

Maria BORKOWSKA

PETROGRAFIA GRANITU KARKONOSZY

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	8
Część petrograficzna	14
Granity	14
Typy granitów karkonoskich w dotychczasowej literaturze geologicznej	14
Granity centralne	15
Granity grzbietowe	26
Granity granofirowe	28
Wyniki analiz mikrometrycznych i chemicznych	34
Analiza teksturalna	41
Enklawy w granicie karkonoskim	43
Stosunek granitów karkonoskich do osłony	53
Skały kontaktowe osłony północnej	53
Skały południowej i wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego	61
Wyniki analiz skał kontaktowych	68
Skały żyłowe w obrębie granitu	71
Aplity i pegmatyty	71
Porfiry granitowe (mikrogranitoidy) i lamprofiry	73
Wyniki analiz skał żyłowych	77
Badania minerałów	81
Charakterystyka skaleni potasowych	81
Analiza biotyту	97
Wnioski ogólne	99
Literatura	105
Résumé	108

Streszczenie

Granitowy masyw karkonoski, tworzący wspólnie ze swoją krystaliczną osłoną jedną jednostkę tektoniczną w bloku zachodniosudeckim, zawdzięcza swe powstanie hercyńskim ruchom górotwórczym. Wśród tworzących go skał wydzielone zostały 3 główne typy: 1) granity centralne, 2) granity grzbietowe, 3) granity granofirowe. Każdy z nich zawiera jeszcze szereg odmian powiązanych ze sobą ciągłymi

przejęciami. Najliczniejsze w masywie granity centralne reprezentowane są głównie przez odmiany porfirowate z dużymi kryształami obwiedzionych plagioklazem skaleni potasowych, obecności których granit karkonoski zawdzięcza swe podobieństwo do granitów rapakiwi. Na podstawie szczegółowych badań petrograficznych stwierdzono, że w odróżnieniu od granitów grzbietowych, granity centralne i granofirowe zawierają hornblendę i obfitują w enklawy oraz ciemne

szliry biotytowe. Granity granofirowe, najmniej liczne i występujące głównie na północno-wschodnich peryferiach masywu, charakteryzuje obecność struktur mikropegmatytowych, powstałych prawdopodobnie w deuterycznym okresie magmy. Za magmowym pochodzeniem granitu karkonoskiego przemawia charakter skał występujących na kontakcie (przede wszystkim hornfelsy kordierytowe), liczne żyły aplitowe przecinające granit i skały otaczające, wielkość masywu i duża — pomimo licznych odmian skalnych — jego jednorodność.

Obfitość enklaw, obecność hornblendy o znamionach rekrytalizacji metamorficznej, bogactwo ciemnych szlir, pojawianie się granatu wskazują na palingene-

tyczne pochodzenie magmy karkonoskiej. Intruzja jej odbywała się dwuetapowo: najpierw wykrystalizował leukokratyczny i pozbawiony fenokryształów skałeni granit grzbietowy, następnie intrudowała główna masa w postaci mieszaniny stopu i nie upłynionych reliktów skał pierwotnych. Geneza dużych kryształów skałeni potasowego nie została wyjaśniona pomimo przeprowadzenia precyzyjnych badań optycznych, chemicznych i strukturalnych. Niektóre fakty zdają się przemawiać na korzyść ich powstania we wczesnym etapie krystalizacji magmy: 1) niski stopień trójskłonności, 2) wyraźnie wyższa niż w skałeniach potasowych tła zawartość baru, 3) kierunkowe ułożenie spotykane w różnych miejscach masywu.

WSTĘP

Granitowy masyw Karkonoszy (fig. 1) tworzy wspólnie ze swoją krystaliczną osłoną jedną jednostkę tektoniczną i należy do bloku zachodniosudeckiego. Swe powstanie zawdzięcza hercyńskim ruchom górotwórczym, które za-

znaczyły się w Sudetach Zachodnich i na przedgórzu sudeckim potężnymi intruzjami plutonicznymi, wciskającymi się w stare kaledońskie struktury. Obejmuje on poza głównym pasmem górskim Karkonoszy Kotlinę Jelenio-

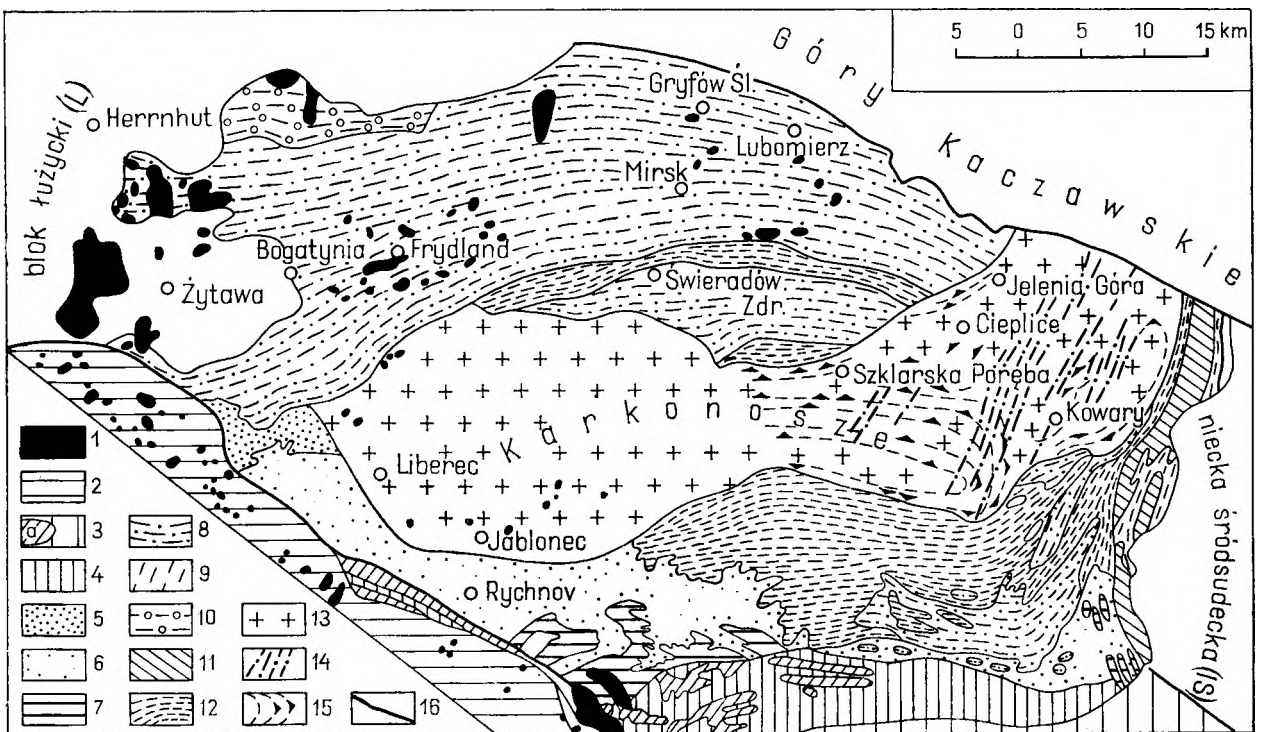


Fig. 1

Schemat geologiczny bloku Karkonoszy (według H. Teisseyre'a 1957)

1 — bazalty trzeciorzędowe, 2 — górna kreda, 3 — czerwony spągowiec, 4 — skały wylewne, 5 — najwyższy karbon, 6 — górną dewon gór Jesztédzkich, 7 — serie łupkowe kompleksu podsudeckiego (łupki graptolitowe, fylity, łupki kwarcytowe), 8 — zieleńce kompleksu podsudeckiego, 9 — gnejsy izerskie i granit rumburski, 10 — gnejsy iniekcyjne Rudaw Janowickich, 11 — granodiority zawidowskie, 12 — amfibolity, 13 — granit Karkonoszy, 14 — utwory żyłowe w granicy Karkonoszy, 15 — bieg i upad szlir w granicy Karkonoszy (według H. Cloosa), 16 — uskoki i nasunięcia

Schéma géologique du bloc de Karkonosze (selon H. Teisseyre 1957)

1 — basaltes tertiaires, 2 — Crétacé supérieur, 3 — Permien inférieur (Rothliegendes), 4 — roches effusives, 5 — Carbo-nifère supérieur, 6 — Dévonien supérieur des Monts de Jestéd, 7 — séries schisteuses du complexe subsudétique (schistes à graptolites, schistes sériciteux, schistes quartzitiques), 8 — „greenschists” du complexe subsudétique, 9 — gneiss d'Izera et granite de Rumburk, 10 — gneiss d'injection de Rudawy Janowickie, 11 — granodiorites de Zawidów, 12 — amphibolites, 13 — schistes micacés, secondairement schistes quartzitiques et autres, 14 — granit de Karkonosze, 15 — roches filoniennes dans le granite de Karkonosze, 16 — cours et pendage des „schlieren” dans le granite de Karkonosze (selon H. Cloos), 17 — bassin intra-sudétique, L — bloc de Lusace

górską oraz część Gór Izerskich i rozciąga się na długości około 70 km, osiągając w najszerszym miejscu 22 km i zwężając się wyraźnie w części środkowej do 8 km. Jego kontakt północno-wschodni z Górami Kaczawskimi jest tektoniczny; od staropaleozoicznych sedymentów kaczawskich dzieli go uskoki śródsudecki. Pozostałe kontakty mają charakter intruzyjny.

Na wschodzie, południo-wschodzie i częściowo na południu granit karkonoski graniczy ze skałami metamorficznymi zaliczonymi przez O. Kodymę i J. Svobodę (1948) do algonku. Skały te oddzielają granit od młodopaleozoicznych osadów niecki śródsudeckiej. Można wśród nich wydzielić dwie strefy: wewnętrzną, zbudowaną głównie z łupków łyszczykowych, i zewnętrzną, w której przeważają skały amfibolowe. J. Oberc (1960) nazwał strefę wewnętrzną *jednostką Rudaw Janowickich — Śnieżki*, a zewnętrzną — *jednostką Leszczyńca*. Druga leży tektonicznie nad pierwszą, przy czym granica między obu strefami nie jest ostra i przebiega na wschód od wydzielonych na mapie G. Berga (1938) *łupków kwarcytowych*, a na południe od Czarnowa, gdzie łupki te zanikają, pomiędzy obszarem występowania łupków łyszczykowych z jednej strony i amfibolitów z drugiej. Wśród łupków łyszczykowych jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki spotykane są wkładki zmetamorfizowanych wapieni, skał wapienno-krzemianowych, amfibolitów, łupków grafitoidowych i kwarcytów. Na południe od Czarnowa, wzdłuż granitu Karkonoszy aż do Karpacza i dalej, już po stronie czeskiej, pojawiają się *gnejsy kowarskie*, uważane przez G. Berga (1941c) za zdeformowane w różnym stopniu granity, a przez J. Oberca (1960) za produkty granityzacji łupków łyszczykowych. Były one przedmiotem badań M. i J. Szałamachów (1958). Występujące w okolicy Miedzianki i opisywane oraz znaczone na mapach przez G. Berga łupki kwarcytowe, nazwał J. Oberc *gnejsami z Miedzianki*, uznając je za produkt granityzacji kompleksu łupków łyszczykowych i współwystępujących z nimi skał amfibolowych.

Amfibolity, szczególnie obficie występujące w zewnętrznej (wschodniej) strefie (jednostka Leszczyńca), wykazują duże zróżnicowanie petrograficzne. Obok odmian gruboziarnistych ze śladami struktury ofitowej, występują skały niemal afanitowe. Obok amfibolitów właściwych pojawiają się gnejsy hornblendowe oraz skały migmatyczne (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Niektóre partie amfibolitów przechodzą w łupki chlorytowe z albitem i epidotem, co K. Smulikowski (1952) przypisuje procesowi diaforyzy. W takich zmienionych diaf-

torycznie skałach, podobnych miejscami do zieleńców, stwierdził O. Juskowiak (1957) na zboczu Góry Kopiny koło Niedamirowa obecność glaukofanu. Cały zespół mineralny pozwolił mu zaliczyć opisane skały do glaukofanowej facji metamorficznej.

W zachodniej części południowej okrywy oraz w osłonie południowo-zachodniej występują skały suprakrustalne należące do kambrosyluru. Niektórzy geolodzy czescy (Máška 1954) łączą wszystkie skały całej południowej okrywy granitu Karkonoszy w jedną metamorficzną serię karkonoską wieku staropaleozoicznego (kambr-ordowik-sylur). Oddziela ona masyw granitowy od północnoczeskiej płyty czerwonego spagowca, a na południowym zachodzie ograniczona jest wielką linią tektoniczną, stanowiącą wschodni odcinek dyslokacji łuzyckiej, po którego przeciwnej stronie występują utwory górnej kredy.

Pomiędzy wymienionymi staropaleozoicznymi skałami a występującymi na północ od nich gnejsami izerskimi pojawiają się w obrębie Gór Jesztedzkich słabo zmetamorfizowane serie o charakterze szarogłazowym, którym geolodzy czescy przypisują ostatnio wiek algoncki (Chaloupsky 1961, 1963). Graniczą one od zachodu z formacjami górnodewońskimi. Swego czasu owe serie szarogłazowe uważane były za górnodewońskie (Gallwitz 1930), a później za sylurskie (Svoboda 1955).

Od północnego zachodu i północy w osłonie granitu Karkonoszy znajdują się gnejsy izerskie wraz z wkładkami łupków mikowych. Na zachodzie ta metamorficzna osłona sięga aż do Łuzyc. Północną granicę gnejsów izerskich stanowi główny uskoki śródsudecki. Gnejsy te uważane były przez większość geologów niemieckich (Rimann 1910, Ahrens 1926, Ebert 1943) za pochodne granitu rumburskiego, który uległ deformacji w czasie ruchów kaledońskich. Stopień tej deformacji był ich zdaniem różny w różnych miejscach występowania. Według H. Eberta na przykład zwiększał się on sukcesywnie ku wschodowi, co niezupełnie jest zgodne z obrazem, jaki dają stare mapy geologiczne, na których również we wschodnich partiach obszarów gnejsowych — a zatem tam gdzie według H. Eberta stopień deformacji powinien być najintensywniejszy — znaczone są m. in. cónieny granitoidowe (*granitisch-körnige Gesteine*). Zdaniem E. Bederkego (1939) gnejsy te stanowią intruzję wieku sardyjskiego.

Gnejsy te wraz z występującymi wśród nich łupkami należą do kompleksu sudeckiego Kodymy i Svobody (1948), z którego występowaniem zetknęliśmy się już we wschodniej i południowo-wschodniej osłonie waryscyjskiego

granitu. Nowoczesny opis petrograficzny tych skał podają prace K. Smulikowskiego (1952, 1958a), które rzucają nowe światło na ich genezę. Autor ten przypisuje całemu kompleksowi wiek algoncki.

Ostatnio ukazało się również kilka publikacji (Kozłowska-Koch 1960, 1961, 1965), poświęconych szczegółowym studiom granitognejsów izerskich. Geneza tych skał okazała się dużo bardziej skomplikowana od przyjmowanej dotychczas. Jedynie część ich powstała w wyniku kaledońskiej deformacji intruzji magmowej wieku assyntyjskiego; pozostałym cytowana autorka przypisuje genezę wtórną, w wyniku feldspatyzacji i granityzacji utworów suprakrystalnych poprzez działanie emanacji granityzujących, wysyłanych przez tę intruzję.

Próbie syntezy geologicznej z uwzględnieniem badań tektoniki w osłonie granitu Karkonoszy podaje J. Oberc (1961).

Intruzja granitu waryscyjskiego wcisnęła się w wypiętrzony górotwór kaledoński, spiętrzając kopulasto swą powałę, która następnie została zerodowana. Kontakty intruzji są po większej części zgodne z tektoniką osłony. Kontakt niezgodny granitu ze skałami metamorficznymi obserwowany jest przede wszystkim na północy, wzdłuż linii Jeżów Sudecki — Jelenia Góra — Szklarska Poręba.

Zjawiska kontaktu termicznego występują wszędzie tam, gdzie granit styka się intruzyjnie z łupkami mikowymi lub fylitami. Na terenie polskim szczególnie interesujące są te zjawiska na Wysokim Grzbiecie, w pasie od Zbójceckich Skał poprzez Wysoki Kamień do Złoty Jam. Również na Śnieżce występują one wyraźnie. Obserwuje się je także u wylotu Sowiej Doliny na północo-wschód od Śnieżki oraz w okolicy Wojcieszyc na północo-zachód od Cieplic. Zmienione kontaktowo łupki są bardziej masywne i odporne od graniczącego z nimi granitu, dzięki czemu wznoszą się przeważnie ponad przeciętny poziom obszaru, na którym występują.

Na podstawie dawnych badań stratygraficznych wiek intruzji karkonoskiej uznany został za późnokarboński (Berg 1923, 1941b). Jej żyły przecinają osady kulmu, a sam granit w postaci niezbyt licznych otoczków pojawia się dopiero w zlepieńcach górnego czerwonego spągowca. E. Bederke (1956) przyjmuje środkowy westfal za wiek intruzji granitu; tłumaczy to m. in. tym, że w westfalu B utworzył się potężny stożek nasypowy zbudowany ze zlepieńców gnejsowych i rozciągający się od wschodnich Karkonoszy głęboko w nieckę śródsudecką. Powstanie tego stożka mogło być według niego związane tylko z wypiętrzeniem obszaru Karkonoszy, spowodowanym intruzją

granitu. Także obecność w dalszym otoczeniu granitu lamprofirów, których intruzja wypada jeszcze w hydrotermalnej fazie intruzji granitowej i które przecinają niższy westfal, a w postaci otoczków występują w wyższym górnym karbonie, przemawia za słusznością tak przyjętego wieku. Badania wieku bezwzględnego, przeprowadzone w 1962 r. w Waszyngtonie (Przewłocki, Magda, Thomas, Faul 1962) na wyseparowanym z granitu biotycie, dały przy zastosowaniu metody potasowo-argonowej wynik 304 mln lat, przy rubidowo-strontowej 292 mln lat. Wyniki te — jak na dwie różne metody — należy uznać za praktycznie jednakowe i, według nowej skali wieku absolutnego A. Holmesa (1960), zgodne z oznaczeniem pozycji stratygraficznej granitu.

Ponieważ intruzja granitu nastąpiła u schyłku orogenezy waryscyjskiej, należy on już do granitów postorogenicznych, o na ogół spokojnej tektonice wewnętrznej. W plutonie wyróżnić można dwie zasadnicze części, wyraźnie różne pod względem morfologicznym: pasmo górskie i Kotlinę Jeleniogórską. Pasma górskie właściwych Karkonoszy łączy się na wschodzie z pasmem Rudaw Janowickich. Powierzchnia szczytowa Karkonoszy leży na wysokości 1350 — 1450 m n.p.m. (Lencewicz 1955). Ponad ten poziom wznosi się na wschodzie Śnieżka (1603 m n.p.m.), a na zachodzie Wielki Szyszak (1509 m n.p.m.). Śnieżka zawdzięcza swą okazałą wysokość twardości i odporności na wietrzenie hornfelsu, z którego zbudowany jest jej szczyt. Dno Kotliny Jeleniogórskiej leży w poziomie 330—440 m n.p.m. Ponad tę wysokość wystają pojedyncze kopuły granitowe, dochodzące na wschodzie w Sokolich Górach do 650 m n.p.m.

Północne stoki pasma górskiego oddziela od kotliny Pogórze Karkonoskie, o grzbietach wyrównanych w poziomie 600—800 m n.p.m. Pogórze to opada stromym załamaniem ku kotlinie i stromym zboczem również oddzielone jest od poziomu szczytowego.

Na temat genezy Kotliny Jeleniogórskiej panują w literaturze geologicznej różne poglądy. A. Penck, J. Partsch, F. E. Suess, H. v. Staff i inni (*vide* Cloos 1922) uważali ją za zapadliśko tektoniczne, podczas gdy E. Dathe i G. Gürich przypisywali jej charakter erozyjno-denudacyjny. G. Berg (1923) przyjął hipotezę genezy tektonicznej: dyslokacje trzeciorzędowe podzieliły pierwotny kompleks górski na części zanurzające się stopniowo wzdłuż uskoków w głąb. Większość uskoków ma bieg NW—SE. Najważniejsza dyslokacja oddzieliła grzbiet górski od kotliny, przy czym przejście od pasma górskiego do niej jest wyraźnie dwustopniowe.

Cloos odrzucił hipotezę o tektonicznym powstaniu kotliny. Uważa on (Cloos 1922), że granit występujący na jej dzisiejszym obszarze nigdy nie osiągnął wysokości pasma górskiego. Około 1000-metrowa różnica pomiędzy jednym i drugim poziomem obszaru granitowego jest w głównych zarysach pierwotna. Wiele przemawia za tym, że początkowo utworzył się główny trzon granitu, odpowiadający dzisiejszemu grzbietowi górskiemu, w obrębie którego kierunki tektoniczne przebiegały równoległe do podobnych kierunków w osłonie. Intruzja ta otoczona była dookoła płaszczem skał starszych, o wszędzie jednakowej miąższości. Następnie rozbudowała się na północ, jednak już tylko w niższym poziomie. Ta nieco później powstała północna partia intruzji częściowo wdarła się w kaledońską osłonę niezgodnie (fig. 2), częściowo przesunęła ją na północ-wschód. Taka hipoteza pozwala powiązać ze sobą kompleksy metamorficzne wschodniego i północno-zachodniego obrzeżenia Karkonoszy.

W 1925 r. H. Cloos raz jeszcze przedyskutował zagadnienie genezy Kotliny Jeleniogórskiej i zrewidował swoje poprzednie poglądy. Podtrzymał on w całej rozciągłości swoje zdanie, że kotlina nie jest zapadliskiem tektonicznym. Powstała ona natomiast w wyniku erozji poprzedzonej wypiętrzeniem granitu, które wyniosło południową część masywu do wysokości grzbietu górskiego Karkonoszy, w kierunku północnym zaś opadało w formie płaskiego stoku, przy czym spadek ten był silniejszy ku północy i północno-zachodowi niż ku północno-wschodowi. Wypiętrzeniu temu towarzyszyły prawdopodobnie uskoki, z których jeden miałby przebiegać wzdłuż południowego brzegu dzisiejszej kotliny. Uskoki te są jednak starsze od dzisiejszej powierzchni, niewysokie, przy czym nie ograniczają się do wnętrza czy brzeżnych partii kotliny. Nie one są zatem wyłącznie odpowiedzialne za dzisiejszą morfologię terenu. Przypuszczalnie większość ruchów tektonicznych jest od niej starsza; obecna powierzchnia zawdzięcza swój wygląd istnieniu jakiejś powierzchni już pierwotnie silnie zróżnicowanej.

Erozja rozpoczęła się w następstwie wypiętrzenia masywu i to w miejscu jego najsilniejszego wygięcia, po północno-wschodniej stronie grzbietu górskiego. Ponadto jej działanie było uzależnione od rodzaju atakowanych skał; granit gruboziarnisty ulegał erozji prędzej, podczas gdy aplitowe, drobnoziarniste odmiany granitu, charakterystyczne dla grzbietu górskiego, erodowane były niewspółmiernie wolniej.

Dzisiejsza morfologia masywu granitowego jest w gruncie rzeczy odbiciem pierwotnej tektoniki paleozoicznej. Siły działające w trze-

ciorzędzie i czwartorzędzie nie tylko jej nie zatarty, lecz, przeciwnie, podkreśliły główne jej zarysy.

Warstwy osłony granitu zapadają według badań Cloosa na zewnątrz, spękania skalne natomiast wachlarzowato ku środkowi intruzji. Taki układ najłatwiej byłoby tłumaczyć wypiętrze-

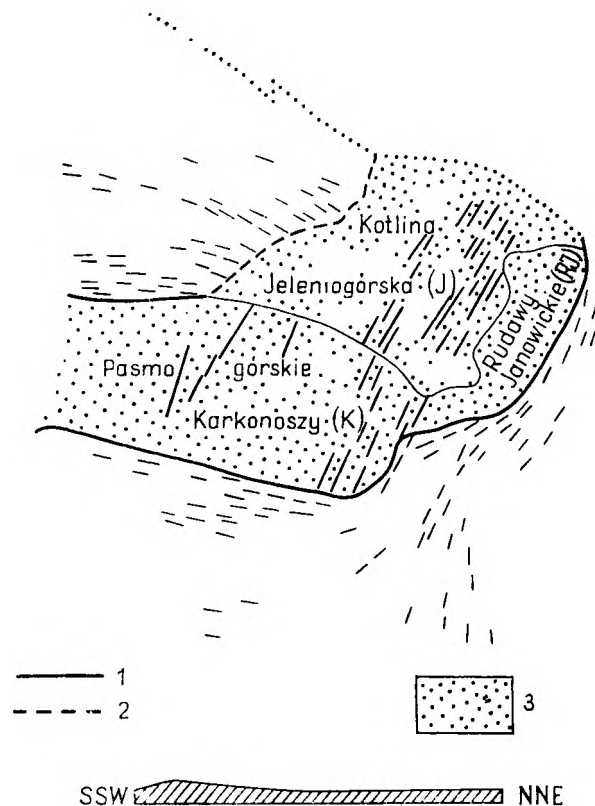


Fig. 2

Schemat geologiczny i profil morfologiczny Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej (według H. Cloosa 1922)

1 - kontakt zgodny, 2 - kontakt niezgodny, 3 - granit

Schéma géologique et profil morphologique de Karkonosze et du bassin de Jelenia Góra (selon H. Cloos 1922)

1 - contact concordant, 2 - contact discordant, 3 - granite, K - chaîne de Karkonosze, RJ - chaîne de Ruda Janowicka, J - bassin de Jelenia Góra

niem terenu dopiero przez sam granit. Takiej hipotezie przeczą jednak niektóre obserwacje ze wschodniej osłony granitu. Wprawdzie i tu wszystkie skały, niezależnie od izoklinalnych fałdów czy uskoczków, zapadają na wschód, a więc od granitu, jednak na te fałdy transgredują osady kulmu w taki sposób, że przedkulmowy wiek fałdowania, intruzji gnejsów i ich izoklinalnego upadu jest bezsporny. Cloos przyjmuje, że upady łupków krystalicznych wschodnich Karkonoszy już przed kulmem wynosiły przeciętnie co najmniej 30–40° na wschód. Po stronie przeciwnej, tj. na północno-zachód

od Kotliny Jeleniogórskiej, kopuła budowa krystalicznej osłony jest także bardzo wyraźna. Cloos uważa przeto, że już przed intruzją granitu istniała szeroka i wysoka kopuła, podobna do dzisiejszej, i że została ona jedynie przez granit dalej rozbudowana. Kopuła ta była niesymetryczna, zarówno pod względem materiału, jak struktury, oraz poprzecinana kilku głębokimi uskokami. Oprócz głównego uskoku śródsudeckiego, Cloos przyjął istnienie dużego przedgranitowego uskoku na linii Śnieżka-Karpniki-Miedzianka. Wydaje mu się on potrzebny dla wytłumaczenia niemal 90-stopniowej różnicy w biegu skał krystalicznych północno-zachodniej i wschodniej osłony masywu.

Przy całej swej jednorodności granit karkonoski dostarcza rozlicznych i pełnych wdzięku form krajobrazowych (pl. I, fot. 1—2, pl. II, fot. 1). Morfologia grup skalnych uwarunkowana jest przede wszystkim blokową oddzielną w trzech głównych kierunkach. Wietrzenie posuwa się najszybciej wzdłuż linii pęknięć i ciosu, prowadząc w efekcie do powstania charakterystycznych „ambon”, „grzybów”, „maczug”, „iglic”, „baszt”. W większości krawędzie i naroża bloków są zaokrąglone. Strome urwiska, gdzie denudacja wyprzedza procesy chemicznego i mechanicznego wietrzenia, są jednak na ogół ostrokrawędziste i wykazują świeże, gładkie ściany oddzielności. Takie są m. in. niektóre ściany wąwozów i kotlin górskich. Niemalże wpływ na morfologię ma też odmiana granitu, z której zbudowane są skałki lub wzniesienia. Normalny granit gruboziarnisty odznacza się zwykle rzadko rozmieszczonymi płaszczyznami ciosowymi, dając przeważnie wielkie bloki. Odmiany drobnoziarniste, zwłaszcza aplitowe, są spękane dość gęsto i mniej prawidłowo, co wyklucza zachowanie się większych bloków. Z drugiej jednak strony te właśnie odmiany wykazują większą odporność na wietrzenie: im przeto zawdzięczają niektóre skałki ostrość swych zarysów. Blokowiska — choć nierzadko spotykane — są w Karkonoszach mniej liczne niż w innych górach granitowych, co G. Berg (1923) tłumaczy małą odpornością granitu karkonoskiego na wietrzenie.

Magmowa geneza granitu Karkonoszy jest zgodnie uznawana przez wszystkich dotychczasowych jego badaczy. Podzielone są jedynie zdania co do źródeł magmy i mechanizmu intruzji.

H. Cloos (1925) przyjmuje, że granit podniósł się z głębi i wdarł w osłonę poprzez dwie, zbiegające się w południowo-wschodnim narożu masywu, olbrzymie szczeliny, z których jedna przebiegała zgodnie z grzbietem górskim właściwych Karkonoszy, a druga z grzbietem Rudaw Janowickich. Z tych miejsc intruzja rozprzestrzeniła się na boki, przy czym główna

masa „spłynęła” z obu stref korzeniowych w kierunku Kotliny Jeleniogórskiej. Taką hipotezę wyprowadza Cloos na podstawie badania szlir. Wyniki tych badań pozwoliły mu na przyjęcie istnienia dwóch dużych wypiętrzeń ośrodków magmowych pod pokrywą skał starych. Oba są wydłużone i asymetryczne. Pierwsze biegnie w kierunku ESE i opada stromo na południe, a płasko i stopniowo na północ. Drugie, o biegu NNE, opada stromo na wschód (zatem znowu na zewnątrz), a płasko i szeroko na zachód. Szerokie zbocza obu wypiętrzeń stykają się ze sobą i przenikają wzajemnie w Kotlinie Jeleniogórskiej.

W ostatniej fazie intruzji stop zawierał zdatkiem Cloosa gotowe już kryształy i szliry o różnym stopniu ruchliwości i plastyczności. Zastyganie postępowało od góry do dołu i od boków ku środkowi. W czasie bardzo długotrwałego końcowego stadium tworzenia się masywu zastygła już zewnętrzna strefa intruzji, jako bierna powłoka, była przesuwana wskutek ruchów aktywnego jeszcze jądra. H. Cloos opowiada się za powłokową budową Karkonoszy (fig. 3),



Fig. 3

Schematyczny przekrój przez północny stok Karkonoszy (według H. Cloosa 1925)

Coupe schématique du versant nord de Karkonosze (selon H. Cloos 1925)

n — noyau, i — couverture interne de „schlieren”, e — couverture externe de „schlieren”

przy czym wyróżnia w niej trzy nieco różne pod względem składu strefy: 1) ubogie w szliry, bardzo jednorodne jądro (grzbiet górski), 2) powłokę wewnętrzną z przewagą szlir biotytowych, 3) powłokę zewnętrzną z przeważającymi aplitowymi szlirami pokładowymi.

Niektóre żyły aplitowe, których występowanie ograniczone jest do brzeżnej strefy masywu, a upady skierowane są ku jego środkowi, wskazują zdaniem H. Cloosa na ruch magmy w kierunku obrzeżenia masywu w okresie, gdy była ona już dostatecznie zastygła, aby mogły się w niej tworzyć szczeliny, jednak na tyle jeszcze ruchliwa, aby je wypełnić.

W 1939 r. H. Cloos, w wyniku dyskusji przeprowadzonej z A. Rittmannem na temat podziału plutonów, uznał granit karkonoski za pluton migmatyczno-diapirowy (*Migma-Diapir-Pluton*), który powstał ze skał preegzystujących, uruchomionych wskutek dopływu ciepła i materiału i wcisnął się w stanie stopu o dużej lepkości w skały otaczające.

E. Bederke (1949), uznając granit karkonoski za klasyczny przykład skały magmowej, podaje jako dowód zaobserwowane przez siebie przejście granitu w felzytową skałę porfirową w sztucznym odsłonięciu na górze Żeleźniak (*Eisenkoppe*) koło Radzimowic. Drugim dowodem magmowego pochodzenia tej skały miała być jej porfirowata struktura, której fenokryształy nie mogą być jego zdaniem blastami — wobec wysokiego stopnia automorfizmu i stosunku wiekowego do „tła” skalnego. Jaki ma być ten stosunek, E. Bederke w cytowanej pracy nie pisze. Przypuszczalnie ma na myśli kierunkowe ułożenie fenokryształów skaleni potasowego, opisane przez G. Berga (1923) i H. Cloosa (1925).

Na temat pochodzenia samej magmy Bederke wypowiada się w dwóch pracach (1943, 1956). W pierwszej z nich autor — po stwierdzeniu identycznego składu chemicznego, podobnej struktury (obecność fenokryształów skaleni potasowych z obwódkami oligoklazów) i podobnej asocjacji kruszców w kaledońskim granitognejszym izerskim i waryscyjskim granicie karkonoskim — wyprowadza hipotezę o pochodzeniu obu skał z tej samej magmy, która po intruzji granitu kaledońskiego uległa regeneracji czyli resurgencji. W pracy drugiej dochodzi do wniosku, że pojawiający się licznie wokół obszaru występowania granitu karkonoskiego i granitognejszego izerskiego detrytus granitowy, zawierający skalenie o składzie i wyglądzie identycznym jak w obu wymienionych skałach, jest prekambryjski i stanowi pierwsze ogniwo w grupie granitoidów zachodniosudeckich pochodzących z tej samej magmy. Ów detrytus granitowy, tkwiący głównie w sedymentach ordowickich, uważany był przez jakiś czas za pochodzący z granitognejśmów izerskich (Brüll 1942). M. Schwarzbach (1934) zaklasyfikował jednak część uważanych za ordowickie szarogłazów do kambru i stwierdził na tej podstawie, że materiał detrytyczny, jaki zawierają, nie może pochodzić z granitognejśmów izerskich, lecz ze skał starszych, bardzo do nich podobnych, których już dzisiaj w odsłonięciach nie spotykamy. Bederke powołuje się dalej na ważną obserwację G. Berga, który w zlepieńcach kulmu wschodniego obrzeżenia Karkonoszy znalazł otoczaki łupków mikowych, zawierających z kolei otoczaki granitu. Łupki te pochodzą niewątpliwie z osłony granitu karkonoskiego i należą do tej samej formacji co łupki północnej osłony granitu, w które intrudował kaledoński granit izerski (Bederke 1924). Tkwiące w nich otoczaki muszą przeto pochodzić z jakiejś jeszcze starszej skały granitowej, która występowała kiedyś na obszarze dzisiejszych Karkonoszy, na co jednoznacznie wskazuje rozmieszczenie jej

detrytusu. Ponieważ Bederke stoi ponadto na stanowisku synorogenicznej poordowickiej intruzji granitognejśmów izerskich, z całą stanowczością twierdzi, że materiał detrytyczny, znajdujący się w sedymentach ordowickich i jeszcze starszych, nie może być z tych gnejśmów wyprowadzany.

Autor ten przyjmuje zatem w obszarze bloku Karkonoszy 3 różne generacje granitu: przedkambryjską, kaledońską i waryscyjską, pod względem składu i wykształcenia wybitnie do siebie podobne. Na tej podstawie dochodzi do wniosku o trzykrotnej intruzji tej samej magmy. Ponieważ jednak różnica wieku pomiędzy granitem waryscyjskim a kaledońskim wynosi 10^8 mln lat, pomiędzy kaledońskim a prekambryjskim zaś jest jeszcze wielokrotnie większa, trudno sobie wyobrazić, aby chodziło tu o tę samą magmę w ścisłym znaczeniu tego słowa, to jest taką, która przetrwała w głębi ziemi przez tak długi okres czasu w stanie ciekłym i zawsze gotowym do intruzji. O wiele bardziej prawdopodobne jest zdaniem Bederkego założenie, że magma ta regenerowała się w czasie każdej kolejnej orogenezy.

K. Smulikowski (1958b) kwestionuje argumenty Bederkego, na podstawie których wyprowadził on hipotezę o pochodzeniu granitów karkonoskich i izerskich z tej samej magmy, a mianowicie duże wzajemne podobieństwo petrograficzne i podobne asocjacje kruszców. Nie ma jego zdaniem tak daleko idącego podobieństwa pomiędzy obu skałami. Mogłoby ono zresztą istnieć jedynie w przypadku całkowitego upłynienia granitów starszych, co w gruncie rzeczy jest mało prawdopodobne. Co do waryscyjskiego granitu karkonoskiego K. Smulikowski uważa, że jest on niewątpliwie magmowy, przy czym magma, z której pochodzi, była wtórna — palingenetyczna lub regeneracyjna.

Wyniki swych pierwszych badań na terenie karkonoskiego masywu granitowego opublikowała w 1959 r. (Borkowska 1959). Praca niniejsza zawiera ich kontynuację. Celem jej było zebranie nowych danych petrograficznych dla uzyskania dalszych argumentów pozwalających na wnioskowanie o genezie granitu Karkonoszy. Oprócz skał granitowych przestudowano także tkwiące w nich enklawy oraz występujące na bezpośrednim kontakcie z granitem skały metamorficzne. Opisy poszczególnych typów skalnych uzupełniono analizami mikrometrycznymi i chemicznymi, zarówno nowymi, jak zaczerpniętymi z dotychczasowej literatury. Z uwagi na ważną i coraz częściej w publikacjach petrograficznych podkreślaną rolę, jaką w badaniu genezy granitów odgrywa problem genezy fenokryształów skaleni, przeprowadzono dodatkowe studium mineralogiczne

wyseparowanych z granitu karkonoskiego skałeni potasowych. Były one wprawdzie już raz przedmiotem badań F. Klockmanna w 1882 r., od tego czasu jednak zmieniły się zarówno metody badawcze, jak i nasze poglądy na interpretację uzyskiwanych wyników. Zbadany został również biotyt, wyodrębniony zarówno z granitu, jak z hornfelsu. Rezultaty wszystkich przeprowadzonych badań pozwoliły na przyjęcie hipotezy o pochodzeniu granitu karkonoskiego z magmy palingenetycznej.

Praca niniejsza została wykonana w Zakładzie Nauk Geologicznych PAN. Jestem szczerze zobowiązana i składam serdeczne podziękowanie Panu prof. dr K. Smulikowskiemu, który

zachęcił mnie do podjęcia tego zagadnienia i w czasie pracy nad jego rozwiązaniem nie szczędził mi swych cennych rad, wskazówek i pomocy. Dziękuję również najuprzejmiej Panu prof. dr J. Wyartowi i pracownikom Laboratorium Mineralogii i Krystalografii Sorbony, w którym umożliwiono mi i ułatwiono wykonanie oznaczeń rentgenograficznych skałeni. Panu dr G. Sabatierowi jestem szczególnie wdzięczna za wszystkie uwagi, sprawdzenie i pomoc w interpretacji wyników tych oznaczeń. Panu dr H. Pendiowskiemu dziękuję serdecznie za pomoc w analizach chemicznych, Panu dr A. Wiewiórze w zdjęciach rentgenowskich biotyту, a Pani dr M. Kozłowskiej-Koch i Panu dr W. Smulikowskiemu w wykonaniu fotografii.

CZEŚĆ PETROGRAFICZNA

Niniejsza część pracy obejmuje charakterystykę petrograficzną skał występujących w obrębie granitowego masywu Karkonoszy i na jego kontaktach. Miejsce pochodzenia próbek, które posłużyły do badań laboratoryjnych, przedstawia schematyczna mapka (fig. 4). Rozdziały pierwsze poświęcone zostały granitom, dalsze kolejno enklawom, skałom kontaktowym oraz skałom żyłowym. Wyniki analiz ilościowych (mikrometrycznych i chemicznych) przedstawiają tabele umieszczone na końcu każdego większego rozdziału. Opisy w obrębie każdej większej grupy skalnej potraktowane zostały regionalnie.

GRANITY

Typy granitów karkonoskich w dotychczasowej literaturze geologicznej

G. Berg wyróżnia na swoich mapach geologicznych 3 główne typy granitu karkonoskiego: 1) *granit z porfirowymi skałeniami nazywany porfirowatym*, 2) *granit równoziarnisty* i 3) *granit aplitowy z pojedynczymi większymi skałeniami*. Zgodnie z propozycją G. Rosego (1842) nazywa go w swych opisach granitytem, tzn. granitem biotytowym.

Za główny typ G. Berg uważa *granityt z porfirowymi skałeniami*, który spotykany jest niemal na całym obszarze masywu Karkonoszy. Ilość i wielkość skałeni porfirowych jest bardzo zmienna. W niektórych odmianach kryształły skałeni wielkości 1—2 cm tkwią sporadycznie w drobnoziarnistej masie granitowej, w innych osiągają długość kilku centymetrów i są nieraz przy tym tak stłoczone, że granitowa masa stanowi wśród nich jedynie skąpe tło skalne. Gra-

nity z pojedynczymi większymi skałeniami szczególnie często gromadzą się według obserwacji Berga w pobliżu granitów równoziarnistych. Na ogół trudno nawet postawić granicę pomiędzy obszarami ich występowania.

Granit równoziarnisty znaczone jest na niemieckich mapach geologicznych przede wszystkim na obszarze grzbietu górskiego Karkonoszy; dalej spotykany jest on we wschodnich partiach masywu w obrębie Rudaw Janowickich, a poza tym tu i ówdzie wśród obu pozostałych typów granitów w formie szlir podobnych do żył. Berg podkreśla jego większą od innych odmian twardość i odporność na wietrzenie, ubóstwo w biotyt i w ciemne enklawy (*Kugelschlieren*). W niektórych miejscach granit ten upodabnia się do aplitów, jednak granica pomiędzy nim a właściwymi żyłowymi aplitami jest zawsze dostatecznie ostra.

Granit aplitowy z pojedynczymi większymi skałeniami pojawia się na mapach Berga głównie we wschodnich obszarach masywu. Występuje on przede wszystkim na Kopkach (*Abruzzen*) w okolicy Cieplic i dlatego przez geologów niemieckich często nazywany jest też granitem Abruzzów (*Abruzzengranit*), choć spotykany jest on również i w innych miejscach, np. w okolicy Stanisłowa i dalej na wschód, na obszarach objętych arkuszem Miedzianka niemieckiej mapy geologicznej. Tworzy on, według opisów Berga, wraz z towarzyszącym mu tu często granitem równoziarnistym, brzezną fację granitu porfirowatego, od którego różni się znacznie mniejszym ziarnem głównej masy skalnej, wśród której pojawiają się dość rzadkie większe kryształły skałeni, a poza tym kilkumilimetrowe, automorficzne lub zaokrąglone pod wpływem korozji, heksagonalne ziarna kwarcu. Spo-

radycznie widoczne są również grube płytki biotyту. Główna masa skalna jest zwykle uboga w biotyт i przypomina często niektóre drobnoziarniste aplity. Podając wyniki badań mikroskopowych, G. Berg (1941a) zwraca uwagę na obfitość w skaleniach okrągłych wrostków kwarcu najczęściej jednakowo zorientowanych. Pozbawione tych przerostów są jedynie kryształki duże, wśród których jedną trzecią stanowi skałen potasowy (ortoklaz), a dwie trzecie oligoklaz, choć często wrostki kwarcu grupują się na ich brzegach, co zaciera granicę przejścia od fenokryształów do otaczającej je drobnoziarnistej masy. Grubokrystaliczny biotyт jest zdaniem Berga wyraźnie starszy od masy skałeniowo-kwarcowej. Zawiera wrostki cyrkonu i rutylu, wywołujące wąskie obwódki pleochroiczne. Tytanit jest częstym akcesorycznym składnikiem opisywanego typu granitu. Próźnie miarolityczne o wymiarach mikroskopowych zawierają grube płytki biotyту i kryształy epidotu. W miejscach, w których znikają fenokryształy lub ilość ich maleje, skała przechodzi niekiedy we właściwy aplit; z drugiej strony obserwuje się przejścia do „normalnego” granitu, zwłaszcza tam gdzie występuje lokalne nagromadzenie biotyту. Takie odmiany skalne przejściowe do granitu normalnego są bardzo rozpowszechnione na obszarze Kopek.

Tu i ówdzie spotyka się także skały przedstawiające niejednorodną, szlirowatą mieszaninę wszystkich trzech typów skalnych.

Wydzielenie wśród granitów karkonoskich trzech podanych wyżej typów jest oczywiście bardzo schematyczne, z czego już G. Berg zdawał sobie jasno sprawę, okazało się jednak wygodne, a nawet konieczne dla celów kartograficznych. W gruncie rzeczy trudno bardzo postawić jakieś granice pomiędzy jednym a drugim typem; niemal wszystkie, z całą jeszcze gamą odmian pośrednich, występują zasadniczo na całym obszarze Karkonoszy. W najogólniejszym jednak zarysie można potwierdzić opinię Berga, że granit porfirowaty stanowi typ główny i znajduje się przede wszystkim w centrum masywu, granit równoziarnisty najobficiej występuje na grzbiecie górskim (stąd niemiecka nazwa *Kammgranit*), a drobnoziarnisty z fenokryształami skałeni i heksagonalnego kwarcu — chyba najrzadziej spotykany w swojej czystej postaci — pojawia się w brzeźnych, północno-wschodnich partiach Karkonoszy.

Godząc się w zasadzie z dawnym podziałem granitów karkonoskich na 3 główne typy, będą w dalszym tekście stosować dla nich nieco inne nazwy. Skały występujące na głównym obszarze masywu nazywać będę granitami centralnymi; znajdują się wśród nich nie tylko odmiany porfirowate. Dla granitów two-

żących właściwe pasmo górskie Karkonoszy, pozbawionych enklaw i zazwyczaj ubogich w biotyт, stosować będę nazwę granity grzbietowe (odpowiednik niemieckiego *Kammgranit*). Wszystkie zaś te skały granitowe, które nie będąc żyłowymi wykazują struktury mikropegmatytowe, będę określać mianem granitów granofirowych.

Granity centralne

Skały granitowe okolic Szklarskiej Poręby

(punkty 9—12, 36—37)

Granity te, wśród których przeważają odmiany porfirowate (pl. IV, fot. 1) najbardziej dla masywu Karkonoszy typowe, eksploatowane były od dawna dla celów budowlanych w licznych kamieniołomach (pl. III), z których większość była do niedawna czynna. Choć skały te nie są najbardziej odporne na wietrzenie wskutek obecności licznych nieraz fenokryształów i enklaw, to z drugiej strony właśnie owe duże kryształy obok ciemnych szliir decydują o ich przydatności do celów dekoracyjnych (elewacje). Większość fenokryształów należy do skałeni potasowego (pl. IV, fot. 2; pl. V, fot. 1—2)* o zabarwieniu bladoróżowym. Często występuje on w automorficznych kryształach o dłuższych krawędziach mających przeciętnie 4—5 cm długości (niekiedy do 10 cm), czasem w osobnikach jajowatych o zaokrąglonych konturach. Zarówno jedno, jak drugie nierzadko otoczone są białą obwódką plagioklazu o szerokości 3—4 mm, co sprawia, że granit karkonoski przypomina skandynawskie rapakiwi. Większość osobników wykazuje już megaskopowo widoczne karlsbadzkie zbliźniczenia oraz obecność drobnych, nieraz dość licznych wrostków biotyту (pl. VI, fot. 1). Owe megakryształy**, jeśli występują niezbyt licznie, tkwią w równo i dość gruboziarnistej różowo-biało-szarej masie, złożonej ze skałeni potasowego, plagioklaz i kwarcu, wśród których widoczne są czarne połyskujące plamki niewielkich płytek biotyту lub jego skupień. Średnice poszczególnych ziarn składników jasnych dochodzą miejscami do 1 cm, średnice biotyту nie przekraczają na ogół 3—4 mm.

Na dużych ścianach kamieniołomów widoczne jest miejscami dość wyraźnie kierunkowe, nie-

* Szczególnie wdzięcznym obiektem megaskopowej obserwacji opisywanych granitów są polerowane płyty Pałacu Kultury i Nauki w Warszawie, pochodzące z kilku kamieniołomów w okolicy Szklarskiej Poręby. Większość załączonych do niniejszej pracy fotografii megaskopowych uzyskano z tego obiektu architektonicznego.

** Nazwą tą określam szczególnie duże kryształy, o średnicach przekraczających 2 cm.

mal równoległe ułożenie fenokryształów (pl. VI, fot. 1), co oczywiście nie wszędzie i nie zawsze jest spotykane. Zdaniem H. Cloosa (1925) miejsca z taką teksturą kierunkową, spowodowaną ustawieniem skaleni, są jednak w granicie kar-konoskim tak liczne, że można by — z niewielką przesadą — zaryzykować twierdzenie, że właściwość ta jest dla niego sprawą normalną. Jeśli granit jest przy tym szlirowaty, co w Kar-konoszach wśród odmian porfirowych jest zjawiskiem częstym, fenokryształy skaleni tkwią-ce w pasmach pomiędzy szlirami biotytu ułożo-ne są dłuższymi swymi krawędziami — ściany (010) — zgodnie z przebiegiem cwych ciemnych szlir, jak to przedstawiają figura 5 i plansza VI, fotografia 2.

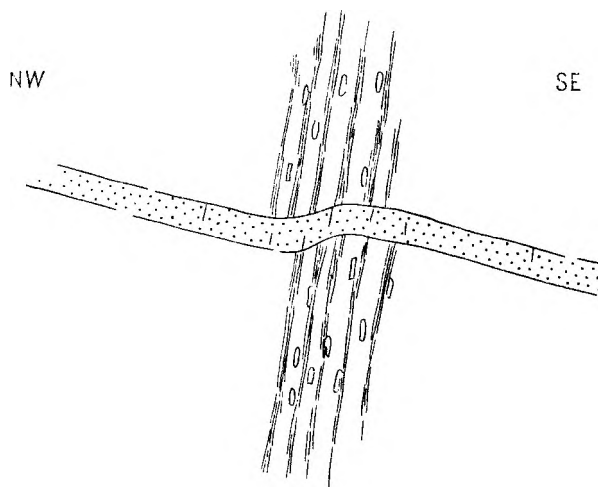


Fig. 5

Równoległe ułożenie szlir biotytowych i skaleni, przeciętych prostopadłe żyłą aplitu — okolica Gó-rzyniec (według H. Cloosa 1925)

Disposition parallèle des „schlieren” à biotite et des feldspaths coupés perpendiculairement par un filon d’aplite — environs de Górzyniec (selon H. Cloos 1925)

Niekiedy wśród granitów porfirowatych pojawiają się partie o ziarnie wyraźnie grubszym (pl. VII, fot. 1). Wszystkie składniki jasne osią-gają w nich niemal rozmiary fenokryształów skaleni potasowych, tak że skała zatracą swój porfirowy wygląd, choć różowe, duże kryształy są i tu na ogół nieco większe od pozostałych ziarn, a zarazem liczniejsze niż w odmianach porfirowych.

Wspomniano wyżej, że opisywane granity bogate są w ciemne szliry (pl. VIII, fot. 1—2), których głównym składnikiem jest biotyt. Bardzo często pojawiają się one w miejscach, gdzie skała jest stosunkowo równoziarnista i pozbawiona fenokryształów. Grubość ich jest rozmaita, najczęściej wynosi kilka do kilkunastu

centymetrów. Miejscami taka ciemna szlira, z jednej strony ostro odgraniczająca się od normalnego granitu, po przeciwnej swej stronie ma kontury nieostre i rozmyte dzięki wciskaniu się w nią jasnych, cukrowatych partii apli-towych o brzegach również nieostrych, co w ostatecznym efekcie prowadzi do powstania drobnoziarnistej skały granitowej, silnie wzbogaconej w równomiernie rozmieszczone biotyty. Takie pojawiające się po jednej stronie ciemnych szlir jasne aplitowe pasma są zjawiskiem dość częstym. Niekiedy obok nich występuje ponownie strefa wzbogacona w biotyt, zazwyczaj jednak już dużo cieńsza. Kiedy indziej wśród takich „wybielonych” smug zjawiają się soczewki pegmatytowe.

Czasem szliry biotytu przecięte są aplitami, które zresztą dość często występują w grani-tach, tworząc w nich bądź cienkie lokalne wkładki (pl. VII, fot. 2), bądź grube żyły. Są one jasne, różowawe lub szare, o bardzo drob-nym ziarnie. Ich granica z granitem jest z reguły ostra. Niekóre zawierają miarole o średnicach kilkucentymetrowych, wypełnione kwarcem i skaleniami, głównie różowymi.

Pod mikroskopem skały z pojedynczymi megakryształami skaleni wykazują typową struk-turę hipautomorfowoziarnistą i teksturę bez-ladną.

Plagioklasy, przeważające ilościowo nad ska-leniem potasowym, o dużej skłonności do auto-morficznego wykształcenia, są przeważnie al-bitowo zbliźniaczone i często pasowe (pl. IX, fot. 1). Nierzadko obserwuje się zjawiska ty-powej rekurencji pasów, czasem zbliźniaczenia karlsbadzkie. Niekóre osobniki wykazują pla-miste wygaszanie lub złożone są z kilku ele-mentów o zgodnej orientacji krystalograficznej z nieco poprzesuwanymi prążkami bliźniaczy-mi. Część plagioklazów poprzetykana jest sery-cytem, głównie w partiach środkowych krysz-tałów, czasem także epidotem, zwykle niefo-remnym, często gruzełkowym, rzadko chlory-tem. Zawartość anortytu waha się przeciętnie w granicach od 16 do 28% w jądrach i spada w obwódkach do 6—10%. Niekiedy, w przypad-ku bardzo silnie rozwiniętej budowy pasowej, zasadowość najbardziej centralnych partii pla-gioklazów wzrasta do 34%. Na kontakcie ze ska-leniem potasowym plagioklasy mają przeważnie jasne, praktycznie zupełnie pozbawione wapnia obwódki, przy czym są często myrmekitowo poprzerastane kwarcem. Niekóre z tych prze-róstów, przeważnie te bardziej od brzegu odda-lone, są dość grube, robaczkowe, inne mają pos-tać cieniutkich, lekko powyginanych nitok, czę-sto rozgałęziających się po kilka z jednego pun-

ktu. Nierzadkim zjawiskiem jest zanik przerostów kwarcu w najbardziej zewnętrznej partii obwódki. Oprócz takich pasów myrmekitowych o jednolitej orientacji optycznej spotykany jest też w brzeźnych partiach plagioklazów — na ogół nieco rzadziej — myrmekit brodawkowy (pl. IX, fot. 2), wnikający zatokowo w sąsiadujący skałki potasowy.

Skałki potasowy, występujący w głównej masie skalnej, przeważnie jest niezbyt foremny, czasem zbliżniaczony karlsbadzko, często zmętniały i plamiste wygaszający. Z reguły jest pertytowy. Elementy pertytowe są w osobnikach mniejszych nikłe, przeważnie wykorzystujące ślady spękań (pl. X, fot. 1); w większych oprócz nich częste są pertyty o charakterze wstęgowym, w miejscach grubszych z widocznymi zbliżnieniami albitowymi. Tu i ówdzie widoczne są też zwykle nieforemne okienka plagioklazów (pl. X, fot. 1), stanowiące trzeci rodzaj obserwowanych w skałeniu pertytowych przerostów. Plagioklasy, tworzące dość częste wrostki w skałeniu potasowym, mają wygląd i skład osobników z głównej masy skalnej; z reguły obwiedzione są jasną otoczką albitu, a czasem mają postać myrmekitu. W obficie poprzerastanych i pertytowych kryształach skałenia potasowego wyraźna w niektórych miejscach plamistość wygaszania przypomina zaczątkową kratkę mikroklinową. Podkreślić należy, że wyraźniejsza plamistość ze śladami kratkowych zbliżeń występuje na ogół wzdłuż nieprawidłowych zrrostów oraz w pobliżu grubszych elementów pertytowych.

Pomiędzy większymi kryształami skałenia potasowego pojawia się niekiedy albit, bardzo nieforemny i przypominający myrmekitowe obwódki na plagioklazach, poprzerastany — podobnie jak one — robaczkowym kwarcem i wnikający zatokowo przynajmniej w jeden z graniczących z nim skałeni.

Kwarc występuje w ziarnach najczęściej niezbyt foremnych, pozazębanych ze sobą, faliście wygaszających.

Biotyt tworzy skupienia po kilka osobników lub też porzrzucany jest pojedynczo i bezładnie. W tym ostatnim przypadku kryształy jego w formie dość prawidłowo wykształconych płytek osiągają miejscami długość 3 mm. Jest ciemnobrunatny w kierunku γ i β , jasnozielonawożółty w kierunku α . Zawiera spore wrostki cyrkonu obwiedzione polami pleochroicznymi, apatyty, epidotów, tytanitu, czarnych tlenków żelaza. Spośród epidotów występują żółtozielonawy, pleochroiczny pistacyt o subnormalnych barwach interferencyjnych, żółtobrunatny allanit, przynajmniej częściowo zizotropizowany, oraz epidot bezbarwny (klinozoyit lub zoyit) o wyglądzie prawie izotropowym, zbudowany

przypuszczalnie z agregatu bardzo drobnych osobników. Pistacyt, tytanit i czarne tlenki żelaza zwykle przywiązane są do schlorotyżowanych partii biotyty. Wtórny chloryt jest intensywnie zielony i wykazuje szaroniebieskie subnormalne barwy interferencyjne. Tlenki żelaza należą przeważnie do magnetytu i występują miejscami w sporych, z reguły niezbyt foremnych osobnikach osiągając niekiedy długość 0,4 mm. Jeszcze większe są sporadycznie pojawiające się szkieletowe kryształy magnetytu lub tytanomagnetytu.

Gruboziarniste odmiany granitu centralnego niewiele różnią się pod względem składu i mikroskopowego wyglądu minerałów od odmiany opisanej. Wielkokryształiczne są tu przede wszystkim skałenie, zarówno potasowe, jak plagioklasy.

Plagioklasy są zbliżniaczone albitowo i karlsbadzko, przy czym wykazują budowę pasową, rekurencyjną. Zawartość anortytu w jądrach wynosi 16—17%, w obwódkach, w drobnych osobnikach występujących pomiędzy kryształami skałenia potasowego oraz w okienkowych przerostach pertytowych dochodzi maksymalnie do 10%. Obwódki myrmekitowe na plagioklazach są częste; przerosty kwarcowe, szczególnie liczne zwłaszcza w warstwie przedostatniej pasowych skałeni, z reguły o wyższej trochę niż warstwa zewnętrzna zawartości anortytu i tym samym o nieco niższej dwójłomności. Plagioklasy drobnoziarniste o składzie albitu, często poprzerastane kwarcem w sposób charakterystyczny dla myrmekitu, tworzą spore skupienia, występujące zwykle pomiędzy dużymi kryształami skałeni potasowych (pl. X, fot. 2).

Skałenie potasowe o niejednorodnym, plamistym wygaszaniu i częstych zbliżnieniach karlsbadzkich, są silnie pertytowe. Liczne są zwłaszcza przerosty cieniutkie, nitkowe aż do submikroskopowych. Miejscami grubieją, zamieniając się we wrzecionka (pl. X, fot. 1). Częste są też elementy pertytowe w postaci nieforemnych plamek, powyginanych i pourywanym wstążeczek, wreszcie bardziej foremnych i większych okienek.

Wśród opisanych skałeni występują miejscami spore gniazda kwarcu, złożone zwykle z kilku dużych ziarn. Poza tym kwarc w ziarnach znacznie drobniejszych wypełnia luki pomiędzy skałeniami lub tworzy w nich wrostki, niekiedy o pokroju hieroglifów, w jednakowej orientacji optycznej. Ta ostanía forma występowania kwarcu spotykana jest na ogół dość rzadko.

Biotyt jest niezbyt liczny. Często występuje w postaci dowolnie zorientowanych, dużych wrostków w skałeniach. Jest ciemnobrunatny z odcieniem oliwkowym. Wtórny chloryt wykazuje bardzo intensywny pleochroizm w barwach

od jasnożółtej do zielonej oraz fioletowe, subnormalne barwy interferencyjne. Towarzyszą mu tytanit, epidoty, apatyt i czarne tlenki żelaza.

Niekiedy w skałach opisanego typu spotykane są niewielkie (średnica około 0,5 cm), dość wyraźnie wyodrębnione skupienia hornblendy, biotyty i chlorytu (pl. XI, fot. 1—2). Hornblendy wykazuje pleochroizm w barwach od bardzo jasnożółtej poprzez jasnoszmaragdowozieloną do zielonej, kąt $z/\gamma = 17^\circ$ i dwójłomność 0,0222. Biotyt w cienkich płytkach jest oliwkowy, czym różni się od biotyty występującego w skale otaczającej. Wykazuje też wyższy stopień automorfizmu. Chloryt zielony, niebieskawozielony lub żółtozielony, często o subnormalnych, fioletowych barwach interferencyjnych, jest niewątpliwie wtórny zarówno po biotycie, jak i po hornblendzie. Wśród minerałów ciemnych rzadko pojawia się całkowicie ksenomorficzny i zsercytyzowany plagioklaz. Akcesorycznie występuje pistacyt w sporych kryształach, nieco czarnych tlenków Fe, a sporadycznie apatyt.

Oprócz skupień hornblendowo-biotytowych występują też gniazda biotyty, stowarzyszonego zwykle z plagioklazem, w kryształach wyraźnie drobniejszych od składających się na główną masę skalną. Biotyt zawiera liczne wrostki apatyty, rzadsze zizotropizowanego i bezkształtnego allanitu oraz nieco czarnych tlenków żelaza. Plagioklaz pasowy lub plamisty wykazuje 27% anortytu w jądrach, 15% w obwódkach w kryształach drobniejszych, w większych — gdzie budowa pasowa jest wielowarstwowa — obwódki zawierają około 10% An.

W innych jeszcze skupieniach, obfitujących w składniki ciemne, biotyt jest schlorytyzowany i występuje w płytkach postrzępionych. Przerastają go słupki apatyty, grube i dość długie ($0,1 \times 0,3$ mm), magnetyt i epidot o średnicach ziarn 0,4 mm lub większych. Tu i ówdzie widoczny automorficzny cyrkon. W sąsiedztwie, zwykle silnie zsercytyzowany oraz poprzerastany epidotem i chlorytem, plagioklaz biotyt wrażliwy daktylitowo.

Ciemne szliry w granitach są z reguły bardziej drobnoziarniste od otaczającej je skały, przy czym to zmniejszenie ziarna dotyczy wyłącznie minerałów jasnych. Płytki biotyty, zachowując swą wielkość, należą tu do składników największych. Są dowolnie zorientowane i występują przeważnie pojedynczo. Jeśli tworzą skupienia — składające się zresztą z nie więcej niż kilku osobników — dzieje się to na ogół przypadkowo, wskutek dużej ich ilości i wielkości. Cechy optyczne biotyty podobne jak w przyległym granicie. Chlorytyzacja na ogół niezbyt zaawansowana. Z minerałów akcesorycznych najczęstsze cyrkon i apatyt w postaci wrostków, oba w dość sporych, prawidłowo

wykształconych kryształach. Nieco żółtozielonego, nieforemnego epidotu, czarne tlenki żelaza, sporadyczne, duże, pasowe, żółto-brunatne kryształy allanitu.

Minerały jasne podobne jak w przyległym granicie: plagioklaz o przeciętnej zawartości anortytu 16—24%, kwarc i skałen potasowy, często plamiste wygaszający i delikatnie pertytowy, z miejscami widoczną zaczątkową strukturą kratkową. Sporo myrmekitu, i to zarówno na brzegach plagioklazów w postaci szerokich obwódek w przypadku, gdy graniczą one ze skałeniami potasowym, jak i pomiędzy osobnikami tego ostatniego. U kwarcu obserwuje się miejscami pewne skłonności do automorfizmu.

Niekiedy na samej granicy pasma wzbogaczonego w biotyt widnieje wąska strefa apłitowa. Ziarno jest w niej drobne i wyrównane. Wśród składników występują: plagioklaz, kwarc i skałen potasowy. Biotyt jest sporadyczny. Skałenie są na ogół silnie zmętniałe. Plagioklasy o dość dużym stopniu automorfizmu, niekiedy zbliżone albitowo i peryklinowo, wykazują miejscami budowę pasową i zawartość anortytu 12—13% w jądrach, 3—4% w obwódkach. Na niektórych osobnikach widoczne są obwódki myrmekitowe. Czasem całe ziarno plagioklazu, w takich przypadkach zazwyczaj nieforemne, choć nie pozbawione zbliżeń, przetkane jest robaczkowymi przerostami kwarcu. Skałen potasowy, wyraźnie ustępujący sodowo-wapiennemu pod względem ilościowym, jest subtelnie pertytowy. Niektóre osobniki wykazują bliźniaczą kratkę mikroklinową, na ogół niezbyt dobrze wykształconą. Kwarc tworzy często ziarna okrągławe i wykazuje pewne skłonności do pokroju heksagonalnego.

Takie apłitowe strefy o zmiennej grubości (od kilku milimetrów do kilku centymetrów) graniczą często z soczewkowatymi wkładkami gruboziarnistego granitu o wyglądzie pegmatytu (pl. XII, fot. 1). W skład takich wkładek wchodzi przede wszystkim spore kryształy dość prawidłowo wykształconego skałenia potasowego, wykazującego w pewnych miejscach niłą kratkę mikroklinową, tworzącą się zwykle w pobliżu wrostków plagioklazu lub grubszych przerostów pertytowych. Niektóre osobniki skałeni są już wyraźnymi mikroklinami o dobrze wykształconej strukturze kratkowej. Trzeba dodać, że są to kryształy obfitujące w przerosty pertytowe o charakterze sporych nieforemnych plamek kwaśnych oligoklazów, zbliżonych albitowo. Na granicach pomiędzy poszczególnymi kryształami skałeni potasowych widoczne są niekiedy drobne tabliczki niemal czystego albitu (3—4% An). Czasem taki albit występuje w postaci licznych i gęsto uło-

zonych wrostków zgrupowanych na brzegu skalenia potasowego. Plagioklasy o podobnym do skalenia potasowego stopniu automorfizmu i przeważnie gęstych zbliżeniach albitowych mają skład dość zasadowego oligoklazu (około 25% An) i często wyraźnie kwaśniejsze obwódki, w których zawartość anortytu spada w miarę zbliżania się ku brzegom kolejno do 9 i 2%.

Przecinające granit aplity wykazują zmienną grubość od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Drobn- i równoziarnista masa aplitowa złożona jest z plagioklazu, kwarcu oraz mniej od nich liczego mikroklinu. Plagioklaz ma skład kwaśnego oligoklazu (11—12% An); zbliżeniom albitowym często towarzyszą peryklinowe. W przypadku budowy pasowej zawartość anortytu w obwódkach spada do 8%. Kwarc tworzy przeważnie ziarna okrągławe. Występuje też w postaci drobnych wrostków w plagioklazach. Mikroklin często wykazuje kratkowe zbliżenia. Tu i ówdzie spotykany jest także biotyt poprzerastany wtórnym chlorytem.

Niektóre z aplitów zawierają miarole wypełnione kwarcem i skaleniemi. Plagioklaz jest w nich podrzędny. Skaleń potasowy obfituje w przerosty pertytowe, z których część ma postać delikatnych i równoległe względem siebie biegnących smużek, pozostałe tworzą wstęgi oraz nieforemne plamy, przeważnie dwukierunkowo zbliżone i przypominające albity szachownicowe. Na granicy pomiędzy dużymi osobnikami skalenia potasowego widoczne są często drobne kryształki albitu o jednokierunkowych, ostrych zbliżeniach. Niektóre mają kształty amebowate i zawierają drobne myrmekitowe przerosty kwarcu.

Granity okolic Jagniątkowa i Sobieszowa

Podobnie do opisanych wyżej skał okolic Szklarskiej Poręby przedstawiają się wystąpienia granitów w Jagniątkowie i jego okolicy (punkty 38—40), a także na NNE od Jagniątkowa, z których do najważniejszych i najokazalszych zaliczyć należy skałki wieńczące szczyt Chojnika (punkt 41) koło Sobieszowa. Skałki Chojnika stanowią m. in. miejsce występowania tzw. *mis ofiarniczych* (*Opferkessel*), należących do charakterystycznych dla Karkonoszy wietrzniowych form morfologicznych. Są to osobliwe półkuliste wgłębienia o średnicach zmiennych, dochodzących miejscami nawet do 1,5 m, o regularnym kształcie i wygładzonych ściankach. Często wybiega z nich jakby wykuty w skale rowek.

Granity o grubym ziarnie, dość licznych, mięsistoczerwonych i niezbyt dużych (dłuższe średnice 2,5—3 cm) megakryształach

skalenia potasowego, rzadszych, mniej prawidłowo wykształconych i nieco mniejszych białych kryształach plagioklazu są tu na ogół dość wzbogacone w biotyt. Łyszczyc ten skupia się w liczne zespoły o kilkumilimetrowych średnicach; niekiedy pojedyncze jego osobniki są takiej samej wielkości. Pod mikroskopem wykazuje intensywny pleochroizm, zmienny od barwy jasnożółtej do ciemnobrunatnej, często z odzieniem oliwkowym, oraz nierzadko występujące czerwone plamy, także pleochroiczne (w kierunku γ bardzo intensywnie żółta, przechodząca w pomarańczową), lecz o niższej dwójłomności. Plamy te stanowią przypuszczalnie pierwsze stadia przeobrażenia biotytu. Miejscami obok nich pojawia się chloryt, zielony i intensywnie pleochroiczny, o sinoniebieskich subnormalnych barwach interferencyjnych, czasem sferulityczny. W biotycie często występują spore kryształki epidotu, bezbarwnego, o bardzo niskiej dwójłomności, prawidłowo wykształcony apatyt, cyrkon, tlenki żelaza, zazwyczaj czerwone w świetle odbitym, sporadycznie pomarańczowy, zizotropizowany allanit obwiedziony intensywnymi polami pleochroicznymi, nieco sagenitu. Większe, automorficzne i anizotropowe kryształki allanitu spotykane są również poza biotytem.

Minerały jasne niewiele różnią się od występujących w skałach już opisanych. Skalenie są na ogół silniej zmętniałe. Plagioklasy wykazują przeważnie zaawansowany stopień serycytyzacji, są niekiedy dość obficie poprzerastane wrostkami kwarcu, często o tej samej lub zbliżonej orientacji optycznej. Oprócz często widocznej budowy pasowej spotykana jest plamista. Rozpiętość w zawartości anortytu jest duża: od niemal 0 (zewnątrzne obwódki) do 25%. Dość częste są bliźniaki karlsbadzkie. Sporo myrmekitu. Skalenie potasowe oprócz przerostów pertytowych zawierają liczne wrostki plagioklazu, kwarcu, biotytu.

W odmianach skalnych szczególnie wzbogaconych w minerały ciemne i zwykle pozbawionych megakryształów skaleni lub też wyraźnie w nie zubożonych występuje obok biotytu, który często jest tu zbliżony według (001) i faliście wygaszający, hornblenda zwyczajna, miejscami silnie skorodowana i porozrywana na drobne fragmenty, poprzerastana biotytem, chlorytem, tytanitem, czarnymi tlenkami żelaza i apatytem.

Granity okolic Przesieki, Borowic, Sosnowki i Karpacza

Granity odsłaniające się w licznych skałkach i skarpach przydrożnych w okolicy Przesieki i Borowic (punkty 45—63, 115), należąc jeszcze

niewątpliwie do granitu centralnego, wykazują w swym megaskopowym wyglądzie dużą zmienność wyrażającą się zarówno w grubości ziarna, w wielkości, ilości, a nawet barwie fenokryształów, jak i w zawartości oraz jakości minerałów ciemnych.

Występują tu skały o dość drobnoziarnistej masie, której poszczególne składniki rzadko wykazują średnice większe od 1 mm, z dużymi (dłuższe krawędzie 2—4 cm), dość rzadko rozmieszczonymi fenokryształami (pl. XII, fot. 2) automorficznych różowych skaleni potasowych, obwiedzionych białym oligoklazem; granity dość drobno- i równoziarniste, pozbawione fenokryształów, ubogie lub wzbogacone w biotyt (pl. XIII, fot. 1) rozmieszczony w sposób taki, że nadaje skale pewne pętno kierunkowości; granity grubo- i równoziarniste, zawierające tu i ówdzie nieco większe kryształy skaleni potasowego, nie wyróżniające się jednak na tyle, aby skałę można uważać za porfirowatą; skały o bardzo blado zabarwionym skaleniu potasowym, o zielonawych plagioklazach, o widocznych już megaskopowo skupieniach hornblendy; wreszcie skały gruboziarniste o strukturze porfirowatej w klasycznym znaczeniu, tj. o ciągłym przejściu od kryształów dużych osiągających długość 2,5 cm do drobnych, o wymiarach poniżej 1 mm. Wymienione skały poprzecinane są często mniej lub bardziej licznymi żyłami aplitowymi, zazwyczaj jasnoróżowoszarymi, drobnoziarnistymi, z nielicznymi drobnymi plamkami biotyту.

Całe to bogactwo odmian skalnych jest stosunkowo mało zróżnicowane pod względem wyglądu mikroskopowego swych głównych składników, który z niewielkimi odchyleniami jest taki sam jak w skałach już poprzednio opisanych.

Na szczególne podkreślenie zasługuje dość często i licznie pojawiająca się w niektórych skałach hornblenda. Występuje ona także tam, gdzie jest to niezauważalne megaskopowo. Miejscami tworzy niewielkie skupienia o średnicach 4—5 mm, złożone z kryształów o przeciętnej długości 0,2—0,4 mm, kiedy indziej występuje w pojedynczych osobnikach, osiągających długość kilku milimetrów. Większość kryształów hornblendy wykazuje niejednolite zabarwienie w obrębie tego samego osobnika, ponadto ślady biotytyzacji i chlorytyzacji. Często osobniki hornblendy są zrosnięte według ściany (100), dając dwojaki lub bliźniaki wielokrotne. Czasem wygaszają pasowo. Często są skorodowane, głównie przez skalenię i kwarc. Pleochroizm świeżej hornblendy jest wyraźny i odznacza się schematem $\beta > \gamma > \alpha$. W kierunku α barwa jej jest bladozielonawożółtawa, w kierunku γ oliwkowozielona miejscami z odcie-

niem niebieskawym, w kierunku β oliwkowozielona lub zielonobrunatna. Kąt $z/\gamma = 16^\circ$, dwójłomność 0,0193—0,0249. Czasem, choć rzadko, wśród większych kryształów hornblendy widoczne są relikty piroksenu (pl. XIV, fot. 1). Niejednokrotnie słupki jej zrosnięte są z kilku osobników o nieregularnych konturach zrostu. Jako wrostki występują: apatyt, zielonawożółty pistacyt o wysokiej dwójłomności, inny epidot, bezbarwny i o bardzo niskiej dwójłomności, agregatowy tytanit, magnetyt. Obok hornblendy pojawia się dość często brunatnawy i pleochroiczny tytanit, czasem polisyntetycznie zbliźniaczony i o silnej dyspersji osi optycznych. Wielkość owych akcesorycznych minerałów jest dość duża: np. długość słupków apatyту dochodzi do 0,5 mm.

Chloryt występujący razem z hornblendą jest przeważnie intensywnie zielony i podobnie jak ona plamisty, co odbija się też na barwach interferencyjnych (czerwonawa i fioletowa).

Skupieniem hornblendy często towarzyszy też plagioklaz w automorficznych, stosunkowo niewielkich kryształach, silnie zserycytzowanych, o składzie dość zasadowego oligoklaz (około 25% An).

Biotyt — niezależnie od tego, czy występuje w sporych płytkach, czy drobniejszych blaszkach, w skupieniach czy pojedynczo, obok hornblendy czy z dala od niej — ma zawsze takie same cechy optyczne. Pleochroizm jego zmienia się w barwach od bladożółtej do ciemnooliwkowobrunatnej. Przekroje \perp (001) są miejscami niemal czarne. Stopień chlorytyzacji dość zmienny. Z wrostków najpospolitsze są: nieforemny tytanit, takież klinozoiżyty o niskiej dwójłomności, apatyt, czarne tlenki żelaza, w świetle odbitym metalicznie połyskujące w środku i czerwonawe na brzegach, cząściowo zizotropizowany allanit, pistacyt, dość rzadki cyrkon.

Kwarc na ogół wygasza spokojnie. Jego kryształy mają przeważnie zaokrąglone brzegi i miejscami wykazują pewne skłonności do prawidłowego wykształcenia niektórych ścian. Kwarc o falistym wygaszaniu i zazębiających się ze sobą i z innymi minerałami osobnikach jest spotykany rzadziej. Rozpiętość w wielkości poszczególnych kryształów jest dość znaczna, nawet w obrębie jednej odmiany skalnej tego samego odsłonięcia, i waha się przeciętnie od kilku dziesiątych milimetra do kilku milimetrów. W niektórych skałach — przeważnie równo- i drobnoziarnistych — pojawiają się miejscami skupienia kwarcu bardzo drobnokryształicznego i nieforemnego. Niekiedy pokazują się w kwarcu — zwykle w większych jego kryształach — cieniutkie sznureczki drobnutkich pyłkowych wrostków, przechodzące miejscami w nieco grubsze pasemka. Przebieg ich jest

często mniej więcej równoległy, chociaż trudno to traktować jako regułę. Nierzadko pasemka wrostków ustawiają się względem siebie prostopadle.

Skaleni potasowe są przeważnie plamiste, często ze śladami zaczątkowej kratki bliźniaczej, zwykle nieforemne (z wyjątkiem megakryształów), pertytowe. Delikatne przerosty pertytowe przebiegają z reguły zgodnie ze śladami łupliwości murchinsonitowej, tworząc ostre i proste nitki. Przerosty nieco grubsze, miejscami nabrzmiewające, o mniej regularnym i ukośnym względem nitkowych przerostów przebiegu, są równie często spotykane. Pertyty, w formie zbliżniczonych okienek albitu o składzie zmiennym od 6 do 11% An, są w skaleniach niektórych odmian skalnych szczególnie liczne; czasem łączą się w zespoły zajmujące w sumie połowę powierzchni skalenia potasowego. Chętnie gromadzą się blisko brzegu skalenia i łączą z myrmekitem. Nierzadko skaleni potasowe wypełniają interstycje lub wnikają w głąb ziarn kwarcu. Jeśli taki kwarc poprzerastany jest opisanymi wyżej pyłkowymi wrostkami, te ostatnie dochodzą jedynie do brzegu „odnogi” skaleniowej, urywają się na niej i pojawiają znowu po jej przeciwnej stronie. W skaleniach spotykane są wrostki kwarcu, biotyty i plagioklazę często o silnie zsercytyzowanych jądrach i zawsze o bardzo wyraźnych, niemal czysto albitowych obwódkach, niekiedy całkowicie przeobrażonego w myrmekit. Wrostki hornblendy są rzadkie.

Plagioklasy są zwykle pokaźnie — zwłaszcza w jądrach — poprzerastane serycytem, epidotem, pojedynczymi osobnikami skapolitu, czasem także hornblendą. Sporadycznie pojawiają się również wrostki częściowo zamfibolizowanego piroksenu, a także tlenków żelaza i tytanu. Epidot w plagioklazach jest przeważnie gruzełkowy, choć w niektórych osobnikach spotykane są większe jego wrostki, bardziej zindywidualizowane, o żywych barwach interferencyjnych, niekiedy ustawione równoległe względem siebie i poprzecznie do zbliżniczeń albitowych skalenia. Tam gdzie pojawiają się wrostki hornblendy, spotykany jest też pistacyt, często poprzerastany tlenkami Fe. Zawartość anortytu w plagioklazach jest dość zmienna. W wielu skałach osiąga w jądrach kryształów pasowych 28%, w innych jest wyraźnie niższa i waha się od 14 do 17%. Czasem w obrębie jednego szlifu mikroskopowego spotkać można plagioklasy o dużej rozpiętości w zawartości anortytu. W obwódkach plagioklazów pasowych zawartość ta spada w skrajnych przypadkach do 5%. Zbliźniczenia albitowe są pospolite, karlsbadzkie dużo rzadziej spotykane. Czasem widoczne jest lekkie zuskokowanie prążków bliźniaczych.

Myrmekit spotykany jest wszędzie, przeważnie w dużych ilościach.

Aplity odznaczają się dość wyrównanym ziarnem (skrajne średnice: 0,2—1 mm). Kwarc jest przeważnie okrągły, spokojnie wygaszający, plagioklaz o dość dużych skłonnościach do prawidłowego wykształcenia i o zawartości 26—27% An. Skałen potasowy, na ogół w nieco większych kryształach od pozostałych składników głównych, jest pozbawiony automorfizmu, delikatnie spertytyzowany, czasem karlsbadzko zbliźniczony, poprzerastany często niewielkimi okrągłymi wrostkami kwarcu, rzadziej plagioklazę. W pobliżu wrostków i drobnych plamek przerostów pertytowych pojawia się w nim mniej lub bardziej wyraźna kratka mikroklinowa. Tu i ówdzie widoczny jest myrmekit, tworzący obwódki na plagioklazu (zawiera około 12% An) i wciskający się do wnętrza skalenia potasowego. Jeśli skałen potasowy tworzy wyraźnie większy kryształ, wrostki kwarcu gromadzą się w nim zazwyczaj blisko brzegów.

W skale występują także niewielkie ilości schlorotyzywanego biotyty, poprzerastanego zwykle czarnymi tlenkami żelaza i stowarzyszonego z nielicznym cyrkonem (kryształy o średnicach do 0,2 mm). Spotykany jest też magnetyt w pojedynczo porzrzucanych kryształach oraz automorficzny, brunatnawy allanit o dłuższych krawędziach dochodzących do 0,4 mm.

Wznosząca się pomiędzy Sosnowką a Miłkowem góra Grabowiec zbudowana jest z gruboziarnistego granitu (punkty 111, 113—114), który przecinają żyły porfiru (punkty 110, 112) i lamprofiru (punkt 114). Sam granit jest banalny, złożony z kwarcu, skaleni i sporej ilości biotyty (anal. mikr. nr 18 w tab. 1). Wśród skaleni przeważa plagioklaz, zazwyczaj pasowy (27—28% An w jądrach, 17% w obwódkach), czasem całkowicie przeobrażony w agregaty serycytowo-kalcytowe. Skałen potasowy jest zmętniały, pertytowy, przeważnie o przerostach bardzo delikatnych, nitkowych.

Do grupy granitów centralnych należy zaliczyć również skały tworzące południowe zbocze Śnieżki (punkty 89—90), choć nierzadko pozbawione są one fenokryształów skaleni. Niektóre z nich zawierają drobne relikty enklaw, zauważalne dopiero przy obserwacji mikroskopowej; w skład tych enklaw o mikrodiorytowej strukturze wchodzi przeważnie plagioklaz i biotyt z niewielką domieszką kwarcu. Nierzadko też widoczne są w szlifach mikroskopowych gniazda drobnoziarnistego biotyty, współwystępującego z równie drobnokrystalicznym kwarcem w postaci wzajemnych wrostków i przerostów. Wśród skaleni często

panuje niemal idealna równowaga (anal. mikr. nr 19, tab. 1). Wielkość ich kryształów jest bardzo zmienna. Większe plagioklasy, zwykle kilkumilimetrowe, mają budowę pasową lub plamistą; czasem w brzeźnych ich partiach pojawiają się liczne drobne wrostki kwarcu. Wrostki serycytu układają się niekiedy zgodnie z przebiegiem pasów. Jądra plagioklazów mają skład bliski andezynu, zewnętrzne obwódki niemal czystego albitu. Drobne ziarna skaleni i kwarcu tkwią pomiędzy większymi lub tworzą w nich wrostki. Biotyt jest przeważnie dość silnie schlorotyżowany, poprzerastany apatytem, tlenkami żelaza i epidotami. Dość liczne i intensywne pola pleochroiczne widoczne są zarówno w biotycie, jak i w chlorycie.

Skały granitowe okolic Orla i Tkaczy

Podobnie do opisanych wyżej skał okolic Przesieki i Borowic przedstawiają się odmiany skalne występujące na zachód i południo-zachód od Przełęczy Szklarskiej (punkty 1—8). Mniej jest tu jednak świeżych odkrywek i ładnych skałek, a także zróżnicowanie odsłaniających się granitów wydaje się uboższe. Oprócz granitów różnoziarnistych (przeciętne średnice głównych składników 1—4 mm) z bardzo nielicznymi fenokryształami skaleni (dłuższe krawędzie 1,5—3,5 cm) występują skały gruboziarniste, porfirowate o dużej ilości kryształów dużych, kilkucentymetrowych; obok skał dość jasnych występują inne, wyraźnie wzbogacone w biotyt. Fenokryształy skaleni są czasem różowe, automorficzne i obwiedzione białymi otoczkami, kiedy indziej niezbyt foremne, białawe.

W skałach wzbogaconych w minerały ciemne często obok biotyty występuje hornblenda. Miejscami jest plamista, czasem polisyntetycznie zbliźniona, w kierunku α niemal bezbarwna, w kierunku γ zielona z leciutkim odcieniem niebieskawym, w kierunku β oliwkowozielona. Często jest poprzerastana apatytem, tytanitem, cyrkonem. Wokół cyrkonu obserwuje się w niej słabe pola pleochroiczne. Tu i ówdzie została dotknięta procesem chlorytyzacji. Wśród chlorytu występują miejscami pasma biotyty.

Biotyt jest zazwyczaj ciemnobrunatny (w kierunku γ i β), czasem z wyraźnym odcieniem oliwkowym, kiedy indziej czerwonym. Często jest schlorotyżowany, miejscami zdeformowany. W sąsiedztwie chlorytu nierzadko pojawiają się w nim rude pasma. Niekiedy chlorytyzacja biotyty jest tak zaawansowana, że jedynie nieliczne brunatne plamki w chlorycie świadczą o uprzednim istnieniu w tych miejscach ciemnego łyszczyku. W partiach schlorotyżo-

wanych przeważnie pojawia się sporo drobno-agregatowego tytanitu. Także bezbarwny epidot o niskich lub wysokich barwach interferencyjnych przywiązany jest głównie do miejsc schlorotyżowanych. Z innych wrostków w biotycie należy wymienić: automorficzne kryształy apatyty i cyrkonu o długości dochodzącej miejscami do 0,2 mm, żółtawy, zizotropizowany allanit, czarne nieforemne tlenki żelaza, w świetle odbitym metalicznie połyskujące lub z widocznymi nalotami czerwonawymi.

Z minerałów akcesorycznych występujących poza biotytem na uwagę zasługuje tytanit, co prawda niezbyt liczny, ale w sporych kryształach, o średnicach osiagających miejscami 1 mm.

Minerały jasne: kwarc, skałen potasowy i plagioklaz są w swym wyglądzie i wykształceniu bardzo podobne do tych, które opisano w skałach poprzednich

Kwarc ma wygląd banalny. Tworzy ziarna różnej wielkości skupiające się zwykle po kilka w parumilimetrowe zespoły. Często wygasza spokojnie, przeważnie jest nieforemny, a jego osobniki niekiedy są ze sobą pozazębiane.

W niektórych kryształach skalenia potasowego, zwłaszcza większych i obfitujących we wstęgowe przerosty pertytowe, zaobserwowano sporo miejsc z wyraźną kratką mikroklinową. Kryształy o delikatnych tylko przerostach pertytowych są zazwyczaj pozbawione nie tylko kratkowych zbliźniczeń, ale i plamistości wygaszania. Najczęściej jednak spotykane są osobniki, w których obok pertytowych elementów w formie prostych, jasnych kresek, idealnie względem siebie równoległych występują inne, nieco grubsze, nierówne i pourywane, przechodzące miejscami w nieforemne plamki i przebiegające z reguły ukośnie, choć czasem pod bardzo małym kątem, względem owych przerostów kreskowych. W takich pertytach w pobliżu grubszych przerostów z reguły występuje plamiste wygaszanie.

Plagioklasy wykazują zbliźniczenia albitowe, czasem karlsbadzkie. Najczęściej są pasowe. W jądrach zawierają 25—27% anortytu. Zawartość ta spada do 14—15% w pasach bliższych brzegu i do 7—12% w obwódkach zewnętrznych. Taką samą zawartość anortytu jak zewnętrzne pasy plagioklazów wykazują zbliźnionzone wstęgowe przerosty pertytowe w skaleni potasowym. Kwarcowe przerosty o charakterze myrmekitowym najczęściej pojawiają się na granicy dwu zewnętrznych pasów w plagioklazach graniczących ze skaleniami potasowymi. Bywają oczywiście też i takie, które wyrastając z przedostatniego pasa przechodzą w formie długich i cienkich nitek do obwódki zewnętrznej.

Granity ze wschodnich partii masywu

(punkty 127—136, 151—154)

We wschodnich partiach masywu, w okolicy Wojkowa, Gruszkowa, Strużnicy i Karpnik, granit centralny odsłania się w skałkach i skar-pach przydrożnych, na ogół silnie zwietrzałych, w starych kamieniołomach, w których miejscami (okolice Karpnik i Strużnicy) wznowiono ostatnio eksploatację.

Granit jest tu na ogół w przeważającej swej masie dość drobnodziarnisty, co nie wyklucza istnienia tu i ówdzie odmian, w których główne składniki „tła” skalnego osiągają średnice dochodzące niemal do 1 cm. Fenokryształy różowych skaleni potasowych i mniej licznych białych plagioklazów są pospolite, choć zazwyczaj niezbyt gęsto rozsiane. Bardzo często duże kryształy skaleni potasowego odbiegają wyraźnie wielkością od reszty składników, wykazując średnice kilkucentymetrowe. W skałach o bardziej gruboziarnistej masie ilość fenokryształów skaleni jest przeważnie większa, za to wielkość niewiele różna od składników pozostałych. W skałach o drobnym ziarnie spotykane są też dość często spore, 2—3-milimetrowe płytki biotyту o heksagonalnym pokroju. Również kwarc tworzy miejscami kilkumilimetrowe ziarna lub tej samej wielkości skupienia ziarn drobniejszych. Obraz mikroskopowy tych skał jest interesujący i — choć pod wieloma względami przypomina skały już poprzednio opisane — wykazuje szereg cech charakterystycznych dla tej praktycznie już na peryferiach masywu występującej grupy granitów.

Kwarc o dość różnej wielkości ziarn tworzy często kryształy o zaokrąglonych brzegach i wtedy zazwyczaj odznacza się spokojnym wygaszaniem, kiedy indziej, w postaci osobników mniej foremnych, czasem nawzajem pozazębianych, wygasza plamiście.

