

Ryszard KRYZA*

MIGMATYTYZACJA W GNEJSACH PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI GÓR SOWICH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	8
Wprowadzenie	8
Rozwój badań geologicznych w Górach Sowich	8
Cel i zakres przeprowadzonych badań	11
Migmatyty w świetle współczesnych poglądów petrologicznych	12
Podstawowe definicje	12
Klasyfikacja teksturalna migmatytów	14
Podział genetyczny	15
Petrografia gnejsów i migmatytów Gór Sowich	15
Podział teksturalny i mineralny	15
Odmiany teksturalne gnejsów	17
Odmiany teksturalne migmatytów	22
Szczególne odmiany mineralne gnejsów i migmatytów	29
Niektóre skały towarzyszące	32
Zmienność składu mineralnego i chemicznego skał sowiogórskich	36
Zróżnicowanie składu mineralnego	36
Zróżnicowanie składu chemicznego	39
Skały wyjściowe dla gnejsów, migmatytów i granulitów Gór Sowich	42
Paragenezy mineralne a warunki metamorfizmu skał sowiogórskich	43
Bilans materii	45
Cel i metody obliczeń	45
Omówienie wyników	47
Wnioski	50
Analiza składu skał sowiogórskich w układzie Q—Or—Ab—An—H ₂ O	50
Opis metody	50
Interpretacja wyników	52
Migmatytyzacja w świetle badań petroteksturalnych	59
Cel i zakres badań	59
Interpretacja wyników	60
Wnioski	64
Uwagi o petrogenezie skał sowiogórskich	64
Etapy rozwoju	64
Podsumowanie	69
Dodatek — Appendix	70
Zestawienie wyników badań i przeliczeń składu chemicznego, modalnego i normalnego skał sowiogórskich (tabela 8)	70
Wykaz prób skał sowiogórskich poddanych badaniom składu chemicznego i mineralnego	82
Objaśnienia terminów	87
Objaśnienia symboli	88
Literatura	88
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes — Summary	93

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

Streszczenie

W pracy przedstawiono dotychczasowe wyniki badań i poglądy wcześniejszych badaczy na ewolucję metamorficzną skał sowiogórskich, między innymi geologów niemieckich oraz Smulikowskiego (1952), Polańskiego (1955), Grocholskiego (1967a) i Morawskiego (1973). Omówiono krótko współczesne poglądy na genezę i klasyfikację migmatytów.

Dużo miejsca poświęcono omówieniu zróżnicowania teksturalnego i mineralnego gnejsów i migmatytów północnej części Gór Sowich. Według kryterium teksturalnego wydzielono wśród gnejsów odmiany: masywne bardzo drobnoziarniste, łuseczkowe, smużyste i słojuowe oraz – mniej pospolite – oczkowe, grubosoczewkowe i guzkowe. Migmatyty podzielono na dwie grupy: a) flebity – migmatyty warstewkowe i żyłkowe, obejmujące stromatyty, migmatyty fałdowe i ptygmatytowe oraz b) nebulity – migmatyty w dużym stopniu homofaniczne, reprezentowane przez odmiany szlirowe, bryłowe i homofaniczne. Pod względem składu mineralnego wyróżniono gnejsy i migmatyty biotytowe i dwuluzszyzkowe oraz szczególne odmiany mineralne tych skał: mikroklinowe, sillimanitowe i kordierytowe.

W dalszej części pracy szczegółowo scharakteryzowano zróżnicowanie składu mineralnego i chemicznego skał sowiogórskich na podstawie ponad sześćdziesięciu analiz chemicznych i niemal tylu samo ilościowych analiz mikroskopowych składu mineralnego, zebranych z literatury lub wykonanych przez autora. Skład mineralny i chemiczny badanych skał zilustrowano na diagramach (Q–Fsp–Maf, Q–A–Pl, ACF, A'FK i innych). Z przedstawionych materiałów wynika, że główne odmiany gnejsów i migmatytów Gór Sowich mogą wywodzić się z drobnoziarnistych osadów piaszczysto-mułowocowych i szarogłazów, lokalnie zasobnych w składniki ilaste.

Omówiono także obliczenia bilansu materii dla gnejsów i migmatytów badanego obszaru, wykonane metodą Chakraborty'ego (1977). Wskazują one, że składy skał sowiogórskich są tak zróżnicowane, że z badanych gnejsów nie można by

otrzymać współwystępujących z nimi migmatytów przez dyferencjację *in situ*. Prawdopodobnie więc migmatytyzacja miała charakter selektywny; podlegały jej tylko niektóre odmiany skalne w zróżnicowanej pod względem składu i struktury serii skał wyjściowych. Analiza składu skał sowiogórskich w układzie Q–Or–Ab–An–H₂O oraz wyliczone przez autora zawartości składnika kotektycznego w skałach wskazują, że migmatytyzacja dyferencjalna badanych skał była raczej procesem metamorficznym, a anatektyczne nadtapianie odgrywało podrzędną rolę.

Studium petrograficzne i petrochemiczne skał sowiogórskich uzupełniono badaniami petroteksturalnymi uprzywilejowanej orientacji ziarn kwarcu w migmatytach. Uzyskane skomplikowane obrazy orientacji osi optycznych kwarcu w migmatytach są zapewne efektem kilkakrotnej rekryystalizacji skały, przy różnym planie naprężeń tektonicznych. Niektóre maksima orientacji osi Z kwarcu w melanosomie, nieobecne w leukosomie, mogą – zdaniem autora – reprezentować relikty budowy skały sprzed migmatytyzacji, czyli paleosom *sensu stricto*.

Wiele faktów wynikających z różnorodnych obserwacji wskazuje, że wśród migmatytów warstewkowych Gór Sowich można wyróżnić co najmniej dwa typy genetyczne: bardziej pospolite metamorficzne wenity oraz odgrywające ilościowo podrzędną rolę iniekcyjne arteryty. Natomiast nebulity mają prawdopodobnie naturę diatektytów, a więc skał utworzonych przy współdziałaniu intensywnego anatektycznego nadtapiania.

Na podstawie koncepcji wcześniejszych badaczy oraz własnych obserwacji autor przedstawia rozwój petrogenetyczny gnejsów i migmatytów północnej części Gór Sowich. Wyróżnia w nim pięć etapów: geosynklijalny, metamorfizmu wysokociśnieniowego, migmatytyzacji dyferencjalnej, homogenizacji i konsolidacji. Dla każdego etapu próbuje ustalić warunki ciśnienia i temperatury oraz główne procesy i utworzone w nich skały.

WPROWADZENIE

ROZWÓJ BADAŃ GEOLOGICZNYCH
W GÓRACH SOWICH

Blok krystaliczny Gór Sowich jest zdaniem wielu geologów najstarszym, być może archaicznym, elementem w budowie Sudetów. Ma on kształt trójkąta prostokątnego o powierzchni około 650 km², którego dwa wierzchołki znajdują się w pobliżu miejscowości Szczawno Zdrój i Srebrna Góra, a trzeci leży na przedpolu Sudetów, na południe od Sobótki. W budowie bloku sowiogórskiego dominują gnejsy kwarcowo-oligoklazowo-biotytowe, które uległy w różnym stopniu procesom migmatytyzacji, powstałe przez metamorfozę osadów mułowocowych i szarogłazów (Smulikowski 1952). W literaturze wiele miejsca poświęca się zagadnieniom pozycji tej jednostki względem struktur fałdowych otaczających Masyw Czeski, a także

problemom migmatytyzacji skał i stosunku bloku gnejsowego do otaczających go intruzji granitoidów i ultrabazytów. Blok sowiogórski znany jest szeroko, między innymi dzięki opracowaniom Scheumanna (1937), jako obszar typowy dla rozwoju zdefiniowanego przez niego procesu metateksis – częściowego nadtapiania skał (fig. 1).