Skalenie potasowe są często interstycjalne, zawsze pertytowe. Miejscami przerastają je jedynie cieniutkie niteczki lub wąskie pasemka albitów. Gdzie indziej pojawiają się oprócz nich lub zamiast nich przerosty wstęgowe oraz nieforemne osobniki albitu lub kwaśnego oligoklaz-u, te ostatnie zarówno we wnętrzu, jak na brzegach skaleni potasowego. W większych osobnikach tego skaleni dość pospolite są wrostki, głównie plagioklaz-u i biotyту, w niektórych skałach także kwarcu, nierzadko o kanciastych zarysach i pewnych słabo zaznaczonych skłonnościach do automorfizmu. W przypadku dużej ilości wrostków obserwuje się na ogół wyraźniejszą plamistość wygaszania w skaleni-gospodarzu. Wrostki plagioklaz-u są dość różne. Nieraz są to drobne listewkowate kryształy, dowolnie zorientowane, zbliżnione albitowo i karlsbadzko, kiedy indziej osobniki nie-

co większe, nie zawsze prawidłowo wykształcone, z jasnymi obwódkami lub myrmekitowo poprzerastane kwarcem, czasem osobniki o skolorowanych konturach i plamkach skaleni potasowego w środku. Miejscami plagioklaz tworzy w skaleni potasowym nieforemne plamy, w większości o jednakowej orientacji optycznej, silnie zmętniałe, poprzerastane gruzełkowym epidotem i łuskami serycytu. Są to przypuszczalnie relikty plagioklaz-u wypartego przez skałen potasowy.

Wśród plagioklazów, przeważnie pasowych, często o budowie rekurencyjnej, spotykane są osobniki o bardzo charakterystycznej budowie plamistej (pl. XIV, fot 2). Jądra takich osobników mają wygląd skomplikowanej mozaiki, na którą składają się drobne zazwyczaj elementy plagioklaz-u o mało prawidłowym, często wręcz nieforemnym pokroju i różnym składzie. Jedne z tych elementów wykazują zawartość anortytu odpowiadającą najbardziej zasadowym w danej skale plagioklazom, inne należą do albitu identycznego w swym składzie z tym, który tworzy zewnętrzne obwódki pasowych kryształów. Serycyt, na ogół dość powszechnie przetykający plagioklasy, zwykle omija owe mozaikowe jądra lub też pojawia się w nich w mniejszych ilościach. Należy podkreślić, że plamistość i pasowość często współwystępują w jednym i tym samym kryształ; osobniki o plamistych jądrach są w swych zewnętrznych partiach pasowe. Plagioklasy o podobnej budowie spotykano też i w innych rejonach Karkonoszy, lecz były one tam mniej częste, a ich mozaikowa budowa mniej wyraźna. W skałach opisywanego obszaru plagioklasy o plamistych jądrach pojawiają się niekiedy w postaci wrostków w skaleniach potasowych.

Zawartość anortytu w plagioklazach rzadko przekracza 30%, choć napotkano odmiany, gdzie w partiach najsilniej zasadowych skaleni sodowo-wapienne wykazywały 38—39% An, w plamach i pasach uboższych w wapń około 26%, wreszcie w wąskich zewnętrznych pasach na granicy ze skaleni potasowym najczęściej 9—10%. Z drugiej strony w niektórych skałach ilość anortytu w plagioklazach jest wyraźnie niższa i zamyka się w granicach od 0 do 15%. Często też różnica w składzie jądra i obwódki kryształu skaleni jest tu bardzo mała i to nawet w takich przypadkach, gdy w zewnętrznych partiach pojawiają się delikatne przerosty myrmekitowego kwarcu. Istnieją też miejsca, gdzie w obrębie nawet jednego szlifu mikroskopowego występują plagioklasy o różnej zasadowości i gdzie ta sama zawartość anortytu (np. 13%) pojawia się zarówno w całych kryształach, jak i w zewnętrznych pasach osobników o bardziej zasadowych jądrach oraz w

niektórych przerostach pertytowych w skaleniu potasowym.

Plagioklasy bardzo często poprzerastane są zarówno serycytem, jak i epidotem. Serycyt zrekrystalizował miejscami w większe blaszki muskowitu, epidot — przeważnie klinozoizyt — występuje w gruzełkach, rzadziej w lepiej zindywidualizowanych kryształach, miejscami stowarzyszonych z chlorytem.

W niektórych miejscach plagioklasy pojawiają się w postaci drobnych kryształów międzyziarnowych, zazwyczaj o składzie albitu lub kwaśnego oligoklazu. Jeśli występują pomiędzy większymi kryształami skaleni potasowych, wykazują czasem drobnitkie przerosty kwarcu.

Myrmekit jest wszędzie obecny, choć nie zawsze równie liczny. Często tworzy pasowe obwódki na plagioklazach, kiedy indziej rozwinęty jest w formie brodawkowej. Przerosty kwarcowe są nieraz nieliczne i bardzo delikatne.

Biotyt jest zwykle liczny, czasem jednak nieregularnie rozmieszczony. Często występuje w pojedynczych płytkach lub w zespołach złożonych z 2—3 osobników. Miejscami tworzy gniazda złożone zazwyczaj z wielu blaszek drobniejszych. Pojedyncze jego płytki rzadko osiągają średnice większe od 2 mm, podobne są też na ogół rozmiary opisanych skupień, choć bywają i większe (do 5 mm). Barwa biotyту zmienia się od żółtej dla α do ciemnobrunatnej dla γ i β i wykazuje w niektórych przekrojach odcień oliwkowy. Dość licznie współwystępują z biotytem chloryt oraz szereg minerałów akcesorycznych: apatyt, cyrkon, epidoty, czarne tlenki żelaza, tytanit. Epidoty są często bezbarwne i słabo dwójkomne, kiedy indziej żółtawobrunatnawe o żywych barwach interferencyjnych; pojawia się też typowy pistacyt, a allanit (pl. XV, fot. 1), osiągając miejscami średnice 1 mm, bywa w niektórych skałach szczególnie pospolity. Allanit jest niekiedy bardzo prawidłowo wykształcony, zazwyczaj pomarańczowożółty lub pomarańczowobrunatny, czasem czerwony, często plamisty, przynajmniej częściowo zizotropizowany. Izotropizacja ogranicza się niekiedy tylko do pewnych „warstw” kryształu. Czasem jądro allanitu należy do bezbarwnego klinozoizytu. Allanit pojawia się też często zupełnie niezależnie od biotyту, a w niektórych skałach (głównie w północnych partiach opisywanego obszaru) poprzerastany jest bezbarwnym lub fioletowym fluorytem. Apatyt jest zwykle bardzo liczny, czasem ma pokrój igiełkowy. Cyrkon przeważnie występuje rzadziej, choć nierzadko tworzy spore kryształy (do 0,4 mm długości). Często jest zbudowany pasowo i otoczony intensywnymi

polami pleochroicznymi, zarówno w obrębie biotyту, jak chlorytu. W interstycjach występuje miejscami chloryt o sferulitycznym wygaszaniu. Sporadycznie spotyka się muskowit.

W niektórych skałach zaobserwowano skupienia blaszek biotyту o barwie wyraźnie zielonej. Biotyt ten jest poprzerastany allanitem, pistacytem i drobnitkimi wrostkami fioletowego fluorytu, ponadto — jak zwykle — cyrkonem i apatytem. Miejscami wśród gniazd takiego biotyту pojawiają się nikiel ślady hornblendy. Widoczne są też diablastyczne przerosty biotyту z kwarcem oraz skupienia drobnitkich (0,02—0,04 mm) kryształów magnetytu.

Hornblenda jest dość często spotykanym — choć występującym lokalnie — minerałem pobocznym. Czasem tworzy spore słupki, których długość dochodzi do 4 mm, kiedy indziej drobne jej osobniki ciasno po zrastane w sposób nieuporządkowany skupiają się w niewielkie gniazda. Miejscami współwystępuje z nią plagioklaz i kwarc, pierwszy zwykle silnie zserycytyzowany, oba drobnoziarniste. Hornblenda jest często plamista, zwłaszcza gdy występuje w skupieniach; intensywność barwy wzrasta w partiach brzeźnych. Kąt α/γ hornblendy = około 18° , dwójkomność 0,025, schemat pleochroiczny $\beta > \gamma > \alpha$. Zabarwienie zmienia się od zielonawożółtego dla α poprzez zielone, nieraz intensywnie, niemal trawiaściezielone dla γ , do oliwkowozielonego dla β . Niektóre kryształy w przekrojach zbliżonych do $\perp \gamma$ wykazują zabarwienie niebieskawe, zwłaszcza na brzegach. Obok hornblendy — zwłaszcza tej w większych, pojedynczych kryształach — często pojawiają się spore kryształy tytanitu i allanitu. Tytanit ten jest przeważnie pleochroiczny, w przekrojach $\perp \alpha$ niemal bezbarwny, w $\perp \beta$ i γ bladobrunatnawy. Wykazuje wyraźną dyspersję osi optycznych.

W niektórych skałach — głównie w tych, gdzie zaobserwowano występowanie fluorytu — pojawia się magnetyt w automorficznych regularnych kryształach o średnicach 0,2—0,3 mm.

Małe (średnice ok. 1,5 cm), okrągłe, ciemnoszare i bardzo drobnoziarniste enklawy, jakie spotyka się tu i ówdzie, składają się w niektórych partiach ze ściśle ułożonych kryształów plagioklazu i biotyту lub wtórnego chlorytu, w innych przestrzenie intergranularne pomiędzy plagioklazami wypełnia kwarc lub — rzadziej — skałen potasowy. W tym ostatnim przypadku struktura skały zbliżona jest do monzonitowej. Plagioklasy są przeważnie silnie zserycytyzowane, zbliżniaczone karlsbadzko i albitowo, czasem pasowe. Mają skład oligoklazu. Biotyt jest nieco bardziej oliwkowy niż w otaczającym enklawę granicie. Jego blaszki mają miejscami wyraźnie poszarpane brzegi.

Ponadto w enklawie występują epidoty (pistacyt oraz epidot bezbarwny o bardzo niskiej dwójłomności) i apatyt, miejscami igielkowy.

Niekiedy enklawy mają postać szlir, gdzie obfity biotyt występuje w cienkich i przeważnie kierunkowo ułożonych płytkach. Minerale jasne w takich szlirach nie różnią się niczym poza wielkością od głównych składników granitu. Występuje tu też myrmekit, czasem w postaci prawidłowo wykształconych, drobnych kryształów albitu, poprzątkanych kwarcem.

Granity z północno-wschodnich części masywu
(punkty 150, 158, 161—165)

Granity występujące w okolicy Łomnicy, Wojanowa, Trzczińska oraz w najbliższym otoczeniu Jeleniej Góry, na południe od miasta też jeszcze należy zaliczyć do typu granitu centralnego, co nie znaczy, że nie ma tu odmian przejściowych, już swym wyglądem megaskopowym odbiegających od „normalnego” granitu karkonoskiego. Niemniej spotykamy tu jeszcze granit porfirowaty w najbardziej typowym wykształceniu i to zarówno taki, w którym jest ciągle przejście od kryształów największych do najdrobniejszych, jak i z wyraźnie odrębnymi fenokryształami zazwyczaj różowych skaleni potasowych. Skalenie te mają często białe obwódki, są liczne i różnej wielkości. Spotykano również granity (punkt 164), w których skalenie potasowe są białe, co wśród granitoidów karkonoskich jest rzadkością, gdyż zazwyczaj wykazują one choćby ślad barwy różowej.

Pod mikroskopem skały porfirowate tych terenów dają obraz dość typowy. Ziarno jest często nierówne, przy czym owa nierównoziarnistość widoczna jest nieraz bardzo wyraźnie już w obrębie jednego szlifmu mikroskopowego. Wśród drobnoziarnistego „tła”, złożonego głównie z kwarcu i skaleni, tkwią wyraźnie większe, liczne kryształy kwarcu, skaleni i biotyty. W niektórych skałach zaobserwowano jeszcze trzeci rodzaj ziarn, większych od składników „tła”, jednak mniejszych i różnych od kryształów dużych. Występują wśród nich głównie plagioklasy i biotyt z niewielką ilością kwarcu. Takie partie skalne robią wrażenie najstarszych. Plagioklasy są automorficzne i zserycytowane; w lukach pomiędzy nimi widoczny jest miejscami kalcyt. W skałach innych ziarno jest bardziej wyrównane.

Większe kryształy kwarcu często mają pokrój zbliżony do automorficznego, kiedy indziej są zaokrąglone. Czasem tworzą większe gniazda. Spotykany jest też kwarc o plamistym wygaszaniu, w osobnikach zupełnie ksenomorficz-

nych. Oba rodzaje kwarcu występują nieraz w jednej i tej samej skale.

Skalenie potasowe tworzą zarówno ziarna drobne, jak i większe, a także większość fenokryształów. Występują też w interstycjach. Kryształy większe bardzo często są zbliżone karlsbadzko. Są pertytowe i zawierają wrostki kwarcu — niezbyt liczne, o wyraźnych skłonnościach do prawidłowego wykształcenia, oraz plagioklazę o oligoklazowych jądrach i albitowych obwódkach. Pomiedzy sąsiadującymi ze sobą kryształami skalenia potasowego często pojawiają się drobne kryształy albitu, niektóre poprzerastane kwarcem. Taką samą zawartość anortytu, jak międzyziarnowe kryształy albitu, wykazują wstęgowe przerosty pertytowe w niektórych kryształach skalenia potasowego. Drobne kryształy skalenia potasowego — choć na ogół pozbawione wrostków — często wygaszają wyraźnie plamście, co nieraz przypomina mikroklinową kratkę bliźniaczą.

Plagioklasy o albitowych zbliżeniach i częstej pasowej budowie, z widoczną miejscami rekurencją pasów, wykazują w jądrach około 30% An, w zewnętrznych obwódkach zaś najczęściej 12—13%. Zawartość anortytu spada niekiedy o kilka procent, zarówno w jądrach, jak w obwódkach — w tych ostatnich nieraz nawet do 2—3%. Zewnętrzne pasy mają często wygląd myrmekitu. Niektóre plagioklasy wykazują budowę plamistą. Z produktów przeobrażenia najczęściej pojawia się serycyt, rzadziej kalcyt, chloryt, epidot, sporadycznie skapolity, z wrostków — biotyt i kwarc.

Ciemnobrunatny biotyt wykształca miejscami spore płytki o średnicach kilkumilimetrowych, gdzie indziej tworzy podobnej wielkości skupienia złożone z niewielkich osobników, wśród których reprezentowany jest również chloryt. Z wrostków i przerostów najpospolitsze są apatyt, epidoty, cyrkon, dalej tlenki i siarczki żelaza (przeważnie magnetyt i piryt), fluoryt, czasem tytanit w dość dużych, lecz niezbyt foremnych kryształach. Wśród epidotów dość częste są pistacyt i allanit.

Sporadycznie spotyka się w niektórych skałach niewielkie skupienia drobnych ziarn zielonawoniebieskawej hornblendy, stowarzyszonej z licznym, nierównomiernie rozsianym magnetytem oraz blaszkowym, oliwkowobrunatnym biotytem.

W granicie o białych skaleniach potasowych znaleziono również drobne enklawy o średnicy około 1 cm, w skład których wchodzi zielony biotyt i skapolity, te ostatnie najprawdopodobniej wtórne po plagioklazach. Przeciętna wielkość ziarna nie przekracza 0,1 mm.

* * *

Przedstawiona charakterystyka petrograficzna granitów centralnych niedwuznacznie wskazuje na ich duże zróżnicowanie zarówno pod względem wyglądu megaskopowego, jak i składu mineralnego. Szczególnie interesujące są te odmiany skalne, w których pojawia się hornblenda, zwłaszcza ta o postrzępionych brzegach, nierzadko plamista, obficie poprzerastana wrostkami, m. in. piroksenu, skupiająca się miejscami w zwarte gniazda. Trudno oprzeć się wrażeniu, że minerał ten nie wykrył się wraz z innymi ze stopu, lecz znalazł się w nim już w stanie stałym. Również obce granitowej magmie wydają się często spotykane drobne enklawy, zarówno te z hornblendą, jak z biotytem lub chlorytem jako minerałami głównymi.

Na specjalną uwagę zasługują również plamiste plagioklasy, bardzo typowe dla niektórych z opisanych granitów. Trudno wytłumaczyć, dlaczego zamiast normalnej budowy pasowej w niektórych skaleniach sodowo-wapiennych wykształciła się budowa plamista. W wielu przypadkach zresztą jedna występuje obok drugiej, przy czym plamiste są partie wewnętrzne, pasowe zaś zewnętrzne partie kryształów. Przypuszczam, że skalenie plamiste wykryłoby w warunkach odmiennych od składników pozostałych i, być może, są od nich starsze. Do najstarszych składników granitów zaliczyłabym również plagioklasy silnie zmętniałe, niekiedy plamiste, o wyraźnie reliktowym charakterze w stosunku do otaczającego je skalenia potasowego. Także kwarc z pyłkowymi wrostkami, urywającymi się na wnikających w głąb jego ziarn „odnogach” skaleni potasowych, trzeba chyba uznać za należący do najstarszej generacji składników.

We wszystkich opisanych skałach bardzo pospolity jest myrmekit. Robaczkowe przerosty kwarcu pojawiają się zarówno w zewnętrznych partiach plagioklazów, jak w brodawkowych lub tabliczkowych tworach międzviarnowych, jak wreszcie we wrostkach plagioklazów w niektórych skaleniach potasowych. Myrmekit międzviarnowy łączy się niekiedy z grubymi przerostami pertytowymi, wykazując z nimi identyczny skład. Przynajmniej część myrmekitu należy związać z metasomatycznym działaniem faz hydrotermalnych. Bezspornie do takiego myrmekitu należą tabliczkowe albity o nielicznych, kropelkowych przerostach kwarcu, pojawiające się pomiędzy większymi kryształami skaleni potasowego. Geneza innych rodzajów myrmekitu jest już mniej pewna. Według F. Drescher-Kadena (1948), robaczkowe przerosty kwarcu pojawiające się w skorodowanych plagioklazach na kontakcie ze skaleniem pota-

sowym są od tego ostatniego starsze, a młodsze od plagioklazów. Za taką koncepcją przemawiałyby zmyrmekityzowane plagioklasy, tworzące wrostki w skaleniu potasowym. Mam jednak pewne wątpliwości, czy wszystkie amebowate myrmekity wnikające zatokowato w skałę potasową należy uznać za starsze od niej, tym bardziej że wiążą się one miejscami bezpośrednio z albitowymi przerostami pertytowymi, które skłonna byłabym uznać za metasomatyczne. A już zupełnie mało prawdopodobna wydaje mi się podobna hipoteza w odniesieniu do robaczkowego kwarcu przetykającego zewnętrzne pasy plagioklazów, nie wykazującego poza tym żadnych innych oznak korozji.

Często spotykane w otoczeniu grubszych przerostów pertytowych i wrostków w skaleniach potasowych plamiste, a nawet kratkowe wygaszanie świadczy o wtórnej mikroklinizacji tych skaleni.

Granity grzbietowe

Granit równoziarnisty, nazywany też grzbietowym, zajmuje obszar głównego grzbietu właściwych Karkonoszy. Występuje też po części w Rudawach Janowickich oraz tworzy mniejsze lub większe wtrącenia wśród granitów centralnych; najważniejsze z nich znaczone było przez G. Berga (1941b) w okolicy Szklarskiej Poręby. Trudno powiedzieć, aby nawet na obszarze swego najbardziej masowego rozprzestrzenienia występował on zawsze w idealnie czystszej postaci. Spotyka się w nim tu i ówdzie większe kryształy, głównie skaleni, nigdzie jednak nie są one tak liczne i okazałe jak w granitach centralnych. Brak w nim szlir i enklaw tak charakterystycznych dla karkonoskich granitów porfirowatych. Jest on zatem dużo mniej od tamtych urozmaicony, z drugiej jednak strony właśnie dzięki swej jednolitości bardziej odporny na wietrzenie. We wznoszącym się nad Kotliną Jeleniogórską pasmie Karkonoszy, ciągnącym się na przestrzeni 36 km w kierunku południowo-wschodnim począwszy od Przełęczy Szklarskiej na zachodzie aż po Przełęcz Kowarską na wschodzie, zbudowane są z niego wszystkie szczyty górskie leżące na zachód od Śnieżki oraz strome ściany kotłów lodowcowych.

Fantastyczne grupy skalne, występujące na wierzchołkach i zboczach głównego grzbietu, należą do najbardziej malowniczych form krajobrazowych masywu Karkonoszy. Na zachód od Śnieżki w pobliżu krawędzi Wielkiego Stawu znajduje się Słonecznik, na północo-zachód od niego dalsze trzy skałki — Pielgrzymy. Na zachód od Przełęczy Karkonoskiej wznoszą się najpierw Śląskie, potem Czeskie Kamienie, ni-

zej na północnym zboczu — Zamczysko i Baszty Skalne. Także krawędzie i ściany Śnieżnych Kotłów pełne są turni, iglic i słupów. Na Łabskim Szczycie formy skałek są mniej charakterystyczne. Dalej na zachodzie sterczą Trzy Świnki i Twarożnik. Szrenica również usiana jest skałkami (pl. I, fot. 1), z których do najładniejszych należą Końskie Łby (pl. I, fot. 2; pl. II, fot. 1) na północnym jej zboczu. Na zboczach grzbietu nad Górną Szklarską Porębą wznoszą się Owce Skały, Skalna Brama i inne. Spośród kotłów lodowcowych najbardziej znane i typowe są kotły Wielkiego i Małego Stawu nad Bierutowicami oraz Śnieżne Kotły (Duży i Mały) nad Szklarską Porębą.

Gołoborza i piargi występują powyżej górnej granicy lasu, na zboczach grzbietu Karkonoszy i sterzących z niego szczytów. Na północnym zboczu Śnieżki rumowiska sięgają aż do dna kotła Łomniczki. Pokrywają one zbocza Kopy i Smogorni. Występują nad kotłem Wielkiego Stawu, na Tęym Szczycie i Małym Szyszaku, na północnym zboczu grzbietu poniżej Śląskich Kamieni, na kopie Śmielca, Wielkiego Szyszaka, Łabskiego Szczytu i na Szrenicy. Rumowiska takie nie są też rzadkością po południowej, czeskiej stronie zboczy karkonoskich. W gruzowiskach spotyka się przede wszystkim granit równoziarnisty. Ponieważ pokryte są nimi często całe zbocza, przeceniamy być może wielkość obszaru występowania tego granitu. Jest on niewątpliwie bardziej masywny od innych typów granitu karkonoskiego i proces jego rozpadu trwa dłużej. Jego bloki nie tak prędko tracą ostrość swych krawędzi. Barwa granitu równoziarnistego jest na świeżym przełamie przeważnie dużo jaśniejsza niż granitów porfirowatych dzięki mniejszej zawartości biotyту. Dość częste są przejścia granitów równoziarnistych we właściwe aplity, które nie występują w nich w postaci ostro odgraniczonych żył, lecz raczej tworzą w granicie nieregularne, jaśniejsze nieco i bardziej drobnoziarniste szliry. Z drugiej strony, gdy wzrasta ilość biotyту i większych kryształów skaleni, granit równoziarnisty przechodzi w porfirowaty, spotykany także tu i ówdzie w obrębie grzbietu górskiego.

Próbki granitów grzbietowych do opracowania petrograficznego zebrano z licznych miejsc poczynając od Szrenicy na zachodzie, po Śnieżkę na wschodzie; dostarczyły ich zarówno skałki, jak ściany kotłów.

W szeregu próbek granit grzbietowy wykazał równoziarnistość również w pojęciu mikroskopowym. W innych drobnoziarniste megaskopowo granity ujawniły pod mikroskopem struktury porfirowate. Główne jego składniki w swym wykształceniu i składzie są w zasadzie podobne

do występujących w granicie centralnym. W sumie jednak obraz mikroskopowy granitów grzbietowych jest bardziej monotony. W żadnej próbce nie spotkano hornblendy, dużych pleochroicznych kryształów tytanitu, ani idealnie automorficznego allanitu.

Bardzo często ziarno granitów grzbietowych jest dość grube, podobne do głównej masy skalnej granitów centralnych; kiedy indziej dużo drobniejsze, o przeciętnych średnicach 1—2 mm. Wreszcie granity o strukturze mikroskopowo porfirowatej odznaczają się bardzo drobnoziarnistym „tłem” (przeciętne średnice 0,2—0,3 mm) i większymi, kilkumilimetryowymi kryształami lub skupieniami ziarn kwarcu, rzadziej skaleni oraz gniazdami ciemnych łyszczyków. Różowa barwa skaleni potasowych jest często bardzo blada, niekiedy prawie nieuchwytna.

W odmianach o ziarnie wyrównanym kwarc wykazuje dość często pewne skłonności do automorfizmu, czasem nawet bardzo wyraźne, i wygasza przeważnie spokojnie, miejscami słabo plamście, nawet jeśli występuje w kryształach ksenomorficznych i ze sobą pozazębionych. W odmianach wyraźnie nierównoziarnistych na skalę mikroskopową wyróżnić można trzy kategorie kwarcu: drobny, okrągławy, występujący jako jeden z głównych składników „tła” oraz w postaci wrostków w dużych skaleniach, nieco większy, nieforemny, o plamistym wygaszaniu, wreszcie kryształy wyraźnie większe, też często niespokojnie wygaszające, skupiające się przeważnie po kilka w okrągławe gniazda.

Większe kryształy skalenia potasowego — niezależnie od odmiany granitu — są często dość prawidłowo wykształcone, nierzadko zbliżone karlsbadzko, z reguły pertytowe, rzadko pasowe. Przerosty pertytowe są przeważnie wstęgowe lub plamkowe, choć istnieją i inne, bardzo delikatne, o przebiegu zgodnym ze śladami łupliwości murchinsonitowej. Plagioklaz wstęg i plamek pertytowych jest często zbliżony, czasem nawet dwukierunkowo. Drobniejsze osobniki skalenia potasowego, a także skałek występujący w interstycjach, odznaczają się niekiedy wyraźną kratką mikroklinową. Obok nich występują jednak też takie, które pozbawione są nawet plamistości wygaszania. Kratka mikroklinowa spotykana jest też lokalnie w większych kryształach, choć w sumie nie jest ona bardzo popularna.

Plagioklaz, megaskopowo biały lub zielonawobiały, zawiera niekiedy — głównie w większych kryształach — 28—29% An. Znacznie częściej zawartość anortytu nie wykracza poza 14—15%. W przypadku kryształów pasowych, które są zjawiskiem dość częstym, zewnętrzne

obwódki należą już przeważnie do albitu o dość zmiennej zawartości anortytu (3—10%). W najbardziej zewnętrznych, zwykle bardzo wąskich, rąbkach graniczących ze skałeniami potasowym plagioklazami są nieraz całkowicie pozbawione wapnia. W większych osobnikach obserwuje się dość często rekurencję pasów, czasem budowę plamistą jąder. W skałach potasowych plagioklazami wnikają miejscami zatokowato. Pojawiają się przy tym niekiedy myrmekitowe przerosty kwarcu. Obok zbliżeń albitowych niektóre kryształy wykazują prążki peryklinowe, zwykle nieliczne. Serycyt jest częsty, miejscami zrekrystalizowany w drobne blaszki muskowitzu.

Plagioklazami występują często w postaci wrostków w większych skałeniach potasowych. Najczęściej wykazują wtedy formy dość prawidłowe, choć nie można tego uważać za regułę. Niekiedy są tak liczne, że niektóre ich osobniki łączą się ze sobą, a skałach potasowych tworzy wśród nich nieforemne plamy o jednakowej orientacji optycznej. Czasem tworzą na skałach potasowych obwódki. Mają skład i wygląd plagioklazów tworzących główną masę skalną. Plagioklazami o składzie albitu, w drobnych, czystych kryształach, występują często pomiędzy większymi osobnikami skałeni potasowego.

Na uwagę zasługują liczne wrostki kwarcu, zazwyczaj o zmiennej orientacji, przetykające często skałenie, zarówno potasowe, jak sodowo-wapienne. W większych kryształach plagioklazów wrostki te gromadzą się zwykle na brzegach i mają wielkość ziarn kwarcu występującego w głównej masie skalnej, o ile oczywiście jest ona bardzo drobnoziarnista.

Biotyt jest przeważnie rozsiany dość równomiernie. Tworzy większe płytki i drobniejsze blaszki występujące pojedynczo lub w niewielkich skupieniach. Jego barwy zmieniają się najczęściej od jasnooliwkowej dla α , do ciemnooliwkowobrunatnej dla γ i β . Czasem barwy brunatne są jaśniejsze lub pozbawione odcienia oliwkowego. Napotkano też biotyt o wyraźnym zabarwieniu czerwonym, w którym występowały miejscami gniazda tytanu powleczonego leukoksenem, a wtórny chloryt o bardzo bladej barwie zielonej poprzątkany był licznym sagenitem. Z pospolitych wrostków w biotycie występują apatyt, magnetyt, cyrkon, allanit, agregatowy tytanit z reguły powleczone leukoksenem, nieforemne epidoty o niskiej lub wysokiej dwójłomności, wyjątkowo fluoryt. Pola pleochroiczne są dość powszechne, przy czym występują często wokół wrostków bardzo drobnych, trudnych do zidentyfikowania. Chlorytyzacja biotyty jest pospolita.

Muskowit w większych i liczniej występujących kryształach pojawia się bardzo rzadko.

W próbkach gdzie go spotykano, zrosnięty był miejscami z biotytami, przerastał skałenie, głównie potasowe, a także tworzył niewielkie gniazdowe skupienia. Z reguły jest bladezielonawo zabarwiony, a obecne w nim wrostki cyrkonu otoczone są szerokimi bladobrunatnymi polami pleochroicznymi.

Z minerałów akcesorycznych występujących poza biotytami wymienić należy głównie spore, automorficzne kryształy magnetytu i cyrkonu.

Wkładowe aplity wśród granitów wykazują często wyraźne struktury granofirowe.

Granity granofirowe

Trzeci, najmniej liczny typ granitu karkonoskiego pojawia się we wschodnich partiach masywu. Obszary jego występowania, znaczone przez G. Berga na arkuszach Cieplice (1941a) i Miedzianka (1938) niemieckiej mapy geologicznej w skali 1 : 25 000, są bardzo ograniczone. Poza wspomnianym już terenem Kopek (Abruzzen) na południe od Jeleniej Góry, za obszar masowego występowania tego typu granitu uznał Berg środkową część pasma Rudaw Janowickich na wschód od Strużnicy, gdzie tworzy on przeważnie duże blokowiska. Jest on najrzadziej spotykany w czystej swej postaci, jeśli za taką uznać granit o drobnoziarnistej, jasnoczerwonawobrunatnej masie skalnej z pojedynczymi niewielkimi fenokryształami skałeni i heksagonalnego kwarcu, ze sporadycznym biotytami, występującym najczęściej w drobnych czarnych plamkach zbudowanych zazwyczaj z licznych jego osobników. Najczęściej spotykane są przeróżne odmiany przejściowe, zbliżające omawiany typ z jednej strony do granitów centralnych, z drugiej — do grzbietowych. Występuje też na północ od Jeleniej Góry, czego nie uwzględnia niemiecka mapa geologiczna (Zimmermann 1937).

Według danych z literatury (Berg 1938, 1941a) „granit drobnoziarnisty z porfirowymi skałeniami” stanowi „kwaśną”, przechodzącą w aplitową, odmianę granitu karkonoskiego.

Granit występujący na południe od Jeleniej Góry, na terenie Kopek zajmuje wśród skał omawianego typu pozycję dość specjalną. Stanowi on, zdaniem G. Berga (1923), odmianę niezbyt ostro odgraniczającą się od granitów centralnych. Takie właśnie skały, nie bardzo odpowiadające definicji granitu aplitowego, lecz stanowiące niejako ogniwo przejściowe pomiędzy normalnym granitem karkonoskim a typem drobnoziarnistym z porfirowymi skałeniami, eksploatowane były w czynnym do niedawna kamieniołomie (punkt 169), leżącym opodal drogi z Jeleniej Góry do Sosnowki. Niejasne

więc jest, dlaczego Bergaczy w tym miejscu na mapie normalny granit porfirowaty. Co prawda skała z opisywanego kamieniołomu w wielu miejscach nie jest ani drobnoziarnista, ani uboga w biotyt, a jej megakryształy skaleni osiągają średnice do 4 cm, jest ona jednak na pewno różna od granitu centralnego i o niej właśnie chyba myślał Berg, wyróżniając *granit Abruzzów* jako osobną odmianę w typie granitów aplitowych z porfirowymi skaleniami.

Duże kryształy należą w większości do skalenia potasowego, są miejscami liczne, automorficzne, czasem o widocznych megaskopowo zbliżeniach karlsbadzkich, przeważnie różowe, często z białymi obwódkami. Megakryształy plagioklazów (pl. XV, fot. 2) są białe lub lekko zielonawe i poprzrastane licznymi, drobnymi, ciemnymi wrostkami, zawierając czasem niewielkie różowawe jądra skalenia potasowego. Różowawoszare „tło” skalne z czarnymi cętkami biotyту wykazuje zmienną grubość ziarna; są w nim partie przypominające gruboziarniste granity centralne, inne znów niewiele się różnią od drobnoziarnistych aplitów. Zmienna jest też zawartość biotyту, który miejscami występuje obficie i to zarówno w postaci heksagonalnych płytek, jak agregatowych skupień, gdzie indziej znów — zwykle w partiach bardziej drobnoziarnistych — ilość jego wyraźnie maleje. Skała bogata jest zarówno w ciemne szliry, jak w niewielkie enklawy, zawiera żyły aplitów i gniazda pegmatytowe. Większość aplitów nie jest od reszty skały wyraźnie odgraniczona; wnika w nie zarówno główna masa skalna, jak megakryształy skaleni. Na jednej ze ścian kamieniołomu natrafiono w czasie badań terenowych na interesującą formę występowania aplitu. Tworzył on okrągłą „obrzęcz” o grubości paru centymetrów, zamykającą „koło” granitowe o średnicy około 1,20 m.

Pod mikroskopem najbardziej typowe dla opisywanego miejsca granity wykazują wyraźną nierównoziarnistość struktury. Szczególną uwagę zwracają liczne wrostki kwarcu przetykające skałenie i często zgromadzone na brzegach kryształów. Wrostki te w plagioklazach są zwykle rozmaicie optycznie zorientowane, w skaleniach potasowych natomiast często uporządkowane, dając w efekcie typowe struktury granofirowe (pl. XVI, fot. 1).

Kwarc oprócz drobnych, okrągławych ziarn tworzy pokaźne kryształy o średnicach przekraczających miejscami 1 cm, czasem dwupiramidalnie wykształcone.

Skalenie potasowe przeważają nad plagioklazami i wykazują zarówno delikatne nitkowe, jak i wstęgowe przerosty pertytowe. Większe kryształy obfitują ponadto we wrostki kwarcu i podrzędnie plagioklazów. Wygaszenie pla-

miste jest powszechne, a w niektórych osobnikach widoczne są miejscami wyraźne struktury mikroklinowe. Te kryształy — najczęściej w głównej masie skalnej — w których grube okienkowe przerosty pertytowe są szczególnie liczne, upodabniają się miejscami do albitów szachownicowych. Także drobne kryształy plagioklazów, często spotykane pomiędzy kryształami skalenia potasowego, wykazują niejednokrotnie cechy albitu szachownicowego.

Plagioklasy są oligoklazami o zmiennej zawartości anortytu. Niektóre wykazują budowę pasową lub plamistą, przy czym najbardziej zasadowe ich człony zawierają do 28% An, a zewnętrzne, przeważnie myrmekitowe obwódki na ogół 8—9%, czasem mniej. Spotykane są też kryształy pozbawione pasowości i w takich zawartość anortytu wynosi przeważnie około 13%. Myrmekitowe przerosty kwarcu w obrzeżeniu plagioklazów są przeważnie dość nikiłe, obfite natomiast w niektórych drobnych ziarnach albitów występujących pomiędzy kryształami skalenia potasowych. Niektóre osobniki plagioklazów poprzetykane są gęsto serycytem, a także gruzełkowym epidotem. Tu i ówdzie spotykane są blaszki muskowitu, jak również dość spore kryształy wysokodwójłomnego epidotu. W megakryształach występują ponadto liczne wrostki chlorytu, w większości wtórnego po biotycie, którego relikty tu i ówdzie są widoczne. Jest też i chloryt sferulityczny. Czasem pojawia się apatyt w długich kryształach oraz tytanit.

Z minerałów ciemnych oprócz oliwkowobrunatnego biotyту, często przynajmniej częściowo przeobrażonego w chloryt, w skałe licznie występuje hornblendy, też nierzadko częściowo lub nawet całkowicie schlorytyzowana. Tworzy ona miejscami dość spore, kilkumilimetrowe gniazda złożone z licznych, przeważnie w dość skomplikowany sposób się przerastających osobników, zielonawych z dość wyraźnym odcieniem niebieskawym, często zaczernionych pyłem pochodzącym przypuszczalnie z rozdrobnionych tlenków żelaza, a może i pirytu. Hornblendy w pojedynczych kryształach ma zazwyczaj pokrój automorficzny lub zbliżony do takiego, jest czasem zbliżona i na ogół intensywniej zabarwiona niż w opisanych wyżej skupieniach. Jej barwy zmieniają się od oliwkowozielonej poprzez niebieskozieloną do bladej zielonawej przy schemacie pleochroicznym $\beta > \gamma > \alpha$. Bardzo często zabarwienie jest intensywniejsze na brzegu niż wewnątrz kryształu. Także proces biotytyzacji i chlorytyzacji najczęściej zaznacza się na brzegach hornblendy. Niektóre jej osobniki są miejscami „podziurawione” kwarcem. Większość biotyту stowarzyszonego z hornblendą ma zabarwienie oliwkowozielone. Biotyt taki występuje zwykle w nie-

wielkich blaszkach o postrzępionych brzegach. Biotyt brunatny tworzy przeważnie grubsze płytki.

Z minerałów występujących akcesorycznie dość często pojawia się piryt, przeważnie w postaci wrostków w hornblendzie, biotycie i chlorycie. Liczne też są miejscami czarne tlenki żelaza połyskujące metalicznie w świetle odbitym. W formie wrostków w minerałach ciemnych występują ponadto apatyt i cyrkon, ten ostatni z reguły w obwódce pół pleochroicznych. Z epidotów oprócz drobnoagregatowego, o niskiej dwójłomności (z reguły w biotycie), dość liczny jest allanit, często automorficzny i pasowo zbudowany, brunatny w środku i bladeżółty na brzegach. W chlorycie spotykany jest tu i ówdzie sagenit. Również fluoryt — w sumie niezbyt liczny — związany jest na ogół z chlorytem.

W czasie przeglądu mikroskopowego opisywanych skał napotkano w kilku miejscach parumilimetrowe skupienia złożone z epidotów (drobnogruzełkowego, oraz zielonawego pistacytu), intensywnie zielonego chlorytu, najprawdopodobniej wtórnego po hornblendzie, automorficznego pirytu w kryształach różnej wielkości (od paru setnych do paru dziesiątych milimetra), serycytu oraz skapolitu. Stanowią one przypuszczalnie pseudomorfozy po plagioklazach i relikty rozpląniętych enklaw.

Około 300 m na WNW od kamieniołomu, którego skały opisano wyżej, znajduje się drugi, dużo mniejszy i od bardzo dawna zarzucony (punkt 170). Występują tutaj typowe granity aplitowe z porfirowymi kryształami skaleni (przeważnie różowych, potasowych) o dłuższych krawędziach 1—1,5 cm, ze sporadycznym biotytem, często w grubych pojedynczych płytkach o średnicach dochodzących miejscami do 3—4 mm — wyjątkowo nawet większych, ze sporymi, izometrycznymi, parumilimetrowymi kryształami kwarcu. Miejscami ilość i wielkość fenokryształów skaleni rośnie i skała upodabnia się do opisanych poprzednio, jest jednak silnie zwietrzała. Na niektórych płaszczyznach odmian drobnodziarnistych pojawiają się piękne dendryty. Pod mikroskopem obserwujemy częste struktury granofirowe w skaleniach potasowych oraz liczne wrostki kwarcu o dowolnej orientacji w obu rodzajach skaleni — potasowych i sodowo-wapiennych.

W plagioklazach pasowych zawartość anortytu zmienia się od 25—26 do 8—10%, w niektórych osobnikach pozbawionych pasów i plamistości wynosi 10% lub niewiele więcej. Gdzie indziej znów ilość drobin anortytu waha się od 16 (jądro) do 6% (obwódka). W skaleniach potasowych bardzo drobnodziarnistych przerosty perytowe są na ogół delikatne; nieco większe

plamki albitu z widocznymi zbliżnieniami pojawiają się rzadko. W osobnikach większych przerosty takie mają postać nieregularnych wstęg. W miejscach obfitego nagromadzenia wrostków lub przerostów kwarcu pojawia się silnie plamiste wygaszanie z przejściem do zaczątkowej kratki bliźniaczej. Myrmekit występuje w zewnętrznych partiach plagioklazów, w oddzielnych osobnikach o nieforemnych, okągławych kształtach, wreszcie w postaci niewielkich kryształów albitu, często o dość prawidłowym pokroju.

W obrębie Rudaw Janowickich do omawianego typu skalnego zaliczyć można:

1) Skały o różowoszarym drobnodziarnistym „tle” z licznymi różowymi fenokryształami skaleni potasowego o dłuższych krawędziach rzadko przekraczających 1,5 cm, z podrzędnie występującymi fenokryształami białych plagioklazów, z licznymi, izometrycznymi, czasem heksagonalnymi kwarcami i równomiernie rozszanymi plamkami biotyту w pojedynczych kryształach lub niewielkich agregatach;

2) Skały jasnoróżowoszare, bardzo drobnodziarniste, ze sporadycznymi, niewielkimi (średnice do 1 cm) fenokryształami różowych, rzadziej białych skaleni, z nielicznymi okągławymi lub heksagonalnymi skupieniami kwarcu i czarnymi plamkami biotyту o średnicach zmiennych, od kilku dziesiątych do kilku milimetrów.

Skały podobne do pierwszych (1), jednak uboższe w fenokryształy skaleni, występują też na południe od Kopek w okolicy wzgórza Stanisówka, w pobliżu wsi Czarne (punkt 120). Swym wyglądem megaskopowym bardzo przypominają niektóre odmiany odsłaniające się w kamieniołomie opisanym na początku rozdziału.

Skały identyczne z drugimi (2) lub bardzo do nich podobne spotyka się także na północ-wschód od Jeleniej Góry na niewielkich wzgórzach pomiędzy Strupicami a Maciejową (punkty 172—182), gdzie towarzyszą im aplity, a także tu i ówdzie granity o dużym nagromadzeniu kryształów większych i dlatego przypominające centralne granity porfirowate. Barwa drobnodziarnistej masy skalnej jest zwykle mniej lub więcej różowa. Tego typu skały występują też na wzgórzach na południo-zachód od Jeleniej Góry, przy drodze wiodącej do Cieplic (punkt 171).

Obrazy mikroskopowe wymienionych wyżej skał mają bardzo wiele cech wspólnych. Zaznacza się w nich przeważnie wyraźny rozdział na kryształy duże i drobnodziarniste „tło”, co w rezultacie daje struktury bardzo zbliżone do porfirowych. Wśród fenokryształów występują kwarc, skałen potasowy, plagioklaz i biotyt,

a mikrogranitowa masa złożona jest głównie z kwarcu i skaleni.

Kwarc, zarówno w dużych, jak w drobnych kryształach, wykazuje pokrój przynajmniej częściowo automorficzny. W spękania dużych jego ziarn nierzadko powciskane są składniki „tła”: plagioklaz, skaień potasowy, nieco biotyty lub chlorytu.

Skaień potasowy jest pertytowy, plamisty. Przerosty plagioklazowe są niekiedy wyraźnie zbliżnione. W niektórych miejscach widoczne są słabutkie ślady zaczątkowej kratki mikroklinowej. Na brzegach fenokryształów skałeni często pojawiają się liczne drobne, okrągławe i przeważnie dowolnie zorientowane wrostki kwarcu (pl. XVI, fot. 2). Typowe przerosty granofirowe (pl. XVII, fot. 1) spotykane są częściej w głównej masie skalnej, w której skałenie potasowe występują zazwyczaj w sporych ilościach. W niektórych skałach struktury granofirowe są szczególnie obfite. Skałenie potasowe są miejscami tak silnie spertytyzowane, że zaczynają przyjmować wygląd albitów szachownicowych. Takiemu zaawansowanemu procesowi albityzacji ulegają zwykle kryształy drobniejsze w skałach o ziarnie na ogół nieco grubszym i o strukturach raczej porfirowatych niż porfirowych.

Plagioklasy, zazwyczaj automorficzne, są przeważnie zbudowane pasowo, czasem także plamiście. Osobniki duże często poprzeretykane są serycytem, czasem muskowitem w drobnych blaszkach, oprócz tego drobnoagregatowym epidotem. Wykazują niemal wyłącznie zbliżnienia albitowe. Zawartość anortytu jest dość zmienna, na ogół niższa w typowych skałach aplitowych z porfirowymi skałeniami niż w odmianach o ziarnie grubszym i przejściowych do skał porfirowatych. Maksymalna zawartość anortytu nie przekracza jednak nigdzie 25%, w skałach aplitowych wynosi przeciętnie 12%, a w obwódkach poprzerastanych miejscami myrmekitowo kwarcem spada do 4—6%. Drobne kryształy albitów w zakątkach pomiędzy kryształami skałeni potasowych zawierają 9—10% An; podobny skład ma też większość grubszych przerostów pertytowych. Na brzegach większych kryształów grupują się niekiedy dość obficie — podobnie jak w skałeniu potasowym — drobne wrostki kwarcu, czasem o jednakowej orientacji (pl. XVII, fot. 2).

Biotyt występuje w gniazdach po kilka osobników lub w sporych pojedynczych kryształach. Jest pleochroiczny w barwach od bladejółtej do ciemnobrunatnej, często z odcieniem oliwkowym. Miejscami ma poszarpane brzegi i jest nieco zdeformowany, co znajduje wyraz w falistym wygaszaniu światła. Często jest częściowo lub całkowicie schlorytyzowany. Z wrost-

ków do najczęściej spotykanych należą cyrkon, apatyt, allanit, epidot zwyczajny, czarne tlenki żelaza, wśród ostatnich czasem magnetyt otoczony często agregatowym tytanitem. Wokół cyrkonu i allanitu występują intensywne, ciemne obwódki pleochroiczne. Allanit pojawia się też często poza biotytem. Jest automorficzny, żółto- lub czerwono-brunatny, często zbudowany pasowo.

W niektórych skałach znaleziono nieliczne i niewielkie oraz ksenomorficzne osobniki zielonej hornblendy.

Typowe apłity, często towarzyszące opisanym skałom, niewiele różnią się od niektórych z nich. Jedynie ziarno jest w nich wyrównane, a biotyt pojawia się w bardzo niewielkich ilościach i zwykle w pojedynczych drobnych blaszkach, czasem poprzerastanych muskowitem. Jest miejscami schlorytyzowany i stowarzyszony z czarnymi tlenkami żelaza lub poprzerastany sagenitem. W niektórych partiach skały licznie pojawiają się wrostki kwarcu w skałeniach, głównie potasowych, niekiedy o charakterze przerostów granofirowych.

Przerosty pertytowe w skałeniach potasowych są na ogół nikłe, choć zdarzają się i grubsze. Tu i ówdzie widoczne są w skałeniu potasowym plagioklasy, miejscami zupełnie nieforemne, wyglądające raczej na przerosty metasomatyczne niż na wrostki pierwotne. Od przerostów pertytowych różnią się nieco wyższą zawartością anortytu oraz dość silnym stopniem serycytyzacji. Plagioklasy, zbliżnione albitowo i peryklinowo, wykazują często budowę pasową i zawartość około 12% An w jądrach. Obwódki myrmekitowe są często spotykane. Drobne kryształy albitu widoczne są pomiędzy nieco większymi osobnikami skałeni potasowego.

Na południe od Radomierza, w czynnym do niedawna kamieniołomie (punkt 159) odsłania się granit o bardzo zróżnicowanym wyglądzie, przypominający w wielu przypadkach skały dużego kamieniołomu w rejonie Kopek. Skała jest zmienna zarówno pod względem wielkości ziarna, jak ilości minerałów ciemnych. W niektórych miejscach do złudzenia przypomina centralne granity porfirowate swymi licznymi, dużymi i w większości różowymi fenokryształami skałeni. W innych, uboższych w fenokryształy, które jednocześnie są nieco mniejsze, obfituje w kwarc, występujący w sporych, parumilimetrycznych, okrągławych, czasem nawet heksagonalnych osobnikach lub ich skupieniach. Główna masa skalna, mocno zredukowana w przypadku dużej ilości fenokryształów, jest często drobnoziarnista. Biotyt, przeważnie rozsiany dość równomiernie i niezbyt liczny, wystę-

puje lokalnie — zwykle w partiach uboższych w duże kryształy — w większych ilościach; skała przybiera w tych miejscach zabarwienie szare.

Obrazy mikroskopowe ujawniają wyraźnie drobnoziarniste „tło”, w którym przeciętne średnice poszczególnych składników wynoszą 0,2—0,3 mm. Wśród takiej masy pojawiają się kryształy parokrotnie większe, czasem pojedynczo, kiedy indziej znów bardziej masowo. Na tle owych niewielkich ziarn wielokrotnie większe fenokryształy wyodrębniają się wyraźnie.

Kwarc niezależnie od wielkości ziarna wygasa spokojnie, wykazując mniejsze lub większe skłonności do automorfizmu. Kontury jego często są łagodnie zaokrąglone, kiedy indziej znów kanciaste. Kwarc drobnoziarnisty często wypełnia luki pomiędzy innymi minerałami.

Skaleń potasowy w dużych kryształach, przeważnie karlsbadzko zbliźniaczonych, oprócz licznych, choć niezbyt grubych przerostów pertytowych, wykazuje spore ilości wrostków, przede wszystkim kwarcu. Są one różnej wielkości, w sumie jednak drobne, bardziej lub mniej okrągłe, czasem kanciaste i występują na ogół w niewielkiej odległości od brzegu skalenia tworząc w nim niejako wewnętrzne obwódki. Czasem grupują się wewnątrz kryształu, zwykle na jakiejś ograniczonej przestrzeni. Ich orientacja optyczna jest zazwyczaj zmienna. W ich sąsiedztwie pojawia się w skaleniu przeważnie wyraźna plamistość wygaszania.

Drobne kryształy skalenia potasowego są również często karlsbadzko zbliźniaczone i z reguły bardzo delikatnie spertytyzowane. Z rzadka występują wśród nich osobniki o plamistym, a czasem nawet kratkowym wygaszaniu. Lokalnie pojawiają się typowe struktury granofirowe, zazwyczaj w kryształach nieco większych od najbardziej drobnoziarnistej masy. Takie skalenie, poprzerastane kwarcem na sposób mikropegmatytowy, wyróżniają się od innych już megaskopowo nieco intensywniejszym różowym zabarwieniem. Skalenie w partiach o kilkakrotnie grubszym i wyrównanym ziarnie są bardzo silnie zmętniałe. Plagioklasy — megaskopowo białe lub zielonawe — wygaszają przeważnie pasowo, czasem też plamiście, zwłaszcza gdy występują w większych kryształach. Zawartość anortytu w poszczególnych częściach tych skaleń lub — w przypadku mniejszych kryształów — w całych osobnikach zmienia się od 21—22 poprzez 14—15 do 9—11%. Oprócz powszechnych zbliźniaczeń albitowych spotykane są też karlsbadzkie, sporadycznie peryklinowe. Większe kryształy poprzerastane są zwykle obficie serycytem, gruzełkowym lub bardziej zindywidualizowanym epidotem (zwyczajnym oraz kli-

nozoizytem), tu i ówdzie kalcytem i skapolitami. Myrmekit o delikatnych przerostach kwarcu spotykany jest dość często.

Ciemnobrunatny biotyt, występujący miejscami w niemal idealnie automorficznych kryształach, jest często schlorotyżowany. Chloryt wykazuje na ogół barwy intensywnie zielone z odcieniem oliwkowym. Miejscami jest jaśniejszy i wygasa sferulitycznie. W osobnikach o normalnym wygaszaniu licznie występują czarne tlenki żelaza i tytanu, w świetle odbitym białawe lub o metalicznym połysku. W biotycie miejscami spotyka się drobnoagregatowe wrostki tytanitu i epidotów, ponadto apatyt i cyrkon. Ten ostatni występuje też poza łyszczykiem. Często jest pasowy, w partiach zewnętrznych czasem lekko brunatnawo zabarwiony. Wyrażnie od obwódek odcinające się jądra są z reguły mniej prawidłowo wykształcone, czasem zmętniałe, ciemne.

Kalcyt oprócz niewielkich wrostków w skaleniach tworzy kryształy większe, około milimetrowe, które w podrzędnych ilościach towarzyszą skaleniom i kwarcowi w partiach skalnych o nieco grubszym ziarnie. Zwykle pojawiają się w nich także sferulitycznie wygaszający chloryt. Allanit występuje rzadko, w sporych kryształach o średnicach dochodzących do 1,5 mm. Jest żółtobrunatny, częściowo zizotropizowany, poprzerastany chlorytem i apatytami.

Na osobną uwagę zasługują niektóre skały występujące m. in. w starym kamieniołomie zwiertzałego już dziś granitu w Janowicach Wielkich (punkt 150). Są one szaro-różowe, miejscami dość drobnoziarniste z większymi różowymi skaleniom potasowymi lub ich agregatami o nieprawidłowych formach, z dość licznymi minerałami ciemnymi, megaskopowo czarnymi lub zielonawymi, poprzecinane cienkimi (3—4 mm grubości) żyłkami kwarcu. W niektórych partiach ziarno jest wyraźnie grubsze, różowe skalenie osiąga rozmiary kilkucentymetrowe, przy czym jest ich tak dużo, że stanowią tu większość masy skalnej. Towarzyszą im gniazda minerałów ciemnych. Skały te obfitują w niewielkie ciemne enklawy o średnicach od 2 do 10 cm. W enklawach większych pojawiają się skalenie, zarówno białe, jak różowe, pierwsze o średnicach do 1,5 cm. Na podstawie megaskopowego wyglądu trudno określić, do jakiego typu granitu skały te powinny być zaliczone.

Pod mikroskopem w partiach o drobniejszym ziarnie widoczne są silnie zserycytywane plagioklasy, zmętniałe skalenie potasowe, bardzo delikatnie spertytyzowane, czasem nawet całkowicie pozbawione przerostów pertytowych, kwarc o spokojnym na ogół wygaszaniu, biotyt i chloryt w niezbyt wielkich ilościach. W biotycie występują liczne pola pleochroiczne

wokół niemożliwych do zidentyfikowania, bardzo drobnutkich, niemal submikroskopowych wrostków oraz wokół dość okazałych kryształów cyrkonu. Allanit tkwiący najczęściej w chlorycie obwiedziony jest równie intensywnymi polami. Miejscami ilość biotyty i chlorytu wyraźnie wzrasta. Chloryt jest tu niekiedy zbudowany z drobnych elementów wygaszających sferulitycznie. Jest na ogół jasnozielony i poprzrastany obficie wysokodwojłomnym epidotem zwyczajnym. Z innych minerałów akcesorycznych towarzyszących minerałom ciemnym występują gruzełkowate epidoty, nieliczny apatyt, czarne tlenki żelaza, leukoksen.

W partiach gruboziarnistych główną rolę odgrywają skalenie potasowe, tworzące spore gniazda złożone zwykle z kilku kryształów, z których największe, centralne, odznaczają się budową zbliżoną do pasowej. Podkreśla ją charakterystyczne ułożenie produktów wietrzenia i drobnutkich wrostków kwarcu lub plagioklazów w formie sznureczków przebiegających w mniej więcej równych od siebie odstępach. Na brzegach tych skaleni, z reguły już poza obrębem owej pasowości, oraz w osobnikach przyległych występują liczne przerosty kwarcu o grupowo jednakowej orientacji, dające typowe struktury granofirowe. Oprócz takich przerostów opisywane skalenie zawierają także nieco wrostków kwarcu o zmiennej orientacji, zwykle w dość dużych kryształach, jak również wrostki plagioklazów. Ponadto są one pertytowe. Skalenie potasowe drobniejsze, występujące poza obrębem owych gniazd wśród innych składników skalnych, wykazują często wyraźne struktury krátkowe. Oprócz takich osobników o niewątpliwych cechach mikroklinu występują i inne nie tylko całkowicie pozbawione zbliźniaczeń, ale wykazujące proste wygaszanie w przekrojach prostopadłych do x . Nierzadkie są i tu także struktury granofirowe.

Z innych składników występują plagioklasy, kwarc, biotyt, chloryt — wszystkie dość grube, o średnicach rzędu paru milimetrów.

Plagioklasy są na ogół bardzo silnie zserycytizowane. Tu i ówdzie pojawiają się niewielkie blaszki muskowitu, powstałe przypuszczalnie z rekrytalizacji serycytu. Miejscami serycytu jest mniej i wtedy widoczne są w plagioklazach prążki albitowe często względem siebie poprzesuwane, co sprawia wrażenie plamistości. Plagioklasy są niekiedy w skomplikowany sposób poprzrastane zarówno ze sobą, jak i ze skałeniem potasowym. Oprócz kryształów zserycytizowanych występują czyste, zazwyczaj tkwiące pomiędzy kryształami skaleni potasowych lub tworzące w nich przerosty. Są to albity (około 7% An), wykazujące często obok albitowych także peryklinowe zbliźniaczenia.

Biotyt, w pojedynczych osobnikach często silnie schlorotyżowany, w miejscach większych skupień, złożonych z licznych i niezbyt dużych blaszek, jest na ogół zachowany dobrze. Brzeźne partie zewnętrznych kryształów takich gniazd — często nieco zazielenione — są przeważnie poprzetykane bardzo delikatnymi przestami kwarcu, a w sąsiadujący plagioklasy wrastają daktylitowo. Zawile zrosty z plagioklazami i kwarcem obserwuje się również często na brzegach pojedynczych osobników biotyty. Ponadto biotyt zawiera wrostki apatytu, cyrkonu, agregatowego tytanitu, takiegoż epidotu, nieforemnych tlenków żelaza. Chloryt odznacza się dość często wykształceniem sferulitycznym, a miejscami także robaczkowym.

Drobnoziarniste, czarne tlenki żelaza, czerwona w świetle odbitym, tworzą miejscami niewielkie skupienia w skałeniach.

Liczne drobne enklawy występujące w owym gruboziarnistym granicie mają ziarno dużo drobniejsze i złożone są z plagioklazów, kwarcu, biotyty, chlorytu oraz rozmaitych minerałów akcesorycznych. Niektóre enklawy zawierają z minerałów ciemnych wyłącznie chloryt.

Plagioklaz ma pokrój zbliżony do automorficznego, jest przeważnie silnie zserycytizowany, dość często poprzrastany muskowitem i zawiera 14—15% anortytu. Kwarc jest ksenomorficzny, wygasza spokojnie. Oliwkowobrunatny biotyt występuje w płytkach o dość różnym stopniu automorfizmu. Chloryt jest w większości wtórny i to zarówno po biotycie, jak i przypuszczalnie po hornblendzie. Reliktów hornblendy brak, niemniej sposób wykształcenia niektórych osobników chlorytu bardzo przypomina niektóre amfibole spotykane w skałach granitowych z innych odsłoneń. Jest poprzrastany czarnymi tlenkami żelaza, czasem sagenitem, gruzełkowatym epidotem i tytanitem powleczonym leukoksenem. Dość często spotykany jest też apatyt w igiełkach lub słupkach, rzadziej cyrkon w sporych, automorficznych kryształach. Pola pleochroiczne dookoła niego widoczne są zarówno w biotycie, jak w chlorycie. Tu i ówdzie występują węglany, m. in. syderyt.

* * *

Znamienną cechą trzeciego typu granitów karkonoskich są obecne w nich — choćby nawet w niewielkich ilościach — struktury granofirowe i dlatego nazwa *granity granofirowe* wydaje mi się dla tych skał bardziej odpowiednia od jakiegokolwiek innej, opartej na ich wyglądzie megaskopowym, na ogół bardzo zróżnicowanym i często mało charakterystycznym. Owe mikroskopowo stwierdzane struktury różnią granity granofirowe od granitów central-

nych, oraz zbliżają je do niektórych aplitów i żyłowych porfirów granitowych (mikrogranitoidów), z którymi opisane skały wykazują dość często również megaskopowe podobieństwo. Granity granofirowe zawierają miejscami albit szachownicowy, rzadko występujący w innych typach granitów karkonoskich. Najprawdopodobniej zarówno granofirowe przerosty, jak niewątpliwie wtórny albit zawdzięczają swe powstanie przetwórczemu działaniu rozтворów miedzyziarnowych w deuterycznym okresie magmy. Dlaczego procesy te dotknęły silniej ten właśnie rodzaj granitu? Trudno na to pytanie dać jednoznaczną odpowiedź. Może to być zwią-

zane z warunkami intruzji na peryferiach masywu. Nie jest też wykluczone, że granity granofirowe stanowią niejako ogniwo przejściowe pomiędzy normalnym granitem a pomagmowymi utworami żyłowymi.

Wyniki analiz mikrometrycznych i chemicznych granitów

Z szeregu opisanych skał wykonano analizy mikrometryczne, których wyniki zestawiono w tabelach 1—3. Należy zaznaczyć, że każda z analiz przedstawia średnią z pomiarów wyko-

Analizy mikrometryczne granitów
Analyses micrométriques des

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Kwarc	31,3	22,6	26,8	28,9	33,1	38,9	40,3	40,6	27,1	32,8	36,5	42,9	22,9	40,6	30,5
Skaleń potasowy	22,7	35,1	13,5	21,9	30,8	27,9	26,8	19,0	29,4	32,6	24,0	15,2	15,0	30,4	24,8
Plagioklaz	39,2	37,0	41,3	25,8	29,8	28,3	27,1	35,4	31,0	28,5	33,5	33,0	48,4	25,4	32,7
Biotyt	5,8	4,3	15,7	21,3	5,4	3,8	5,2	4,0	11,1	4,9	5,4	8,1	7,6	1,2	10,4
Chloryt	0,2	0,7	0,3	1,2	0,5	0,8	0,3	0,5	0,4	0,9	0,1	0,0X	0,8	1,4	0,4
Muskowit	0,1	0,0X	0,1	—	—	0,05	—	0,0X	0,0X	—	0,0X	0,0X	0,0X	—	—
Hornblenda	—	0,0X	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,00X	0,2	3,4	0,9	0,1
Epidot	0,2	0,1	1,5	0,00X	0,3	0,2	0,2	0,2	0,8	0,1	0,3	0,4	1,3	0,1	0,8
Allanit	0,1	—	0,1	—	—	—	—	0,0X	0,00X	—	—	—	—	—	—
Tytanit	0,2	0,1	0,2	0,4	0,0X	0,00X	0,00X	0,0X	0,0X	—	0,0X	—	0,2	—	0,0X
Leukoksen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe {magnetyt hematyt}	0,1	0,1	0,00X	0,3	0,0X	0,05	0,05	0,0X	0,0X	0,1	0,1	—	0,1	—	0,1
Cyrkon	—	0,0X	0,1	—	0,00X	0,00X	0,00X	—	0,00X	—	—	0,00X	0,0X	0,0X	—
Apatyt	0,1	0,0X	0,2	0,2	0,1	0,00X	0,05	—	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,00X	0,2
Kalcyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fluoryt	—	—	—	—	—	—	—	0,0X	—	—	—	—	—	—	—
Skapolit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Piryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

0,0X = 0,01 — 0,04

0,00X < 0,01

- 1 — Michałowice, kamieniołom, punkt 37;
- 2 — Michałowice, kamieniołom, granit gruboziarnisty;
- 3 — Michałowice, kamieniołom, granit ze szlifami biotyту;
- 4 — Michałowice, kamieniołom, granit obfitujący w biotyt;
- 5 — Szklarska Poręba—Huta, kamieniołom koło dworca kolejowego, punkt 12;
- 6 — okolice Szklarskiej Poręby—Huty, kamieniołom na zachód od kamieniołomu koło dworca kolejowego, punkt 11;
- 7 — okolice Szklarskiej Poręby—Huty, kamieniołom, punkt 9;
- 8 — okolice Szklarskiej Poręby—Huty, kamieniołom, punkt 9, granit gruboziarnisty;
- 9 — Jagniątków, skałka przy drodze koło mostku, punkt 39;
- 10 — okolice Jagniątkowa, skarpa przydrożna, punkt 38;
- 11 — wschodnie zbocze Chojnika, granit wzbogacony w biotyt, punkt 41;
- 12 — pomiędzy Podgórzynem a Przesieką, skałka przy drodze po wschodniej stronie potoku Kocza, punkt 51;
- 13 — Przesieka, skałki na lewym brzegu potoku Ziębniak, punkt 48;
- 14 — pomiędzy Przesieką a Jagniątkowem, droga leśna, punkt 45;
- 15 — na południe od Przesieki, na zachód od Borowic, skałki przy drodze wiodącej do granicy czeskiej, punkt 50;

nanych na kilku szlifach mikroskopowych; ilość tych szlifów zmieniała się w zależności od wielkości ziarna planimetrowanej skały. W celu zobrazowania zmienności składu analizowanych granitów w terenie, uzyskane dane przedstawiono w formie graficznej na schematycznej mapce (fig. 6). Niezależnie od tego naniesiono poszczególne analizy — uwzględniając w nich zawartość kwarcu i skaleni — na trójkąty klasyfikacyjne (fig. 7—9).

Jak z przedstawionych wykresów wynika, większość granitów karkonoskich odpowiada w swym rzeczywistym składzie adamellitom, część granodiorytom i to — ogólnie biorąc —

niezależnie od typu, do jakiego należą. Średnie obliczone dla każdej z trzech głównych odmian (fig. 9) znajdują się bardzo blisko siebie w obrębie pola granitów monzonitowych.

Podobny wniosek o dużej jednolitości składu granitoidów karkonoskich niezależnie od ich rozmieszczenia można wyciągnąć na podstawie figury 6. Granity grzbietowe wykazują jedynie pewne zubożenie w minerały ciemne w stosunku do granitów centralnych. To samo można by powiedzieć o granitach granofirowych. Różnice jednak nie są tak duże, aby uzasadniona była w stosunku do tych ostatnich dawna nazwa granitów aplitowych. A już w żadnym przypadku

Tabela 1

centralnych w % objętościowych
granites centraux en % du volume

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
38,8	21,5	30,9	27,8	22,3	30,4	36,3	31,7	42,0	29,1	33,3	36,6	33,9	34,8	34,6	40,4	25,8	26,7	33,3	29,6
18,5	21,2	14,7	31,8	15,0	20,2	21,8	31,0	22,1	28,4	19,9	18,7	29,3	34,5	33,1	15,6	30,9	23,7	27,1	16,4
32,9	36,1	41,1	34,9	40,2	43,7	36,2	31,3	33,0	32,9	36,1	33,5	27,0	27,6	28,6	37,5	35,8	35,3	29,8	44,2
8,5	12,5	10,6	4,3	19,3	3,8	4,6	5,4	2,1	8,5	8,1	7,9	6,2	2,8	2,6	4,8	6,1	11,9	8,1	2,9
0,2	1,0	0,4	0,9	1,3	1,1	0,6	0,3	0,5	0,5	1,2	0,7	1,0	0,1	0,5	1,0	1,1	1,3	0,8	5,9
0,0X	—	—	0,0X	0,0X	0,1	0,1	0,0X	0,1	0,00X	0,0X	—	0,1	0,0X	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1
0,2	4,9	—	—	0,5	—	—	—	—	0,1	0,4	1,9	0,0X	—	0,00X	—	0,00X	0,1	—	—
0,4	1,8	0,0X	0,0X	0,8	0,4	0,4	0,2	0,1	0,2	0,8	0,4	2,2	—	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3
—	—	0,1	—	0,1	—	—	0,00X	0,00X	0,00X	0,1	0,1	—	—	0,1	—	0,00X	0,00X	0,2	0,3
0,00X	0,2	0,5	0,1	0,1	0,00X	—	—	—	0,1	—	0,1	0,1	—	0,00X	0,2	0,0X	0,0X	0,1	0,1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,2	0,4	1,4	0,1	0,1	0,1	0,0X	0,0X	0,0X	0,1	0,0X	0,1	0,0X	0,1	0,1	0,1	0,0X	0,5	0,1	0,4
0,1	0,0X	0,1	0,0X	0,3	0,00X	0,00X	0,00X	—	0,00X	—	—	0,0X	0,0X	0,00X	—	0,0X	0,0X	0,0X	0,00X
0,2	0,4	0,2	0,1	—	0,1	0,0X	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,0X	0,2	0,0X	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1
—	—	0,0X	—	—	—	—	0,0X	—	—	—	—	—	—	0,0X	—	0,0X	0,1	0,0X	0,00X
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0X	0,00X
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0X	0,00X

- 16 — skałka przy drodze pomiędzy Przesieką a Borowicami, punkt 59;
- 17 — Borowice, skałki przy drodze z Sosnowki do Borowic, tuż przy samej wsi, punkt 61;
- 18 — Grabowiec, punkt 113;
- 19 — podnóże Śnieżki, punkt 90;
- 20 — okolice Tkaczy, na południe od Tkackiej Góry, przy drodze biegnącej na północo-zachód od granicy czeskiej, punkt 1;
- 21 — około 750 m na północo-zachód od punktu 1, punkt 4;
- 22 — po lewej stronie drogi z Jakuszyc do Orla, stary kamieniołom, punkt 8;
- 23 — około 1 km na południo-wschód od punktu 8, przy drodze z Jakuszyc do Orla, punkt 6;
- 24 — Wojków, skarpa przydrożna, punkt 129;
- 25 — między Wojkowem a Gruszkowem, duże bloki przy drodze, punkt 130;
- 26 — między Wojkowem a Gruszkowem, droga na górę Wilczysko, punkt 132;
- 27 — Gruszków, przy drodze do Strużnicy, punkt 133;
- 28 — Karpniki, skałka we wsi, punkt 154;
- 29 — Starościńskie Skały w okolicy Strużnicy, punkt 153;
- 30 — Janowickie Garby, kamieniołom, punkt 151;
- 31 — Stanisów, zachodnie zbocze góry Witosza, punkt 166;
- 32 — okolice wsi Łomnica koło Jeleniej Góry, stary kamieniołom po lewej stronie szosy do Kowar, punkt 165;
- 33 — Jelenia Góra, bardzo stary kamieniołom przy torze kolejowym, punkt 164;
- 34 — Wojanów, stary kamieniołom, punkt 161;
- 35 — Janowice Wielkie, stary kamieniołom, punkt 150.

Tabela 2

Analizy mikrometryczne granitów grzbietowych w % objętościowych
Analyses micrométriques des granites de crête en % du volume

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kwarc	36,5	41,8	34,1	38,7	43,5	41,7	39,7	37,9	30,5
Skaleń potasowy	24,0	27,5	33,7	19,4	18,5	28,8	26,2	31,1	35,6
Plagioklaz	33,5	27,8	29,3	34,4	35,1	25,4	31,2	28,2	31,8
Biotyt	5,5	2,3	2,3	0,8	1,7	2,8	2,0	2,4	1,7
Chloryt	0,1	0,1	0,6	5,8	0,9	0,6	0,7	0,2	0,2
Muskowit	0,0X	0,1	0,1	0,0X	—	0,4	0,0X	0,0X	0,0X
Epidoty	0,3	0,1		0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	
Tytanit	0,0X		0,00X						
Leukoksen									
Tlenki żelaza	0,0X	0,3	0,00X	0,5	0,1	0,1	0,1	0,0X	0,2
Cyrkon		0,0X	0,00X			0,1	0,00X		0,0X
Apatyt	0,1		0,00X	0,1	0,0X		0,0X	0,1	

- 1 — Szrenica, punkt 33;
- 2 — Mały Śnieżny Kocioł, punkt 34;
- 3 — Duży Śnieżny Kocioł, punkt 35;
- 4 — pomiędzy Karkonoską Przełęczą a Szpindlerowym Młynem, granit odsłaniający się w potoku Biała Łaba, opodal mostku koło przystanku autobusowego U Divčí lávky;
- 5 — nieco powyżej poprzedniego punktu po przeciwnej stronie drogi, nad potokiem spływającym do Białej Łaby, stary kamieniołom lub wcinka drogowa;
- 6 — Karkonoska Przełęcz, punkt 43;
- 7 — ściany Wielkiego Stawu, punkt 64;
- 8 — skałki pomiędzy Małym a Wielkim Stawem, punkt 65;
- 9 — skałki przy drodze z Janowic Wielkich na Miedziane Skały, punkt 149.

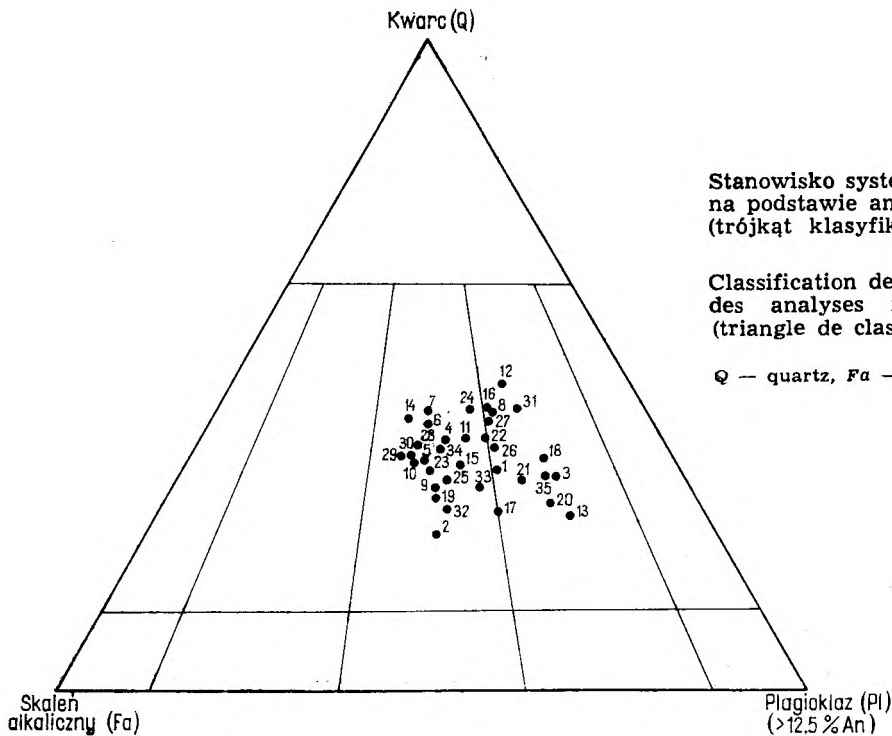


Fig. 7

Stanowisko systematyczne granitów centralnych na podstawie analiz mikrometrycznych z tabeli 1 (trójkąt klasyfikacyjny według K. Smulikowskiego 1934)

Classification des granites centraux sur la base des analyses micrométriques du tableau 1 (triangle de classification selon K. Smulikowski 1934)

Q — quartz, Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

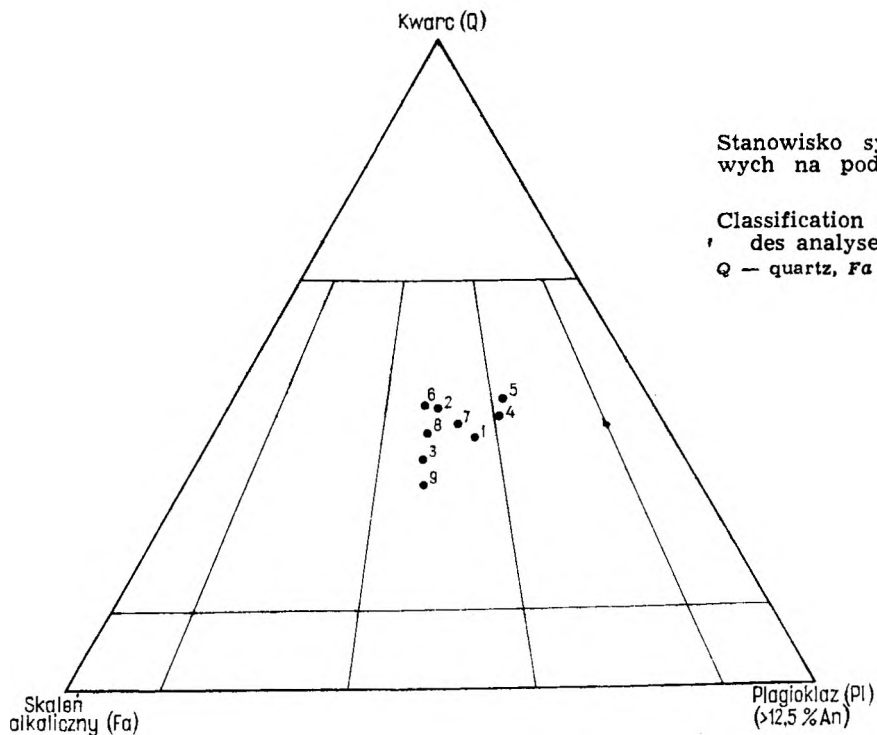


Fig. 8
Stanowisko systematyczne granitów grzbietowych na podstawie analiz mikrometrycznych z tabeli 2

Classification des granites de crête sur la base des analyses micrométriques du tableau 2
Q — quartz, Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

Fig. 9

Stanowisko systematyczne granitów granofirowych na podstawie analiz mikrometrycznych z tabeli 3

1-9 — granity granofirowe, I — średnia dla granitów centralnych, II — średnia dla granitów grzbietowych, III — średnia dla granitów granofirowych

Classification des granites micropegmatitiques sur la base des analyses micrométriques du tableau 3

1-9 — granites micropegmatitiques, I — moyenne pour les granites centraux, II — moyenne pour les granites de crête, III — moyenne pour les granites micropegmatitiques, Q — quartz, Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

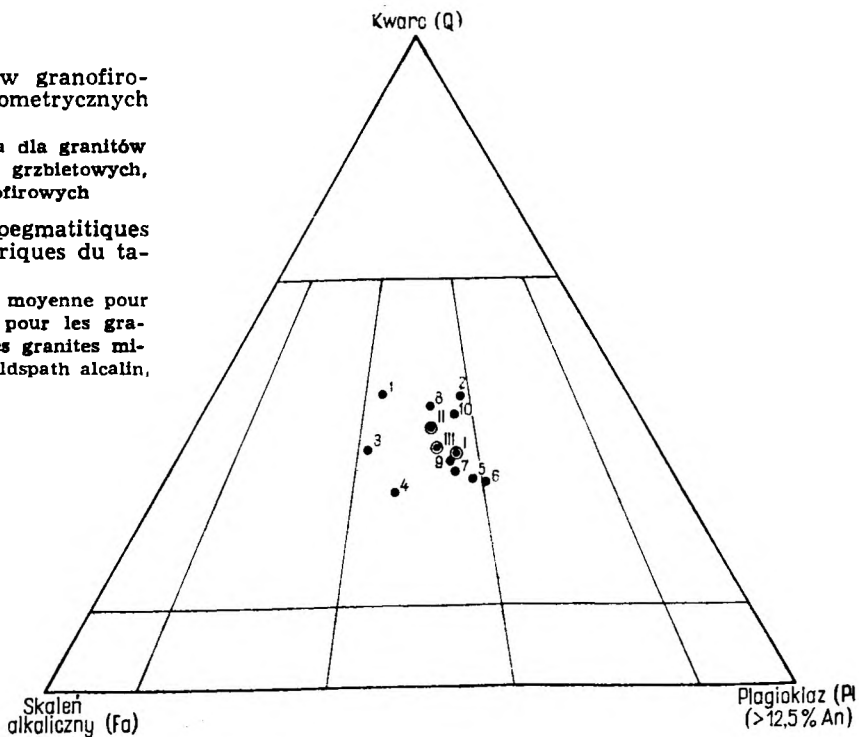


Tabela 3

Analizy mikrometryczne granitów granofirowych w % objętościowych
Analyses micrométriques des granites micropegmatitiques en % du volume

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kwarc	42,1	41,8	34,2	28,1	28,9	29,2	30,7	41,5	32,8	40,7
Skaleń potasowy	30,3	20,8	36,7	36,8	24,7	23,9	27,0	25,9	27,2	23,5
Plagioklaz	22,0	32,2	24,1	30,9	38,6	41,0	36,9	29,5	35,5	33,4
Biotyt	4,2	4,6	4,7	3,7	6,0	4,9	4,7	2,0	3,3	1,6
Chloryt	0,8	0,3	—	0,3	1,1	0,9	0,5	0,6	0,6	0,3
Muskowit	0,00X	0,0X	—	0,0X	0,0X	0,1	0,0X	—	0,1	—
Hornblenda	0,1	—	—	—	0,1	—	—	—	0,1	—
Epidot	0,2	0,1	0,0X	0,2	0,2	0,0X	0,1	0,2	0,05	0,4
Epidot (allanit)	0,1	0,0X	—	—	0,1	0,0X	—	—	0,1	0,00X
Tytanit	—	0,1	0,1	0,0X	0,0X	—	—	—	0,0X	0,00X
Leukoksen	0,0X	—	0,0X	—	—	—	—	—	—	0,1
Tlenki Fe { magnetyt hematyt	0,2	0,0X	0,1	0,0X	0,2	0,00X	0,1	0,3	0,15	—
Rutyl	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	0,0X	0,0X	0,0X	0,00X	0,1	0,00X	0,0X	0,00X	0,1	0,00X
Apatyt	0,0X	0,1	0,0X	0,0X	—	0,0X	—	0,0X	—	0,00X
Fluoryt	0,00X	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Piryt	0,00X	—	—	—	—	0,00X	—	—	—	—

- 1 — Kopki (*Abruzzan*) na południe od Jeleniej Góry, kamieniołom granitu, do niedawna czynny, punkt 169.
- 2 — Bielec na północ od Grzędzin, zwaly starej kopalni na zachodnim zboczu, punkt 139;
- 3 — Miedziane Skały, punkt 147;
- 4 — Sokole Góry na południe od Trzcńska, punkt 155;
- 5 — pomiędzy Jelenią Górą a Cieplicami, skałki Mnich i Mniszka, punkt 171;
- 6 — pomiędzy Maciejową a Strupicami, wzgórze na zachód od wzgórza Popielina, punkt 176;
- 7 — Grabary koło Jeleniej Góry, stary kamieniołom, punkt 174;
- 8 — w kierunku WNW od wzgórza Sośnia na północ od Strupic, punkt 181;
- 9 — wzgórze 420 m n.p.m. na północo-wschód od Strupic, punkt 178;
- 10 — nieczynny kamieniołom na południe od Radomierza, punkt 159.

nie jest ona słuszna dla odróżnienia tej grupy od granitów grzbietowych.

Tabela składu chemicznego zawiera szesnaście dawnych oraz pięć nowych analiz. Spośród dawnych, wyszukanych w literaturze, wybrano tylko te, które nie budziły zastrzeżeń, zwłaszcza w oznaczeniu alkaliów. Nowym analizom poddane zostały próbki z okolic, gdzie granity nie były jeszcze analizowane. W każdej próbce nowo zanalizowanej chemicznie oznaczono mikrometrycznie skład rzeczywisty. Trudno doszukiwać się jakichś daleko idących zgodności pomiędzy składem rzeczywistym a normatywnym, w sumie jednak należy przyznać, że różnice są niewielkie, w niektórych przypadkach nawet minimalne, w innych uzasadnione bądź dużą ilością biotytu w skale (większa ilość normatywnego niż rzeczywistego skalenia potasowego), bądź też obecnością w niej sporych ilości drobnoagregatowego, wtórnego epidotu w plagioklazach, nie zawsze wykazanego w analizie

mikroskopowej. Punkt projekcyjny granitu grzbietowego reprezentowanego przez analizę chemiczną nr 13 wypada w trójkącie K. Smulikowskiego (1934) w polu granitów alkalicznych (fig. 11), gdyż obliczona na podstawie normatywnych plagioklazów zawartość anortytu wynosi 12%. Pozorna niezgodność z analizą mikrometryczną (punkt 2 na fig. 8) jest wynikiem nieco wyższej zawartości anortytu (13—14%), stwierdzonej mikroskopowo w tej samej skale.

Ogólnie analizy chemiczne potwierdzają wniosek wyprowadzony już na podstawie analiz mikrometrycznych, że granitoidy karkonoskie należą w większości do adamellitów, częściowo także do granodiorytów. Trzy skały z uwagi na niską zawartość normatywnego anortytu znalazły się w polu granitów alkalicznych. Rozpatrując zawartość normatywnych skaleni (fig. 12) stwierdzamy, że udział anortytu dochodzi wśród nich jedynie do 23%, natomiast pomiędzy albitem a ortoklazem istnieje w zasadzie

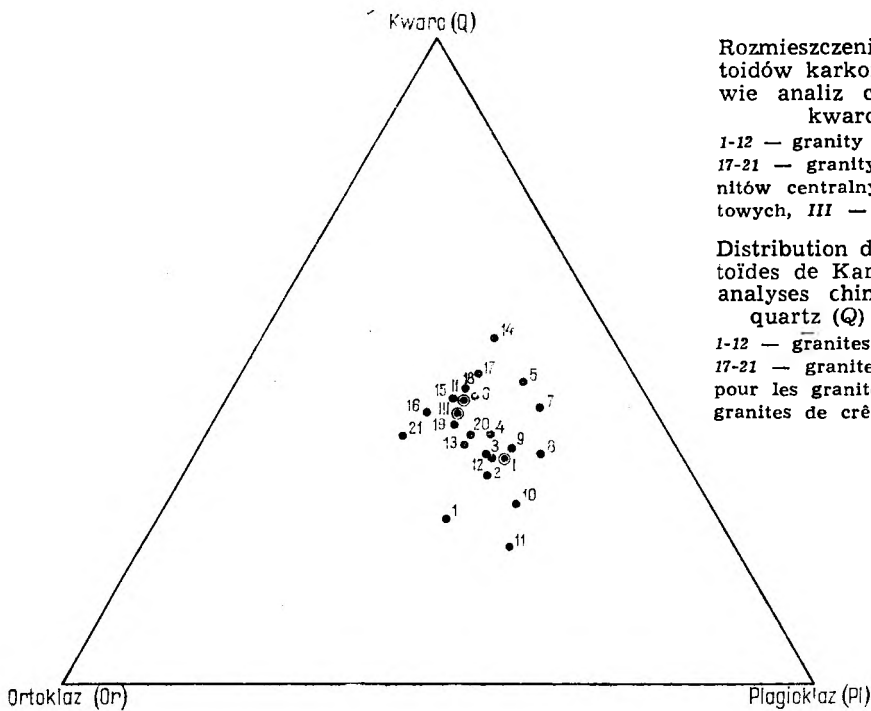


Fig. 10

Rozmieszczenie punktów projekcyjnych granitoidów karkonoskich wyznaczonych na podstawie analiz chemicznych (tab. 4) w trójkącie kwarc — ortoklaz — plagioklaz

1-12 — granity centralne, 13-16 — granity grzbietowe, 17-21 — granity granofirowe, I — średnia dla granitów centralnych, II — średnia dla granitów grzbietowych, III — średnia dla granitów granofirowych

Distribution des points de projection des granitoïdes de Karkonosze désignés sur la base des analyses chimiques (tab. 4) dans le triangle quartz (Q) — orthose (Or) plagioclase (Pl)

1-12 — granites centraux, 13-16 — granites de crête, 17-21 — granites micropegmatitiques, I — moyenne pour les granites centraux, II — moyenne pour les granites de crête, III — moyenne pour les granites micropegmatitiques

Fig. 11

Stanowisko systematyczne granitoidów karkonoskich na podstawie analiz chemicznych (tab. 4)

1-12 — granity centralne, 13-16 — granity grzbietowe, 17-21 — granity granofirowe, I — średnia dla granitów centralnych, II — średnia dla granitów grzbietowych, III — średnia dla granitów granofirowych

Classification des granitoïdes de Karkonosze sur la base des analyses chimiques (tab. 4)

1-2 — granites centraux, 13-16 — granites de crête, 17-21 — granites micropegmatitiques, I — moyenne pour les granites centraux, II — moyenne pour les granites de crête, III — moyenne pour les granites micropegmatitiques, Q — quartz, Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

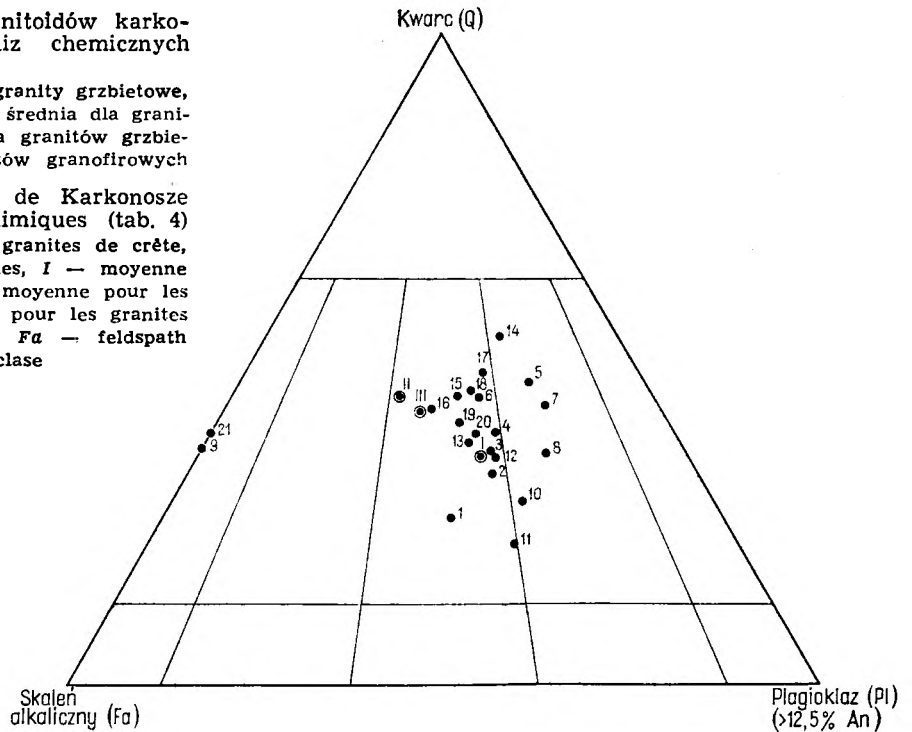


Tabela 4

Analizy chemiczne granitów karkonoskich w % wagowych
Analyses chimiques des granites de Karkonosze en % du poids

Nr próbki Anal. mikr., tab./nr	Granity centralne Granites centraux											Granity grzbietowe Granites de crête											Granity granofrowe Granites micropegmatiques				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21						
	1/2	1/3								1/32	1/33	2/2							3/2								
SiO ₂	71,64	69,41	71,53	72,15	72,89	72,04	74,65	71,74	75,70	68,78	67,64	72,12	76,08	77,35	74,41	76,02	76,12	72,37	75,21	76,28	76,28						
Al ₂ O ₃	14,70	13,91	13,55	13,56	15,83	15,98	12,64	14,12	11,88	14,17	16,12	13,40	12,85	13,16	13,65	12,71	12,18	15,18	12,15	12,47	12,39						
Fe ₂ O ₃	0,82	2,70	1,20	1,29	1,89	1,08	2,26	1,75	1,94	2,97	1,32	1,67	1,49	0,73	0,65	1,25	1,21	1,75	1,74	0,80	0,98						
FeO	0,72	2,80	0,88	1,48	0,10	1,70	0,85	0,59	0,36	0,94	1,84	1,23	0,62	0,78	0,95	0,31	0,72	0,71	0,38	1,13	0,85						
MnO	—	0,03	—	—	—	—	—	—	0,01	0,29	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—						
MgO	0,44	1,38	1,45	1,52	1,31	1,08	1,01	1,34	0,46	0,99	0,36	0,48	0,41	0,99	0,87	0,14	1,12	1,54	0,89	0,38	0,07						
CaO	1,64	2,11	3,21	2,25	2,04	2,11	2,12	2,32	1,63	1,51	2,69	2,20	0,83	1,09	1,16	1,20	1,54	2,01	1,23	1,08	0,41						
Na ₂ O	3,55	3,12	2,61	2,74	2,81	2,22	3,41	3,65	4,33	4,22	3,92	3,52	3,54	2,67	2,56	2,44	2,55	2,12	2,88	3,53	2,85						
K ₂ O	5,85	4,02	3,95	3,55	2,29	3,45	2,37	2,65	3,51	3,92	4,73	3,96	4,48	2,35	3,98	4,90	3,21	3,54	4,25	4,24	5,70						
TiO ₂	0,20	0,55	—	—	—	—	—	—	0,25	0,60	0,47	0,40	0,13	—	—	—	—	—	—	0,06	0,00X						
P ₂ O ₅	0,02	0,16	—	—	—	—	—	—	0,11	0,20	0,0X	0,09	0,02	—	—	—	—	—	—	0,10	0,12						
H ₂ O+	0,28	0,41	1,75	1,11	1,21	0,66	1,14	1,45	0,25	1,18	0,68	0,13	0,15	1,40	1,50	0,48	1,51	1,11	0,92	0,18	0,43						
H ₂ O—	0,08	0,14	—	—	—	—	—	—	0,05	0,13	0,10	0,15	0,14	—	—	—	—	—	—	0,16	—						
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Suma	99,94	100,74	100,13	99,65	100,37	100,32	100,45	99,81	100,47	99,62	100,16	99,77	100,69	100,52	99,73	99,45	100,16	100,33	99,65	100,43	100,08						
Kwarc	24,4	28,8	32,5	34,8	41,6	39,1	39,8	32,4	34,6	25,1	19,9	32,8	35,9	48,5	40,1	40,2	44,1	40,1	37,9	36,5	36,8						
Ortoklaz	34,8	23,9	23,4	21,1	13,3	20,3	13,9	17,2	20,6	22,8	27,8	23,4	26,7	13,9	23,4	28,9	18,9	20,6	25,6	25,3	33,9						
Albit	29,9	26,2	22,0	23,1	23,9	18,3	28,8	30,9	36,2	35,6	33,0	29,3	29,9	22,5	21,5	20,7	21,5	17,8	24,6	29,3	24,1						
Anortyt	6,8	9,7	13,6	11,1	10,3	10,6	10,6	11,4	3,1	6,7	12,5	7,5	3,9	5,6	5,8	5,8	7,5	10,0	5,8	4,7	1,1						
Korund	—	0,8	—	1,1	5,0	4,8	0,6	0,7	—	0,6	—	0,6	0,6	4,2	3,0	1,3	1,8	4,2	0,6	0,5	1,1						
Diopsyd	1,1	—	1,8	—	—	—	—	—	2,6	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Wollastonit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
Hipersten	0,8	5,4	3,4	5,5	—	4,9	—	—	—	—	2,5	1,3	—	3,4	3,5	—	3,1	—	—	—	—						
Enstatyt	—	—	—	—	3,3	—	2,5	3,4	—	2,5	—	—	1,0	—	—	0,4	—	3,9	2,2	—	—						
Magnetyt	1,2	3,9	1,6	1,9	0,2	1,6	2,8	1,9	0,5	1,2	1,9	2,6	1,4	0,9	0,9	0,9	1,9	2,3	1,4	1,2	1,4						
Hematyt	—	—	—	—	1,8	—	0,3	0,5	1,6	2,2	—	—	0,5	—	—	0,6	—	0,2	0,8	—	—						
Ilmenit	0,5	1,1	—	—	—	—	—	—	0,6	1,2	0,9	0,8	0,3	—	—	—	—	—	—	0,2	—						
Apatyt	—	0,3	—	—	—	—	—	—	0,3	0,3	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—						
Kalcyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—						
% An w plagioklazie	23	27	39	32	30	37	27	27	8	16	27	20	12	20	21	22	25	36	19	14	4						

ilościowa równowaga, z niewielkimi odchyleniami na korzyść jednego lub drugiego składnika.