Pierwszym obszernym opracowaniem geologicznym omawianej jednostki była rozprawa habilitacyjna Kalkowsky'ego (1878). Szczegółowe mapy geologiczne obszaru sowiogórskiego zostały wykonane przez Dathego (1904a, b) i Finckha (1924a, b), a w roku 1935 wydano przeglądową mapę geologiczną 1:200 000, arkusz Świdnica, opracowaną przez Meistera i Fischera (1935). Uwzględniono na niej genetyczny podział gnejsów na paragnejsy, migmatyty i ortognejsy. W okresie międzywojennym ukazała się wspomniana praca petrograficzna

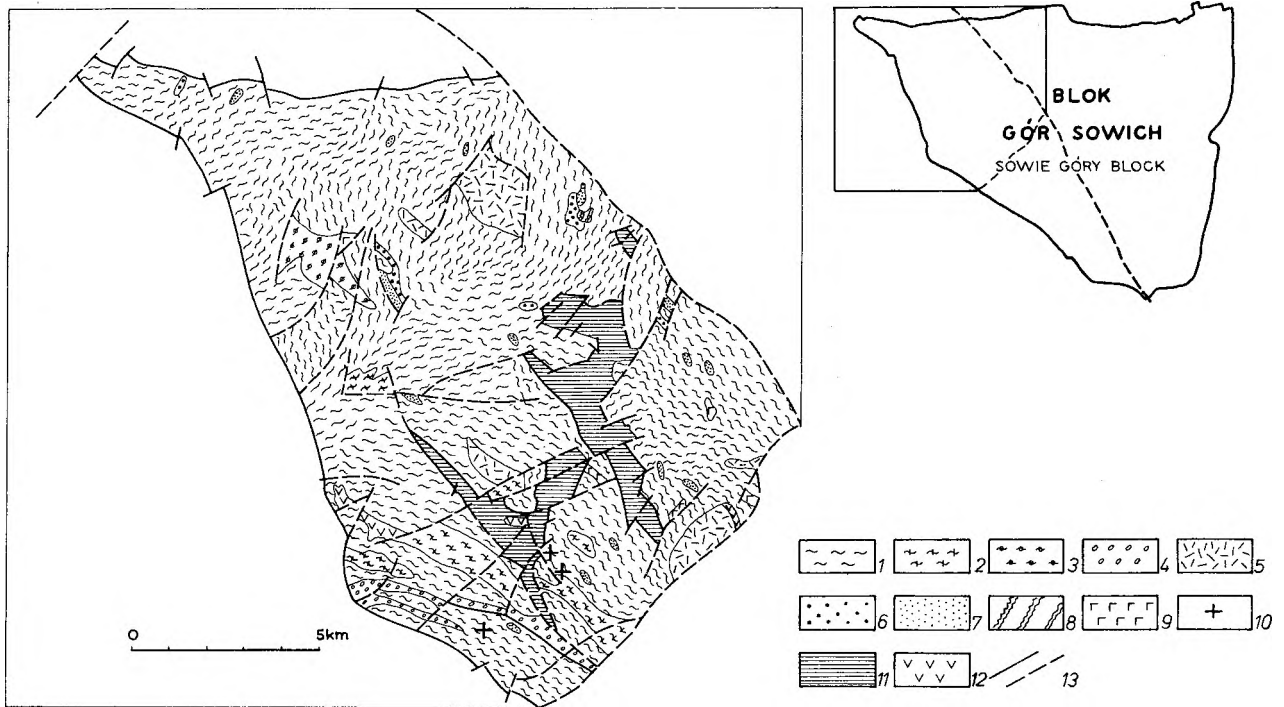


Fig. 1

Szkic geologiczny północnej części Gór Sowich (według Grocholskiego 1964–1969 i Sawickiego 1967, *vide* Morawski 1973, nieco zmieniony)

1 – gnejsy i migmatyty; 2 – gnejsy syllimanitowe; 3 – gnejsy kordierytowe; 4 – gnejsy mikroklinowe (lokalnie oczkowe); 5 – nebulity (migmatyty homofaniczne); 6 – granulity; 7 – amfibolity; 8 – serpentynity; 9 – hiperity; 10 – granitoidy intruzyjne; 11 – brekcje sedimentacyjne, szarogłazy, zlepieńce itd. (górny wizen); 12 – porfiry (późny waryscyk); 13 – uskoki

Geological sketch of northern part of the Sowie Góry (after Grocholski 1964–1969 and Sawicki, *vide* Morawski 1973, with some modifications)

1 – gneisses and migmatites; 2 – sillimanite gneisses; 3 – cordierite gneisses; 4 – microcline gneisses (locally augen); 5 – nebulites (homophanous migmatites); 6 – granulites; 7 – amphibolites; 8 – serpentinites; 9 – hyperites; 10 – granites; 11 – sedimentary breccias, greywackes, conglomerates etc. (Upper Visean); 12 – porphyries (Late Variscan); 13 – faults

Scheumanna (1937), a nieco później szczegółowe studium skał wapienno-krzemianowych Hentschela (1943).

Po drugiej wojnie światowej badania geologiczne w Górach Sowich podjęli geolodzy polscy. Istotne znaczenie dla późniejszych badań miała praca Smulikowskiego (1952), w której przedstawił on syntezę ówczesnej wiedzy petrologicznej o skałach krystalicznych bloku sowiogórskiego, zwracając uwagę na problemy wymagające szczegółowych badań.

Ogólny pogląd na temat rozwoju skał sowiogórskich został przedstawiony przez Polańskiego (1955) w szczegółowym studium petrograficznym skał wybranych obszarów Gór Sowich. Autor ten, podobnie jak Smulikowski, wydzielił wśród gnejsów sowiogórskich paragnejsy, gnejsy migmatyczne i ortognejsy. Kładł on nacisk na różnicowanie składu mineralnego, a mniejszą wagę przywiązywał do różnicowania teksturalnego gnejsów. Wiele uwagi poświęcił też skałom towarzyszącym gnejsom, takim jak amfibolity i granulity. Według

Polańskiego gnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego rozwinęły się z osadowego kompleksu skał piaszczysto-ilastych i szarogłazów, który podczas pogrążania osiągnął warunki facji amfibolitowej, a lokalnie nawet granulitowej. Następnie, w wyniku metamorfozy retrogresywnej, skały te znalazły się ponownie w warunkach facji amfibolitowej, ulegając anatektycznej migmatytyzacji. Proces nadtapiania skał był wywołany nie podwyższeniem temperatury, lecz głównie obniżeniem ciśnienia serii skalnych. Proces anateksis w różnym stopniu dotknął skały sowiogórskie – drobnziarniste gnejsy leptytowe nie uległy w ogóle nadtopieniu, a migmatyczne tonality (gnejsy homofaniczne) miały być efektem intensywnego nadtapiania.

Juskowiak i Ryka (1960) w swej pracy o granulitach z Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej wyrazili pogląd o osadowym pochodzeniu tych skał. Uważają oni, że granulity sowiogórskie reprezentują typowy dla facji granulitowej zespół mineralny i noszą oznaki przemian diaforycznych

(krystalizacja łyśczyków kosztem granatu, skalenie potasowego i dystenu).

Duże zasługi w badaniach obszaru sowiogórskiego położył Grocholski. Był on autorem wielu opracowań regionalnych obszaru Gór Sowich i ich przedpola (1961, 1964, 1966) oraz kilku obszernych prac na temat tektoniki jednostki sowiogórskiej (1967a, 1969). Ponadto wykonał lub zaktualizował kilka wycinków szczegółowych map geologicznych i był współautorem przeglądowej mapy geologicznej obszaru sowiogórskiego.

W swoich obszernych pracach tektonicznych Grocholski (1967a, 1969) przedstawił szczegółową analizę drobnych struktur całego obszaru sowiogórskiego oraz oparty na niej pogląd o ewolucji tektonicznej tej jednostki. Stwierdził między innymi, że główne prekambryjskie ruchy fałdowe były związane z synkinematyczną migmatytyzacją. W wyniku tych ruchów powstały struktury o kierunku NW–SE (system B_1). Fałdowania młodsze, systemu B_2 , spowodowały utworzenie struktur o kierunkach SW–NE w części północnej Gór Sowich i przebudowały częściowo struktury starsze, systemu B_1 , na pozostałym obszarze gnejsowym.

W *Tektonice Gór Sowich* Grocholski (1967a) podał bardzo wnikliwą charakterystykę petrograficzną skał sowiogórskich. Wśród gnejsów wyróżnił trzy typy genetyczne: paragnejsy, gnejsy migmatytowe i gnejsy mikrokinowe serii oczkowej. Szczególną uwagę zwrócił na zróżnicowanie składu mineralnego tych skał, rozróżniając gnejsy: oligoklazowo-biotytowe, oligoklazowo-dwułyśczykowe, kordierytowe, fibrolitowe, hornblendowe i granitognejsy mikrokinowe. Pod względem strukturalnym i teksturalnym Grocholski wydzielił wśród skał sowiogórskich następujące odmiany: gnejsy drobnoziarniste typu leptytowego, gnejsy lepidoblastyczne (wyraźnie luseczkowe), gnejsy smugowane, warstewkowe, oczkowe, nebulityczne, homofaniczne i inne. Według niego rozwój struktur i tekstur gnejsów bloku sowiogórskiego był następujący: tekstury gnejsów typu leptytowego i gnejsów lepidoblastycznych – tekstury gnejsów warstewkowych (migmatytowych) – tekstury gnejsów oczkowych – tekstury gnejsów homofanicznych – struktury kataklastyczne.