Pomiędzy składem normatywnym poszczególnych typów granitu karkonoskiego reprezentowanym przez średnie obliczone z analiz chemicznych istnieją niewielkie, lecz charakterystyczne różnice. Granity centralne są w porównaniu z obu pozostałymi typami wyraźnie uboższe w kwarc i bogatsze w plagioklaz. Różnica pomiędzy granitami grzbietowymi a granofirowymi jest już znacznie mniejsza, choć widoczna. Granity grzbietowe o najwyższej zawartości kwarcu wykazują też najwięcej normatywnych skaleni alkalicznych (fig. 11), na-

tomiasz w przeciętnym składzie granitów granofirowych liczniejszy jest ortoklaz (fig. 10).

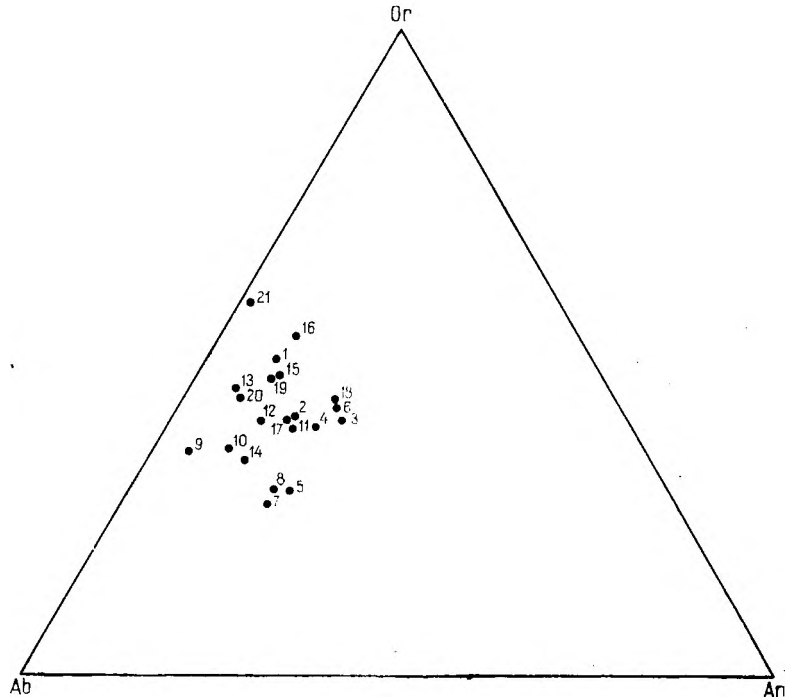
Analiza teksturalna

W celu sprawdzenia, czy bezkierunkowe megaskopowo granitoidy karkonoskie wykazują także izotropię w skali mikroskopowej, poddano niektóre z nich analizie teksturalnej (Sander 1930, Jelisejew 1953), oznaczając orientację osi z w ziarnach kwarcu oraz normalnych do płaszczyzn (001) w biotycie. Załączone diagramy (projekcje Schmidta górnej półkuli) przedstawiają dla ilustracji niektóre z wykonanych projekcji.

Fig. 12

Trójkąt zmienności granitoidów karkonoskich na podstawie zawartości normatywnych skaleni (tab. 4)

Triangle de variabilité des granitoïdes de Karkonosze sur la base de la teneur en feldspaths normatifs (tab. 4)



Granity centralne

- 1 — Michałowice, kamieniołom, granit gruboziarnisty, punkt 37;
- 2 — Michałowice, kamieniołom, granit szlirowaty;
- 3 — Księża Góra koło Płóczek, arkusz Karpacz (Berg 1923, 1940);
- 4 — wzgórze 726,7 m n.p.m. koło Karpacza (Berg 1923);
- 5 — Śnieżka, kamień graniczny (Berg 1940);
- 6 — Dzicza Góra, arkusz Miedzianka (Berg 1923);
- 7 — wzgórze na zachód od Milkowa, arkusz Cieplice (Berg 1923);
- 8 — wzgórze na południo-zachód od Gruszkowa (Berg 1923, 1940);
- 9 — Karpniki, kamieniołom (Pendias, Maciejewski 1959);
- 10 — Trzczańsko (Pendias, Maciejewski 1959);
- 11 — okolice wsi Łomnica, stary nieczynny kamienio-

łom po lewej stronie szosy Jelenia Góra—Wrocław (Borkowska 1959), punkt 165;

- 12 — Jelenia Góra, punkt 164;

Granity grzbietowe

- 13 — Mały Śnieżny Kocioł, punkt 34;
- 14 — Duży Śnieżny Kocioł (Berg 1923, 1941b);
- 15 — Wielki Szyszak (Berg 1923, 1941b);
- 16 — północno-wschodnia strona Małego Szyszaka (Berg 1923);

Granity granofirowe

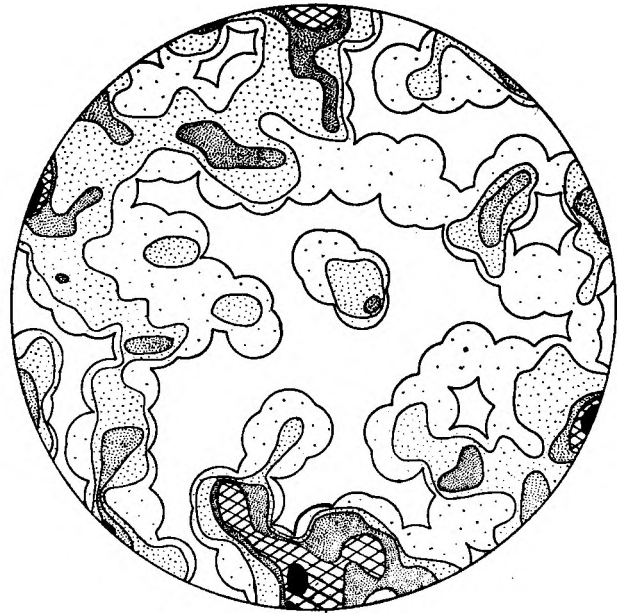
- 17 — Kopki, arkusz Cieplice (Berg 1923);
- 18 — Kopki, część zachodnia (Berg 1923);
- 19 — Kopki (Berg 1923);
- 20 — Bielec na północ od Grzędzin, zwaly starej kopalni na zachodnim zboczu, punkt 139;
- 21 — Rudawy Janowickie (Berg 1923).



0-1-2-3-4 (-6,2) %

Fig. 13

Orientacja osi z ziarn kwarcu w granicie centralnym z kamieniołomu w Michałowicach (punkt 37 na fig. 4)
Orientation des axes z des grains de quartz dans le granite de Michałowice (point 37 sur la fig. 4)



0-1-2-3-4 (-5,1) %

Fig. 14

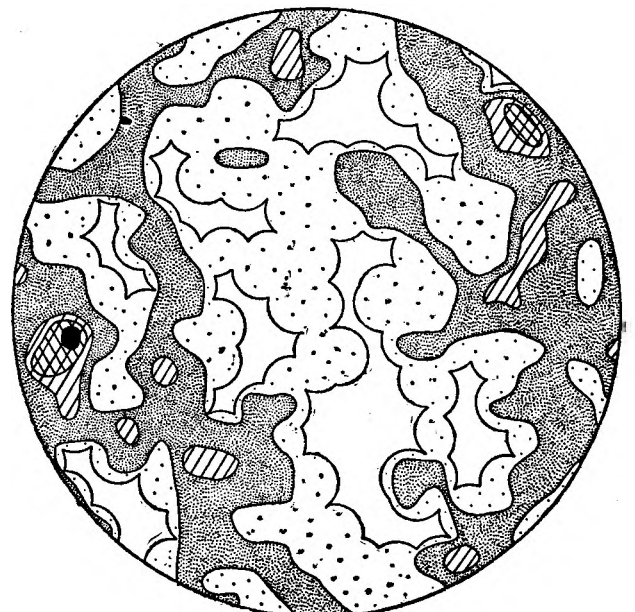
Orientacja normalnych do (001) biotyту w granicie centralnym z kamieniołomu w Michałowicach
Orientation des normales à (001) de biotite dans le granite de Michałowice



0-1-2-3 (-4) %

Fig. 15

Orientacja osi z ziarn kwarcu w granicie granitowym z kamieniołomu rejonu Kopek (punkt 169 na fig. 4)
Orientation des axes z des grains de quartz dans le granite de la carrière de la région de Kopki (point 169 sur la fig. 4)



0-1-2-3-4 (-4,7) %

Fig. 16

Orientacja normalnych do (001) biotyту w granicie granitowym z kamieniołomu rejonu Kopek
Orientation des normales à (001) de biotite dans le granite de la carrière de la région de Kopki



0-1-2-3-4 (-4,4) %

Fig. 17

Orientacja osi z ziarn kwarcu w granicie grzbietowym z punktu 65 pomiędzy Wielkim a Małym Stawem

Orientation des axes z des grains de quartz dans le granite de crête du point 65 entre le Wielki et le Mały Staw



0-1-2-3 (-3,5) %

Fig. 18

Orientacja osi z ziarn kwarcu w granicie apłitowym z punktu 144 w okolicy Mniszkowa

Orientation des axes z des grains de quartz dans le granite apłitique du point 144 aux environs de Mniszków

Figury 13 i 14 pokazują sposób ułożenia kwarcu i biotyty w granicie centralnym, figury 15 i 16 w granicie granofirowym, figury 17 i 18 orientację kwarcu w drobnoziarnistych granitach grzbietowych z południowych i wschodnich partii masywu. W obu ostatnich przypadkach nie wykonano projekcji biotyty z uwagi na zbyt skąpe jego występowanie w tych skałach; ilość pomiarów byłaby w tym przypadku dla celów statystycznych stanowczo niewystarczająca. W terenie pobierano próbki zorientowane według płaszczyzn ciosowych.

Na podstawie uzyskanych wyników należy stwierdzić, że granitoidy karkonoskie wykazują tekstury nieuporządkowane, charakterystyczne dla nietektonitów.

ENKLAWY W GRANICIE KARKONOSKIM

Za najstarsze produkty skalne w obrębie granitu karkonoskiego uznane zostały enklawy (pl. XIII, fot. 2; pl. XVIII, fot. 1—2) o kształtach kulistych lub elipsoidalnych, znane w niemieckiej literaturze geologicznej pod nazwą *Kugel* lub *Knollenschlieren*.

Owe „kuliste szliry” opisuje już L. Milch (1899), zaliczając je częściowo do skał bogatszych w wapń i przechodzących do diorytów, częściowo zaś do skał wzbogaconych w dwuwartościowe żelazo i magnez, zbliżonych do

lamprofirów. G. Berg (1923) wyróżnia enklawy ciemnoszare o składzie drobnoziarnistych granitów z licznymi małymi fenokryształami białych skaleni, oraz brunatnawe, niemal afanitowe, przypominające hornfelsy. Jedne i drugie uważa za przetrawione przez granit porwaki skał z nim sąsiadujących, przypisując różnicę w ich wyglądzie zewnętrznym mniej lub więcej zaawansowanej przeróbce w czasie intruzji karkonoskiej.

Rozmiary enklaw są rozmaite; na ogół średnice ich mieszczą się w granicach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, choć bywają i większe, dochodzące nawet do kilku metrów. Wszystkie enklawy mają zaokrąglone kształty. Spotykane są one licznie w całym masywie, choć z uwagi na swe niewielkie rozmiary nie odgrywają ilościowo praktycznie żadnej roli w całej jego masie.

G. Berg (1923) zwraca uwagę na pojawianie się w enklawach cienkich apofiz pochodzących z otaczającego granitu oraz sporych kryształów skaleni potasowych, układających się płasko na powierzchniach enklaw. Na podstawie tych obserwacji dochodzi do wniosku, że zarówno owe megakryształy skaleni, jak i wspomniane apofizy wykrywały jeszcze przed zastygnięciem otaczającego je granitu. L. Milch (1899) opisując skalenie, które na granicy z enklawą zostały obtopione, wnioskuje, że wykryształizo-

wały one jeszcze przed zastygnięciem samych enklaw. Zdaniem H. Cloosa (1925) badania tektoniczne potwierdzają tezę obu wymienionych geologów, że zarówno enklawy, jak i fenokryształy skaleni przebyły ostatni etap intruzji granitu karkonoskiego w stanie stałym.

G. Berg (1941b) podaje również mikroskopowe opisy enklaw, przy czym wspomniane wyżej odmiany szare dzieli jeszcze na dalsze dwie grupy. Pierwsza grupa obejmuje skały typu granitowego wzbogacone w biotyt i zawierające hornblendę. W większych enklawach tego rodzaju widoczne są często białe porfirowe kryształy oligoklazów, a sporadycznie skaleni potasowych, o przekrojach prostokątnych. Biotyt uważany jest tu za nieco starszy od minerałów jasnych, przy czym często skupia się w gniazda, w których widoczne są małe słupki hornblendy. Hornblenda tworzy również miejscami przerosty z drobnymi, wydłużonymi listewkowato plagioklazami.

Druga grupa, megaskopowo prawie afanitowa, wykazuje według Berga pod mikroskopem strukturę podobną do hornfelsowej wskutek obfitości drobnych płytek biotyту przerastających wszystkie pozostałe składniki, jednak masa skalna jest tu zawsze całkowicie granitowa. W tym typie enklaw widoczne są często okrągłe ziarna kwarcu o szklistym wygładzie, otoczone na ogół delikatną obwódką reakcyjną zbudowaną z drobnych kryształów hornblendy.

Enklawy megaskopowo brunatnawe zostały przez G. Berga (1940, 1941b) zaklasyfikowane do hornfelsów. Małe jajowate blaszki biotyту przetykają w nich obficie kwarc i skalenie oraz często stowarzyszone są z drobnymi kryształami magnetytu.

We wszystkich typach enklaw wśród minerałów akcesorycznych występują apatyt i cyrkon, w wielu również tytanit w osobnikach wykształconych szkieleto- oraz nieliczny allanit.

Aczkolwiek geologowie niemieccy na ogół uważali owe „kuliste szliry” za porwaki skał sąsiadujących, to jednak G. Berg (1940) podkreśla, że brak niezbitych dowodów na prawdziwość takiej hipotezy.

Spośród zbadanych przeze mnie enklaw do największych należy znaleziona w starym nieczynnym kamieniołomie porfirowatego granitu na południe od Jeleniej Góry, pomiędzy wsiami Czarne i Łomnica (punkt 165). Jest ona megaskopowo ciemnoszara, drobnoziarnista, lecz nie afanitowa, z dość licznymi fenokryształami białych i różowawych skaleni o rozmiarach centymetrowych, a nawet nieco większych, ze sporadycznymi fenokryształami kwarcu i dość licznymi biotyту. Pod mikroskopem wykazuje ona strukturę nierównoziarnistą. Z minerałów jasnych w drobnoziarnistej masie przeważa

plagioklaz, z reguły silnie zserycytyzowany i przeważnie automorficznie lub prawie automorficznie wykształcony, o składzie oligoklazu (do 26% An), zbliżniaczony przeważnie albitowo, często pasowy (około 16% An w obwódkach zewnętrznych). Drugim pod względem ilości minerałem jasnym jest kwarc. Skaleń potasowy, wygaszający plamiście, lecz pozbawiany wyraźnej struktury kratkowej, jest tu sporadyczny.

Z minerałów ciemnych obfity jest biotyt, znacznie rzadsza hornblenda. Biotyt tworzy płytki automorficznie wykształcone, o pleochroizmie w barwach od żółtej do ciemnobrunatnej, przeważnie pojedynczo porożrzucane, choć spotyka się i większe ich gniazda, złożone niekiedy z kilkudziesięciu osobników. Biotyt jest w niektórych miejscach silnie, czasem całkowicie schlorotyżowany, dość często poprzerastany epidotem o własnościach optycznych pistacytu, a sporadycznie czarnymi tlenkami żelaza. Fenokryształy biotyту występują w pojedynczych grubych płytkach o własnościach takich samych jak osobniki drobne; poprzytykane są dość licznymi wrostkami apatytu i cyrkonu.

Hornblenda wykazuje barwy od żółtej poprzez niebieskawozieloną do zielonobrunatnej. Niektóre jej osobniki są wykształcone automorficznie i zbliżniaczone, większość jednak pozbawiona jest automorfizmu i niekiedy dość pokaźnie schlorotyżowana. Niektóre kryształy tworzą przerosty z biotytem. Wśród minerałów akcesorycznych na uwagę zasługuje igielkowy apatyt licznie przetykający zwłaszcza minerały jasne, oraz allanit w sporych, choć sporadycznie pojawiających się kryształach. Bardzo rzadko spotyka się również niewielkie automorficzne granaty.

Wśród fenokryształów skaleni występują zarówno plagioklasy, jak i skalenie potasowe. Pierwsze są białe, mniejsze, lecz liczniejsze, drugie różowawe i na ogół większe. Fenokryształy plagioklazu są zwykle klarowne, albitowo i karlsbadzko zbliżniaczone, z reguły pasowe z wyraźną rekurencją, o składzie oligoklazu (około 25—29% An). Kryształy skaleni potasowych są zbliżniaczone karlsbadzko i zawsze pertytowo poprzerastane. Przerosty te są najrozmaitsze: od grubszych w formie plamek i „okienek” poprzez nieregularne smugi do niemal submikroskopowych. Niekiedy plagioklaz tkwi w postaci sporego kryształu w dużym osobniku skalenia potasowego; często takie duże wrostki plagioklazu poprzytykane są granofirowo kwarcem. Wskutek wielkiej niejednorodności skalenia potasowego, spowodowanej obfitością wspomnianych przerostów, trudno jest ustalić jego symetrię krystalogra-

ficzną. Pomiar kąta $2V$ i orientacji optycznej, aczkolwiek dość problematyczny, przemawia za niewielkim stopniem trójskości ($2V_{\alpha} = 58^{\circ}$, $\pm 1010/\gamma = 6^{\circ}$).

Zupełnie podobne enklawy, choć o znacznie mniejszych rozmiarach, spotykane są w czynnym do niedawna kamieniołomie granitu w rejonie Kopek (punkt 169). Cechuje je większa ilość skalenia potasowego w „tle” oraz większa obfitość fenokryształów, głównie plagioklazu. Mineralów ciemnych jest mniej.

W tym samym kamieniołomie, w którym granit jest szczególnie bogaty w enklawy, występuje i inna ich odmiana: megaskopowo nieco jaśniejsza i wyraźnie grubiej ziarnista, lecz pozbawiona fenokryształów zarówno skaleni, jak biotyty i kwarcu. Pod mikroskopem wykazuje strukturę poikilitową; w dużych ksenomorficznych kryształach kwarcu tkwią liczne automorficzne plagioklasy. Skaleń potasowy, zwykle niezbyt foremny, odgrywa albo — podobnie jak plagioklaz — rolę wrostków w kwarcu, albo wypełnia luki pomiędzy innymi minerałami, będąc niekiedy sam poprzerastany plagioklazem. Z reguły jest silnie zmętniały i przeważnie wygasza plamiście. Wyraźnej kratki bliźniaczej nie wykazuje. Plagioklasy są na ogół również zmętniałe i często poprzerastane dość obficie łuskami serycytu. Należą do oligoklazu o zawartości około 20% anortytu i obok zbliżeń albitowych wykazują często karlsbadzkie. Na granicy pomiędzy skalaniem sodowo-wapiennym a potasowym spotykany jest nierzadko myrmekit, stanowiący zwykle obwódki na plagioklazie. Głównym minerałem ciemnym jest biotyt, podrzędnym hornblenda. Dość liczny chloryt jest wtórny bądź po łyszczyku, bądź po amfibolu. Z biotytem i chlorytem stowarzyszone są często tytanit, cyrkon i tlenki żelaza, czasem też pistacyt. Allanit — automorficzny i wykazujący silny stopień izotropizacji — spotykany jest na ogół w sąsiedztwie łyszczyków. Zarówno biotyt, jak hornblenda wykazują silny pleochroizm; biotyt w barwach od jasnooliwkowej dla α , do ciemnobrunatnej, niekiedy prawie czarnej dla γ i β , hornblenda w tonach od jasnozielonego dla α , poprzez trawiaszzielony dla γ do brunatnozielonego dla β . Kąt z/γ hornblendy wynosi $18-20^{\circ}$, dwójłomność 0,0175. Rzadkim minerałem akcesorycznym jest fluoryt. Apatyt w drobnych igielkowych kryształach przetyka obficie ziarna kwarcu i skaleni. Również magnetyt w niewielkich osobnikach tworzy liczne wrostki w niektórych ziarnach minerałów jasnych.

Szczególnie rozpowszechnione są zarówno w opisywanym kamieniołomie, jak i w całym masywie karkonoskim, drobne enklawy o śred-

nicach mieszczących się przeważnie w granicach kilku centymetrów (pl. XIII, fot. 2). Często są one zupełnie pozbawione skalenia potasowego. Głównymi składnikami mineralnymi są w nich plagioklasy, dalej minerały ciemne — biotyt i chloryt, wreszcie kwarc. Plagioklasy wykształcone są przeważnie w postaci wydłużonych tabliczek, często pasowych, na ogół poprzerastanych obficie serycytem, który miejscami zrekrystalizował w muskowitz. Czasem są one dość kwaśne (np. niektóre enklawy w granitach rejonu Kopek zawierają albity o 9—10% An), kiedy indziej zawartość anortytu dochodzi w jądrach kryształów do 28%, w obwódkach spada do 16%. Kwarc wypełnia przeważnie interstycje, niekiedy poprzerastany jest biotytem i chlorytem. Oba minerały jasne są często poprzerastane licznymi drobnymi, wydłużonymi słupkami apatytu, który w niektórych enklawach wykazuje barwy niebieskawe lub nawet brunatnawe wskutek przypróśnienia submikroskopowymi wrostkami. Wśród bardzo drobnych wrostków w minerałach jasnych spotykany jest sporadycznie bladoróżowy granat. Biotyt, z reguły liczny, w niektórych z opisywanych skał dobrze zachowany, występuje w ciemnobrunatnych, na ogół prawidłowo wykształconych płytkach, które często grupują się w zespoły po kilka osobników. W innych nierzadko przechodzi w trawiaszzielony chloryt. Spośród minerałów akcesorycznych częstymi towarzyszami biotyty i chlorytu są tytanit (pl. XIX, fot. 1) i epidoty, czasem także piryty i magnetyt. Epidoty — najczęściej spotykane w partiach schlorytyzowanych — reprezentowane są przez pistacyt o wyraźnym pleochroizmie w barwach zielonawożółtych (szczególnie w enklawach rejonu Kopek), oraz przez częściej od niego spotykane osobniki o bardzo niskiej dwójłomności. Z pozostałych minerałów akcesorycznych wymienić należy cyrkon i fluoryt. Z ostatnim — niekiedy intensywnie fioletowo zabarwionym — spotkałam się w enklawach granitów rejonu Kopek. W tych też enklawach na uwagę zasługuje występowanie sferulitycznego (pl. XIX, fot. 2; pl. XX, fot. 1) oraz robaczkowego chlorytu.

Dla scharakteryzowania ilościowych stosunków panujących wśród minerałów enklaw ostatniego typu wykonano analizę mikrometryczną jednej z nich (nr 1, tab. 5).

Inny typ enklaw, z którym zetknęłam się m. in. w kamieniołomie w Michałowicach, odznacza się bardzo drobnaziarnistą strukturą i barwą szarą, niezbyt ciemną, przechodzącą — niewątpliwie wskutek procesu wietrzenia — w różowawobrunatną. Wśród drobnaziarnistego tła widoczne są gołym okiem ciemne, cienkie blaszki biotyty. Fenokryształów brak. Enklawy tego rodzaju mają nieraz średnice rzę-

du kilkunastu, a nawet kilkadziesiąt centymetrów.

Badania mikroskopowe wykazują w ich składzie sporą ilość skalenia potasowego, należącego bezspornie do mikroklinu o często dobrze wykształconej strukturze kratkowej i niejednokrotnie zbliżonego według prawa karlsbadzkiego. Bardzo często pojawia się myrmekit. Mikroklin jest przeważnie mniej lub więcej pertytowo poprzerastany, przy czym w niektórych osobnikach przerosty plagioklazowe mają charakter wyraźnie reliktowy, niedwuznacznie świadczący o wypieraniu pierwotnego plagioklaz przez mikroklin. Mikroklin wykazuje dość wyraźną skłonność do tworzenia kryształów, przynajmniej częściowo automorficznych. Plagioklasy mają przeważnie pokrój słupków, zbliżonych na ogół albitowo, czasem również karlsbadzko i wykazują w swym składzie około 15% An. Kwarc występuje w interstycjach, czasem „oblewa” drobniejsze kryształy skaleni i biotyty; na ogół wygasa spokojnie. Biotyt w barwach od oliwkowożółtej do ciemnobrunatnej rzadko tworzy większe płytki. Przeważnie porzrucany jest w pojedynczych, nieraz dobrze wykształconych osobnikach, wśród których spotyka się często bardzo cienkie blaszki, które w przekrojach (010) wyglądają megaskopowo jak igły. Chlorytacja biotyty jest tu zjawiskiem niezbyt częstym. Spośród minerałów akcesorycznych na uwagę zasługuje allanit, występujący w sporych automorficznych kryształach, których jądra są intensywnie brunatno zabarwione i pleochroiczne, a obwódki bardzo blade i niskodwójłomne. Słupki i igielki apatyty przetykają obficie wszystkie minerały jasne, rzadziej biotyt. Nieco czarnych tlenków żelaza, trochę epidotu i tytanitu to pozostałe składniki mineralne opisywanej skały. Analiza mikrometryczna tego typu enklawy znajduje się w tabeli 5 (nr 2).

Inne niewielkie enklawy, również bardzo drobnoziarniste i megaskopowo żółtozielonawoszare, różnią się od opisanych ostatnio brakiem skalenia potasowego, dużą ilością chlorytu, częstym występowaniem epidotów (w tym pirstacytu i allanitu). Chloryt jest niewątpliwie wtórny po biotycie i znacznie nad nim góruje ilościowo. Plagioklasy mają pokrój wydłużonych tabliczek; są dość silnie zmętniałe, przyproszone serycytem i zawierają około 14% An. Kwarc — podobnie jak w skale poprzednio opisaney — wypełnia interstycje, wygasa spokojnie i często zamyka w sobie drobniejsze kryształy składników pozostałych. Apatyt w drobnych słupkach, czarne tlenki żelaza i nieco tytanitu występują akcesorycznie.

Niektóre enklawy są w porównaniu z innymi wyraźnie bogatsze w biotyt. Jest on w nich

bezludnie i tak gęsto ułożony, że pojedynczo rozrzucone osobniki nie występują zbyt często. W skałach tych powszechnie spotykane są dość spore skupienia płytek biotyty, zaobserwowane już zresztą — choć nie tak pospolicie — w niektórych z poprzednio opisywanych enklaw. Z takimi enklawami zetknęłam się w kamieniołomie w Szklarskiej Porębie—Hucie. Biotyt jest tu na ogół bardzo dobrze zachowany, tylko w niektórych miejscach spotyka się większe nagromadzenia wtórnego chlorytu. Tu i ówdzie widoczny jest również inny rodzaj chlorytu, o sferulitycznym wygaszaniu, przypuszczalnie pochodzenia hydrotermalnego. Drugim obok biotyty głównym składnikiem skały jest plagioklaz, wykształcony w postaci spłaszczonych tabliczek lub listewek o składzie oligoklaz (około 15% An), przyproszonych serycytem głównie w partiach jądrowych. Plagioklaz pojawia się również w kryształach większych, niezbyt regularnych, poprzerastanych wrostkami biotyty, które przetykają także wiele mniejszych ziarn skaleni. Kwarc występuje w ilościach wyraźnie mniejszych od obu wyżej wymienionych minerałów, tworzy jednak niekiedy dość spore kryształy, które są z reguły obficie poprzerastane przede wszystkim biotytym. Liczny igielkowy apatyt przetyka pozostałe składniki. Oprócz niego pojawiają się w ilościach niezbyt wielkich epidoty i tytanit.

Z enklawami uboższymi w biotyt od przeciętnie spotykanych zetknęłam się w nieczynnych kamieniołomach na zachód od Szklarskiej Poręby—Huty (punkty 9—10). Są one niekiedy dość bogate w fenokryształy skaleni i kwarcu, rzadziej biotyty. Rozmiary fenokryształów nie są zbyt wielkie (w większości średnice poniżej 1 cm). Fenokryształy skaleni reprezentowane są głównie przez plagioklasy, złożone nieraz z kilku osobników w różny sposób ze sobą poprzerastanych, zwykle pasowe (często rekurencyjne) lub plamiste, często z obwódkami regeneracyjnymi, w których niekiedy zaznaczają się pasemka reliktywów łyszczkowych. Plagioklasy te są z reguły wyraźnie i ostro zbliżnione, głównie albitowo, czasem również karlsbadzko. Zawartość anortytu waha się w nich od 18 do 27%, przy czym obwódki są z reguły kwaśniejsze od jąder. Niektóre z ziarn są dość pokaźnie zserycytyzowane, a także miejscami zepidotyzowane. Fenokryształy skaleni potasowych są zawsze pertytowe, czasem karlsbadzko zbliżnione, często plamiste wygaszające, niekiedy ze śladami zaczątkowej kratki bliźniaczej. Duże kryształy kwarcu o plamistym wygaszaniu często poprzerastane są wrostkami biotyty, przy czym na uwagę zasługuje fakt, że wrostki te w postaci niewielkich pojedynczych płytek grupują się z reguły na

jego obwodzie. Również biotyt wykształcony jest miejscami w postaci grubych płytek o barwach pleochroicznych zmieniających się od żółtej dla α , do ciemnobrunatnej dla γ i β . Przetypkają go wrostki cyrkonu i apatyty; pierwsze wywołują pola pleochroiczne.

„Tło” składa się ze skaleni — zarówno sodowo-wapiennych, jak i potasowych — kwarcu i biotyty. Skalenie potasowe wykazują miejscami wyraźną strukturę kratkową. Dość często spotykany jest myrmekit. Biotyt, niekiedy częściowo, albo nawet całkowicie schlorotyżowany (w takich przypadkach często stowarzyszony z epidotem lub magnetytem, bądź z jednym i drugim), tworzy tu i ówdzie gniazda mające po kilka lub kilkanaście płytek. Miejscami liczne drobne płytki łuszczyków skupiają się wokół dużego osobnika. Wśród takich skupień spotykane są dość liczne słupki apatyty, który poza tym w postaci cienkich igieł przetyka minerały jasne.

Obraz mikroskopowy innych enklaw z tych okolic niewiele się zazwyczaj różni od opisanego wyżej. Różnice polegają zazwyczaj na obecności lub braku fenokryształów, na innych stonkach ilościowych wśród składników głównych, co odnosi się przede wszystkim do skalenia potasowego, którego jest nieraz bardzo niewiele i który pojawia się w takim przypadku w interstycjach, wreszcie na nieco różnej zawartości anortytu w plagioklazach, która może dochodzić w jądrach do 30 i spadać w obwódkach do 10%.

Niewielkie (8 cm długości i 3 cm grubości), drobnoziarniste i ciemnoszare enklawy w granitach stanowiących północne obrzeżenie masywu (okolice Wojanowa nad Bobrem, punkty 161—162) nie wykazują żadnych cech specjalnie charakterystycznych. Główne ich składniki — poza biotytem — to kwarc i plagioklaz (22—26% An w jądrach, 10,5—16% An w obwódkach). Kwarc tworzy często dość duże ziarna, przeważnie spokojnie lub słabo plamście wygaszające, zamykające w sobie często płytki biotyty, a czasem również tabliczki plagioklaz. Biotyt, na ogół w pojedynczych płytkach, nie tworzy nigdzie większych skupień. Tu i ówdzie jest nieco schlorotyżowany i wtedy często stowarzyszony z epidotem i tlenkami żelaza. Z pozostałych minerałów akcesorycznie występuje nieco cyrkonu i kalcytu. Serycyt, wtórny po plagioklazie, rekrystalizuje w wielu miejscach w niewielkie blaszki muskowitu.

W okolicy Trzcinańska (punkt 160) napotkano szarą, drobnoziarnistą elipsoidalną enklawę (o średnicach 12 i 8 cm) z fenokryształami skaleni, kwarcu i biotyty. Największe z fenokryształów skaleni osiągają długość do 2 cm, średnice biotyty nie przekraczają 0,5 cm. Feno-

kryształy skaleni tworzą niemal wyłącznie plagioklasy. Pod mikroskopem stwierdzamy, że często pozornie duży i pojedynczy fenokryształ składa się w rzeczywistości z kilku osobników mniejszych lub z jednego większego i większej ilości drobnych wzajemnie ze sobą pozrastanych. Podobna uwaga odnosi się również do niektórych „fenokryształów” biotyty. Plagioklasy występujące w dużych kryształach są często pasowe, zbliżone albitowo i czasem karlsbadzko, nierazdo plamiste, poprzątkane wrostkami biotyty i kwarcu, przy czym te ostatnie są nieraz bardzo drobne i liczne i przypominają swym wyglądem przerosty myrmekitowe. Także wrostki biotyty są nieraz bardzo drobne i wtedy z reguły występują w większych zespołach tworząc niejako sznureczki. Plagioklasy wykazują skład średniozasadowego oligoklaz. Duże kryształy zawierają na swoim obwodzie wrostki biotyty, co obserwowano już w szeregu enklaw opisanych poprzednio.

„Tło” skały jest w zasadzie drobnoziarniste. Często jednak spotykane są w nim większe kryształy kwarcu poprzątkane drobnymi kryształami plagioklaz i płytkami biotyty. Ponadto miejscami obserwuje się granofirowe przerosty kwarcu ze skaleniem potasowym, który jest dość liczny i występuje zwykle w niewielkich osobnikach, przeważnie nieformalnych, klarownych i pozbawionych przerostów pertytowych oraz zbliżeń. Plagioklasy tła są zazwyczaj dość pokaźnie zserycyżowane. Podobnie jak fenokryształy, mają skład średniozasadowych oligoklazów, przy czym obwódki — jeśli osobniki wykazują budowę pasową — są zwykle nieco kwaśniejsze. Biotyt jest jedynym przedstawicielem minerałów ciemnych. Miejscami towarzyszy mu wtórny po nim chloryt. Biotyt jest pleochroiczny w barwach od żółtej do bardzo ciemnobrunatnej. Jego płytki mają często strzępiaste brzegi. Miejscami gromadzą się w większe, okrągławe gniazda, w których spotykane są allanit, cyrkon i apatyt. Allanit występuje również samodzielnie, niezbyt licznie, lecz w pokaźnych kryształach. Apatyt natomiast przetyka dość obficie również minerały jasne. Czarne tlenki żelaza, epidot zwyczajny i nieco sagenitu spotyka się przede wszystkim w tych partiach skały, w których biotyt wykazuje silniejszy stopień chloryżacji.

Znaleziona w skałce granitu (punkt 57) przy drodze prowadzącej z Borowic do granicy czeskiej ciemnoszara, drobnoziarnista enklawa z ciemnozielonymi plamkami skupień amfibolowych i różowymi skaleni zasługuje na uwagę głównie ze względu na wysoką zawartość hornblendy. Jej ilościowy skład mi-

neralny przedstawiono w tabeli 5 (nr 3). Rodzaj przerostów, jakie tworzą z sobą minerały ciemne, świadczy o częściowo przynajmniej wtórnym pochodzeniu biotyty z hornblendy. Również chloryt, liczny w opisywanej skale, jest często bezpośrednim produktem przeobrażenia amfibolu, choć nierzadko tworzy się z biotyty. Chloryt ten ma fioletowe barwy interferencyjne, czasem strukturę robaczkową i sferulityczne wygaszanie. Hornblendy jest niemal z reguły zbliżniaczona, przeważnie polisyntetyczna. Wykazuje pleochroizm w barwach od bladozielonawych poprzez oliwkowozielone do brunatnawozielonych ($\beta > \gamma > \alpha$), $\angle z/\gamma = 16^\circ$ i dwójłomność 0,0212.

Skala wykazuje miejscami strukturę typowo monzonitową; duże skaleni potasowe i spokojnym wygaszaniu „oblewają” niewielkie automorficzne lub prawie automorficzne żerdki plagioklazów, kryształy hornblendy i płytki biotyty oraz chlorytu. Niektóre ze skaleni potasowych wykazują cieniutkie przerosty pertytowe, osobniki zaś znajdujące się na granicy enklawy z granitem — wyraźne ślady kratki mikroklinowej. Plagioklasy są na ogół silnie zserycytizowane i stanowią najliczniejszy składnik skały. Niekiedy są pasowe i wtedy ich jądra mają skład oligoklaz (około 20% An), a obwódki albitu o zawartości około 10% An. Z minerałów akcesorycznych liczne są epidoty, często w postaci pleochroicznego pistacytu lub przynajmniej częściowo zizotropizowanego allanitu. Tytanit pojawia się niezbyt często, ale za to w sporych kryształach, podobnie zachowuje się magnetyt. Apatyt tworzy na ogół dość grube krótkie słupki, cyrkon również automorficzne kryształy; oba nie są zbyt liczne.

Do szarych, bardzo drobnoziarnistych enklaw biotytytowych z niezbyt wielkimi i niezbyt licznymi fenokryształami skaleni i łyszczyku należy również odmiana znaleziona wśród granitu wzgórza Witosza w Stanisławowie (punkt 166). Jest ona praktycznie pozbawiona hornblendy (znaleziono tylko w jednym miejscu w szlifie mikroskopowym niewielkie ilości tego amfibolu przerosniętego biotytem). Biotyt jest jasny o barwach pleochroicznych od bladożółtej do jasnobrunatnej. Towarzyszy mu miejscami muskowit. Chloryt jest niezbyt liczny i prawie bezbarwny. Nieliczne kryształy poprzerastane biotytem są również blado ubarwione, pleochroiczne w tonach jasnozielonych. Z minerałów jasnych występują plagioklaz, kwarc i skałen potasowy. Plagioklaz jest dość silnie zmętniały i zserycytizowany, zwłaszcza w partiach centralnych. Wykazuje dość duże skłonności do automorfizmu i skład oligoklaz o zmiennej zawartości anortytu nawet w obrębie jednego osobnika. Kwarc jest liczny, wygasza spokojnie

i zamyka w sobie często kryształy plagioklaz i biotyty. Skałen potasowy jest na ogół bardzo nieliczny. W niektórych tylko miejscach występuje w większych ilościach. Niektóre jego osobniki wykazują kratkę mikroklinową. Miejscami widoczne są przerosty granofirowe skaleni z kwarcem. Minerały akcesoryczne występują w ilościach niewielkich i do tego w bardzo drobnych osobnikach. Najliczniej reprezentowany jest apatyt w postaci cienkich igiełek przetykających minerały główne. Z pozostałych występują tytanit, cyrkon, epidot, nieco czarnych tlenków żelaza i sagenitu.

Enklawy granitów okolic Podgórzyna (wzgórze Studnik, punkt 44) reprezentują typ szarych, drobnoziarnistych enklaw z licznymi okrągłymi fenokryształami kwarcu i rzadszymi skaleni, spośród których niektóre osiągnęły długość przekraczającą 2 cm. Te duże kryształy należą do zabarwionych różowawo skaleni potasowych. Pod mikroskopem skała wykazuje strukturę nierównoziarnistą. Niektóre większe kryształy, głównie skaleni potasowego, poprzerastane są poikilitowo wrostkami plagioklazów, kwarcu i biotyty, większe kryształy plagioklaz natomiast nieuporządkowanymi wrostkami kwarcu i biotyty. Wszystkie minerały główne poprzerastane są dość obficie igielkowym apatytom, który występuje też niekiedy w grubszych słupkach. Plagioklaz jest na ogół pokaźnie zserycytizowany, często pozbawiony automorfizmu; należy do oligoklaz o zawartości około 24—25% An w jądrze i około 15% w obwódce. Kwarc jest liczny i występuje nie tylko w fenokryształach; przeważnie wygasza spokojnie. Kryształy duże mają liczne wrostki biotyty, występujące przeważnie na obwodzie. W ogóle występowanie jednych minerałów w drugich w postaci wrostków jest dla tej skały cechą dość znamioną. Megakryształy skaleni potasowego są nieliczne, karlsbadzko zbliżniaczone, poprzerastane pertytowo, płamiście wygaszające i zawierają wrostki plagioklaz, kwarcu i biotyty. Zwłaszcza partie brzeżne są wzbogacone we wrostki łyszczyków oraz obfitują w igielkowy apatyt.

Głównym minerałem ciemnym jest biotyt o pleochroizmie w barwach od żółtej do bardzo ciemnobrunatnej, rozrzucony po całej skale przeważnie w postaci pojedynczych płytek, na ogół prawidłowo wykształconych. Amfibol występuje rzadko i to niemal z reguły w stadium całkowitego przeobrażenia w chloryt. Tu i ówdzie widoczny jest również chloryt po biotycie.

Z minerałów akcesorycznych na uwagę zasługuje tytanit, występujący obficie w niektórych partiach skały i często poprzerastany chlorytem. Epidoty reprezentowane są przez allanit,

występujący w dobrze zachowanych, dość sporych, pleochroicznych kryształach, oraz przez epidot zwyczajny towarzyszący głównie chlorytowi i biotytowi. Z pozostałych minerałów występują apatyt, cyrkon oraz nieco czarnych tlenków żelaza.

Do zupełnie innego od wszystkich opisanych wyżej typu enklaw zaliczyć należy małą (kilka centymetrów średnicy) enklawę gnejsową, znaną w granicie z okolicy Strużnicy (punkt 153). Pod mikroskopem kierunkowość skały nie zaznacza się zbyt wyraźnie. Podkreśla ją nieco ułożenie biotyty, wiążącego się niekiedy w cienkie pasma po kilka niezbyt automorficznie wykształconych osobników. Skalenie są zmienne i reprezentowane zarówno przez skałki potasowe, jak i sodowo-wapienne. Plagioklasy wykazują pewne skłonności do automorfizmu, pasowe lub plamiste wygaszanie, dość często zbliżenia, przeważnie albitowe; jądra mają skład oligoklazu o zawartości około 20% An, obwódki albitu o zawartości 8—9% An. Niektóre drobne osobniki plagioklazowe, nawet takie, które wykazują dość wysoki stopień automorfizmu, poprzerastane są robaczkowym kwarcem na sposób myrmekitu. Skałki potasowe wykazuje bardzo delikatne i nieliczne przerosty pertytowe, niekiedy plamiste wygaszanie

Tabela 5

Analizy mikrometryczne enklaw w granicie karkonoskim w % objętościowych
Analyses micrométriques des enclaves dans le granite de Karkonosze en % du volume

Nr analizy	1	2	3	4
Kwarc	9,4	11,4	10,3	28,0
Skaleń potasowy	—	32,1	4,0	39,0
Plagioklaz	64,5	40,1	57,8	28,8
Biotyt	6,2	15,4	6,3	3,7
Hornblenda			11,0	
Chloryt	14,2	0,2	6,0	
Epidoty	2,0	0,4	3,4	
Tytanit	1,9	0,1	0,3	
Tlenki Fe	0,4		0,4	
Cyrkon			0,1	0,1
Apatyt	0,5	0,3	0,4	0,4
Fluoryt	0,9			

1 — enklawa z granitu odsłaniającego się w kamieniołomie w rejonie Kopek (punkt 169, fig. 4);

2 — enklawa z granitu kamieniołomu w Michałowicach (punkt 37; por. anal. chem. nr 3, tab. 6);

3 — enklawa z granitu okolicy Borowic (punkt 57; por. anal. chem. nr 4, tab. 6);

4 — gnejsowa enklawa z granitu okolic Strużnicy (punkt 153).

i brak kratki mikroklinowej. Trzecim składnikiem jasnym jest kwarc w niewielkich osobnikach o spokojnym wygaszaniu. Liczny igielkowy apatyt przetyka wszystkie minerały jasne. Z pozostałych minerałów akcesorycznych występują epidot i tlenki żelaza w niewielkich ilościach. Ilościowy skład mineralny opisanej enklawy obrazuje analiza nr 4 w tabeli 5.

Do bardzo specyficznego i rzadko spotykanego typu enklaw należy jasna, leukokratyczna „buła” o średnicy nie przekraczającej 10 cm, tkwiąca w granicie tworzącym skałki w Stanisławowie (punkt 166). Jak wykazują badania mikroskopowe, zbudowana jest ona z mikroklino bardzo dobrze wykształconej struktury kratkowej, pertytowej, poprzerastanej wrostkami plagioklazu, koncentrującymi się miejscami w dość spore skupienia niewielkich osobników, zwykle pokaźnie zserycytyzowanych. Biotyt i chloryt występują tu również w postaci wrostków, o wiele jednak rzadziej niż plagioklasy. Z rzadka spotyka się również kwarc.

* * *

Przedstawione analizy mikrometryczne (tab. 5) i chemiczne (tab. 6) enklaw naniesiono na trójkąt klasyfikacyjny (fig. 19). Jak z niego wynika, enklawy odbiegają wyraźnie swym składem od granitów, wśród których występują. Są, ogólnie biorąc, uboższe w kwarc i bogatsze w plagioklaz i przechodzą od granitów monzonitowych i granodiorytów w skały o składzie monzonitów i diorytów kwarcowych. Czasem — wskutek niskiej zawartości anortytu w plagioklazie (9—10%) — wykazują skład zbliżony do alkalicznych syenitów (punkt odpowiadający analizie mikrometrycznej nr 1). Punkt projekcyjny jednej z analiz chemicznych (wykonanej jeszcze przez geologów niemieckich) znalazł się nawet w polu granitów alkalicznych, jednak suma minerałów normatywnych, na podstawie których dokonano klasyfikacji, nie dochodzi nawet do 60%. Trudno oczywiście skałę o takim składzie chemicznym uznać za granit.

Skaleń potasowy występuje w enklawach masywu karkonoskiego z reguły w ilościach wyraźnie mniejszych niż plagioklaz. Niektóre enklawy są go pozbawione zupełnie. Wyraźne wzbogacenie w skałki potasowe wykazuje jedynie enklawa gnejsowa znaleziona w granicie okolic Strużnicy, stanowi ona jednak zupełnie odrębny typ, niepodobny do innych enklaw, znacznie od niej pospolitszych. Z wykresu (fig. 22) można również odczytać przewagę plagioklazu nad skaleniem potasowym, choć — z uwagi na obecność w normatywnym ortoklazu potasu związanego nie tylko w skaleniu, ale i w biotycie — jest ona tu niewątpliwie mniej wyraźna niż w rzeczywistości. Z figury 20 wy-

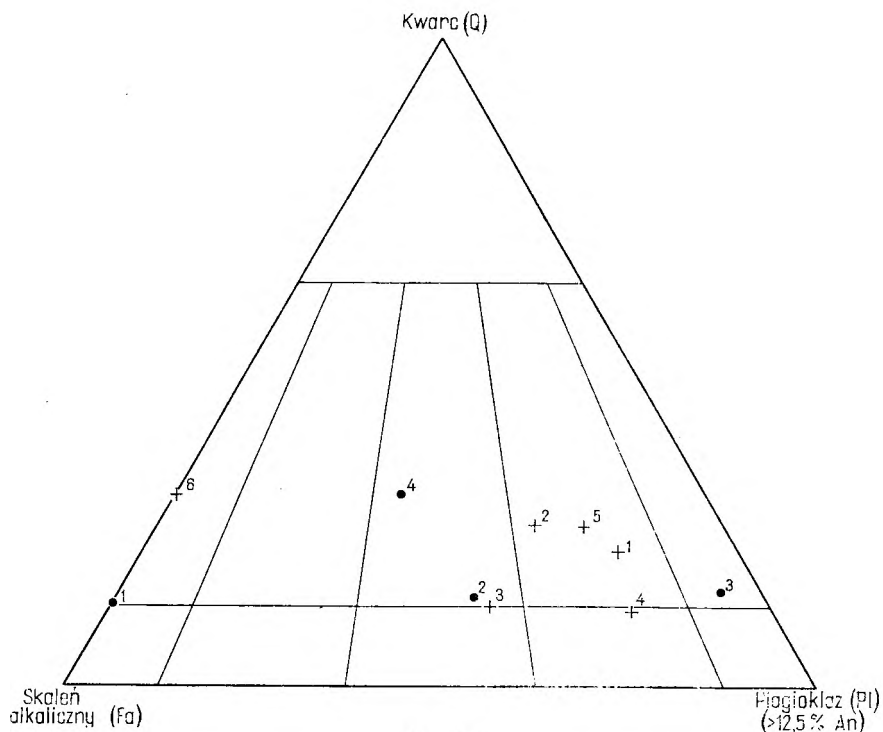


Fig. 19

Stanowisko systematyczne enklaw na podstawie analiz mikrometrycznych (punkty, tab. 5) i chemicznych (krzyżyki, tab. 6)

Classification des enclaves sur la base des analyses micrométriques (points, tab. 5) et chimiques (croix, tab. 6), Q — quartz, Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

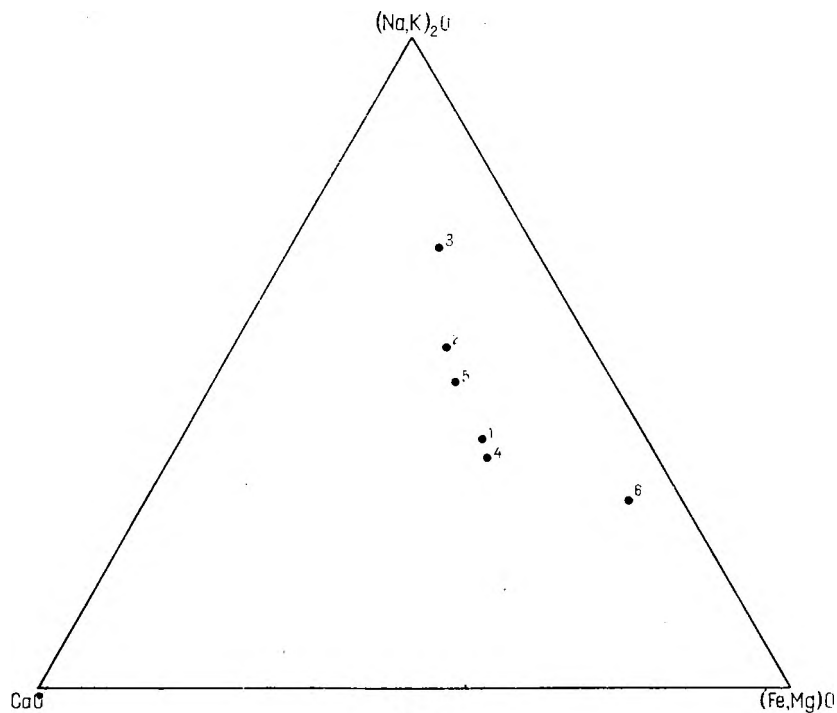


Fig. 20

Zróznicowanie enklaw pod względem zawartości (Na, K)₂O, CaO i (Fe, Mg)O w % wagowych (tab. 6)

Différenciation des enclaves du point de vue de la teneur en (Na, K)₂O, CaO et (Fe, Mg)O en % du poids (tab. 6)

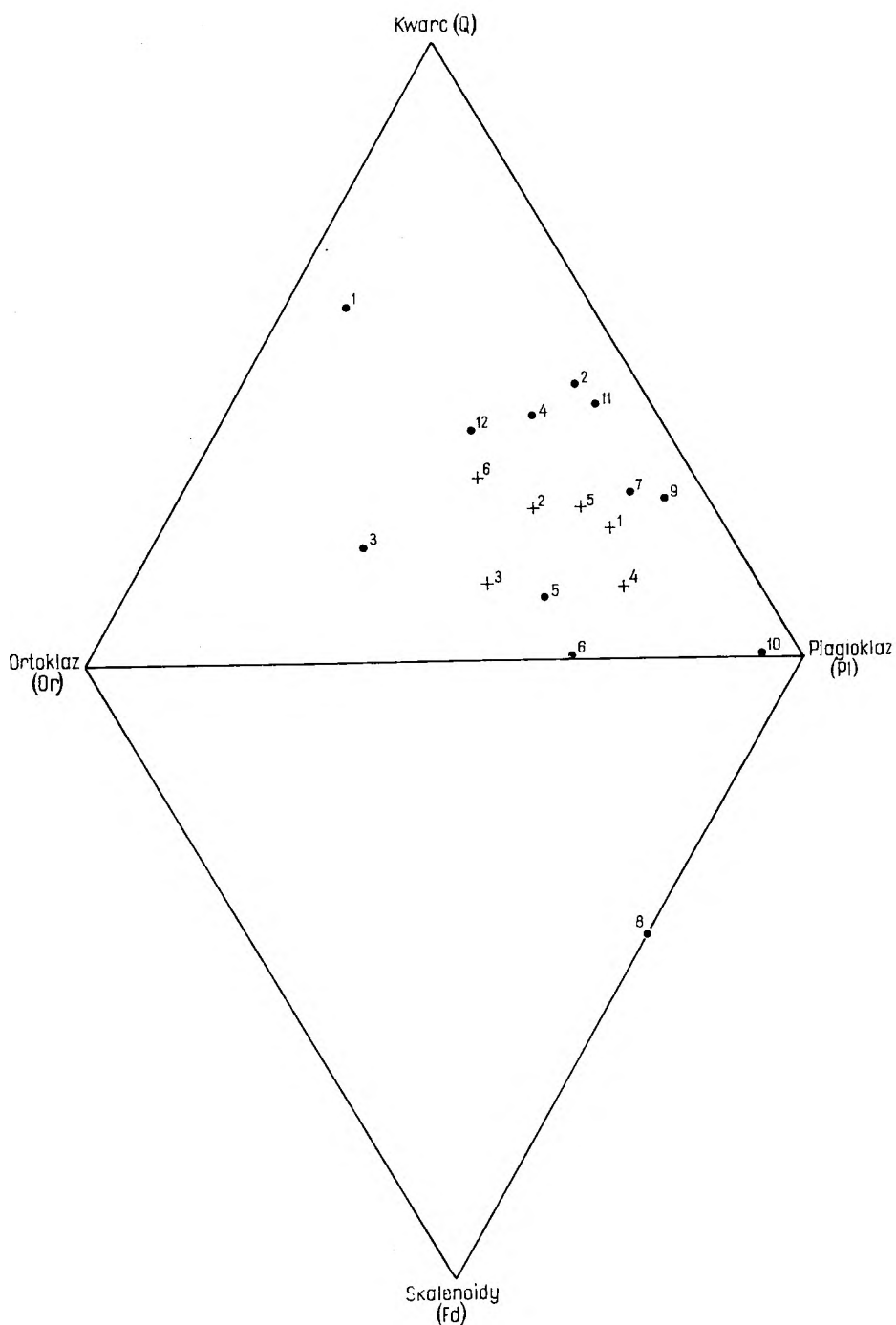


Fig. 21

Rozmieszczenie punktów projekcyjnych skał kontaktowych (punkty, tab. 8) i enklaw (krzyżyki, tab. 6) w systemie kwarc — ortoklaz — plagioklaz — skalenoidy
 Distribution des points de projection des roches de contact (points, tab. 8) et des enclaves (croix, tab. 6) dans le système quartz — orthose — plagioclase — feldspathoïdes

Q — quartz, Or — orthose, Pl — plagioclase, Fd — feldspathoïdes

Tabela 6

Analizy chemiczne enklaw w granicie karkonoskim w % wagowych
Analyses chimiques des enclaves dans le granite de Karkonosze en % du poids

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	Nr próbki	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,80	66,83	65,06	58,42	65,94	57,26	Kwarc	17,1	21,9	11,5	8,9	21,5	17,2
Al ₂ O ₃	15,84	14,48	16,67	15,07	15,15	14,41	Ortoklaz	13,3	21,7	34,5	13,9	16,1	17,3
Fe ₂ O ₃	2,30	2,18	2,33	3,90	2,05	2,79	Albit	34,6	33,0	37,7	38,2	34,8	22,0
FeO	4,39	2,23	1,92	4,38	2,62	5,53	Anortyt	17,2	11,1	8,3	13,8	14,2	1,1
MnO	0,10	—	0,03	0,11	0,07	—	Korund	0,4	—	—	—	0,2	6,5
MgO	2,40	1,87	1,08	3,85	2,08	6,78	Diopsyd	—	1,4	—	5,8	—	—
CaO	3,65	2,76	1,85	4,37	3,02	1,40	Hipersten	10,9	4,6	2,8	9,1	6,9	21,3
Na ₂ O	4,10	3,88	4,43	4,51	4,13	2,60	Magnetyt	3,2	3,2	3,4	5,6	3,0	4,2
K ₂ O	2,33	3,67	5,80	2,35	2,71	2,87	Ilmenit	1,7	2,0	1,6	3,1	1,5	3,8
TiO ₂	0,90	0,97	0,86	1,67	0,83	1,60	Apatyt	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	2,4
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,17	0,16	0,11	0,97	Piryty	—	—	—	—	—	0,1
H ₂ O+	0,70	0,82	0,32	1,27	0,83	—							
H ₂ O—	0,22	0,14	0,08	0,31	0,23	3,93							
S	—	—	—	—	—	0,04							
Suma	99,84	99,97	100,60	100,37	99,77	100,18	% An w plagioklazie	33,2	25,2	18,1	26,5	29,0	4,8

- 1 — enklawa z nieczynnego kamieniołomu przy szosie Jelenia Góra — Kowary, punkt 165;
- 2 — enklawa z granitu odsłaniającego się w kamieniołomie w rejonie Kopek, punkt 169;
- 3 — enklawa z granitu z kamieniołomu w Michałowicach, punkt 37 (por. anal. mikrom. nr 2, tab. 5);
- 4 — enklawa z granitu okolicy Borowic, punkt 57 (por. anal. mikrom. nr 3, tab. 5);
- 5 — enklawa ze skałki granitu na wzgórzu Witosza w Stanisławowie, punkt 166;
- 6 — enklawa z granitu pomiędzy Miłkowem a Mysłakowicami (Berg 1941a).

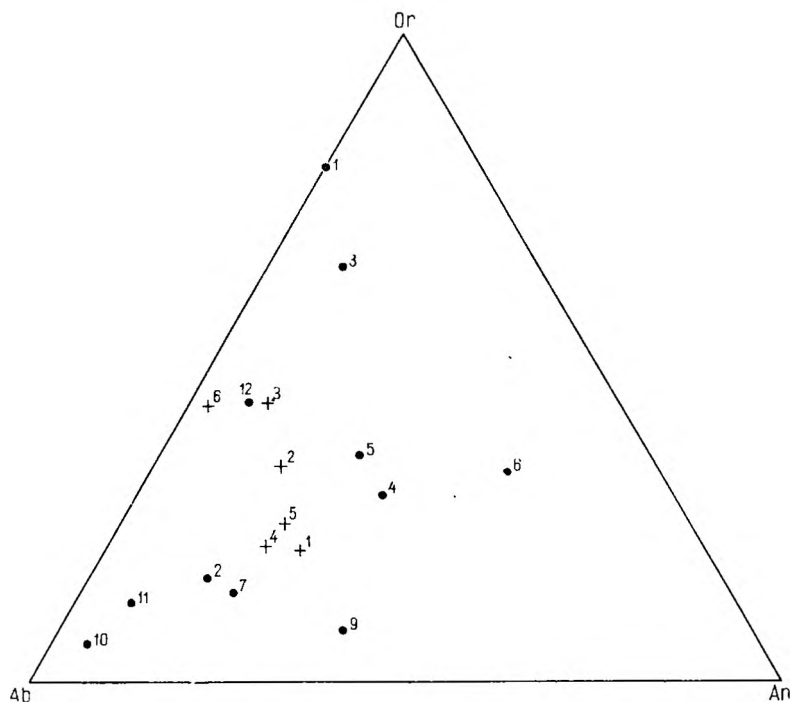


Fig. 22

Zróżnicowanie skał kontaktowych (punkty, tab. 8) i enklaw (krzyżyki, tab. 6) na podstawie zawartości normatywnych skaleni

Différenciation des roches de contact (points, tab. 8) et des enclaves (croix, tab. 6) sur la base de la teneur en feldspaths normatifs

nika, że pod względem zawartości magnezu i żelaza oraz zawartości alkaliów enklawy dość wyraźnie się między sobą różnicują. Wzrost zawartości $MgO + FeO$ idzie w parze ze spadkiem ilości alkaliów przy niezmiennej na ogół zawartości wapnia. Wyraźnie od tej reguły odbiega jedynie enklawa reprezentowana przez analizę chemiczną nr 6, odznaczająca się ubóstwem CaO .

Wyraźnie wyższa niż w innych enklawach zawartość alkaliów (potasu) w enklawie z granitu kamieniołomu w Michałowicach (an. chem. nr 3) znajduje swe wytłumaczenie w obecności mikroklinu w składzie rzeczywistym (an. mikrom. nr 2). Podobnie, niższa niż w większości zanalizowanych skał zawartość krzemionki i wyższa magnezu, żelaza (przede wszystkim dwuwartościowego), wapnia i tytanu w enklawie z punktu 57 koło Borowic (an. chem. nr 4 i an. mikrom. nr 3) podyktowana jest obecnością sporej ilości hornblendy. Analiza chemiczna enklawy z granitu pomiędzy Miłkowem a Mysłakowicami (nr 6 w tab. 6) pod wieloma względami przypomina omówioną ostatnio. W enklawach reprezentowanych przez analizy chemiczne 1 i 2 niewielkie różnice w składzie chemicznym, głównie w ilości żelaza, magnezu, wapnia i potasu idą w parze z nieco różną w obu skałach zawartością minerałów ciemnych (głównie biotyту) oraz skalenia potasowego. Analiza mikrometryczna (nr 1) enklawy z kamieniołomu w rejonie Kopek nie może być porównywana ze składem normatywnym obliczonym z analizy chemicznej nr 2 (enklawa z tego samego miejsca), gdyż każda z nich wykonana została z innej odmiany skalnej.

STOSUNEK GRANITÓW KARKONOSKICH DO OSŁONY

Skały kontaktowe osłony północnej

Wśród potężnego, stosunkowo mało zdeformowanego kompleksu granitognejsów izerskich, graniczącego od północy z masywem granitowym Karkonoszy, występują pojedyncze pasma łupków. Największe z nich ciągnie się od Wojcieszyc na zachód od Cieplic, gdzie kontaktuje z granitem, w postaci płaskiego łuku otwierającego się ku południowi, poprzez Przecznicę — Gierczyn aż do Libverda, gdzie ucina je znowu granit. Drugie, znacznie mniejsze, pojawia się w odległości około 10 km na północ od poprzedniego w okolicy Złotnik przy zaporze na Kwisie. Trzecie towarzyszy na przestrzeni 6 km granitowi okolic Szklarskiej Poręby i zostało na całej swej długości przez niego zmetamorfizowane. G. Berg (1923) przyjmuje, że wszystkie trzy pasma

łupków zostały pierwotnie pod wpływem starszych granitognejsów izerskich przeobrażone w hornfelsy, następnie w łupki łuszczkowe bądź fyllity w efekcie działania metamorfozy dynamicznej. W miejscach gdzie dotarł młodszemu granit karkonoski, łupki mikowe uległy ponownemu przeobrażeniu w hornfelsy. Pomiedzy pierwszą metamorfozą kontaktową i regionalną łupków trudno, zdaniem Berga, stawiać ostrą granicę czasową, gdyż, jak wiadomo, intruzji magmy granitu starszego, reprezentowanego przez gnejsy izerskie, towarzyszyły współczesne ruchy tektoniczne.

Pierwsze ślady kontaktowego działania granitu karkonoskiego na łupki mikowe spotykamy w strefie oddalonej od bezpośredniego kontaktu o około 700 — 1400 m (Berg 1926). Stanowią je drobne, okrągławe gruzełki widoczne na płaszczyznach łupkowatości łupków mikowych w postaci ciemnych plamek lub niewielkich wypukłości. Gruzełki te składają się z niekompletnie wykrystalizowanej substancji kordierytowej lub z andalazytu, poprętykanych licznymi wrostkami, i tkwią w jaśniejszej drobnołuseczkowej masie. W miarę oddalania się od granitu gruzełki maleją, a tekstury skał stają się coraz wyraźniej łupkowe. Takich odmian skalnych nie spotykamy jednak nigdzie *in situ*, a jedynie w pojedynczych okazach rozrzuconych na północnym stoku grzbietu izerskiego, gdyż obszar ich występowania został całkowicie przykryty blokami hornfelsów kordierytowych.

Wśród hornfelsów, które występują *in situ* na bezpośrednim kontakcie z granitem, wyróżnił Berg (1926) początkowo 2 odmiany: *hornfelsy masywne* i *hornfelsy włókniste*. Do pierwszych zaliczył skały o przełamie wyraźnie muszlowym, zawierające wyłącznie kordieryt jako przewodni minerał kontaktowy, do drugich — skały o przełamie nieregularnym i niezbyt ostro zaznaczającej się słojuwej teksturze, z licznym andalazytem obok kordierytu. Niemiecka mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 nie wyróżnia jednak obu tych odmian, gdyż — jak pisze G. Berg — są one ze sobą tak przemieszane, że jakieś sensowne wydzielenie było niemożliwe. W późniejszych publikacjach Berg (1941a) rezygnuje z pierwotnie wprowadzonego podziału uznając, że wygląd makroskopowy, a bardziej jeszcze mikroskopowy hornfelsów północnej osłony granitu Karkonoszy może być bardzo różnorodny. W stanie świeżym hornfelsy są najczęściej czarnozielone, w stanie zwiędzłym zmieniają barwę na srebrzystobiałą, przy czym ujawnia się wtedy kierunkowa tekstura, którą skały te wykazywały przed metamorfozą kontaktową. Łupkowatość, która w pojedynczych okazach widoczna jest jedynie w przypadku zaawansowanego procesu wietrzenia, w skałach zazna-

cza się często dzięki obecności równoległe przebiegających białych soczewek kwarcu, który wnikał w łupki mikowe w czasie pierwszych stadiów ich kontaktowego przeobrażenia. W bezpośrednim sąsiedztwie granitu hornfelsy poprzerastane są drobnoziarnistymi żyłami granitowymi (Berg 1926, 1941a), wykazującymi najczęściej miąższość 30—40 cm. W przypadku zubożenia w łyszczyki i wykształcenia pegmatytowego żyły te zawierają pojedyncze słupki czarnego turmalinu i wyraźnie różowego andalazytu.

W mikroskopowych opisach hornfelsów G. Berg charakteryzuje ogólnie ich strukturę i skład mineralny. Wszystkie skały odznaczają się ziarnem wybitnie drobnym, przy czym poszczególne minerały obficie przerastają się nawzajem w sposób zupełnie nieregularny. Drobnitkie blaszki biotyty i maleńkie kryształy magnetytu przetykają licznie ziarna kwarcu i kordierytu oraz słupki andalazytu poprzerastane jeszcze ponadto sitowo kwarcem.

Skały kontaktowe okolic Szklarskiej Poręby

Dzięki swej twardości i odporności na wietrzenie, hornfelsy północnego obrzeżenia Karkonoszy tworzą długi ciąg skałek, rozpoczynający się na wschód od żyły kwarcowej Izerskich Garbów i biegnący poprzez Wysoki Kamień, Kozie Skały, Czarną Górę, Zakręt Śmierci aż do Zbójeckich Skał wznoszących się nad zabudowaniami Szklarskiej Poręby Dolnej.

Idąc z zachodu ku wschodowi pierwszą dużą grupą skałek zbudowanych z hornfelsów spotykamy na grzbiecie szczytu Zwalisko, oddalonego o około 1 km od Izerskich Garbów (punkt 13). Hornfelsy te są drobnoziarniste i odznaczają się wyraźnie łupkową teksturą. Tworzą ściany o wysokości kilku lub nawet kilkunastu metrów, silnie spękane, z reguły zwietrzałe, o gruzełkowej powierzchni. Spękania są dwukierunkowe i nadają skałom piętno regularnej oddzielności. Kierunkowość tekstury hornfelsów jest wyraźna szczególnie tam, gdzie cienkie jasne warstwy kwarcowe lub kwarcowo-skaleniove, nabrzmiewające miejscami w spore soczewki o grubości kilku centymetrów, alternują z ciemniejszymi laminami kordierytowo-łyszczykowymi. Hornfelsy te zawierają obok kordierytu, częściowo przeobrażonego w pinit, niewielką ilość andalazytu. Łyszczyki reprezentowane są zarówno przez biotyt, jak muskowitz. Pierwszy, przeważający ilościowo, pleochroiczny w barwach od jasnożółtej dla α do czerwonobrunatnej dla γ i β , tworzy nieduże płatki o często strzępiastych brzegach. Drugi występuje w blaszkach bardziej prawidłowo wykształconych, z reguły

cienkich i dość dużych. Licznie, choć w bardzo drobnych kryształkach pojawia się magnetyt. Apatyt jest sporadyczny. Nieco częściej spotykany cyrkon otoczony jest z reguły polami pleochroicznymi, w przypadku gdy tworzy wzrostki w kordierycie, pinitie lub biotycie.

Wśród skałeni występujących w jasnych soczewkach przeważa potasowy o plamistym wygaszaniu i poprzątkany łyszczykami, chlorytem oraz epidotem. Plagioklasy są silnie zserycytizowane. Kwarc tworzy wydłużone ksenoblasty niejednorodnie wygaszające.

Pomiędzy Zwaliskiem a Wysokim Kamieniem, gdzie grzbiet ulega pewnemu obniżeniu, pojawia się najpierw niewielkie odślonięcie (punkt 14) mało zwietrzałego hornfelsu o niemal bezładnej teksturze, dalej na wschód silnie zwietrzała skałka przecięta żyłą aplitu o grubości około 40 cm, zapadającą ku południowi. Wreszcie teren wznosi się gwałtownie i odsłania się potężna masa skalna zwana Wielkim Wysokim Kamieniem (punkt 15).

Hornfelsy pierwszego z wymienionych odślonień należą do najbardziej typowych dla północnego obrzeżenia Karkonoszy. Kierunkowość tekstury zaznacza się w nich słabo i widoczna jest jedynie dzięki niezbyt regularnym, cienkim żyłkom kwarcowym lub kwarcowo-skaleniomym.

Skały obfitują zarówno w kordieryt, jak i andalazyt (pl. XXI, fot. 1). Kordieryt jest na ogół dobrze zachowany i występuje w sporych kilkumilimetrowych skupieniach. Poszczególne osobniki są miejscami polisintetycznie zbliżniaczone. Pseudomorfozy pinitowe występują rzadko. Andalazyt, mniej liczny od kordierytu, tworzy często dość duże ksenoblasty (średnice do 2 mm), poprzerastane kwarcem, magnetytem i łyszczykami. Odznacza się charakterystycznym plamistym pleochroizmem w barwach różowych. Kordieryt i andalazyt układają się swym wydłużeniem na ogół zgodnie z przebiegiem żyłek kwarcowo-skaleniowych.

Biotyt w niewielkich, lecz dość grubych blaszkach o pleochroizmie w barwach od słomkowożółtej do ciemnobrunatnej z odcieniem oliwkowym bezładnie i gęsto przetyka zarówno andalazyt, jak kordieryt oraz mikrokliny. Miejscami tworzy zrosty z muskowitzem występującym w cienkich blaszkach. Kwarc tworzy soczewkowate skupienia, w których faliście wygaszające ksenoblasty mają kontury często bardzo wyraziste wskutek obecności ciemnobrunatnej substancji żelazistej lub jasnego łyszczyku. Skałeni potasowy występuje w dość dużych blastach lub w interstycjach. W przypadku pierwszym odznacza się wyraźnie plamistym wygaszaniem, w drugim kratkowym zbliżniaczeniem. Osobniki większe poprzerasta-

stane są licznie biotytem i chlorytem. Tu i ów-
dzie spotyka się relikty granatów o średnicach
dochodzących do 2 mm, poprzecinane żyłkami
wypełnionymi kordierytom, poprzątkane
i otoczone magnetytem. Magnetyt, oprócz
drobnych, tworzy też duże kryształy (do 2 mm
średnicy). Jeśli występuje wśród kordierytu,
często wykazuje pinitowe obwódki. Pospolitym
składnikiem akcesorycznym jest cyrkon, rzad-
sze są apatyt i turmalin.

Analiza mikrometryczna opisanego hornfel-
su znajduje się w tabeli 7 (nr 2), chemiczna w
tabeli 8 (nr 3).

Hornfelsy Wielkiego Wysokie-
go Kamienia są ciemnostalowszare, od-
znaczają się drobnym ziarnem i zmienną tek-
sturą — miejscami zupełnie bezładną, gdzie
indziej znów wyraźnie kierunkową — lamino-
waną. Skała poprzecinana jest w różnych kie-
runkach żyłami pegmatytowymi i aplitowymi
o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów.
W żyłach pegmatytowych widoczne są duże
płytki muskowitu i kilkucentymetrowe słupki
czarnego turmalinu, a na bezpośrednim kon-
takte z hornfelsem również różowe kryształy
andaluzytu.

Hornfelsy te zawierają zwykle sporo kwarcu
i skaleni, głównie plagioklazu (andezyn o za-
wartości 39% An), kordieryt przeważnie czy-
sty, lokalnie tylko przeobrażony w pinit. Anda-
luzyt, niezbyt liczny i nieregularnie wykształ-
cony w partiach bogatych w kordieryt, wys-
tępuje obficie w pobliżu żył pegmatytowych,
gdzie jest niemal automorficzny. Oliwkowo-
brunatny biotyt towarzyszy skupieniom an-
daluzytu i gęsto przetyka plagioklaz oraz
kordieryt. Częściowo przeobrażony w chloryt
tworzy obok drobnouseczkowego muskowitu
wrostki w skaleni potasowym. Muskowit
w większych płytkach pojawia się dość rzad-
ko. Magnetyt występuje w drobnych, na ogół
automorficznych kryształach o średnicach rzad-
ko przekraczających 0,05 mm. Cyrkon, apatyt,
zielononiebieskawy turmalin i granat są nieliczne.
Większe skupienia granatu występują spo-
radycznie (pl. XXI, fot. 2).

W drobnych żyłkach aplitowych,
które często przecinają opisaną hornfelsy,
głównymi składnikami są skalenie potasowe
(mikrokliny) i kwarc; podrzędnie występują
łyszczyki z wyraźną przewagą muskowitu.
Przeciętna średnica minerałów wynosi 0,1 mm,
grubość żyłki średnio 5 mm.

Grubsze żyły o charakterze peg-
matytowym wypełnione są w głównej
mierze również mikroklinem i kwarcem; po-
nadto widać w nich muskowit, plagioklaz i
turmalin. Skaleń potasowy jest silnie pertyto-
wy i przeważnie krótko zbliźniaczony. Prze-

rosty pertytowe pojawiają się bądź w miej-
scach spękań i są wtedy proste, cienkie, gęsto
i równoległe względem siebie rozmieszczone,
bądź też tworzą grubsze, rozgałęzione żyłki, w
których przeważnie widoczne są albitowe prą-
żki bliźniacze. W brzeźnych partiach mikro-
klinu pojawiają się miejscami granofirowe
przerosty kwarcu. Pomiędzy poszczególnymi
osobnikami skalenia potasowego często spoty-
kane są liczne drobne, zwykle tabliczkowe
kryształy albitu (około 6% An). Plagioklaz w
kryształach większych, kilkumilimetro-
wych, ma również skład albitu (około 10% An). Mus-
kowit obok grubych płytek tworzy miejscami
małe nieforemne osobniki o postrzępionych
brzegach. Turmalin, często nieprawidłowo wy-
kształcony, wykazuje pleochroizm w barwach
od bladobrunatnawej z odcieniem różowym
dla ϵ do ciemnoniebieskiej dla ω .

Mały Wysoki Kamień, stanowiący drugi
szczyt Wysokiego Kamienia, oddalony jest od
Wielkiego o około 400 m na wschód. Tworzące
go hornfelsy są na ogół podobne do poprzed-
nio opisanych, miejscami spotyka się jednak
partie o barwie niemal czarnej, wśród których
połyskują drobne blaszki biotytu. Hornfel-
sy Małego Wysokiego Kamienia
wykazują najczęściej bezładne. Na
samym szczycie są łupkowe i wzbogacone w
drobnokrystaliczny, jasny łyszczyk oraz chlo-
ryt, który nadaje skale zabarwienie zielonawe.
Hornfelsy poprzecinane są miejscami żyłami
aplitowymi, z których najgrubsze osiągają
miąższość 0,5 m. Skałki różnej wielkości wy-
stępują licznie na stromych stokach góry. U
podstawy jednej z nich, na południowym zbo-
czu, obserwujemy aplity, a niżej luźne wielkie
bloki granitu. Przypuszczalnie skała leży na
samej linii kontaktu granitu z hornfelsem.
Bepośrednio nad granitem, w masie hornfelsu
tkwi nieduża soczewka amfibolitu długości
około 1 m o barwie ciemnozielonej (punkt 19).

Łupkowe hornfelsy tworzące szczyt
Małego Wysokiego Kamienia (punkty 16—17)
należą — podobnie jak poprzednio opisane —
do skał andaluzytowo-kordierytowych. Kordie-
ryt w różnym stopniu przeobrażenia rozmiesz-
czony jest w nich dość nierównomiernie. Anda-
luzyt występuje bardziej lokalnie, jest obfi-
cie poprzerastany kwarcem zarówno wew-
nątrz, jak i na brzegach i często stowarzyszony
ze skaleniem potasowym oraz muskowitem.
Obecność sporej ilości muskowitu stanowi o
pewnej odrębności skały wśród pozostałych
hornfelsów kordierytowych. Biotyt, dość obfity
w partii ubogiej w andaluzyt i skał potaso-
wy, znika niemal zupełnie tam, gdzie oba
ostatnio wymienione minerały występują w
dużych ilościach.

W partiach megaskopowo zielonawych pojawiają się prócz muskowitu, występującego tu obok dużych płytek zwykle w bardzo drobnych postrzępionych blaszkach (wtórny po andaluzycie, kordierycie i plagioklazie), spore ilości chlorytu. Jest on bądź bardzo bladej i słabo pleochroiczny, w świetle skrzyżowanych nikoli niemal izotropowy, bądź intensywnie zielony, o wyraźnym pleochroizmie i fioletowych subnormalnych barwach interferencyjnych. Drobne jego blaszki zrastają się miejscami w dość duże blasty o średnicach 2—3 mm, poprzerastane często grubą siatką sagenitową, tytanitem oraz rutylem. Biotyt jako trzeci minerał blaszkowy występuje tu sporadycznie. Wśród łyszczyków i chlorytu pojawia się miejscami plagioklaz, z reguły bardzo silnie zsercytyzowany i trudny do zidentyfikowania, oraz kwarc. Jak we wszystkich tego typu hornfelsach częsty jest magnetyt, dużo rzadsze cyrkon, apatyt i turmalin.

W pobliżu skał drobnoziarnistego granitu (aplitu, punkt 18), w hornfelsach często pojawiają się prawie izotropowe pseudomorfozy po kordierycie, intensywnie zabarwione na żółto lub pomarańczowo. Niektóre z nich wykazują struktury niemal jednorodne (chlorofyllit?), inne, zwykle słabiej zabarwione, są drobnołusczkowe. Wśród owych pseudomorfoz dość licznie występuje też oliwkowobrunatny biotyt przechodzący w chloryt o niebieskawozielonym zabarwieniu i nieco tylko w stosunku do biotyту obniżonej dwójłomności. Również muskowit w dość grubych płytkach (do 1 mm) gromadzi się obficie blisko kontaktu. Kordieryt i andaluzyt, dobrze zachowane, choć poprzerastane wrostkami łyszczyków, współwystępują z plagioklazem, zwykle drobnymi, automorficznym, o zawartości 28% An. Lokalnie widoczne są gniazda skaleni potasowych o charakterze pertytowego, plamiście lub kratkowo wygaszającego mikroklinu.

Skład aplitu jest banalny: kwarc, skałen potasowy, plagioklaz (24% An), muskowit, podrędnie chloryt i sercyt.

Amfibolit (punkt 19) składa się głównie z hornblendy, plagioklazu i kwarcu. Kąt z/γ hornblendy = $18,5^\circ$, dwójłomność 0,023, schemat pleochroiczny $\beta > \gamma > \alpha$ przy zabarwieniu od bladezielonawożółtego (α) poprzez niebieskawozielone (γ) do oliwkowozielonego (β). Ksenoblasty amfibolu o średnicach do 2—3 mm są sitowo poprzerastane kwarcem i plagioklazem, czasem zbliżniaczone według ściany (100). Plagioklaz o zawartości około 60% An, również ksenoblastyczny, poprzetkany drobnymi ziarnami kwarcu, częściowo zsercytyzowany, miejscami zbliżniaczony. Kwarc poza wrostkami tworzy też wyraźnie większe kryształy o spokojnym wygaszaniu, występujące zwykle

w soczewkowatych skupieniach. Magnetyt obfity, o pokroju często zbliżonym do automorficznego lub w osobnikach spłaszczonych, ułożonych kierunkowo. Większość kryształów wykazuje średnice 0,3—0,4 mm. Z pozostałych składników najczęstszy jest drobnoagregatowy epidot, rzadsze także tytanit i apatyt.

Podobne skały amfibolowe występują dalej na wschód, na południe od Kozich Skał (punkt 21). Są drobnoziarniste, całkowicie pozbawione kierunkowości, megaskopowo ciemnozielonawoszare. Stopniowo przechodzą w skały nieco jaśniejsze, gdzie miejsce amfibolu zajmuje biotyt, skupiający się tu i ówdzie w spore gniazda. W częściach zwierzających widoczne są częste na powierzchni spękań rdzawe zacieki o metalicznym połysku. Warto tu przypomnieć, że Niemcy, zauważywszy w niektórych amfibolitach okolic Szklarskiej Poręby spore nagromadzenie magnetytu, próbowali go eksploatować, czego dowodem są stare sztolnie w pobliżu Zbójeckich Skał.

Ilościowy skład mineralny bezbiotytowej skały amfibolowej przedstawia analiza mikrometryczna nr 6 w tabeli 7. Oprócz hornblendy zielonej skała zawiera również amfibol bezbarwny lub plamisty, nie różniący się od hornblendy kątem wygaszania ($z/\gamma = 18,5^\circ$) i dwójłomnością (0,023). Kryształy amfiboli są miejscami słupkowe, pozbawione wrostków, gdzie indziej znów bardzo obficie poprzetkane kwarcem lub tworzące z nim diablastyczne przerosty. Kwarc i plagioklaz (labrador) o drobnym ziarnie występują w zwartych granoblastycznych masach. Skała obfituje w magnetyt w większych (średnice rzędu dziesiątych części milimetra) i zupełnie drobnych kryształach o pokroju niemal automorficznym. Wśród agregatów epidotu pojawiają się prawidłowo wykształcone kryształy zoizytu. W niektórych miejscach struktura skały podobna jest do hornfelsowej.

Skała biotytowo-plagioklazowa, w którą przechodzi amfibolit, wyraźnie już pod względem struktury przypomina hornfels i zawiera w swym składzie niewielkie ilości kordierytu. Plagioklaz, ilościowo najliczniejszy, poprzetkany obficie wrostkami kwarcu, biotyту i magnetytu, odznacza się zmienną zawartością anortytu (od labradoru do andezynu). Osobniki bardziej zasadowe są na ogół drobniejsze, niemal pozbawione zbliżniaczeń. Biotyt przeważnie poprzerastany jest wysokodwójłomnym epidotem. Ilość epidotu wzrasta w blaszkach łyszczyku tkwiących w labradorze. Kwarc występuje w drobnych żyłkach lub soczewkach.

Dalej skała przechodzi w dość typowy hornfels kordierytowy (punkt 22) o składzie mineralnym podanym w tabeli 7

(nr 7). Skład chemiczny przedstawia analiza nr 5 w tabeli 8. Obfity (prawie 40% objętości skały) kordieryt jest tu niemal zupełnie czysty, niejednokrotnie zbliżony polisyntetycznie. Przekształcają go drobne blaszki biotyty oraz dość liczne wrostki cyrkonu. Wokół tych ostatnich pojawiają się żółte pola pleochroiczne, tym intensywniejsze, im większy wrostek. Biotyt, miejscami nieco schlorytizowany, gromadzi się tu w spore skupienia dość prawidłowo wykształconych grubych płytek (pl. XXII, fot. 1) o intensywnym pleochroizmie (barwy od bladżółtej do cynamonowobrunatnej) i licznych polach pleochroicznych. W sąsiedztwie kordierytu biotyt przechodzi w chloryt o zabarwieniu żółtobrunatnym i oliwkowym. Kwarc przetyka w formie wrostków niektóre ziarna plagioklazu i płytki biotyty. Magnetyt najczęściej spotykany jest w biotycie.

Kozie Skały zbudowane są w górnych partiach z aplitu o kilkumetrowej grubości, w dolnych z hornfelsu (punkt 20). Czarną Górę (punkt 24) — szczyt na wschód od Kozich Skał — tworzy zespół skałek hornfelsowych o pionowych ścianach z widocznymi trzema kierunkami ciosowymi, z których dwa są ułożone pionowo, a trzeci — prostopadły do nich — biegnie poziomo.

Hornfelsy są tu ciemnoszare, drobnoziarniste o beładnej teksturze. Przecinają je — zwłaszcza na Czarnej Górze — żyły pegmatytowe o strukturach pismowych, zawierające miejscami gniazda turmalinu i wielkopłytkowego biotyty. W samych hornfelsach oprócz kordierytu, w mniejszym lub większym stopniu zastąpionego przez pinit (pl. XXII, fot. 2), oraz andaluzytu z reguły występują skaleni: plagioklaz (około 35% An) i mikroklin. Ten ostatni zazwyczaj pojawia się w interstycjach, w drobnych wrostkach w nieprzeobrażonym kordierycie oraz w antypertytowych przerostach z plagioklazem. Biotyt tworzy liczne wrostki zarówno w skaleniach, jak w andaluzycie i w kordierycie. Do ważnych składników należy jeszcze zaliczyć kwarc i magnetyt, do akcesorycznych cyrkon, turmalin i apatyt.

Przy drodze Świeradów — Szklarska Poręba na Zakręcie Śmierci odsłaniają się skałki utworzone z laminowanych hornfelsów, poprzerastane gruboziarnistymi wkładkami skaleniowymi o rozmytych konturach (punkty 26—27).

Jasne laminy w hornfelsie składają się z kwarcu lub z kwarcu i skaleni, ciemne głównie z kordierytu. Niektóre partie skały są przy tym szczególnie wzbogacone w lyszczyki, silnie błyszczące na zwietrzałej powierzchni. Grubość poszczególnych lamin dochodzi do kilku milimetrów. Są one przeważnie lekko pofał-

dowane, tu i ówdzie nabrzmiewają w soczewki lub oczka.