W innej swej pracy Grocholski (1967b) wliczył tekstury migmatytów sowiogórskich stosując nomenklaturę według klasyfikacji Mehnerta (1962 – *vide* 1968). Wymienił następujące odmiany teksturalne migmatytów: agmatyty, dikcjonity, flebity, stromatyty, migmatyty surreitowe i fałdowe, ptygmatyty, oftalmity, migmatyty szlirowe

i smużyste, nebulity, skały o teksturach homofanicznych i inne. Według Grocholskiego (1967a) głównym czynnikiem w rozwoju gnejsów i migmatytów sowiogórskich była synkinematyczna migmatytyzacja anatektyczna oraz późniejsza lokalna rekryształizacja gnejsów homofanicznych.

Od 1959 roku wnikliwe badania petrograficzne w Górach Sowich prowadził Morawski. Jego opracowania, w większości nie publikowane, dotyczyły głównie problemów tzw. „ortognejsów” i granitoidów rejonu Walimia i Głuszycy. Wspomniany autor przytoczył wiele faktów petrologicznych przemawiających za pierwotnie osadowym i metasomatycznym pochodzeniem gnejsów mikrokinowych („ortognejsów” według geologów niemieckich), a także udokumentował anatektyczne pochodzenie granitów rejonu Głuszycy i Walimia (Morawski 1962, 1963a, b, 1964).

Najpełniejszy dotychczas pogląd na temat petrogenyzy skał sowiogórskich został przedstawiony przez Morawskiego w przewodniku do XV Sesji AZOPRO (Morawski 1973). Opiera się on w znacznej mierze na wcześniejszych badaniach innych autorów, zwłaszcza na opracowaniach Polańskiego i Grocholskiego.

Morawski (1973) uważa, że gnejsy i migmatyty sowiogórskie, a także mikrokinowe gnejsy oczkowe rozwinęły się z pierwotnych skał osadowych, głównie mułowców i szarogłazów. W tej monotonej serii osadów pelitowych obecne były drobne wtrącenia margli lub zasadowych tufów czy tufitów, z których powstały amfibolity, a także drobne soczewki bogate w węglany, przekształcone w wapienie krystaliczne i skały wapienno-krzemianowe. Granulity powstały, jak przypuszcza Morawski, z drobnoziarnistych osadów, być może z silnie zwietrzałych kwaśnych tufów lub tufitów.

Według Morawskiego (1973) w historii metamorficznej skał sowiogórskich można rozróżnić trzy etapy rozdzielone intruzjami zasadowymi. W pierwszym z nich zespół skał osadowych został zmieniony w gnejsy, amfibolity itd. Następne dwa etapy były związane z mobilizacją i migmatytyzacją serii gnejsowej.

Pierwszy etap metamorfizmu skał sowiogórskich odpowiadał przypuszczalnie okresowi fałdowań, które spowodowały powstanie reliktowych południkowych struktur linijskich systemu B_0 (Grocholski 1967a). Zespół skał osadowych uległ przeobrażeniu w kompleks gnejsów plagioklazowo-biotytowych lub plagioklazowo-dwułyśczykowych, zawierających dysten i granat. Paragenyzy mineralne w gnejsach były nieznacznie zróżnicowane w zależności od składu chemicznego skał. Według

Morawskiego 1973) trudno dokładnie odtworzyć warunki pierwszego etapu metamorfizmu, jako że zespół oligoklaz + bioty + dysten + almandyn (\pm muskowitz) jest trwały w szerokim zakresie temperatury i ciśnienia. Ponieważ w amfibolitach sówiogórskich nie znaleziono dotychczas pierwotnego epidotu, a skały te zawierają zasadowy plagioklaz, wspomniany autor uważa, że temperatura w pierwszym etapie metamorfizmu była stosunkowo wysoka. Ciśnienie było również wysokie, skoro dysten pozostał trwały przy wysokiej temperaturze.

Drugi etap metamorfizmu był połączony z silnym fałdowaniem, które doprowadziło do powstania struktur liniowych systemu B_1 , o kierunkach NW – SE (Grocholski 1967a). Z okresem tym wiązał się pierwszy proces migmatycznej mobilizacji oraz nieco późniejsza mikroklinizacja serii gnejsów oczkowych. Warunki ciśnienia i temperatury w drugim etapie metamorfizmu i migmatyzacji były nieco odmienne od etapu pierwszego i bliskie warunkom równowagi dysten – syllibimanit, gdyż dysten przestawał być trwały i ulegał przemianom w syllibimanit. Ponadto szeroki zasięg migmatyzacji oraz fibrolityzacja biotytu świadczą o stosunkowo wysokiej temperaturze w tym okresie.

Trzeci etap ewolucji metamorficznej był połączony z fałdowaniem, które spowodowało powstanie struktur o kierunku SW – NE (system B_2 wg Grocholskiego 1967a). Intensywny metamorfizm zachodził w tym czasie szczególnie na obszarze północno-zachodnim Gór Sowich, powodując powstanie w gnejsach tego rejonu kordierytu. Z trzecim okresem metamorfizmu należy wiązać również rekrystalizację gnejsów i utworzenie migmatytów homofanicznych oraz intruzje granitoidów i hiperytów.

Morawski (1973), podobnie jak Polański (1955), sądzi, że migmatyzacja gnejsów była procesem w zasadzie izochemicznym, ponieważ skały silnie zmigmatyzowane nie różnią się pod względem składu mineralnego od skał nie dotkniętych migmatyzacją. Większość autorów opowiada się za anatektyczną migmatyzacją *in situ*, bez znacznego doprowadzenia materiału. Warstewkowe migmatyty sówiogórskie reprezentowałyby zatem anatektyczne wenity. Natomiast dość niejasna, w świetle dotychczas wypowiedzianych poglądów, jest geneza tzw. gnejsów homofanicznych. Polański (1955), podobnie jak niektórzy badacze niemieccy, jest skłonny uznać je za efekt zaawansowanej anateksis, podczas gdy Morawski (1973) i Grocholski (1967a) przyjmują, że są one efektem silnej rekrystalizacji, ale nie wnikają w mechanizm tego

procesu (nadtapianie czy rekrystalizacja czysto metamorficzna).

W ostatnich latach ukazały się opracowania wybranych zagadnień geochemicznych dotyczące skał sówiogórskich (Zawidzki 1971; Sachanbiński 1971). Były także prowadzone badania nad petrogenezą gnejsów syllibimanitowych (August, Kryza – praca w druku). Aktualnie są kontynuowane prace dotyczące ultrabazytów Gór Sowich (Smulikowski, Bakun-Czubarow) oraz badania tektoniczne (Głowacki, Żelaźniewicz).

Problemy geologii bloku sówiogórskiego były wielokrotnie przedmiotem rozważań i dyskusji w wielu opracowaniach syntetycznych. Po drugiej wojnie światowej poglądy na stanowisko tej jednostki w budowie Sudetów zostały podsumowane przez Teisseyre'a (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957; Teisseyre 1960, 1964). Zwrócił on uwagę na szczególnie wpływ bloku gnejsowego na formowanie się sąsiednich młodszych struktur oraz na zależność między trzema głównymi wirgacjami fałdów w Sudetach a trójkątnym zarysem jednostki sówiogórskiej.

Na temat geologii i tektoniki bloku gnejsowego Gór Sowich wypowiadał się wielokrotnie Oberc (1957, 1972). Podał on (1972) odmienną niż Grocholski (1967a, b) interpretację struktur fałdowych uważając, że struktury o kierunku SW – NE w części północnej Gór Sowich powstały w wyniku reorientacji struktur o pierwotnym kierunku NW – SE przez nałożenie się dwóch systemów fałdów.

Większość z wymienionych badaczy obszaru sówiogórskiego, jak też geolodzy zagraniczni, którzy wypowiadali się na temat bloku Gór Sowich (Kodym 1954, 1961; Watznauer 1955; Bederke 1956, 1963 – *fide* Grocholski 1967a), zgodni są co do prekambryjskiego (moldanubskiego) wieku gnejsów sówiogórskich.

CEL I ZAKRES PRZEPROWADZONYCH BADAŃ

Z przedstawionego przeglądu dotychczasowych wyników badań geologicznych w Górach Sowich wynika, że wiele zagadnień petrograficznych jest niedostatecznie rozwiązanych. Dotyczy to zwłaszcza problemu migmatyzacji skał. W tym przypadku bowiem większość koncepcji opiera się na przypuszczeniach i domysłach. Podjęte przez autora tej pracy badania miały na celu:

1) dokonanie charakterystyki petrograficznej gnejsów i migmatytów północnej części Gór Sowich, z uwzględnieniem ich zróżnicowania struk-

turalno-teksturalnego i mineralnego, oraz ujednoczenie i skorygowanie ich nazewnictwa;

2) określenie zróżnicowania pierwotnej serii skał wyjściowych dla późniejszych skał krystalicznych Gór Sowich na podstawie analizy składu chemicznego i mineralnego różnych odmian gnejsów i migmatytów;

3) uzyskanie informacji na temat sposobu migmatytyzacji skał sowiogórskich poprzez badania mikroskopowe, petrochemiczne i strukturalne;

4) uzupełnienie poglądów o rozwoju petrogenetycznym skał sowiogórskich na podstawie uzyskanych wyników.

Badaniami objęto północną i środkową część Gór Sowich, między Szczawnem Zdrój na północnym zachodzie i linią Sokolec – Wielka Sowa – Rościszów na południowym wschodzie (fig. 2). Wy-

bór terenu był uzasadniony stosunkowo dużą liczbą odsłoneń skalnych, zwłaszcza między doliną Bystrzycy a rejonem Wielkiej Sowy, a przy tym możliwością prześledzenia na tym obszarze niemal wszystkich odmian gnejsów i migmatytów sowiogórskich. Badania przeprowadzono w latach 1972–1978, a niektóre wyniki tych prac, dotyczące skał syllimanitowych, zostały już opublikowane (August, Kryza – praca w druku). Część badań w dolinie Bystrzycy wykonano w ramach tematu *Zbadanie petrogenезы i tektogenezy wybranych obszarów metamorficznych Dolnego Śląska* (Kryza 1976, 1977a, 1978) zleconego przez Polską Akademię Nauk.

Prace terenowe miały na celu między innymi określenie makroskopowego zróżnicowania strukturalnego i teksturalnego skał oraz zebranie ma-

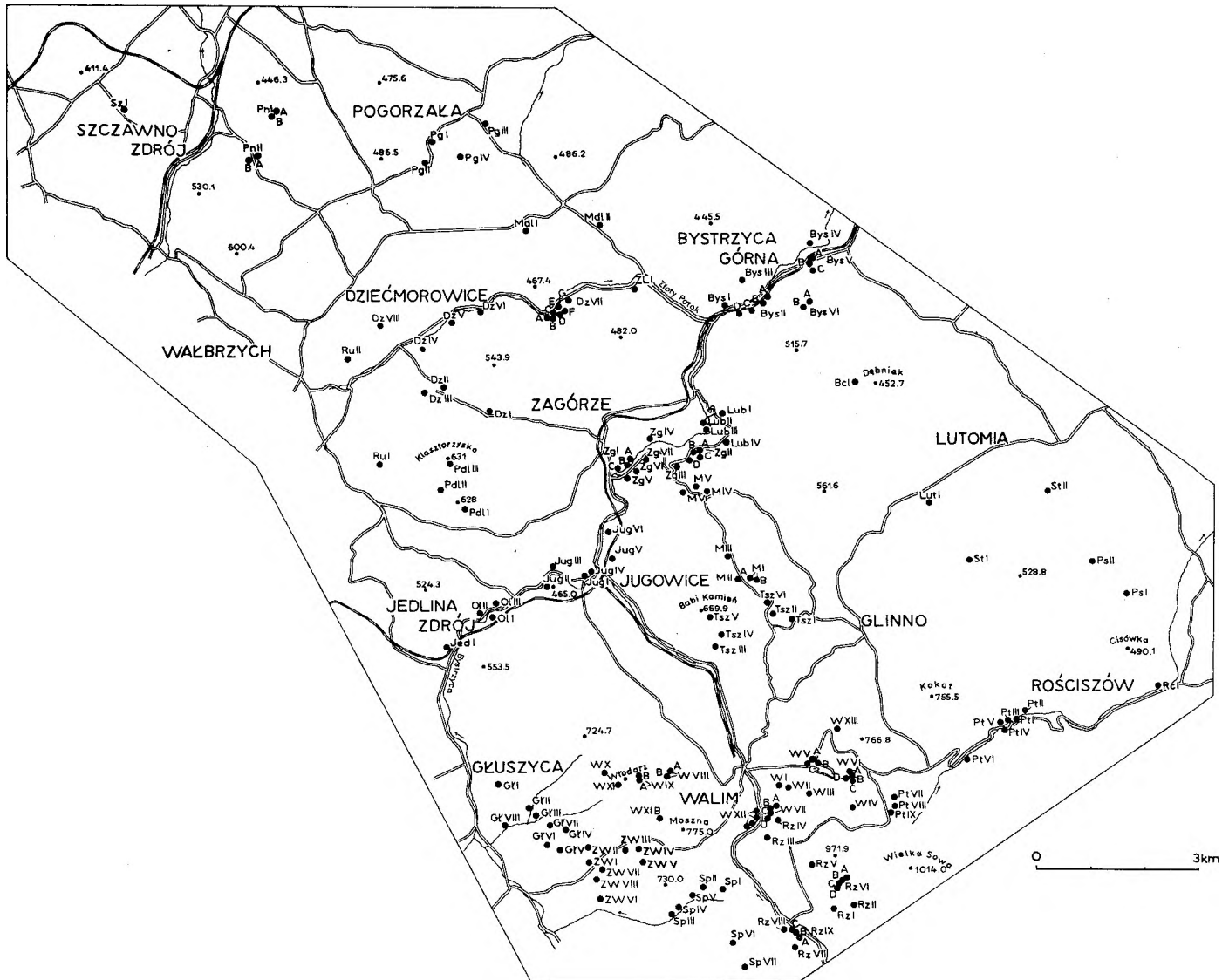


Fig. 2

Rozmieszczenie głównych odsłoneń i punktów pobrania prób
Sketch showing distribution of the main exposures and sampled localities

teriałów do badań mikroskopowych, petrochemicznych i petroteksturalnych. Badania mikroskopowe przeprowadzono na około 300 płytkach cienkich. Wykonano 31 pełnych analiz chemicznych skał sowiogórskich (analizy, przy których podano nazwisko autora tej pracy, zostały wykonane przez Laboratorium Chemiczne Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego – p. „Dodatek”) oraz 36 ilościowych analiz mikroskopowych składu mineralnego. Materiały te uzupełniono danymi z wcześniejszych publikacji (34 analizy chemiczne i 19 analiz mikroskopowych). Wszystkie analizy zostały przeliczone na skład normatywny CIPW i na jednomolekularne normy kationów Niggliego (Niggli 1936). Skład mineralny i chemiczny badanych skał został przedstawiony w tabelach i na wykresach, wykaz prób poddanych badaniom zamieszczono w „Dodatku”.

Podczas interpretacji wyników autor starał się uwzględnić osiągnięcia najnowszych badań nad przemianami mineralnymi w warunkach metamor-

fizmu (Grant 1973; Thompson 1976; Thompson i Algor 1977), a także liczne prace eksperymentalne nad stapieniem różnych rodzajów skał, zapoczątkowane przez Tuttle'a i Bowena (1958), a kontynuowane przez von Platena (1965), Mehnerta *et al.* (1973), Busha *et al.* (1974) oraz Winklera (1974, 1975, 1978) i Wylliego (1977). W rozważaniach na temat genezy migmatytów autor wykorzystał między innymi analizę w układzie granitoidowym $Q-Or-Ab-An-H_2O$ (objaśnienia skrótów – patrz „Dodatek”), która pozwala ustalić prawdopodobny mechanizm migmatytyzacji (Ehlers 1972; Winkler *et al.* 1975; Krawcowa 1975). Zastosował ponadto sposób liczenia bilansu materii Chakraborty'ego (1977) i wprowadził nową metodę obliczania zawartości tzw. „składnika kotektycznego” w skałach, która ilościowo wyraża podatność gnejsów na nadtapianie. Do rozwiązania szczegółów genezy migmatytów autor wykorzystał analizę petroteksturalną przy użyciu stolika uniwersalnego.

MIGMATYTY W ŚWIETLE WSPÓŁCZESNYCH POGLĄDÓW PETROLOGICZNYCH

PODSTAWOWE DEFINICJE

Termin migmatyt (z greckiego „migma” – mieszanina) został wprowadzony przez Sederholma (1907, *fide* Mehnert 1968) do oznaczenia „gnejsów złożonych z dwóch różnych elementów genetycznych – złupkowanej skały pierwotnie osadowej i laminarnie nagromadzonego materiału powstałego albo w rezultacie przetopienia skał, bądź też przez iniekcję z zewnątrz”. Pierwszy typ genetyczny migmatytu został nazwany przez Sederholma arterytem, a dla drugiego Holmquist (1921, *fide* Mehnert 1968) wprowadził nazwę wenit. Termin migmatyt był przedmiotem sporów i dyskusji, a różni badacze nadawali mu nieco odmienne znaczenie.