W laminach, których głównym składnikiem jest kordieryt, czysty lub częściowo przeobrażony w pinit czy w chlorofyllit, pojawia się czasem obok andaluzytu korund. Oba ostatnio wymienione minerały są ksenoblastyczne, oba też wykazują lokalnie pleochroizm: andaluzyt w barwach różowawych, korund w niebieskich. Lyszczyki występują zarówno w ciemnych, jak w jasnych partiach. Biotyt jest w szlifie mikroskopowym cynamonowobrunatny (w kierunku β i γ), bogaty w intensywne pola pleochroiczne. Muskowit, w dość dużych, cienkich i prawidłowo wykształconych blaszkach, zwykle mu ilościowo ustępuje, miejscami znika całkowicie.

W warstwach skaleniowo-kwarcowych obok biotyty często licznie pojawia się chloryt, bladzielony, w płytkach o postrzępionych brzegach, z dużą ilością sagenitu. Plagioklaz, przeważnie izometryczny, zbliżony albitowo i peryklinowo, w ziarnach zwykle poniżej 0,5 mm średnicy, zawiera 32—35% An. Miejscami poprzerastany jest serycytem i drobnoagregatowym epidotem. W partiach, w których pojawia się mikroklin, często — choć nie zawsze — interstycjalny, oba skalenie tworzą niekiedy wzajemne przerosty o charakterze antypertytowym. Magnetyt występuje w drobnych kryształach o niezbyt prawidłowym wykształceniu.

Grube, jasne partie tkwiące wśród opisanych hornfelsów wykazują strukturę i skład zbliżone do granitu. Wielkość kryształów skaleni, wśród których przeważa potasowy, wynosi przeciętnie 0,5—1 mm. Skałek potasowy w kryształach większych jest silnie pertytowy, wygasza plamiście, w drobniejszych wykazuje wyraźną kratkę mikroklinową. Na brzegach kryształów często pojawiają się granofirowe przerosty kwarcu. Plagioklaz jest często plamisty lub pasowy; w częściach bardziej zasadowych zawiera 25%, na granicy ze skaleniem potasowym 6% An i przechodzi w myrmekit. Oprócz skaleni głównymi składnikami są kwarc i muskowit w nieforemnych blaszkach. Tu i ówdzie spotyka się soczewkowate lub okrągławe osobniki kordierytu, z reguły na brzegach przeobrażone w pinit lub chloryt. Podrzednie występują: andaluzyt, magnetyt i cyrkon.

Tuż za Zakrętem Śmierci przy drodze do Świeradowa odsłania się największa z dotychczas opisanych skałek (punkt 25). Jej pionowe ściany osiągają ponad 20 m wysokości. Zbudowane są z hornfelsu poprzecinanego żyłami aplitu i pegmatytu. Żyły te są jasnoróżowe i ostro kontrastują z szarą, zwietrzałą powierz-

chnią hornfelsu. Hornfels jest identyczny z obserwowanymi na Czarnej Górze i Kozich Skałach. Na uwagę zasługują duże kryształy andaluzytu, które w przekrojach słupowych osiągają długość ponad 1 cm. Andaluzyt i świeży kordieryt przeważają ilościowo nad innymi składnikami i poprzetykane są — jak zwykle — obficie biotytem oraz magnetytem. Wśród skaleni plagioklaz (andezyn o zawartości około 40% An) przeważa nieco nad mikroklinem, który go miejscami wypiera. Muskowit jest rzadki. Wśród minerałów akcesorycznych występują: apatyt, cyrkon i turmalin.

W odległości około 1 km na wschód od Zakrętu Śmierci napotykaemy szereg dużych mallowicznych skałek nazywanych Zbójceckimi Skałami, z których niemal każda zbudowana jest z granitu i hornfelsu (pl. II, fot. 2). Bardzo ciekawe studium kontaktu obu tych skał umożliwia zwłaszcza jedna ze skałek (punkt 28), wysunięta najbardziej na zachód (pl. XXIII, fot. 1). Dolną, około 150-centymetrową partię skałki stanowi jasnoróżowa skała z rzadko rozrzuconymi czarnymi „punkcikami” biotyty. Skała ta składa się głównie ze skalenia potasowego poprzerastanego mikropegmatytowo kwarcem. Wrostkom biotyty o pleochroizmie w barwach od zielonawożółtawej do oliwkowobrunatnej towarzyszą niekiedy cyrkon, tytanit i magnetyt. Pola pleochroiczne w biotycie są niezbyt liczne, lecz intensywne. Zmętnienia w skaleniu potasowym, stanowiące przypuszczalnie relikty po plagioklazie (?), układają się w równoległe do siebie biegnące smużki. Liczne przerosty pertytowe wykazują miejscami wyraźne zbliżnienia albitowe. Sam skałen potasowy odznacza się również miejscami wyraźną kratką mikroklinową.

Wyżej odsłania się drobnoziarnisty granit leukokratyczny z bardzo niewielką ilością chlorytu, muskowitu i magnetytu. Reprezentowane są tu oba rodzaje skaleni. Skałen potasowy, z reguły pertytowy, często wykazuje plamiste wygaszanie i zaczątkową kratkę bliźniaczą, która miejscami staje się nawet bardzo wyraźna. Przerosty pertytowe mają charakter cienkich nitek lub smużek. Plagioklasy o dość dużych skłonnościach do automorfizmu, zbliżnione są albitowo i często również karlsbadzko. Zazwyczaj mają budowę pasową: jądra wykazują około 25% An, obwódki są wyraźnie kwaśniejsze (na ogół 10—5% An, a w przypadku utworzenia się myrmekitu mają skład czystego albitu). Drobne blaszki muskowitu, spotykane tu i ówdzie w plagioklazie, powstały przypuszczalnie z rekryształizacji łusek serycytowych, które dość obficie przetykają skalenie sodowo-wapienne. Większe osobniki muskowitu, przeważnie nieforemne, przerastają niekiedy skalenie pota-

sowe. Kwarce jest klarowny, czasem częściowo automorficzny, dość często spokojnie wygaszający. Nieliczny chloryt jest wtórny po biotycie. Sporadycznie pojawiający się cyrkon i niewielkie ilości epidotu stanowią pozostałe składniki skały.

Ponad opisaną drobnoziarnistą skałą leukokratyczną widoczna jest niezbyt gruba, około 30-centymetrowa, wkładka granitu z licznymi fenokryształami skaleni, obfitująca w szliry i gniazda biotyty (pl. XXIII, fot. 2). Plagioklasy stanowią główny jasny składnik skały. Często są one silnie zserycytyzowane. W zakątkach pomiędzy nimi widać muskowit, chloryt, epidot o wyraźnym pleochroizmie w barwach zielonawożółtych oraz brunatne tlenki żelaza. Miejscami pojawia się także czarny, dość prawidłowo wykształcony magnetyt o metalicznym połysku w świetle odbitym. Plagioklasy (te nie zserycytyzowane) wykazują budowę pasową, rekurencyjną, zbliżnienia albitowe i karlsbadzkie oraz przeciętnie 26% anortytu. Kwarce jest z reguły ksenomorficzny. Jego ziarna często są ze sobą pozazębiane i wygaszają faliście. Drobne ziarna kwarcu tworzą niekiedy wzrostki w biotycie lub wypełniają wolne przestrzenie pomiędzy jego płytkami. Zgranulowaną mozaikę kwarcową spotyka się też czasem wokół drobniejszych osobników skaleni.

Biotyt, tworzący dość pokaźne skupienia, wykształcony jest w postaci sporych płytek o często postrzępionych konturach. Barwy pleochroiczne zmieniają się u niego od jasnożółtej do ciemnobrunatnej. Często towarzyszy mu liczny apatyt, znacznie rzadziej cyrkon i magnetyt.

Wyżej pojawia się aplit, w dolnej części zrosnięty z pegmatytem, w górnej równomierne drobnoziarnisty i jedynie na granicy z wyżej leżącym hornfelsem przechodzący ponownie w odmianę gruboziarnistą — pegmatytową. Głównym składnikiem tej skały jest skałen potasowy, granofirowo poprzerastany kwarcem. Wrostków biotyty w nim wyraźnie mniej niż w podobnej skale leżącej w spągu odsłonięcia. Skałen potasowy wykazuje miejscami wyraźne kratkowe zbliżnienia. Plagioklaz odgrywa w porównaniu z mikroklinem znacznie podrzędniejszą rolę. Jest oligoklazem o zawartości około 25% An. Niekiedy — podobnie jak skałen potasowy — poprzerastany jest mikropegmatytowo kwarcem. Kwarce występuje również jako trzeci, obok mikroklinu i plagioklazu, główny składnik skały w formie ziarn większych, o średnicach rzędu kilku milimetrów. Niewielkie ilości muskowitu w formie płytek o postrzępionych konturach, czasem o kształtach szkieletowych, wi-

doczne są wyłącznie w niektórych ziarnach skalenia potasowego.

Wreszcie kilkumetrową partię szczytową skałki tworzy hornfels kordierytowo-andaluzytowy, oddzielony od opisanego aplitu 60-centymetrową wkładką pegmatytu, szczególnie wzbogaconego w biotyty.

Skała hornfelsowa ma heteroblastyczną strukturę i kierunkową teksturę. Tę ostatnią podkreślają głównie pasma oliwkowobrunatnego biotyty, który zaliczyć należy w niektórych partiach skały do głównych pod względem ilościowym składników. Bardzo liczny andaluzyt rozproszony jest równomiernie. Tworzy ziarna różnej wielkości, z których większe często zostały porozrywane na drobniejsze fragmenty o bardzo różnych kształtach i wielkości. Niektóre przekroje andaluzytu wykazują charakterystyczny plamisty pleochroizm w barwach różowawych. Z wrostków najczęściej spotykany jest kwarc. Dość częsty jest również magnetyt. Ponadto andaluzyt tworzy przerosty z biotytem i kordierytem.

Kordieryt w niektórych miejscach skały jest bardzo czysty, niemal pozbawiony śladów wtórnych przeobrażeń. Drobne wrostki cyrkonu wywołują w nim wyraźne, żółte pola pleochroiczne. Oprócz czystego kordierytu niektóre partie skały zawierają pseudomorfozy po nim. Jest to przeważnie pinit; wśród drobnouseczkowych agregatów tkwią jednak w różnych miejscach liczne blaszki muskowitu z wyraźną oddzielnością, również niewątpliwie wtórne po kordierycie. Owe pseudomorfozy są zabarwione miejscami na żółto lub zielonawo. Dość często spotyka się wśród nich drobne blaszki i łuski chlorytu, z których przynajmniej niektóre są wtórne po hornblendzie, której relikty są w niektórych miejscach widoczne. Muskowit w większych osobnikach o pokroju szkieletowym, występujący nieraz wśród dużych kryształów andaluzytu, poprzerastany jest często kwarcem. W niektórych, bardzo zresztą nielicznych, miejscach spotykane są ziarna korundu, dość często obrośnięte otoczką andaluzytu.

Biotyt tworzy szliry głównie w partiach poprzerastanych żyłami granitowymi. Występuje w większych płytkach i drobnych blaszkach. Jest pleochroiczny w barwach od bladego żółtozielonawego do oliwkobrunatnej. Pola pleochroiczne są w nim często spotykane, z reguły wokół bardzo drobnych wrostków cyrkonu. W partiach silnie biotytowych obserwuje się często brudnożółte, izotropowe twory, stanowiące przypuszczalnie pseudomorfozy po kordierycie.

Z minerałów akcesorycznych ważny jest jedynie magnetyt, obficie rozproszony w całej

skale, a w przecinających ją żyłkach granitowych przybierający dość pokaźne rozmiary (średnice ziarn do 1 mm). Bardzo często kryształy jego mają pokrój automorficzny. Cyrkon oprócz drobnych wrostków w biotycie tworzy kryształy większe, występujące samodzielnie i towarzyszące magnetytowi.

Różowe żyłki składają się głównie z kwarcu i skaleni, wśród których skałki potasowe występuje w dość sporych kryształach. Nie widać w nim kratki mikroklinowej, jednak światło wygasza plamiście. Jest z reguły pertytowy; przerosty mają postać dość nikłych smużek. Plagioklaz występuje w osobnikach znacznie mniejszych, o pokroju przynajmniej w części automorficznym. Często wygasza światło pasowo; wykazuje skład oligoklazowy o zawartości anortytu dochodzącej do 29%. Niektóre osobniki są wyraźnie zbliżone zarówno albitowo, jak peryklinowo. Na granicy plagioklazów i skaleni potasowych widoczny jest tu i ówdzie myrmekit. Niektóre partie skały wzbogacone są w gruboblastkowy muskowit. Mineral ten niemal z reguły pojawia się obok dużych kryształów magnetytu w większych ziarnach skalenia potasowego.

Skały kontaktowe okolicy Wojcieszyc

(punkty 183—190)

W okolicy Wojcieszyc, gdzie rozpoczyna się główne pasmo łupków wtrącone w kompleks granitognejsów izerskich i gdzie kontaktuje ono z granitem Karkonoszy, spotykamy ponownie niewielki obszar występowania hornfelsów. Na samym kontakcie są one na ogół masywne, nieco dalej łupkowe i przechodzą w miarę oddalania się od granitu w łupki guzkowe i plamiste. Obszar ten jest bardzo zalesiony i źle odsłonięty.

Hornfelsy zawierają zwykle sporo kordierytu, często dobrze zachowanego, z licznymi wrostkami kwarcu i biotyty. Proces pinityzacji jest mniej lub więcej zaawansowany; zdarzają się odmiany, gdzie pinit przeważa wyraźnie, a czysty kordieryt pojawia się wśród niego jedynie w postaci reliktyw. Wśród drobnouseczkowych pseudomorfoz pinitowych, zabarwionych zwykle na kolor lekko żółtawy lub żółtozielonawy, widoczne są tu i ówdzie blaszkowe minerały żółtozielone lub żółtopomarańczowe o żółtoszarych barwach interferencyjnych, którym często towarzyszy biotyt, powstały prawdopodobnie z rekrytalizacji pseudomorfoz po kordierycie w etapie doprowadzenia do skały potasu. Skupienia pinitu, chlorytu i biotyty poprzetykane są zwykle drobnymi, czarnymi i przeważnie spłaszczonymi osobnikami tlenków żelaza.

Andaluzyt — nie zawsze liczny i nie wszędzie obecny — występuje na ogół w ksenobla-

stycznych kryształach, poustawianych niekiedy poprzecznie do ogólnie panującej kierunkowości i poprzerastanych kwarcem oraz serycytem. W niektórych odmianach obecny jest plagioklaz, czasem w dużych ilościach. Zwykle osobniki jego są niewielkie, czyste lub częściowo zserycytizowane i poprzerastane kwarcem i łyszczykami, albitowo zbliżnione, często izometryczne. Czasem wykazują budowę pasową. Nie zawsze skład ich jest oznaczalny. Tam gdzie udało się go określić, wykazują zawartość około 32% anortytu. Kwarc, obecny we wszystkich hornfelsach, gromadzi się w niektórych miejscach obficie, tworząc gniazdowe lub soczewkowane skupienia; poza tym w postaci niewielkich wrostków gęsto przetyka plagioklasy i kordieryt.

Wśród łyszczyków obecny jest zarówno biotyt, jak muskowit. Biotyt w postaci drobnych blaszek często przerasta kordieryt, w postaci większych, zwykle nieprawidłowo wykształconych płytek, nierzadko wspólnie z muskowitem towarzyszy pasmom pinitu. Jest zazwyczaj czerwono-brunatny, czasem o odcieniu oliwkowym, i kierunkowo zdeformowany. W odmianach wyraźniej łupkowych tkwi w postaci dużych, zwykle pojedynczych kryształów w soczewkach kwarcowych. Ustawienie jego jest tu dowolne, często poprzeczne do panującej kierunkowości. Ciemny łyszczyk obfituje niekiedy w intensywne pola pleochroiczne.

Niektóre, nieliczne zresztą odmiany hornfelsów zawierają amfibole, w szlifie niemal całkowicie bezbarwne. Wykształcone są one na ogół w postaci cienkich słupków i pręcików, które zwykle grupują się w zespoły, często rozetkowe, i przetykają plagioklasy oraz kordieryt. Niektóre osobniki wykazują zabarwienie i pleochroizm w barwach bladżółtawozielonawych. Większość z nich odznacza się prostym wygaszaniem i należy przypuszczalnie do rombowego antofyllitu, część — o kątach wygaszania równych 18° — prawdopodobnie do jednoskośnego kummingtonitu. W sąsiedztwie owych amfiboli gromadzi się miejscami przypuszczalnie wtórny po nich chloryt, niemal bezbarwny, o brunatnawoszarych barwach interferencyjnych i sferulitycznym wygaszaniu.

Z minerałów akcesorycznych oprócz licznych czarnych tlenków żelaza i tytanu (magnetyt, ilmenit) dość częsty jest leukoksen, miejscami także piryt. Cyrkon w drobnych kryształach przetyka zarówno kordieryt, jak biotyt i chloryt wywołując w każdym z tych minerałów pola pleochroiczne.

Wszystkie hornfelsy — nawet te megaskopowo masywne i bezkierunkowe — wykazują pod mikroskopem dość wyraźną kierunkową teksturę.

Obok opisanych hornfelsów licznie spotykane są łupki łyszczykowe z granatami, kordierytami i andaluzytami, o wyraźne kierunkowych teksturach, o barwie szarej w różnych odcieniach lub rdzawobrunatnej. Wszystkie zawierają oprócz kwarcu oba rodzaje łyszczyków, które są przeważnie silnie zdeformowane i wydłużone. Tu i ówdzie widać prawidłowo wykształcone blasty muskowitu i biotyту, ustawione poprzecznie lub ukośnie do panującej w skale kierunkowości tekstury. Biotyt, zazwyczaj pleochroiczny w barwach: $\alpha =$ bezbarwna, $\beta = \gamma =$ czerwono-brunatna, przechodzi miejscami w bladzielonawy fengit o wysokiej dwójłomności i wyraźnych polach pleochroicznych wokół cyrkonu. Czasem duże i nie zdeformowane osobniki biotyту gromadzą się po kilka, tworząc gniazda.

Kordieryt znajduje się przeważnie w stadium mniej lub więcej zaawansowanego przeobrażenia (pinit, chlorofyllit). Andaluzyt jest pospolity, choć nie zawsze bardzo liczny; występuje również w tych skałach, które są pozbawione kordierytu. Granaty w stanie nie przeobrażonym są rzadko spotykane. Z reguły są skorodowane, a pomiędzy rozerwanymi częściami skupiają się łyszczyki i kwarc. Znacznie częściej po granatach pozostały jedynie pseudomorfozy, złożone głównie z łyszczyków i kwarcu. Czasem jest to bladzielonawy drobnoluseczkowy agregat przetykany niewielkimi blaszkami biotyту i muskowitu, a niekiedy także żółtawego chlorytu.

W niektórych skałach spotykane są skalenie. Przeważnie są to silnie zserycytizowane plagioklasy o składzie zasadowych oligoklazów (28% An), czasem nikłe ilości mikroklinu. Mikroklin ten współwystępuje przeważnie ze sporymi płytkami biotyту i muskowitu w soczewkach kwarcowych. Wśród minerałów akcesorycznych istotne znaczenie mają czarne tlenki żelaza i tytanu oraz leukoksen powlekający ilmenit. Cyrkon i apatyt występują podrzędnie.

Trzecią grupę skał, na ogół znacznie już od kontaktu z granitem oddalonych, stanowią łupki łyszczykowe, epidotowe i amfibolowe.

Łupki łyszczykowe składają się niemal wyłącznie z biotyту, muskowitu i kwarcu. Niekiedy pojawiają się oczka skaleni potasowych o plamistym miejscami wygaszaniu, poprzerastane wrostkami muskowitu i kwarcu. Wśród minerałów akcesorycznych występuje w dość dużych kryształach zielonawy turmalin. Struktura tych skał jest miejscami wyraźnie lepidoblastyczna. Wśród pasm łyszczyków często przeważa muskowit. Biotyt o pleochroizmie w barwach od zielonawożółtej do oliwkowobrunatnej tworzy osobniki na ogół większe od muskowitu, które ustawiają się poprzecznie do panujących kierunków tekstury. Duże, poje-

dyncze kryształy biotyty spotykane są również w soczewkach kwarcowych.

Niekiedy ilość ływczyków wyraźnie maleje, tak że łupki przechodzą w niemal czysto kwarcowe. Występowanie ływczyków ogranicza się tu do nielicznych i cieniutkich pasemek, złożonych głównie z muskowitu. Sporadycznie spotykany jest w takich odmianach kwaśny plagioklaz, po części wykazujący cechy albitu szachownicowego, zwykle poprzecznie ustawiony. Akcesorycznie występują rutyl, cyrkon, turmalin, apatyt i epidot, ten ostatni w dość dużych i nieprawidłowo wykształconych kryształach. Sam kwarc występuje w różnych postaciach. Wśród okrągławych i średnioziarnistych kryształów pojawiają się „pasma” kwarcu drobnoziarnistego, wyraźnie kierunkowo zdeformowanego.

Łupki epidotowe czasem składają się wyłącznie z epidotu i kwarcu. Niekiedy zawierają amfibol. W tym ostatnim przypadku obecny jest także często dość liczny magnetyt, przeważnie w sporych i częściowo lub nawet całkowicie automorficznych kryształach. Czasem magnetyt obwiedziony jest tytanitem, który w niewielkich ilościach występuje też samodzielnie. Z pozostałych minerałów akcesorycznych obecny jest apatyt. W niektórych odmianach rośnie ilość amfibolu, który jednocześnie staje się bardziej gruboziarnisty. Jego własności optyczne: $\angle z/\gamma = 15,5^\circ$, dwójłomność $= 0,024$ oraz pleochroizm o schemacie $\beta > \gamma > \alpha$ i barwach zmieniających się od oliwkowozielonej (β) poprzez niebieskawozieloną (γ) do jasnozielonej (α), świadczą o przynależności do hornblendy zwyczajnej. W skrajnych przypadkach skała przechodzi w amfibolit, w którym obok wymienionej hornblendy występuje plagioklaz, często silnie zmieniony, oraz kwarc. Nie przeobrażone plagioklasy są zbliżone peryklinowo; zawartość anortytu wynosi w nich około 34%.

Łupki amfibolowe są tu skałami na ogół drobnoziarnistymi. Składają się głównie z kierunkowo zdeformowanych kryształów hornblendy zwyczajnej i kwarcu, którym towarzyszą miejscami wyraźnie grubiej ziarniste blasty jasnobrunatnego biotyty, poustawiane dość dowolnie i występujące w pasmach, gniazdach lub też pojedynczo. ływczyk często poprzerastany jest kwarcem, a nieraz także tytanitem. Niektóre z łupków amfibolowych obfitują w drobnoziarnisty tytanit, ponadto zawierają piryt i czarne tlenki żelaza oraz tytanu (magnetyt, tytanomagnetyt), także niewielkie ilości apatyty. Hornblendy ulega miejscami chlorytyzacji.

Skały południowej i wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego

Partie południowe i wschodnie osłony granitu Karkonoszy są bardziej jeszcze urozmaicone w swej budowie od północnych.

Na południu, na kontakcie z granitem występują łupki mikowe pochodzenia osadowego. W miejscu największej miąższości łupki te ciągną się od Czarnej Kopy do wylotu Sowiej Doliny. Pasma ich jest tylko jeden raz przerwane wkładką gnejsów. Na północ od niego występują zwarte masy gnejsów kontaktujące z granitem na obszarze od Karpacza poprzez okolice Kowar do Czarnowa.

Wschodnią osłonę granitu stanowią znowu łupki mikowe przeobrażone w hornfelsy na bezpośrednim kontakcie, z wkładkami wapieni krystalicznych, amfibolitów diopsydowych i innych skał wapienno-krzemianowych.

Łupki mikowe osłony południowej (punkty 93—99) są często drobno pofałdowane i wykazują miejscami transwersalne złupkowanie, widoczne dzięki ukośnie w stosunku do starszej laminacji skały przebiegającemu ułożeniu warstw bogatszych i uboższych w ływczyki. Niektóre partie łupków zawierają skałenie, inne są ich pozbawione. Wszystkie charakteryzuje duża zawartość muskowitu; biotyt jest zawsze podrzędny.

Na szczególną uwagę zasługuje wśród łupków mikowych odmiana odznaczająca się obecnością krystaloblastycznego biotyty, który w postaci grubych płytek (o średnicy 1 mm) ustawionych ścianą (001) niezgodnie z łupkowatością skały tkwi w bardzo drobnouseczkowej masie, złożonej głównie z muskowitu i kwarcu. Skały tego typu są spotykane rzadko i jedynie w luźnych blokach pojawiają się głównie w pobliżu granicy łupków z gnejsami. Dlatego G. Berg (1940) przypisuje powstanie krystaloblastycznego biotyty kontaktowemu działaniu magmy granitognejsów izerskich. W większości skał krystaloblastyczny biotyt jest niemal całkowicie schlorytyzowany. Płytki nie przeobrażonego ływczyku są intensywnie zabarwione i wykazują pleochroizm w barwach od jasno- do ciemnobrunatnej. Chloryt jest na ogół bladej, zielonawy, o szaroniebieskich barwach interferencyjnych. Wykazuje liczne pola pleochroiczne wokół bardzo drobnych i trudnych do zidentyfikowania wrostków. Licznym minerałem pobocznym jest magnetyt, występujący w drobnych, spłaszczonych osobnikach.

Częstym i pospolitym składnikiem łupków mikowych jest również granat, na ogół w drobnych mikroskopowych ziarnach. Miejscami osiąga rozmiary kilkumilimetrowe i wtedy łupki, w których występuje, zasługują na nazwę

granatowych. Skały tego typu pojawiają się na Skalnym Stole i jego północno-zachodnich stokach.

Łupki granatowe ze zboczy Skalnego Stołu (punkty 105, 106) są megaskopowo brudnozielone, o błyszczących powierzchniach i lentykularnej teksturze. Pod mikroskopem wykazują strukturę lepidoblastyczną. Szerokie, silnie wyprasowane pasma łyszczyków są wyraźnie pofałdowane i noszą ślady wtórnego złupkowania, przebiegającego prostopadle do biegu pasm. Wśród wstęg łyszczykowych występują laminy kwarcu, podobnie jak pasma łyszczyków wyraźnie pocięte. Głównym przedstawicielem łyszczyków jest muskowitz o słabym i miejscami tylko widocznym żółtawym zabarwieniu i pleochroizmie, co świadczy o pewnej domieszce żelaza w jego składzie chemicznym. Biotyt odgrywa rolę podrzędną; jest cynamonowobrunatny i często niemal całkowicie schlorytyzowany. Tkwiące w nim w postaci wrostków kryształcy cyrkonu otoczone są zawsze silnym polem pleochroicznym. Muskowitz tworzy często krystaloblastyczne płytki ustawione poprzecznie do kierunku starszej foliacji.

Kwarc występuje w ziarnach mniej więcej jednakowej wielkości, izometrycznych, i wykazuje bardzo słabe objawy deformacji. Plagioklaz o składzie oligoklaz (około 26% An) jest składnikiem ilościowo podrzędnym; kryształcy jego są dość duże, z reguły nieforemne, poprzetykane licznymi wrostkami łyszczyków.

Pokaźne kryształcy granatów o średnicach do 0,5 cm są częściowo schlorytyzowane; wtórny chloryt widoczny jest przede wszystkim na ich zewnętrznej obwódce, skąd wciska się do wnętrza kryształów, wykorzystując głównie spękania w granatach. Niektóre zatoki korozyjne wypełnione są przez kwarc. Drobnie kryształcy magnetytu przetykają granaty. Magnetyt widoczny jest również poza kryształami granatów, wśród pasm łyszczykowych, choć największe jego skupienia, zwykle nieforemne i stowarzyszone z hematytem oraz z rdzawymi produktami utlenienia tlenków Fe, spotykane są zazwyczaj wśród chlorytowo-kwarcowych nagromadzeń otaczających granaty. Oliwkowy turmalin, z reguły automorficzny i występujący w pojedynczych kryształach, jest dość licznym akcesorycznym składnikiem skały.

Skały kontaktowe Sowiej Doliny

Skałki wznoszące się nad Sowią Doliną (punkty 100—103) zbudowane są głównie z szarych łupków mikowych, mniej lub więcej wzbogaconych w skalenie i noszących znamiona przeobrażeń kontaktowych. Jedynie

wśród najwyższych położonych skał (powyżej 1100 m n.p.m.) widoczne są nie przeobrażone kwarcowo-mikowe łupki z granatami o średnicach do 0,5 mm. Wśród łyszczyków występują muskowitz i biotyt, który wykazuje intensywny pleochroizm w barwach od bladejzielonej do oliwkowobrunatnej. Łyszczyki powiązane są w pasma, a miejscami tworzą gniazda, gdzie ustawienie poszczególnych osobników jest zmienne, często poprzeczne do kierunkowości skały. W budowie pasm łyszczykowych uczestniczą również chloryty bladejzielonawe lub intensywnie żółte. Skała jest w nie miejscami szczególnie bogata, natomiast uboga w muskowitz i biotyt.

Granaty, choć stosunkowo niewielkie, stanowią dość obfity składnik skały. Często są dość prawidłowo wykształcone, choć niektóre ziarna zostały częściowo lub nawet całkowicie zbiotytzowane lub schlorytyzowane. Niektórym pasmom łyszczykowym towarzyszą obficie tlenki żelaza, czerwone w świetle odbitym (przypuszczalny hematyt). Turmalin w drobnych kryształach jest tu i ówdzie widoczny.

Inne, częściej spotykane skały tworzące omawiane pasmo wykazują w swym składzie skalenie. Są to przeważnie plagioklasy, w niektórych odmianach skalnych poprzetykane obficie drobnymi ziarnami kwarcu, które zachowały kierunkowość swego pierwotnego — przypuszczalnie jeszcze osadowego — ułożenia. Kierunki te nie są we wszystkich osobnikach skaleni takie same, gdyż skała po blastezie lub pod koniec blastezy skaleni uległa transwersalnemu złupkowaniu, co widoczne jest przede wszystkim w ułożeniu łyszczyków, głównie muskowitzu, którego osobniki, wraz z towarzyszącym im miejscami w dużych ilościach serycytem, powiązane są w pasma różnokierunkowo powyginane. Cynamonowobrunatny biotyt jest łyszczikiem podrzędnym. Miejscami dość obficie występuje żółtawy chloryt o brudnoszarych barwach interferencyjnych. Ślady andalazytu w całkowicie pozbawionych automorfizmu kryształach oraz obfite skupienia wtórnego serycytu, chlorytu i łyszczyków świadczą o tym, że skała w pewnym etapie swej ewolucji poddana była kontaktowemu działaniu intruzji. Przynajmniej część owych wtórnych minerałów powstała na miejscu andalazytu. Trudno coś powiedzieć o pierwotnym istnieniu kordierytu wobec braku jego relików. Niektóre ze skał zawierają większe i znacznie liczniej występujące kryształcy pleochroicznego andalazytu poprzerastane biotytem i magnetytem. Z minerałów akcesorycznych do najliczniejszych należą magnetyt i piryty. Część tlenków żelaza należy także do tytanomagnetytu, o czym świadczy tu i ówdzie pojawiający się

leukoksen. Apatyt i cyrkon występują sporadycznie. Sagenit przerasta miejscami obficie biotyty i dość licznie go w niektórych skałach zastępujący chloryt. Na szczególne podkreślenie zasługuje w niektórych odmianach skalnych obecność oliwkowobrunatnego turmalinu tworzącego miejscami spore skupienia drobnych na ogół osobników.

Hornfelsy Śnieżki

Kontakt granitu karkonoskiego ze skałami metamorficznymi odsłania się również na zachodnim zboczu Śnieżki. Skały kontaktowe mają tu przeważnie wygląd gnejsów hornfelsowych o wyraźnej kierunkowej, miejscami nawet lentykularnej teksturze. Granit tworzy w dolnych, stosunkowo oddalonych od szczytu Śnieżki hornfelsach ostro odgraniczone żyły grubości kilku metrów z widocznymi szliarami biotyty. Niekiedy występują w nim niewielkie aplitowe wkładki. Hornfelsy bliskie kontaktu są często skałami niejednorodnymi. Wśród ciemnych drobnoziarnistych partii widoczne są gruboziarniste jasne wkładki granitowe oraz soczewki kwarcu.

Granit na kontakcie z hornfelsami należy do odmiany porfirowatej o równo- i średnioziarnistym tle skalnym i dużych różowych fenokryształach skaleni potasowego z białymi obwódkami plagioklaz. Plagioklaz — mniej więcej w równowadze ilościowej ze skaleniem potasowym — ma skład zasadowego oligoklaz (26—27% An) i zbliżony jest albitowo, czasem także karlsbadzko. Skaleń potasowy wykazuje bardzo delikatne przerosty mikropertytowe i często plamiste wygaszanie. Z łyszczyków obecny jest jedynie biotyt, który miejscami przechodzi w niemal bezbarwny chloryt, wykazujący z reguły szarobrunatne barwy interferencyjne oraz częstą obecność sagenitu. Na uwagę zasługuje obfite występowanie piryty oraz spore ilości tytanitu.

Granity spotykane wśród mas hornfelsowych, w formie soczewek i żył, na ogół — choć nie zawsze — pozbawione są fenokryształów skaleni lub też zawierają ich mniej. Pojawiające się w niektórych miejscach duże kryształy należą zarówno do skaleni potasowego, jak i plagioklaz. Plagioklasy w „tle” charakteryzują się zmienną zawartością drobiny anortytowej (13—26%) i często rekurencyjną budową pasową. Skaleń potasowy, w wielu przypadkach interstycjalny, odznacza się miejscami wyraźną tendencją do zaczątkowej, nieraz nawet bardzo wyraźnej kratki mikroklinowej. W nielicznych miejscach z mikroklino rozwija się wtórnie albit szachownicowy. Biotyt w dość dużych i niekiedy dość prawidłowo wykształconych płytkach rozmieszczony jest nierów-

nomiennie. Często ilość jego rośnie na bezpośrednim kontakcie z hornfelsem. Miejscami przeobrażony jest w chloryt. Chlorytyzacja rozpoczyna się przeważnie na brzegach kryształów oraz wokół wrostków, np. apatyty. Dość duże i automorficzne wrostki cyrkonu wywołują w biotycie silne pola pleochroiczne. Niekiedy w granicie tkwią niewielkie ciemne enklawy, złożone z biotyty, zserycytizowanego plagioklaz, tytanitu i wtórnego chlorytu. W zakątkach i w postaci drobnych wrostków w biotycie występują w nich też ziarna kwarcu. Oprócz takich enklaw w granicie spotykane są miejsca, w których gromadzi się plagioklaz w drobnych i automorficznych kryształach, z podrzędnymi kwarcem i biotytem oraz dużą ilością apatyty.

Przecinające granit apłity są drobnoziarniste (przeciętna średnica kryształów około 0,5 mm) i składają się z kwarcu i skaleni. Plagioklaz dość silnie zserycytizowany zawiera około 10% An. Skaleń potasowy jest zmętniały, pertytowy, miejscami plamiste wygaszający.

Hornfelsy leżące najbliżej kontaktu z główną masą granitową są drobnoziarnistymi, maszynowymi skałami barwy ciemnoszarej, o megaskopowo beładnej teksturze. W skład ich wchodzi drobnołuseczkowe agregaty serycytu stowarzyszone z muskowitem, wtórne po andaluzycie, przypuszczalnie także po kordierycie i być może po skaleniach. Towarzyszą im nieliczne i beładnie rozmieszczone drobne blaszki biotyty. Pomiędzy pasmami minerałów blaszkowych znajdują się soczewki kwarcowe. Liczny andaluzyt, poprzetykany sitowo wrostkami łyszczyków oraz kwarcu, występuje często w kryształach rozczłonkowanych. W skale obecne są ponadto siarczki i tlenki żelaza.

Hornfelsy z wkładkami granitowymi wykazują już megaskopowo zaznaczającą się laminację, wywołaną naprzemianległym ułożeniem jasnych i ciemnych warstewek, które miejscami wyklinowując się tworzą nieregularne, wydłużone soczewki. Często zawierają sporo kierunkowo zdeformowanego biotyty z intensywnymi polami pleochroicznymi oraz wtórny chloryt obfitujący w sagenit. Miejscami biotyt jest wyblakły i wyraźnie drobniej krystaliczny, albo też zanika ograniczając swe występowanie do pojedynczych blaszek i płytek, a zamiast niego pojawia się liczny kordieryt, tylko tu i ówdzie spinityzowany. Kordierytowi towarzyszy andaluzyt, z reguły ksenoblastyczny, często porozrywany na drobne elementy jednakowo zorientowane i przerastane kordieryt. Miejscami pojawia się muskowit. Tlenki żelaza — zazwyczaj magnetyt — są liczne i niezbyt automorficznie wykształcone. W nielicznych miejscach pojawia

się zielony pleonast w drobnych kryształkach o nieprawidłowym pokroju. Z innych minerałów akcesorycznych najczęściej obecny jest apatyt, wykształcony igielkowo. Miejscami występują skaleni (częściej plagioklaz, rzadziej skażeń potasowy) oraz kwarc. Plagioklasy często są zserycytizowane. Nie przeobrażone osobniki wykazują przeważnie zbliżenie albitowe i peryklinowe oraz zawartość 26—27% anortytu. W innych miejscach pojawia się plagioklaz kwaśny (około 10% An), niekiedy wyraźnie przypominający albit szachownicowy.

Wśród takich hornfelsów występują czasem niewielkie gruboziarniste wkładki złożone z kwarcu i skaleni potasowego. Ten ostatni jest pertytowy, w niektórych miejscach wykazuje wyraźną kratkę mikroklinową. Przerosty pertytowe mają postać cienkich nitek, a czasem grubszych wrzecionek i wstęg, w których kwaśny plagioklaz jest polisyntetycznie zbliżony. Obecny jest również myrmekit pomiędzy niektórymi osobnikami skaleni potasowych. Wychodzące z hornfelsu biotyt i chloryt przecinają skaleni. Schlorytowane partie biotyty często poprzerastane są gęstą siatką sagenitu. Partiom ływczyku towarzyszą miejscami automorficzne osobniki epidotu.

Inne wkładki wśród hornfelsów mają postać oczek o średnicach dochodzących do paru centymetrów i zbudowane są z kwarcu oraz z grubopłytkowego muskowitu z otoczkami chlorytu, któremu towarzyszą często drobne kryształy tlenków żelaza.

W miarę oddalania się od kontaktu z granitem maleje ilość owych jasnych gruboziarnistych wkładek, natomiast powszechna staje się obecność skaleni w samych hornfelsach, które już raczej zasługują na miano gnejsów hornfelsowych. Plagioklaz nie tylko licznie występuje w jasnych warstwach, ale w postaci kryształów drobnych wchodzi w skład warstw kordierytowo-ływczykowych. Skażeń warstw jasnych jest oligoklazem o pasowej budowie, często z bardzo licznymi wrostkami biotyty, w ciemnych ma wygląd albitu szachownicowego. Oprócz plagioklazu występuje tu również często pertytowy i niekiedy kratkowo zbliżony skażeń potasowy. W jednej z próbek napotkano spore nagromadzenie bardzo drobnoziarnistego albitu, którego poszczególne ziarna pooddzielane są cienkim filmem chlorytu.

Blżej szczytu Śnieżki skażeń potasowy znika w hornfelsach zupełnie, a plagioklaz (oligoklaz) pojawia się rzadko i w ilościach niewielkich, jest przy tym na ogół silnie zserycytizowany.

Dalej od granitu hornfelsy wzbogacają się też wyraźnie w muskowit, który w niektórych próbkach — zwłaszcza blisko szczytu Śnieżki

— zyskuje nad biotytem wyraźną przewagę. Tworzy on oprócz drobnoagregatowych zespołów (pseudomorfozy po andaluzycie) także większe osobniki gromadzące się miejscami w spore gniazda. W niektórych próbkach zaobserwowano również wyraźne wzbogacenie w andaluzyt. Sporo też we wszystkich odmianach leukoksenu.

W celach porównawczych zebrano również kilka próbek skalnych ze skał kontaktowych po stronie czeskiej, na południe od Przełęczy Karkonoskiej. Idąc brzegiem Łaby pierwsze bloki hornfelsów spotykamy w odległości około 150 m na południe od zejścia się obu potoków — Białej Łaby i Łaby. Hornfelsy *in situ* odsłaniają się około 250 m dalej na południe. Oznaczają się one przeważnie bardzo wyraźną laminacją i poprzecinane są często apofizami drobnoziarnistego granitu.

Hornfelsy tworzą też zbocza Kozich Grzbietów i ciągną się niemal do samego Szpindlerowego Młyna, występując miejscami w towarzystwie kwarcytów.

Niektóre hornfelsy są bardzo bogate w muskowit, który tworzy spore płytki dowolnie zorientowane, występując obok tego w drobnych, postrzępionych osobnikach przerastających się z biotytem i chlorytem i stanowiących przypuszczalnie pseudomorfozy po kordierycie lub andaluzycie. Andaluzyt tworzy często duże ksenoblasty, poprzerastane ływczykami i magnetytem. Biotyt, podobnie jak chloryt, gromadzi się w gniazda. Chloryt jest wtórny po biotycie, zawiera liczne wrostki tlenków żelaza, ponadto cyrkon w dość dużych osobnikach z wyraźnymi obwódkami pleochroicznymi. Magnetyt występuje licznie w dość dużych osobnikach o prawidłowym najczęściej pokroju, w niektórych miejscach wykształcony jest szkieleto. Apatyt i turmalin są akcesoryczne. Kwarc tworzy często odrębne soczewki, niemal monomineralne. Pojedyncze jego osobniki widoczne są również wśród partii andaluzytowo-ływczykowych. Pinitowe pseudomorfozy po kordierycie są miejscami bardzo obfite. Sporadycznie widoczny jest tytanit.

Gnejsy okolic Karpacza

W Karpaczu, nad basenem kąpielowym odsłaniają się przy drodze, w starym dwupoziomym kamieniołomie (punkt 109) drobnoziarniste, szare i ciemnoszare gnejsy poprzecinane żyłami różowych aplitów i skał granitowych (pl. XXIV, fot. 1) o zmiennej miąższości i długości.

Skały ciemne są często afanitowe, megaskopowo bezkierunkowe i podobne do hornfelsów. W skałach jaśniejszych, o nieco grubszym ziarnie, kierunkowość tekstury podkreślają cie-

niutkie smużki biotyty. Różowe żyły są zazwyczaj ostro odgraniczone od wyraźnie ciemniejszych skał gnejsowych. Grubość ich zmienia się od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. Ziarno ich jest przeważnie dość drobne, choć wyraźnie grubsze niż w gnejsach, które przecinają. Jasnym wkładkom o grubszym ziarnie często towarzyszą żyły kwarcowe. Miejscami różowe granity wnikają w szare gnejsy w sposób nieregularny, dając w efekcie skały podobne do migmatytów.

Ciemnoszare gnejsy składają się głównie z plagioklaz, kwarcu i biotyty. Średnica poszczególnych kryształów rzadko przekracza 0,1 mm, choć spotyka się osobniki większe, zwłaszcza wśród plagioklazów. Oba jasne składniki są na ogół izometryczne. Plagioklaz zawiera około 30% An. Oprócz zbliżniaczeń albitowych i podrzędnych peryklinowych częste są karlsbadzkie. W niektórych skałach dość daleko posunięty jest proces serycytyzacji. Wtórny kalcyt pojawia się rzadko. Biotyt o pleochroizmie: α — bladezielonawożółta, $\beta = \gamma$ — ciemnoniłowobrunatna, rozsiany jest gęsto i równomiernie, z reguły — z niewielkimi odchyleniami — ułożony kierunkowo. Sporadycznie występują: magnetyt i tytanit w dużych kryształach (około 0,2 mm średnicy).

Gnejsy jasne, o megaskopowo widocznej kierunkowej teksturze, mają granoblastyczne struktury, a w składzie plagioklaz (około 10% An), kwarc i wyraźnie ustępujący im ilościowo biotyt. Przeciętą wielkość ziarna wynosi 0,2—0,3 mm. Biotyt o pleochroizmie w barwach od słomkowożółtej do jasnoczerwono-brunatnej tworzy kierunkowo zdeformowane i miejscami powiązane ze sobą blaszki i płytki. Wykazuje intensywne pola pleochroiczne. Wtórny chloryt jest bladej i zawiera sporo sagenitu. Miejscami towarzyszą mu żelazisty tytanit, czarne tlenki żelaza, agregatowy zoizyt. Ponadto w skałach występują w niewielkich ilościach: cyrkon (średnice około 0,1 mm) o zaokrąglonych kształtach, rutil, sporadycznie turmalin o zabarwieniu brunatnawo-zielonym.

W niektórych gnejsach, megaskopowo na ogół lekko różowawych, obserwuje się dość spore (2—3 mm) kierunkowo spłaszczone skupienia beładnie ułożonego serycytu, przerażane zwykle jasnobrunatnym biotytem, muskowitem i rutylem. Niektóre z nich są brunatne, przypuszczalnie od rozproszonych tlenków żelaza.

W różowych żyłach granitoidowych wielkość ziarn rzadko przekracza 2 mm. Głównymi składnikami są kwarc i skaleni; biotyt jest podrzędny. Wśród skaleni występuje zarówno oligoklaz, jak i skałen potasowy. Pierwszy jest zbliżniaczony, mniej lub

więcej zserycytyzowany, czasem plamisty, drugi słabo pertytowy, miejscami wygaszający plamiście, a nawet kratkowo. Tu i ówdzie pojawia się myrmekit, a także kalcyt w dość sporych kryształach. Na granicy z ciemnymi gnejsami w skaleniach często widoczne są liczne wrostki kwarcu. Biotyt w postrzępionych płytkach przynajmniej częściowo przeobrażony jest w chloryt z sagenitem i drobnoagregatowym tytanitem.

Skały zbliżone megaskopowo do migmatytów wykazują pod mikroskopem struktury heteroblastyczne. Granoblastyczne masy kwarcowo-plagioklazowe, zwykle z biotytem lub wtórnym chlorytem, takie jak w skałach opisanych wyżej, tkwią tu wśród wyraźnie większych kryształów skaleni i kwarcu, którym miejscami towarzyszy muskowit. Wśród gruboziarnistych, niezbyt foremnych skaleni występują: albit szachownicowy (około 10% An), oligoklaz i podrzędnie skałen potasowy o plamistym lub falistym wygaszaniu.

Skały o składzie i mikroskopowym wyglądzie podobnym do opisanych migmatytów występują również wśród gnejsów Kruczych Skał (punkty 107—108) koło Wilczej Poręby. Gnejsy te leżą także na bezpośrednim kontakcie z granitem karkonoskim, nie widać w nich jednak jego różowych żył tak charakterystycznych dla odsłonięcia opisanego poprzednio. Megaskopowo gnejsy te są przeważnie dość gruboziarniste, jasne, niektóre zawierają nawet spore oczka (1,5—2 cm) skaleni. Biotyt (lub chloryt) jest w nich rozmieszczony dość nierównomiernie, tworząc miejscami nieforemne gniazda lub smużki o zmiennej, choć w sumie niewielkiej grubości, nadające skałom piętno wyraźnej kierunkowości. Niektóre gnejsy obfitują w hornblendę, której towarzyszą spore (do 1,5 mm) kryształy tytanitu.

Pod mikroskopem widoczne są niemal z reguły heteroblastyczne struktury. Partie drobnoziarniste przypominają miejscami do złudzenia jasne gnejsy z kamieniołomu w Karpaczu, choć w niektórych skałach dochodzi nowy składnik: mikroklin o kratkowej strukturze. Wśród kryształów większych obok kwarcu i oligoklaz o nierzadko plamistej lub niejednorodnej budowie częstym składnikiem jest albit szachownicowy. Skałen potasowy, głównie ten z gnejsów oczkowych, wykazuje też często typowe dla mikroklinu zbliżniaczenia i grube przerosty plagioklazowe o charakterze metasomatycznym.

Skały kontaktowe okolic Grzędzin i Mniszkowa

Ośłona wschodnia masywu granitowego Karkonoszy różni się od południowej obecnością amfibolitów, wapieni krystalicz-

nych i skał wapienno-krzemianowych. Te ostatnie mają ścisły związek z jednej strony z wapieniami, z drugiej z amfibolitami i stanowią przedłużenie pasma marmurów aż do doliny Bobru w okolicy Miedzianki. Wzrost zawartości magnezu oraz coraz to większy w kierunku północnym udział krzemianów w składzie wapieni ma niewątpliwy związek z działaniem intruzji (Berg 1938).

Wapienie krystaliczne z południowego zbocza wzgórza Bielec w okolicy Grzędzin (punkt 137) są megaskopowo białymi, cukrowatymi skałami, przecinanymi tu i ówdzie cienkimi, brudnozielonymi żyłkami. Pod mikroskopem stwierdzamy, że skały te zbudowane są głównie z *kalcytu*, wśród kryształów którego tkwią bezładnie ułożone blaszki i płytki muskowitu. W skład zielonawych żyłek wchodzi serpentyn poprzetykany relikami oliwinu.

Wapieniom towarzyszą w niektórych miejscach ciemne i drobnoziarniste hornfelsy o wyraźnej kierunkowej teksturze, poprzerastane nieregularnie jasnymi soczewkami kwarcu. Jak wykazują badania mikroskopowe, w jasnych soczewkach pojawiają się obok kwarcu mikropertyty mikroklinowe. Ciemne partie hornfelsowe składają się głównie z kordierytu i andaluzytu. Trzecim licznie reprezentowanym składnikiem jest tu biotyt. Kordieryt jest przeważnie dobrze zachowany, wykazuje strukturę mozaikową i poprzerastany jest obficie drobnymi łuskami biotytu. Andaluzyt z reguły pozbawiony jest automorfizmu i pleochroizmu. Występuje bądź w większych oddzielnych kryształach o średnicach rzędu 1 mm, bądź w diablastycznych przerostach z kordierytem. Obfity biotyt tworzy płytki lub blaszki zwykle o strzępiastych konturach. Barwy pleochroiczne biotytu zmieniają się od bladożółtawej, niemal bezbarwnej dla α do jasnoczerwono-brunatnej dla γ i β . Wokół drobnych wrostków — głównie cyrkonu — częste są ciemne pola pleochroiczne. Łyszczycowi towarzyszy nierzadko magnetyt, zwykle w kryształach niezbyt foremnych, spłaszczonych. Skała wykazuje dość liczne, ukośnie biegnące spękania, wzdłuż których pojawiają się brudnożółte, izotropowe lub prawie izotropowe pseudomorfozy po kordierycie.

Podobne skały hornfelsowe, obficie poprzerastane wkładkami skaleniowo-kwarcowymi (pl. XXIV, fot. 2), bogate w kordieryt, miejscami także w biotyt, występują w starym kamieniołomie (punkt 138) hydrotermalnie przeobrażonego granitu, na północo-zachód od wspomnianego odsłonięcia. Megaskopowo przypominają one migmatyty. W składzie swym zawierają oprócz minerałów wymienionych andaluzyt, liczny magnetyt, niebieskawy turmalin, apatyt i cyrkon. Granit jest tu skałą

hydrotermalnie zmienioną, barwy biało-szaro-brunatnawej, i obfituje w miarolityczne próżnie wyścielone drobnymi kryształami kwarcu. Szczeliny wypełnione są czerwono-brunatnym hematytem. Pod mikroskopem skała wykazuje strukturę wybitnie nierównoziarnistą. Pierwotne skalenie uległy zupełnej serycycyzacji; serycyt zrekrytalizował w niektórych miejscach w muskowit. Jego agregaty pocięte są w różnych kierunkach żyłkami kwarcu powstałego przypuszczalnie z krzemionki uwolnionej ze skaleni w czasie ich przeobrażenia się w serycyt. Kwarc jest najliczniejszym składnikiem skały. Pojawia się w masach bardzo drobnoziarnistych, w bardziej grubokrystalicznych żyłkach, wreszcie w soczewkach i nieregularnych skupieniach ziarn grubych, często automorficznie lub przynajmniej częściowo automorficznie wykształconych. Miejscami wykazuje budowę włóknistą, przypuszczalnie reliktową po pierwotnym chalcedonie.

Skały wapienno-krzemianowe spotykane są zarówno w opisanym kamieniołomie, jak i nieco dalej, na wschodnich zboczach Dziej Góry. W kamieniołomie występują one w luźnych blokach, na zboczach wymienionego wzgórza tworzą także skałki. Te z kamieniołomu są niekiedy wyraźnie warstwowane; warstwy te są niezbyt regularne, drobnoziarniste, przy czym ciemnozielone, prawie czarne alterują z jaśniejszymi, niebieskawozielonawymi. Niekiedy cieniutkie, białe żyłki przecinają je w poprzek. Skały ze zbocza Dziej Góry (punkty 140, 141) są ciemnoszare, bardzo drobnoziarniste i na pierwszy rzut oka robią wrażenie hornfelsów. Niekóre są warstwowane; cienkie jasne laminy przecinające ciemne tło są niekiedy ułożone w fałdki ciągnione. Miejscami obok jasnych pasemek widoczne są czarne, połyskujące, złożone niemal wyłącznie z biotytu. Grubość ich dochodzi niekiedy do 4 mm. Niekóre z opisanych skał obfitują w granaty, występujące bądź w pojedynczych, drobnych, czerwonych kryształach, bądź w kierunkowo zdeformowanych agregatach o podobnej barwie.

Obserwacje mikroskopowe wskazują, że skład mineralny opisanych wyżej skał jest pod względem jakościowym bardzo do siebie zbliżony. Głównymi składnikami są w nich amfibol i piroksen. Niekóre odmiany obfitują w plagioklaz, w innych brak go zupełnie, natomiast pojawia się skapolit. W większości skał licznie pojawia się granat. Głównym reprezentantem minerałów akcesorycznych jest tytanit. Żyłki przecinające skały wypełnione są zazwyczaj prenitom.

Amfibol należy do hornblendy zwyczajnej o silnym pleochroizmie i schemacie $\beta > \gamma > \alpha$ (β = oliwkowozielona, γ = niebieskawozielona, α = bladożółtawozielonawa). Kąt $z/\gamma = 23^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0197 - 0,0215$, $2V\alpha = 76 - 80^\circ$.

Rozpiętość wielkości ziarn hornblendy jest pokaźna; obok przeważających kryształów bardzo drobnych, których średnice nie przekraczają 0,01—0,02 mm, pojawiają się osobniki większe o średnicach paru dziesiątych milimetra, a także pojedyncze słupki, których długość osiąga 1 mm. Hornblendy skupia się w warstwy niemal monomineralne. W niektórych pojawia się błady, oliwkowobrunatny biotyt, będący niewątpliwie produktem przeobrażenia amfibolu.

Piroksen jest w szlifach mikroskopowych zwykle bladzielonawy lub bezbarwny. Jego własności optyczne ($\angle z/\gamma = 42-44,5^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,027$) przemawiają za przynależnością do diopsydu o dość dużej zawartości drobiny hedenbergitu. Występuje w warstwach megaskopowo mniej lub bardziej intensywnie szarzielonych razem z plagioklazem lub hornblendą, kiedy indziej znów z granatem i skapolitem. Ziarna jego są przeważnie drobne; ich średnice nie przekraczają na ogół długości 0,01 mm. Pirokseny występują też często w postaci wrostków w skapolitach i granatach.

Plagioklaz jest składnikiem tylko niektórych skał wapienno-krzemianowych opisywanych terenów. Ma skład bytownitu o zawartości około 75% An. Jest z reguły zbliżony albitowo, podrzędnie peryklinowo, czasem także karlsbadzko. Niektóre osobniki są silnie zserycytowane; miejscami pojawiają się także blaszki muskowitu, powstałe najprawdopodobniej z rekryształizacji łusek serycytu. Obok serycytu spotykany jest agregatowy zoizyt jako produkt przeobrażenia plagioklazu.

Skapolity w pokaźnych ilościach pojawiają się jedynie w skałach pozbawionych plagioklazu. Mają skład wernerytów o zawartości 75% drobiny mejonitu (dwójłomność = 0,035). Niektóre z ich osobników są częściowo, bądź nawet całkowicie przeobrażone we włókniste agregaty łyżczykowe lub agregaty podobne do zoizytu o niskiej dwójłomności, lecz wyższym od skapolitów reliefie. Duże ziarna skapolitów poprzetykane są zazwyczaj gęsto drobnymi kryształami piroksenu, a także — choć nieco rzadziej — granatu. Ziarna drobne stanowią częste wrostki w granatach.

Granaty są w cienkich szlifach różowawe. Występują zwykle w niezbyt foremnych kryształach rozmaitej wielkości. Większe ziarna poprzerastane są skapolitem i piroksenami. Granaty te zawierają około 80% drobiny andradytu (gęstość = 3,79).

Kalcyt jest składnikiem całkowicie podrzędnym. Czasem tworzy nawet dość duże kryształy, zwykle polisynetycznie zbliżone i poprzetykane wrostkami piroksenu. Biotyt występuje jako minerał wtórny, najprawdopodobniej po hornblendzie. Pojawia się tylko w niektórych partiach skalnych, gdzie często zyskuje nad

hornblendą ilościową przewagę lub zastępuje ją całkowicie; jest blado zabarwiony, w kierunku γ i β oliwkowobrunatny, czasem czerwonawobrunatny. Tytanit jest najliczniej reprezentowany spośród minerałów akcesorycznych. Występuje zwykle w obrębie warstw amfibolowych, często w towarzystwie magnetytu. Magnetyt jest szczególnie liczny w partiach wzbogaconych w biotyt. Jest on tu przeważnie pozbawiony automorfizmu. Często pojawia się również w jądrach kryształów tytanitu. Piryty i apatyty są rzadkie.

Prenit zazwyczaj wypełnia cienkie żyłki (mierzące od paru setnych do paru dziesiątych milimetra) przecinające warstwy zarówno amfibolowe, jak piroksenowe (pl. XX, fot. 2). Spotyka go się również w większych kryształach poza obrębem wspomnianych żyłek — przeważnie w bezpośrednim ich sąsiedztwie — i wtedy poprzetykany jest, na ogół gęsto, drobnymi ziarnami hornblendy i diopsydu. Dwójłomność prenititu wynosi około 0,027.

Wszystkie skały wapienno-krzemianowe opisywanego terenu mają kierunkową teksturę widoczną wyraźnie pod mikroskopem. Wszystkie są mniej lub bardziej wyraźnie warstwowane. Te, dla których warstwowanie jest już cechą megaskopową, składają się z ostro od siebie odgraniczonych, ciemniejszych warstw amfibolowych i jaśniejszych piroksenowo-plagioklazowych. W innych obok czystych warstw amfibolowych występują warstwy amfibolowo-piroksenowe i granatowo-piroksenowo-skapolitowe. Białe megaskopowo żyłki, przecinające skały w różnych kierunkach, wypełnione są przeważnie prenitem, rzadziej skapolitem. Grubość żyłek skapolitowych jest na ogół nieco większa od prenitowych i dochodzi do 1 mm.

Na południo-wschód i na wschód od Miedzianych Skał (punkty 142—144), w pobliżu pierwszych zabudowań Mniszkowa, napotkano skały amfibolowe. Jedne z nich są bardzo drobnoziarniste, niemal bezkierunkowe, ciemnozielonawoszarę, bardzo podobne do hornfelsów, inne o wyraźnym warstwowaniu i nieco grubszym ziarnie w partiach czysto amfibolowych. Pierwsze składają się z amfibolu, plagioklazu, kwarcu i magnetytu. Amfibol jest blado-żółtozielonawy, wykształcony przeważnie w postaci długich, cienkich słupków, miejscami tworzy kryształy wyraźnie większe o dobrze widocznej łupliwości, niekiedy układa się promieniście. Sposób wykształcenia i własności optyczne ($\angle z/\gamma = \sim 18^\circ$, dwójłomność = 0,026) wskazują na słabo żelazisty aktynolit.

Skały warstwowane zawierają obok amfibolu, należącego do intensywnie zabarwionej hornblendy zwyczajnej (α — bezbarwna, γ — jasnozielona, β — oliwkowozielona, $\angle z/\gamma = 16^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$), bezbarwny diopsyd w ilość

ciach w stosunku do hornblendy wyraźnie pod-
rzednych. Plagioklaz w odróżnieniu od skaleni
skał poprzednio opisanych jest tu często wyraź-
nie polisyntetycznie zbliżony, jeśli wystę-
puje w nieprzeobrażonych osobnikach. Zawiera
26% anortytu. Mikroskopowo kierunkowość
tekstury podkreślają bardzo wyraźnie pasma il-
menitu. Często stowarzyszony jest z nim tytanit,
który w pewnych miejscach tworzy otoczki
na ziarnach ilmenitu, w innych natomiast nawet
go zupełnie zastępuje. Dość sporadycznie towa-
rzyszy ilmenitowi rutyl.

Wyniki analiz skał kontaktowych

Tabela analiz chemicznych (tab. 8) obejmuje
skały występujące na bezpośrednim kontakcie
z granitoidami karkonoskimi. Wyniki tych
analiz przeliczono na skład normatywny w celu
naniesienia ich na odpowiednie trójkąty, umoż-
liwiający przeprowadzenie petrochemicznego
porównania skał między sobą, jak i z opisanymi
uprzednio enklawami. Oprócz trójkątów uw-
zględniających zawartość normatywnych ilości
kwarcu i skaleni (ewentualnie skalenoidów, fig.

21) oraz stosunki pomiędzy skaleniami (fig. 22)
sporządzono trójkąt *ACF* według P. Eskoli (Es-
kola 1922, Barth, Correns, Eskola 1939), w któ-
rym $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $C =$
 $= CaO$, a $F = FeO + MgO + MnO$ (fig. 23).

Jak z załączonych wykresów wynika, skład
chemiczny omawianych skał jest bardzo zróż-
nicowany: od wielkiego niedomiaru krzemion-
ki wyrażającego się w dużej ilości normatyw-
nych skalenoidów (analiza nr 8) do pokaźnego
jej nadmiaru, od wyraźnego ubóstwa wapnia do
silnego weń wzbogacenia itd. Enklawy zajmu-
ją stanowisko pośrednie, bardziej jednolite, o
niewielkich różnicach składu.

W trójkącie *ACF* charakterystyczne miejsce
zajmują wszystkie hornfelsy, grupując się w
pobliżu punktu projekcyjnego kordierytu.
Wszystkie — jak wykazują analizy — zawierają
dużo glinu, co przy niedoborze alkaliów wyra-
ża się w składzie rzeczywistym niemal stałą o-
becnością andaluzytu obok kordierytu. Jedynie
dwa spośród analizowanych hornfelsów (anali-
zy nr 1 i 2) o wyraźnie mniejszej zawartości gli-
nu mają tylko po jednym z obu wymienionych
minerałów. W skale pierwszej w miejsce kordie-
rytu pojawia się pinit (duża ilość potasu w skła-

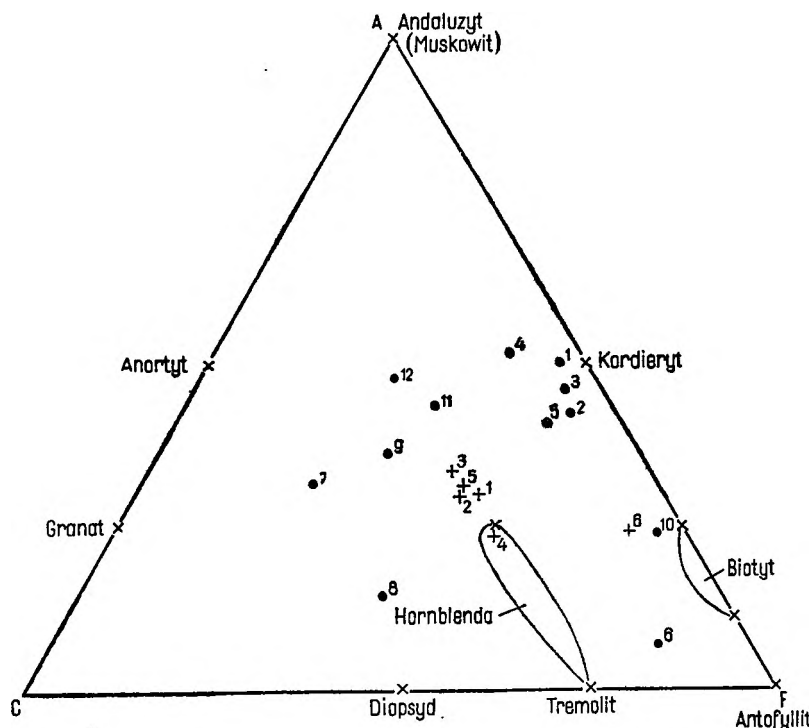


Fig. 23

Rozmieszczenie punktów projekcyjnych skał kontaktowych (punkty) i enklaw
(krzyżyki) w trójkącie *ACF* Eskoli dla facji amfibolitowej

Distribution des points de projection des roches de contact (points) et des enclaves
(croix) dans le triangle *ACF* d'Eskola pour le faciès amphibolitique

dzie chemicznym), w drugiej brak andalazytu, natomiast obecny jest antofyllit.

Punkty odpowiadające skałom amfibolowym (6—10) są w trójkącie ACF bardziej rozproszone. Teoretycznie skały takie w facji amfibolitowej powinny zawierać w swym składzie bądź zes-

pół hornblenda-diopsyd-plagioklaz, bądź zespół hornblenda-biotyt-plagioklaz, ewentualnie hornblendę + antofyllit lub kummingtonit. W rzeczywistości plagioklaz jest w niektórych skałach całkowicie zastąpiony przez skapolity, a obok piroksenu pojawia się granat. Potas w

Tabela 7

Analizy mikrometryczne skał kontaktowych w % objętościowych
Analyses micrométriques des roches de contact en % du volume

Nr próbki	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7	8*	9**	10	11	12
Kwarc	8,5	33,4	27,4	7,4	12,9	21,9	2,7	30,1	16,6			
Skaleń potasowy	23,6	4,4	3,4	13,7				16,1				
Plagioklaz		22,5	1,0	16,3	20,3	21,9	29,3	11,8	25,4	15,4		4,1
Biotyt	17,2	11,4	8,1	5,5			26,6	7,9	7,5			
Muskowit	16,2	1,0	25,7	3,3				4,1				
Kordieryt	20,1	17,4	14,8	29,2			38,6	18,4	37,0			
Pinit		4,3	12,4	13,8			1,3	8,5				
Andaluzyt	11,0	3,5	4,9	8,0				0,7				
Serycyt							0,3	1,8		0,7		
Epidoty	1,1				5,0	4,8						
Chloryty		1,6	1,3	0,3								
Hornblenda					51,6	41,3				43,9	36,8	31,9
Antofyllit									8,4			
Antygoryt									1,9			
Piroksen										36,4	30,7	37,1
Granat	0,9								0,5		9,3	16,9
Tytanit					1,2	0,9				1,9	,1	
Skapolity											20,6	
Prenit										1,6		10,0
Kalcyt											1,4	
Magnetyt + inne tlenki Fe	1,4	0,5	1,0	2,5	5,3	8,7	1,0	0,6	2,3			
Piryt											0,1	
Cyrkon							0,2		0,4			
Apatyt					0,7	0,5				0,1		
% An w plagioklazach		39	n. o.	2 ^a	~ 60	~ 60	32—35	32—35	27—29	~ 75		~ 75

Według* J. Redkowiaka (1960), praca magisterska nie publikowana

Według** A. Mickiewicz (1960), praca magisterska nie publikowana
n.o. — nie oznaczono

- 1 — hornfels łyszczykowo-kordierytowy, odsłonięcie pomiędzy Zwaliskiem a Wielkim Wysokim Kamieniem, punkt 14 (por. anal. chem. nr 3, tab. 8);
- 2 — hornfels biotytowo-kordierytowy, Wielki Wysoki Kamień, punkt 15;
- 3 — hornfels kordierytowy wzbogacony w muskowit, Mały Wysoki Kamień, punkt 16;
- 4 — hornfels kordierytowy na kontakcie z drobnoziarnistym granitem, Mały Wysoki Kamień, punkt 18;
- 5 — amfibolit na południe od Małego Wysokiego Kamienia, punkt 19;
- 6 — amfibolit na południe od Kozich Skał, punkt 21;
- 7 — hornfels biotytowo-kordierytowy na południowo-wschodnim zboczu Wysokiego Kamienia, punkt 22 (por. anal. chem. nr 5, tab. 8);
- 8 — hornfels kordierytowy, Zakręt Śmierci, punkt 27;
- 9 — hornfels kordierytowy z antofyllitem, okolice Wojcieszyc, punkt 183 (por. anal. chem. nr 2, tab. 8);
- 10 — skała piroksenowo-amfibolowa na zboczu w górze Bielec koło Grzędzin, punkt 138;
- 11 — skała piroksenowo-amfibolowa ze skapolitem, punkt 138 (por. anal. chem. nr 8, tab. 8);
- 12 — skała piroksenowo-amfibolowa z granatem, wschodnie zbocza Dziejkiej Góry koło Grzędzin, punkt 141.

Analizy chemiczne skał kontaktowych w % wagowych
Analyses chimiques des roches de contact en % du poids

Nr próbki Nr anal. mikrom. z tab. 7	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
c. wł.	2.786			2.809	2.781	3.083	2.962	3.207	2.890	2.803	2.634	2.630
SiO ₂	67,46	59,75	51,34	49,70	47,82	44,08	58,14	42,09	53,56	51,31	77,85	74,38
Al ₂ O ₃	16,71	19,29	24,96	26,60	24,70	5,73	11,81	13,15	13,12	17,01	12,55	12,91
Fe ₂ O ₃	1,23	3,19	2,76	4,51	3,45	4,70	9,28	4,88	10,78	4,66	0,44	2,03
FeO	5,00	6,96	7,52	7,67	9,38	8,82	3,46	8,05	3,26	8,38	0,67	0,97
MnO	0,03	0,05	0,06	0,88	0,24	0,00X	0,00X	0,18	0,18	0,19	0,00X	0,01
MgO	1,46	3,62	3,59	2,70	3,95	24,36	0,79	7,19	2,63	6,77	0,48	0,25
CaO	0,38	1,11	0,98	2,51	2,57	5,94	7,65	18,42	6,85	0,75	0,84	1,10
Na ₂ O	0,73	2,86	1,46	1,50	2,35	0,51	4,01	2,60	3,18	5,98	5,36	3,53
K ₂ O	4,06	0,93	5,19	1,55	2,91	1,09	1,25	1,06	0,70	0,39	1,07	4,27
TiO ₂	0,73	0,60	0,96	1,12	0,93	1,25	3,10	0,83	0,62	1,02	0,35	0,40
P ₂ O ₅	0,09		0,00X	0,31	—	0,22	0,65	0,07	0,24	0,14	0,14	0,21
H ₂ O+	1,86	1,28	1,32	1,36	1,26		0,60	0,65	3,34	3,35	0,56	0,45
H ₂ O—	0,12	0,09	0,24	0,17	0,24	3,09	0,15	0,15	1,16	0,18	0,14	0,17
S						0,08		0,03				
CO ₂	0,30				—			1,06			—	
Suma	100,16	99,73	100,38	100,58	99,80	99,87	100,89	100,41	99,62	100,13	100,45	100,68
Kwarc	42,0	28,3	10,8	21,7	5,5	—	19,2	—	17,3	—	40,3	35,3
Ortoklaz	24,5	5,6	30,6	9,5	17,3	6,7	7,2	—	3,9	3,3	6,7	25,6
Albit	6,3	24,1	12,6	12,6	19,9	4,2	34,1	—	27,3	50,8	45,1	29,3
Anortyt	—	5,6	5,0	10,6	12,8	10,0	10,6	20,9	19,2	2,8	3,3	4,7
Korund	11,0	11,5	15,1	18,6	12,9					5,5	1,4	0,7
Nefelin								11,9				
Leucyt								4,8				
Diopsyd	—	—				14,7	11,7	40,4	9,9			
Hipersten	10,4	18,0	18,9	17,0	23,0	21,0				20,6	1,4	
Enstatyt									1,9			0,6
Oliwin						30,2		5,9		4,6		
o-krzemian Ca								4,0				
Magnetyt	1,6	4,6	3,9	6,5	5,1	6,7	2,1	7,0	9,3	6,7	0,7	2,1
Hematyt							7,9		4,5			0,6
Ilmenit	1,4	1,2	1,8	2,1	1,7	2,4	5,9	1,5	1,2	2,0	0,7	0,8
Apatyt	0,3			0,7		0,5	1,7	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3
Piryt						0,2						
Kalcyt	0,7							2,4				

- 1 — hornfels, Sowa Dolina, stara sztolnia poniżej Granatów, punkt 102;
- 2 — hornfels, okolica Wojcieszyc (Mickiewicz, praca magisterska nie publikowana), punkt 183;
- 3 — hornfels, odsłonięcie na zachód od Wysokiego Kamienia (Redkowiak, praca magisterska nie publikowana), punkt 14;
- 4 — hornfels, Wysoki Kamień, punkt 17;
- 5 — hornfels, południowo-wschodnie zbocze Wysokiego Kamienia, punkt 22;
- 6 — amfibolit na północo-wschód od Czarnej Góry koło Szklarskiej Poręby (Berg 1941b, Pendias, Maciejewski 1959);
- 7 — amfibolit z okolicy Janowic Wielkich (Pendias, Maciejewski 1959);
- 8 — skała piroksenowo-amfibolowa, okolice Grzędzin, nieczynny kamieniołom hydrotermalnie przeobrażonego granitu, punkt 138;
- 9 — amfibolit z południowo-wschodniej części okrywy masywu granitowego (Pendias, Maciejewski 1959);
- 10 — amfibolit, wkop w południowo-wschodniej części okrywy masywu granitowego (Pendias, Maciejewski 1959);
- 11 — gnejs, Krucze Skały koło Karpacza, punkt 107;
- 12 — gnejs oczkowy, Krucze Skały koło Karpacza, punkt 108.

skałach pozbawionych biotyту tkwi w serycy-cie, stanowiącym jeden z produktów przeobrażenia plagioklazów bądź skapolitów.

Gnejsy (punkty 11—12) pojawiają się w polu, dla którego teoretycznie w facji amfibolitowej, przy nadmiarze K_2O , przewidziany jest skład: biotyt, muskowit, plagioklaz. Wszystkie te składniki wchodzą też istotnie obok kwarcu i skalenia potasowego, których nie uwzględnia trójkąt facjalny, w ich skład rzeczywisty.

Opisane skały kontaktowe zawdzięczają swe zróżnicowanie przede wszystkim wyjściowemu składowi pierwotnych skał osadowych, z których większość stanowiły łupki ilaste z wkładkami piaszczystymi lub marglistymi, a na wschodzie także z marglisto-dolomitycznymi. Łupki te zostały już prawdopodobnie parokrotnie przeobrażone w okresie starszych orogenez (kaledońskiej i przypuszczalnie także assyntyj-skiej), a waryscyjska intruzja karkonoska zmieniła je na bezpośrednim swym kontakcie w hornfelsy kordierytowe powodując jednoczesną ich feldspatyzację o zmiennym stopniu nasilenia. Pod hydrotermalnym działaniem tej samej intruzji hornfelsy uległy jeszcze dalszemu przeobrażeniu: serycytyzacji, pinityzacji i biotytyzacji.

Niewielkie wkładki skał pierwotnie marglistych, przeobrażone jeszcze przed intruzją granitu w amfibolity lub skały podobne, uległy również pod jej wpływem dalszej metamorfozie, choć nie zaznaczyła się ona w nich tak dobitnie jak w dużo mniej odpornych łupkach mikowych. Poza zmianami strukturalnymi intruzja karkonoska spowodowała powstanie skapolitów na miejscu plagioklazów, utworzenie się prenitu i biotytyzację amfibolu. Także obecność takich minerałów, jak antofyllit czy kummingtonit, w niektórych hornfelsach z okolicy Wojcieszyc można by chyba wiązać z kontaktowym działaniem granitu Karkonoszy; powstały one w tych miejscach, gdzie ilość glinu była zbyt mała, by związać nadmiar magnezu w kordieryt.

Trudniejsza do interpretacji jest sprawa wpływu intruzji karkonoskiej na kontaktujące z nią gnejsy. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji można jedynie przyjąć, że podwyższona temperatura doprowadziła w nich lokalnie do utworzenia się mobilnej fazy ciekłej, która zastygając wykryształizowała w postaci frakcji bardziej leukokratycznych i gruboziarnistych, z reguły wzbogaconych w stosunku do partii reliktowych w skałach potasowych.

Ogólnie należy stwierdzić, że warunki PT, w których odbywała się termiczna metamorfoza skał osłony granitoidów Karkonoszy, nie przekroczyły facji amfibolitowej. Świadczy o

tym choćby występowanie hornblendy tam, gdzie skład chemiczny na to pozwala, pojawianie się antofyllitu i kummingtonitu w hornfelsach uboższych w glin oraz pospolita zwykle obecność biotyту w skałach kordierytowo-andaluzytowych.

SKAŁY ŻYŁOWE W OBRĘBIE GRANITU

Aplity i pegmatyty

Aplity występują wśród granitów karkonoskich zarówno w postaci długich i grubych, jak krótkich i cienkich żył, a także w formie szliru o nieostrych konturach. Drobnym żyłom aplitowym towarzyszą często pegmatyty, tworzące ich brzeżną strefę. Aplity szlirowe spokrewnione są blisko z granitem granofirowym. Pozbawione są jedynie większych kryształów skaleni i kwarcu, biotyt natomiast w pojedynczo rozsianych płytkach i blaszkach występuje w nich częściej niż w aplitach żyłowych.

Właściwe aplity żyłowe są zwykle bardzo drobnoziarniste. Średnice składników rzadko przekraczają 1 mm, natomiast często są niewiele większe od 0,1 mm. Aplity takie odróżnić można łatwo od granitu już wśród rumoszu zboczowego, gdyż rozpadają się one wskutek znacznie gęstszego systemu spękań w kawałki od granitowych drobniejsze i bardziej ostrokrawędziste. Taki rumosz aplitowy pokrywa miejscami duże obszary dzięki większej odporności na wietrzenie chemiczne od wsółwystępującego z nim granitu, co może dawać pozory znacznie większej niż rzeczywistości miąższości żył aplitowych. Miąższość ta, podobnie jak i rozciągłość żył, jest w istocie rozmaita. Znane są żyły o miąższości 6 m, jednak należą one do rzadkości. Najczęściej spotykane są pozornie bardzo grube żyły, stanowiące w rzeczywistości sieć bardzo licznych i wąskich żyłek, przecinających granit bądź równoległe, bądź też poprzecznie. Istnieją też pojedyncze żyły aplitowe, których grubość wynosi zaledwie kilka centymetrów. Bieg żył jest bardzo różny, jednak uprzywilejowane są kierunki pomiędzy NW i NE. Oprócz żył o stromym upadzie istnieją i takie, które zapadają płasko. Te ostatnie są przeważnie związane z gniazdowymi utworami o wyglądzie zbliżonym do pegmatytów.

Pegmatyty są w masywie karkonoskim rzadkie i na ogół stowarzyszone z aplitami. Najczęściej — o czym już wspomniano — występują jako wąska brzeżna facja żył aplitowych. Szczególnie bogate w utwory pegmatytowe są żyły aplitów o małych upadach. Miejscami grubokrystaliczny pegmatyt two-

rzy nieforemne gniazda wewnątrz grubych żył aplitowych, czasem wypełnia nawet całą żyłę. Właściwe granity pismowe należą w Karkonoszach do wyjątkowej rzadkości. W samym granicie natomiast występują tu i ówdzie grubokrystaliczne partie zubożone w ciemny łyszczyk, tworzące zwykle nieforemne lub soczewkowate, miarolityczne druzy, złożone głównie ze skaleni i kwarcu. Grubość takich gniazd, swym składem i megaskopowym wyglądem zbliżonych do pegmatytów, rzadko przekracza 0,5 m, natomiast długość dochodzić może nawet do 10 m. Niegdyś eksploatowano z nich dla przemysłu ceramicznego kwarc i skałek potasowy, które są w takich miejscach z reguły bardzo czyste.

Zwały starych sztolni były od dawna miejscem poszukiwań mineralogów, gdyż obfitowały niekiedy w interesujące minerały. W literaturze niemieckiej (Traube 1888) opisano: egiryn, anataz, apatyt, dumortieryt, fluoryt, korund, andaluzyt, chalkopiryt, blendę i ochrę uranową, ochrę molibdenową, molibdenit, piryt, rutyl, autunit, epidot, turmalin, strygowit, kalcyt, granat, tytanit, gadolinit, kocheilit, ksenotym, ortyt, monacyt, cyrkon, desmin, hematyt. G. Berg (1923) wspomina ponadto o występowaniu fergusonitu i ilmenitu w małej sztolni koło huty Józefina w okolicy Szklarskiej Poręby. Szczegółowe studia mineralogiczno-geochemiczne pegmatytów okolic Szklarskiej Poręby przeprowadziła ostatnio E. Gajda (1960a i b), stosując w swych badaniach rentgenograficzne metody identyfikacji. Lista znalezionych w Karkonoszach minerałów wzbogaciła się dzięki temu o bismut rodzimy, kemmereryt, malachit, niobit, spodumen, srebro rodzime, tetraedryt, toryt, topaz, wolframit. Badania geochemiczne doprowadziły do stwierdzenia obecności większych ilości śladowych niobu, tantalalu i litu. Lit gromadzi się głównie w lepidolicie i muskowicie litowym, który zawiera też spore ilości rubidu (Gadomski 1959). Również skalenie pegmatytów karkonoskich wykazują, przeciętnie biorąc, większą zawartość rubidu, niż to stwierdzono w innych masywach sudeckich (Kowalski i Walenczak 1959). Charakterystyczna jest też obecność w pegmatytach karkonoskich większych niż śladowe ilości chromu oraz występowanie kobaltu, niklu i wanadu — pierwiastków nietypowych dla czystej magmy granitowej (Gajda 1960a).

Obrazy mikroskopowe pegmatytów i tworów im podobnych wykazują częste, choć niekiedy tylko lokalne struktury granofirowe. Zorientowane przerosty kwarcu występują przede wszystkim w skaleniu potasowym, stanowiącym główny minerał pegmatytów. Skałek ten w swych własnościach optycznych i

wyglądzie mikroskopowym nie różni się zasadniczo od skalenia potasowego granitów. Według optycznych i rentgenograficznych badań E. Gajdy (1960a) reprezentowany jest zarówno przez mikroklin, najczęściej o niewysokim stopniu trójskości, jak i przez jednoskośny ortoklaz. Bardzo częste są w nim przerosty pertytowe o składzie albitu z kilkuprocentową zawartością drobiny anortytowej. Z innych minerałów głównych z reguły występują kwarc, oligoklaz (przeważnie o zawartości anortytu poniżej 20%, najczęściej zbliżony albitowo, nierzadko też karlsbadzko i peryklinowo, oraz brunatny biotyt, ten ostatni zwykle w ilościach niewielkich.

Do tworów pegmatytowo-aplitowych należą też tzw. *granity kuliste*, w których aplitowej masie tkwią buły mikropegmatytowe o kilkucentymetrowych średnicach. Najbardziej znanym i opisanym w literaturze miejscem ich występowania w masywie karkonoskim był niegdyś pagórek po prawej stronie szosy prowadzącej z Jeleniej Góry do Kowar w okolicy wsi Czarne (tzw. „*Krötenloch*”, punkt 167). Jeszcze przed kilku laty można było czasem w tym miejscu znaleźć pojedyncze kule mikropegmatytu barwy różowoszarej, drobnoziarniste, o jądrach zbudowanych z grubokrystalicznego różowego skalenia potasowego, poprzerastanego niewielką ilością biotytu, a czasem stowarzyszonego nawet z nieco grubszymi jego płytkami. Pod mikroskopem wiadać, że owe duże skalenie o średnicach dochodzących do 1 cm są nieco zmętniałe i z reguły delikatnie spertytyzowane. Przerosty pertytowe są zwykle dwojaki: jedne bardzo cienkie, kreskowe, zgodne z łupliwością murchinsonitową, drugie — przebiegające do nich pod kątem około 45° — nieco grubsze i nieregularne. W kryształach widoczna jest pewna pasowość, podkreślona często odpowiednim ustawieniem drobnitkich wrostków kwarcu (pl. XXV, fot. 1). Jako wrostki pojawiają się również biotyt, sporadyczny tytanit oraz apatyt. Wśród skaleni potasowych występują też czasem plagioklasy w kryształach wyraźnie mniejszych, w jądrach zazwyczaj silnie zsercytyzowane. Plagioklasy te o częstych zbliżeniach albitowych, którym towarzyszą też czasem karlsbadzkie, są miejscami plamiste lub pasowe i zawierają w jądrach 25—26% An, a w najbardziej zewnętrznych obwódkach mają skład albitu. Drobne ich kryształy występują w skaleniu potasowym w postaci wrostków. Biotyt tworzy miejscami skupienia złożone z kilku płytek; jest z reguły częściowo schlorytyzowany, poprzerastany epidotem, apatytom, cyrkonem.

Opisane jądra o średnicach około 2,5 cm otoczone są drobnoziarnistą masą mikropeg-

matytową grubości 2—3 cm. Uporządkowanie składników jest w niej koncentrycznie promieniste. Niewielkie osobniki skalenia potasowego, poprzerastane granofirowo kwarcem, układają się wokół gruboziarnistych skaleni centralnych, przy czym osobniki kwarcu o zgodnej orientacji optycznej w każdym z poszczególnych kryształów skalenia ustawione są z reguły swym wydłużeniem w kierunku centralnego punktu kuli.

Porfiry granitowe (mikrogranitoidy) i lamprofiry

Wymienione w tytule skały żyłowe, przecinające granitowy masyw karkonoski, różnią się wyraźnie od bezpośrednio z granitem związanych aplitów i tworzą grupę skał bardzo do siebie zbliżonych zarówno pod względem geologicznym, jak genetycznym. Wszystkie one wykazują niemal taki sam bieg, niewielką miąższość, dużą rozciągłość, upady strome do pionowych. Są młodsze od żył aplitowych i wypełniają szczeliny nie tylko w obrębie granitu i w jego bezpośrednim otoczeniu, ale przecinają także skały metamorficzne dalekie od granitu. Mając w sumie skład bardziej zasadowy od granitu, dzielą się — ogólnie biorąc — na dwie niezbyt ostro od siebie odgraniczone, lecz — przeciwnie — różnymi przejściami powiązane ze sobą grupy. Jako skały pośrednie pomiędzy porfirami granitowymi a lamprofirami zostały na niemieckich mapach geologicznych wydzielone tzw. syenity żyłowe.

Porfiry granitowe (mikrogranitoidy) występują licznie przede wszystkim w zachodniej części masywu, ustępując z kolei miejsca skałom lamprofirowym w partiach wschodnich. Megaskopowy ich wygląd jest bardzo zmienny. Niektóre przypominają granity, inne — mające bardzo obfite afanitowe tło skalne — zasługują niemal na miano ryolitów. Większość z nich w wyniku procesów wietrzenia wykazuje barwy czerwono-brunatne, w niektórych główna masa zabarwiona jest na kolor ciemnoszary, niemal czarny, co w przypadku zaniku prakryształów nadaje skale wygląd smołowca. Często opisywane żyły porfirowe wykazują na brzegach partie różno od głównej masy skalnej — bardzo drobnoziarniste i pozbawione fenokryształów skaleni.

Do najczęściej spotykanych w Karkonoszach porfirów należą skały o drobnoziarnistym, często afanitowym tle skalnym z prakryształami różowych lub białych skaleni i często heksagonalnie wykształconego kwarcu. Wśród głównej masy skalnej, czerwonej, szaro-

brunatnej lub jasnoszarej, widoczne są dość często ciemne plamki biotyту i chlorytu o średnicach poniżej 1 mm oraz — w rzadkich przypadkach — drobne słupki hornblendy. Tu i ówdzie struktura tła skalnego jest fanero-kryształiczna; takie porfiry bardzo przypominają niektóre odmiany karkonoskich granitów. Czasem ilość prakryształów zmiennej wielkości stanowi niemal połowę całej masy skalnej. Kiedy indziej znów skały robią wrażenie prawie równoziarnistych. Należą tu przeważnie te, których ziarno jest już megaskopowo dobrze widoczne. Swego czasu niektóre z porfirów były eksploatowane dla celów drogowych. Świadczą o tym stare kamieniołomy, m. in. w okolicy Głębocka (punkt 117).

Obrazy mikroskopowe wykazują dużą zmienność skał porfirowych przede wszystkim pod względem struktury, choć nierzadko także i pod względem składu mineralnego.

Część z nich odznacza się tłem mikrogranitowym, czasem bardzo drobnym i obficie poprzerastanym serycytem. Niektóre wykazują typowe struktury mikropegmatytowe i przeważnie trudno doszukać się w nich — poza prakryształami — miejsc, w których by kwarc lub skałen potasowy występowały w postaci czystej, ze sobą nie poprzerastane. Pomiedzy tłem a fenokryształami istnieje często jeszcze pośrednia generacja kryształów, reprezentowana zazwyczaj przez automorficzne plagioklasy. Wreszcie pewna grupa porfirów odznacza się tłem o strukturze zbliżonej do ofitowej. Wśród beładnie ułożonych listewkowatych skaleni — przeważnie zarówno potasowych, jak i sodowo-wapiennych — tkwi często kwarc, sam lub w granofirowych przerostach ze skaleniem potasowym, spełniając niejako rolę spoiwa. W skałach tego typu może się także pojawiać hornblendy; w takim przypadku przeważającym skalaniem tła jest zawsze plagioklas.

Do głównych składników porfirów należą kwarc, skalenie i biotyт lub — częściej — chloryt, występujące zarówno jako prakryształy, jak i jako składniki tła skalnego.

Kwarc w fenokryształach ma często pokrój heksagonalny lub zbliżony do takiego, brzegi przeważnie zaokrąglone, miejscami skorodowane. Spotykane są też formy jajowate lub ostrokrawędziste, jakby odłupane od większego, prawidłowo wykształconego kryształu. Nierzadko kwarc gromadzi się w skupienia kilku osobników (pl. XXV, fot. 2), z reguły o spokojnym wygaszaniu. Średnice pojedynczych kryształów nigdy nie przekraczają 4 mm. Dość powszechne pęknięcia wypełnione są składnikami tła skalnego. Tu i ówdzie spotyka się drobne wrostki biotyту. Kwarc w tle jest zwykle ksenomorficzny, często wys-

tępowanie jego ogranicza się do zakątków pomiędzy innymi minerałami.

Skalenie reprezentowane są zarówno przez ortoklaz, jak plagioklaz. Skaleń potasowy jest z reguły silnie zmętniały, często karlsbadzko zbliźniaczony. Zjawiska resorpcji i mechanicznego uszkodzenia prakryształów obserwuje się tu także, choć niewątpliwie rzadziej niż w kwarcu. Plagioklasy, w wielu skałach górujące nad ortoklazem — zwłaszcza w postaci fenokryształów, są przeważnie bardzo silnie zserycytizowane. Serycytowi towarzyszą często drobne blaszki muskowitu, powstałe niewątpliwie z jego rekrystalizacji. Najczęstsze w plagioklazach są zbliźniaczenia albitowe, choć również peryklinowe i karlsbadzkie są nierzadko spotykane. Zawartość anortytu nie przekracza 26%; bywają też skały, w których wynosi ona około 10%.

Dobrze zachowany biotyt pojawia się rzadko. Przeważnie jest silnie schlorotyżowany, najczęściej niemal całkowicie. Pozbawiony śladów chlorytazacji jest jedynie biotyt zamknięty w postaci wrostków w kryształach kwarcu. Jest pleochroiczny w barwach od żółtozielonawej do ciemnozielonawobrunatnej. Chloryt o pleochroizmie zmieniającym się najczęściej od zabarwienia bladezielonawożółtego do zielonego poprzerastany jest zwykle tlenkami żelaza, agregatowym tytanitem, leukoksenem, czasem sagenitem. Nierzadkie są też wrostki cyrkonu i apatyty, przeważnie obwiedzione polami pleochroicznymi, które tworzą się też często wokół tytanitu i leukoksenu. Kryształy chlorytu mają często strzępiaste brzegi, tu i ówdzie poprzerastane są skupieniami agregatów serycytu, miejscami zrosnięte z muskowitem. Wielkość ich jest rozmaita, od 0,1 mm do kilku milimetrów. Oprócz chlorytu o pokroju płytkowym i prostym wygaszaniu, zapewne wtórne po biotycie, dość często obserwuje się twory okrągławe, o wygaszaniu sferulitycznym, na ogół pozbawione przerostów lub też w nie bardzo ubogie, przypuszczalnie pochodzenia hydrotermalnego.

Tlenki żelaza, które przetykają chloryt, a miejscami też towarzyszą drobniejszym jego kryształom w formie składników równorzędnych, należą do magnetytu i hematytu, który jest zwykle wtórny. Uwodnione, brunatne tlenki żelaza widoczne są często w spękaniach skaleni. Apatyt i cyrkon poza niezbyt foremnymi wrostkami w minerałach ciemnych tworzą też większe, prawidłowo wykształcone kryształy występujące samodzielnie. Na uwagę zasługuje jeszcze kalcyt, dość liczny w niektórych skałach porfirowych i występujący zarówno w tle, jak i w postaci większych kryształów o średnicach dochodzących do

1 mm. Dość często wykazuje polisyntetyczne zbliźniaczenia wzdłuż ścian romboedrów.

Hornblenda zwyczajna pojawia się tylko w niektórych rzadko występujących odmianach skał porfirowych, które swym składem i strukturą zbliżone są do diorytów, zawierają jednak pojedyncze fenokryształy kwarcu o pokroju heksagonalnym.

Lamprofirowe skały żyłowe zostały przez kartujących w masywie karkonoskim geologów niemieckich podzielone na 3 grupy: *malchity*, *syenity* (*Gangsyenite*) i *kersantyty*.

Do *malchitów* zaliczano ciemnoszare, masywne skały przypominające bazalty i zawierające plagioklaz, ortoklaz, hornblendę i magnetyt jako składniki główne, augit, biotyt, oliwin i szkliwo jako podrzędne, piryty, magnetyt, tytanit i apatyt jako akcesoryczne, epidot, chloryt, uralit, kwarc jako wtórne.

Nazwą *syenitów żyłowych* obejmowano drobnoziarniste skały złożone głównie ze skaleni — ortoklazu i oligoklazu — oraz z hornblendy i (lub) augitu, zawierające ponadto często biotyt. Skalenie są w nich z reguły listewkowate, także ciemne składniki wykazują pokrój prawidłowy. Skały te nie mają zatem struktury intersertalnej, choć wygląd megaskopowy nieraz taką strukturę przypomina.

Trzecia grupa — *kersantyty* — wyróżnia się ciemnobrunatnym lub czarnym masywnym tłem skalnym, w którym tkwią bardzo liczne drobne blaszki biotytu, o średnicach rzadko przekraczających 2 mm. Czasem pojawiają się również w formie prakryształów niewielkie, białe kryształy skaleni. Tu i ówdzie spotykane pęcherzykowate miarole wypełnione są przeważnie ciemnozielonym epidotem lub czerwonym albitem. W kersantytach do składników głównych zalicza G. Berg (1923) także magnetyt i szkliwo, jako podrzędne wymienia hornblendę, augit i oliwin, jako akcesoryczne tytanit, piryty, apatyt, jako wtórne epidot, chloryt, kalcyt, kwarc, uralit. Wśród skaleni oprócz przeważającego plagioklazu obserwuje również ortoklaz.

W swym sposobie występowania lamprofiry bardzo przypominają opisane wyżej porfiry granitowe. Tworzą długie żyły o podobnym biegu, nie dając przy tym dobrych odsłoneń. Nierzadko obserwuje się wtórną kulistą oddzielność związaną z wietrzeniem. Często żyły, pozornie pojedyncze i jako takie wykazane na mapach, składają się w rzeczywistości z kilku cieńszych (czasem nawet o miąższości zaledwie 10 cm).

Skałki ciemnych lamprofirów są w masywie karkonoskim w zasadzie nie spotykane. Berg wspomina o jedynej naturalnej odkrywce lamprofiru na wzgórzu 474,6 m n.p.m. leżącym na

północ od Bukowca (arkusz Miedzianka niemieckiej mapy geologicznej w skali 1 : 25 000). Stanowi ją niewielka skałka masywnego ker-santytu o płytowej oddzielności.

Ze skałami nazywanymi przez Berga *malchitami*, a znaczoneymi na niemieckich mapach geologicznych jako *zbite lamprofiry* (*dichte Lamprophyre*) spotykałam się m. in. w okolicy Głębocka (punkty 118, 121—124), gdzie na E od wsi występują one w dwóch równoległych do siebie żyłach o przebiegu SSW—NNE i wystają ze skarp przydrożnych. Są to moim zdaniem masywne, bardzo drobnozziarniste spessartyty barwy ciemnozielonoszarej z licznymi różowymi plamkami. W skład ich wchodzi głównie amfibol i plagioklaz. Amfibol jest hornblendą o małym kącie z/γ (13°), dwójłomności 0,0213 i pleochroizmie w barwach od bardzo jasnozielonawożółtej dla α , do jasnooliwkowobrunatnej dla γ i β . Kryształy hornblendy są przeważnie automorficzne, choć często skorodowane, przeważnie wykształcone w postaci słupków, niekiedy igieł. Długość słupków osiąga nierzadko 1 mm. Hornblendą tą jest często zbliźniona, czasem wielokrotnie. Dość licznie występujący chloryt jest na ogół wtórny po amfibolu; jest jasnozielony, miejscami bardzo blade i ma brunatne barwy interferencyjne. Przetyka go agregatowy tytanit, często powleczone leukoksenem. Tu i ówdzie towarzyszy mu pistacyt.

Plagioklasy są automorficzne, listewkowate. Przerasta je licznie serycyt, zrekrystalizowany miejscami w niewielkie blaszki muskowitu. Silny stopień przobrażenia utrudnia oznaczenie zawartości anortytu. Najprawdopodobniej jest ona niewiele wyższa od 20%. Kwarc, występujący w bardzo niewielkich ilościach, wypełnia zakątki pomiędzy głównymi minerałami. Z pozostałych składników występują: magnetyt w automorficznych kryształach o średnicach na ogół poniżej 0,1 mm, hematyt, apatyt, drobne ilości rutylu. Miejscami pojawia się piryt w kryształkach dochodzących nawet do 1,5 mm. Zazwyczaj występuje w towarzystwie chlorytu o sferulitycznym wygaszaniu i pistacytu. Tytanit poza agregatami przetykającymi chloryt wykształca też kryształy jednorodne, zwykle współwystępujące z hornblendą.

Z podobnymi, lecz nieco bardziej gruboziarnistymi skałami zetknęłam się w okolicy Myślakowic na wschód od fabryki (punkt 126), w miejscu gdzie G. Berg znaczy na mapie żyłę syenitu. Hornblendą jest w nich przeważnie plamista, zielono-brunatna w kierunku γ , bladezielona lub bezbarwna w kierunku α . Różnica zabarwienia nie wpływa na pozostałe jej własności optyczne: kąt $z/\gamma = 19^\circ$ i dwójłomność 0,026. Długość słupków hornblendy nie-

rzadko dochodzi do 2 i więcej milimetrów. Wtórny chloryt jest bladezielony o atramentowych lub fioletowych barwach interferencyjnych. Automorficznie wykształcone plagioklasy są zmętniałe, poprzątkane epidotem w dość sporych kryształach, poprzerastane serycytem. Są ubogie w anortyt i należą bądź do zasadowego albitu, bądź też do kwaśnego oligoklazu. Były pierwotnie niewątpliwie dużo bardziej zasadowe.

Magnetyt jest liczny; występuje w dość dużych kryształach, miejscami o średnicach 0,2—0,25 mm, przeciętnie jednak poniżej 0,1 mm. Na brzegach często pojawia się wtórny hematyt. Tytanit — często agregatowy — przerasta chloryt i w mniejszym stopniu również hornblendę. Z chlorytem stowarzyszony jest także wysokodwójłomny epidot, przeważnie o nitym pleochroizmie w barwach żółtych. Z innych składników na uwagę zasługuje jeszcze dość liczny apatyt. Oprócz chlorytu wtórnego po hornblendzie spotykane są skupienia drobnych osobników o sferulitycznym wygaszaniu.

Kwarc pojawia się w ilościach śladowych, w zakątkach pomiędzy innymi minerałami.

Niektóre z lamprofirów o podobnym składzie mineralnym są megaskopowo afanitowe i bardzo ciemne. Jedne, tkwiące m.in. wśród granitu na przedgórzu Karkonoszy, są dobrze zachowane, inne — jak np. lamprofir w starym kamieniołomie w Trzcisku na wschód od Jeleniej Góry (punkt 158) — są dość silnie zmienione, obfite w kalcyt zastępujący zarówno skalenie, jak wypełniający drobne miarole. Jedne i drugie skały zawierają porwaki skaleni z granitu (pl. XXVI, fot. 1), przeważnie dość znacznie przeobrażone — wypełnione skapolitem lub agregatami krzemionkowo-serycytowymi, wśród których tkwią też często produkty ilaste i gruzełkowe epidoty, a także wrostki biotyty i chlorytu z sagenitem, tytanitem i magnetytem.

W skałach nie zmienionych występują głównie amfibole i plagioklasy. Amfibole o pokroju bardzo prawidłowym (pl. XXVI, fot. 2) i często zbliźnione tworzą zarówno prakryształy, jak i składniki tła skalnego. Wykazują barwy zmieniające się od bladezielonawej dla α do oliwkowozielonej dla γ , kąt $z/\gamma = 15,5^\circ$, dwójłomność 0,0255. Licznym składnikiem tła — poza listewkowatym oligoklazem i hornblendą oraz przypuszczalnie wtórnym po niej biotytem — jest magnetyt, rozproszony zazwyczaj w formie bardzo drobnych osobników. Biotyt tworzy miejscami kryształy większe, z reguły poprzerastane magnetytem.

Na granicy z granitem obserwuje się w skałe lamprofirowej lekką zmianę barwy (widoczną jedynie pod mikroskopem), spowodowaną przypuszczalnie utlenieniem żelaza w magnetycie.

W owej brzeźnej warstwie spotykany jest także miejscami dość grubopłytkowy biotyt o cechach optycznych identycznych z biotytem granitu.

Lamprofiry przeobrażone (prawdopodobnie wskutek autometasomatozy w warunkach hydrotermalnych) są w hornblendę wyraźnie uboższe. Drobne jej słupki o zabarwieniu oliwkowobrunatnym rzadko osiągają długość 0,3 mm i grubość 0,15 mm. Na główną masę skalną składają się małe, bezładnie ułożone listewki plagioklaz, w dużym stopniu skalcytyzowane i poprzątkane blaszkami minerałów łyszczkowych. Tu i ówdzie występują też osobniki większe, o średnicach kilkakrotnie przewyższających przeciętne i dochodzących do 1 mm. W interstycjach pomiędzy skaleniemi tkwi chloryt, pleochroiczny w barwach od żółtozielonej do zielonej, o ciemnoniebieskich, żółtawych lub zielonobrunatnych subnormalnych barwach interferencyjnych. Z chlorytem — zwłaszcza w miejscach jego obfitszego występowania — stowarzyszony jest agregatowy tytanit. Obficie w skale występujące, bardzo drobnokrystaliczne tlenki żelaza — głównie częściowo zhematytyzowany magnetyt — mają pokrój prawidłowy lub do niego zbliżony i grupują się miejscami w gniazdowe skupienia osiągające średnice do 0,1 mm. Drobne, megaskopowo jasne miarole o średnicach 0,4—0,7 mm wypełnione są polisyntetycznie zbliżaczonym kalcytem, zwykle w wąskiej otoczce kwarcu.

Ze skał zaliczonych przez G. Berga do *kersantytów* próbki pobrane przeze mnie w okolicy Mysłakowic i Miłkowa (punkty 119, 125) megaskopowo bardzo do siebie podobne, ciemnobrunatnoszare i masywne, z połyskującymi blaszkami biotyту, wykazały pod mikroskopem skład i stopień przeobrażenia nieco odmienny. W jednych oprócz biotyту występuje piroksen jako drugi główny minerał ciemny. W drugich brak go zupełnie, pojawiają się natomiast po nim pseudomorfozy chlorytowo-serycytowo-kalcytowe, poprzątkane leukoksenem i hematytym wtórnym po magnetycie. Piroksen o przeciętnej długości kryształów 0,4—0,5 mm należy do augitu: $\angle z/\gamma = 45^\circ$, dwójłomność 0,0255. Miejscami jest zbliżaczony, zbudowany pasowo wykazując przy tym niezbyt silną dyspersję osi optycznych.

Biotyt w kersantytach dobrze zachowanych jest jasno- lub cynamonowobrunatny w kierunkach γ i β , i niemal bezbarwny w kierunku α . Czasem tworzy parumilimetrowe skupienia osobników drobnych, o niemal jednakowej orientacji optycznej, poprzerastane tłem skalnym i czarnymi tlenkami żelaza. W kersantytach przeobrażonych jest najczęściej wyblakły,

pozbawiony pleochroizmu, obficie poprzątkany ciemnym pigmentem lub nieco większymi kryształami leukoksenu i hematytu. Jedne i drugie skały obfitują w czarne tlenki żelaza, rozsiiane zwykle dość równomiernie. W kersantytach piroksenowych reprezentuje je głównie magnetyt w automorficznych kryształach o przeciętnych średnicach około 0,02 mm. Miejscami kryształy magnetytu są grubsze (około 0,1 mm) i stowarzyszone z pirytem, który z kolei wykazuje nieraz średnice do 1 mm. Kalcyt, pojawiający się w skałach dobrze zachowanych w dość sporych osobnikach o nieprawidłowym pokroju, w kersantytach przeobrażonych stanowi, obok drobnoułuseczkowego, jasnego łyszczuku i praktycznie izotropowego chlorytu, główny składnik tła skalnego. Wypełnia też wraz z serycytem i chlorytem niewielkie żyłki przecinające skałę.

Tło skalne „świeżych” kersantytów stanowi głównie brudnożółta pod mikroskopem masa, miejscami całkowicie izotropowa, gdzie indziej znów o szarobrunatnych barwach interferencyjnych i sferulitycznym wygaszaniu. Wśród takiej felzytowej masy występują też bardzo drobne i ledwie zauważalne plagioklasy wykształcające czasem nieco węższe listewki o słabo widocznych zbliżaczaniach albitowych i prostym wygaszaniu. Nieliczny kwarc tkwi w interstycjach, czasem w formie jajowatej wypełnia jądra skupień drobnoziarnistego augitu. Rzadko pojawia się też w fenokryształach o średnicach dochodzących do 6 mm. Do takich kryształów wciskają się nieforemne masy skaleniowe, na zewnątrz potasowe, w środku przypuszczalnie sodowo-wapienne, trudne do zidentyfikowania wskutek bardzo licznych przerostów serycytowych. Z minerałów akcesorycznych na uwagę zasługuje dość liczny, drobnoigielkowy apatyt.

Do grupy lamprofirów należy też niewątpliwie zaliczyć skały, które spotkano przy drodze wiodącej z Karpacza na Śnieżkę po prawej stronie Łomniczki (punkty 91, 92). Są one megaskopowo jasnoszare, porfirowe, o bardzo drobnoziarnistym tle skalnym. Jasne, nieliczne prakryształy skaleni wyraźnie odcinają się od głównej masy skalnej. Także ciemne, drobne płytki biotyту i cienkie słupki amfibolu wyróżniają się barwą i wielkością (1—2 mm) wśród niemal afanitowego tła. Gdyby nie ubóstwo kwarcu, skały te można by zaliczyć do porfirów granitowych. Jako takie zostały one przypuszczalnie przez G. Berga skartowane.

Drobnoziarnista masa skalna składa się głównie z plagioklazu i skalenia potasowego. Skaleń potasowy wykazuje dość duży kąt osi optycznych (około 60°), miejscami jakby sektorową budowę. Jest na ogół silnie zmętniały i poprzerastany bardzo delikatnie albitem. Tworzy też

często wąskie obwódki na automorficznych plagioklazach i w takim przypadku pozbawiony jest zmętnień. Plagioklasy występują w kryształach drobnych i większych. Są przeważnie automorficzne, zserycytyzowane, często poprzerastane także epidotami — klinozoizytem w dość dobrze zindywidualizowanych kryształach i epidotem gruzełkowym o niskiej dwójłomności. Hornblenda wykształcona jest automorficznie, czasem zbliżniaczona, pleochroiczna w barwach od bladozielonej do oliwkowobrunatnej. Kąt $\alpha/\gamma = 15^\circ$, dwójłomność 0,0227. Biotyt przeważnie zastąpiony jest bladym chlorytem o ciemnoniebieskich subnormalnych barwach interferencyjnych, stwarzającym z agregatowymi skupieniami tytanitu. W pobliżu lub wśród chlorytu pojawiają się ponadto epidot zwyczajny, magnetyt i hematyt. Igiełkowy apatyt występuje w niewielkich ilościach, cyrkon jest sporadyczny.

Wśród zbadanych przeze mnie skał żyłowych nie było właściwych syenitów, choć megaskopowo niejedna z nich zasługiwała na miano mikrosyenitu. Skałen potasowy — o ile w ogóle był obecny — ustępował zwykle pod względem ilościowym plagioklazowi. Ten ostatni natomiast, jeśli wykazywał skład albitu (9—10% An), był z reguły tak obficie poprzerastany epidotem, że pierwotny jego — bardziej w drobinę anortytową bogaty — skład nie podlegał wątpliwości. Nie znaczy to oczywiście, że wśród dość licznie na niemieckich mapach znaczących żył syenitu nie ma w ogóle skał o składzie nazwie tej odpowiadającym, wydaje się jednak, że wiele z nich należy do tej samej grupy co tzw. *malchity*, a tylko zewnętrzny wygląd, a mianowicie grubsze ziarno i struktury na oko zbliżone do intersertalnych uprawniały kartujących geologów do wydzielenia ich w oddzielny zespół skał żyłowych. Zbadane przeze mnie ciemne skały żyłowe należą tylko do spessartytów albo kersantytów. Żyły nazywane przez geologów niemieckich *porfirami granitowymi* najsluszniej określić mianem mikrogranitoidów.

Wyniki analiz skał żyłowych

W załączonych tabelach 9—11 zestawiono na podstawie danych z literatury analizy chemiczne opisanych skał żyłowych.

Wśród apłitów jedna ze skał wyróżnia się ubóstwem kwarcu i według klasyfikacji K. Smulikowskiego (fig. 24) znajduje się na granicy pomiędzy skałami granitowymi a syenitami. Skała ta jest poza tym bogatsza od pozostałych apłitów w żelazo i magnez. Można by się zastanowić, czy zatem słusznie została w ich poczet zaliczona. Być może jest to apłit skontaminowany, gdyż o takich skałach zawierających

kwarc poprzerastany obficie drobnymi blaszkami biotyту wspomina G. Berg (1941a) w swych objaśnieniach do arkusza Cieplice.

Tabela 9
Analizy chemiczne apłitów w % wagowych
Analyses chimiques des apłites en % du poids

Nr próbki	1	2	3	4	5	6
c. wł.	2.596	2.605	2.626			
SiO ₂	77,01	75,70	76,39	65,92	74,60	73,18
Al ₂ O ₃	12,70	13,33	12,72	16,04	12,96	15,34
Fe ₂ O ₃	1,21	1,03	0,42	1,14	0,18	0,79
FeO	0,12	0,29	0,75	3,26	1,82	0,57
MnO	0,00X					
MgO	0,14	0,40	0,12	0,76	0,08	0,08
CaO	1,36	1,36	0,55	2,02	0,57	0,34
Na ₂ O	3,32	4,10	4,20	4,40	3,04	4,56
K ₂ O	4,49	3,83	4,45	5,82	5,97	3,89
TiO ₂	0,00X	0,20	—	0,33	0,00X	—
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,06	0,20	0,00X	0,09
H ₂ O+	0,45	0,41	0,11	0,44	0,78	0,96
H ₂ O—	0,17	0,13				
S			0,02	0,08	0,08	0,02
CO ₂				—	—	
Suma	101,06	100,88	99,79	100,41	100,08	99,82
Kwarc	37,8	34,3	33,2	11,3	31,5	31,3
Ortoklaz	26,7	22,6	26,1	34,5	35,6	22,8
Albit	27,8	34,6	35,6	37,2	25,2	38,5
Anortyt	5,8	5,8	2,8	6,6	2,8	0,8
Korund	0,4	0,3			0,4	3,3
Diopsyd				2,5		
Hipersten			1,1	5,0	3,2	0,6
Enstatyt	0,4	1,0				
Magnetyt	0,4	0,2	0,7	1,6	0,2	1,2
Hematyt	0,9	0,8				
Ilmenit		0,5		0,6		
Apatyt	0,3	0,3	0,1	0,3		0,3
Piryt				0,1	0,1	
% An w plagioklazie	17,3	14,3	7,3	15	10	2

1 — Rudawy Janowickie (arkusz Miedzianka) (Pendias, Maciejewski 1959);

2 — Sokole Góry (arkusz Miedzianka) (Pendias, Maciejewski 1959);

3 — południowe zbocza wzgórza 610,3 m n.p.m., koło Przesieki (arkusz Szklarska Poręba) (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

4 — żyła apłitu na zachód od Miłkowa (arkusz Cieplice) (Berg 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);

5 — góra Zamkowa koło Jeleniej Góry (arkusz Cieplice) (Berg 1941 a; Pendias, Maciejewski 1959);

6 — mikroapłit, Sowią Dolina (arkusz Karpacz) (Berg 1923);

Mikrogranitoidy, wykazujące często dość duże podobieństwo pod względem składu mineralnego i struktury z granitami granofirowymi, są — jak wynika z analiz i wykresów — uboższe od nich w kwarc. Jedna ze skał wykazała nawet tak niską zawartość normatywnego kwarcu, że zaliczenie jej do mikrogranitoidów staje się problematyczne. Większość należy uznać za mikrogranodioryty (fig. 24) o plagioklazach miejscami dość silnie zasadowych (fig. 25). Szczególnie bogata w wapń i wyraźnie w porównaniu z innymi analizowanymi mikrogranitoidami uboższa w alkalia (głównie w potas) jest skała, którą reprezentuje analiza 8. Została ona przytoczona przez G. Berga (1940) dla zilustrowania bardziej zasadowego charakteru porfirów granitowych od granitów. Jak jednak z podanego zestawienia analiz wynika, różni się ona także dość wyraźnie od pozostałych mikrogranitoidów. Analizy 9 i 10 wykonane zostały z tej samej żyły porfiru, z tą tylko różnicą, że pierwsza ze środka, druga z partii brzeżnej żyły. Różnice w składzie — choć może niebardzo istotne — są jednak wyraźne. Należałoby tu podkreślić,

że czasem brzeżne partie żyły różnią się także swym wyglądem od wewnętrznych; są ciemniejsze, bardziej drobnoziarniste i pozbawione większych kryształów skałeni. L. Milch (*vide* Berg 1941a) przypisywał powstanie takich „mieszanych żył” dwukrotnej intruzji magmy w tę samą szczelinę granitowego masywu.

Wśród lamprofirów analizy 9—13 zostały wykonane ze skał uznanych przez geologów niemieckich (Berg 1941) za kersantyty. Analiza 4 odpowiada „syenitowi”. Jak wynika z wykresu (fig. 24), jest to istotnie skała niedosyconą krzemionką, dość wyraźna jednak przewaga zawartości plagioklazu nad skałeniami potasowym kwalifikuje ją do mikroksenodiorytów. W tej samej zresztą grupie znalazła się większość lamprofirów, o wyższej nieco zawartości SiO_2 niż skała uznana przez G. Berga za syenit. Skała, której odpowiada analiza 3, leży już poza obrębem granitu karkonoskiego, wśród osadów kulmu, należy jednak do tej samej generacji lamprofirów, które przecinają granit. Jej skład jest nieco inny od pozostałych. Zawiera wyraźnie więcej od nich norma-

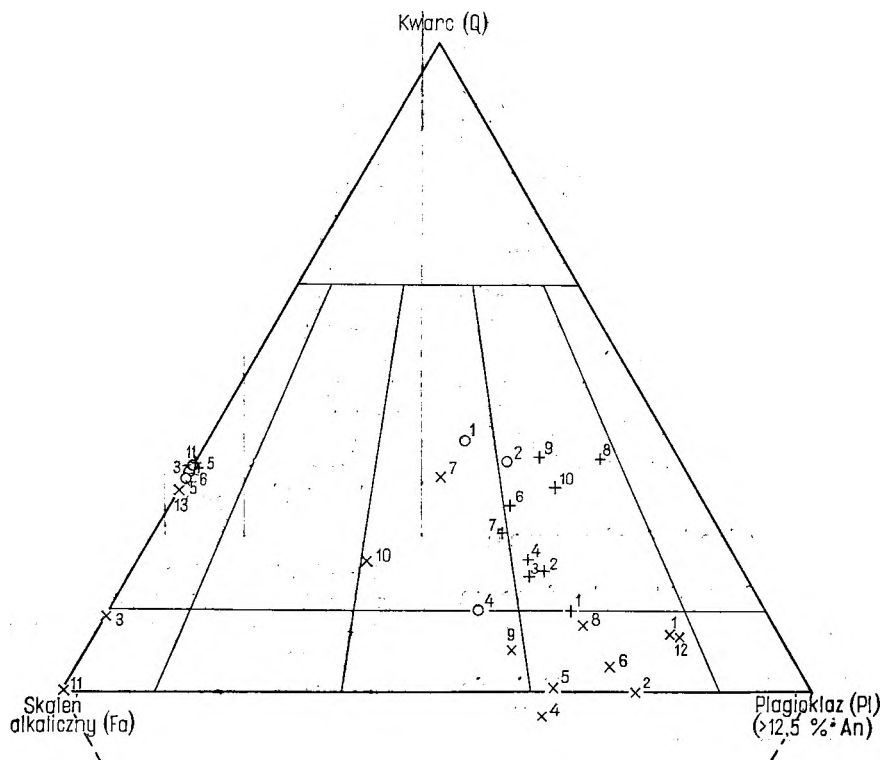


Fig. 24

Stanowisko systematyczne skał żyłowych na podstawie analiz chemicznych
a — aplity (tab. 9), b — mikrogranitoidy (tab. 10), c — lamprofiry (tab. 11)

Classification des roches filoniennes sur la base des analyses chimiques
a — aplites (tab. 9), b — microgranitoïdes (tab. 10), c — lamprophyres (tab. 11), Q — quartz,
Fa — feldspath alcalin, Pl — plagioclase

tywnego plagioklazu w stosunku do ortoklazu, wypada w trójkącie K. Smulikowskiego w polu jednak mała zawartość wapnia i tym samym syenitów alkalicznych. anortytu sprawia, że jej punkt projekcyjny Kersantyty wykazały skład różnorodny,

Tabela 10

Analizy chemiczne mikrogranitoidów żyłowych w % wagowych
Analyses chimiques des microgranitoïdes en % du poids

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
c. wł.	2.688	2.683			2.672						2.651
SiO ₂	62,46	62,34	65,52	63,90	69,48	67,64	68,16	61,40	70,60	67,10	69,42
Al ₂ O ₃	15,48	15,68	15,24	16,00	14,48	15,11	14,71	19,98	15,10	13,60	14,40
Fe ₂ O ₃	1,44	1,49	0,91	2,47	0,58	0,89	0,99	1,28	1,90	2,10	2,99
FeO	3,56	3,83	2,97	2,39	1,82	2,96	3,36	4,08	1,10	1,20	0,64
MnO											
MgO	1,95	2,39	1,85	1,84	0,68	1,12	1,11	3,67	1,40	2,10	0,83
CaO	2,64	3,00	2,72	1,90	2,46	2,64	1,31	4,43	3,70	4,90	0,94
Na ₂ O	4,98	4,04	4,37	4,22	3,95	3,39	4,09	2,21	2,70	3,20	3,81
K ₂ O	3,71	3,70	4,24	4,02	3,53	3,91	4,34	1,33	2,90	2,60	3,86
TiO ₂	0,82	0,83	0,74	0,90	0,12	0,58	0,17				0,40
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,27	0,33	0,24	0,32	0,15				0,27
H ₂ O+											1,82
H ₂ O—	2,83	1,69	1,20	2,54	1,84	1,24	1,20	1,44	0,70	2,10	0,84
S	0,08	0,07	0,08	0,05	0,03	0,04	0,03				
CO ₂		0,53			1,21	—			0,00X	0,50	
Suma	100,31	99,95	100,11	100,56	100,42	99,84	99,72	99,82	100,10	99,40	100,22
Kwarc	10,1	15,1	15,2	17,5	29,4	24,9	21,5	26,2	33,4	26,5	30,2
Ortoklaz	22,2	21,7	25,0	23,9	20,5	22,8	25,6	7,7	17,2	15,6	22,8
Albit	42,4	34,6	36,7	35,6	33,5	28,8	34,6	18,3	23,1	27,3	32,0
Anortyt	8,6	8,9	9,5	7,8	3,4	11,1	6,4	21,9	18,4	14,8	2,8
Korund		1,7		1,8	2,8	1,2	1,1	6,8	0,7		3,0
Diopsyd	1,6		1,8							7,0	
Hipersten	8,0	10,3	7,0	5,3	4,6	6,4	6,9	14,7	3,9	2,4	
Enstatyt											2,0
Magnetyt	2,1	2,1	1,4	3,7	0,9	1,4	1,4	3,2	2,8	3,0	0,9
Hematyt											2,2
Ilmenit	1,5	1,5	1,4	1,7	0,3	1,1	0,3				0,7
Apatyt	1,0	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7				0,7
Piryt	0,1	0,1	0,1	0,1		0,1					
Kalcyt		1,2			2,7					1,1	
% An w plagioklazie	16,8	20,5	20,5	18	9,2	27,8	15,6	54,4	44,3	35	8

1 — stary kamieniołom w południowej części Bucznika koło Mysłakowic (Berg 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);

2 — w kierunku NE od Bucznika, koło Bobrowa (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

3 — okolice Piechowic (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

4 — Rybień koło Maciejowej (Zimmermann 1937);

5 — kamieniołom na wschód od góry Sobiesz koło Sobieszowa (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

6 — Wojanów, na północ od stacji kolejowej (Berg 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);

7 — pomiędzy Karpaczem a Śnieżką (Berg 1940; Pendias, Maciejewski 1959);

8 — na południe od Krzaczyzny (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

9 — przy drodze z Mysłakowic do Stanisłowa (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

10 — przy drodze z Mysłakowic do Stanisłowa (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);

11 — pomiędzy Trzczańskiem a Bobrowem (Pendias, Maciejewski 1959).

Analizy chemiczne lamprofirów w % wagowych
Analyses chimiques des lamprophyres en % du poids

Tabela 11

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
c. wł.							2,746	2,739					
SiO ₂	56,2	49,34	55,50	50,82	51,79	56,23	51,28	55,10	55,24	56,12	52,59	49,21	57,26
Al ₂ O ₃	19,7	16,44	16,12	16,06	15,56	16,54	15,93	16,55	15,19	12,99	11,85	16,75	14,41
Fe ₂ O ₃	3,9	3,19	1,40	3,53	3,79	2,43	5,35	6,44	3,06	7,83	4,65	4,21	2,79
FeO	1,1	6,67	6,65	4,77	4,85	5,08	3,62	1,75	4,72	3,26	4,97	6,75	5,53
MnO							0,08	0,08					
MgO	3,7	6,37	4,04	6,64	6,05	3,10	4,99	2,93	3,96	3,54	5,75	4,84	6,78
CaO	7,2	6,50	1,65	5,87	4,93	4,60	4,43	3,75	4,37	2,03	4,55	7,82	1,40
Na ₂ O	3,7	3,24	5,98	3,90	3,26	4,56	1,65	4,23	3,48	2,14	3,04	2,94	2,60
K ₂ O	2,0	2,60	0,90	3,93	3,93	3,17	3,30	3,28	4,50	5,88	6,41	1,50	2,87
TiO ₂		1,04	2,33	1,99	1,02	0,80	1,20	1,35	1,80	1,90	3,96	0,43	1,60
P ₂ O ₅	—	0,64	0,55	0,77	0,69	0,56	0,41	0,51	0,91	1,51	0,95	0,40	0,97
H ₂ O+							4,15	2,93					
H ₂ O—	2,1	3,07	3,90	1,80	3,38	2,41	1,10	0,39	2,21	2,45	1,14	2,97	3,93
S	—	0,04	0,23	0,07	0,04	0,15			0,06	0,06	0,03	0,18	0,04
CO ₂	—	0,70	0,58		0,84	0,60	2,11	0,32	0,22	—	—	1,82	—
Suma	99,6	99,84	99,83	100,15	100,13	100,23	99,60	99,61	99,72	99,71	99,89	99,82	100,18
Kwarc	7,0		7,4		0,2	3,1	19,0	7,9	4,8	14,2		5,2	18,1
Ortoklaz	11,7	15,6	5,6	23,3	22,8	18,9	19,5	19,5	26,7	35,0	37,8	8,9	17,2
Albit	31,4	27,2	50,8	28,5	27,7	39,3	13,6	35,6	28,8	17,8	25,7	24,6	22,0
Anortyt	31,1	23,1	1,1	14,4	16,2	14,5	6,1	13,3	12,8	3,8		24,5	1,1
Korund			4,8				7,5	1,1		1,6		1,4	6,5
Nefelin				2,4									
Diopsyd	3,7			8,3	0,3	1,7			2,0		12,5		
Hipersten		14,6	16,7		18,3	12,3			11,9			19,8	21,9
Enstatyt	7,6						12,8	7,2		8,6	3,1		
Oliwin		6,5		10,7							3,8		
Magnetyt	3,5	4,6	2,1	5,1	5,5	3,5	7,7	1,9	4,4	4,6	4,2	6,0	4,2
Hematyt	1,4							5,1		4,6	1,8		
Ilmenit		2,0	4,4	3,8	2,3	1,5	2,3	2,6	3,5	3,6	7,6	0,8	3,0
Apatyt		1,7	1,3	1,7	1,7	1,3	1,0	1,3	2,0	3,7	2,2	1,0	2,4
Piryt		0,1	0,4	0,1	0,1	0,3			0,1	0,1		0,4	0,1
Kalcyt		1,6	1,3		1,9	1,4	4,8	0,7	0,5			4,1	
% An w plagiokla- zie	49,6	46	2	33,5	37	27	30,9	27,2	31	17,5	—	50	4,8

- 1 — Górny Bukowiec (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);
- 2 — Gruszków — kamieniołom koło młyna (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);
- 3 — Szarocin — kamieniołom koło dworca (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);
- 4 — wzgórze 400,6 m n.p.m. koło Mysłakowic (Berg 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);
- 5 — okolice Miłkowa, na zachód od wsi (Berg 1923, 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);
- 6 — okolice Głębocka, na wschód od wsi (Berg 1923, 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);
- 7 — pomiędzy Trzczańskiem a Karpnikami (Pendias, Maciejewski 1959);
- 8 — pomiędzy Trzczańskiem a Karpnikami (Pendias, Maciejewski 1959);
- 9 — południowo-zachodnie zbocze wzgórza Bucznik koło Mysłakowic (Berg 1923, 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);
- 10 — Bukowiec, na zachód od opactwa (Berg 1923, 1941a; Pendias, Maciejewski 1959);
- 11 — Górny Bukowiec (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);
- 12 — Trzczańsko, wlot do tunelu (Berg 1923; Pendias, Maciejewski 1959);
- 13 — łóżysko Łomnicy pomiędzy Miłkowem, a Mysłakowicami (Berg 1923).

zarówno pod względem zawartości normatywnego kwarcu, jak poszczególnych rodzajów skałeni. U większości stwierdzono przewagę plagioklazu nad skałeniem potasowym, mimo że potas wchodzący w skład biotyту — jednego z głównych składników kersantytów — mieści

się w normatywnym ortoklazie. W dwóch skałach (analiza 11,13) niska zawartość wapnia lub glinu przy równoczesnej dużej ilości alkaliów odbiła się na składzie normatywnego plagioklazu (albit), dzięki czemu znalazły się one w polu skał alkalicznych.

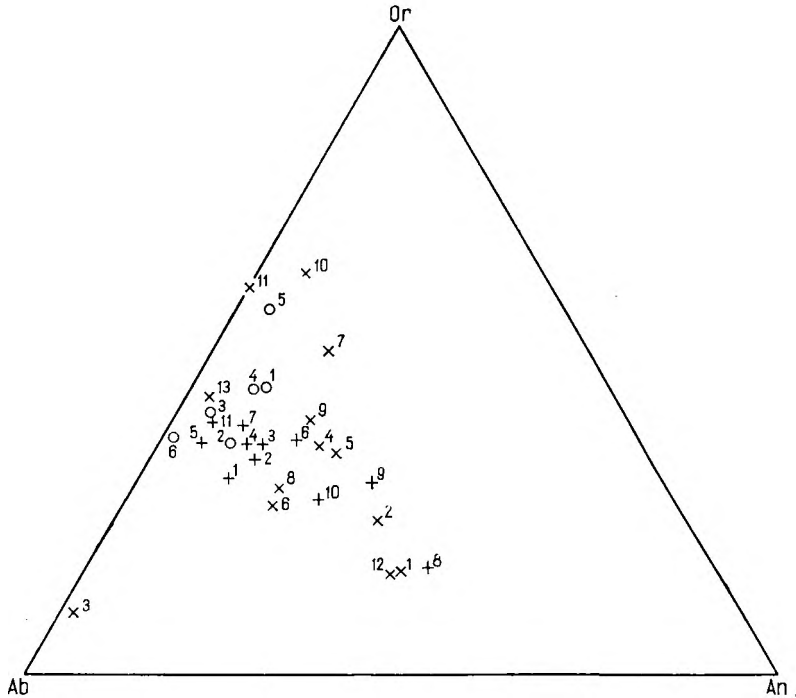


Fig. 25

Zróznicowanie skał żyłowych na podstawie zawartości normatywnych skałeni
 a — aplity (tab. 9), b — mikrogranitoidy (tab. 10), c — lamprofiry (tab. 11)

Différenciation des roches filoniennes sur la base de la teneur en feldspaths
 normatifs

a — aplites (tab. 9), b — microgranitoides (tab. 10), c — lamprophyres (tab. 11)

BADANIA MINERAŁÓW

CHARAKTERYSTYKA SKALENI POTASOWYCH

Z uwagi na rolę, jaką skałeni potasowy odgrywa w granitoidach karkonoskich, postanowiono jego kryształki poddać badaniom bardziej precyzyjnym i to zarówno optycznym, jak chemicznym oraz rentgenowskim. Sam fakt występowania skałeni potasowego w dwu różnych rodzajach kryształów — dużych i drobnych — nasuwa przypuszczenie o jego ewentualnych dwu generacjach. Geologowie niemieccy (Berg 1923, Cloos 1925, Bederke 1949) uznali megakryształki skałeni potasowego w granicie karkonoskim za prakryształki wydzielone w pierwszym etapie intruzji. We współczesnej literaturze na temat granitoidów

często jednak panuje w wielu przypadkach uzasadniony pogląd, że wyróżniające się od pozostałych składników wielkością kryształki skałeni potasowego są porfiroblastami powstałymi w wyniku procesów metasomatycznych. Różnica genezy powinna odzwierciedlić się w składzie i własnościach skałeni, wspomniane więc badania mogłyby pośrednio przyczynić się do poznania procesu powstania samego granitu.

Przed wszystkim oznaczono na stoliku uniwersalnym orientację optyczną szeregu skałeni oraz kąt 2V, następnie — w przypadkach gdzie to było możliwe — także stopień ich optycznej trójskości. Stwierdzono, że:

1. Wszystkie zbadane skałenie potasowe

mają płaszczyznę osi optycznych prawie prostopadłą do (010) i kąty $2V_\alpha$ zmieniające się w granicach od 55 do 70°.

2. $\angle \perp (010)/\gamma$, będący miarą optycznej trójskości skaleni potasowych (Ansilewski 1961), mieści się w przedziale 3—10°. Udało się go oznaczyć tylko w nielicznych przypadkach z uwagi na brak odpowiednich przekrojów z wyraźną łupliwością według (010).

Z szeregu próbek zebranych z różnych miejsc masywu wyseparowano skalenie potasowe, aby je następnie poddać analizie chemicznej. Z cdmian porfirowatych skalenie z „tła” wydzielono odrębnie. Sproszkowaną skałę pozbawiano najpierw minerałów ciężkich przy pomocy bromoformu i elektromagnesu, a następnie w bromoformie rozcieńczonym alkoholem oddzielano skałki potasowe od kwarcu i plagioklazu. Separację ostatnią ułatwiło różowe zabarwienie skaleni potasowego. Aby separację uprościć i uzyskać w końcowym efekcie substancję możliwie jednorodną, tzn. pozbawioną

i ich przeliczeń dochodzimy do wniosku, że fenokryształy skaleni potasowego są zazwyczaj bogatsze w sód, a co za tym idzie w drobinę albitową, od kryształów tkwiących w głównej masie tej samej skały. Graficzne przedstawienie składu skaleni (fig. 26), z uwzględnieniem zawartości potasu, sodu i wapnia przeliczonych na minerały normalatywne, wskazuje na małe jego zróżnicowanie. Dość duże natomiast rozbieżności znajdujemy w zawartości pierwiastków śladowych, głównie baru. Interesujące jest szczególnie porównanie zawartości baru w kryształach dużych i drobnych tych samych próbek skalnych. W pierwszych ilość jego jest z reguły dużo wyższa. Zawartość strontu, choć w sumie odgrywająca znacznie mniejszą rolę od zawartości baru, jest jednak w pewnym stopniu z tą ostatnią zgodna, tzn. większa tam, gdzie ilość baru wzrasta, i mniejsza, gdy jego zawartość maleje. Rozmieszczenie rubidu jest mniej konsekwentne, choć ogólnie można by chyba za-

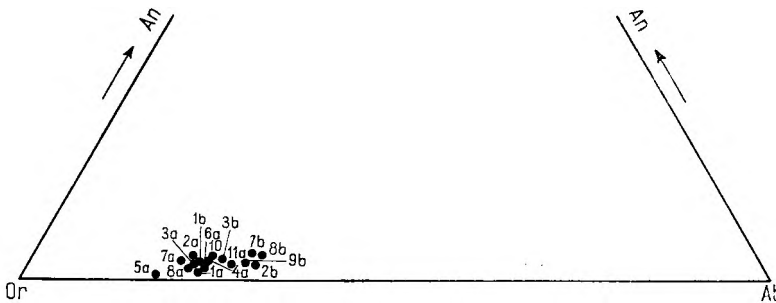


Fig. 26

Skład skaleni potasowych z granitów karkonoskich (tab. 12)

Composition des feldspaths potassiques des granites de Karkonosze (tab. 12)

przerostów i wrostków — przynajmniej tych grubszych, wszystkie opisane wyżej czynności dokonywane były na odpowiedniej frakcji rozdrobionego materiału, której wielkość ustalano dla każdej próbki oddzielnie na podstawie badań mikroskopowych. Po dokonany rozdzielaniu minerałów sprawdzano czystość skaleni potasowego w preparatach mikroskopowych. Tam gdzie to okazało się potrzebne, powtarzano wydzielenie w rozcieńczonym bromoformie, ewentualnie usuwano ziarna „obce” pod lupą. Oczyszczanie megakryształów skaleni potasowego od wrostków i przerostów przebiegało w sposób identyczny do separacji skaleni z „tła”.

Wyniki analizy chemicznej wyseparowanych skaleni oraz obliczony na tej podstawie ich skład normatywny i molekularne proporcje pomiędzy albitem a ortoklazem podaje tabela 12. Zestawiono w niej również wyniki oznaczenia zawartości niektórych pierwiastków śladowych.

Porównując wyniki poszczególnych analiz

ryzykować twierdzenie, że przeważnie ilość jego jest wyższa w drobnych kryształach skaleni potasowych. Szczególnie niską zawartość baru i wysoką rubidu wykazały skalenie granitów równo- i drobnoziarnistych (próbki 5a i 11 w tab. 12).

Te same próbki wyseparowanych skaleni, które zanalizowano chemicznie, poddane zostały badaniom rentgenograficznym (dyfraktometr produkcji C.G.R., Francja). Wykorzystując różnicę położenia refleksu (201) w ortoklazie (KAlSi_3O_8) i albicie ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) (fig. 27) oraz zmianę tego położenia w zależności od stopnia podstawienia potasu sodem (Bowen i Tuttle 1950), oznaczono zawartość KAlSi_3O_8 w sieci skaleni potasowych. Jako wzorca wewnętrznego używano bromianu potasu (Orville 1963), który mieszano z każdą próbką w stosunku 1:9. KBrO_3 daje intensywny refleks (101) w położeniu 20,205° (2θ) dla CuK_α . Pozycja tego refleksu jest praktycznie niezmienna ($\pm 0,010^\circ$), nawet po długotrwałym wystawieniu preparatu na działanie

Analizy chemiczne skaleni potasowych wyseparowanych z granitów karkonoskich
Analyses chimiques des feldspaths potassiques séparés des granites de Karkonosze

Nr próbki	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4a	5a	6a	7a	7b	8a	8b	9b	10 a+b	11a
Nr punktu na figurze 4	12	12	37	37	63	63	6	34	89	169	169	182	182	139	159	144
K ₂ O	12,80	12,42	12,36	11,54	12,10	11,88	12,06	13,48	12,24	12,26	11,10	12,25	10,86	11,28	11,58	11,44
Na ₂ O	2,70	2,65	2,45	3,40	2,51	2,98	2,74	2,14	2,70	2,30	3,47	2,53	3,49	3,37	2,65	3,07
CaO	0,27	0,55	0,71	0,45	0,50	0,60	0,55	0,16	0,44	0,55	0,49	0,39	0,76	0,49	0,65	0,45
Al ₂ O ₃	18,90	18,85	18,62	18,74	18,20	18,87	18,77	18,49	18,50	18,15	18,72	18,23	18,96	18,80	18,27	18,35
SiO ₂	65,60	65,35	64,06	64,34	65,80	64,94	65,38	65,45	65,45	65,90	65,73	65,05	65,48	65,62	66,15	65,83
Skład normatywny																
or	75,6	73,4	73,0	64,2	71,7	70,6	71,7	80,1	72,3	72,7	65,6	72,6	64,5	66,7	68,4	67,3
ab	23,1	22,3	20,7	28,8	21,0	25,2	23,3	17,8	23,1	19,4	29,3	21,0	29,3	28,3	22,5	25,7
an	1,4	2,8	3,6	2,2	2,5	3,1	2,8	0,8	2,2	2,8	2,5	2,0	3,9	2,5	3,3	2,2
Proporcje molekularne																
Or	75,8	75,6	76,9	69,1	76,1	72,5	74,4	80,6	75,0	77,9	67,9	76,2	67,3	68,8	74,2	71,1
Ab	24,2	24,4	23,1	30,9	23,9	27,5	25,6	19,4	25,0	22,1	32,1	23,8	32,7	31,2	25,8	28,9
Pierwiastki śladowe w ppm *																
Sr	110	257			130	270	103	38	72	63	173	80	132	93	63	13
Ba	759	5010			891	5889	813	128	562	219	1906	692	2345	1072	240	105
Rb	1000	1000			900	700	1100	1700	1100	1200	800	1300	600	1100	1400	1700

a — kryształy drobne, wyseparowane z głównej masy skalnej; a — petits cristaux du fond du granite

b — kryształy duże (megakryształy); b — gros cristaux (mégacristaux)

* — oznaczył W. Kowalski

powietrza atmosferycznego (Orville 1963). Odległość pomiędzy (101) KBrO₃ a (201) skalenia, mierzona w kątach 2θ, może być pośrednio miarą zawartości drobiny albitowej i ortoklazowej w badanej próbce (fig. 28). W przypadku analizowanych skaleni odczytywano zawartość Or z krzywej Orville'a (1963) i przedstawiono w procentach wagowych w tabeli 13.

Jak z zestawionych liczb wynika, ilość albitu w sieci krystalicznej karkonoskich skaleni potasowych jest niewielka i z niewielkimi odchyleniami mniej więcej we wszystkich jednokowa, niezależnie od rodzaju kryształów (duży — mały), typu skały i miejsca jej występowania.

W jednym z kryształów (próbka 2b), dostatecznie dużym, aby dostarczyć materiału na szlif mikroskopowy, analizę chemiczną i badania rentgenograficzne, oznaczono mikroskopowo ilościowy skład mineralny: skałen potasowy 72,2% plagioklaz w przerostach 16,6% pla-

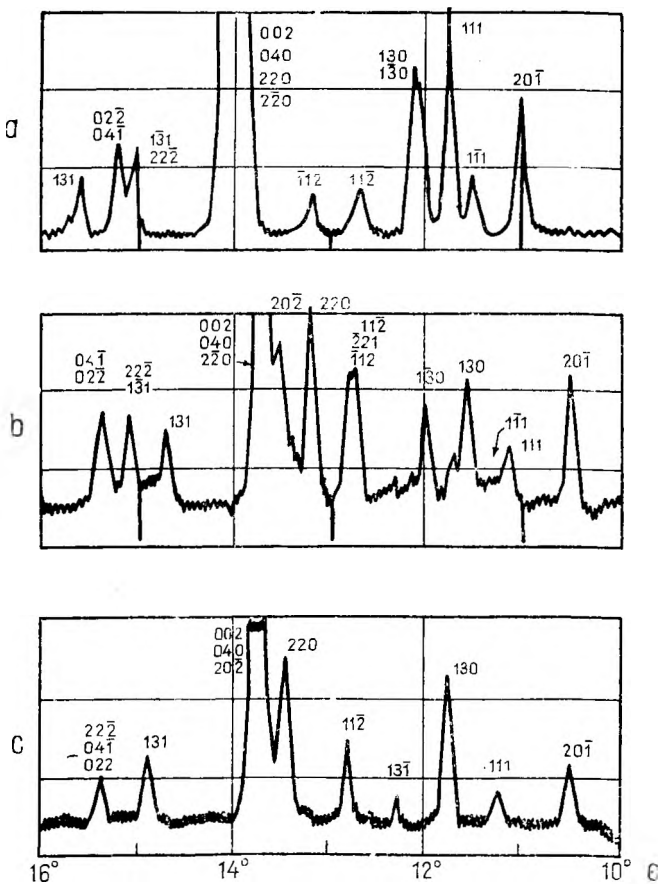
Fig. 27

Proszkowe dyfraktogramy skaleni alkalicznych według J. Wyarta i G. Sabatiera (1956)

a — albit, b — mikroklin, c — ortoklaz

Diffractionnogrammes de poudre des feldspaths alcalins selon J. Wyart et G. Sabatier (1956)

a — albite, b — microcline, c — orthose



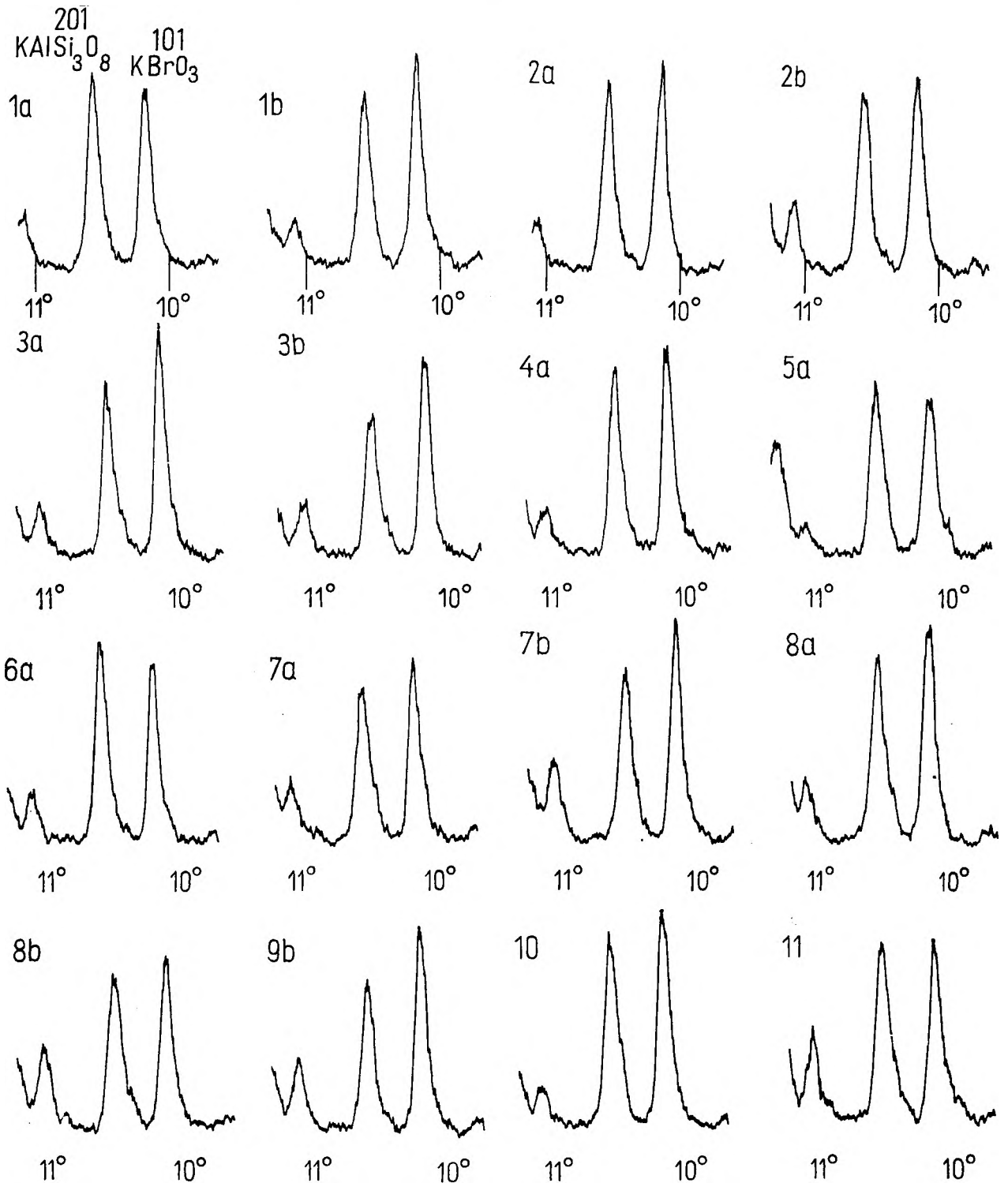


Fig. 28

Dyfraktogramy pomiędzy 10 a $11^\circ \Theta$ mieszaniny KBrO_3 i skalenia potasowego (wyniki pomiarów przedstawione w tab. 13)

a — kryształy drobne, *b* — megakryształy

Diffractogrammes entre 10 et $11^\circ \Theta$ du mélange de KBrO_3 et de feldspath potassique (les résultats des mesures figurent dans le tableau 13)

a — petits cristaux, *b* — mégacristaux

Tabela 13

Zawartość $KAlSi_3O_8$ w sieci krystalicznej skaleni potasowych w granitoidach karkonoskich

Pourcentage de $KAlSi_3O_8$ dans le réseau des feldspaths potassiques des granites de Karkonosze

Nr próbki	1a	1b	2a	2b	3a	
2θ ($201 \bar{K}AlSi_3O_8 - 101KBrO_3$) CuK_α	0,80	0,78	0,79	0,82	0,80	
% wagowy ortoklazu	94	96	95	92	94	
Nr próbki	3b	4a	5a	6a	7a	
2θ ($201 \bar{K}AlSi_3O_8 - 101KBrO_3$) CuK_α	0,80	0,80	0,80	0,80	0,78	
% wagowy ortoklazu	94	94	94	94	96	
Nr próbki	7b	8a	8b	9b	$\frac{10}{a+b}$	11a
2θ ($201 \bar{K}AlSi_3O_8 - 101KBrO_3$) CuK_α	0,76	0,76	0,78	0,80	0,80	0,80
% wagowy ortoklazu	98	98	96	94	94	94

gioklaz we wrostkach 8,5%, kwarc 1,6%, biotyt i chloryt 1,0%, apatyt i tlenki żelaza 0,1% objętościowych.

Gdybyśmy wzięli pod uwagę wyłącznie analizy mikroskopową i chemiczną, zawartość albitu w sieci krystalicznej badanego skalenia potasowego powinna wynosić 11% (72,2—64,2 = 8, co po przeliczeniu 72,2 na 100 daje 11%).* Rentgenograficznie oznaczona daje 8% (92% Or). Zgodność wyników należy uznać za dostatecznie dobrą, jeśli uwzględnimy niemożność wydzielenia w analizie mikroskopowej bardzo delikatnych przerostów pertytowych.

Niezależnie od rentgenograficznego badania składu skaleni potasowych wykonano dyfraktogramy zmierzające do oznaczenia stopnia trójskośności wspomnianych minerałów. Jak wykazali J. R. Goldsmith i F. Laves (1954a i b), pomiędzy dubletami refleksów, pojawiającymi się w proszkowych diagramach dyfrakcyjnych i nadającymi się do odróżnienia skalenia potasowego jednoskośnego od trójskośnego, para (131) i (131) jest najbardziej użyteczna. Różnica w odstępach pomiędzy linią (w przypadku zdjęcia kliszowego) lub pikiem (w przypadku dyfraktogramu) (131) i (131) została przeto

* Procenty objętościowe i wagowe (analizy mikrometryczna i chemiczna) są w tym przypadku porównywalne, gdyż ciężary właściwe próbek surowej oraz pozbawionej wrostków okazały się jednakowe (2,55).

użyta jako miara trójskośności. Refleks (131) jest bardzo wyraźny, a wpływ refleksu (222) na (131) nieszkodliwy z powodu znacznie większej intensywności ostatniego. Wartość $d(131) - d(\bar{131})$ jest dla jednoskośnego skalenia potasowego równa zeru, dla skalenia o znanej z literatury maksymalnej trójskośności 0,08 kX. Ze względów czysto utylitarnych Goldsmith i Laves zaproponowali przyjęcie skali od 0 do 1, a co za tym idzie, miara trójskośności $\Delta = 12,5 [d(131) - d(\bar{131})]$. Niektórzy autorzy (Guitard, Raguin i Sabatier 1960, Sabatier 1963) wyrażają trójskośność w procentach: $P = \Delta/\Delta_0 \cdot 100$ lub $P = d/d_0 \cdot 100$, gdzie $\Delta_0(d_0)$ jest odstępem pomiędzy refleksami (131) i (131) dla mikroklinu o trójskośności maksymalnej (0,08 kX) a $\Delta(d)$ takimż odstępem dla skalenia badanego.

Pomiar $\Delta(d)$ nie sprawia trudności, jeśli oba refleksy są wyraźnie od siebie oddzielone. W przypadku jednak słabej trójskośności skalenia refleksy te pokrywają się niemal całkowicie i właściwie nie wiadomo, w jaki sposób zmierzyć ich rozstaw. W miejsce dwóch refleksów na dyfraktogramie pojawia się wtedy jeden, którego szerokość jednak wskazuje wyraźnie, że nie może on należeć do jednoskośnego ortoklazu. G. Sabatier (1963) dyskutuje wnikliwie problem ustalania procentu trójskośności skaleni potasowych i daje propozycję jego rozwiązania w postaci eksperymentalnej krzywej (fig. 29). l jest szerokością (mierzoną w połowie wysokości) refleksów pojedynczych, która dla danego aparatu i danej wartości kąta Bragga jest wielkością jednoznacznie zdefiniowaną. L jest szerokością (mierzoną również w połowie wysokości) eksperymentalnej krzywej dyfrakcji wynikającej z superpozycji dwóch refleksów. Znając obie te wartości, wystarczy posłużyć się krzywą Sabatiera, by określić d , tzn. rozstaw linii (131) i (131), praktycznie dla każdej próbki. Wiedząc skądinąd, że dla mikroklinu o maksymalnej trójskośności $d_0 = 0^{\circ}82$ (2θ) dla promieniowania CuK_α , łatwo już określić procent trójskośności badanego skalenia potasowego.

Ze wszystkich próbek wykonano dyfraktogramy w zakresie od 10 do 16° θ , stosując promieniowanie K_α miedzi. Przykładowo załączono kilka diagramów. Diagramy przedstawione na figurze 30 wykonane zostały przy użyciu monochromatora, diagramy na figurze 31 przy zastosowaniu filtru Ni. Jak z nich wynika, badane skalenie mają struktury bardzo do siebie podobne, zazwyczaj zbliżone raczej do ortoklazu. Zawartość albitu w postaci osobnej fazy jest w nich nieduża [słabe refleksy (201) oraz (041) + (022)]. Dla ustalenia stopnia trójskośności istotne są przede wszystkim refleksy po-

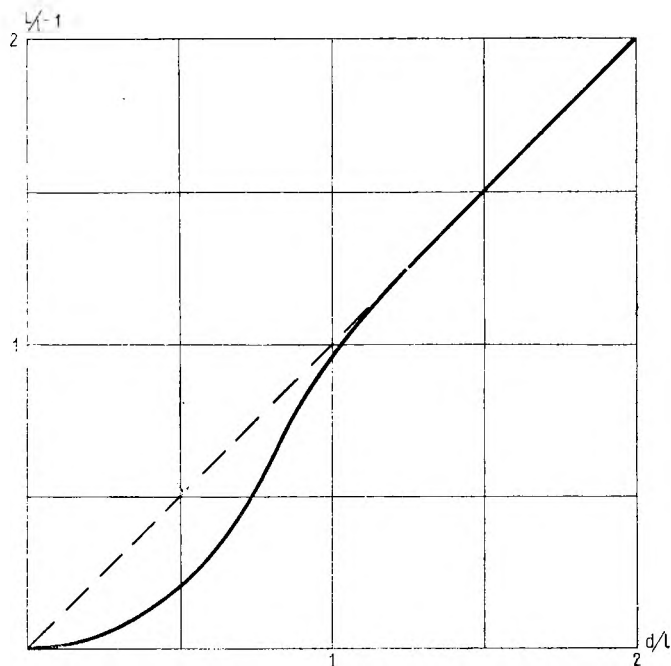


Fig. 29

Krzywa G. Sabatiera (1963) dla wyznaczenia d/l z pomiaru L

d — odstęp pomiędzy refleksami (131) i (131) skalenia badanego, l — szerokość refleksu pojedynczego, L — szerokość eksperymentalnej krzywej dyfrakcji wynikającej z superpozycji dwóch refleksów

Courbe de G. Sabatier (1963) pour le calcul de d/l , à partir de la mesure de L

d — écartement des raies (131) et (131) du feldspath examiné, l — largeur de la raie unique, L — largeur de la courbe expérimentale de diffraction résultant de la superposition des deux raies

3a

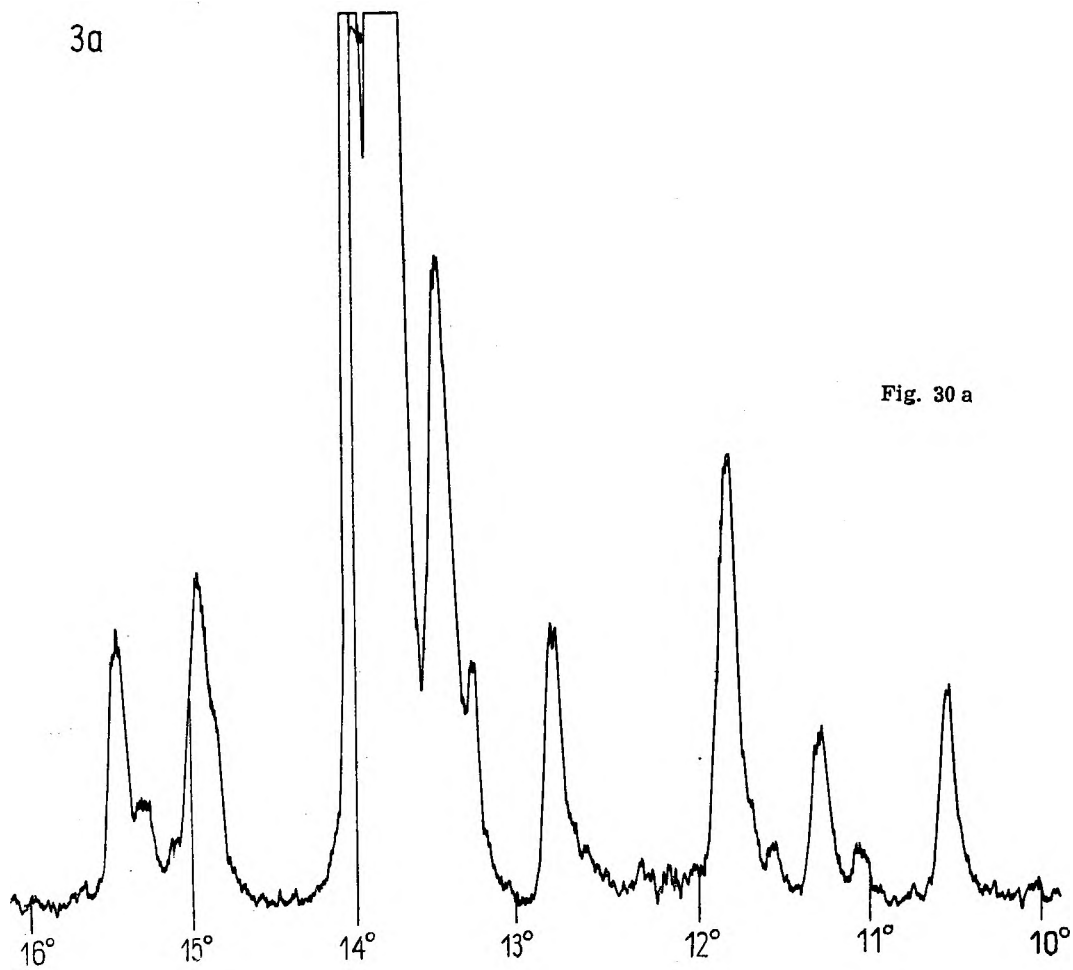
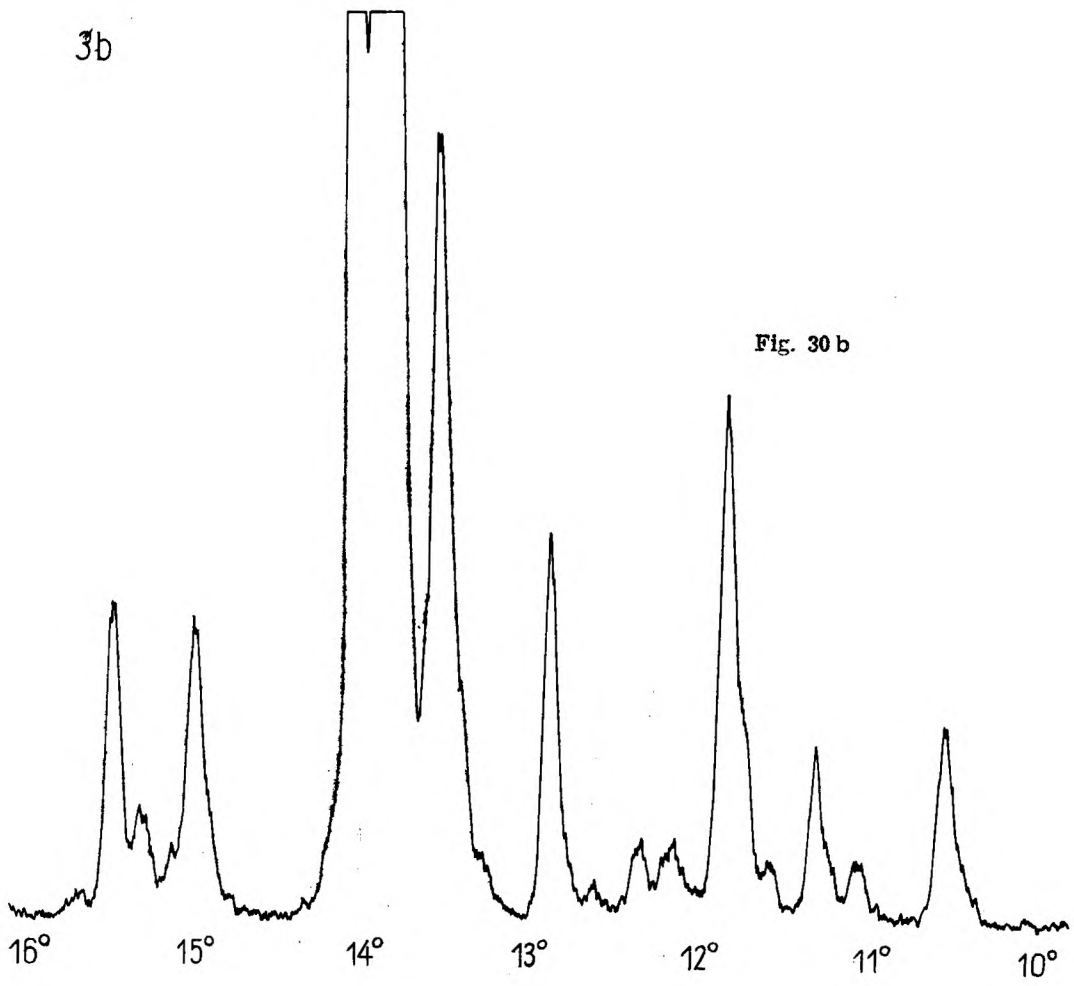
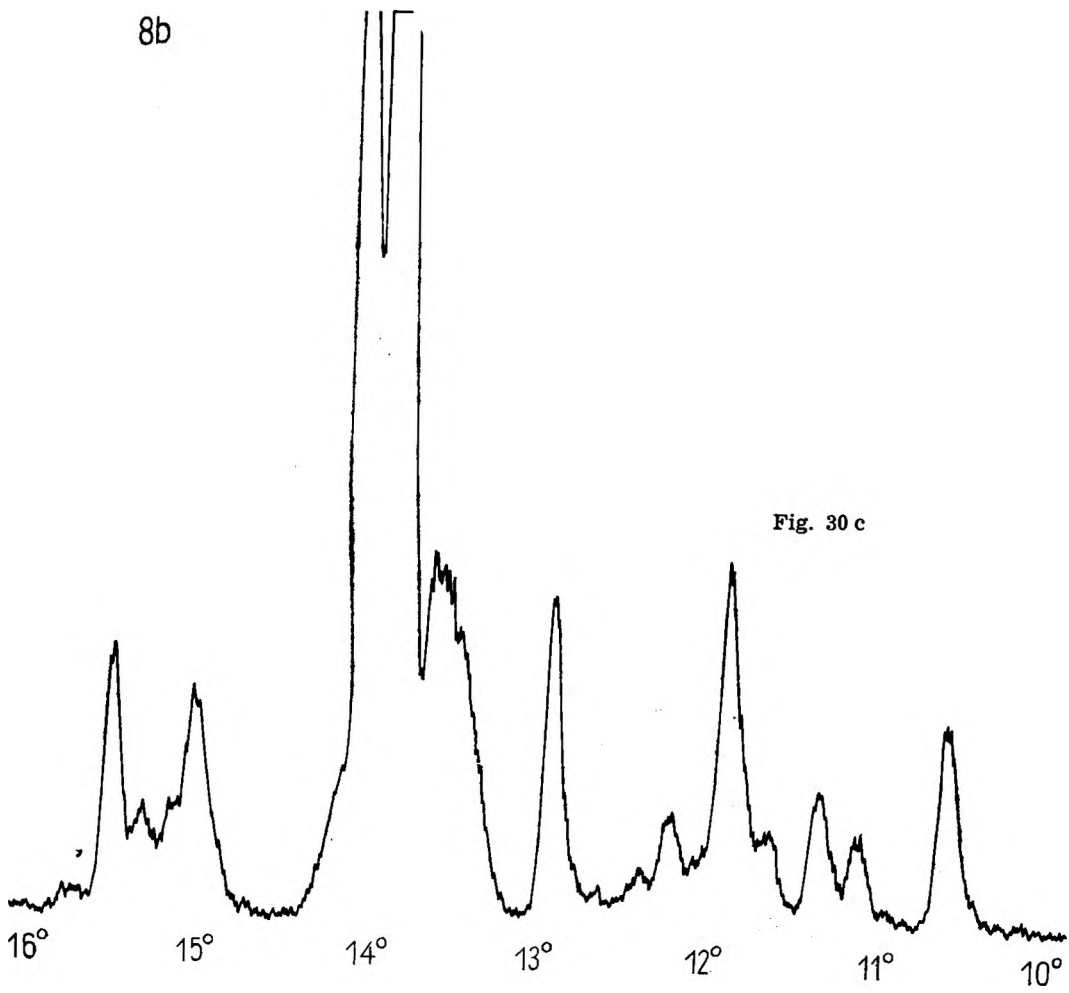


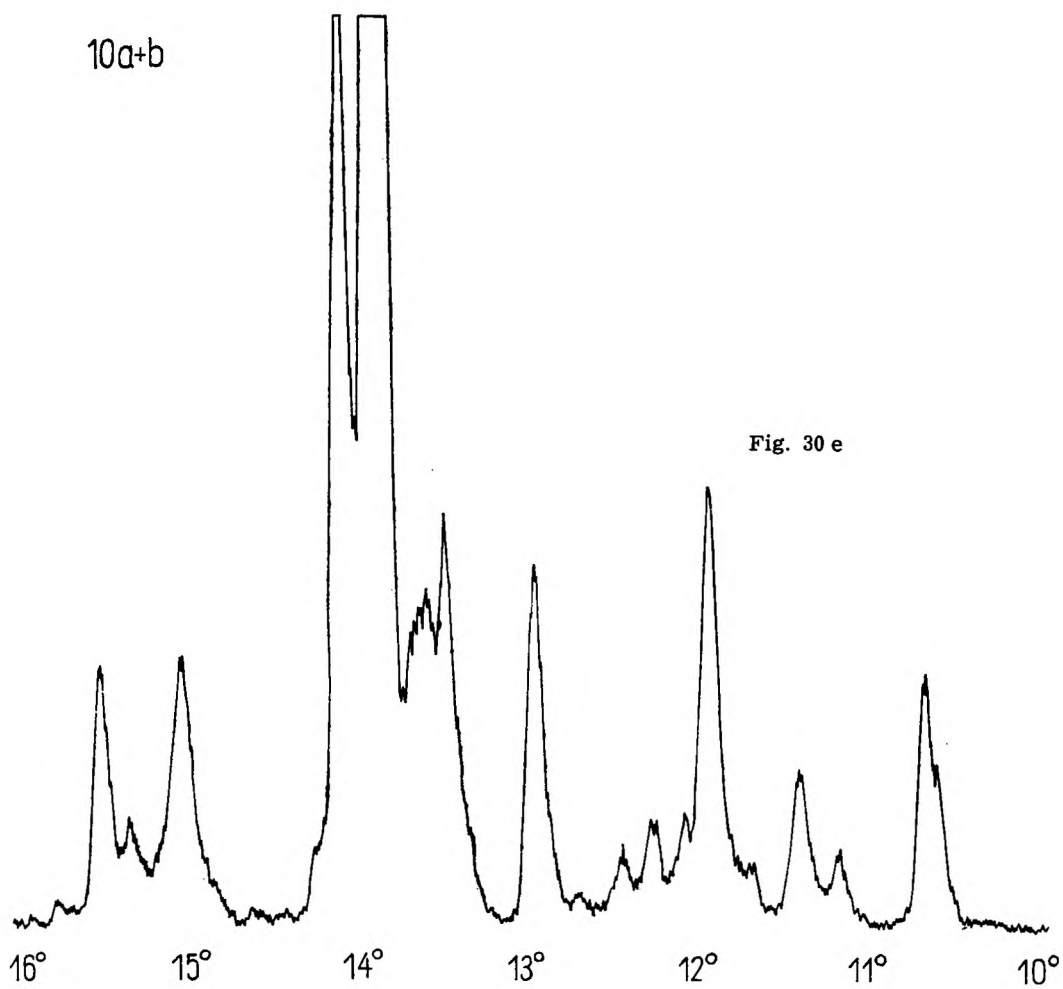
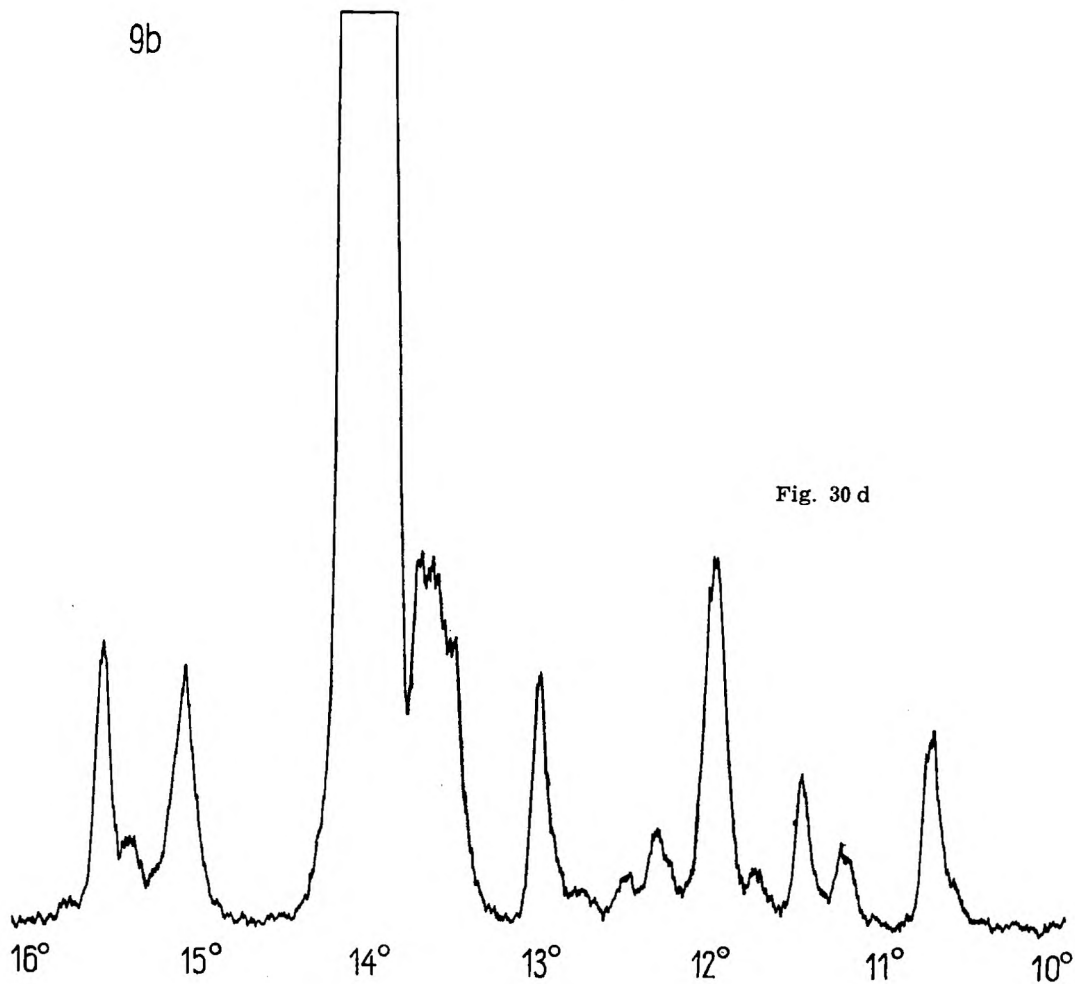
Fig. 30 a

3b



8b





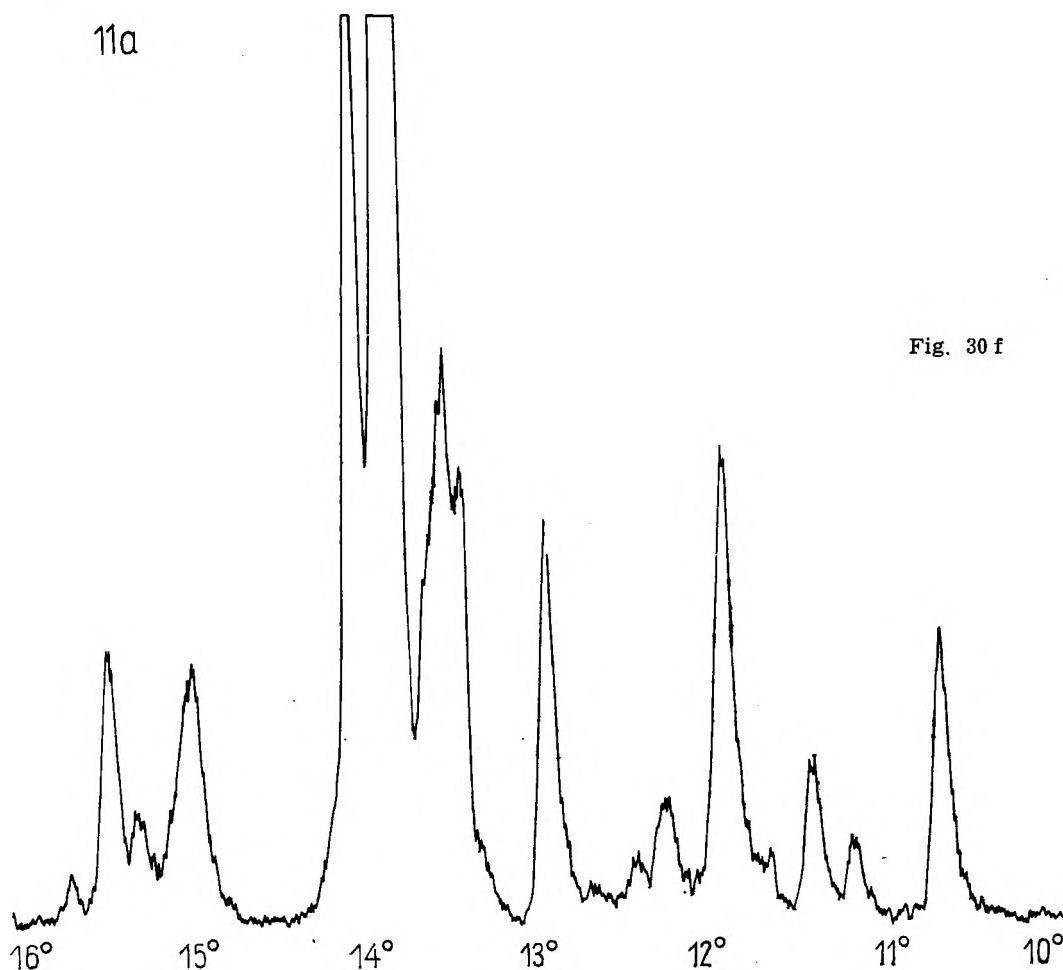


Fig. 30 f

Fig. 30

Dyfraktogramy skaleni potasowych w przedziale 10—16° Θ przy użyciu promieniowania $\text{CuK}\alpha$ (monochromator) — numery próbek jak w tab. 12

Diffractogrammes des feldspaths potassiques dans l'intervalle 10—16° Θ ($\text{CuK}\alpha$, monochromateur) — numéros des échantillons comme dans le tableau 12

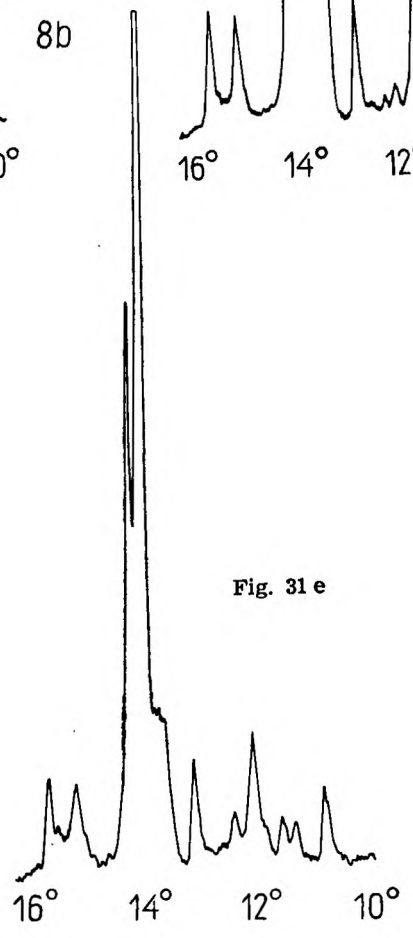
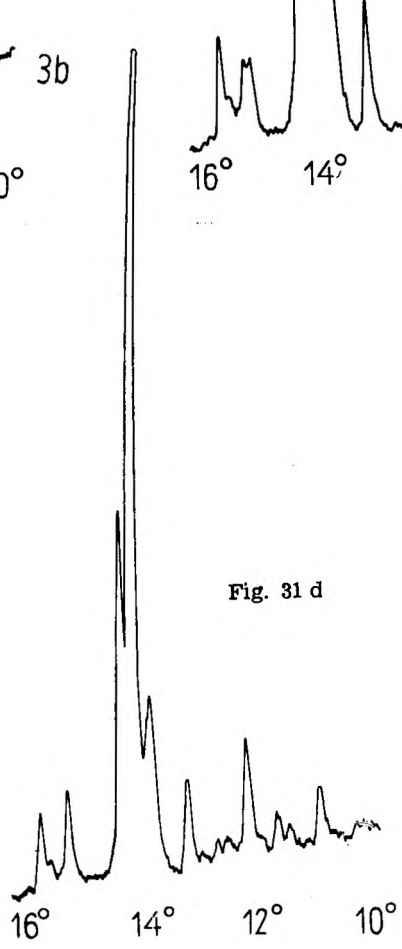
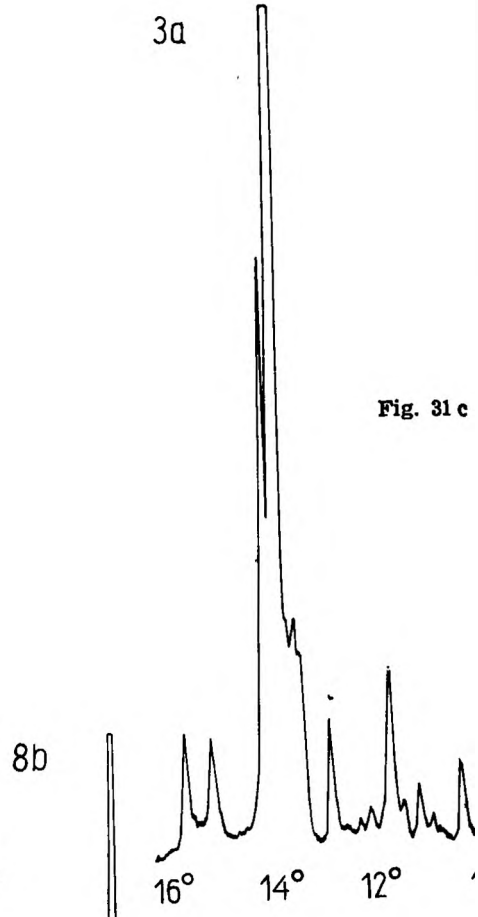
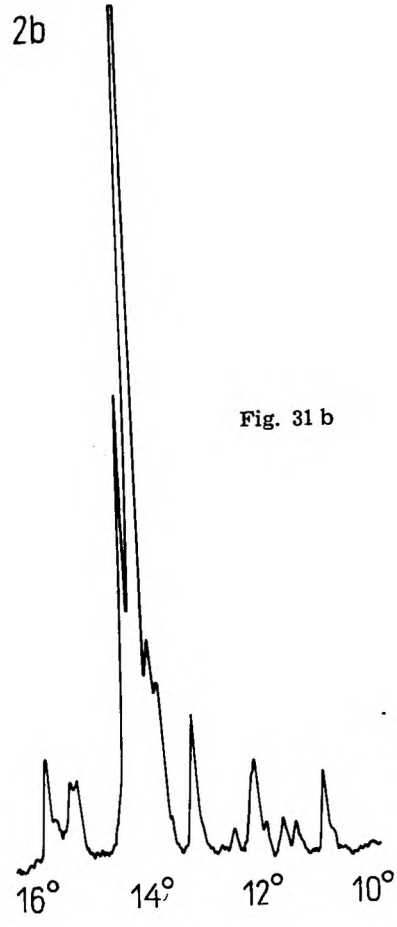
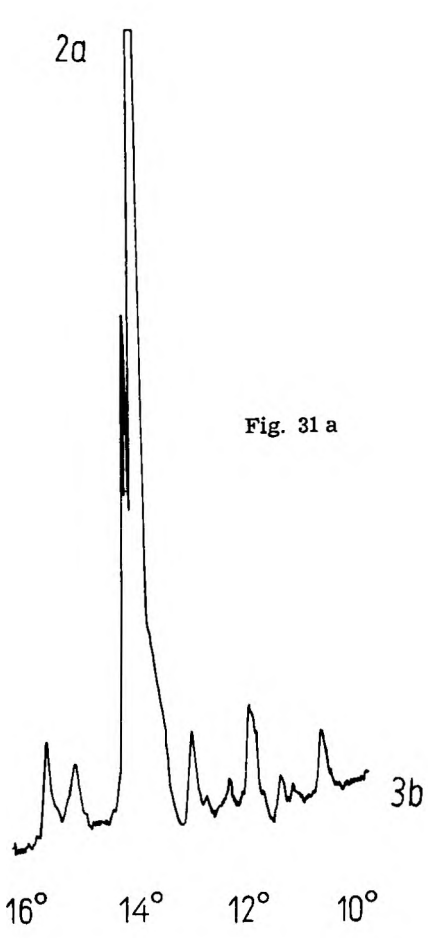
jawiające się w zakresie 14,5°—16° Θ (vide przykładowe dyfraktogramy fig. 32). Refleks pojawiający się w pobliżu 15° jest w skaleniach badanych mniej lub więcej poszerzony w stosunku do refleksu kwarcu (pomiędzy 18 a 19° Θ , fig. 33) o szerokości instrumentalnej. W dwóch przypadkach różnica ta jest nawet po-
 kaźna. Procent trójskości obliczony metodą

Sabatiera podano dla poszczególnych próbek w tabeli 14.