Autorem niegenetycznej terminologii skał „mieszanych” był między innymi Huber (1943). Zaproponował on wszystkie „skały mieszane”, bez względu na ich genezę, nazwać chorismitami. Nazwa ta miałaby zastąpić termin migmatyt sugerujący związek skały z wtórnym stopem magmowym – migmą. Terminologia Hubera nie zyskała dotychczas dużej popularności.

W ostatnich latach najczęściej zwolenników zyskała sobie opisowa definicja migmatytu podana przez Mehnerta (1968). Definicja ta została również przyjęta w tym opracowaniu. Według Meh-

nerta „migmatyt jest skałą złożoną z dwóch (lub więcej) petrograficznie odmiennych części – mniej lub bardziej przeobrażonej skały metamorficznej oraz pegmatytowego, aplitowego lub granitowego, a ogólnie plutonicznego materiału”.

Mehnert (1968) wyróżnia w migmatytach:

paleosom – niezmienną lub tylko słabo zmienioną skałę pierwotną;

neosom – nowo powstałą część skały; w neosomie z kolei wydziela:

leukosom – wzbogacony w porównaniu z paleosomem w minerały jasne (kwarc i skalenie);

melanosom – złożony głównie ze składników ciemnych (biotyt, hornblendy, kordieryt i in.).

Wspomniany autor jest zdania, że terminy te nie mają znaczenia genetycznego, co nie wydaje się ściśle, bo nazwy paleosom i neosom określają jednoznacznie następstwo czasowe tworzenia się elementów migmatytu. Ponadto, według definicji Mehnerta, termin paleosom jest bardzo nieprecyzyjny – ma on być synonimem nie zmienionej skały wyjściowej, z której powstał migmatyt. W przypadku intensywnej migmatytyzacji tak rozumiany paleosom, jego skład i budowa mogą być tylko przedmiotem dedukcji. Dlatego używanie terminów paleosom i neosom, zwłaszcza w początkowym etapie badań, kiedy powinno się stosować terminy opisowe, a nie genetyczne, wydaje

się nieuzasadnione. Terminów tych można używać jedynie po udowodnieniu rzeczywistego następstwa czasowego powstania poszczególnych elementów danego migmatytu i najlepiej tylko w następującym znaczeniu:

- paleosom – starsza część migmatytu,
- neosom – młodsza część migmatytu.

Autor tej pracy jest zdania, że w odniesieniu do elementów składowych migmatytów powinno się używać przede wszystkim terminów melanosom i leukosom, które mają charakter czysto opisowy i nie zawierają żadnych sugestii genetycznych. Należy ich używać w następującym znaczeniu:

- melanosom – ciemniejsza część migmatytu, bogatsza w biotyt lub inne ciemne składniki;
- leukosom – jaśniejsza część migmatytu, bogatsza w składniki jasne: kwarc i skalenie.

Rozróżnienie migmatytów i gnejsów, w sensie opisowym, opiera się w zasadzie na kryteriach teksturalnych. Za gnejs uważa się zwykle skałę metamorficzną o teksturze kierunkowej (linijność, foliacja) zawierającą, obok kwarcu i minerałów ciemnych, powyżej 20% skaleni. Migmatyt różni się od gnejsu obecnością dwóch petrograficznie odmiennych części: jedną reprezentuje skała metamorficzna (najczęściej gnejs), a drugą stanowi skała o wyglądzie plutonizacji magmowej (aplit, granit lub pegmatyt). Granica między gnejsiem a migmatytem jest umowna, a skałami pośrednimi są gnejsy smużyste i laminowane.

KLASYFIKACJA TEKSTURALNA MIGMATYTÓW

Migmatyty cechuje duże zróżnicowanie wykształcenia form melanosomu i leukosomu i stąd wynika potrzeba dokonania teksturalnej klasyfikacji tych skał. Główne odmiany teksturalne migmatytów rozróżnił i nazwał na początku bieżącego stulecia Sederholm (*fide* Mehnert 1968). Wydzielił on następujące rodzaje migmatytów: agmatyt, gnejs żyłkowy, arteryt (*adergneis*), dikcjonit, nebulit, arteryt nebulitowy i stiktolit. Wprowadził również termin migmatyt ptygmatytowy.

Nowe odmiany teksturalne migmatytów wyróżnili Anger i Staber (1937, *fide* Połowinkina 1966). Wprowadzili oni między innymi terminy: migmatyt siatkowy i fałdowy. Scheumann (1937), oprócz podziału genetycznego migmatytów na metatektyty i metablastyty, użył opisowej nazwy flebit w miejsce genetycznych określeń arteryt Sederholma i wenit Holmquista. Ponadto systematyką migmatytów zajmowali się: Huber, de Waard, Jung i Roques, Sudowikow i Szurkin

(*fide* Połowinkina 1966) oraz Szkodzinski (1976). Z geologów polskich problematykę anateksis i migmatytyzacji poruszali m. in. Smulikowski (1958) i Majerowicz (1969), a w opracowaniach regionalnych również Borkowska (1973) i Majerowicz (1972, 1973).

Autorem szeroko rozpowszechnionej systematyki tekstur migmatytów jest Mehnert (1968). Rozróżnia on, nie wnikając w genezę, następujące tekstury migmatytów:

- tekstura agmatytowa – melanosom w postaci ostrokrawędzistych bloków, zwykle pasujących do siebie, jest otoczony cienkimi, różnie zorientowanymi żyłkami leukosomu;
- tekstura dikcjonitowa – melanosom jest pocięty siatką cienkich żyłek leukosomu, rozwiniętych wzdłuż pęknięć lub powierzchni fleksuralnych;
- tekstura bryłowa – melanosom w formie bloków, mniejszych niż w poprzednich teksturach i często owalnych, jak gdyby pływa w homofanicznej masie leukosomu;
- tekstura flebitowa (żyłkowa) – melanosom jest pocięty nieprawidłowymi żyłkami leukosomu, przypominającymi układ naczyń krwionośnych;
- tekstura stromatytowa (warstewkowa) – leukosom tworzy prawidłowe, zwykle proste warstewki w melanosomie;
- tekstura surreitowa – spotykana w skałach o zróżnicowanej kompetencji: porożrywane bloki skał kompetentnych (np. amfibolitów) są rozdzielone żyłkami leukosomu;
- tekstura fałdowa – charakteryzuje się obecnością zafałdowanych warstewek leukosomu i melanosomu;
- tekstura ptygmatytowa – żyłki leukosomu, często o różnej miąższości, są pofałdowane na kształt trzewi;
- tekstura oftalmitowa (oczkowa) – leukosom jest wykształcony w postaci oczek;
- tekstura stiktolitowa (plamista) – charakteryzuje się obecnością plamistych skupień melanosomu otoczonych leukosomem;
- tekstura szlirowa – melanosom jest wykształcony w postaci nieprawidłowych smug o nieostrych granicach i otoczony obfitym leukosomem;
- tekstura nebulitowa – melanosom występuje w postaci niewyraźnych, słabo rozpoznawalnych skupień otoczonych homofaniczną masą leukosomu.

W przedstawionej klasyfikacji tekstur migmatytów są pewne nieścisłości. Przede wszystkim tekstury flebitowa, stromatytowa i fałdowa mogą być identyczne, jeśli porówna się odpowiednio

małe ich fragmenty. Dlatego słuszną wydaje się sugestia Mehnerta (1968), aby większość migmatytów heterofanicznych, szczególnie warstwowo-żyłkowych i żyłkowych, określać nadrzędnym terminem flebity, a w odniesieniu do migmatytów bardziej homofanicznych stosować jako nadrzędną nazwę nebulity. W takim sensie terminy te są używane w dalszej części tej pracy (objaśnienie terminów – patrz także „Dodatek”).

PODZIAŁ GENETYCZNY

Migmatyty są typowe dla obszarów dotkniętych intensywnym metamorfizmem regionalnym, a specyficzne ich odmiany spotyka się również w strefach kontaktowych intruzji granitoidów. Generalnie skały te są właściwe dla wysokiego stopnia metamorfizmu (Winkler 1974) lub inaczej dla wysokotemperaturowego przedziału facji amfibolitowej. Charakterystyczne, że migmatytów nie spotyka się na ogół wśród skał silnie przeobrażonych w wysokiej temperaturze i przy bardzo wysokim ciśnieniu (np. wśród granitów). Proces migmatyzacji jest w tych warunkach hamowany przez wysokie ciśnienie i niedostateczną ilość wody.

Według Mehnerta (1968) migmatyty reprezentują jedno z ostatnich produktów cyklu petrogenetycznego rozumianego jako „zmiany procesów skałotwórczych obejmujących stadia: magmowe, osadowe, metamorficzne i anatektyczne”. Cykl taki kończy się palingenezą.