Poza próbkami 7a i 8a, wszystkie pozostałe wykazują trójskość słabą lub nawet bardzo słabą. Próbki 7a i 8a pochodzą z tła skalnego granitów granofirowych. W zasadzie przy trójskości przekraczającej 80% powinny się pojawić 2 oddzielne refleksy w miejsce jed-

Tabela 14
 Procent trójskości skaleni potasowych w granitoidach karkonoskich
 Pourcentage de triclinisme conventionnel des feldspaths potassiques des granites de Karkonosze

Nr próbki	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4a	5a	6a	7a	7b	8a	8b
%	42	29	34	32	22	10	39	36	34	83	49	87	20
Nr próbki					9b	10a + b	11a						
%					17	16	20						



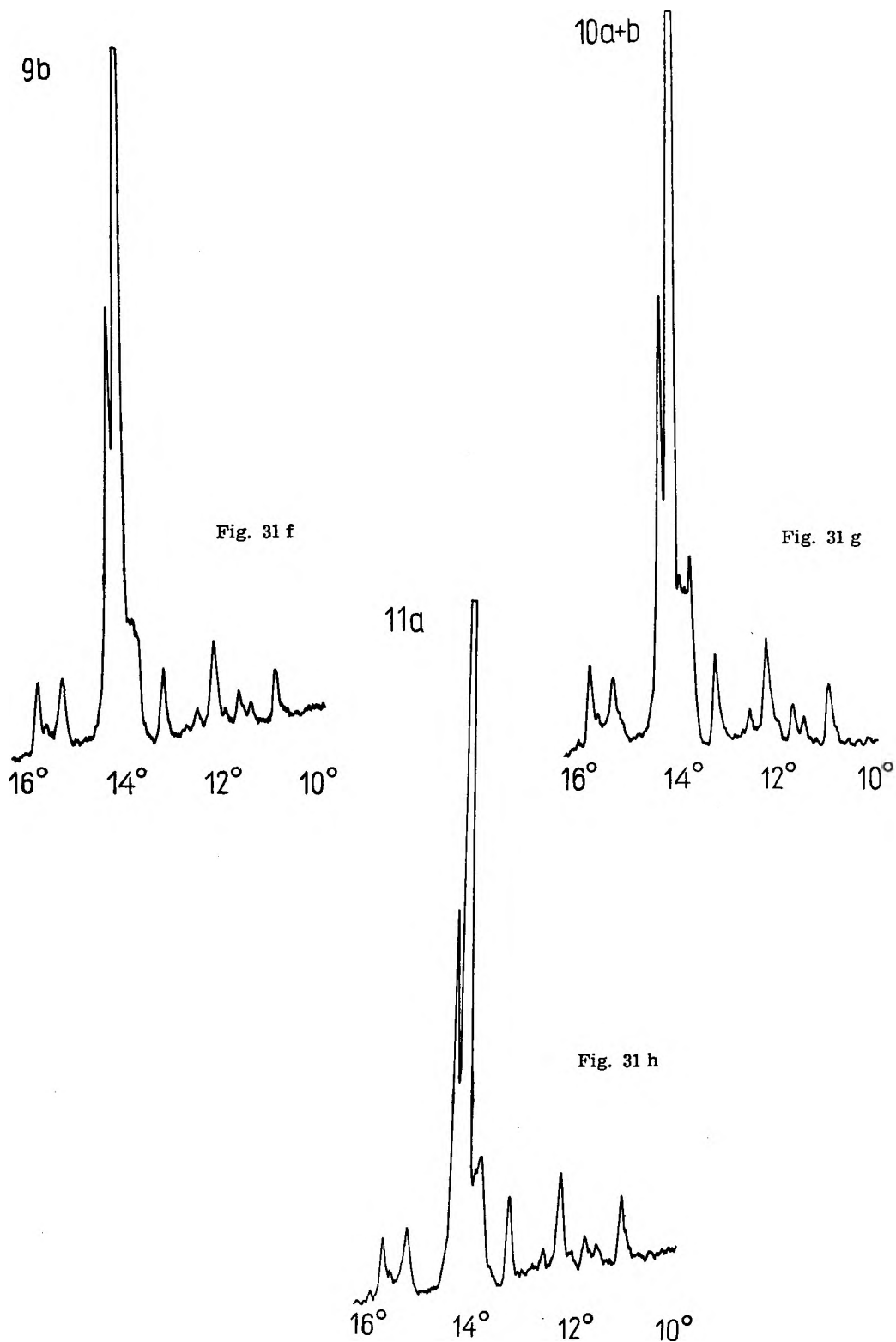


Fig. 31

Dyfraktogramy skaleni potasowych w przedziale 10–16° Θ przy użyciu promieniowania CuK_{α} (filtr Ni) — numery próbek jak w tab. 12

Diffractiongrammes des feldspaths potassiques dans l'intervalle 10–16° Θ (CuK_{α} , filtre Ni) — numéros des échantillons comme dans le tableau 12

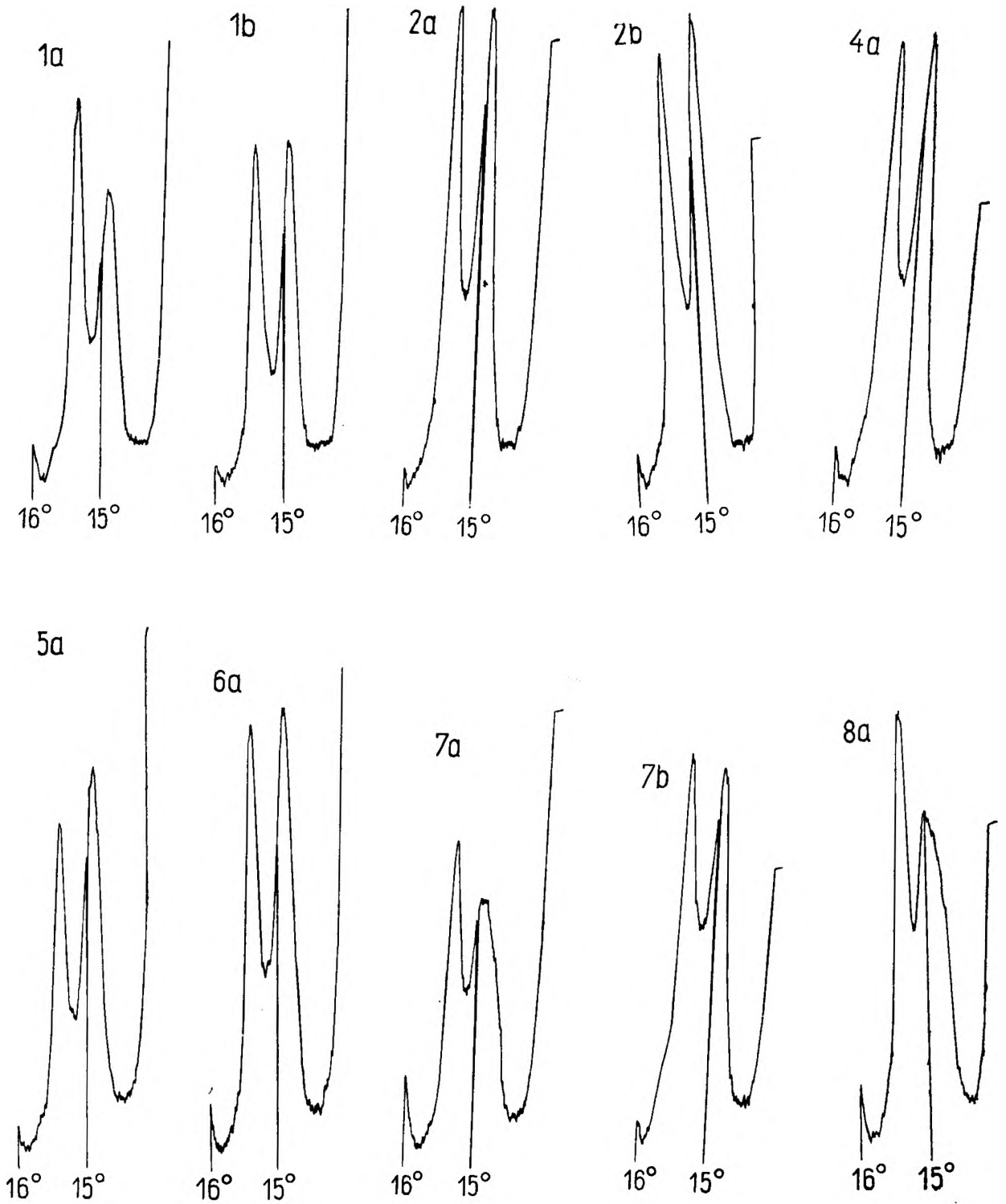


Fig. 32

Dyfraktogramy skaleni potasowych w przedziale $14,5-16^\circ \Theta$ (numery próbek jak w tab. 12)
 Diffractogrammes des feldspaths potassiques dans l'intervalle $14,5-16^\circ \Theta$ (numéros des échantillons comme dans le tableau 12)

nego poszerzonego. Należy więc przypuszczać, że wspomniane dwie próbki stanowią mieszaninę skaleni o różnym stopniu trójskości, od bardzo słabej do niemal maksymalnej.

Dodatkowo wykonano jeszcze dyfraktogramy (fig. 34) 4 megakryształów, których analizami chemicznymi nie dysponowano:

- 1) z granitu z Michałowic (punkt 37),
- 2) z granitu okolic Łomnicy (punkt 165),
- 3) z granitu z południowego zbocza góry Grabowiec (punkt 111),
- 4) z granitu okolic Kowar (punkt 128).

Jak wynika z załączonych diagramów, struktury tych skaleni są bardzo zbliżone do jedno-skośnych, obliczony zaś dla nich procent trój-skości waha się w granicach 12—21.

Ogólnie można by wysunąć twierdzenie, że skalenie występujące w fenokryształach wykazują nieco mniejszą trójskość od skaleni tła. Nie można tylko zapominać, że w przypadku skaleni o słabej trójskości (poniżej 60%) oznaczenie jej jest z reguły mało precyzyjne.

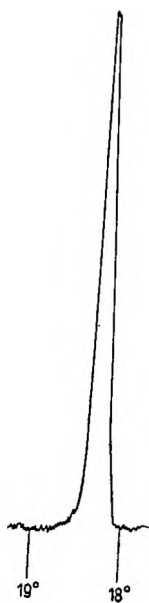
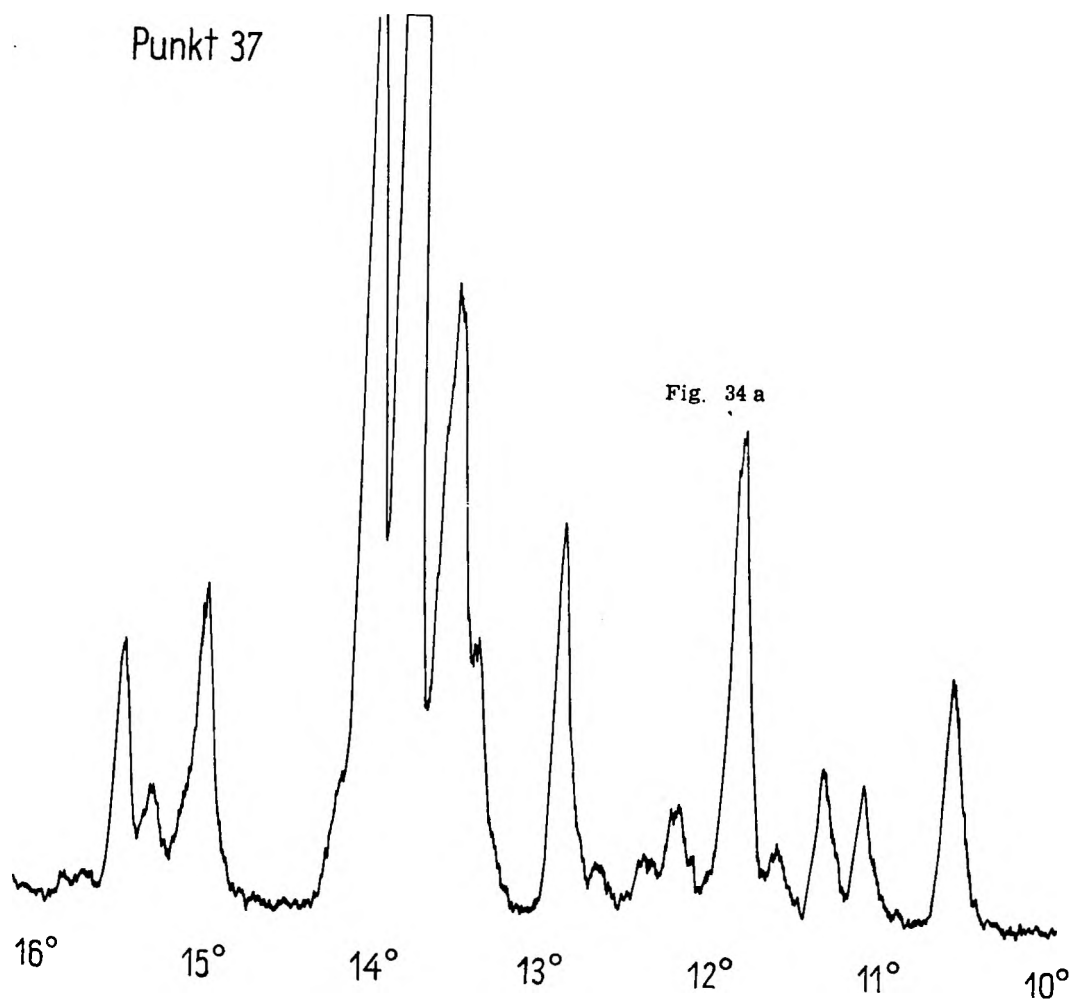
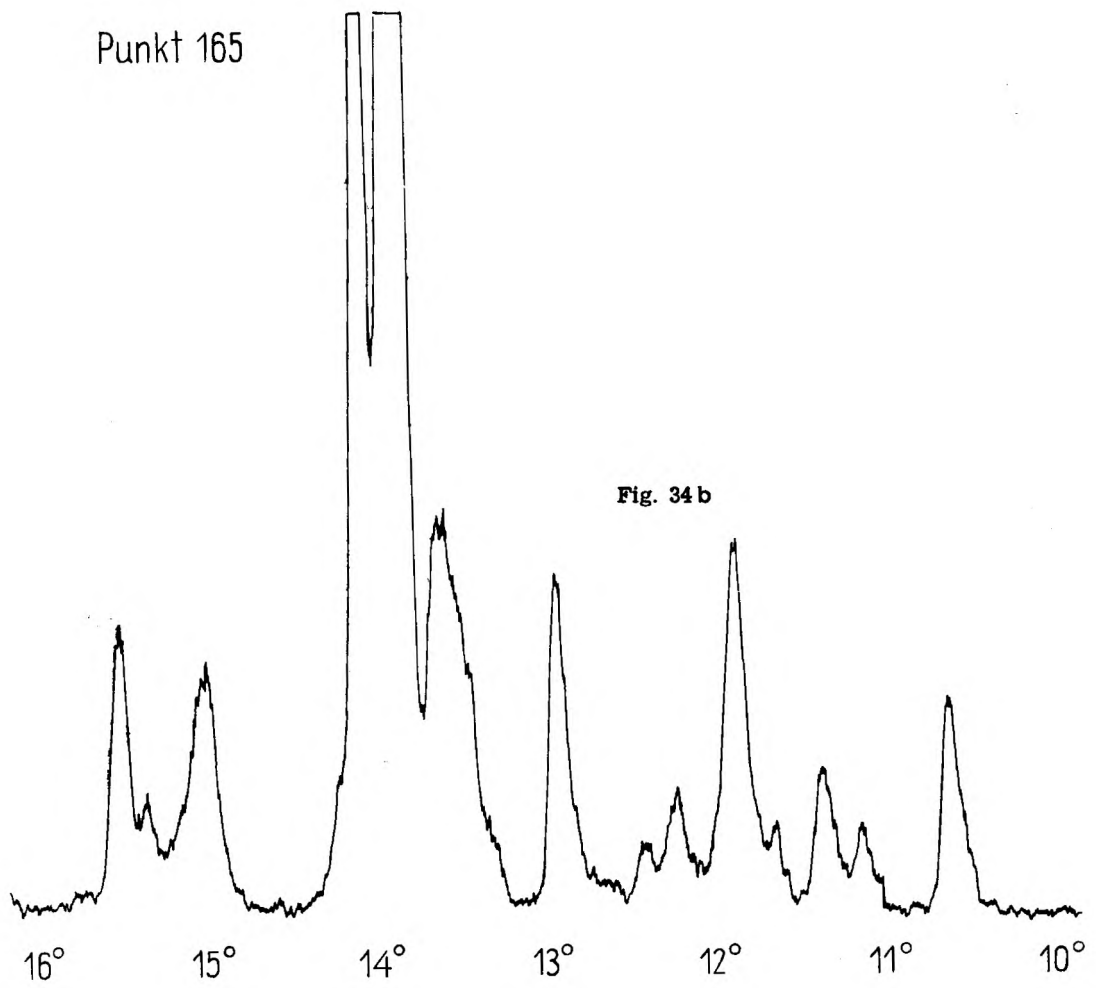


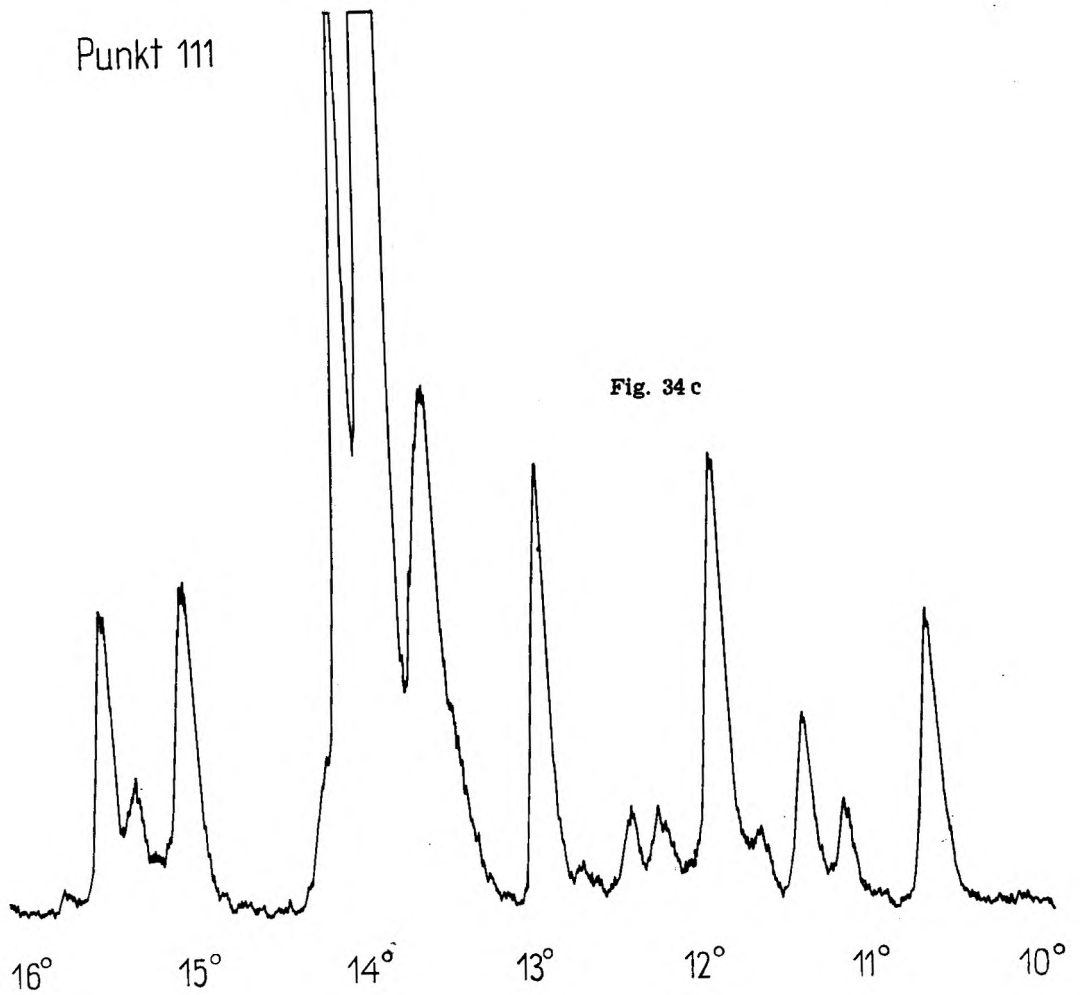
Fig. 33
Dyfraktogram kwarcu pomiędzy
18 a 19° Θ
Diffractogramme du quartz
entre 18 et 19° Θ



Punkt 165



Punkt 111



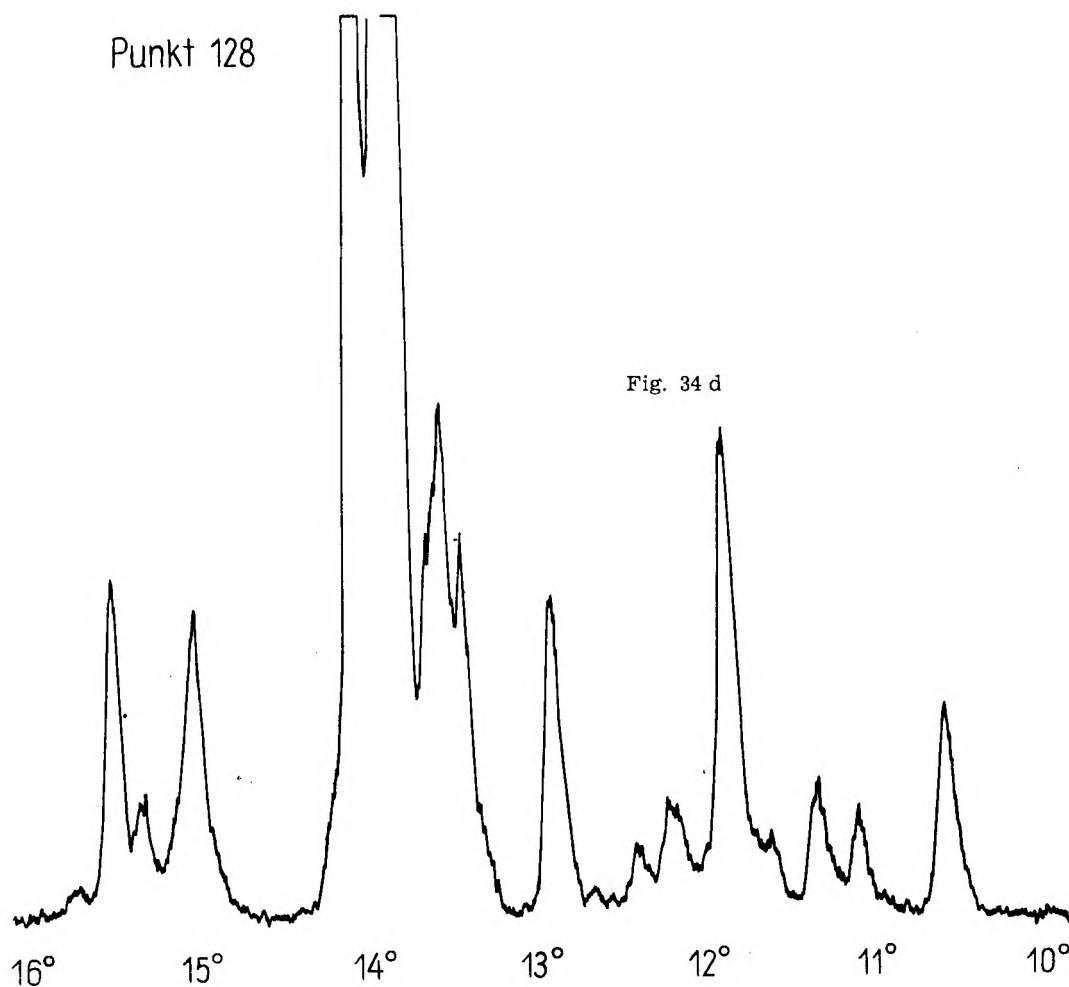


Fig. 34

Dodatkowe dyfraktogramy megakryształów skaleni potasowych w przedziale 10—16° ̸ (punkty 37, 111, 128 i 165 usytuowane na fig. 4)

Diffractogrammes supplémentaires des mégacristaux des feldspaths potassiques dans l'intervalle 10—16° ̸ (les points 37, 111, 128 et 165 figurent sur la carte fig. 4)

Z granitu z kamieniołomu w Michałowicach oprócz skalenia potasowego (nr 2 w tab. 12) zanalizowany został również plagioklaz. Zawiera on: 66,9% Ab, 28,4% An i 4,7% Or. Po odrzuceniu ortoklazu procent albitu w plagioklazu wyniesie 70,2. Wartość ta bardzo zbliżona jest do oznaczonej mikroskopowo (28—29% An czyli 72—71% Ab). Znając ponadto molekularną zawartość albitu w skaleniu potasowym tej samej skały, można z krzywych podanych przez T.F. W. Bartha (1955, 1956, 1962) po uprzednim obliczeniu współczynnika k ze wzoru

$$k_{T,P} = \frac{\text{molarna frakcja Ab w skaleniu potasowym}}{\text{molarna frakcja Ab w plagioklazu}}$$

odczytać temperatury krystalizacji skaleni. Podany wzór zakłada, że rozdział sodu (w postaci

drobiny albitowej) pomiędzy skaleni potasowy i wapienny jest dla danej temperatury wielkością stałą (Barth 1956).

Dla granitu z Michałowic k wynosi 0,33, jeśli pod uwagę weźmiemy zawartość albitu w skaleniach potasowych „tła”, oraz 0,44, gdy przejdziemy się na megakryształach „ortoklazu”. W pierwszym przypadku temperatura krystalizacji wynosiłaby około 600°C, w drugim około 700°C.

Podobne próby obliczenia temperatury krystalizacji można przeprowadzić również dla pozostałych próbek granitu o zanalizowanych chemicznie skaleniach potasowych. Zawartość drobiny albitowej w plagioklazach ustalono dla nich wyłącznie na drodze mikroskopowej. Wyniki przedstawia tabela 15.

Tabela 15
Temperatury krystalizacji skaleni w granitoidach
karkonoskich
Températures de cristallisation des feldspaths
des granites de Karkonosze

Nr próbki	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4a	5a
Zawartość Ab w skaleniach potasowych	24,2	24,4	23,1	30,9	23,9	27,5	25,6	19,4
Zawartość Ab w plagioklazach	70	70	70,2	70,2	80	80	74,5	86
<i>k</i>	0,34	0,35	0,33	0,44	0,30	0,34	0,34	0,23
Temperatura w °C	600	610	590	700	570	600	600	510
Nr próbki	6a	7a	7b	8a	8b	9b	10a+b	11a
Zawartość Ab w skaleniach potasowych	25,0	22,1	32,1	23,8	32,7	31,2	25,8	28,9
Zawartość Ab w plagioklazach	68	75	75	70 86	70	76	78,5	78,5
<i>k</i>	0,37	0,29	0,43	0,34 0,28	0,47	0,41	0,33	0,37
Temperatura w °C	630	560	690	600 550	730	670	600	640

Niewątpliwie ustalone w ten sposób temperatury krystalizacji skaleni, a tym samym granitu, są tylko orientacyjne. Pomijając już nawet trudne do uniknięcia błędy eksperymentalne, można by wysunąć pewne zastrzeżenia co do bezkrytycznego zastosowania samej metody. Zakłada ona, że cały sód, jaki stwierdzamy analitycznie w skaleniu potasowym, wszedł do jego sieci w momencie krystalizacji skalenia. Po obniżeniu temperatury część albitu pozostała w sieci, reszta wydzieliła się dając pertyty z odmieszania. Czy jednak istotnie w granicie karkonoskim mamy tylko pertyty tego rodzaju? Obserwacje mikroskopowe zdają się temu przeczyć. Nie mamy niewątpliwych kryteriów dla odróżnienia pertytów z odmieszania od metasomatycznych, a tym bardziej nie potrafimy usunąć „obcych” przerostów przy separacji skaleni potasowych przeznaczonych do analizy chemicznej.

Drugim słabym punktem metody wydaje mi się milcząco przyjęte założenie, że oba skalenie — potasowy i sodowo-wapienny — krystalizowały równocześnie, bo chyba jedynie w takim przypadku reguła van't Hoffa i Nernsta znajduje tu swoje zastosowanie. Nie wiadomo też, jaką zawartość Ab przyjmować dla plagioklazów o budowie pasowej, w przypadku gdy brak ich analizy chemicznej dającej skład przeciętny,

i co zrobić, jeśli w próbce znajdują się dwa rodzaje plagioklazów o różnej zawartości Ab, przy czym oba graniczą z tym samym skaleniem potasowym. W tabeli 15 podano zawartość Ab w plagioklazach niepasowych, gdyż przeważają one ilościowo nad pasowymi, przy czym — jak stwierdzono na przykładzie próbki Michałowice (nr 2) — taki właśnie skład plagioklazów odpowiada ustalonym na drodze chemicznej. Gdyby przyjąć za podstawę obliczeń zawartość Ab w zewnętrznych obwódkach plagioklazów, temperatury krystalizacji zmalałyby w stosunku do podanych w tabeli przeciętnie o 50—70°. W przypadku próbki nr 8 obliczono dla skaleni tła dwie temperatury krystalizacji, gdyż w skale występują dwa rodzaje plagioklazów o dość dużej różnicy w zawartości albitu, przy czym często oba graniczą z tym samym skaleniem potasowym.

Niezależnie od wszystkich wypowiedzianych wyżej wątpliwości i zastrzeżeń obliczona na podstawie zestawionych w tabeli danych średnia temperatura krystalizacji skaleni, wynosząca około 620°C, jest dla granitu Karkonoszy zupełnie prawdopodobna.

Przeprowadzone badania skaleni potasowych nie dały pewnej odpowiedzi na pytanie, czy istnieje różnica pomiędzy dużymi i drobnymi ich kryształami, choć można by się dopatrywać argumentów przemawiających za wcześniejszą krystalizacją fenokryształów. Za jeden z nich można by uznać kilkakrotnie zwykle wyższą zawartość baru w skaleniach dużych. Według K. S. Heiera i innych (Heier 1962), Ba²⁺, o zbliżonym bardzo promieniu jonowym do K¹⁺ i tworzący silne wiązanie jonowe z tlenem, zwykł koncentrować się we wcześniej utworzonych skaleniach potasowych. Stwierdzono np., że skalenie potasowe skał wczesnomagmowych zawierają go zazwyczaj dużo więcej niż takie skalenie pegmatytów (v. Engelhardt 1936), a wśród mikroklinów pegmatytów większa ilość baru gromadzi się w skaleniach krystalizacji wcześniejszej (Ofstedal 1959, 1961). Nie ma jednak na razie dostatecznych podstaw do przenoszenia stosunków panujących wśród skaleni pegmatytów na skalenie granitoidów.

Za drugą przesłanką sugerującą wcześniejszą krystalizację fenokryształów można by przyjąć stwierdzony wśród skaleni „tła” skalnego niektórych odmian granitu wyraźnie wyższy niż w megakryształach procent trójskości. Jeśli dodamy, że wspomniane odmiany pochodzą z peryferycznych partii masywu, można by w pierwszej chwili uznać za słuszne twierdzenie, że intruzja była tu płytsza (Borkowska 1963) i wydzielone wśród głównej masy skalnej skalenie potasowe krystalizowały w niższych tempe-

raturach, a przy tym dostatecznie powoli, aby mogło w ich sieci krystalicznej nastąpić uporządkowanie grup Al—Si (Marmo 1962, 1963). Jak wynika z tabeli 15, temperatury krystalizacji skaleń były tu istotnie dość niskie, jednak nie na tyle, aby to miało być dostateczną i jedyną przyczyną powstania trójskośnego skalenia potasowego, tym bardziej że skalenie potasowe w próbce 5a, o niższej jeszcze temperaturze krystalizacji, mają struktury o znacznie mniejszym stopniu trójskości. Należałoby więc przyjąć, że trójskość karkonoskich skaleń potasowych zależy nie tylko od temperatury. J. Wyart i G. Sabatier zwracają np. w swych pracach uwagę na rolę wody w genezie skaleń. Sam fakt eksperymentalnego uzyskiwania jednoskośnego sanidynu z trójskośnego albitu (Wyart, Sabatier 1961) w temperaturach stosunkowo niewysokich (400—700°C) wydaje się niesłychanie ważny.

Trudno w tej chwili dać odpowiedź na pytanie, jakie czynniki wpłynęły na strukturę potasowych skaleń w granicie karkonoskim i czy obecny stopień ich trójskości jest odbiciem warunków, w jakich krystalizowały. Można tylko stwierdzić, że nie ma widocznych różnic w strukturze kryształów dużych i drobnych poza jedynym wyjątkiem, jaki stanowią niektóre peryferyczne odmiany granitu. Lecz i w tym ostatnim przypadku trudno z całą pewnością twierdzić, że wszystkie skalenie potasowe „tła” różnią się stopniem trójskości od fenokryształów, gdyż otrzymane dyfraktogramy mogą wskazywać w przypadku pierwszych na mieszaninę kryształów o sporej rozpiętości stopnia trójskości.

Zanim jednak lepiej poznane zostaną warunki, od których zależy ustalenie stopnia trójskości skaleń potasowych w przyrodzie, wyciąganie na jego podstawie wniosków petrogenetycznych wydaje się zbyt pochopne, na co zwrócił już uwagę R. V. Dietrich (1962).

ANALIZA BIOTYTU

Z granitu z kamieniołomu w Michałowicach (punkt 37) wyseparowano biotyt, aby go następnie poddać analizie chemicznej (tab. 16). Dla porównania wydzielono również biotyt z hornfelsu okolicy Wysokiego Kamienia (punkt 22). Oba biotyty zostały oczyszczone od innych minerałów ciężkich za pomocą elektromagnesu. Ich czystość sprawdzono następnie pod lupą i w preparatach proszkowych.

Biotyt z hornfelsu jest wyraźnie bogatszy w glin, uboższy natomiast w magnez od biotyty z granitu. Ilość litu, dość duża w biotycie granitu, jest jedynie śladowa w biotycie hornfelsu. Pozostałe pierwiastki wykazują niewielkie róż-

nice ilościowe; stosunkowo wyraźnie zaznaczają się one jeszcze w krzemie i żelazie trójwartościowym, w pierwszym na korzyść biotyty z Michałowic (granit), w drugim — biotyty z Wysokiego Kamienia (hornfels).

Hornfels, z którego wyseparowano biotyt, jest skałą ubogą w krzemionkę i zawiera w swym składzie mineralnym głównie kordieryt, plagioklaz i biotyt. Wyniki jego analizy chemicznej znajdują się w tabeli 8, nr 5, a mikrometrycznej — w tabeli 7, nr 7. Analiza chemiczna szlirowatego granitu z Michałowic przedstawiona jest w tabeli 4, nr 2, mikrometryczna w tabeli 1.

Tabela 16

Wyniki analizy chemicznej biotytów w % wagowych
Analyses chimiques des biotites en % du poids

Miejsce pochodzenia próbki	Granit z Michałowic	Hornfels z SE zbocza Wysokiego Kamienia
c. wł.	3,030	3,031
SiO ₂	35,32	32,01
Al ₂ O ₃	12,96	17,71
Fe ₂ O ₃	7,79	9,44
FeO	17,91	17,62
MnO	0,20	0,16
MgO	8,71	6,09
TiO ₂	4,92	4,91
Li ₂ O	0,22	0,003
K ₂ O	8,40	8,72
Na ₂ O	0,55	0,50
CaO	1,84	1,77
H ₂ O+	1,32	1,18
H ₂ O—	0,22	0,34
P ₂ O ₅	0,30	0,05
F	0,02	0,03
Suma	100,68	100,533
V	0,0080	0,0070
Cr	0,0020	0,0060
Ni	0,0035	0,0065
Liczba jonów obliczona na podstawie 24 (O, OH, F)		
Si	5,642	5,149
Al	2,358	2,851
Al	0,081	0,505
Ti	0,591	0,594
Fe ⁺³	0,936	1,142
Fe ⁺²	2,392	2,369
Mn	0,027	0,022
Mg	2,072	1,459
Li	0,142	0,002
Ca	0,254	0,294
Na	0,171	0,156
K	1,712	1,789
OH	1,406	1,266
F	0,010	0,015

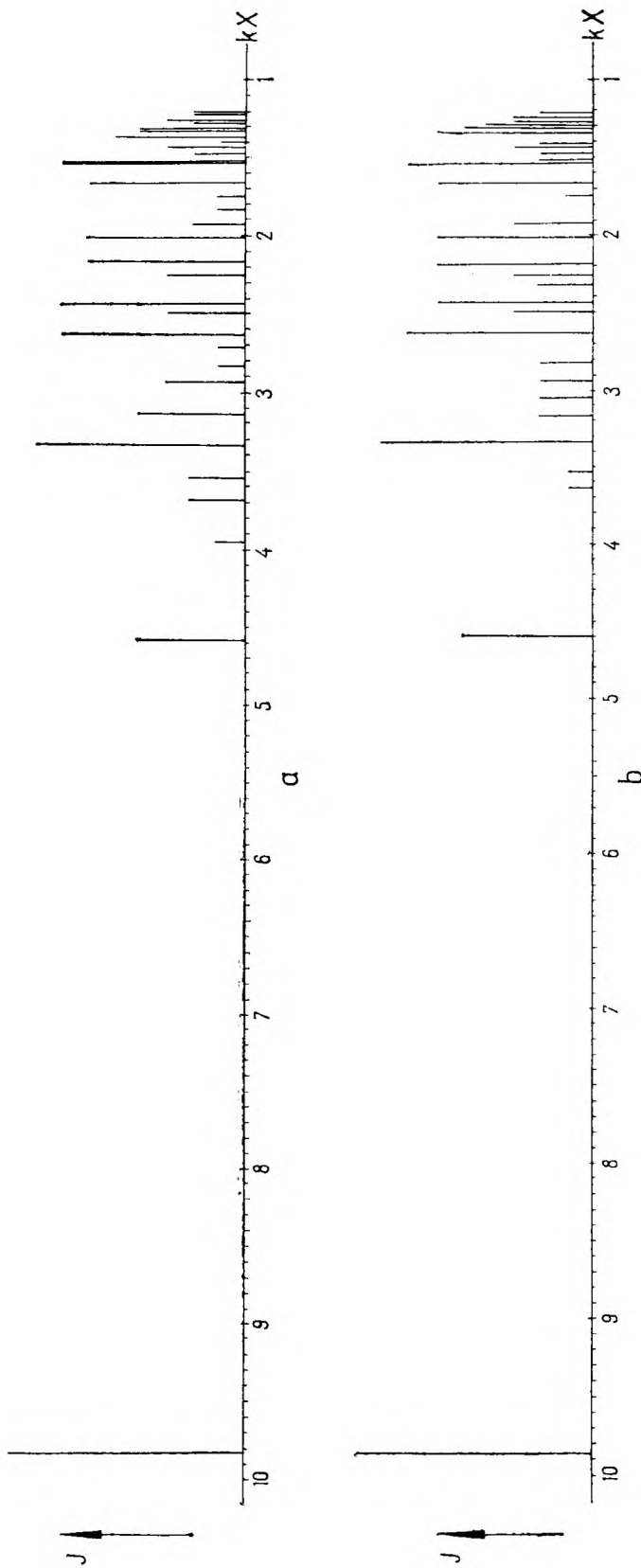


Fig. 35

Diagramy wykonane na podstawie proszkowych zdjęć rentgenowskich biotytu

a - biotyt z granitu sztirowatego z kamieniołomu w Michałowicach (punkt 37), b - biotyt z hornfelsu okolic Szklarskiej Poręby, z południowo-wschodniego zbocza Wysokiego Kamienia (punkt 22)

Radiogrammes de poudre de la biotite

a - biotite du granite à „schlieren” de la carrière de Michałowice (point 37), b - biotite de la cornéenne des environs de Szklarska Poręba, du versant SE de Wysoki Kamień (point 22)

nr 3. Wysoką zawartość glinu biotyt z hornfelsu zawdzięcza niewątpliwie pierwotnemu składowi skały (łupek ilasty), pewne ubóstwo magnezu (w stosunku do biotyту z granitu) — przypuszczalnie wcześniejszej krystalizacji kordierytu. Sama rekrytalizacja biotyту nastąpiła więc dopiero pod wpływem intruzji granitu.

W porównaniu z innymi analizowanymi biotytami ze skał granitowych (*vide* Deer, Howie i Zussman 1962) biotyt michałowicki jest wyraźnie wzbogacony w tytan; także ilość Fe^{+3} należy w nim uznać za wysoką. Na ogół suma $Fe_2O_3 + TiO_2$ nie przekracza w granitoidach

(granity, adamellity, granodiority) 10% (Heinrich 1946), w biotycie adamellitu z Michałowic dochodzi natomiast do 13%.

Biotyt z hornfelsu trudno porównywać z innymi z uwagi na zbyt szczupłą w literaturze światowej ilość analiz łyszczyków ze skał termicznie zmetamorfizowanych.

Figura 35 przedstawia wyniki rentgenowskich zdjęć proszkowych obu zanalizowanych biotytów. Zdjęcia wykonane zostały w kamerach o średnicy 57,3 mm, przy użyciu antykatory Co i filtru Fe.

WNIOSKI OGÓLNE

Na podstawie przeprowadzonych badań petrograficznych podzielono granitoidy* karkonoskie na trzy główne typy: granity centralne, granity grzbietowe i granity granofirowe, co odpowiada z grubsza podziałowi dokonанemu już uprzednio przez G. Berga.

Nazwą granity centralne objęto typ główny, zajmujący centrum masywu, reprezentowany w większości przez skały gruboziarniste, porfirowate. Uznano bowiem, że — jako ogólniejsza — nazwa ta bardziej odpowiada rzeczywistości niż dawna — „granit z porfirowymi skaleniami”. Należy tylko pamiętać, że określa ona jedynie pewien typ granitoidów karkonoskich i z niemiecką nazwą „Zentralgranit” nie ma nic wspólnego. Geologowie niemieccy obejmowali nazwą „granit centralny” cały karkonoski masyw granitowy, dla odróżnienia go od starszego granitognejsu izerskiego.

Jak wynika z obserwacji i wykonanych badań, granity centralne nie zawsze są porfirowate, a nawet nie zawsze gruboziarniste, i wykazują dużą zmienność zarówno w swym wyglądzie megaskopowym, jak i w obrazach mikroskopowych. Można wśród nich wydzielić odmiany z licznymi i pojedynczymi megakryształami skaleni, a także mniej więcej równoziarniste, ubogie albo znów wzbogacone w biotyt, szlirowate i bezkierunkowe, zawierające hornblendę lub jej pozbawione itd. W gruncie rzeczy trudno postawić pomiędzy poszczególnymi odmianami jakąś sensowną granicę, gdyż przechodzą one w siebie nawzajem i praktycznie każdą z

nich — z niewielkimi odchyleniami — spotkać można wszędzie. Licznie spotyka się wśród tego typu granitu ciemne enklawy rozmaitej wielkości, zawierające wśród minerałów ciemnych biotyt (ewentualnie chloryt) lub hornblendę, lub też oba te minerały razem. Nierzadko enklawy mają rozmiary bardzo drobne, nie przekraczające 1 cm, dzięki czemu stwierdzenie ich obecności możliwe jest dopiero na drodze mikroskopowej. Kiedy indziej znów widoczne są jedynie drobne ich fragmenty, nieregularnie rozmieszczone w granitowej masie skalnej.

Granity grzbietowe (pasmo górskie Karkonoszy oraz po części Rudawy Janowickie) są w swej czystej postaci równo- i bardziej drobnoziarniste, praktycznie pozbawione szlirowotytych, enklaw i hornblendy.

Granity granofirowe, występujące głównie w północno-wschodnim obrzeżeniu masywu, nazywane były przez badaczy niemieckich drobnoziarnistymi granitami apłityowymi z porfirowymi kryształami skaleni. Trudno zgodzić się z takim określeniem w przypadku skał, które w swym składzie mineralnym zawierają do 7% biotyту (łącznie z chlorytem) i pod tym względem absolutnie nie różnią się od granitów grzbietowych. Opisywany przez Niemców i charakterystyczny dla tego typu granitoidów karkonoskich kwarc o pokroju heksagonalnym również nie wszędzie jest obecny. Należałoby też podkreślić, że nie zawsze główna ich masa skalna jest naprawdę drobnoziarnista i że często skały te przypominają porfirowate odmiany granitów centralnych. Enklawy i szlirowotyty występują tu również nie mniej licznie niż wśród granitów centralnych. Jak z przedstawionych faktów wynika, trudne jest w niektórych przypadkach odróżnienie skał tej grupy granitów od innych na podstawie samego tylko wyglądu megaskopowego. Wykazują one jednak przynajmniej jedną bardzo charakterystyczną

* Używana przeze mnie często ogólna nazwa granitoidy nie kryje w sobie żadnych sugestii genetycznych (por. Goodspeed 1937, Mehnert 1957); ma ona jedynie podkreślić, że w skład masywu Karkonoszy wchodzi również skały, które w sensie petrograficznym nie są granitami z uwagi na wyraźną przewagę plagioklastu nad skaleniem alkalicznym.

cechę mikroskopową, a mianowicie obecność struktur granofirowych, obfitych zwłaszcza wśród drobnoziarnistych partii skały. Takich struktur nie spotyka się ani w granitach centralnych, ani w grzbietowych. Te ostatnie wykazują wprawdzie dość liczne wrostki kwarcu w skaleniach, nie mają one jednak charakteru przerostów mikropegmatytowych i ograniczone są zwykle do kryształów większych. W granitach centralnych natomiast struktury granofirowe są zjawiskiem nader rzadkim; wyjątek stanowią gruboziarniste partie skalne o charakterze gniazd pegmatytowych.

Pod względem składu mineralnego wszystkie trzy typy granitoidów karkonoskich są bardzo do siebie zbliżone. Odnosi się to przede wszystkim do ilościowych stosunków pomiędzy minerałami jasnymi: kwarcem i skaleniami. Biotyt występuje najliczniej w granitach centralnych. Oba pozostałe typy granitów są — przeciętnie rzecz biorąc — dość weń zubożone. Najmniej urozmaicone pod względem składu jakościowego są granity grzbietowe. Brak w nich przede wszystkim hornblendy, często — choć przeważnie w niewielkich ilościach — spotykanej w obu pozostałych typach.

Pewne zróżnicowanie wykazuje też sposób wykształcenia i występowania minerałów jasných. Kwarc oprócz ziarn występujących samodzielnie tworzy częste przerosty ze skaleniami; w przerostach o charakterze myrmekitowym spotyka się go we wszystkich typach granitu, najmniej licznie w granitach grzbietowych, w przerostach granofirowych przede wszystkim w granitach granofirowych, a w postaci licznych wrostków o zmiennej orientacji i gromadzących się przeważnie na brzegach większych skaleni potasowych i plagioklazów najliczniej w drobnoziarnistych granitach grzbietowych. W ostatnim przypadku wrostki kwarcu mają często wielkość i wygląd ziarn występujących w drobnoziarnistej masie skalnej.

Plagioklasy — poza albitowymi nowotworami — mają zazwyczaj skład oligoklazu o zmiennej zawartości anortytu; wyjątkowo przechodzą do andezynu. Ogólnie najniższy procent An w plagioklazach wykazują granity grzbietowe (przeważnie 14—15%). Bardzo często plagioklasy odznaczają się normalną budową pasową, przeważnie z wyraźną rekurencją pasów. Partie zewnętrzne mają na ogół skład albitu. Na podkreślenie zasługuje spotykana we wszystkich typach granitów, najczęściej jednak we wschodnich rejonach masywu, budowa plamista plagioklazów. Nierzadko pojawia się ona jednocześnie z budową pasową. Plamiste są przede wszystkim jądra skaleni; zawartość anortytu w poszczególnych elementach bezpośrednio ze sobą stykających często różni się o 20 i więcej

procent. Do produktów przeobrażenia plagioklazu należą głównie serycyt, epidoty, rzadziej skapolity i kalcyt.

Sposób występowania skaleni potasowych jest szczególnie charakterystyczny w granitach centralnych, w mniejszym stopniu także w granitach granofirowych. Na podkreślenie zasługuje przede wszystkim duża rozpiętość w wielkości poszczególnych osobników. Duże pojedyncze kryształy (megakryształy), nierzadko z jasnymi obwódkami plagioklazu, czasem o zaokrąglonych kształtach, nadają skale wygląd podobny do granitów rapakiwi. Własności optyczne owych megakryształów niewiele różnią się od takichże własności kryształów drobniejszych, współwystępujących z kwarcem i plagioklazem w głównej masie skalnej. Kryształy duże mają na ogół więcej wrostków i są silniej pertytowe. Wśród wrostków na pierwszy plan wysuwają się w skaleniach potasowych granitów centralnych plagioklasy, dalej biotyt i kwarc, w granitach granofirowych najliczniejsze są wrostki kwarcu, które — jak już wspomniano wyżej — mają charakter przerostów mikropegmatytowych i bynajmniej nie ograniczają się do kryształów dużych.

Przerosty pertytowe w skaleniach potasowych bywają bardzo rozmaite. Jedne mają postać cienkich kresek albo nitek przebiegających zgodnie ze śladami łupliwości murchinsonitowej, inne, występujące zwykle w tym samym kryształach, postać wstęg lub plam o często wyraźnie widocznych zbliżeniach. Nierzadko spotykana plamistość wygaszania, a nawet zaczątkowa kratka mikroklinowa pojawiają się przede wszystkim w pobliżu owych grubszych przerostów pertytowych lub wrostków plagioklazu i kwarcu. Skalenie potasowe o wyraźnych zbliżeniach typu mikroklinowego występują jedynie lokalnie. Często stanowią one tylko pewne partie kryształów, w pozostałych miejscach całkowicie pozbawionych bliźniaczej kratki. Spotykane są ponadto w gniazdach pegmatytowych i aplitowych, gdzie występują obok ortoklazu lub mikroklinu o wyraźnie niższym stopniu trójskośności. Na ogół megakryształy skaleni wykazują wyższą zawartość sodu od skaleni drobnych. Kryształy drobne — niezależnie od typu granitu, w jakim występują — zawierają też wyraźnie mniejszą od kryształów dużych ilość baru wśród pierwiastków śladowych. Oznaczony rentgenograficznie stopień trójskośności opisanych skaleni jest — ogólnie rzecz biorąc — niewielki.

Na uwagę zasługuje obfitość myrmekitu, zwłaszcza w granitach centralnych. Obok myrmekitu pojawiającego się w zewnętrznych partiach plagioklazów powszechnie spotykane są skupienia drobnych albitów, często z robaczko-

wymi przerostami kwarcu, pomiędzy większymi kryształami skalenia potasowego. Skład międzyziarnowych albitów jest na ogół identyczny ze składem grubszych przerostów pertytowych w skaleniach potasowych. Czasem plamiste okienka pertytowe są szczególnie liczne i — jeśli występują na brzegu skalenia potasowego — niejednokrotnie łączą się z sąsiadującym myrmekitem.

Cechą charakterystyczną dla granitów centralnych i granofirowych jest częste pojawianie się hornblendy, bardzo podobnej do amfibolu występującego w enklawach i skałach kontaktowych. Spotykana jest ona w różnych miejscach masywu, występując bądź pojedynczo, bądź w zespołach złożonych z kilku kryształów, wreszcie w zwartych i wyraźnie wyodrębnionych skupieniach z biotytem, chlorytem i plagioklazem (ewentualnie kwarcem), podobnych do małych enklaw. Kryształy hornblendy — zwłaszcza tej poza skupieniami — są miejscami porozrywane na drobne fragmenty oraz poprzerastane licznymi wrostkami. Wśród przerostów szczególnie godne uwagi są — co prawda rzadko bardzo spotykane — reliktove pirokseny. Większość osobników hornblendy wykazuje plamiste zabarwienie; w skupieniach intensywność barwy wzrasta w partiach brzeżnych.

Wspomniane skupienia zawierające hornblendę, o charakterze mikroenklaw, są na ogół wiernym obrazem niektórych enklaw większych doskonale widocznych już megaskopowo, a nawet osiagających pokaźne rozmiary. Hornblenda w enklawach nie wykazuje jednak plamistości. Towarzyszą jej nierzadko — podobnie jak w granicie — tytanit, epidoty (często pístacyt i allanit) oraz czarne tlenki żelaza.

W większości zbadanych enklaw głównym minerałem ciemnym jest biotyt, ewentualnie chloryt. Trzeba podkreślić, że także wśród licznych w granicie mikroenklaw wiele swym składem i sposobem wykształcenia oraz wielkością minerałów odpowiada owym enklawom biotyto- wym. Dość charakterystyczny wydaje się również fakt występowania zarówno w enklawach, jak w granitach, głównie we wschodnich partiach masywu, takich minerałów, jak fluoryt, pistacyt, robaczkowy i sferulityczny chloryt, magnetyt w sporych automorficznych kryształach, czasem kalcyt. W niektórych enklawach zaobserwowano granat, zwykle nieliczny. Minerale tego nie spotkano w żadnej ze zbadanych próbek granitu. Wymienia go jednak G. Berę (1923) w swych opisach granitów karkonoskich, podkreślając zresztą sporadyczność jego występowania.

Większość ciemnych enklaw ma skład i strukturę zbliżone do mikrogranodiorytów lub mi-

krodiorytów, czy też — w przypadku występowania większych ilości skalenia potasowego (zwykle mikroklinu) — do mikromonzonitów. Większe kryształy skaleni — zarówno potasowych, jak sodowo-wapiennych — występują zwykle w enklawach większych, o średnicach od kilkunastu centymetrów wzwyż. Sporadycznie pojawiają się drobne enklawy gnejsowe, dość jasne i drobnoziarniste, z niewielką ilością biotyty.

Niezależnie od swego wyglądu i składu enklawy stanowią niewątpliwie materiał obcy, pochodzący przypuszczalnie z głębokiego podłoża lub z osłony masywu granitowego. Zostały one już oczywiście przez magmę granitową przerobione, częściowo zasymilowane. Wydaje się pewne, że zarówno wspomniane wyżej mikroenklawy, jak opisane kryształy hornblendy stanowią resztki rozplyniętych enklaw i, podobnie jak one, są starsze od magmy granitowej.

Jednym z dowodów na pochodzenie materiału obcego w granitach przynajmniej w części ze skał podobnych do znajdujących dzisiaj w osłonie mogłyby być spotykane w niektórych próbkach granitowych kryształy hornblendy poprzerastane piroksenem, innym — mikroenklawy chlorytowo-skapolitowe. Skały piroksenowo-amfibolowe ze skapolitami występują przede wszystkim we wschodnim obrzeżeniu masywu. Swój obecny skład i wygląd zawdzięczają one przypuszczalnie w równym stopniu materiałowi wyjściowemu, jak kontaktowemu działaniu granitu.

Obok skał opisanego typu występują we wschodnim obrzeżeniu masywu również hornfelsy kordierytowe z andaluzytem. Hornfelsy te zazwyczaj obfitują w biotyt i niejednokrotnie poprzerastane są jasnymi wkładkami skaleniowo-kwarcowymi. Podobne hornfelsy występują na południowym i północnym kontakcie masywu granitowego. Skały kontaktu południowego (okolice Śnieżki) odznaczają się przeważnie kierunkową teksturą i megaskopowo przypominają gnejsy lub cienko laminowane łupki. Przeważnie zawierają skalenie: oligoklaz o pasowej budowie, skałen potasowy o miejscami wyraźnej strukturze kratkowej, czasem albit zbliżony do szachownicowego. W niektórych występuje dość obficie muskowitz. W osłonie północnej (Wysoki Grzbiet Izerski) skały kontaktowe mają częściej tekstury masywne i zbite i swym wyglądem zewnętrznym przeważnie ściśle odpowiadają typowym i klasycznym hornfelsom. Kordieryt jest w nich na ogół doskonale zachowany, andaluzyt z reguły wyraźnie pleochroiczny, plagioklaz zwykle należy do andezynu. Hornfelsy te odsłaniają się w licznych skałkach, często kon-

taktują z aplitami lub pegmatytami i przecinane są ich żyłami. W niektórych hornfelsach północnego kontaktu (okolica Wojcieszyc) zamiast andaluzytu pojawiają się obok kordierytu amfibole: antofyllit i kummingtonit. Lokalnie występują amfibolity o hornfelsowych strukturach, z hornblendą zwyczajną i zasadowym plagioklazem jako składnikami głównymi.

Obecność opisanych skał kontaktowych, zwłaszcza hornfelsów kordierytowych, w całym dostępnym badaniom otoczeniu masywu silnie przemawia za magmowym pochodzeniem granitoidów karkonoskich. Musiało tu bowiem nastąpić nagłe ogrzanie łupków łyszczykowych do temperatur dostatecznie wysokich, by możliwe było wykryształizowanie kordierytu i andaluzytu. Temperatura nie doszła jednak do facji piroksenowo-hornfelsowej, a osiągnęła jedynie fację amfibolitową, o czym świadczy choćby krystalizacja amfiboli (kummingtonit, antofyllit) w takich hornfelsach, w których zawartość glinu była zbyt mała, by związać nadmiar magnezu w kordieryt. Również typowa dla facji amfibolitowej asocjacja krytyczna: hornblenda — plagioklaz, jaką wykazują amfibolitowe wkładki wśród kordierytowych hornfelsów, niewąznicznie wskazuje na to, że temperatura na kontakcie z intruzją granitu była niższa od przyjmowanej dla facji piroksenowo-hornfelsowej.

Prawdziwie magmowy charakter intruzji potwierdzają liczne żyły aplitowe przecinające granit i skały otaczające. Potwierdza je w pewien sposób również wielkość masywu i duża — pomimo licznych typów i odmian granitoidów — jego jednorodność.

Rozważyć należy jedynie genezę magmy oraz ewentualnie mechanizm jej intruzji. K. Smulikowski (1958b) odrzucił możliwość istnienia tu magmy pochodzenia dyferencjacyjnego z uwagi na brak w pobliżu Karkonoszy większych mas gabroidowych. Według klasyfikacji tegoż autora pozostają jeszcze dwie możliwości: magma regeneracyjna lub palingenetyczna. Za pierwszą z nich opowiedział się E. Bederke (1956). Nie polemizując z kryteriami, jakie autor ten wysunął na poparcie swej tezy, chciałabym zwrócić uwagę na kilka poprzednio przytoczonych faktów przemawiających raczej za *pochodzeniem granitoidów karkonoskich z magmy palingenetycznej*. Wskazuje na to obfitość enklaw, zarówno większych, jak i bardzo drobnych, często spotykane kryształy hornblendy, pojedyncze lub w skupieniach, o znamionach rekrystalizacji metamorficznej i braku równowagi ze stopem (wrostki diopsydu, plamistość), bogactwo ciemnych szlir, pojawienie się granatu.

Można by oczywiście twierdzić, że wszystkie te enklawy, szliry i metamorficzne minerały

stanowią ksenolity i ksenokryształy pochodzące ze skał otoczenia lub stropu intruzji, a nie relikty skał pierwotnego kompleksu (miantyty K. Smulikowskiego 1947, 1950), z którego powstała magma palingenetyczna. Nie można wykluczyć — a nawet jest bardzo prawdopodobne, że część enklaw pochodzi istotnie ze skał otoczenia, z pewnością jednak nie wolno tego twierdzić o wszystkich, gdyż ciemne enklawy pojawiają się także z dala od kontaktów. Brak ich tylko w granitach grzbietowych, które nie wykazują również reliktovej hornblendy. Fakt ten przemawia, moim zdaniem, przeciwko ksenolitom pochodzącym ze stropu intruzji, gdyż takie mogłyby występować wszędzie, niezależnie od typu granitu. Jeśli jednak przypiszemy granitowi karkonoskiemu pochodzenie palingenetyczne, nieobecność enklaw w jasnych, drobno- i równoziarnistych granitach grzbietowych staje się łatwa do wytłumaczenia. Granity te wykryształizowały przypuszczalnie z tej części magmy, która intrudowała na samym początku, wyciśnięta ze stopu przepełnionego kryształami i nie upłynnionymi relikdami skał pierwotnych.

Palingenetyczne magmy są, zdaniem wielu autorów (Mehnert 1959), bardzo powszechne. Potwierdzają to coraz liczniejsze eksperymenty, pozwalające na wysunięcie wniosku o częściowej anateksis zmetamorfizowanych osadów klastycznych już w temperaturach $700 \pm 50^\circ\text{C}$ i ciśnieniu odpowiadającym głębokości 5—10 km (Winkler 1957, Winkler i v. Platen 1958 — 1961 a i b). Istotną rolę odgrywa przy tym ilość obecnej wody. O.F. Tuttle i N.L. Bowen (1958) wykazali na przykład, że dwa zupełnie różne granity (dwumikowy i hornblendowy) i syntetyczna mieszanina o składzie albit : skałen potasowy : kwarc = 1 : 1 : 1 zaczynają topić się przy jednakowym ciśnieniu H_2O w tej samej temperaturze. Całkowite upłynnienie granitu może nastąpić w bardzo wąskim przedziale temperatury, jeśli tylko skała zawiera dostateczną ilość wody, wystarczającą do nasycenia stopu (Winkler 1962). To samo odnosi się oczywiście do każdej skały metamorficznej o składzie granitu. Bardziej zawiłe przedstawia się sprawa anatektycznego upłynnienia kompleksu metamorficznego o składzie odbiegającym od granitowego. Zdaniem H.G.F. Winklera (1962), wymaga on wyraźnie wyższej temperatury dla utworzenia częściowego stopu o składzie granitu.

Kompleks, z którego wytopiła się karkonoska magma granitowa, przypuszczalnie nie miał składu granitu; w skład jego wchodziły prawdopodobnie gnejsy, amfibolity i inne skały należące do facji amfibolitowej. Zawierał też pewnie ilość wody nie wystarczającą do nasycenia powstającej magmy. Cały proces anateksis był

więc niewątpliwie bardzo skomplikowany. Upłynnienie następowało selektywnie, przy czym nigdy nie zostało doprowadzone do końca. W chwili wytworzenia się warunków umożliwiających intruzję magmy o składzie granitowym z rozmiękłego kompleksu wyciśnięta została najbardziej ruchliwa faza ciekła, z której wykrył się granit grzbietowy. Pozostała reszta ulegała dalszemu upłynnieniu do momentu nabrania ponownych zdolności do intruzji. Tym razem intrudowała mieszanina stopu i nie upłynnionych reliktyw skał pierwotnych — paleokryształów (Smulikowski 1958b) oraz ewentualnie wykrył się granit już kryształów nowych — neokryształów. Ilość fazy stałej nie mogła być zbyt wielka, gdyż w przeciwnym wypadku nastąpiłoby jedynie ponowne wyciśnięcie fazy ciekłej, a nie intruzja całej mieszaniny. Według danych eksperymentalnych magma granitowa o zawartości 4% H₂O, będąca mieszaniną stopu i zawieszonych w nim kryształów, jest w temperaturze 750°C i pod ciśnieniem 3000 Atm zdolna do intruzji (Winkler 1962). Gdyby intruzja całej tej masy odbywała się w stałej temperaturze, mogłoby teoretycznie dojść wraz ze spadkiem ciśnienia do całkowitego upłynnienia. Wraz ze zmniejszeniem się lepkości wzrosłaby też ruchliwość magmy, która po osiągnięciu wysokości odpowiadającej ciśnieniu 700 Atm (około 3 km) krystalizowałaby w bardzo małym przedziale temperatur. Magma karkonoska w takich optymalnych warunkach nie intrudowała. Pozostała w niej do końca nie upłynniona relikty skał kompleksu, z którego powstała.

Bogata w enklawy główna masa granitów karkonoskich obfituje również w duże kryształy skałeni. Owym megakryształom skałeni, głównie potasowych, zawdzięcza granit karkonoski podkreślane przez różnych badaczy *podobieństwo do granitów rapakiwi*, które jak i on stanowią intruzję postorogeniczną o spokojnej tektonice (Eskola 1950). Dla wielu petrografów nazwa rapakiwi oznacza granit, w którym duże owoidalne kryształy skałeni potasowego mają obwódki skałeni sodowo-wapiennego (zwykle oligoklaz). O. F. Tuttle i N. L. Bowen (1958) uważają takie ograniczenie za niefortunne, jako że wielu geologów uznaje za rapakiwi te granity, w których skałeni potasowy pozbawiony jest obwódek. Według V. Marmy (1962, 1963) owoidalny i obwiedziony plagioklazem skałeni potasowy występujący w granitach rapakiwi jest w większości ortoklazem, wyraźnie pertytowym i często zawierającym plamy kratkowego mikroklinu. W niektórych granitach rapakiwi zamiast skałeni jednoskośnego może pojawić się mikroklin, zawsze jednak o niskim stopniu trójskośności i bogaty w albit.

Na temat tworzenia się owoidalnych skałeni potasowych z obwódkami plagioklazem istnieje spora literatura petrograficzna. Od strony eksperymentalnej potraktowali zagadnienie O.F. Tuttle i N.L. Bowen (1958). Na podstawie badania równowagi w układzie NaAlSi₃O₈ — KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O doszli do przekonania, że w skałach o chemizmie granitów rapakiwi najwcześniej krystalizowały duże skałeni alkaliczne o zawartości 25—30% albitu. Chemizm granitów rapakiwi odbiega nieco od przeciętnego chemizmu wszystkich granitów (Rankama, Sahama 1952). Rapakiwi są przede wszystkim bogatsze w potas. Według teoretycznych założeń Tuttle'a i Bowena tylko w granitach, w których skałeni alkaliczny o wyraźnej przewodzie ortoklazem wykrył się pierwszy, mogą pojawić się struktury charakterystyczne dla rapakiwi. Tam, gdzie stosunek Ab:Or:Q odbiega od stwierdzonego dla rapakiwi, tj. w granitach bogatszych w skałeni sodowy, brak obwódek plagioklazowych na skałeniu alkalicznym, gdyż tutaj krystalizacja plagioklazem była najprawdopodobniej wcześniejsza.

Wszystkie te bardzo interesujące eksperymenty i teoretyczne rozważania nie wyjaśniają jeszcze, niestety, genezy megakryształów w granicie karkonoskim. Jest niezaprzeczalnym faktem, że wiele z tych skałeni ma obwódki złożone z drobnych ziarn plagioklazem i kwarcu. Z drugiej jednak strony przeciętny skład chemiczny granitu karkonoskiego zawiera wyraźnie mniej potasu niż granity rapakiwi.

Tabela 17

Srednia zawaitosc K₂O, Na₂O i CaO w granitach w % wagowych
Teneur moyenne de K₂O, Na₂O et CaO dans les granites en % du poids

Granity	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
Granity wszystkich okresów Granites de toutes les périodes	4,11	3,48	1,99
Granity rapakiwi Granites rapakivi	5,28	3,01	1,01
Granity karkonoskie (centralne i granofirowe) Granites de Karkonosze (centraux et micropegmatitiques)	3,83	3,18	1,87

Czy zatem z teoretycznego punktu widzenia mogło dojść tu do krystalizacji skałeni potasowych na samym początku? Jeśli nie, to w jaki sposób „urośli” do tak dużych rozmiarów, dlaczego wykazują obwódki, skąd wzięły się w enklawach? K. Smulikowski (1958b) przypisuje np. fenokryształom skałeni potasowego w większości granitoidów naturę młodszych od tła endoblastów. M. Roubault (1962) wyraźnie akcentuje ich metasomatyczną genezę. Dotyczy to

zwłaszcza tych fenokryształów, które obfitują we wrostki biotyty, plagioklazu, kwarcu itd., identyczne z minerałami wchodzącymi w skład bardziej drobnokrystalicznego tła skały. Hipotezę taką potwierdzają rozmaite struktury korozyjne (myrmekit, przerosty granofirowe) pojawiające się bądź na brzegach, bądź w środku fenokryształów (Drescher-Kaden 1948). Wyjaśnia ona również w sposób łatwy do przyjęcia istnienie porfiroblastów skaleni w enklawach, zwłaszcza tych „à cheval”, występujących na skraju enklaw i tkwiących po części w masie granitowej (pl. XIII, fot. 2).

Jeśli jednak przyjmiemy w konkretnym przypadku granitu Karkonoszy metasomatyczną genezę dla megakryształów skalenia potasowego, czy wolno nam przyjąć inną dla kryształów drobnych, skoro nie ma między nimi zasadniczych różnic ani w składzie, ani w cechach strukturalnych (kąt osi optycznych, stopień trójskośności)?

V. Marmo (1962) twierdzi, że nieznane są wśród produktów metasomatozy skalenie potasowe charakterystyczne dla granitu rapakiwi, i uważa w związku z tym pogląd H. Backlunda (1938) o powstaniu tych skał na drodze granityzacji piaskowców jotnickich za nieuzasadnioną. Na poparcie swej tezy podaje m. in. wiek absolutny oznaczony dla całej próbki granitu, dla biotyty i dla owoidalnego ortoklazu; różnice są rzeczywiście bardzo nieistotne i śmiało można je przypisać błędom eksperymentalnym. Nie wiem, czy metoda potasowo-argonowa, jaką zastosowano w oznaczeniach, może dać porównywalne wyniki dla biotyty i skalenia potasowego z uwagi na dużą różnicę w strukturze obu minerałów (retencja argonu), dlatego nie ten argument wydaje mi się najbardziej przekonujący. Dużo bardziej ważki jest chyba fakt struktury skalenia. Istotnie, badacze opowiadający się za metasomatycznym pochodzeniem megakryształów skalenia potasowego (Smulikowski 1958b, Marmo 1956, Roubault 1962 i wielu innych) zawsze piszą o mikroklinie. W granitach rapakiwi pojawia się głównie ortoklaz lub mikroklin o bardzo słabej trójskośności (Marmo 1962), podobny do występującego w granicie karkonoskim. Nie będę tu powtarzać rozważań przeprowadzonych w rozdziale poświęconym badaniu skaleni i wykazujących, że o strukturze skalenia potasowego decyduje nie tylko temperatura. Do czasu rozwiązania zagadnienia, jaką rolę w badaniu genezy skaleni odgrywa stopień trójskośności z jednej, a pierwiastki śladowe z drugiej strony, nic pewnego nie da się chyba powiedzieć o sposobie powstania megakryształów w granicie karkonoskim i ich stosunku do ziarn drobniejszych występujących w głównej masie skalnej.

W obecnym stanie badań wiele argumentów zdaje się przemawiać na korzyść powstania megakryształów skalenia potasowego we wczesnym etapie krystalizacji magmy. Do najważniejszych zaliczyłabym: 1) niski stopień trójskośności, 2) wyraźnie wyższą niż w skaleniach potasowych tła zawartość baru, 3) kierunkowe ułożenie spotykane w różnych miejscach masywu. Wydaje się, że przy założeniu palingenetycznej genezy granitu także obecność dużych skaleni w enklawach niekoniecznie trzeba wiązać z deuterycznym okresem magmy. Mogły one wzrastać metablastycznie w twardej enklawie pogrążonej w magmie we wczesnym okresie jej krystalizacji równocześnie z megakryształami rosnącymi dookoła ze stopu. Z drugiej jednak strony trzeba przyznać, że trudno wytłumaczyć obecność wrostków, zwłaszcza plagioklazu, w skaleniu potasowym, jeśli stanowi on prakryształ. Nie mam tu na myśli albitu, który niewątpliwie został doprowadzony później, lecz oligoklaz, podobny do tego, który wykrył w obok w głównej masie skalnej, wykazujący często jasne wyługowaniowe obwódki i inne ślady reakcji ze skaleniem—gospodarzem.

Na zakończenie rozważań na temat tego, niestety ciągle jeszcze otwartego, zagadnienia chciałabym zwrócić uwagę na wypowiedź P. Lapadu-Hargues'a (1958), który — będąc sam przekonany o tworzeniu się megakryształów skaleni w granitach współcześnie z resztą składników skały — przyznaje, że „*cette présence ou absence de pseudo-phénocristaux signifie sans doute quelque chose, mais il vaut mieux, pour le moment, avouer qu'on ne la connaît point et considérer le fait comme un accident mystérieux dans la structure, sans plus*”.

Pomagmowy okres rozwoju granitów karkonoskich pozostawił w nich ślady bardzo wyraźne, głównie w postaci międzyziarnowych nowotworów albitu, przerostów o charakterze myrmekitowym i mikropegmatytowym, a także metasomatycznych pertytów. Nie ma wprawdzie metody na pewne odróżnienie pertytów metasomatycznych od zawdzięczających swe powstanie odmieszananiu, zwłaszcza jeśli weźmiemy pod uwagę rolę wody, która zdaniem A. F. Tuttle'a i N. L. Bowena (1958) bardzo ułatwia odmieszananie skaleni alkalicznych i może wpłynąć na grubość elementów odmieszanych, trudno jednak nie przyznać natury metasomatycznej przynajmniej tym przerostom, które od brzegów korodują skalenie potasowe, należąc jednocześnie do drobnodziarnistych międzyziarnowych kryształów albitu. A co do pomagmowej genezy tych ostatnich nie można chyba mieć wątpliwości. Jedyne wrostki, jakie się w nich spotyka, stanowi robaczkowy kwarc (myrmekit

pomikroklinowy według F. Drescher-Kadena 1948). Także korozyjnemu działaniu roztworów pomagmowych trzeba chyba przypisać liczne wrostki kwarcu w skaleniach, zwłaszcza te o jednakowej orientacji optycznej, dających w efekcie struktury granofirowe. Z pewnością też metasomatyczny jest albit szachownicowy spotykany dość licznie w niektórych skałach należących do granitów granofirowych. Albit ten pojawia się przede wszystkim w głównej masie skalnej obok skalenia potasowego, który — jak wykazały badania strukturalne — ma często wyraźnie wyższy od innych skaleni potasowych w masywie karkonoskim stopień trójskości. Czy tak pospolita w granitach karkonoskich pasowość plagioklazów o charakterze często oscylacyjnym („*oscillatory zoning*”) oraz nierzadko

spotykana i bardzo charakterystyczna plamistość ich jąder zawdzięczają swe powstanie również procesom metasomatycznym, nie wiadomo. W każdym razie nie wiązałabym tych struktur z okresem działalności roztworów pomagmowych. I choć nie można wykluczyć, że wspomniane struktury są zjawiskiem późniejszym od samej krystalizacji plagioklazów (Roubault 1962), skłonna byłabym przypuszczać, że są one raczej wynikiem oscylacji warunków fizyczno-chemicznych, jakie panowały w zbiorniku palingenetycznej magmy w czasie jej krystalizacji. W przypadku plagioklazów o budowie plamistej trzeba chyba również wziąć pod uwagę możliwość ich przynależności do najstarszej generacji składników, pochodzących z pierwotnego inwentarza kompleksu skał preegzystujących.

Pracownia Petrografii
Zakład Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, marzec 1964 r.

LITERATURA

- AHRENS W., 1926 — Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Mitt. Abt. Gesteins- u. Salzuntersuch. 2.
- ANSILEWSKI J., 1961 — The problem of classification of the alkali feldspars. Problem klasyfikacji skaleni alkalicznych. Arch. miner. t. 23, z. 1 (1959).
- BACKLUND H., 1938 — The problem of the rapakivi granites. Journ. Geol. v. 46, no. 3.
- BARTH T.F.W., CORRENS C.W., ESKOLA P., 1939 — Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BARTH T.F.W., 1955 — Température de formation de certains granites précambriens de Norvège Méridionale. Colloque International de Pétrographie. Nancy.
- BARTH T.F.W., 1956 — Studies in gneiss and granite I/II. Norsk Vidensk. Akad. Skr. I. Mat. Nat. vidensk. kl. no. 1.
- BARTH T.F.W., 1962 — The feldspar geologic thermometers. Norsk geol. Tidsskr. 42 (Feldspar volume).
- BEDERKE E., 1924 — Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschr. Geol. Paläont. 7.
- BEDERKE E., 1939 — Die kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. Z. Dtsch. Geol. Ges. 91.
- BEDERKE E., 1943 — Resurgenzen in der regionalen magmatischen Entwicklung. Geol. Rdsch. 34, H. 2/6.
- BEDERKE E., 1949 — Kennzeichen magmatischer Gesteine. Nachrichten d. Akad. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl., Math.-Phys.-Chem. Abt.
- BEDERKE E., 1956 — Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotekt. Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- BERG G., 1923 — Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 94.
- BERG G., 1926 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Flinsberg-Strickerhäuser. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1938 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1940 — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Krummhübel. R-Stelle f. Bodenforschung.
- BERG G., 1941a — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Warmbrunn. R-Stelle f. Bodenforschung.
- BERG G., 1941b — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau und Schnee gruben-Baude. R-Stelle f. Bodenforschung.
- BERG G., 1941c — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf. R-Stelle f. Bodenforschung.
- BORKOWSKA M., 1959 — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of acid intrusions of the Sudeten Mts and the Sudetic foreland. Arch. miner. t. 21, z. 2 (1957).
- BORKOWSKA M., 1963 — Étude des feldspaths potassiques du massif granitique de Karkonosze (Sudètes, Pologne). Bull. Soc. franç. Minér. Crist. t. 86, no. 2.
- BOWEN N.L., TUTTLE O.F., 1950 — The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. Journ. Geol. v. 58.
- BRÜLL E. 1942 — Zur Altersfrage des Isergebirgs-gneises und des Gneises von Gross-Wandriess. Zbl. Miner. B.

- CHALOUPSKY J., 1961 — Stratigrafické členění horninových komplexů severní části Ještědského pohorí. Zpr. geol. výzk. 1960. Praha.
- CHALOUPSKY J., 1963 — Konglomeráty v krkonošském krystaliniku. Die Konglomerate im Kristallin von Krkonoše (Riesengebirge). Sbor. Ústf. úst. geol. 28 (1961) — oddíl. geologický.
- CLOOS H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- CLOOS H., 1923 — Das Batholithenproblem. Fortschr. Geol. Paläont. 1.
- CLOOS H., 1925 — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). 1. Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien.
- CLOOS H., RITTMANN A., 1939 — Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rdsch. 30, H. 5.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1962 — Rock-forming Minerals. v. 3: Sheet Silicates.
- DIETRICH R.V., 1962 — K-feldspar structural states as petrographic indicators. Norsk geol. Tidsskr. 42 (Feldspar volume).
- DRESCHER-KADEN F., 1948 — Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin — Göttingen — Heidelberg.
- EBERT H., 1943 — Das granitische Grundgebirge der östlichen Oberlausitz. Preisschr. Fürstl. Jablonowskischen Ges. 58.
- ENGELHARDT v. W., 1936 — Die Geochemie des Barium. Chem. d. Erde. 10, H. 2.
- ESKOLA P., 1922 — The mineral facies of rocks. Norsk geol. Tidsskr. 6 (1921).
- ESKOLA P., 1950 — The nature of metasomatism in the processes of granitization. Internat. Geol. Congress, 18th Sess. Great Britain (1948). Repts., Pt. 3. London.
- GADOMSKI M., 1959 — Rubidium, Caesium and Thallium in pegmatitic mica minerals. Rubid, cez i tal w łyszczykach pegmatytów. Arch. miner. t. 22, z. 1 (1958).
- GAJDA E., 1960a — Żyły pegmatytowe Szklarskiej Poręby (Karkonosze). Pegmatite veins of the region of Szklarska Poręba (Karkonosze Mts). Kwart. geol. t. 4, nr 3.
- GAJDA E., 1960b — Minerály żył pegmatytowych okolic Szklarskiej Poręby (Karkonosze). Minerals of pegmatitic veins in the vicinity of the Szklarska Poręba region (Karkonosze Mts). Kwart. geol. t. 4, nr 3.
- GALLWITZ H., 1930 — Geologie des Jeschkengebirges in Nordböhmen. Abh. Sächs. Geol. Landesamt. 10.
- GOLDSMITH J. R., LAVES F., 1954a — The microcline-sanidine stability relations. Geochim. et cosmochim. Acta. 5, no. 1.
- GOLDSMITH J.R., LAVES F. 1954b — Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. et cosmochim. Acta. 6, nos. 2/3.
- GOODSPEED G.E., 1937 — Development of plagioclase porphyroblasts. Am. miner. v. 22, no. 12.
- GUITARD G., RAGUIN E., SABATIER G., 1960 — La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. franç. Minér. Crist. t. 83, nos. 1—3.
- HEIER K. S., 1962 — Trace elements in feldspars — a review. Norsk geol. Tidsskr. 42 (Feldspar volume).
- HEINRICH E. W., 1946 — Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. Am. Journ. Sc. 244.
- HOLMES A., 1960 — A revised geological time scale. Trans. Edinb. Geol. Soc. 14.
- ЕЛИСЕЕВ Н. А., 1953 — Структурная петрология. Ленинград.
- JUSKOWIAK O., 1957 — Glaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego. Glaucofane metamorphic facies in the Eastern border of the plutonic intrusion of Jelenia Góra (Lower Silesia). Kwart. geol. t. 1, z. 1.
- KLOCKMANN F., 1882 — Beitrag zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Z. Dtsch. Geol. Ges. 34.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kalendonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerské Hory. Sbor. Geol. úst. ČSR. 15.
- KOWALSKI W., WALENCZAK Z., 1959 — Rubid w skaleniach pegmatytów sudeckich. Rubidium in feldspars of pegmatites of the Sudeten Mts. Arch. miner. t. 21, z. 2. (1957).
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960 — Some new petrologic observations concerning the Iser granite-gneisses of West Sudeten. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. v. 8, nr 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1961 — On the origin of the Iser gneisses of Leśna in the West Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. v. 9, nr 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965 — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granite-gneisses of Iżera Highlands. Arch. miner. t. 25, z. 1—2 (1961).
- LAPADU-HARGUES P., 1958 — Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne, N. S. v. 23, fasc. 1—2.
- LENCEWICZ S., 1955 — Geografia fizyczna Polski. Warszawa.
- MARMO V., 1956 — On the emplacement of granites. Am. Journ. Sc. v. 254, no. 8.
- MARMO V., 1962 — On granites. Bull. Comm. Géol. Finlande. No. 201.
- MARMO V., 1963 — Die Bedeutung der Beschaffenheit des Kalifeldspats für das Granitproblem. Geol. Rdsch. 52. (1962), H. 1.
- MÁŠKA M., 1954 — K tektonické analýze krystalinika. Knih. Ústf. úst. geol. 27.
- MEHNERT K. R., 1957 — Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. Neues Jb. Miner. Abh. 90, H. 1.
- MEHNERT K. R., 1959 — Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Miner. 37, H. 2.
- MILCH L., 1899 — Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues. Jb. Miner. Beil. Bd 12.
- OBERC J., 1960 — Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure. Acta geol. pol. v. 10, nr 1.
- OBERC J., 1961 — An outline of the geology of the Karkonosze-Iżera Block. Zesz. Nauk. U. Wr., Ser. B, nr 8.
- OFTEDAL I., 1959 — Distribution of Ba and Sr in microcline in sections across a granite. Norsk geol. Tidsskr. 39, H. 4.
- OFTEDAL I., 1961 — Remarks on the variable contents of Ba and Sr in microcline from a single pegmatite body. Norsk geol. Tidsskr. 41, H. 2—4.
- ORVILLE Ph. M., 1963 — Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. Journ. Sc. v. 261, no. 3.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959 — Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Pr. Inst. Geol. t. 24.

- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., FAUL H., 1962 — Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. et cosmochim. Acta* 26, p. 1069.
- RANKAMA K., SAHAMA Th. G., 1952 — *Geochemistry*. Chicago.
- RIMANN E., 1910 — Der geologische Bau des Isergebirges und seines Vorlandes. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 31.
- ROSE G., 1842 — Über den Granit des Riesengebirges. *Mon. Ber. Berl. Akad.*
- ROUBAULT M., 1962 — Sur les porphyroblastes de feldspaths. Quelques remarques sur leur signification pétrogénétique. *Norsk geol. Tidsskr.* 42 (Feldspar volume).
- SABATIER G., 1963 — À propos de la mesure du pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* t. 86, no. 1.
- SANDER B., 1930 — Gefügekunde der Gesteine. *Wien.*
- SCHWARZBACH M., 1943 — Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Europas. *Geol. Rdsch.* 34.
- SMULIKOWSKI K., 1934 — Les roches éruptives des Andes de Bolivie. Skały magmowe Andów boliwijskich. *Arch. miner. TNW.* t. 10.
- SMULIKOWSKI K., 1947 — Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia. *Arch. miner. TNW.* t. 16 (1946).
- SMULIKOWSKI K., 1950 — On the anatectic differentiation in granitic areas. *Internat. Geol. Congress, 18th Sess., Great Britain (1948). Repts., Pt. 1.* London.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958a — Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach pasma kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Mica-schists and granite-gneisses on the Northern slopes of the Kamienica mountain-chain in Western Sudeten. *Biul. Inst. Geol.* 127.
- SMULIKOWSKI K., 1958b — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia geol. pol.* t. 1.
- SVOBODA J., 1955 — Vápence Krkonoš a Jizerských hor. *Geotechnica.* 21. Praha.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1958 — Uwagi o metamorfizie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirów (Sudeten). *Prz. geol.* nr 8/9.
- TRAUBE H., 1888 — Die Minerale Schlesiens. Breslau.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski, t. 3, z. 1. *Utwory przedtrzciorzędowe.* Kraków.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L., 1958 — Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer. Mem.* 67.
- WINKLER H.G.F., 1957 — Experimentelle Gesteinsmetamorphose I. Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. *Geochim. et cosmochim. Acta.* 13, no. 1.
- WINKLER H. G. F., PLATEN v. H., 1958 — Experimentelle Gesteinsmetamorphose II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. *Geochim. et cosmochim. Acta.* 15, nos. 1/2.
- WINKLER H. G. F., PLATEN v. H., 1960 — Experimentelle Gesteinsmetamorphose III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochim. et cosmochim. Acta.* 18, nos. 3/4.
- WINKLER H. G. F., PLATEN v. H., 1961a — Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphosierten Grauwacken. *Geochim. et cosmochim. Acta.* 24, nos. 1/2.
- WINKLER H. G. F., PLATEN v. H., 1961b — Experimentelle Gesteinsmetamorphose V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. et cosmochim. Acta.* 24, nos. 3/4.
- WINKLER H. G. F., 1962 — Viel Basalt und wenig Gabbro — wenig Rhyolith und viel Granit. *Beitr. Miner. Petr.* 8, H. 4.
- WYART J., SABATIER G., 1956 — Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* t. 79.
- WYART J., SABATIER G., 1961 — Échange des atomes dans les feldspaths. *Action de l'eau.* Inst. Lucas Mallada. *Cursillos y Conferencias.* fasc. 8.
- ZIMMERMANN E., 1937 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. *Blatt Hirschberg.* Preuss. Geol. Landesanst.

Maria BORKOWSKA

PÉTROGRAPHIE DU GRANITE DES KARKONOSZE

Résumé

Sommaire: Le massif granitique des Karkonosze, qui forme avec les roches encaissantes une unité tectonique dans le bloc des Sudètes Occidentales, doit sa naissance aux mouvements orogéniques hercyniens. Parmi les roches qui le composent on a distingué 3 types principaux: 1) les granites centraux, 2) les granites de crête, 3) les granites micropegmatitiques. Chacun d'eux contient plusieurs variétés liées entre elles par des passages continus. Les granites centraux, les plus nombreux dans le massif, sont représentés principalement par les variétés porphyroïdes avec gros cristaux de feldspath potassique entourés de plagioclase, à la présence desquels le granite des Karkonosze doit sa ressemblance aux granites rapakivi. À la différence des granites de crête, les granites centraux et micropegmatitiques contiennent de la hornblende et abondent en enclaves ainsi qu'en „schlieren” de biotite. Les granites micropegmatitiques, les moins nombreux, qui se trouvent principalement dans la périphérie nord-est du massif sont caractérisés par la présence de structures micropegmatitiques formées probablement dans la période deutérique du magma. La nature des roches de contact — principalement les cornéennes

à cordiérite, les nombreux filons d'aprites coupant aussi bien le granite même que les roches encaissantes, la grandeur du massif et sa grande homogénéité — malgré les nombreuses variétés des roches — sont des arguments en faveur de l'origine magmatique du granite de Karkonosze. L'abondance d'enclaves, la présence de hornblende portant les caractères de recristallisation métamorphique, la richesse de „schlieren” foncés et l'apparition du grenat indiquent l'origine palinogénétique du magma de Karkonosze. Son intrusion s'est faite en deux étapes: 1) mise en place du granite leucocrate de crête dépourvu de gros cristaux de feldspath; 2) intrusion de la masse principale à l'état de magma fondu contenant des reliquats des roches préexistantes. On n'a pu élucider l'histoire des grands cristaux de feldspath potassique malgré des examens optiques, chimiques et structuraux précis, toutefois les faits suivants semblent parler en faveur de leur formation dans la première étape de la cristallisation du magma: 1) degré peu élevé de triclinisme, 2) teneur en barium nettement supérieure à celle des feldspaths potassiques de la masse principale, 3) orientation plus ou moins parallèle à différents endroits du massif.

INTRODUCTION

Le massif granitique de Karkonosze (fig. 1) forme avec les roches cristallines qui l'entourent une unité tectonique et appartient au bloc des Sudètes Occidentales. Il doit sa formation aux mouvements orogéniques hercyniens. Ses contacts — à l'exception de celui du nord-est qui est tectonique — sont intrusifs. Les phénomènes de contact thermique se manifestent partout où le granite touche aux schistes micacés ou sériciteux. D'après des études stratigraphiques antérieures, l'intrusion de Karkonosze daterait du Carbonifère supérieur. Les déterminations récentes de l'âge absolu (Przewłocki, Magda, Thomas, Faul 1962)

ont donné par la méthode K/A 304 millions d'années et par la méthode Rb/Sr — 292 millions d'années.

Le granite de Karkonosze appartient aux granites dits postorogéniques à tectonique intérieure en général tranquille. Dans le massif on peut distinguer deux parties essentielles nettement différentes du point de vue morphologique: la chaîne des montagnes et le bassin de Jelenia Góra. Dans la littérature géologique on trouve différentes opinions au sujet de la formation du bassin de Jelenia Góra. Les uns, dont G. Berg, l'envisagent comme une dépression tectonique, les autres lui attribuent un

caractère d'érosion-dénudation. Selon H. Cloos (1925) il s'est formé à la suite de l'érosion précédée par la surélévation du granite qui a porté la partie sud du massif à la hauteur de la crête des montagnes de Karkonosze et qui vers le nord retombait en forme de versant plat.

Le granite de Karkonosze fournit des formes de paysage variées et pittoresques (pl. I, phot. 1—2; pl. II, phot. 1). La morphologie des groupes de roches est conditionnée en premier lieu par le débit en blocs dans les trois directions principales, à peu près perpendiculaires. La variété du granite (grossièrement ou finement grenu) constituant les rochers ou les élévations a aussi une influence importante sur la morphologie.

L'origine magmatique du granite de Karkonosze est reconnue par tous les chercheurs. Seules les opinions concernant les sources du magma ainsi que le mécanisme même de son intrusion sont partagées. En 1939 H. Cloos considère le granite de Karkonosze comme intrusion plutonique migmatico-diapyrique. E. Berderke s'est prononcé dans deux publications (1943, 1956) pour l'origine régénérative de ce granite. Ce même magma dont a cristallisé le granite hercynien des Karkonosze devait être

antérieurement la source de deux intrusions plus anciennes: précambrienne (galets granitiques dans les roches entourant le granite de Karkonosze et les gneiss granitiques d'Izera) et calédonienne (gneiss granitiques d'Izera). K. Smulikowski (1958b) admet aussi l'origine secondaire du magma du granite de Karkonosze: palingénétique ou régénérative.

J'ai entrepris l'étude pétrographique du granite de Karkonosze dans le but d'obtenir de nouveaux arguments permettant d'établir son origine. En plus des roches granitiques, j'ai étudié également les enclaves qu'elles contiennent ainsi que les roches métamorphiques de contact transformées sous l'influence de l'intrusion. De plus, j'ai procédé à l'étude minéralogique des feldspaths potassiques séparés du granite compte-tenu du rôle essentiel que le problème des „mégacristaux" feldspathiques joue dans l'étude de l'origine des granites.

La première partie du travail comprend l'étude pétrographique des roches granitiques, des enclaves, des roches encaissantes et des roches filoniennes. Les points de prélèvement des échantillons pour l'examen en laboratoire sont marqués sur la carte schématique fig. 4.

TYPES DE GRANITE

Les roches granitiques ont été divisées en trois types principaux: 1) les granites centraux, 2) les granites de crête, 3) les granites micropegmatitiques.

Parmi les granites centraux prédominent les variétés porphyroïdes les plus typiques pour le massif de Karkonosze. Ils abondent souvent en gros cristaux de feldspaths, pour la plupart potassiques (pl. IV, phot. 2; pl. V, phot. 1—2) qui ont souvent des bordures blanches de plagioclase. Parfois ces gros cristaux ont une orientation privilégiée (pl. VI, phot. 1), quelquefois leurs arêtes allongées concordent avec le parcours des „schlieren" à biotite (fig. 5 et pl. VI, phot. 2).

Les „schlieren" à biotite sont souvent accompagnés de parties claires, aplitiques, parmi lesquelles on observe parfois des lentilles à grain plus gros, proches des pegmatites.

Un matériel abondant pour l'étude des granites porphyroïdes est fourni surtout par les carrières des environs de Szklarska Poręba exploitées principalement au cours de la construction du Palais de la Culture et de la Science à Varsovie (points 9—12 sur la carte fig. 4, pl. III). Les granites affleurant dans de nombreux rochers et dans des escarpements bordant les routes des parties centrales du mas-

sif accusent souvent dans leur aspect macroscopique de grandes variations dues aux phénocristaux de feldspath (taille, quantité, couleur) et à la teneur en minéraux colorés ainsi qu'à leur nature.

Au microscope ces roches montrent en règle générale une structure grenue de type normal et une texture équante. Les composants principaux sont: le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite. On y trouve souvent de la hornblende, d'ordinaire en petite quantité. Le quartz y forme le plus souvent des grains pas très réguliers, engrenés, d'extinction onduleuse. Par endroits il forme des nids plus grands composés de plusieurs gros grains jusqu'à 1 cm de diamètre, ailleurs il remplit par des grains beaucoup plus fins les interstices entre les feldspaths ou bien il forme des inclusions dans ces derniers. Le feldspath potassique que l'on trouve dans la masse principale de la roche est pour la plupart peu régulier, parfois maclé Karlsbad, souvent trouble et à extinction irrégulière, perthitique en règle générale. À proximité des éléments perthitiques plus gros (en bandes et en taches) ainsi qu'autour des inclusions du plagioclase et du quartz on trouve souvent un quadrillage microclinique. Les caractéristiques microscopiques des grands cristaux sont les mêmes. Les

plagioclases sont en général zonés. Leurs centres ont la composition d'oligoclase, exceptionnellement d'andésine (jusqu'à 38% An), les bordures le plus souvent d'albite à 6—10% An. Dans les zones extérieures, à la limite du feldspath potassique apparaît la myrmékite. Parfois dans les plagioclases on observe une structure tachetée, bien caractéristique (pl. XIV, phot. 2). Les bourgeons de myrmékite se trouvent aussi bien entre le plagioclase et le feldspath potassique (pl. IX, phot. 2) qu'entre les cristaux du feldspath potassique (pl. X, phot. 2). Les plagioclases englobant du quartz vermiculé forment aussi des inclusions dans le feldspath potassique. Outre les formes bourgeonnantes du plagioclase on observe entre les cristaux du feldspath potassique de petites tablettes d'albite avec de rares „gouttes” de quartz. Par endroits ces albites pénètrent dans le feldspath potassique en se liant avec les interpénétrations perthitiques plus épaisses.

La biotite brune souvent olivâtre dans la direction γ et β et verdâtre clair-jaune dans la direction α se concentre en amas ou bien elle est disséminée. Elle est plus ou moins chloritisée. On rencontre souvent dans les granites centraux la hornblende commune, polychroïque en teintes jaune clair suivant α , vert émeraude suivant γ , brun vert suivant β , comme minéral accessoire. Dans certaines variétés, surtout celles plus foncées à l'oeil nu, elle est même assez abondante. Ses cristaux sont le plus souvent corrodés, par endroits tachetés, d'ordinaire criblés d'inclusions notamment de pyroxène résiduel (pl. XIV, phot. 1). Par endroits ils se groupent en amas compacts (pl. XI, phot. 1—2), où ils sont souvent accompagnés de biotite, de chlorite, parfois de plagioclase.

Parmi les autres minéraux il faut citer: les épidotes, dont l'allanite en cristaux assez grands souvent automorphes (pl. XV, phot. 1), le sphène, les oxydes de fer (magnétite, hématite), l'apatite, le zircon, ainsi que la fluorine et le pyrite qui apparaissent sporadiquement.

À côté des „schlieren” à biotite souvent rencontrés, les granites centraux contiennent également de nombreuses enclaves foncées, pour la plupart rondes dont les diamètres vont de quelques centimètres à quelques décimètres. Ils abondent également en amas de minéraux à caractères de microenclaves, le plus souvent décelables seulement sous le microscope. Ces microenclaves sont composées en premier lieu de hornblende et de biotite ou de chlorite accompagnées en quantité variable de plagioclase et de quartz. Parfois à la place du plagioclase apparaissent des scapolites.

Les granites de crête qu'on trouve surtout dans la chaîne de montagnes des Karkonosze proprement dites ont en règle générale le grain plus fin et sont dépourvus de mégacristaux de feldspath. Les „schlieren” et les enclaves si caractéristiques pour les granites centraux, la hornblende, les grands cristaux de sphène et d'allanite y font défaut.

Microscopiquement on peut distinguer parmi les granites de crête des variétés équi-grenues à diamètre variable de grain et des variétés porphyroïdes à fond très finement grenu (diamètres moyens = 0,2—0,3 mm) et à cristaux de quelques millimètres de quartz, plus rarement de feldspath ainsi qu'à amas de mica noir. Les caractéristiques microscopiques des minéraux ne diffèrent pas essentiellement de celles décrites dans les granites centraux. Le quartz forme seulement des inclusions plus nombreuses dans les cristaux de feldspaths. Dans les cristaux plus grands du plagioclase elles se groupent ordinairement dans leurs parties périphériques. Les plagioclases se caractérisent en général par une teneur inférieure en anorthite (14—15%). La structure tachetée est rare. Dans certaines roches apparaît la muscovite, habituellement vert pâle.

Le troisième type principal du granite de Karkonosze, bien que moins abondant et ne se trouvant qu'à la périphérie du massif, est représenté par les granites micropegmatitiques. Dans l'ancienne littérature allemande ces roches étaient décrites comme granites aplitiques à grain fin avec grands feldspaths isolés. Selon mon avis, un tel nom ne convient pas à des roches qui ne sont pas toujours finement grenues, rarement vraiment aplitiques et macroscopiquement rappellent souvent les granites centraux porphyroïdes. Je propose donc le nom de „granites micropegmatitiques”, car ces roches accusent toujours, ne serait-ce que localement, des structures micropegmatitiques observées sous le microscope (pl. XVI, phot. 1, pl. XVII, phot. 1—2). Les structures micropegmatitiques sont particulièrement fréquentes dans le fond des roches. Cette particularité permet de distinguer ce type de granites des granites centraux et elle les rapproche des porphyres granitiques qui coupent sous forme de filons le massif granitique de Karkonosze. Les granites micropegmatitiques contiennent aussi de l'albite en damier (Schachbrettabit) que l'on ne trouve que rarement dans les deux types décrits précédemment. Parmi les plagioclases on trouve des cristaux zonés et tachetés ainsi que d'autres à peu près homogènes. Ces derniers accusent une teneur inférieure en anorthite. La hornblende est un minéral accessoire aussi fréquent que dans les granites

centraux. De même les enclaves foncées y sont assez nombreuses.

Les résultats des analyses micrométriques des granites de Karkonosze figurent dans les tableaux 1—3. Chacune des analyses représente la moyenne des mesures effectuées sur plusieurs lames minces. En vue d'illustrer la variabilité de la composition des granites dans le terrain les données obtenues ont été présentées sous une forme graphique dans la fig. 6. En outre les analyses ont été reportées sur les triangles de classification (fig. 7—9). La plupart des granitoïdes de Karkonosze correspondent par leur composition aux adamellites, une partie — aux granodiorites et cela — en général — indépendamment du type auquel ils appartiennent. Les moyennes calculées pour chacun des trois types principaux (fig. 9) se trouvent très près les unes des autres dans le champ des granites monzonitiques. On pourrait tirer la même conclusion d'homogénéité en considérant la carte de la fig. 6. Les granites de crête et micropegmatitiques sont seulement un peu plus pauvres en minéraux colorés que les granites centraux.

Le tableau de la composition chimique (tab. 4) contient les anciennes analyses ainsi que les nouvelles. Cinq parmi elles n'étaient pas

encore publiées. De la littérature allemande on n'a choisi que les analyses irréprochables surtout en ce qui concerne la détermination des alcalis. Le triangle fig. 11 basé sur les analyses chimiques confirme la conclusion tirée des analyses micrométriques, mais trois roches se sont trouvées dans le champ des granites alcalins. La composition normative des trois types principaux de granite de Karkonosze accuse quelques différences relativement petites mais caractéristiques. Les granites centraux sont par rapport aux deux autres types nettement plus pauvres en quartz et plus riches en plagioclase. La différence entre les granites de crête et les granites micropegmatitiques est beaucoup plus faible bien que visible. Les granites de crête les plus riches en quartz ont aussi le plus de feldspaths alcalins normatifs (orthose + plagioclase contenant moins que 12,5% An, fig. 11); dans la composition moyenne des granites micropegmatitiques l'orthose est plus abondante (fig. 10).

Les résultats de l'analyse de texture (orientation des axes z de quartz et des normales à (001) de biotite, fig. 13—18) ont démontré que les granitoïdes de Karkonosze macroscopiquement sans orientation privilégiée ont des textures caractéristiques pour les atectonites.

ENCLAVES

Les enclaves sphériques (all. Kugelschlieren, pl. XIII, phot. 2; pl. XVIII, phot. 1—2) seraient les produits les plus anciens dans le granite de Karkonosze. Leur diamètre varie de quelques centimètres à quelques décimètres. On les rencontre en abondance dans tout le massif (excepté les granites de crête) bien que, vu leurs petites dimensions, elles ne jouent quantitativement aucun rôle dans toute sa masse. Les géologues allemands les ont considérées comme fragments des roches encaissantes arrachés par l'intrusion de granite. Certaines d'entre elles contiennent de nombreux gros cristaux de feldspaths blancs ou roses. Dans beaucoup d'entre elles la biotite, éventuellement la chlorite secondaire, sont les seuls minéraux ferro-magnésiens. Dans d'autres on trouve à côté de la biotite la hornblende qui joue parfois le rôle de composant coloré principal. Cette hornblende rappelle beaucoup par ses propriétés l'amphibole que l'on trouve dans les granites centraux et micropegmatitiques. Parmi les feldspaths on trouve dans les enclaves surtout l'oligoclase ou l'albite. Le feldspath potassique est nettement moins abondant et on ne le trouve pas dans toutes les enclaves. À la

différence des grands cristaux parmi lesquels le feldspath potassique accuse des structures à triclinisme peu élevé le feldspath potassique que l'on trouve dans la masse principale des enclaves a souvent l'aspect de microcline typique. Parmi les minéraux accessoires et accidentels il convient de citer: sphène, épidotes, oxydes de fer, pyrite, apatite, zircon, fluorine.

Les analyses micrométriques et chimiques des enclaves sont présentées dans les tableaux 5 et 6. La position systématique des enclaves basée sur ces analyses est illustrée par le triangle de classification fig. 19. Les enclaves diffèrent nettement par leur composition des granites parmi lesquels elles se trouvent. Elles sont — en général — plus pauvres en quartz et plus riches en plagioclase passant des granites monzonitiques et des granodiorites aux monzonites et diorites quartzifères. Certaines d'entre elles — par suite de la faible teneur en anorthite du plagioclase — doivent être attribuées aux syenites ou aux granites alcalins. La composition des petites enclaves gneissiques apparaissant sporadiquement diffère de celle des enclaves communes et s'approche de celle des granites.

ROCHES ENCAISSANTES

L'influence de l'intrusion de granite de Karkonosze sur les roches de son entourage peut être observée surtout dans les terrains où se trouvent les schistes micacés. Les cornéennes que l'on trouve au N de Szklarska Poręba fournissent de beaux exemples des roches de contact thermique. Grâce à leur dureté et leur résistance à l'altération elles forment là de nombreux petits rochers qui commencent à l'est du filon de quartz des Izerskie Garby et qui passent par Wysoki Kamień, Kozie Skąły, Czarna Góra et Zakręt Śmierci jusqu'aux Zbójeckie Skąły. Ce sont des roches compactes, gris-vert ou gris acier comportant souvent des intercalations de lentilles quartziques ou quartzo-feldspathiques et coupées de filons d'aplite et de pegmatite. Elles contiennent pour la plupart de la cordiérite et de l'andalousite (pl. XXI, phot. 1), des micas, du quartz, des feldspaths, de la magnétite. Localement apparaissent des amas de grenat (pl. XXI, phot. 2). Parmi les autres minéraux il convient de citer la tourmaline. On peut la rencontrer également à côté de l'andalousite dans certains filons clairs de pegmatite au contact des cornéennes. La cordiérite est partiellement transformée en pinite (pl. XXII, phot. 2) ou en chlorophyllite, l'andalousite — en séricite. Parmi les feldspaths le plagioclase appartenant à l'andésine, plus rarement à l'oligoclase est le plus fréquent. Le feldspath potassique remplissant les interstices est d'ordinaire quadrillé, dans les plus grandes plages il montre une extinction irrégulière.

De telles cornéennes à cordiérite typiques sont accompagnées par endroits d'amphibolites dont les principaux composants — la hornblende commune et le plagioclase appartenant au labrador — contiennent de nombreuses inclusions de quartz. Aux environs de Wojcieszycze — où la principale bande de schistes micacés intercalée dans le complexe des granitogneiss d'Izera touche au granite de Karkonosze — on trouve par endroits dans les cornéennes de l'anthophyllite et de la cummingtonite.

Parmi les roches éloignées du contact direct avec le granite on trouve des schistes micacés, des schistes à épidote et à amphibole. Les premiers se composent principalement de micas — biotite ou muscovite — ainsi que de quartz; les rares feldspaths appartiennent soit au plagioclase acide accusant pour une part des caractères d'albite en damier soit au feldspath potassique à extinction irrégulière. Dans les schistes à épidote on trouve localement, à côté de l'épidote et du quartz, de la hornblende commune qui constitue également le principal composant des schistes à amphibole.

Les parties sud et est de l'auréole métamorphique du granite de Karkonosze sont encore plus variées dans leur structure que celles du nord. Au sud, au contact du granite on trouve des schistes micacés d'origine sédimentaire qui, à l'endroit de leur plus grande puissance, s'étendent de la Czarna Kopa au débouché de la Sowia Dolina. Au nord de ces schistes on trouve des gneiss en contact avec le granite dans le terrain s'étendant à partir de Karpacz par les environs de Kowary jusqu'à Czarnów.

À l'est les roches entourant le granite appartiennent aux schistes micacés, au contact direct transformés en cornéennes avec les intercalations de calcaire cristallin, d'amphibolite à diopside et d'autres roches à silicates calciques et magnésiens.

Les schistes micacés de l'entourage méridional d'ordinaire à structure lépidoblastique abondent souvent en muscovite et contiennent localement beaucoup de grenat à diamètre atteignant 0,5 cm. La biotite et la chlorite ainsi que le plagioclase (20% An) sont peu nombreux. Dans les rochers s'élevant au-dessus de la Sowia Dolina les schistes sont thermiquement métamorphisés et sur le versant ouest de Śnieżka on trouve déjà des cornéennes à cordiérite typiques. Les roches de contact de la Sowia Dolina contiennent souvent à côté des micas du plagioclase, de l'andalousite, de la magnétite, de la pyrite, de la tourmaline, souvent du grenat. Les cornéennes de Śnieżka comportent, au contact direct du granite normal, des intercalations de granite clair grossièrement grenu et de lentilles de quartz. Elles contiennent de l'andalousite et de la cordiérite plus ou moins transformées, du quartz, des feldspaths (oligoclase à 26—27% An, microcline, localement albite en damier), des micas, des oxydes et des sulfures de fer. Par leur texture nettement parallèle et la fréquence relative de leurs feldspaths, ces roches méritent plutôt le nom de cornéennes gneissiques. Dans les cornéennes plus éloignées du granite le feldspath potassique disparaît et la muscovite prend nettement le pas devant la biotite.

Les gneiss au contact du granite à Karpacz et dans ses environs ont subi des transformations beaucoup moins visibles étant beaucoup moins sensibles que les schistes micacés à l'influence du métamorphisme thermique de contact. Il y a parmi eux des roches à grain très fin, même aphanitiques, foncées et macroscopiquement semblables aux cornéennes. D'autres, à grain un peu plus gros et nettement plus claires ont une orientation privilégiée et contiennent beaucoup moins de biotite et davan-

tage de plagioclase (env. 10% An). Les roches macroscopiquement voisines des migmatites se composent de masses microgrenues granoblastiques contenant du quartz, du plagioclase et de la biotite, ainsi que de parties à grain nettement plus gros composées essentiellement de quartz et de feldspaths parmi lesquels on trouve notamment l'albite en damier. Les gneiss clairs ocellés abondent en feldspaths: oligoclase, albite en damier et microcline à grosses interpénétrations perthitiques de caractère métasomatique. On peut admettre que les fractions plus leucocrates et grossièrement grenues enrichies en feldspath potassique ont cristallisé de la phase liquide mobile formée localement sous l'influence de la température plus élevée.

Au contact est du massif granitique on trouve en plus des cornéennes à andalousite et cordiérite les roches à silicates calciques et magnésiens dont les principaux éléments sont la hornblende commune et le diopside. Dans certaines roches on trouve en outre le plagioclase appartenant à la bytownite, dans d'autres on voit à sa place des scapolites contenant à peu près 75% de méionite. Parmi les autres composants citons: grenat, calcite, biotite, sphène, magnétite et préhnite remplissant les filons fins (pl. XX, phot. 2).

Les tableaux 7 et 8 présentent les résultats des analyses micrométriques et chimiques de certaines roches de contact décrites précédemment. La composition chimique des roches en question est très variée: à partir d'un déficit important de silice jusqu' à son excès bien marqué, de la nette pauvreté en calcium jusqu' à sa grande richesse (fig. 21, 23). Dans le triangle ACF d'Eskola pour le faciès amphibolitique toutes les cornéennes occupent des places caractéristiques se groupant à proximité du point de projection de la cordiérite. Toutes elles contiennent beaucoup d'aluminium ce qui s'exprime — en cas de déficit d'alcalis — dans la composition réelle des roches par la présence de l'andalousite à côté de la cordiérite. Seules

deux parmi les cornéennes analysées (analyses No. 1 et 2) à teneur nettement inférieure en aluminium ne contiennent qu'un seul de ces deux minéraux. Dans la première roche la cordiérite est remplacée par le pinite (grande quantité de potassium dans la composition chimique), dans la deuxième l'andalousite fait défaut, par contre on y trouve de l'anthophyllite. Les points correspondant aux roches à amphibole (6—10) sont plus disséminés dans le triangle ACF.

Les roches de contact décrites doivent leur différenciation surtout à la composition des roches sédimentaires primitives qui correspondaient en majorité aux schistes argileux avec intercalations sableuses ou marneuses et à l'est aussi avec des intercalations de marnes dolomitiques. Ces schistes ont été probablement plusieurs fois transformés au cours des orogénèses plus anciennes (calédonienne et probablement aussi assyntienne) et l'intrusion hercynienne de Karkonosze les a transformés à son contact direct en cornéennes à cordiérite provoquant simultanément leur feldspathisation à degré variable. Sous l'action hydrothermale de la même intrusion les cornéennes ont subi encore une nouvelle transformation: la séricitisation, la pinitisation et la biotitisation. De petites intercalations de roches d'origine marneuse transformées déjà avant l'intrusion du granite en amphibolites ou roches semblables ont subi sous son influence surtout des changements structuraux. La scapolitisation des plagioclases, la cristallisation de la préhnite, la biotitisation de l'amphibole, la formation de l'anthophyllite et de la cummingtonite sont également dues sans doute à l'intrusion du granite. Les deux derniers minéraux se sont formés aux endroits où la quantité d'aluminium était trop faible pour utiliser tout l'excès du magnésium dans la cordiérite. En général on peut constater que les conditions PT dans lesquelles s'effectuait le métamorphisme thermique des roches de l'entourage des granitoïdes de Karkonosze n'ont pas dépassé le faciès amphibolitique.

ROCHES FILONIENNES

Parmi les roches filoniennes les aplites et les pegmatites sont directement liées à l'intrusion du granite. Les premières se présentent aussi bien sous forme de filons longs et gros que courts et minces, ainsi que sous forme d'intercalations à contours imprécis. Les intercalations aplitiques sont apparentées aux granites micropegmatitiques. Les pegmatites sont rares dans le massif de Karkonosze et en règle générale accompagnées d'aplites. Elles se présentent le

plus souvent comme faciès de bordure étroit des filons aplitiques. Par endroits elles forment des nids irréguliers à l'intérieur de ces filons. Dans le granite même on trouve ça et là des parties grossièrement grenues formant des druses miarolitiques composées principalement de feldspath et de quartz. Certaines pegmatites abondent parfois en minéraux intéressants notamment en aegyrine, anatase, fluorine, corindon, an-

dalousite, tourmaline, chalcopryrite, grenat, gadolinite, xénotime, allanite, monazite, malachite, columbite, topaze, thorite, tétraédrite etc.

Les granites dits orbiculaires sont également apparentés aux pegmatites-aplites; dans leur masse aplitique demeurent des concrétions micropegmatitiques à noyaux constitués de gros cristaux de feldspath potassique rosé interpénétrés d'oligoclase et de biotite.

Les porphyres granitiques filoniens (microgranitoïdes) et les lamprophyres diffèrent nettement des aplites un peu plus anciennes et sont liés directement au granite; ils forment un groupe de roches très uniforme aussi bien du point de vue géologique que génétique. Les porphyres granitiques sont plus nombreux que les lamprophyres et se trouvent surtout dans la partie occidentale du massif tandis que les lamprophyres prédominent dans les parties orientales.

À l'oeil nu les microgranitoïdes rappellent souvent les granites micropegmatitiques et parfois, en présence d'un fond aphanitique, ils méritent presque le nom de rhyolites. Les images microscopiques montrent la grande variabilité des roches porphyriques surtout du point de vue de la structure. La pâte est soit microgranitique, soit micropegmatitique, dans certaines

roches elle montre une certaine affinité avec la structure ophitique. Parmi les phénocristaux apparaissent le quartz (pl. XXV, phot. 2), l'orthose et le plagioclase (oligoclase ou albite).

Parmi les lamprophyres on peut distinguer les spessartites et les kersantites. Au cours de cette étude on n'a pas rencontré de roches qui mériteraient le nom de syénites bien qu'elles figurent dans les cartes géologiques allemandes.

Les spessartites se composent principalement de hornblende commune et de plagioclase à teneur en anorthite ne dépassant pas 20%. La biotite et la chlorite sont secondaires. Le quartz se trouve en petite quantité, la magnétite est abondante. Dans les spessartites altérées par voie hydrothermale la hornblende est entièrement transformée en chlorite et le plagioclase — en séricite et en calcite.

Dans les kersantites on trouve souvent à côté de la biotite le pyroxène (augite à angle $\alpha/\gamma = 45^\circ$ et biréfringence 0,0255). La calcite est fréquente. La pâte est constituée d'ordinaire d'une masse felsitique jaune sale dans laquelle on trouve de très petits cristaux d'oligoclase.

Les tableaux 9—11 présentent la composition chimique des roches filoniennes, la fig. 24 — leur position systématique.

ÉTUDE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Les cristaux de feldspath potassique ont été soumis à l'examen optique, chimique et aux rayons X détaillé en raison du rôle important de ce minéral dans les granitoïdes de Karkonosze. Le fait même que l'on trouve le feldspath potassique dans deux variétés de cristaux — grands et petits — fait penser à deux générations différentes. La différence de genèse devrait se refléter dans la composition et les propriétés des feldspaths, les recherches en question pourraient donc contribuer directement à la connaissance du processus de la formation du granite même.

Sur la base des études optiques effectuées à l'aide de la platine universelle de Fédorof, on a constaté que:

1) tous les feldspaths potassiques examinés ont le plan des axes optiques presque perpendiculaire à (010) et des angles $2V_\alpha$ variant entre 55 et 70° ;

2) l'angle entre la normale à (010) et γ qui est la mesure du degré de triclinisme optique des feldspaths potassiques, se trouve entre 3 et 10° .

Les analyses chimiques des feldspaths séparés, la composition normative et les proportions moléculaires entre l'albite et l'orthose calculées

sur cette base ainsi que les résultats de la détermination de certains éléments traces sont présentés dans le tableau 12. Il en résulte que les grands cristaux de feldspath potassique sont d'habitude plus riches en soude que les cristaux du fond de la roche. La représentation graphique de la composition des feldspaths (fig. 26) indique leur faible différenciation. Nous trouvons par contre des différences notables dans la teneur en éléments-traces, surtout en barium. La comparaison de la teneur en barium dans les grands et petits cristaux des mêmes échantillons des roches est particulièrement intéressante. Les premiers en contiennent plus en général. La teneur en strontium bien que moins importante que celle en barium varie dans une certaine mesure de la même façon. La répartition du rubidium est moins nette quoiqu'on puisse penser que les petites cristaux des feldspaths potassiques en contiennent plus. Les feldspaths des granites à grain fin et uniforme contiennent particulièrement peu de barium et beaucoup de rubidium (échantillons 5a et 11a dans le tableau 12).

Les échantillons analysés chimiquement ont été aussi examinés aux rayons X:

1) On a établi la quantité de $KAlSi_3O_8$ dans

le réseau des feldspaths potassiques en mesurant (pour K_2Cu) sur les diffractogrammes les distances angulaires entre (201) du feldspath et (101) de $KBrO_3$ utilisé comme étalon interne, puis en portant la valeur obtenue sur la courbe de Ph.M. Orville (1963). Les résultats en % du poids se trouvent dans le tableau 13.

2) On a établi pour chaque échantillon le pourcentage de triclinisme $P = d/d_0 \times 100$ (d_0 étant l'écartement des raies (131) et (131) pour le microcline maximum (0,08 kX), d — cet intervalle pour le feldspath examiné). On a utilisé la méthode de G. Sabatier (1963) permettant de désigner le pourcentage de triclinisme conventionnel dans les feldspaths dont les diffractogrammes au lieu de deux raies séparées (131) et (131) n'en ont qu'une seule, mais dont l'élargissement montre bien qu'elle ne peut appartenir à l'orthose monoclinique. Les résultats sont présentés dans le tableau 14.

En dehors des échantillons No. 7a et 8a qui proviennent du fond des granites micropegmatitiques des parties nord-est du massif tous les autres ont un triclinisme faible ou même très faible. Le pourcentage de triclinisme des échantillons 7a et 8a dépasse 80%. Pourtant puisque leurs diffractogrammes (cf. fig. 32) ne donnent qu'une raie très élargie au lieu de deux bien résolues on doit supposer que les deux échantillons en question représentent un mélange de feldspaths à triclinisme varié, du plus faible au plus fort.

De plus on a effectué les diffractogrammes de 4 mégacristaux non analysés chimiquement (fig. 34). D'après ces diffractogrammes les structures de ces feldspaths sont très voisines de l'orthose et leur pourcentage de triclinisme varie de 12 à 21.

Dans l'ensemble on pourrait donc affirmer que les feldspaths formant de grands cristaux accusent un triclinisme un peu plus faible que les feldspaths de la masse fondamentale.

Utilisant la méthode de T.F.W. Barth (1956, 1962) on a calculé pour les échantillons de granite à feldspaths potassiques analysés chimiquement les coefficients

$$k_{T,P} = \frac{\text{fraction molaire d'Ab dans le feldspath potassique}}{\text{fraction molaire d'Ab dans le plagioclase}}$$

dont on peut déduire les températures de cristallisation des feldspaths. Pour le granite de Michałowice (point 37 sur la carte fig. 4 et No. 2 dans le tab. 12) on disposait également de l'analyse chimique du plagioclase; le pourcentage moléculaire d'albite dans les plagioclases des autres échantillons a été établi par les méthodes optiques. Les températures ainsi obtenues figurent dans le tableau 15. Indubita-

lement elles ne peuvent servir qu'à titre d'orientation. Sans parler des erreurs expérimentales difficiles à éviter on pourrait émettre certaines réserves quant à l'utilisation sans critique de la méthode même. Elle admet que toute la soude que nous constatons analytiquement dans le feldspath potassique est entrée dans son réseau au moment de la cristallisation du feldspath. Après la baisse de température une partie de l'albite est restée dans le réseau, le reste a donné des perthites. N'avons-nous cependant réellement que des perthites de ce genre dans le granite de Karkonosze? Les observations microscopiques semblent le contredire. Nous n'avons pas de critères indubitables pour distinguer les perthites d'exsudation des perthites d'infiltration formées par métasomatose, nous ne savons pas éliminer les facules étrangères en séparant les feldspaths potassiques destinés à l'analyse chimique. Le principe tacitement admis que les deux feldspaths — potassique et calco-sodique — cristallisent simultanément me paraît être le deuxième point faible. On ne sait pas non plus quelle teneur en albite admettre pour les plagioclases à structure zonée lorsque l'on ne dispose pas de leur analyse chimique donnant leur composition moyenne et que faire quand l'échantillon contient deux variétés de plagioclase à teneur différente en albite si en même temps tous les deux sont en contact avec le même feldspath potassique.

Dans le tableau 15 est présentée la teneur en albite des plagioclases non zonés, car — comme on l'a constaté sur l'exemple de l'échantillon de Michałowice — une telle composition du plagioclase correspond à celle établie chimiquement. Si l'on adoptait comme base de calculs la teneur en albite des zones extérieures des plagioclases zonés, les températures de cristallisation diminueraient, par rapport à celles citées dans le tableau, de 50—70° en moyenne. Dans le cas de l'échantillon No. 8 on a calculé pour les feldspaths de la masse fondamentale 2 températures de cristallisation, car dans la roche on trouve 2 plagioclases dont la différence quant à la teneur en albite est assez grande et qui accompagnent souvent le même feldspath potassique. Malgré tous les doutes et réserves exprimés, la température moyenne de cristallisation des feldspaths figurant dans le tableau 15 et se montant à 620° env. semble être tout à fait probable pour le granite de Karkonosze.

Existe-t-il une différence nette entre les grands et les petits cristaux du feldspath potassique? On ne peut apporter de réponse définitive à cette question bien qu'on puisse avancer des arguments en faveur de la cristallisation

antérieure des mégacristaux. Un de ces arguments serait la teneur plusieurs fois plus élevée en barium des grands feldspaths. Selon K.S. Heier et d'autres (Heier 1962) Ba^{2-} à rayon ionique très rapproché de K^{1-} et formant une forte liaison ionique avec l'oxygène se concentre d'habitude dans les feldspaths potassiques formés plus tôt. On a constaté par exemple que les feldspaths potassiques des roches du stade initial de la cristallisation magmatique en contiennent d'ordinaire beaucoup plus que les mêmes feldspaths des pegmatites. Un deuxième argument serait le pourcentage de triclinisme nettement supérieur dans les feldspaths du fond de certaines variétés de granite. Si l'on note que les variétés en question proviennent des parties périphériques du massif on pourrait au premier abord reconnaître comme juste l'affirmation que l'intrusion y était moins profonde et que les feldspaths potassiques de la masse fondamentale cristallisaient à des températures inférieures et assez lentement pour que les groupes Al-Si puissent être ordonnés dans le réseau cristallin. Ainsi qu'il résulte du tableau 15 les températures de la cristallisation des feldspaths du fond (7a, 8a) y étaient effectivement assez basses mais pas au point que cela puisse être la cause unique et suffisante de la formation du feldspath potassique triclinique, d'autant plus que les feldspaths potassiques

dans l'échantillon 5a, à température de cristallisation encore plus basse, accusent un triclinisme beaucoup plus faible.

Il faudrait donc admettre que le triclinisme des feldspaths potassiques de Karkonosze ne dépend pas uniquement de la température. J. Wyart et G. Sabatier attirent p. ex. dans leurs travaux l'attention sur le rôle de l'eau dans la genèse des feldspaths. Le fait même que l'on obtient la sanidine monoclinique à partir de l'albite triclinique (Wyart, Sabatier 1961) à des températures relativement peu élevées (400—700°) semble extrêmement important.

On ne peut pour le moment décider quels sont les facteurs principaux qui ont exercé leur influence sur la structure des feldspaths potassiques dans le granite de Karkonosze et si le degré actuel de triclinisme de ces feldspaths reflète les conditions dans lesquelles ils ont cristallisé. On peut seulement constater qu'il n'y a pas de différence visible dans la structure des grands et des petites cristaux à l'exception de quelques variétés périphériques du granite. Cependant dans ce dernier cas on ne peut affirmer non plus avec certitude que tous les feldspaths potassiques de la masse fondamentale diffèrent par le degré de triclinisme des grands cristaux car les diffractogrammes obtenus peuvent indiquer dans le cas de ces premiers un mélange de cristaux possédant un triclinisme assez varié.

ÉTUDE DES BIOTITES

On a séparé la biotite du granite de la carrière de Michałowice (point 37) et de la cornéenne des environs de Wysoki Kamień (point 22) pour l'analyser (tab. 16). Les résultats de l'analyse chimique du granite sont présentés dans le tableau 4 sous le No. 2, ceux de l'analyse micrométrique dans le tableau 1 (No. 3). L'analyse chimique de la cornéenne se trouve dans le tableau 8 (No. 5) et l'analyse micrométrique dans le tableau 7 (No. 7). La biotite de la cornéenne doit indubitablement sa teneur élevée en aluminium à la composition primitive de la roche (schiste argileux), une certaine pauvreté

de magnésium par rapport à la biotite du granite étant probablement causée par la cristallisation antérieure de la cordiérite. La recristallisation même de la biotite a donc eu lieu sous l'influence de l'intrusion du granite.

Par rapport aux autres biotites des roches granitiques analysées (cf. Deer, Howie et Zussmann 1962) la biotite de Michałowice est nettement enrichie en titane; la quantité de Fe^{3+} y est aussi relativement élevée.

La fig. 35 présente les diagrammes X de poudre des deux biotites analysées.

CONCLUSIONS

Les observations présentées permettent d'avancer de nouvelles conclusions concernant la genèse du granite de Karkonosze. Son caractère magmatique semble certain. Nous en trouvons des preuves dans l'existence d'une auréole de contact (cornéennes à cordiérite surtout), de

nombreux filons d'aplite recoupant le granite et les roches encaissantes, et dans les dimensions du massif ainsi que dans son homogénéité, en dépit de nombreux types et variétés de granitoïdes.

Il convient de réfléchir seulement à la genèse

même du magma et éventuellement au mécanisme de son intrusion. K. Smulikowski (1958b) a rejeté la possibilité d'un magma de différenciation primaire vu l'absence de masses gabbroïdes plus importantes à proximité des Karkonosze. D'après la classification de cet auteur il reste encore deux possibilités: le magma de régénération ou de palingénèse. E. Bederke s'est prononcé pour la première éventualité. Sans discuter les critères employés par cet auteur à l'appui de sa thèse, je voudrais attirer l'attention sur quelques faits cités précédemment qui parlent plutôt en faveur de l'origine palingénétique du magma des granitoïdes de Karkonosze. Cette hypothèse trouve sa justification dans l'abondance d'enclaves de taille variée, dans la présence fréquente des cristaux de hornblende, isolés ou agglomérés, à caractère de recristallisation métamorphique et non en équilibre avec la matière fondue, dans la richesse des „schlieren” foncés, dans l'apparition du grenat. On pourrait évidemment soutenir que toutes ces enclaves, ces „schlieren” et ces minéraux de métamorphisme constituent des xénolithes et des xénocristaux provenant des roches encaissantes ou du toit de l'intrusion et non des reliquats de roches du complexe préexistant (les miantites de K. Smulikowski, 1947, 1950) d'où provient le magma palingénétique. On ne peut évidemment exclure qu'une partie des enclaves provient directement des roches encaissantes, mais on ne peut certainement pas l'affirmer quant à toutes les enclaves, car les enclaves foncées sont nombreuses aussi loin des contacts. Elles ne font défaut que dans les granites de crête qui ne contiennent pas non plus de reliquats de hornblende. Ce fait parle, à mon avis, contre les xénolithes provenant du toit de l'intrusion car ceux-ci devraient apparaître partout indépendamment du type de granite. Si nous attribuons cependant au granite de Karkonosze une origine palingénétique, il devient aisé d'expliquer l'absence d'enclaves dans les granites de crête, clairs, à grain fin et uniforme. Ces granites ont cristallisé probablement de la partie du magma intrusif au commencement même sortie sous pression du matériel demi-fondu, comblé de cristaux et de reliquats des roches préexistantes.

Le complexe rocheux dont provient le magma granitique de Karkonosze n'avait probablement pas la composition de granite; il était composé, semble-t-il, de gneiss, d'amphibolites et d'autres roches appartenant au faciès amphibolitique. Il contenait sans doute aussi une quantité d'eau insuffisante pour saturer le magma en formation. Tout le processus de l'anatexie était donc incontestablement très compliqué. La fusion avait lieu sélectivement et

n'a jamais été terminée. Lorsque les conditions ont permis l'intrusion du magma à composition granitique, la phase liquide la plus mobile a été exprimée du complexe ramolli et a donné naissance au granite de crête. Le reste continuait à fondre jusqu'au moment où il acquit de nouveau une possibilité d'intrusion. Cette fois-ci a eu lieu l'intrusion d'un mélange de matériel fondu et de reliquats de roches préexistantes non fondues — de paléocristaux (K. Smulikowski 1958b) et éventuellement de cristaux nouveaux déjà cristallisés — de néocristaux. La quantité de phase solide ne pouvait être trop grande car, dans le cas contraire l'intrusion de tout le mélange n'aurait pas eu lieu, mais seule la phase liquide aurait été de nouveau exprimée.

Selon les données expérimentales le magma granitique contenant 4% H₂O et présentant un mélange de matière fondue et de cristaux suspendus dans celle-ci est mobile à la température de 750° et sous une pression de 3000 atm. (Winkler 1962). Si l'intrusion de toute cette masse avait lieu à une température constante, la baisse de tension aurait pu théoriquement aboutir à une fusion totale. Avec la diminution de la viscosité augmenterait également la mobilité du magma qui après avoir atteint une profondeur correspondant à 700 atm. (env. 3 km) cristalliserait dans un très petit intervalle de températures. L'intrusion du magma de Karkonosze n'a pas eu lieu dans de telles conditions. Des reliquats non fondus du complexe dont il provient y sont restés jusqu'à la fin.

La masse principale des granitoïdes de Karkonosze, riche en enclaves, abonde aussi en gros cristaux de feldspaths. C'est à ces mégacristaux de feldspaths, principalement potassiques que le granite de Karkonosze doit sa ressemblance soulignée par différents chercheurs aux granites rapakivi qui, comme le granite discuté, constituent une intrusion postorogénique à tectonique tranquille (Eskola 1950). Pour de nombreux pétrographes le nom de rapakivi signifie un granite où les gros cristaux ovoïdes de feldspath potassique sont bordés de feldspath calco-sodique (d'ordinaire d'oligoclase). O. F. Tuttle et N. L. Bowen (1958) n'admettent pas une telle limitation car beaucoup de géologues considèrent aussi comme rapakivi les granites dans lesquels le feldspath potassique est dépourvu de ces bordures. Selon V. Marmo (1962, 1963) le feldspath potassique ovoïde et enveloppé de plagioclase que l'on trouve dans les granites rapakivi appartient dans sa majorité à l'orthose, nettement perthitique et contenant souvent des taches de microcline quadrillé. Dans certains rapakivi on peut trouver au lieu du feldspath monoclinique

le microcline mais toujours à degré faible de triclinisme et riche en albite.

Au sujet de la formation de feldspaths potassiques ovoïdes bordés de plagioclase il existe une importante littérature pétrographique. O. F. Tuttle et N. L. Bowen (1958) ont traité ce problème du point de vue expérimental; en examinant l'équilibre dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O ils sont arrivés à la conclusion que dans les roches à composition chimique de granite rapakivi les gros cristaux alcalins contenant 25—30% d'albite ont cristallisé en premier. La composition des granites rapakivi diffère un peu de la composition moyenne de tous les granites (Rankama et Sahama 1952). Les rapakivi sont surtout plus riches en potassium. Selon les suppositions théoriques d'O. F. Tuttle et de N. L. Bowen, c'est seulement dans les granites où le feldspath alcalin à nette prédominance d'orthose a cristallisé en premier que peuvent apparaître des structures caractéristiques de rapakivi. Là où la relation $\text{Ab}:\text{Or}:\text{Q}$ diffère de celle constatée pour le rapakivi, c'est-à-dire dans les granites plus riches en feldspath sodique, les enveloppes de plagioclase autour du feldspath alcalin font défaut car la cristallisation du plagioclase s'y était produite probablement plus tôt.

Toutes ces expériences et réflexions théoriques, bien que très intéressantes, n'expliquent pas encore la genèse des mégacristaux dans le granite de Karkonosze. Il est incontestable que beaucoup de ces feldspaths ont des bordures composées de grains fins de plagioclase et de quartz. D'autre part cependant la composition chimique moyenne du granite de Karkonosze dénote nettement moins de potassium que celle des granites rapakivi (cf. tab. 17). Du point de vue théorique les feldspaths potassiques pouvaient-ils donc cristalliser en premier? Sinon comment auraient-ils „grandi” jusqu'à si grandes dimensions, pourquoi accusent-ils des bordures de plagioclase, comment se sont-ils trouvés dans les enclaves? K. Smulikowski (1958b) attribue p. ex. aux grands cristaux de feldspath potassique dans la plupart des granitoïdes une nature d'endoblastes plus jeunes que la matrice. M. Roubault (1962) insiste sur leur genèse métasomatique. Cela concerne surtout ces grands cristaux qui abondent en inclusions de biotite, de plagioclase, de quartz etc. identiques aux minéraux constituant le fond de la roche. Cette hypothèse se trouve confirmée par différentes structures corrosives (la myrmékite, les interpénétrations micropegmatitiques), qui apparaissent soit en bordure, soit à l'inférieur des grands cristaux (Drescher-Kaden 1948). Elle explique également d'une manière facile à admettre l'existence de porphyroblastes de feldspaths dans les enclaves sur-

tout de ceux „à cheval” sur la limite granite-enclave (pl. XIII fig. 2).

Si nous admettons cependant dans le cas concret du granite de Karkonosze la genèse métasomatique pour les grands cristaux de feldspath potassique pouvons-nous en admettre une autre pour les petits cristaux qui n'en diffèrent pas essentiellement ni par la composition ni par les caractères structuraux (angle des axes optiques, degré de triclinisme)?

V. Marmo (1962) affirme que les feldspaths potassiques caractéristiques du rapakivi sont inconnus parmi les produits de la métasomatose. À l'appui de sa thèse il cite notamment l'âge absolu établi pour tout l'échantillon de granite, pour la biotite et pour l'orthose en ovoïde; les différences sont effectivement très insignifiantes et l'on peut les attribuer facilement aux erreurs expérimentales. Je ne sais pas si la méthode K/A, que l'on a utilisé pour les déterminations peut donner des résultats comparables pour la biotite et le feldspath potassique étant donnée la grande différence de structure des deux minéraux. C'est pourquoi cet argument ne me semble pas des plus convaincants. Les particularités de la structure du feldspath semblent être beaucoup plus importantes. En effet les chercheurs se prononçant pour la genèse métasomatique des mégacristaux du feldspath potassique parlent toujours de microcline. Dans les granites rapakivi on trouve principalement l'orthose ou le microcline à faible triclinisme, comme dans le granite de Karkonosze. Je ne répéterai pas ici les réflexions consacrées à l'examen des feldspaths et démontrant que ce n'est pas la température seule qui décide de la structure du feldspath potassique. Jusqu'au moment de la solution du problème concernant la signification du degré de triclinisme d'une part, celle des éléments traces de l'autre dans la genèse des feldspaths on ne peut, je pense, dire rien de certain sur le mécanisme de la formation de mégacristaux dans le granite de Karkonosze et sur leur relation avec les grains plus fins que l'on trouve dans la masse de la roche.

À l'état actuel des recherches de nombreux arguments semblent militer en faveur de la formation des grands cristaux dans l'étape précocée de la cristallisation du magma. Je citerai parmi les plus importants: 1) le degré peu élevé de triclinisme, 2) la teneur en barium nettement supérieure à celle des feldspaths potassiques de la masse fondamentale, 3) l'orientation privilégiée reconstruite à différents endroits du massif. Il semble que, si l'on admet la genèse palingénétique du granite, la présence de gros feldspaths dans les enclaves ne doit pas être non plus nécessairement reliée à la période deutérique du magma. D'autre part cependant il faut avouer qu'il est difficile

d'expliquer la présence d'inclusions, surtout du plagioclase dans le feldspath potassique s'il constitue des phénocristaux, formés antérieurement. Je ne pense pas ici à l'albite qui a été indubitablement amenée plus tard mais à l'oligoclase identique à celui qui a cristallisé à côté dans la masse fondamentale et qui à l'état d'inclusions dans les mégacristaux du feldspath potassique accuse souvent des bordures claires, pauvres en anorthite ainsi que d'autres traces de réaction avec le feldspath-hôte. Je voudrais attirer ici l'attention sur l'énonciation de Lapadu-Hargues (1958) qui — étant lui-même convaincu que les mégacristaux des feldspaths dans les granites se sont formés en même temps que les autres composants de la roche — avoue que „cette présence ou absence de pseudo-phénocristaux signifie sans doute quelque chose, mais il vaut mieux, pour le moment, avouer qu'on ne la connaît point et considérer le fait comme un accident mystérieux dans la structure, sans plus”.

La période postmagmatique du développement des granites de Karkonosze y a laissé des traces très nettes, principalement sous forme d'albite intergranulaire, de myrmékite et d'interpénétrations micropegmatitiques ainsi que de perthites métasomatiques. Il n'existe à vrai dire aucune méthode permettant de distinguer avec certitude les perthites métasomatiques de celles dans lesquelles l'albite a été exsudée à cause de l'abaissement de température, surtout si l'on tient compte du rôle de l'eau qui selon O. F. Tuttle et N. L. Bowen (1958) facilite beaucoup l'exsudation et peut influencer sur l'épaisseur des éléments perthitiques. Il paraît pourtant difficile de ne pas reconnaître la nature métasomatique au moins à ces facules de plagioclase qui corrodent les feldspaths potassiques à partir de leurs bords et appartiennent en même temps aux cristaux intergranu-

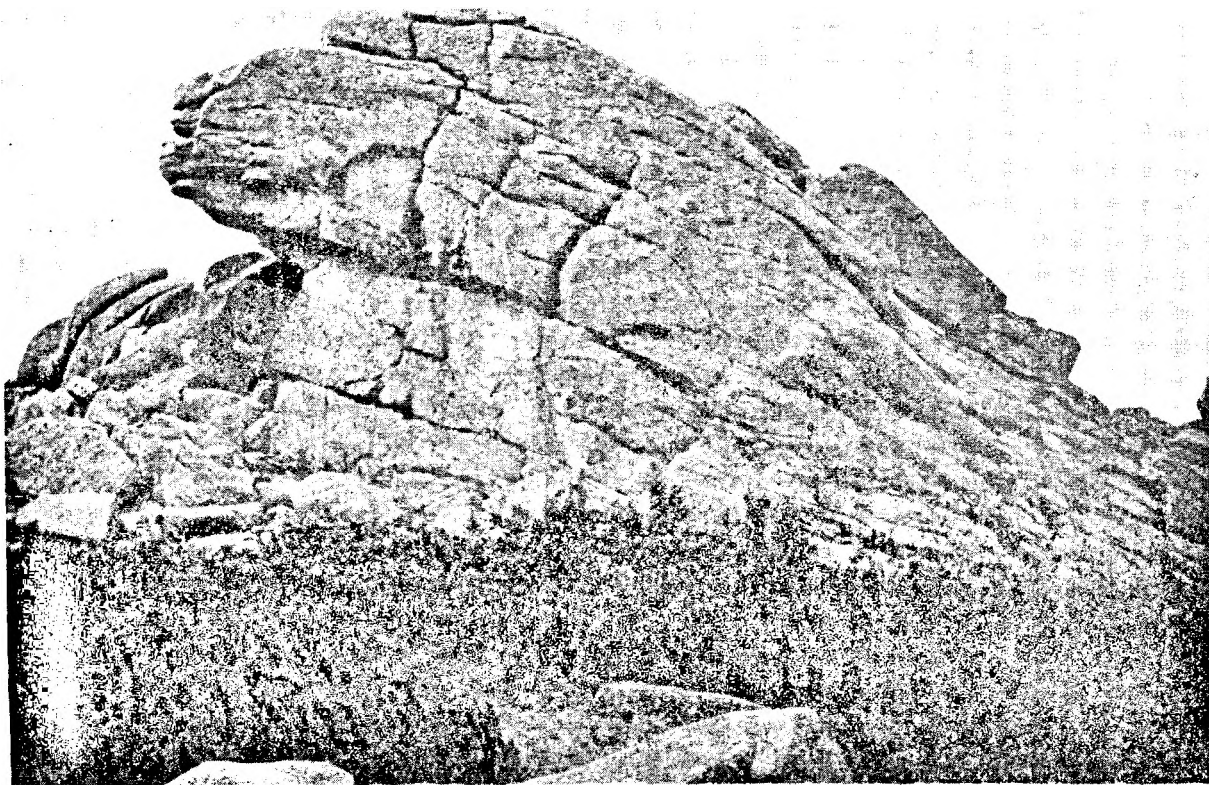
lares de l'albite. Quant à la genèse postmagmatique de ces derniers elle semble être incontestable. Les seules inclusions que l'on y rencontre appartiennent au quartz vermiculé (myrmékite postmicroclinique selon Drescher-Kaden, 1948). C'est également à l'action corrosive des solutions postmagmatiques qu'il faut probablement attribuer les nombreuses inclusions de quartz dans les feldspaths, surtout celles à orientation optique identique produisant des structures micropegmatitiques. L'albite en damier assez nombreuse dans certains granites micropegmatitiques est certainement aussi métasomatique. Cette albite apparaît en premier lieu dans la masse fondamentale (le fond) de la roche, à côté du feldspath potassique, qui — comme l'a prouvé l'examen de structure — a souvent un degré de triclinisme supérieur à celui des autres feldspaths potassiques dans le massif de Karkonosze.

On ne sait pas si les zones souvent oscillatoires du plagioclase, si fréquentes dans les granites de Karkonosze, ainsi que le caractère irrégulier de l'extinction du coeur de ses cristaux, sont dûs également aux processus métasomatiques. De toute façon je ne relierais pas ces structures à la période d'activité des solutions postmagmatiques. Et bien que l'on ne puisse exclure que les structures en question soient un phénomène postérieur à la cristallisation même des plagioclases (Roubault 1962) je suis portée à supposer qu'elles sont plutôt le résultat de l'oscillation des conditions physico-chimiques qui régnaient dans le magma palingénétique au cours de sa cristallisation. Dans le cas des plagioclases à structure tachetée il faut, je pense, prendre aussi en considération la possibilité de leur appartenance à la génération la plus ancienne des composants provenant de l'inventaire primitif du complexe des roches préexistantes.

PLANSZA I
PLANCHE I

Fot. 1. Szrenica — skałka granitu grzbietowego
Szrenica — rocher de granite de crête

Fot. 2. Końskie Łby — skałki granitu grzbietowego
Końskie Łby — rochers de granite de crête



1



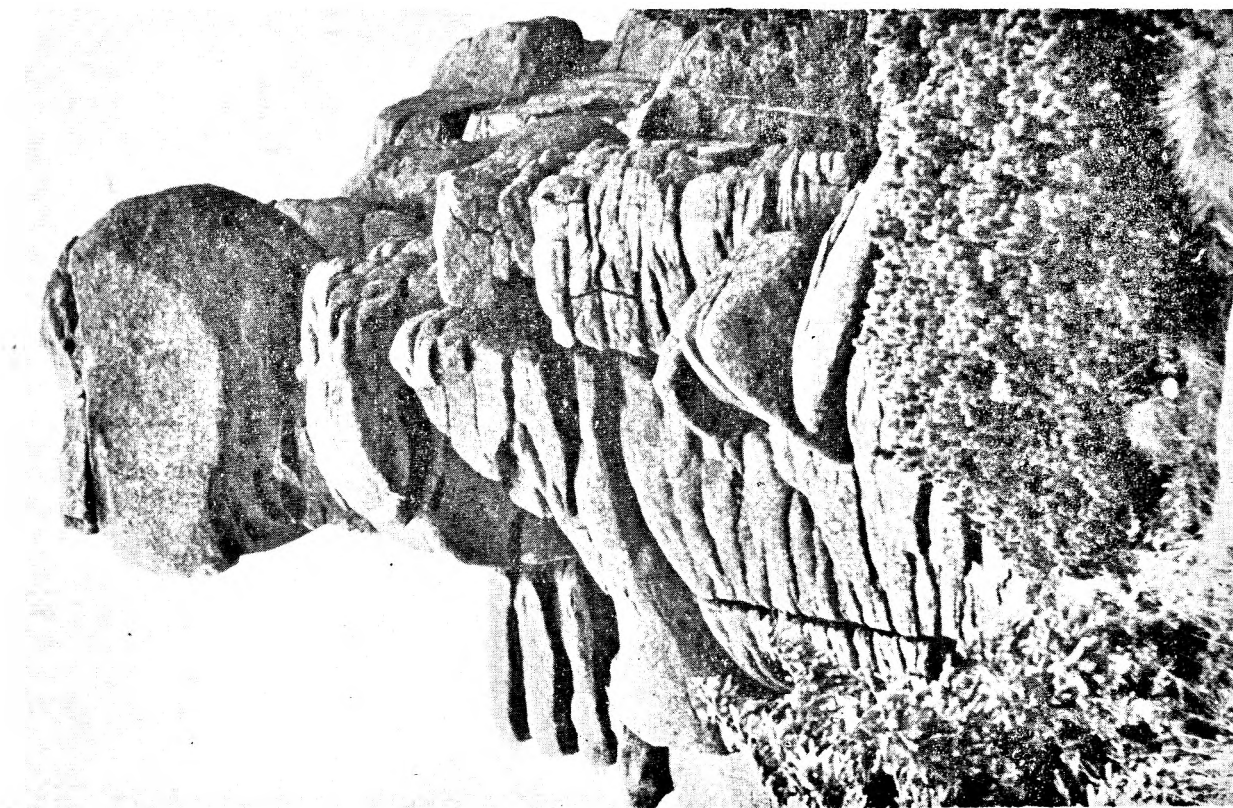
2

PLANSZA II
PLANCHE II

- Fot. 1. Końskie Łby — skałka granitu grzbietowego
Końskie Łby — rocher de granite de crête
- Fot. 2. Zbójcekie Skały — kontakt granitu z hornfelsem
Zbójcekie Skały — contact du granite avec la cornéenne



2



1

Maria BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA III
PLANCHE III

Fot. 1. Kamieniołom granitu centralnego w Michałowicach
Carrière de granite central à Michałowice

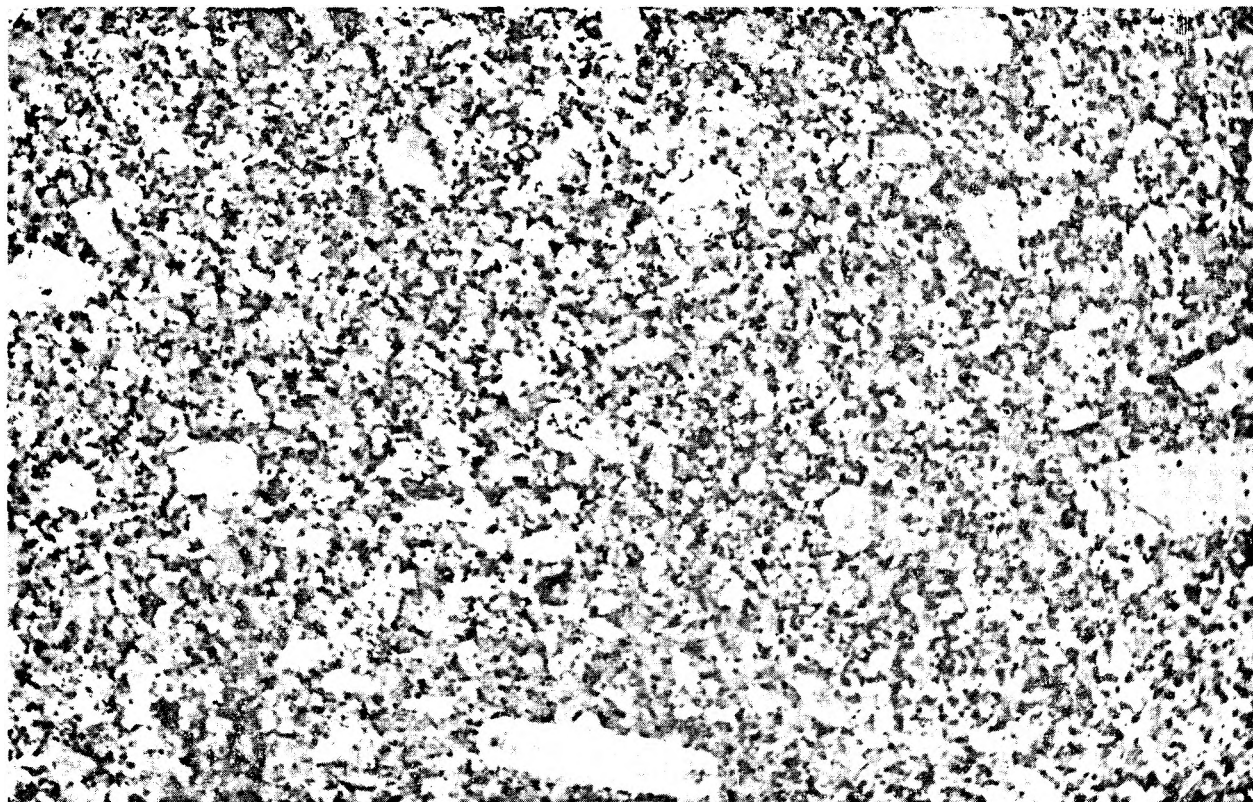


a BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

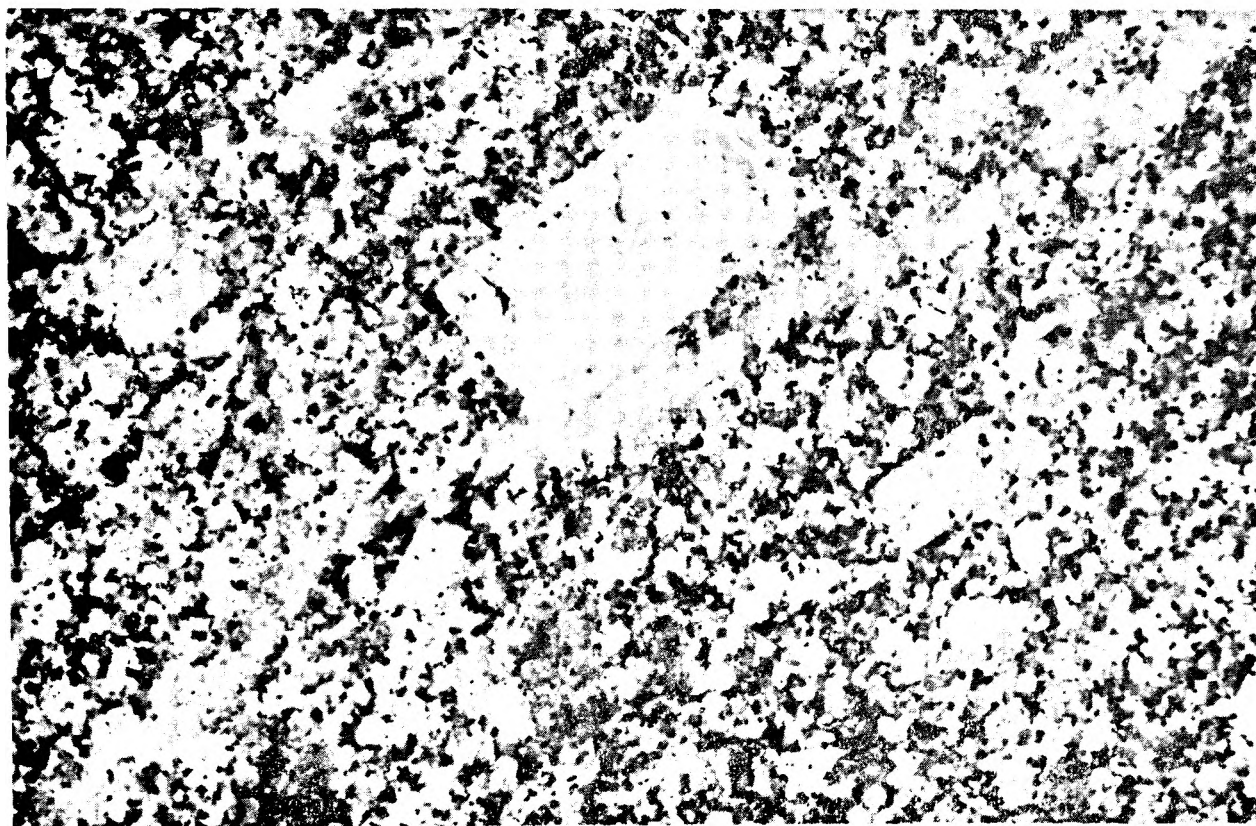
PIANSZA IV
PLANCHE IV

Fot. 1. Granit porfirowaty (1:1)
Granite porphyroide (1:1)

Fot. 2. Automorficzny megakryształ skalenia potasowego z **obwódką** plagioklazu
(1:1)
Mégacristal automorphe de feldspath potassique bordé **de** plagioclase (1:1)



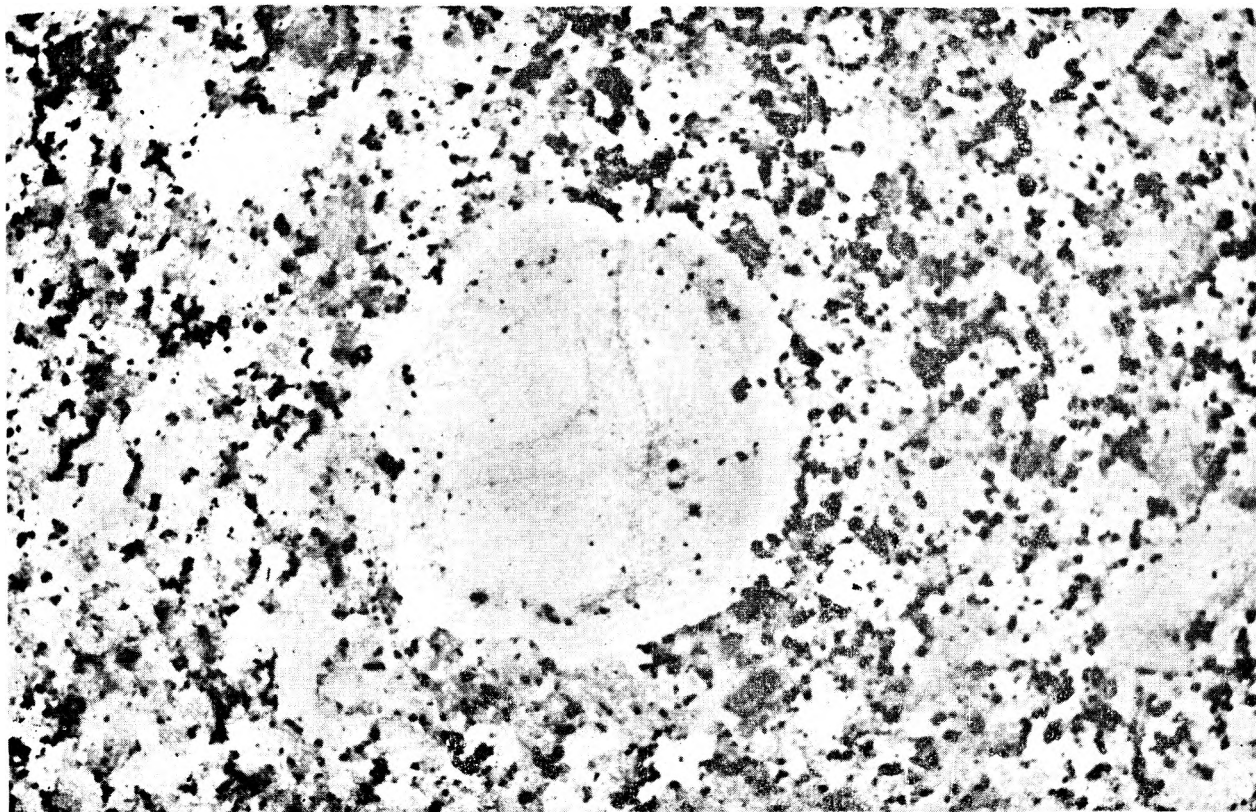
1



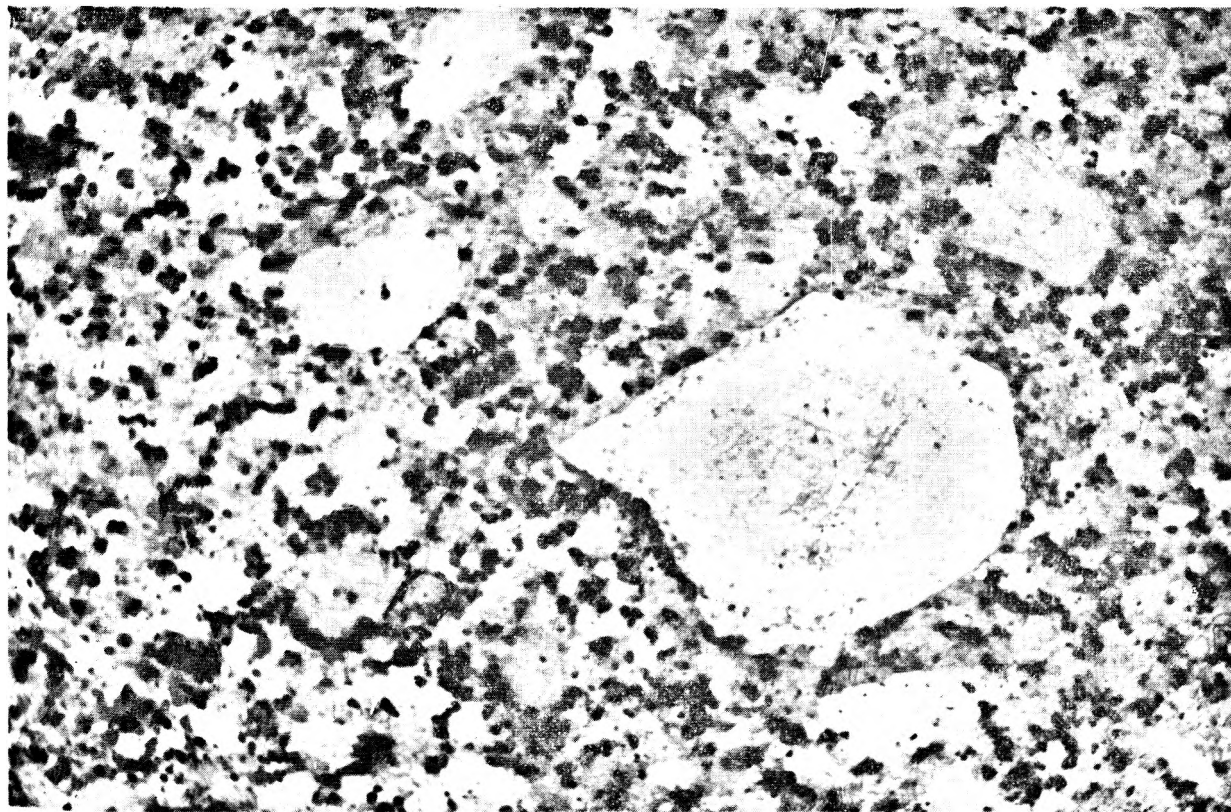
2

FLANSZA V
PLANCHE V

Fot. 1—2. Formy występowania megakryształów skalenia potasowego w granitach centralnych (1:1)
Formes de mégacristaux de feldspath potassique dans les granites centraux (1:1)



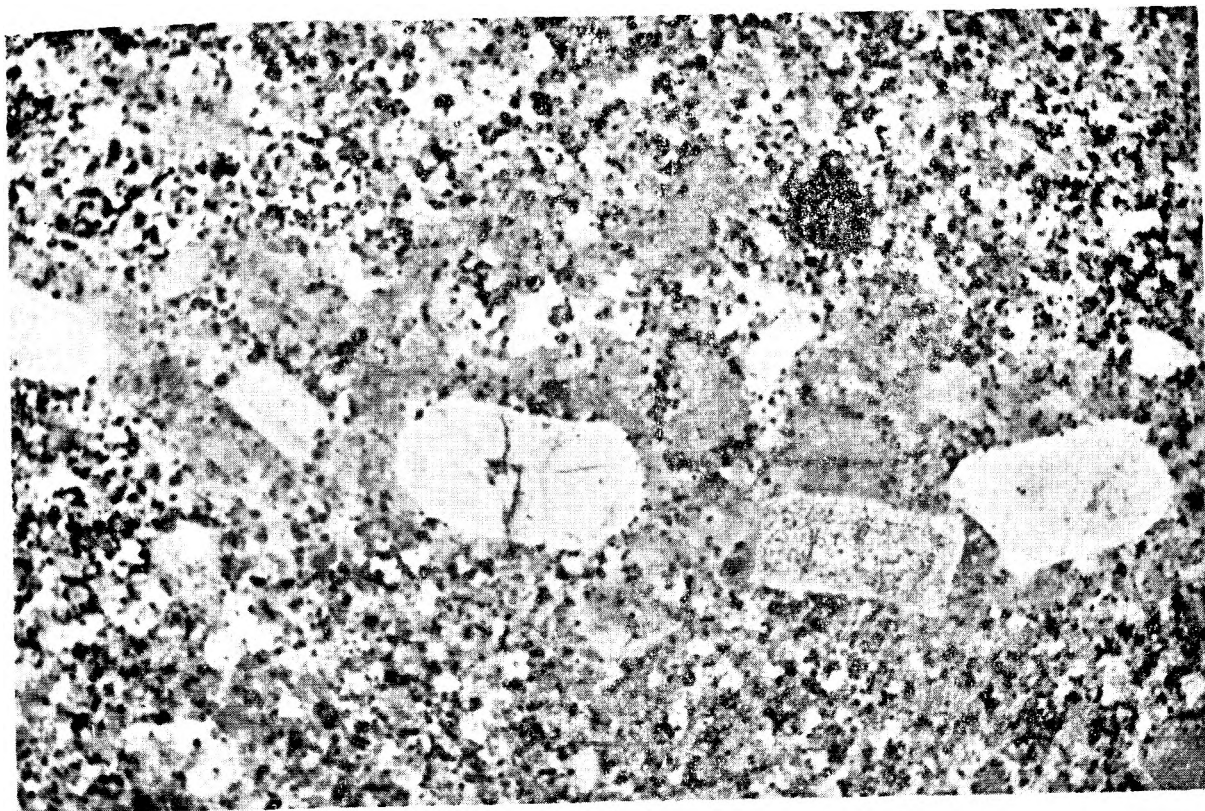
1



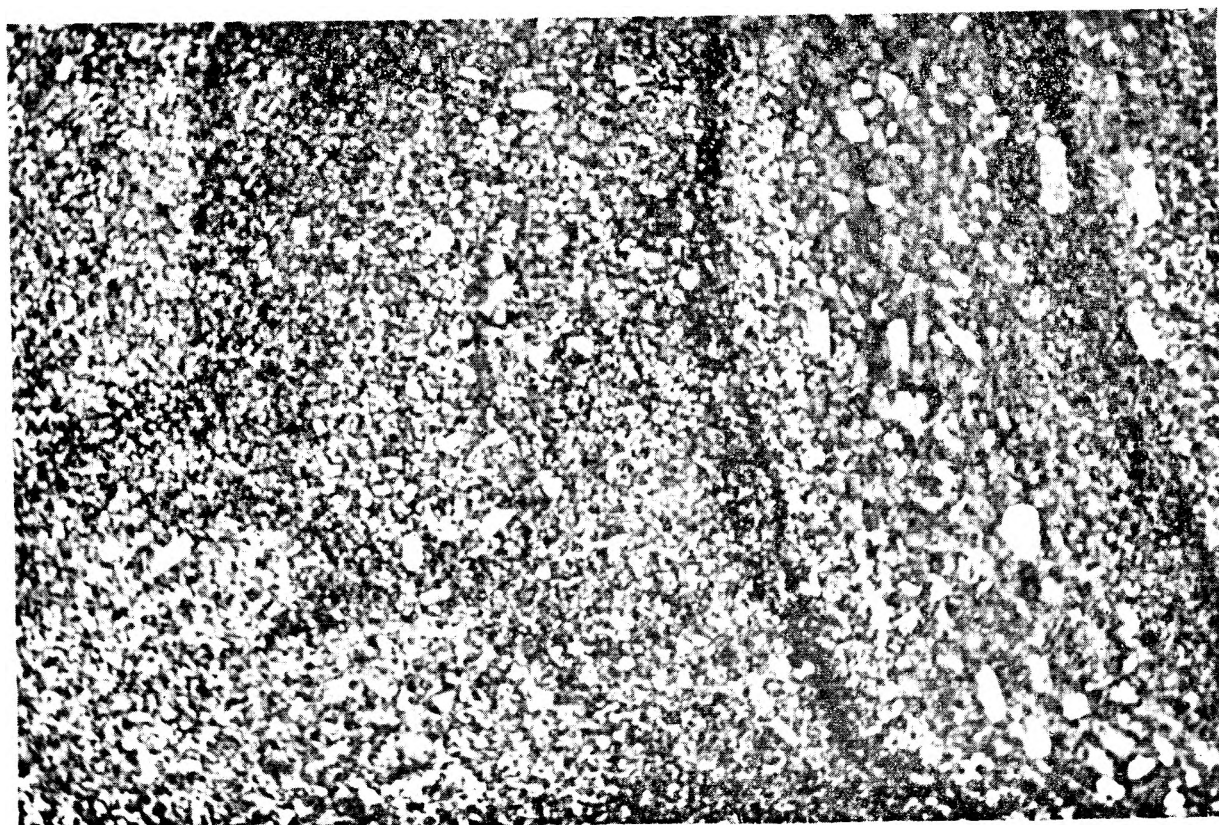
2

PLANSZA VI
PLANCHE VI

- Fot. 1. Kierunkowe ułożenie fenokryształów skaleni w granicie porfirowatym (1:1)
Orientation privilégiée des grands cristaux de feldspath potassique dans le granite porphyroïde (1:1)
- Fot. 2. Granit szlirowaty — ułożenie większych kryształów skaleni zgodne z przebiegiem szliir biotyty (5:1)
Granite à „schlieren” — les cristaux plus grands des feldspaths sont disposés en concordance avec les „schlieren” de biotite (5:1)



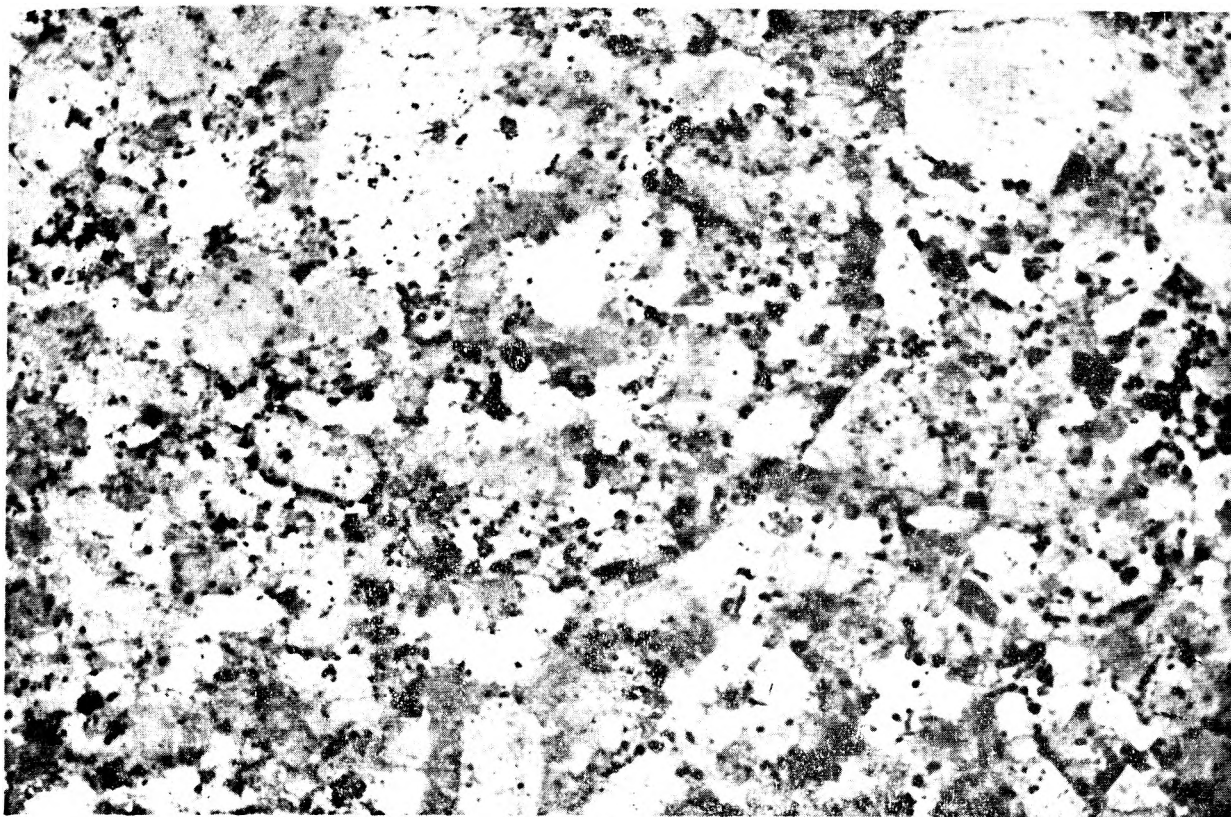
1



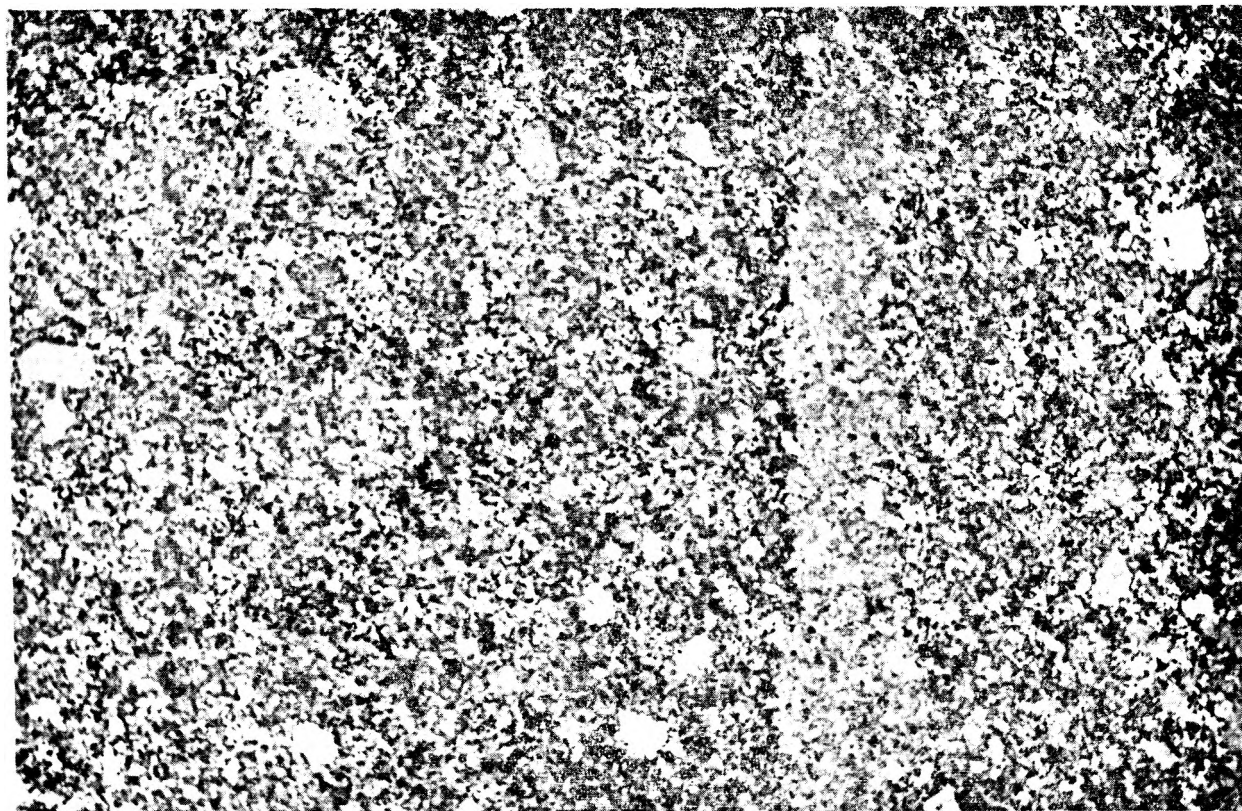
2

PLANSZA VII
PLANCHE VII

- Fot. 1. Granit porfirowaty — odmiana gruboziarnista (1:1)
Granite porphyroïde — variété à cristaux particulièrement gros (1:1)
- Fot. 2. Cienka wkładka aplitowa w granicie porfirowatym (3:1)
Mince intercalation d'aplite dans le granite porphyroïde (3:1)



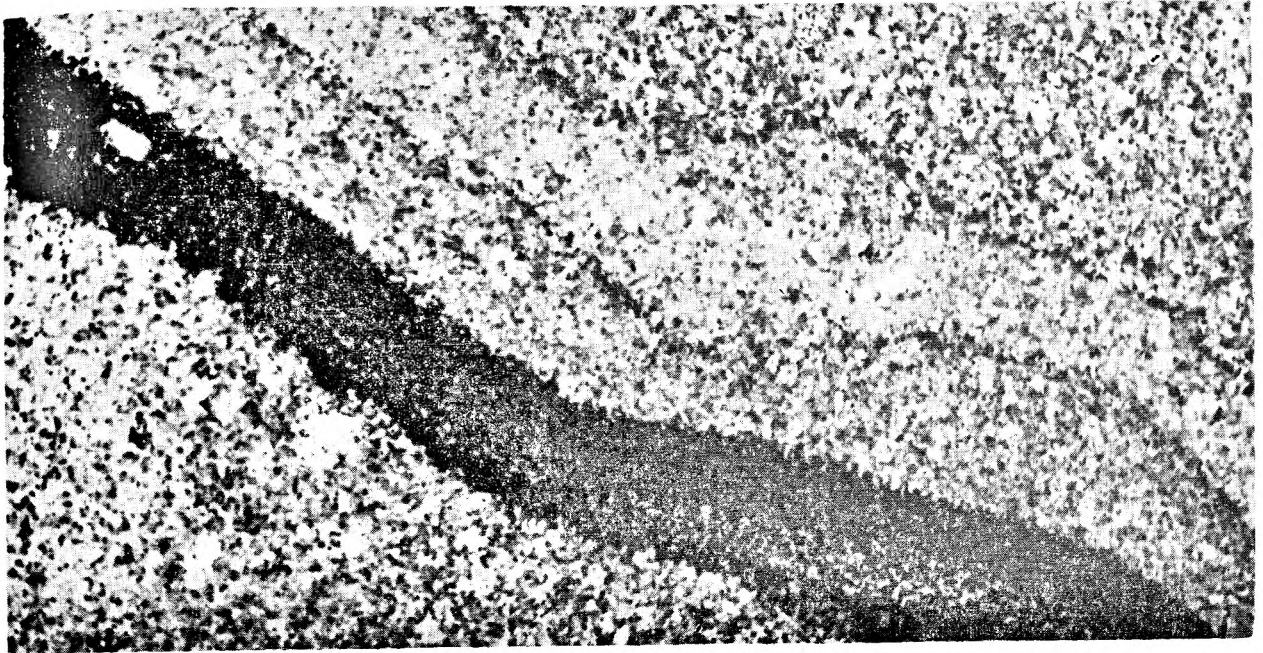
1



2

PLANSZA VIII
PLANCHE VIII

- Fot. 1. Szlira biotytowa w granicie. Wyżej żyła aplitu ograniczona z obu stron cienkimi pasmami biotyty i zamykająca w środku nieforemne gniazdo pegmatytu (3:1)
„Schliere” biotitique dans le granite. Au-dessus un filon d'aplite limité des deux côtés par de minces bandes de biotite et renfermant au centre un nid irrégulier de pegmatite (3:1)
- Fot. 2. Szliry biotyty rozplywające się w drobnoziarnistej masie granitowej (3:1)
„Schlieren” de biotite se fondant dans la masse granitique à grain fin (3:1)



1



2

PLANSZA IX
PLANCHE IX

- Fot. 1. Automorficzne i pasowe plagioklasy w granicie porfirowatym — kamienio-
łom w Michałowicach. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Plagioclases zonés et automorphes dans le granite porphyroïde — carrière
de Michałowice. Nicoles croisés. X 90
- Fot. 2. Brodawkowy myrmekit na granicy plagioklazu i pertytowego skalenia po-
tasowego. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Bourgeons de myrmékite à la limite du plagioclase et du feldspath potas-
sique perthitique. Nicoles croisés. X 90



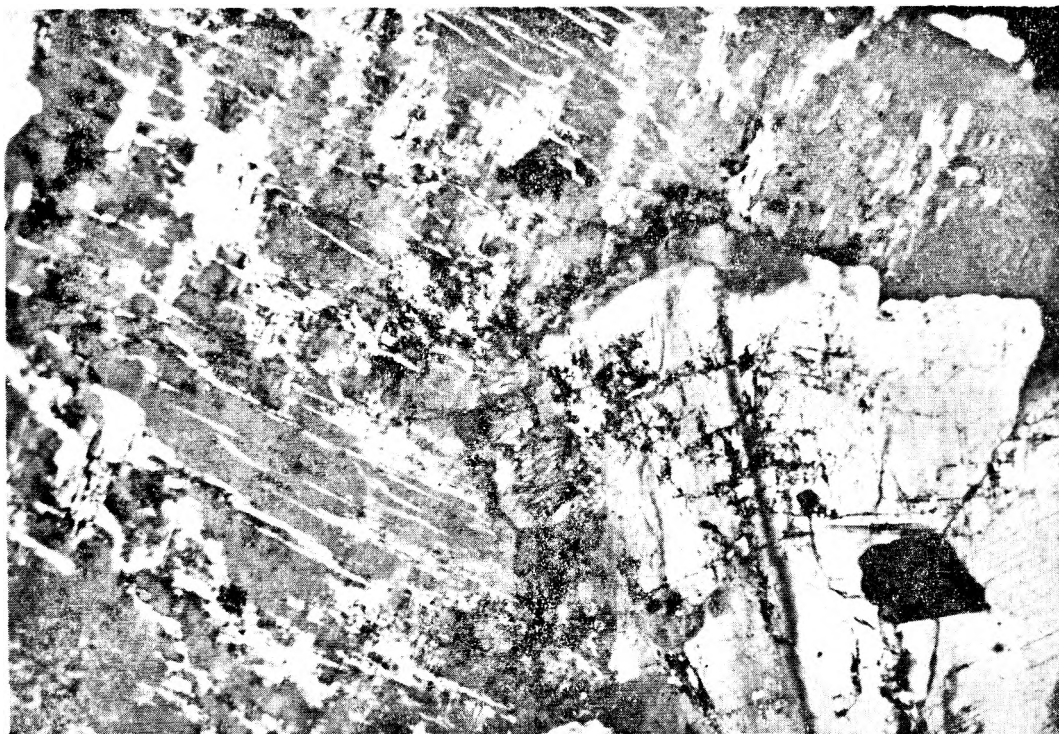
1



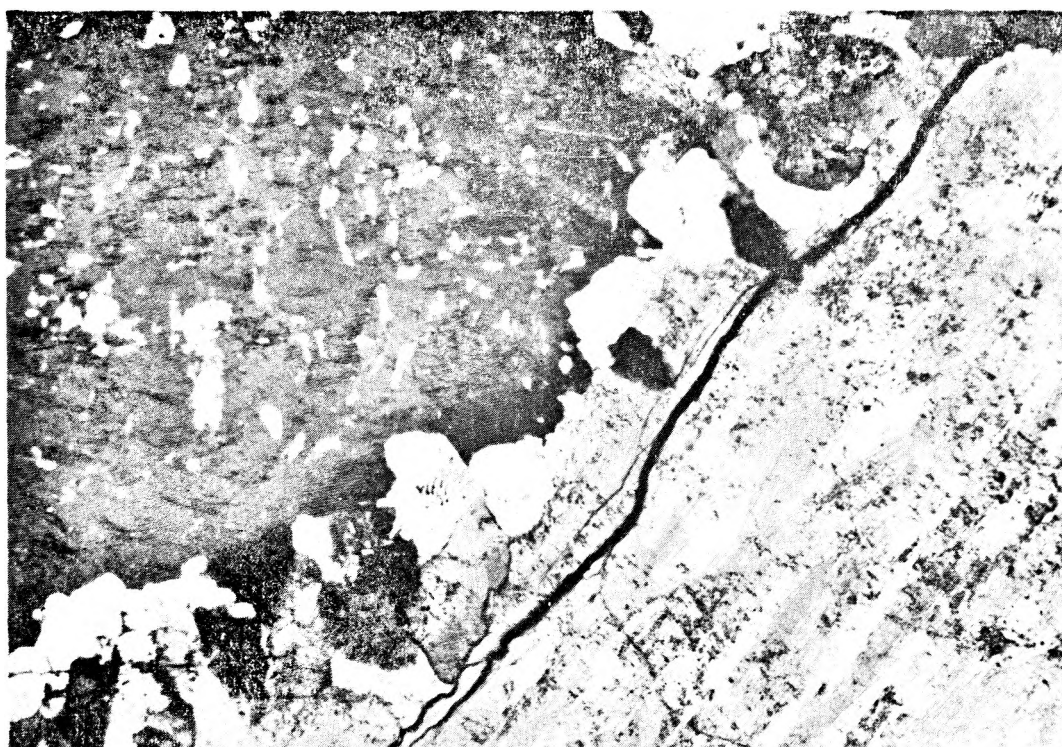
2

PLANSZA X
PLANCHE X

- Fot. 1. Przerosty pertytowe w skaleniu potasowym. Myrmekit na ośwodzie plagioklazu. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Facules d'albite dans le feldspath potassique. Myrmékite dans la bordure du plagioclase. Nicoles croisés. X 90
- Fot. 2. Myrmekit pomiędzy dwoma kryształami skalenia potasowego. Wrzecionowate przerosty pertytowe w kryształach dolnym. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Myrmékite entre deux feldspaths potassiques. Facules d'albite en forme de „fuscaux” dans le cristal inférieur. Nicoles croisés. X 90