Wyjaśnienie petrogenetyki migmatytów sprowa-

dzia się do rozwiązania głównie dwóch podstawowych problemów związanych z powstaniem leukosomu:

– pochodzenia materiału budującego leukosom (materiał miejscowy czy doprowadzony z zewnątrz),

– mechanizmu migmatyzacji (topienie czy rekryształizacja metamorficzna bez udziału stopu).

Podział genetyczny leukosomu migmatytów, według tego podstawowego kryterium, przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Podział genetyczny leukosomu migmatytów
Genetic classification of migmatite leucosome

Pochodzenie leukosomu Origin of leucosome	Mechanizm migmatyzacji Migmatization mechanism	
	krystalizacja ze stopu crystallization from melt	krystalizacja bez stopu crystallization without melt
miejscowy (wenity) <i>in situ</i> (venites)	leukosom anatektyczny (ektektyczny) anatectic leucosome (ectectic)	leukosom metamorficzny metamorphic leucosome
doprowadzony (arteryty) added (arterites)	leukosom iniekcyjny (entektyczny) iniection leucosome (entectic)	leukosom metasomatyczny metasomatic leucosome

PETROGRAFIA GNEJSÓW I MIGMATYTÓW GÓR SOWICH

PODZIAŁ TEKSTURALNY I MINERALNY

W dotychczasowych opisach petrograficznych skał sowiogórskich odmiany gnejsów i migmatytów wydzielano na podstawie cech teksturalnych lub zróżnicowania składu mineralnego. Opisy te charakteryzują się niejednorodną nomenklaturą, a niektóre terminy mają u różnych autorów odmienne znaczenie. Jako przykład może służyć termin gnejs słojuowy używany m. in. przez Polańskiego (1955) jako synonim gnejsu drobnolaminowanego, a przez Morawskiego (1963a) do oznaczenia skał gruboziarnistych, grubolaminowanych.

Wielu autorów (Smulikowski 1952; Polański 1955; Grocholski 1967a) większą wagę przywiązuje do zróżnicowania gnejsów sowiogórskich pod względem składu mineralnego, traktując klasyfikację teksturalną jako mniej ważną. Zdaniem

autora tej pracy stanowisko takie jest niesłuszne. Podział teksturalny gnejsów i migmatytów w porównaniu z podziałem mineralnym ma wiele zalet. Przede wszystkim odmiany teksturalne łatwiej zidentyfikować i odróżnić makroskopowo, co jest niezmiernie ważne w badaniach tektonicznych, pracach kartograficznych itp. Natomiast wiele odmian mineralnych trudno rozpoznać w terenie, gdyż nawet spora zawartość w skale mikroklinu, kordierytu lub innego minerału, szczególnie w przypadku skał zwietrzałych, jest bardzo trudna do stwierdzenia bez użycia mikroskopu. Charakter tekstur i struktur w dużym stopniu odzwierciedla zróżnicowanie zespołu skał wyjściowych i jest swego rodzaju zapisem ewolucji metamorficznej i tektonicznej. Z drugiej zaś strony obecność pewnych minerałów w jednych, a brak ich w innych skałach, jest w wielu przypadkach

efektem nieznacznych różnic w składzie chemicznym, a nie odmiennych warunków przeobrażeń. Zatem podział teksturalny gnejsów i migmatytów Gór Sowich jest nie mniej przydatny niż podział oparty na składzie mineralnym.

Zróznicowanie teksturalne gnejsów i migmatytów sowiogórskich pokazano w tabeli 2. Podział na gnejsy i migmatyty opiera się na kryteriach teksturalnych i ma charakter opisowy. Migmatyt różni się od gnejsu obecnością dwóch petrograficznie odmiennych elementów: melanosomu, który reprezentuje najczęściej gnejs, oraz leukosomu, mającego postać aplitu, granitu lub pegmatytu.

Odmiany teksturalne gnejsów są wydzielone głównie na podstawie wykształcenia i rozmieszczenia biotyту oraz stopnia dyferencjacji składników w przestrzeni (fig. 3). Mniejsze znaczenie ma

obecność innych charakterystycznych skupień mineralnych – oczek skaleni, guzków syllimanitu itp.

Klasyfikacja migmatytów sowiogórskich jest zagadnieniem trudnym z uwagi na ich duże zróżnicowanie oraz konieczność stosowania trudno przyswajalnej, obcej terminologii. Za podstawowe kryteria w podziale teksturalnym migmatytów Gór Sowich autor proponuje przyjąć stopień homofaniczności skał oraz formy leukosomu i melanosomu. Na tej podstawie migmatyty badanego obszaru można podzielić na dwie podstawowe grupy:

- flebity (migmatyty warstewkowe i żyłkowe),
- nebulity (migmatyty w dużym stopniu homofaniczne).

Do pierwszej z nich należą odmiany z wyraźnie oddzielnym (wyzolowanym) leukosomem w formie warstewek lub żyłek, bez względu na ich prostolinijny lub zafalowany przebieg. Druga grupa obejmuje skały w dużym stopniu homofaniczne, to znaczy o dużej zawartości materiału jednorodnego o charakterze granitoidu, w którym melanosom odgrywa ilościowo podrzędną rolę.

Zróznicowanie składu mineralnego skał sowiogórskich było wielokrotnie podstawą wydzielenia odmian mineralnych gnejsów i migmatytów. Nie zawsze przestrzegano przy tym jednolitego kryterium podziału, a nazewnictwo nie było w pełni zgodne z terminologią używaną we współczesnej literaturze petrograficznej.

Generalnie wszystkie gnejsy i migmatyty Gór Sowich zawierają jako główne składniki kwarc i plagioklaz (oligoklaz). Mniej ważnym ilościowo składnikiem jest biotyt albo obydwie łuszczyki – biotyt i muskowitz. Można zatem wśród omawianych skał wydzielić dwie podstawowe odmiany mineralne:

- gnejsy biotyto-oligoklazowo-kwarcowe,
- gnejsy dwułuszczykowo-oligoklazowo-kwarcowe.

Ponieważ określenie „oligoklazowo-kwarcowy” powinno powtarzać się w nazwach niemal wszystkich odmian gnejsów i migmatytów Gór Sowich, wydaje się więc, że można je ze względów praktycznych pominąć i używać skróconych określeń: gnejsy (migmatyty) biotyto-oligoklazowe oraz gnejsy (migmatyty) dwułuszczykowe. Przy tym podziale należy podkreślić, że muskowitz jest w znacznie mniejszym niż biotyt stopniu rozprzestrzeniony w skałach badanego obszaru i pierwsza z wydzielonych odmian skał wyraźnie przeważa nad drugą.

Osobny problem wiąże się z koniecznością wydzielenia szczególnych odmian mineralnych gnejsów i migmatytów Gór Sowich z uwagi na

Tabela 2

Zróznicowanie teksturalne gnejsów i migmatytów Gór Sowich
Textural varieties of the Sowie Góry gneisses and migmatites

	Gnejsy Gneisses	Migmatyty Migmatites
pospolicie common	masywne bardzo drobnoziarniste massive very fine- -grained łuseczkowe flaky smużyste streaky słojowe veined	flebity (migmatyty warstewkowe i żyłkowe) phlebites (layered and vein migmatites) – nierównomiernie warstewkowe i ptygmatytowe irregularly layered and ptygmatic – równomiernie warstewkowe i fałdowe regularly layered and folded nebulity (migmatyty w dużym stopniu homofaniczne) nebulites (largely homophanous migmatites) – szlirowe schlieric – bryłowe schollen – homofaniczne homophanous
rzadkie rare	oczkowe augen grubo- soczewkowe coarse-lensoid guzkowe nodular	dikejonity dyktyonitic agmatyty agmatic surreity surreitic stiktolity stictolithic oftalmity ophthalmitic