1



2

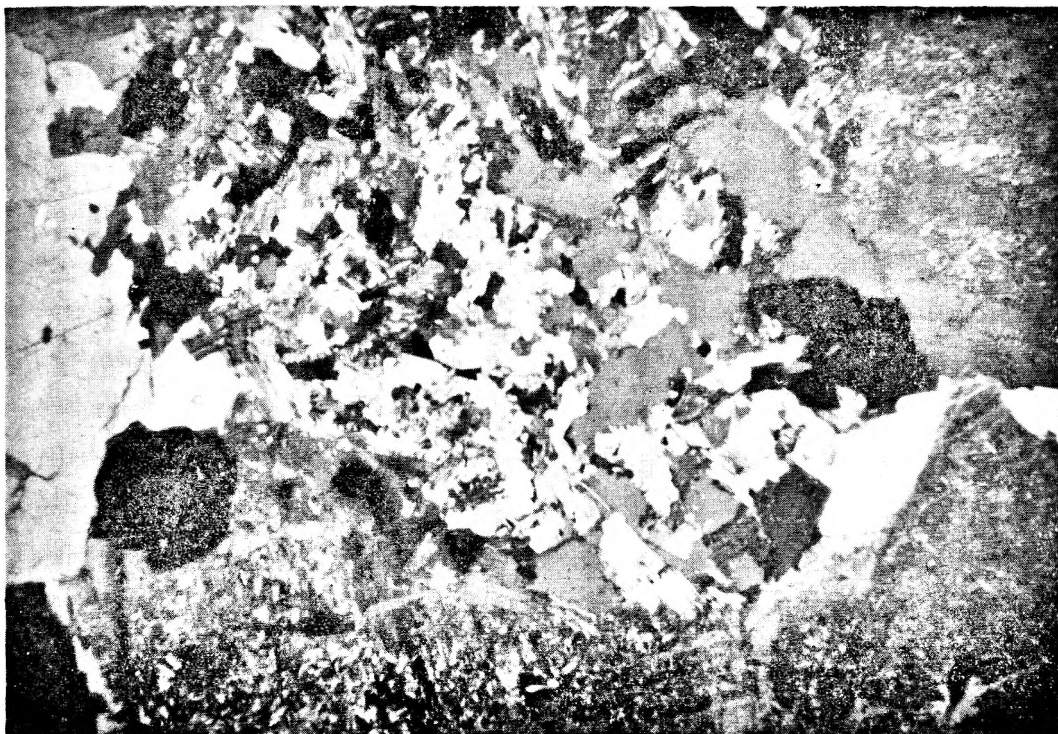
PLANSZA XI
PLANCHE XI

Fot. 1 Mikroenklawa zbudowana z hornblendy, biotyty i chlorytu w gruboziarnistym granicie z kamieniołomu w Michałowicach. Niole skrzyżowane. Pow. X 50

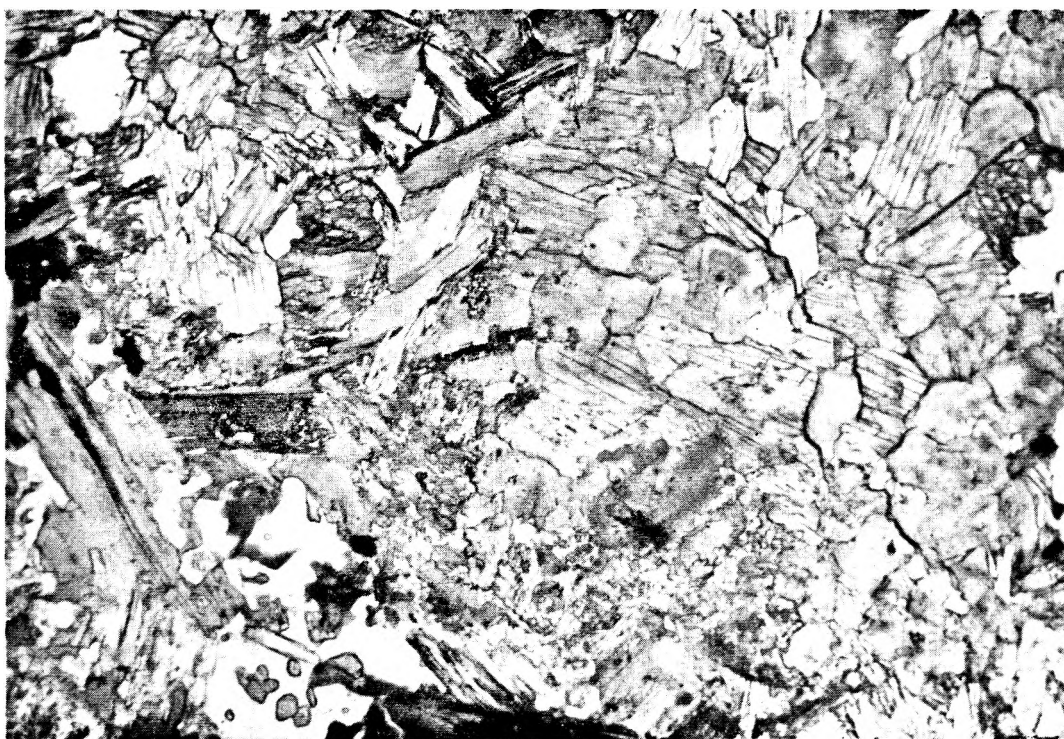
Microenclave construite de hornblende, de biotite et de chlorite dans le granite grossièrement grenu de la carrière de Michałowice. Nioles croisés. X 50

Fot. 2. Ta sama mikroenklawa, bez analizatora. Pow. X 90

La même microenclave, sans analyseur. X 90



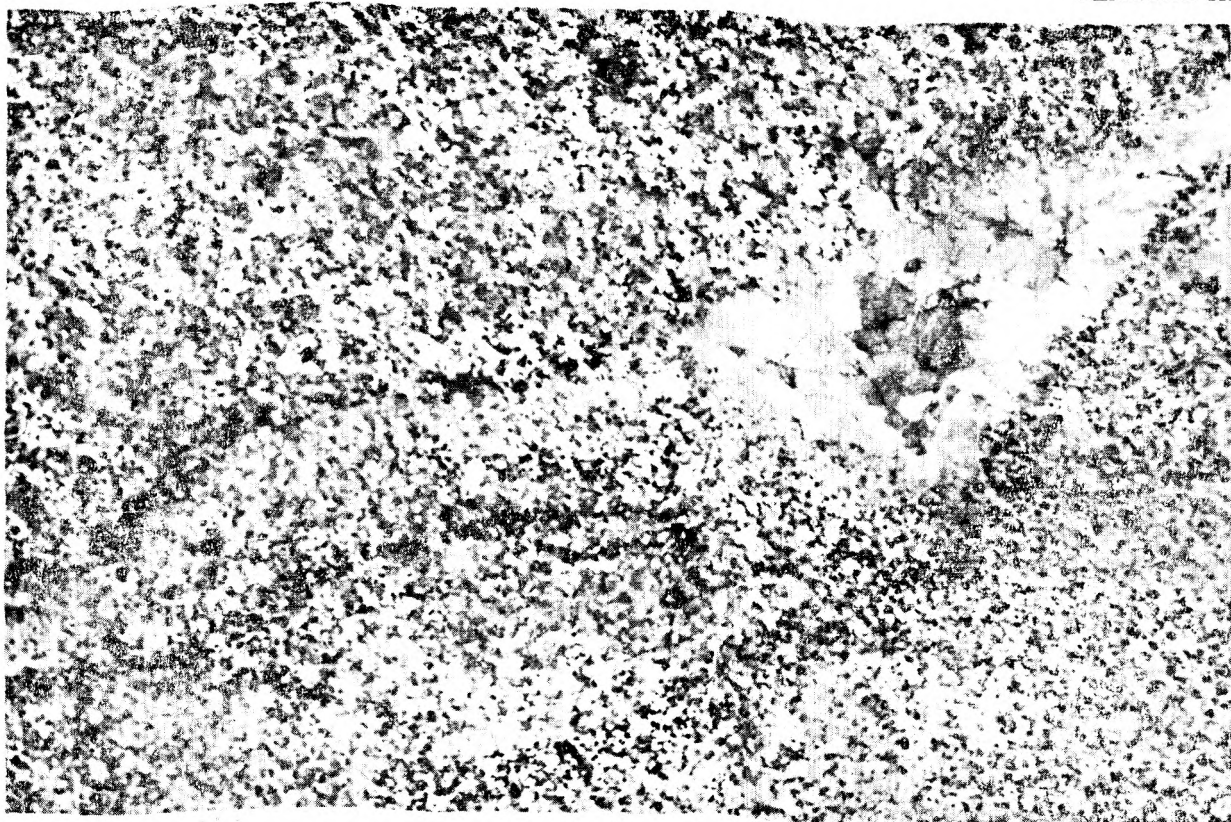
1



2

PLANSZA XII
PLANCHE XII

- Fot. 1. Gniazdo pegmatytu w granicie (1:1)
Nid de pegmatite dans le granite (1:1)
- Fot. 2. Zwietrzała ściana granitu porfirowatego z wypreparowanymi fenokryształami skalenia potasowych. Skałka w Borowicach.
Surface altérée de granite porphyroïde avec mégacristaux préparés de feldspath potassique. Rocher à Borowice



1



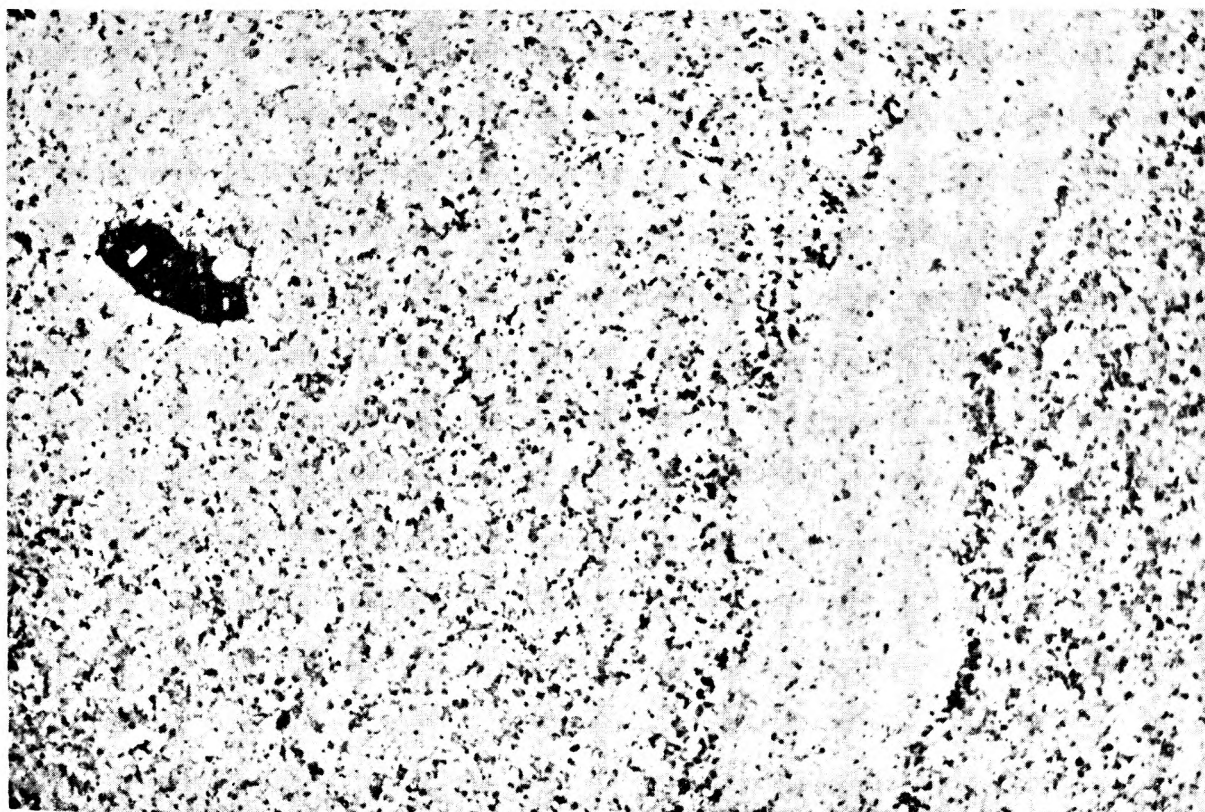
2

PLANSZA XIII
PLANCHE XIII

- Fot. 1. Granit wzbogacony w biotyt o kierunkowym ułożeniu
Granite enrichi de biotite à orientation privilégiée
- Fot. 2. Mała enklawa biotytowa z fenokryształem skalenia na kontakcie z granitem („à cheval”). Żyła apłitowa (3:1)
Petite enclave à biotite avec mégacristal de feldspath sur le contact avec le granite („à cheval”). Filon d'aplite (3:1)



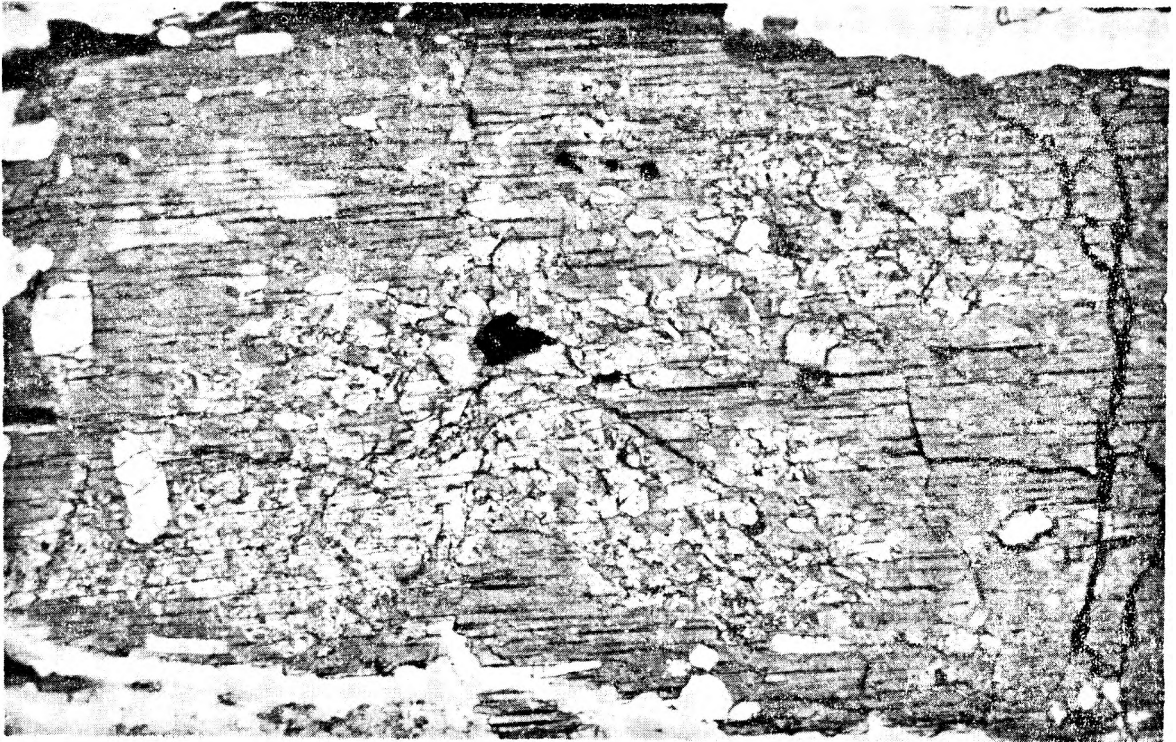
1



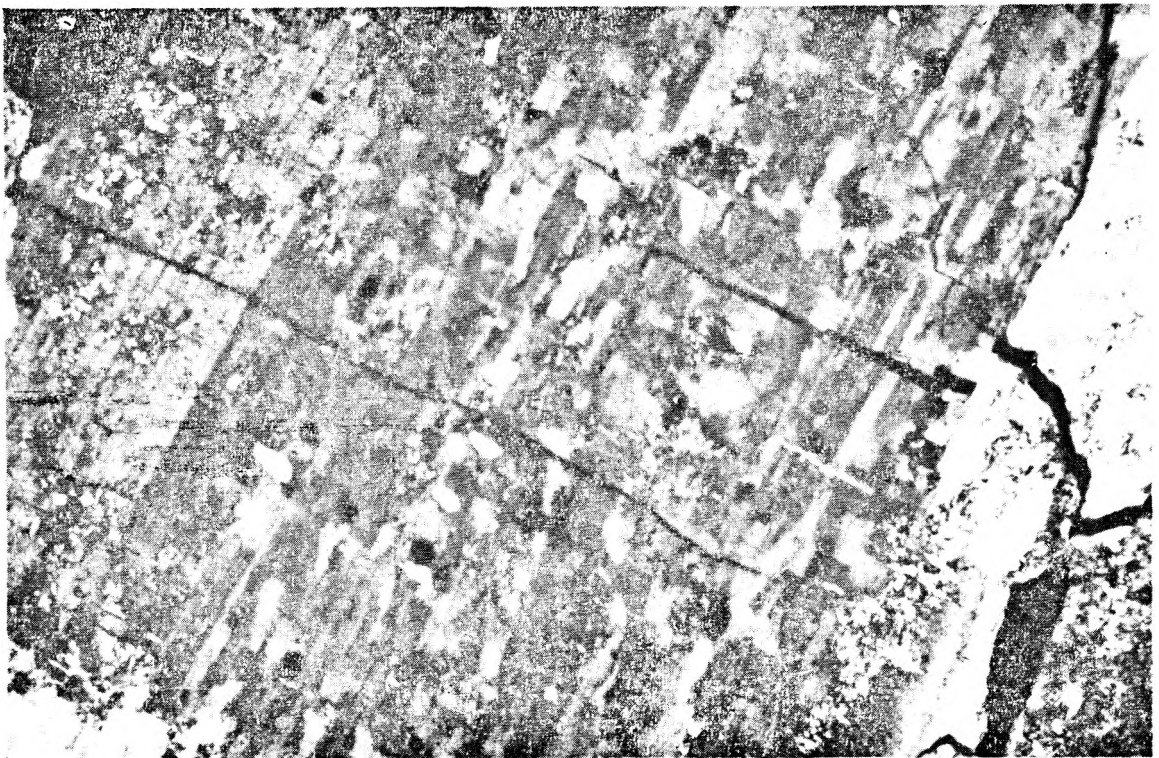
2

PLANSZA XIV
PLANCHE XIV

- Fot. 1. **Kryształ hornblendy poprzrastany piroksenem** — skałka granitu porfirowatego w Borowicach. Bez analizatora. Pow. X 90
Cristal de hornblende avec inclusions de pyroxène — rocher de granite porphyroïde à Borowice. Sans analysateur. X 90
- Fot. 2. **Budowa plamista plagioklazu** — granit porfirowaty ze starego kamieniołomu przy drodze z Gruszkowa do Wojkowa, punkt 130. Niole skrzyżowane. Pow. X 90
Structure tachetée du plagioclase — granite porphyroïde de la vieille carrière près de la route menant de Gruszków à Wojków, point 130. Nioles croisés. X 90



1

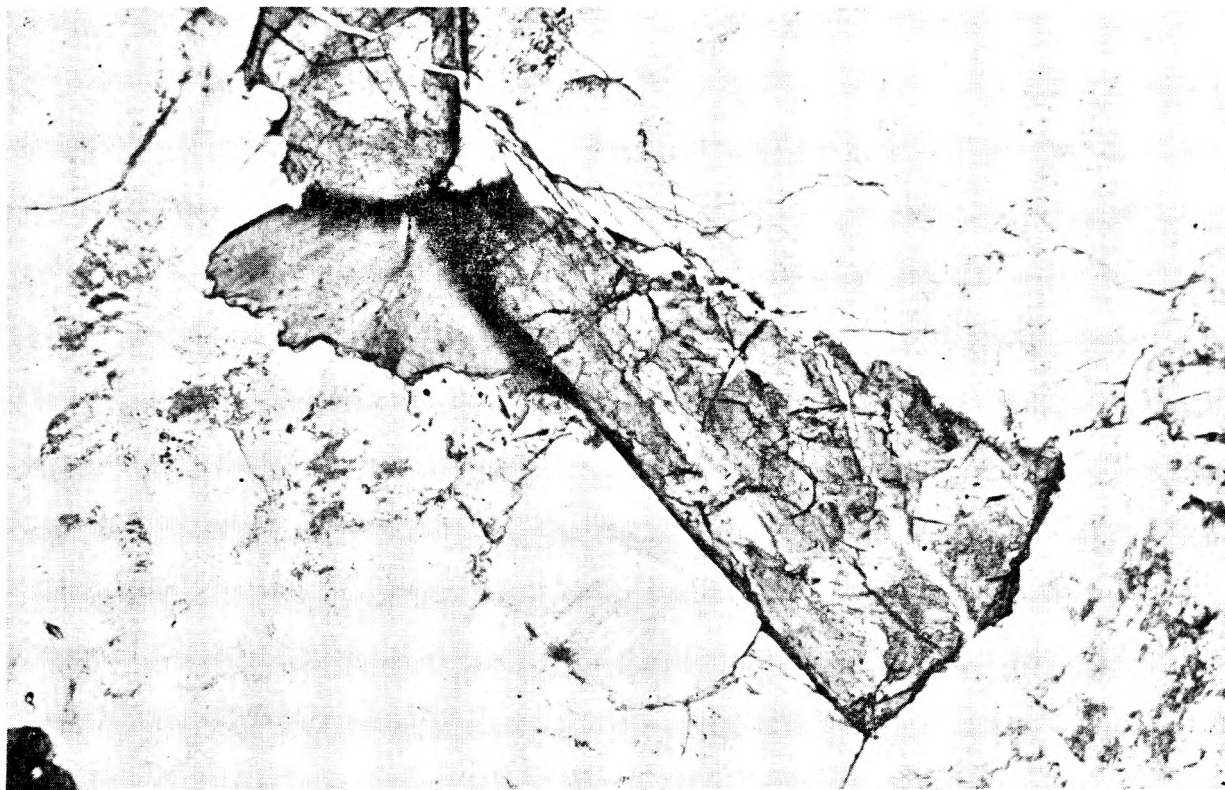


2

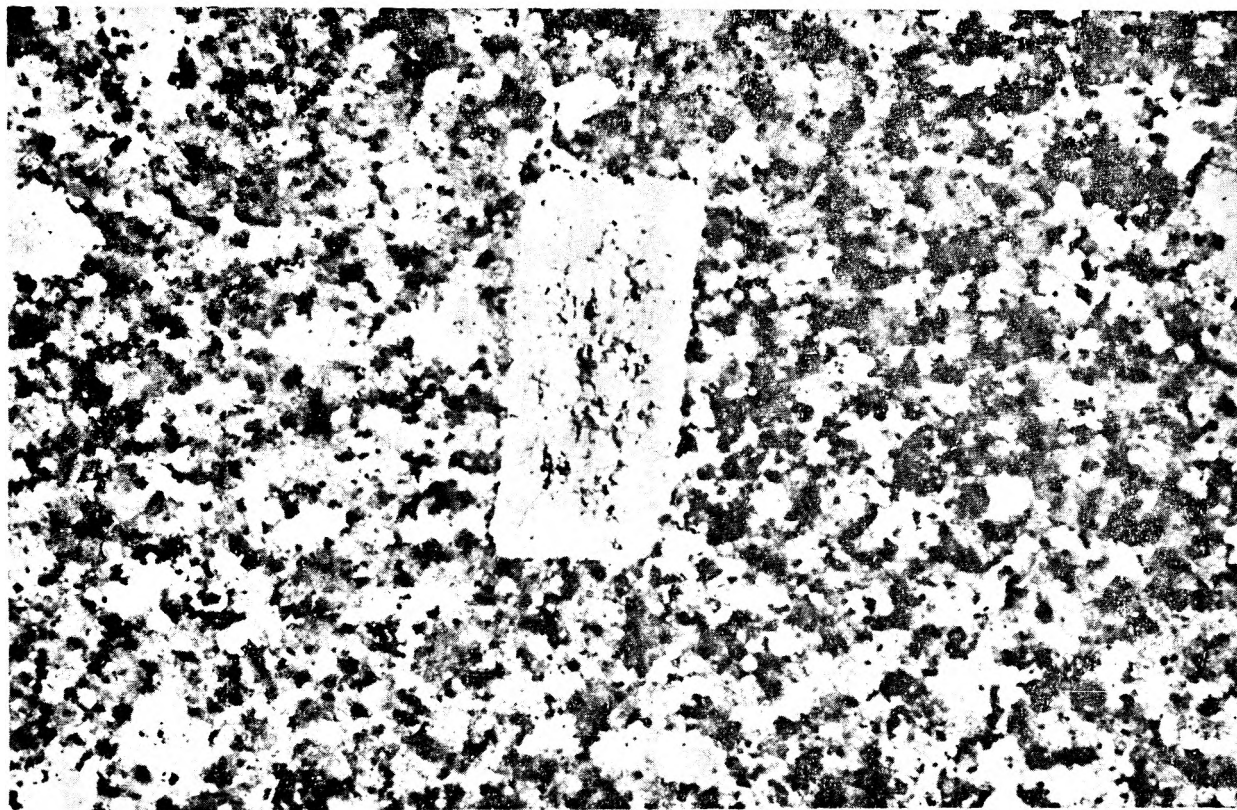
Maria BORKOWSKA -- Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA XV
PLANCHE XV

- Fot. 1. Duże kryształy plamistego allanitu wywołujące intensywne pola pleochroiczne w chlorycie. Bez analizatora. Pow. X 90
Grands cristaux d'allanite tachetée provoquant des halos polychroïques intenses dans la chlorite. Sans analyseur. X 90
- Fot. 2. Megakryształ plagioklazu poprzerastany wrostkami biotyту i chlorytu (1:1)
Mégacristal du plagioclase avec inclusions de biotite et de chlorite (1:1)



1



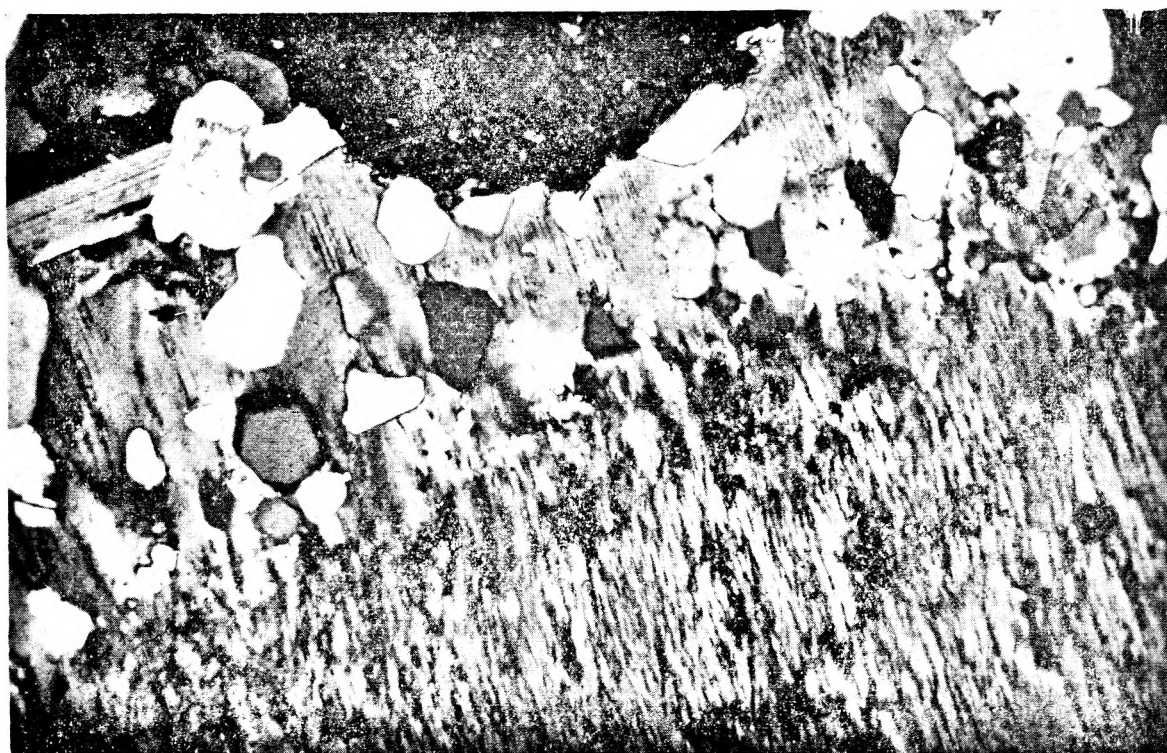
2

PLANSZA XVI
PLANCHE XVI

- Fot. 1. Myrmekitowe i granofirowe przerosty kwarcu w skaleniu potasowym. Przerosty o charakterze granofirowym występują również w sąsiadujących plagioklazach. Granit rejonu Kopek. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Myrmékite et interpénétrations micropegmatitiques de quartz dans le feldspath potassique. Interpénétrations micropegmatitiques également dans les plagioclases voisins. Granite de la région de Kopki. Nicoles croisés. X 90
- Fot. 2. Wrostki kwarcu o zmiennej orientacji na brzegu fenokryształu skalenia potasowego w granicie granofirowym z punktu 176 na północo-wschód od Jeleniej Góry. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Inclusions de quartz à orientation variable au bord d'un mégacristal de feldspath potassique dans le granite micropegmatitique du point 176 au NE de Jelenia Góra. Nicoles croisés. X 90



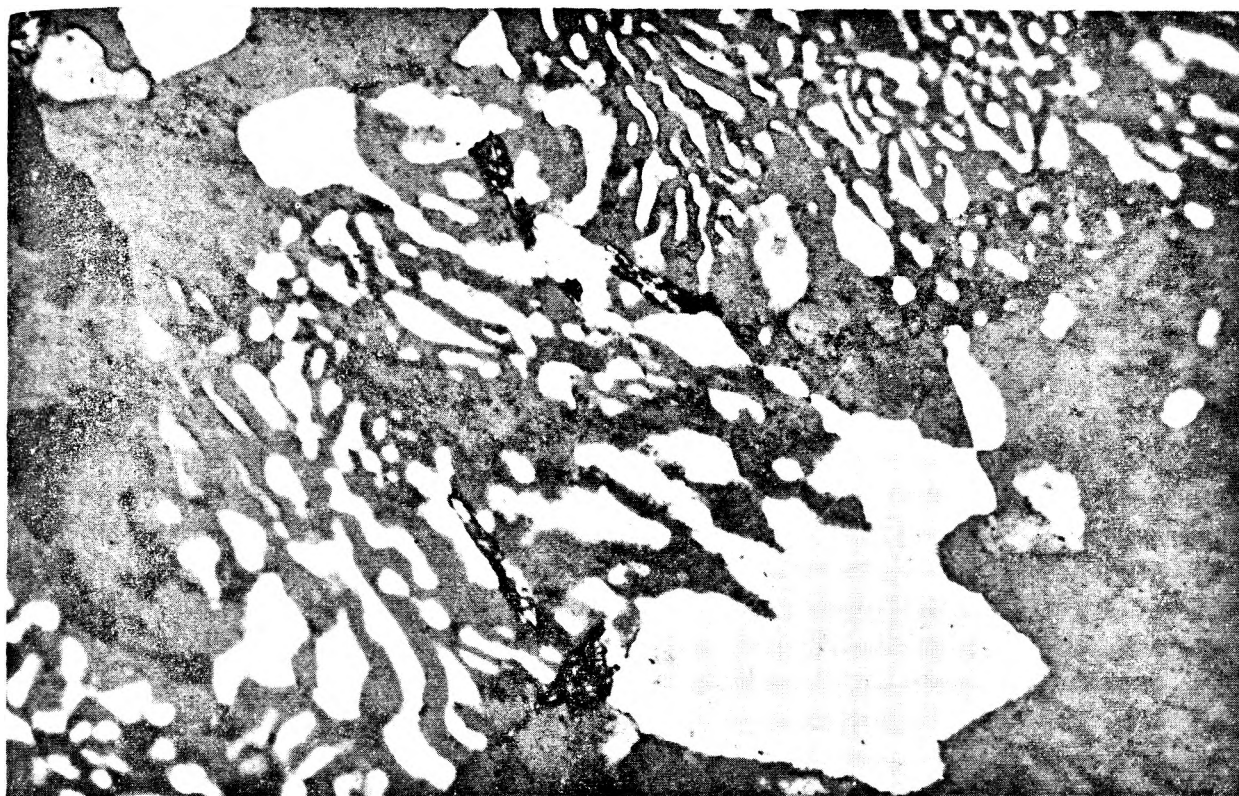
1



2

PLANSZA XVII
PLANCHE XVII

- Fot. 1. Przerosty granofirowe charakterystyczne dla głównej masy skalnej granitu z punktu 176. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Structures micropegmatitiques caractéristiques pour le fond du granite du point 176. Nicoles croisés. X 90
- Fot. 2. Granofirowe przerosty w plagioklazie z tej samej próbki granitu. Nikole skrzyżowane. Pow. X 90
Structures micropegmatitiques dans le plagioclase du même échantillon de granite. Nicoles croisés. X 90



1

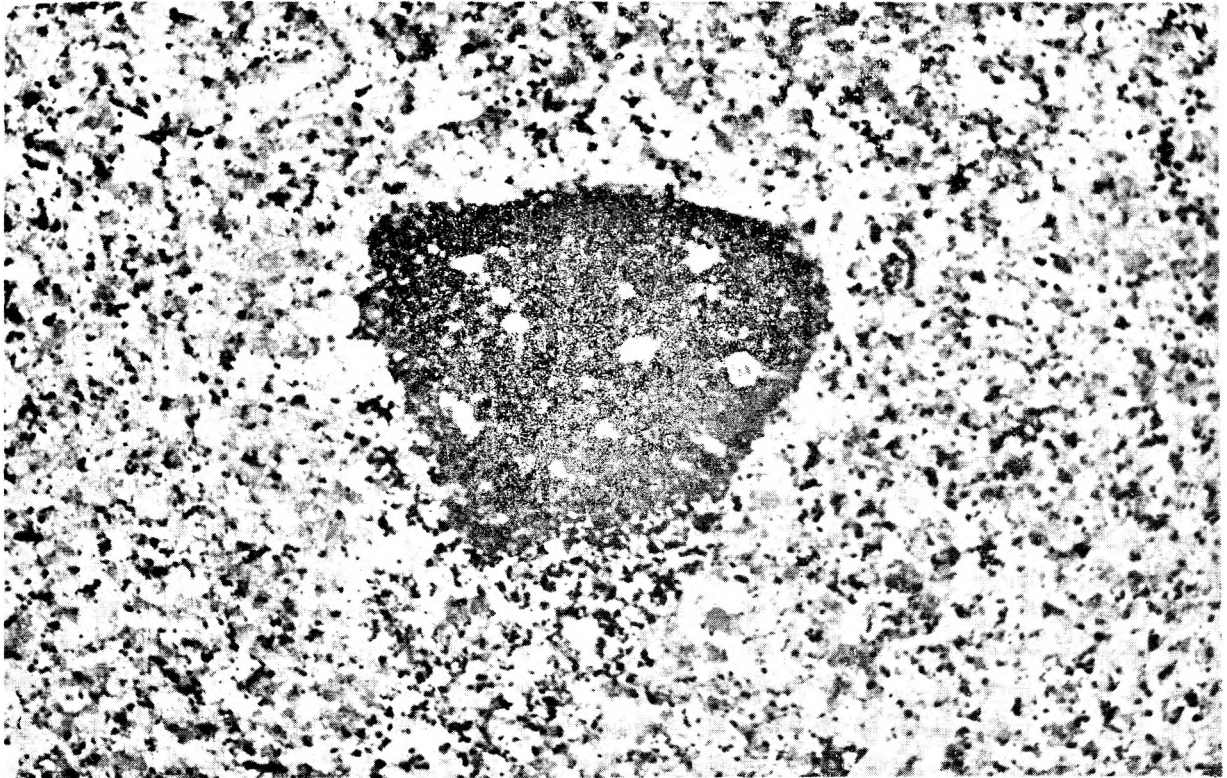


2

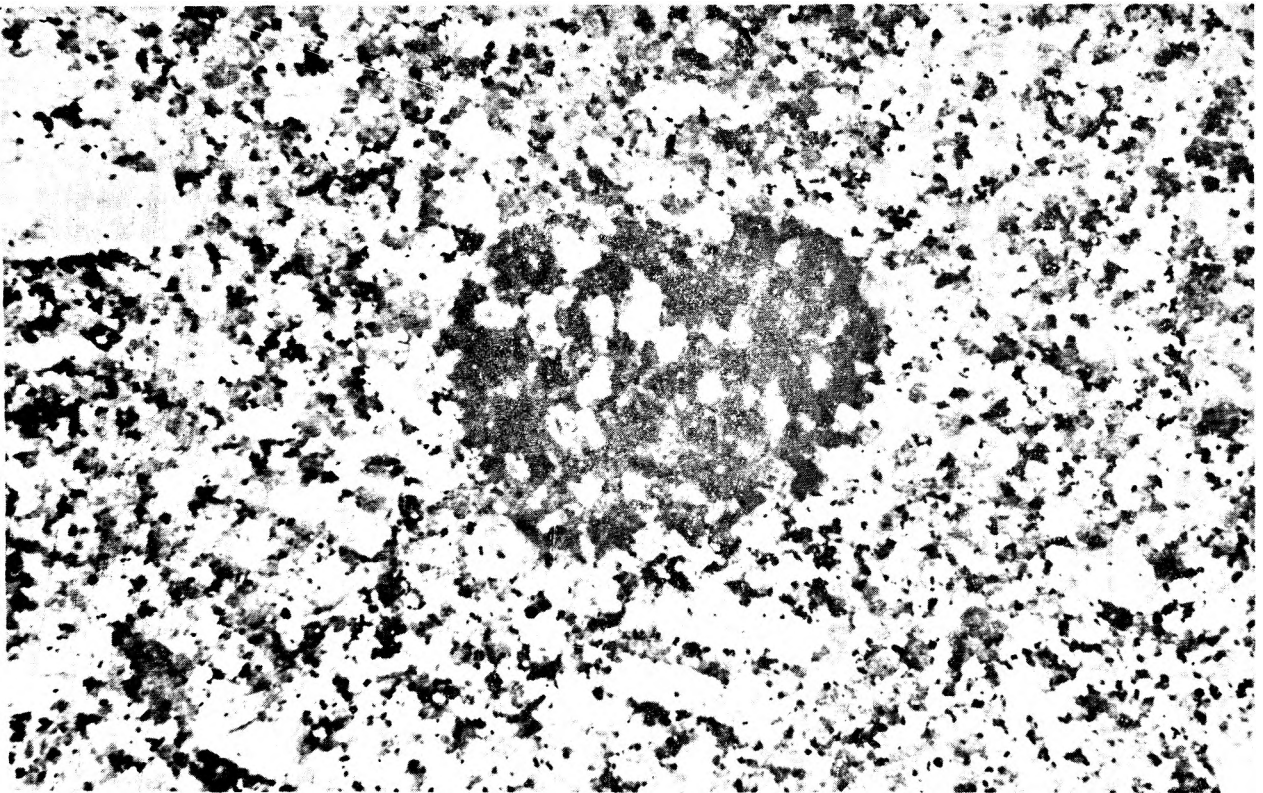
Maria BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA XVIII
PLANCHE XVIII

- Fot. 1. Ciemna enklawa w granicie porfirowatym z nielicznymi większymi kryształami skaleni. U dołu widoczne ślady trawienia przez granit (1:1)
Enclave foncée dans le granite porphyroïde avec de rares grands cristaux de feldspaths. Dans le bas on voit les traces de la digestion par le granite. (1:1)
- Fot. 2. Ciemna enklawa z licznymi dużymi skaleniami. Stopień zaatakowania przez granit wyraźnie silniejszy niż w enklawie poprzedniej (1:1)
Enclave foncée avec de nombreux grands feldspaths. Degré de digestion par le granite nettement plus fort que dans l'enclave précédente (1:1)



1



2

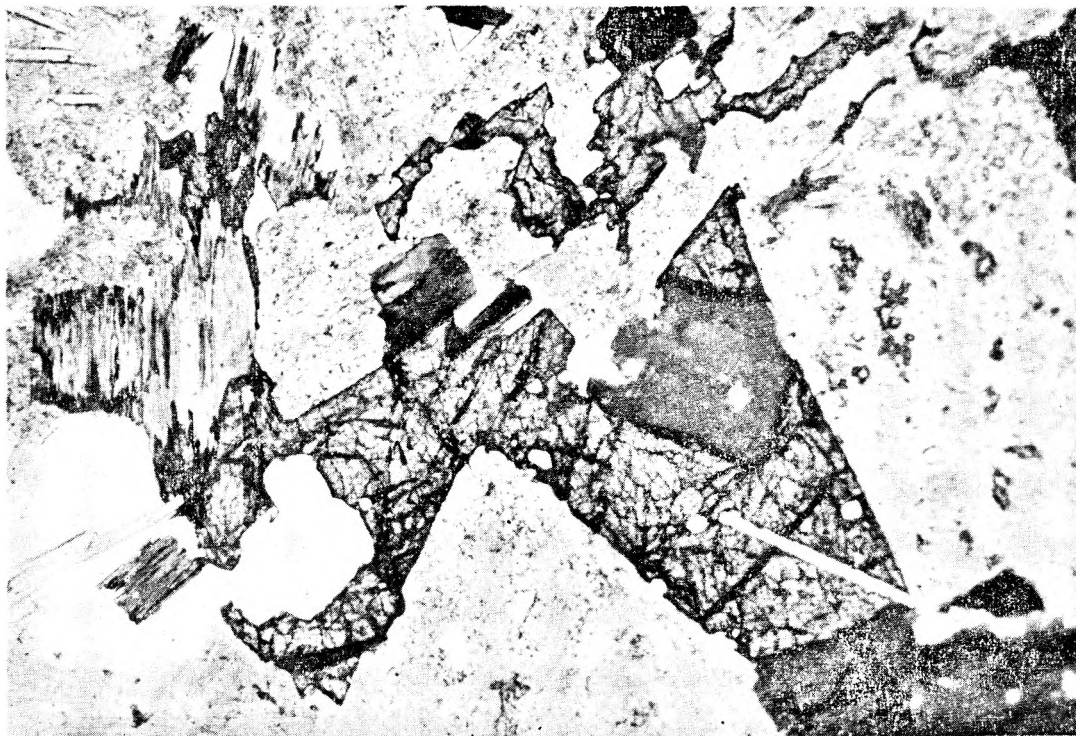
PLANSZA XIX
PLANCHE XIX

Fot. 1. Duże kryształy tytanitu poprzerastane biotytem, chlorytem, kwarcem i apatytem w enklawie z granitu rejonu Kopek. Bez analizatora. Pow. X 90

Grands cristaux de sphène interpénétrés de biotite, de chlorite, de quartz et d'apatite dans l'enclave de granite dans la région de Kopki. Sans analyseur. X 90

Fot. 2. Hydrotermalny chloryt sferuliczny w tej samej enklawie. Nikole skrzyżowane. Pow. X 100

Chlorite hydrothermale sphérolitique dans la même enclave. Nicoles croisés. X 100



1



2

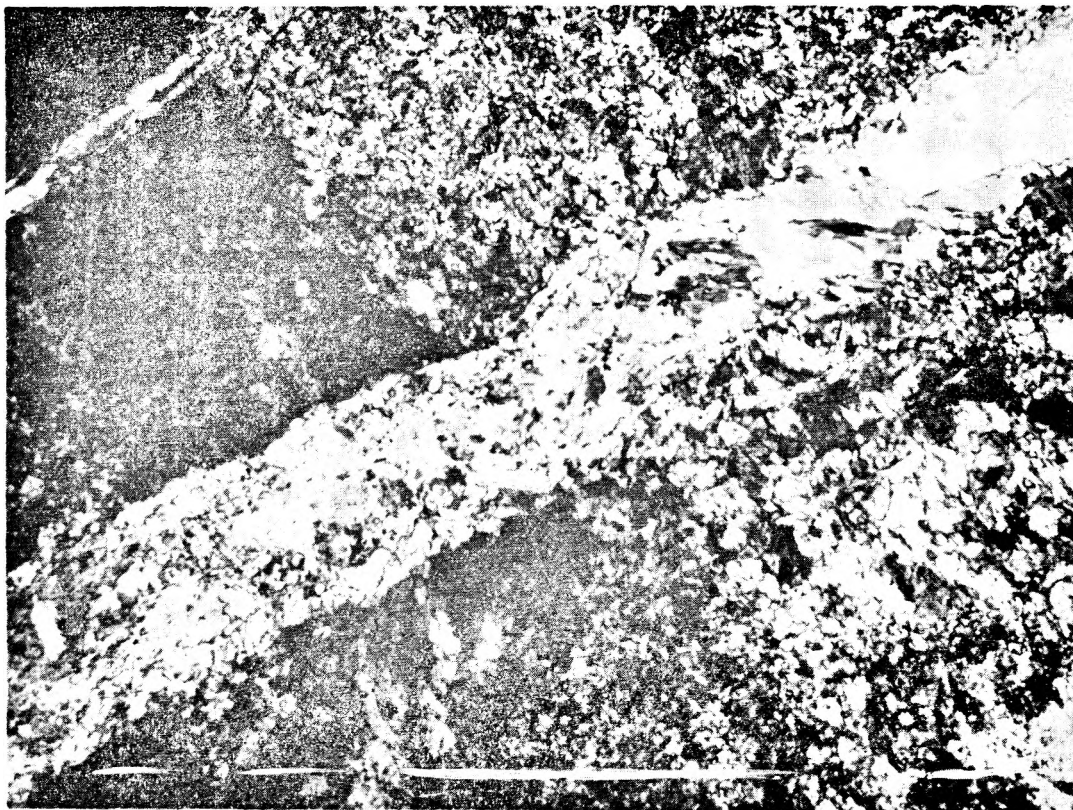
PLANSZA XX

PLANCHE XX

- Fot. 1. Chloryt sferulityczny z tytanitem w enklawie granitu rejonu Kopek. Bez analizatora. Pow. X 90
Chlorite sphérolitique avec sphère dans l'enclave de granite de la région de Kopeki. Sans analyseur. X 90
- Fot. 2. Żyłka prenitu przecinająca warstwy amfibolu i piroksenu w skale wapienno-krzemianowej z Dziej Góry na północ od Grzędzin. Niole skrzyżowane. Pow. X 100
Petit filon de préhnite coupant les couches d'amfibole et de pyroxène dans la roche à silicates calciques et magnésiens de Dziej Góra au N de Grzędziny. Nioles croisés. X 100



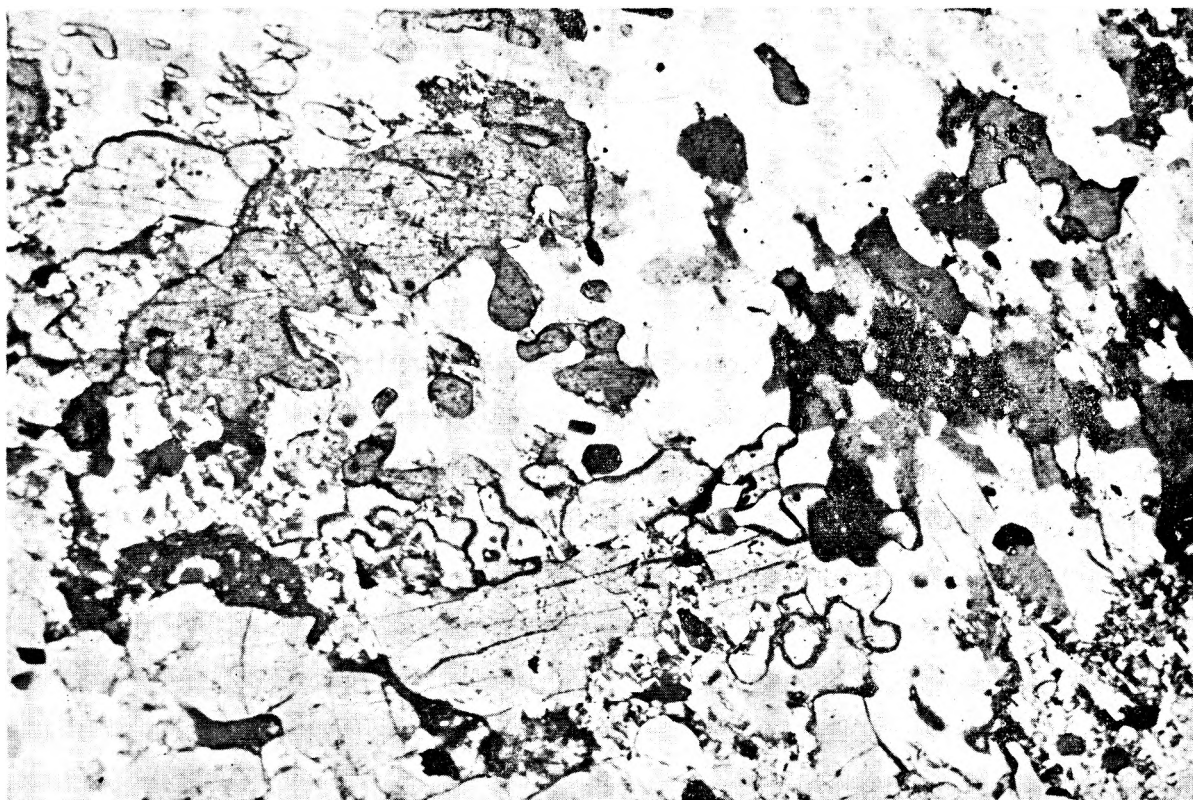
1



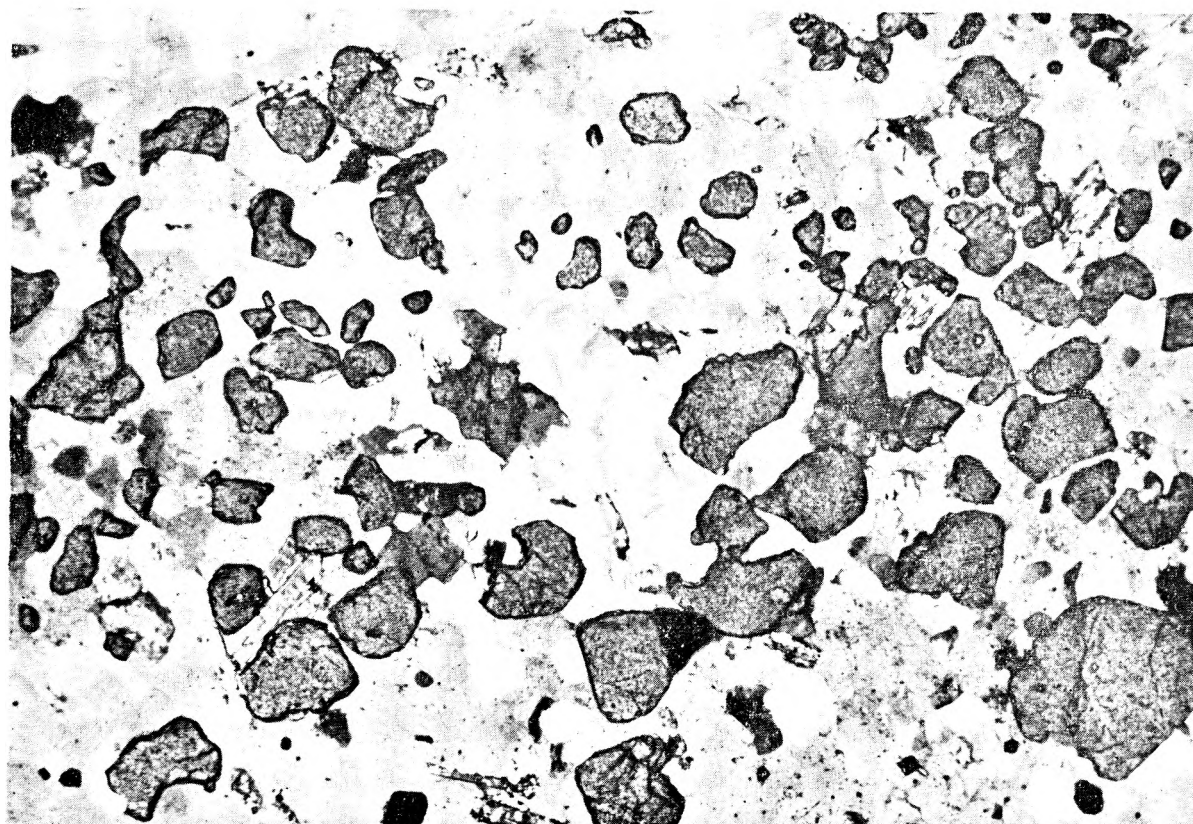
2

PLANSZA XXI
PLANCHE XXI

- Fot. 1. Andaluzyt i kordieryt w hornfelsie okolicy Wysokiego Kamienia. Nikole skrzyżowane. Pow. X 50
Andalousite et cordiérite dans la cornéenne des environs de Wysoki Kamień. Nicoles croisés. X 50
- Fot. 2. Skupienie kryształów granatu w hornfelsie kordierytowym. Wielki Wysoki Kamień. Nikole skrzyżowane. Pow. X 100
Amas de cristaux de grenat dans la cornéenne à cordiérite. Wielki Wysoki Kamień. Nicoles croisés. X 100



1



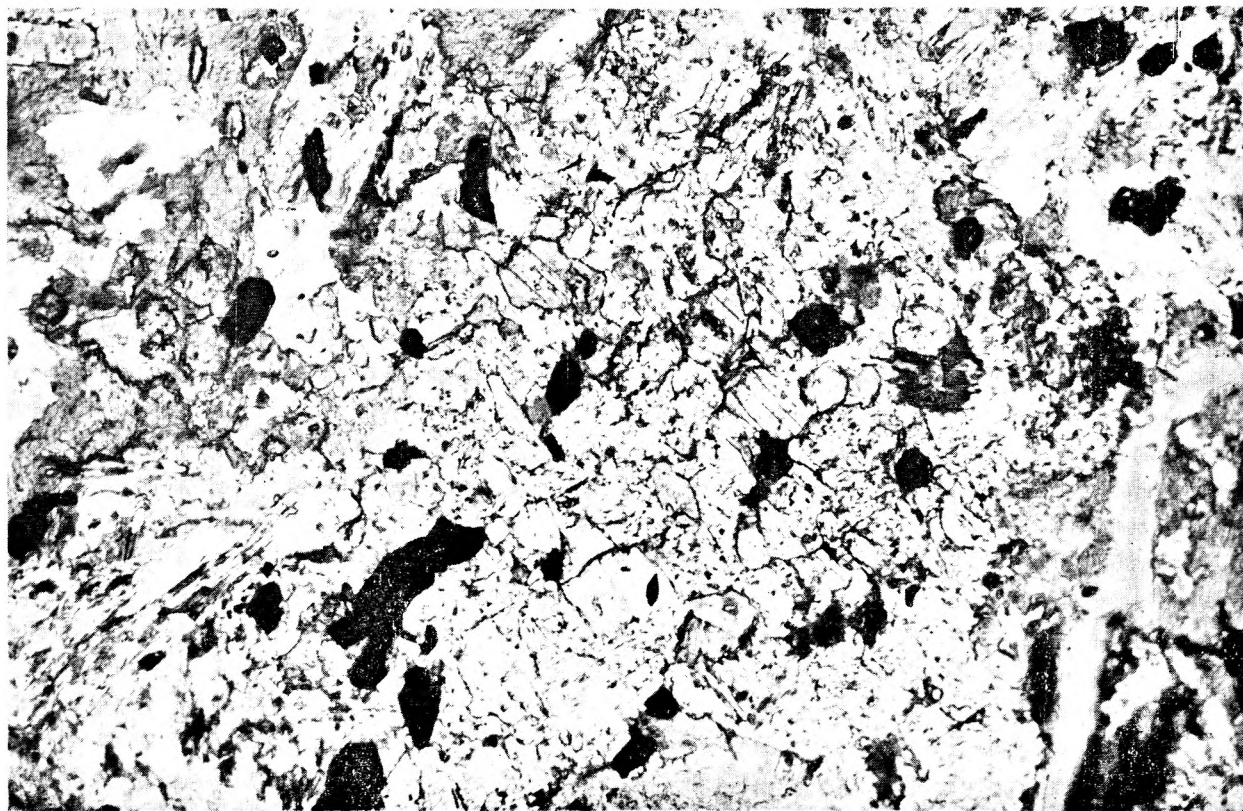
2

PLANSZA XXII
PLANCHE XXII

- Fot. 1. Grube płytki krystaloblastycznego biotyту w hornfelsie kordierytowym na południe od Kozich Skał. Nیکole skrzyżowane. Pow. X 90
Grosses plaques de biotite cristalloblastique dans la cornéenne à cordiérite au S de Kozie Skały. Nicoles croisés. X 90
- Fot. 2. Kryształy andaluzytu wśród pinitu w hornfelsie z Czarnej Góry. Nیکole skrzyżowane. Pow. X 70
Cristaux d'andalousite parmi le pinite dans la cornéenne de Czarna Góra. Nicoles croisés. X 70



1

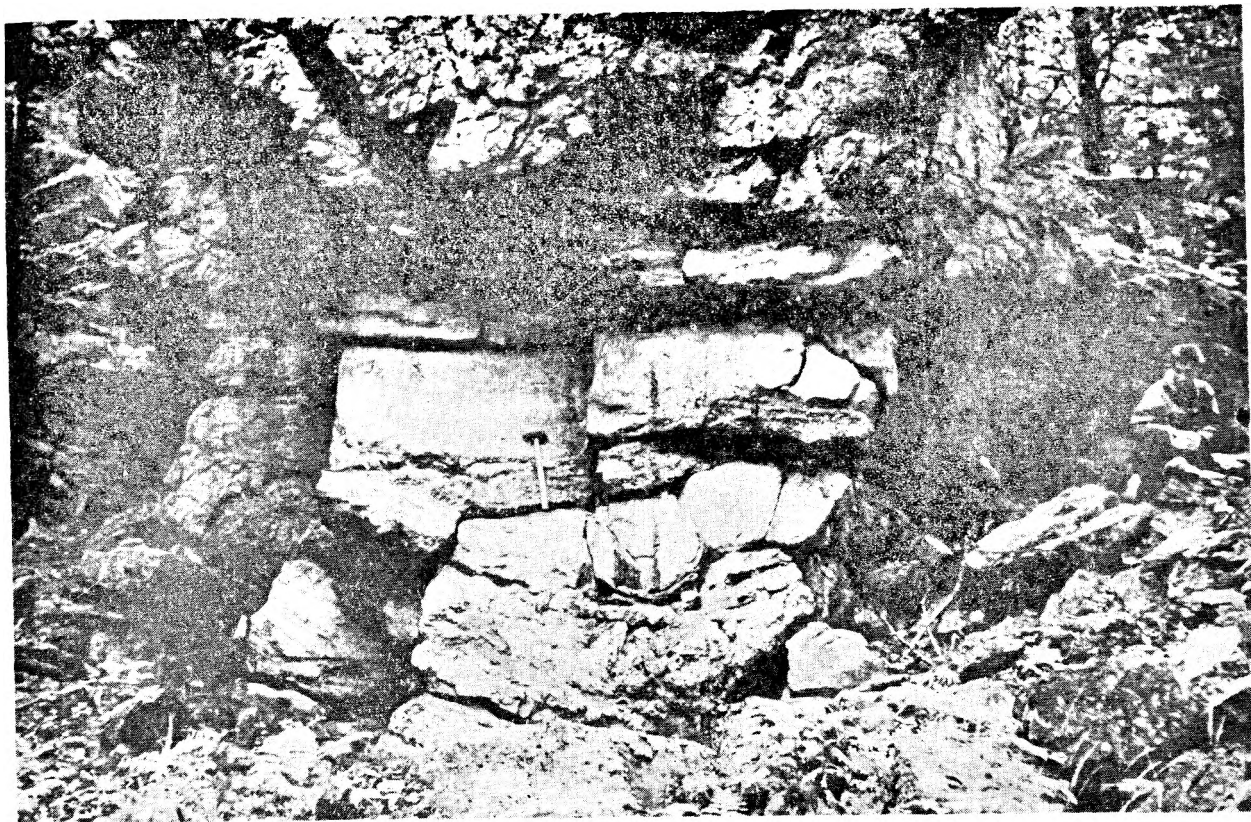


2

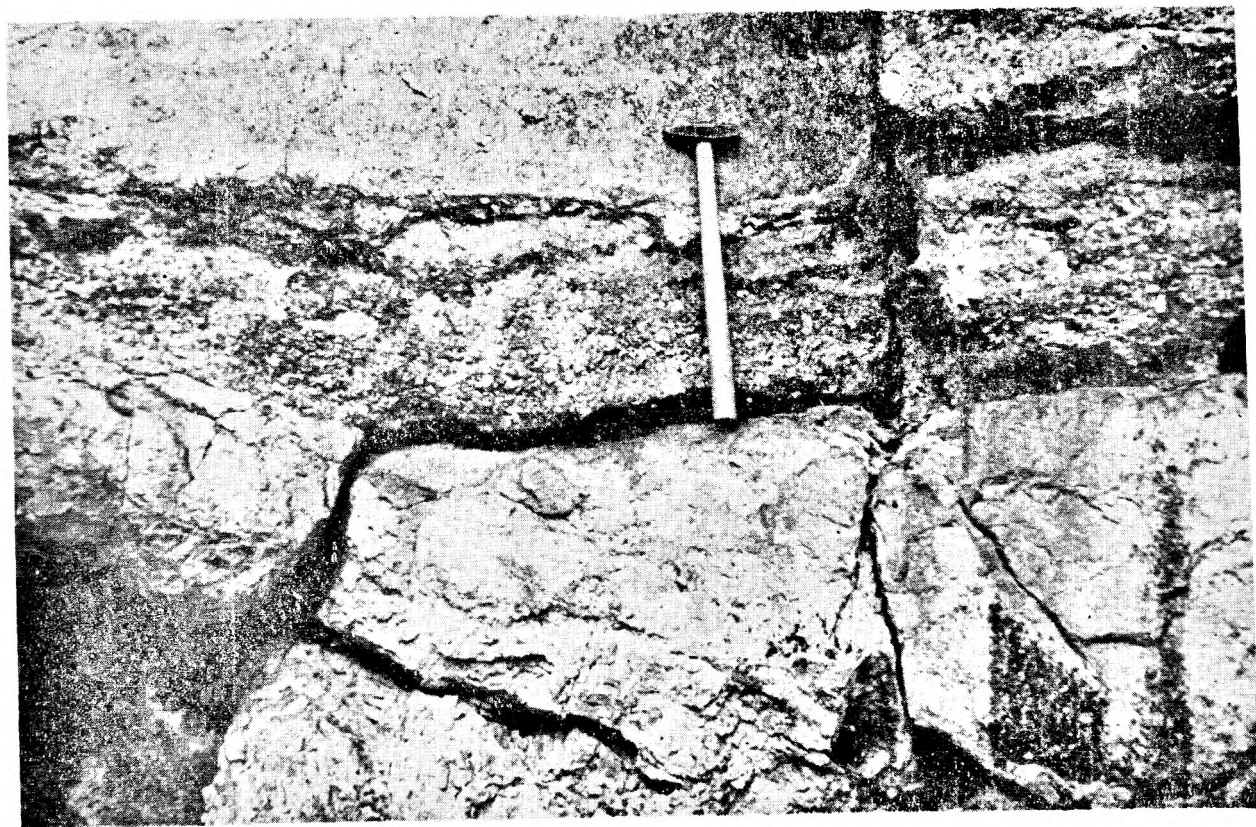
Maria BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA XXIII
PLANCHE XXIII

- Fot. 1. Zbójeckie Skały. Kontakt granitu z hornfelsem. U dołu pegmatyt, wyżej kolejno drobnoziarnisty granit leukokratyczny, granit szlirowaty, aplit przechodzący w pegmatyt, hornfels
Zbójeckie Skały. Contact du granite avec la cornéenne. Vers le bas pegmatite, plus haut successivement granite leucocrate à grain fin, granite à „schlieren”, aprite passant en pegmatite, cornéenne
- Fot. 2. Ta sama skałka w zbliżeniu. Fotografia nie obejmuje już hornfelsu i dolnej partii pegmatytu
La même roche en rapprochement. La photographie n'embrasse plus la cornéenne et la partie inférieure de la pegmatite



1



2

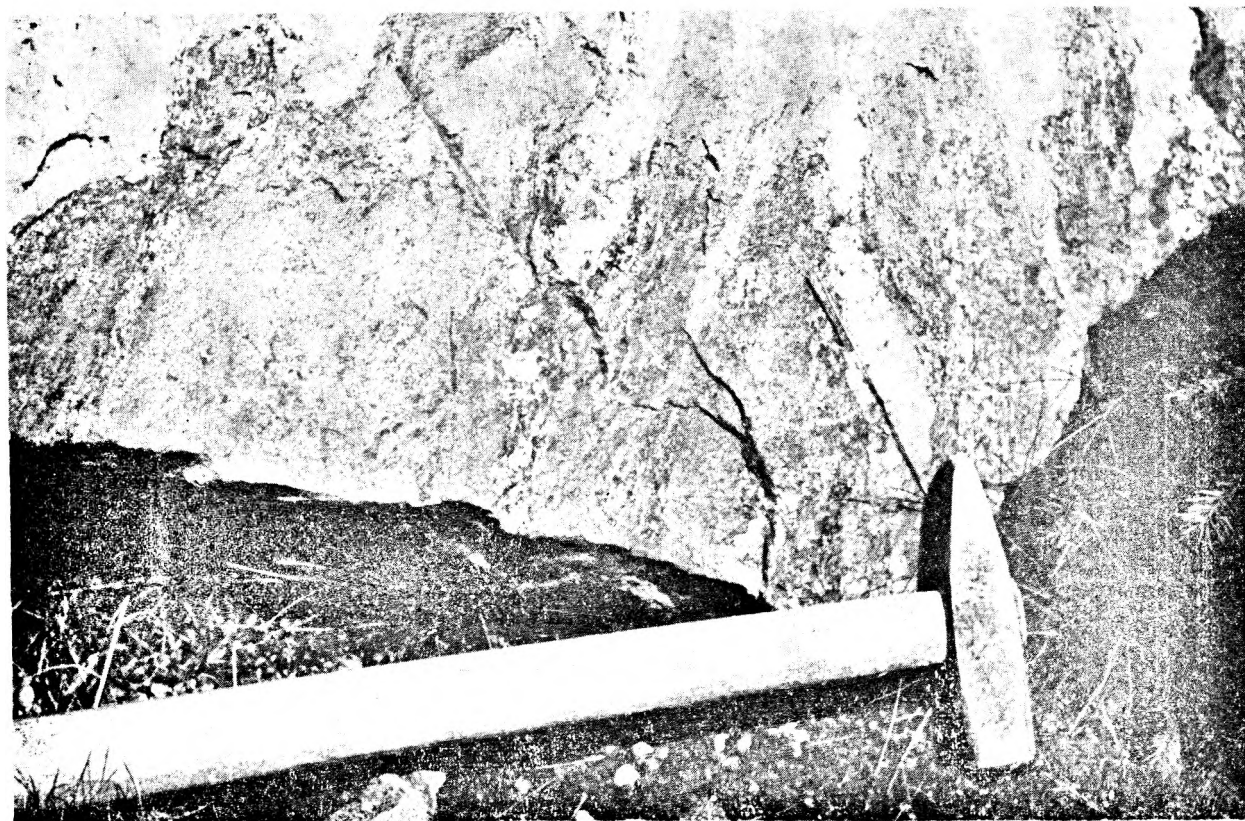
Maria BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA XXIV
PLANCHE XXIV

- Fot. 1. Drobnziarniste gnejsy przecięte jasną żyłą aplitu w starym kamieniołomie nad basenem kąpielowym w Karpaczu
Gneiss à grain fin coupés d'un filon clair d'aplite dans la vieille carrière au-dessus de la piscine à Karpacz
- Fot. 2. Hornfels poprzerastany wkładkami skaleniowo-kwarcowymi w starym kamieniołomie hydrotermalnie przeobrażonego granitu na południowo-zachodnim zboczu wzgórza Bielec koło Grzędzin
Cornéenne avec intercalations de feldspath et de quartz dans la vieille carrière de granite hydrothermalement transformé du versant SW de la colline Bielec près de Grzędziny



1

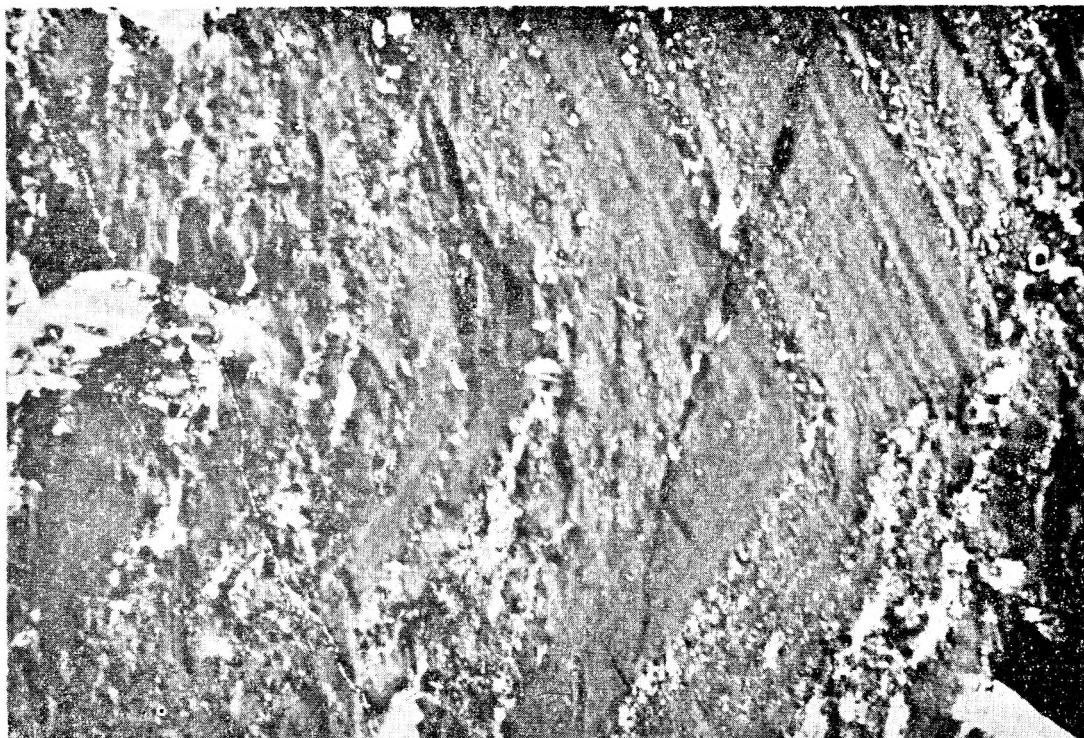


2

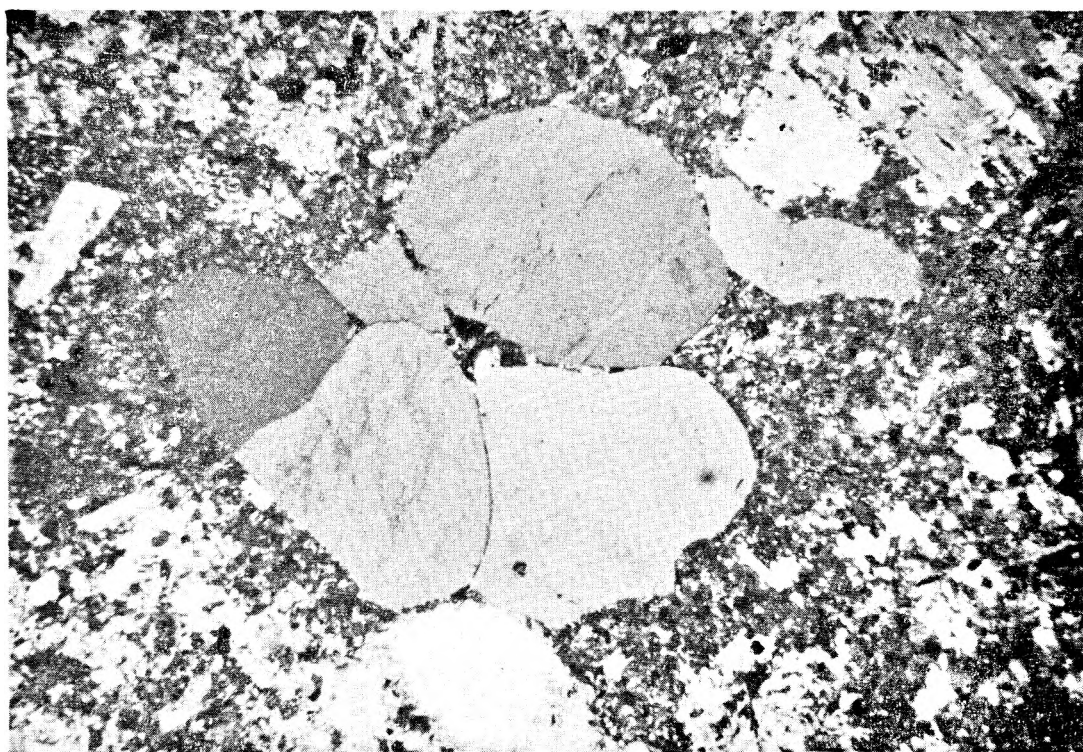
Maria BORKOWSKA — Petrografia granitu Karkonoszy
Pétrographie du granite des Karkonosze

PLANSZA XXV
PLANCHE XXV

- Fot. 1. Duży pasowo zbudowany kryształ skalenia potasowego z granitu kulistego. Nikole skrzyżowane. Pow. X 50
Grand cristal de feldspath potassique du granite orbiculaire. Nicoles croisés. X 50
- Fot. 2. Aglomerat kryształów kwarcu w tzw. porfirze granitowym z kamieniołomu w okolicy Głębocka. Nikole skrzyżowane. Pow. X 25
Agrégat de cristaux de quartz dans le porphyre granitique de la carrière des environs de Głębock. Nicoles croisés. X 25



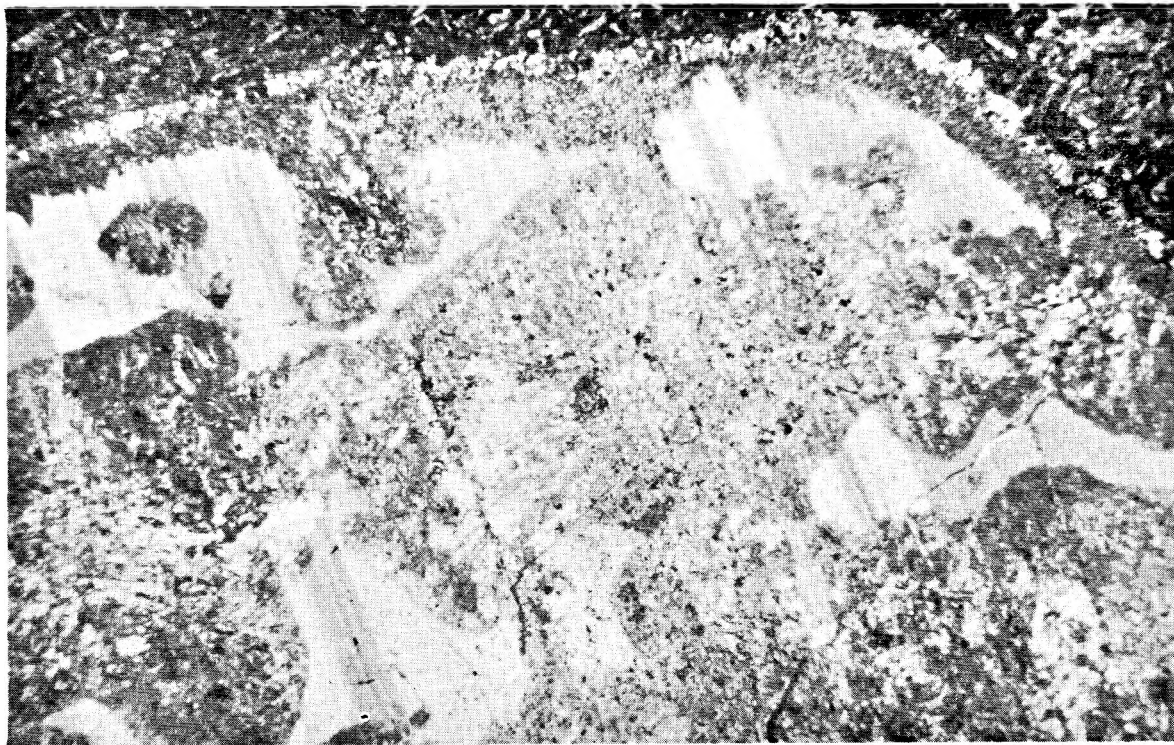
1



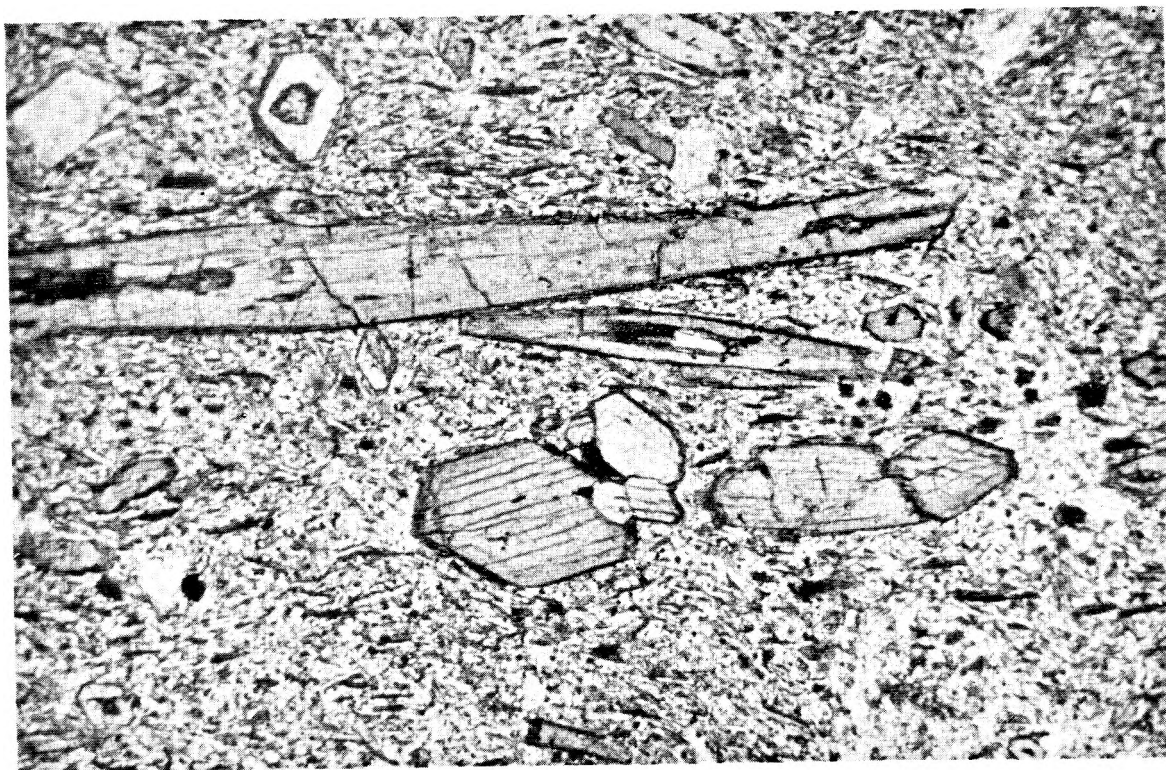
2

PLANSZA XXVI
PLANCHE XXVI

- Fot. 1. Forwak plagioklazu z granitu w hydrotermalnie przeobrażonym spessarty-
cie z punktu 158 w Trzcińsku. Nikole skrzyżowane. Pow. X 50
Inclusion du plagioclase du granite dans la spessartite hydrothermalement
transformée du point 158 à Trzcińsk. Nicoles croisés. X 50
- Fot. 2. Spessartyt z automorficznymi prakryształami hornblendy z góry Grabowiec
koło Sosnówki. Bez analizatora. Pow. X 100
Spessartite avec phénocristaux automorphes de hornblende du mont Grabo-
wiec près de Sosnówka. Sans analyseur. X 100



1



2

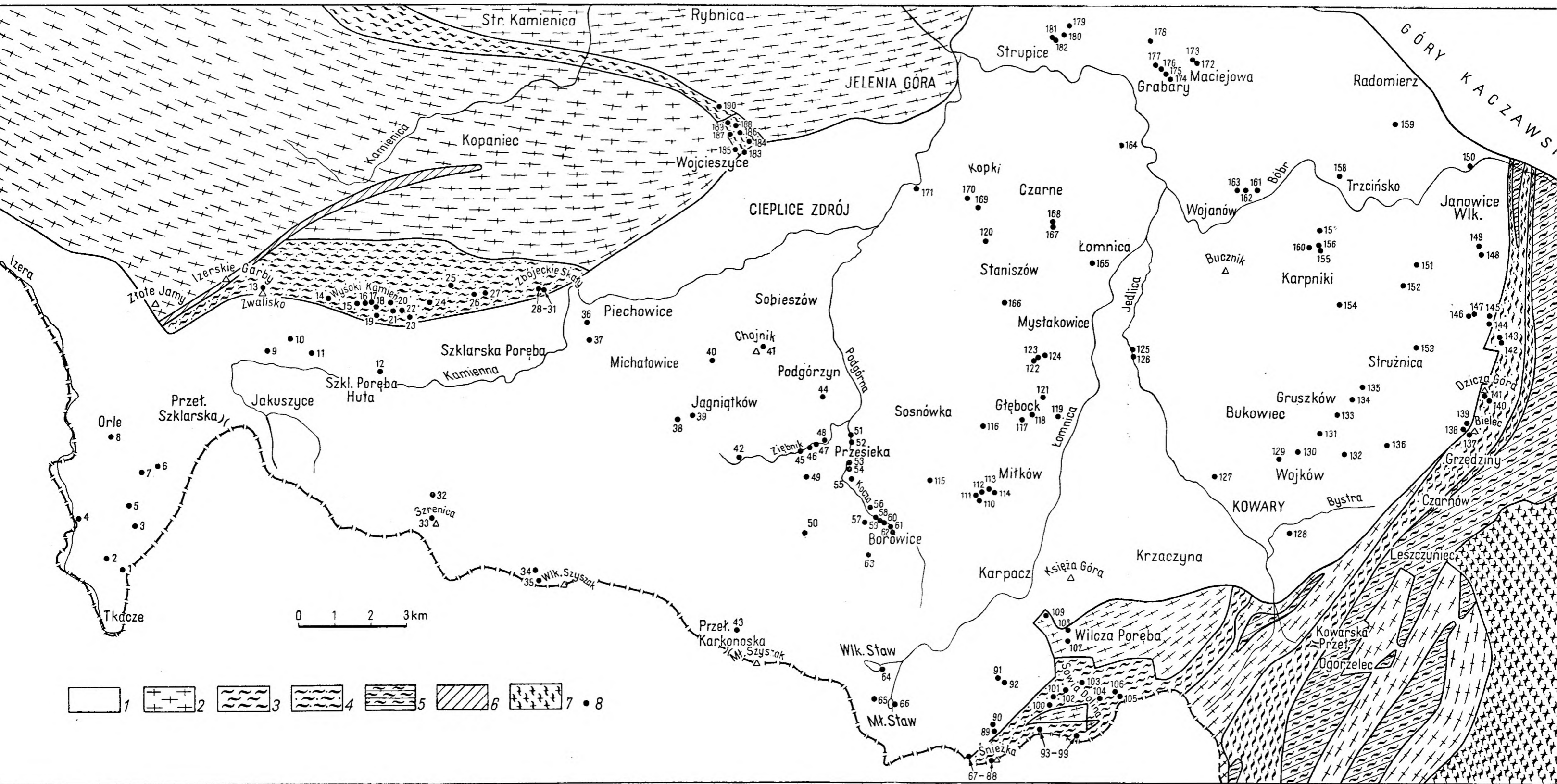


Fig. 4

Schematyczna mapa polskiej części masywu granitowego Karkonoszy z punktami pobrania próbek do badań laboratoryjnych
 1 — granit, 2 — gnejsy, 3 — łupki (przeważnie mikowe), 4 — łupki przeobrażone na kontakcie z granitem, 5 — amfibolity, 6 — żyła kwarcowa Izerskich Garbów, 7 — kulm, 8 — punkty pobrania próbek do badań laboratoryjnych

Carte schématique de la partie polonaise du massif granitique de Karkonosze avec points de prélèvement des échantillons pour les études en laboratoire
 1 — granite, 2 — gneiss, 3 — schistes (pour la plupart micacés), 4 — schistes transformés sur le contact avec le granite, 5 — amphibolites, 6 — filon de quartz des Garby Izerskie, 7 — Carbonifère inférieur, 8 — points de prélèvement des échantillons pour les études en laboratoire

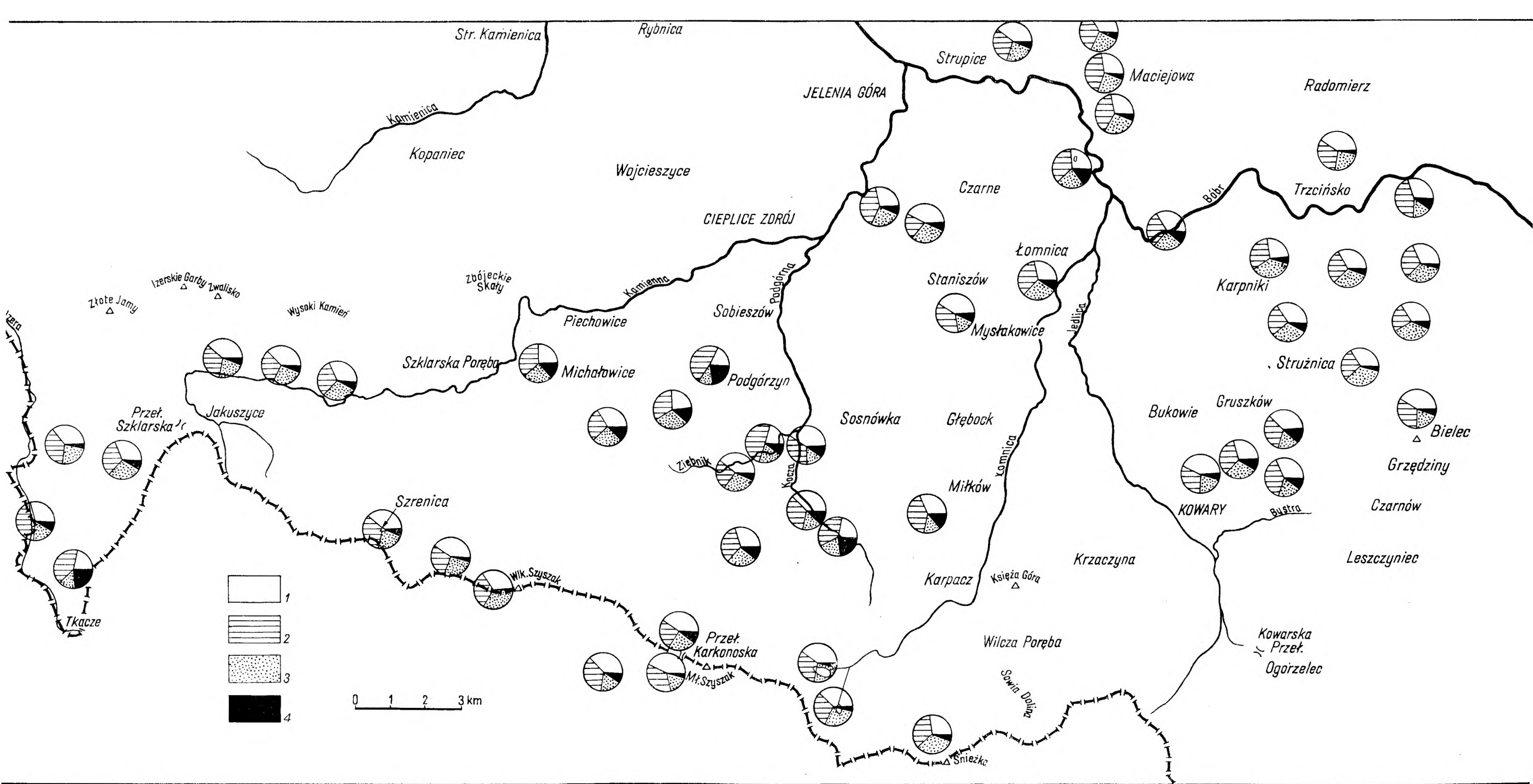


Fig. 6

Mapa przestrzennego zróżnicowania składu granitoidów karkonoskich na podstawie analiz mikrometrycznych
 1 — kwarc, 2 — plagioklaz, 3 — skałen potasowy, 4 — minerały ciemne i akcesoryczne

Carte de la différenciation spatiale de la composition des granitoïdes de Karkonosze sur la base des analyses micrométriques
 1 — quartz, 2 — plagioclase, 3 — feldspath potassique, 4 — minéraux colorés