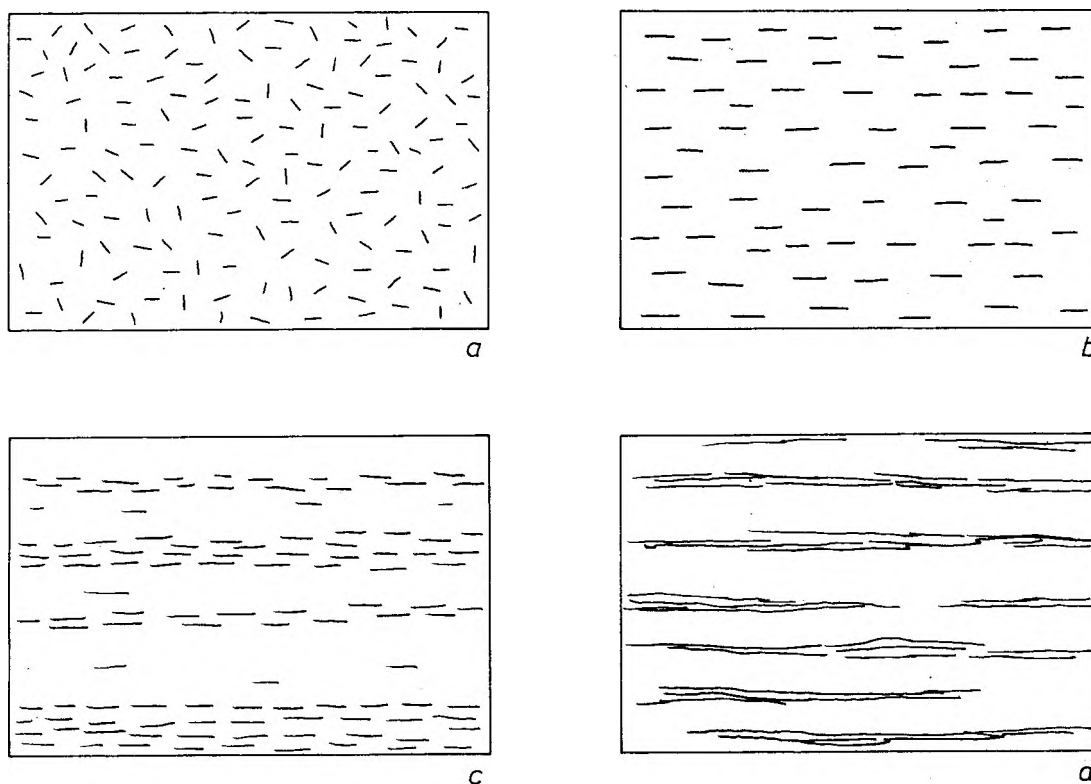


Fig. 3

Schemat obrazujący tekstury głównych odmian gnejsów sowiogórskich (około 10× powiększone)

a – gnejs masywny; *b* – gnejs łuseczkowy; *c* – gnejs smużysty; *d* – gnejs słoisty

Scheme showing textures of the main varieties of the Sowie Góry gneisses (enlarged 10 times)

a – massive gneisses; *b* – flaky gneisses; *c* – streaky gneisses; *d* – veined gneisses

obecność w niektórych skałach pokaźnej ilości mikroklinu, syllimanitu lub kordierytu. Minerale te, czasem trudne do makroskopowego zidentyfikowania, wywierają zwykle charakterystyczne piętno na strukturze i teksturze skał i pozwalają wydzielić odrębne ich odmiany. Granat w niewielkiej ilości występuje w wielu odmianach gnejsów i migmatytów, a jego rozprzestrzenienie bywa bardzo nieregularne i dlatego wydzielenie odmiany gnejsów z granatem wydaje się niecelowe.

Wśród skał sowiogórskich można wydzielić następujące szczególne odmiany mineralne gnejsów i migmatytów:

- mikroklinowe,
- syllimanitowe,
- kordierytowe.

Nazwy te ze względów praktycznych są uproszczone. Przy szczegółowej nomenklaturze powinno być do nich dodane określenie biotyto- (lub dwułyżczykowo)-oligoklazowo-kwarcowe. Przykładowo pełna nazwa gnejs dwułyżczykowo-mikroklinowo-oligoklazowo-kwarcowy odnosiłaby się do skały o następujących proporcjach mineralnych: kwarc > oligoklaz > mikroklin > bio-

tyt + muskowitz. Stosowanie pełnych nazw w praktyce jest bardzo niewygodne i wydaje się zbyt techniczne.

ODMIANY TEKSTURALNE GNEJSÓW

GNIEJSY MASYWNE BARDZO DROBNOZIARNISTE

We wcześniejszych opisach skały te były wydzielane jako tzw. gnejsy leptytowe. Nazwą tą określano ciemne, bardzo drobnoziarniste gnejsy o teksturze niemal bezkierunkowej. Termin gnejs leptytowy był tu stosowany niewłaściwie, gdyż w literaturze petrograficznej przez leptyty rozumie się jasne skały metamorficzne, złożone niemal wyłącznie z kwarcu i skaleni. Autor proponuje dla omawianych skał nazwę gnejsy masywne, która oddaje ich najistotniejsze cechy – teksturę bezkierunkową i brak wyraźnej foliacji.

Gnejsy masywne mają w północnej części Gór Sowich niewielkie rozprzestrzenienie i trudno je wydzielić na mapach geologicznych. Tworzą one podrzędne wkładki wśród innych gnejsów i migmatytów, zwłaszcza wśród gnejsów łuseczkowych

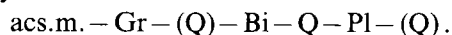
z Jedlinki i Olszyńca (fig. 2, punkt Jed I), w migmatytach okolic Walimia (punkt W V), w gnejsach mikroklinowych z Głuszycy i w innych miejscach.

Gnejsy masywne mają barwę ciemnoszarą, strukturę bardzo drobnoziarnistą (wielkość ziarn wynosi przeciętnie 0,1–0,2 mm), niemal afanitową i teksturę niewyraźnie kierunkową, masywną. Makroskopowo rozróżnić w nich można tylko biotyt, tworzący drobne pojedyncze blaszki różnie zorientowane (fig. 3a). Stąd foliacja w tych gnejsach jest bardzo słaba, a przy uderzeniu pękają one na ostrokrawędziste bloczki. Nie obserwuje się w nich laminacji, wyjątkowo tylko spotyka się bardzo cienkie, zafałdowane, jasne żyłki.

W mikroskopie, obok głównych składników: kwarcu, plagioklazu i biotyту, można rozpoznać granat oraz akcesoryczny apatyt, cyrkon i minerały nieprzeźroczyste (pl. V, 1, 2; tab. 8, próby 1, 2, 3; tabelę 8 umieszczono w „Dodatku”).

Kwarc jest wykształcony w większości jako izometryczne, owalne ziarna subautomorficzne względem plagioklazu oraz ovoidalne (kropłowe) wrostki w skaleniu i biotycie. Większe ziarna kwarcu bywają ksenomorficzne względem plagioklazu. Prawie wszystkie ziarna lekko faliście ściemniają światło. Plagioklaz może zawierać różną ilość anortytu, przeważnie 20–35%. Ma on postać drobnych, ksenomorficznych lub subautomorficznych ziarn, czasem zbliżonych według prawa albitowego. Rzadko zawiera wrostki granatu, kwarcu, biotyту i sprawia wrażenie minerału późnego w sekwencji krystalizacji składników. Biotyt nie tworzy zwartych smug, tylko pojedyncze, różnie zorientowane blaszki. Jest silnie pleochroiczny: α – szarozółtawy, β , γ – czerwono-brunatny. Rzadko zawiera wrostki kwarcu, apatytu, cyrkonu i minerałów nieprzeźroczystych. Granat występuje w postaci drobnych okrągławych ziarn otoczonych kwarcem lub plagioklazem.

Składniki mineralne gnejsów masywnych autor proponuje zestawić w następujący szereg krystalizacyjny¹:



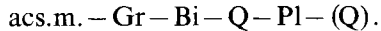
Gnejsy łuseczkowe tworzą znacznych rozmiarów wystąpienia w zachodniej i północno-zachodniej części Gór Sowich, zwłaszcza w rejonie Jedlinki i Jugowic oraz na północ od Glinna (np. punkt Tsz VI, fig. 2). – Tworzą tam duże zwarte masy. Poza tym spotyka się je jako melanosom migmatytów o teksturze warstewkowej i ptygmatytowej (Jug. I).

Od gnejsów masywnych skały te różnią się wielkością ziarn (0,2–0,5 mm), a przede wszystkim wyraźnie zaznaczoną foliacją, która jest efektem równoległego ułożenia pojedynczych odizolowanych blaszek biotyту (fig. 3b). Biotyt rzadko grupuje się w zwarte smużki. Podobnie jak gnejsy masywne, skały te mają barwę ciemnoszarą i pozbawione są śladów laminacji. Jeśli laminacja pojawia się, to skała upodabnia się do gnejsów smużystych. W gnejsach łuseczkowych i smużystych pospolite są żyły i soczewki kwarcowe różnych generacji.

W mikroskopie gnejs łuseczkowy wykazuje strukturę równoziarnistą, ksenomorfowo-blastyczną (pl. V, 3, 4). Skład mineralny jest zupełnie podobny do składu gnejsów masywnych. Głównymi minerałami są kwarc, plagioklaz i biotyt, podrzędnie występuje granat, a akcesorycznie apatyt, cyrkon i minerały nieprzeźroczyste (tab. 8, próby 4, 5, 6). Plagioklaz o składzie oligoklazu (około 25% An), rzadziej andezynu (do około 35% An), jest wykształcony również w formie izometrycznych, ksenomorficznych lub subautomorficznych ziarn z ovoidalnymi wrostkami kwarcu, rzadziej granatu i biotyту. Pospolite są zbliżenia albitowe, a na granicy plagioklazu i biotyту obserwuje się bardzo prawidłowe rąbki skalienia alkalicznego, o grubości około 0,02 mm, będące przypuszczalnie rodzajem struktur reakcyjnych między biotycem a plagioklazem (pl. XI, 3). Biotyt w postaci pojedynczych blaszek układa się równoległe. Wydaje się on późniejszy od granatu, którego ziarna czasem otacza, chociaż nie ma między nimi oznak korozji. Szereg krystalizacji

¹ Składniki mineralne każdej z głównych odmian gnejsów i migmatytów badanej części Gór Sowich autor próbuje zestawić w pewien szereg, który proponuje umownie nazwać szeregiem krystalizacyjnym. Minerały są w nim ustawione w kolejności od automorficznych, tworzących wrostki i noszących oznaki korozji, do ksenomorficznych, wypełniających interstycją, otulających i korodujących starsze składniki. Oczywiście taki szereg krystalizacyjny, ustalony na podstawie wymienionych cech strukturalnych, nie może być utożsamiany z sukcesją krystalizacji składników w skale. Jednak w znacznym zapewne stopniu odzwierciedla on historię rozwoju skały i etapy mobilizacji i rekrytalizacji składników. Powtórzenie się jednego składnika w szeregu mówi, że składnik ten tworzy w skale dwie różne formy strukturalne np. kwarc – ziarna owalne (kropłowe) i większe, nieprawidłowe (ksenomorficzne). Natomiast symbol minerału w nawiasie oznacza, że podrzędna ilość tego składnika względem jego ogólnej masy w skale zajmuje daną pozycję w szeregu krystalizacyjnym. Na przykład układ symboli (Q)–Pl–Q może oznaczać, że mała część kwarcu tworzy ziarna owalne, otoczone plagioklazem, a główna masa kwarcu to ziarna większe, ksenomorficzne względem plagioklazu.

składników w gnejsach łusczkowych jest zupełnie podobny jak w gnejsach masywnych:



Za odmianę mineralną gnejsów łusczkowych można uznać białawe, ubogie w łuszczyki leukognejsy kwarcowo-plagioklazowe z okolic Dziecmorowic (Dz VII A, B; pl. II, 1). Zaznacza się w nich duża przewaga plagioklazu nad kwarcem.

GNEJSY SMUŻYSTE

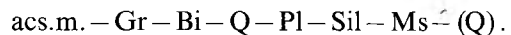
Do grupy tej autor zalicza gnejsy wykazujące smużystość rozumianą jako cienką, zwykle niezbyt prawidłową laminację lub rzadziej jako stopniową, tj. nieostrą, zmianę barwy, składu i struktury skały. Gnejsy smużyste stanowią grupę skał niejednorodną pod względem tekstur, składu i genezy. Podany tu opis jest znacznie uproszczonym odbiciem ich rzeczywistego zróżnicowania. Pod względem czysto opisowym, z punktu widzenia teksturalnego, skały te zajmują pozycję pośrednią między gnejsami masywnymi i łusczkowymi a typowymi migmatytami.

Gnejsy smużyste w typowym wykształceniu są skałami o nieprawidłowej cienkiej laminacji, polegającej na obecności w ciemnym tle gnejsowym jasnych smużek, cienkich warstewek i soczewek, o grubości do około 2 mm (pl. I, 1). Przy większej grubości jasnych lamin skała przyjmuje wygląd migmatytu o teksturze flebitowej. Do grupy gnejsów smużystych autor proponuje zaliczyć ponadto skały, w których smużystość jest wyrażona przez stopniową zmianę barwy i składu mineralnego na przestrzeni od kilku milimetrów do paru centymetrów. Zmiana składu, głównie proporcji ilościowych, wyraża się najczęściej zróżnicowaną zawartością biotytu. Stopniowe zróżnicowanie składu w wielu miejscach wydaje się efektem pierwotnego urozmaicenia osadów, a nie metamorficznej czy anatektycznej dyferencjacji.

Najbardziej pospolite odmiany gnejsów smużystych towarzyszą migmatytom o teksturze flebitowej tworząc często ich melanosom. Skały te spotyka się m. in. w rejonie Bystrzycy Górnej (Bys II) i Zagórza Śląskiego (M IV). Typowy gnejs smużysty z odsłonięcia Bys II, 300 m na południe od kościoła w Bystrzycy Górnej, jest skałą o barwie ciemnoszarej, strukturze drobnoziarnistej (wielkość ziarn wynosi przeciętnie 0,3–0,8 mm) i wyraźnej laminacji. Laminy jasne, o grubości około 1–2 mm, mają ostre granice i pooddzielane są smużkami ciemnymi bogatymi w biotyt. W miejscach, gdzie grubość jasnych warstewek jest większa (ponad 2 mm), skała przybiera wygląd migmatytu

warstewkowego. W odsłonięciach przebieg laminacji jest zwykle prostoliniowy, rzadko obserwuje się przeguby fałdów.

W mikroskopie opisywana skała wykazuje strukturę ksenoblastyczną. W jej składzie dominuje kwarc, plagioklaz (18% An) i biotyt, w mniejszej ilości obecne są muskowitz i granat, a podrzędnie mikroklin, syllimanit oraz apatyt, cyrkon i minerały nieprzezroczyste (tab. 8, próba 7). Kwarc w większości tworzy ziarna owalne, subautomorficzne względem plagioklazu, rzadziej duże ksenomorficzne formy. Ksenomorficzny oligoklaz zawiera liczne wrostki owalnych ziarn kwarcu i mniej pospolite biotytu i granatu. Biotyt jest zgrupowany w mało zwartych smugach. Zawiera dużo wrostków granatu i w wielu miejscach jest korodowany przez syllimanit i muskowitz. Muskowitz sprawia wrażenie minerału późnego, często ma postać sprasowanego włóknistego agregatu. Wokół ziarn granatu tworzy wraz z syllimanitem S-kształtne struktury wskazujące na rotację granatu podczas późniejszej krystalizacji syllimanitu i muskowitzu (pl. X, 5). Stosunki strukturalne między ziarnami pozwalają ustalić dla omawianych gnejsów smużystych następujący szereg krystalizacji:



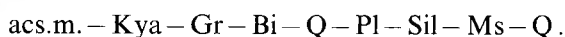
W skałach tych, podobnie jak w innych odmianach gnejsów i migmatytów, trudno z całą pewnością sprecyzować miejsce syllimanitu w szeregu krystalizacyjnym składników. Autor umieszcza go po głównym okresie krystalizacji skał, tj. po kwarcu i plagioklazu, lecz nie może wykluczyć, że w niektórych przypadkach syllimanit trzeba by umieścić po biotycie, ale przed krystalizacją głównej masy kwarcu i skaleni.

Nieco odmienne typy gnejsów smużystych spotyka się wśród gnejsów łusczkowych w okolicy Jedlinki i Olszyńca (Ol III) oraz w sąsiedztwie migmatytów w Jugowicach (Jug I, Jug V). W odsłonięciu Jug I, obok mostu na Bystrzycy na zachodnim skraju Jugowic, gnejsy smużyste tworzą podrzędne wtrącenia w dużej masie gnejsów łusczkowych i w migmatytach o teksturze stromatytowej i ptygmatytowej. W gnejsach smużystych z tego odsłonięcia zaznacza się wyraźnie laminacja: naprzemienne ułożenie smug ciemnych o grubości 0,2–4 mm i więcej oraz jasnych osiagających 1–2 mm grubości.

Smugi ciemne mają strukturę drobnoziarnistą (wielkość ziarn od 0,2–1 mm), a teksturę wyraźnie kierunkową. W ich składzie przeważa biotyt, stosunkowo niewiele jest kwarcu i plagioklazu (22% An), ponadto w pokażnej ilości wy-

stępuje muskowitz i syllimanit, a z minerałów pobocznych obecny jest granat i dysten. Kwarc jest przeważnie nieprawidłowy, ksenomorficzny, rzadziej tworzy kropłowe wrostki w subautomorficznym lub ksenomorficznym plagioklazie. Biotyt ułożony w smużki jest wyraźnie korodowany przez późniejszy, strzępiasty lub włóknisty muskowitz i towarzyszący mu fibrolit. Granat i dysten tworzą wrostki, najczęściej w plagioklazie. Dysten ma wyraźnie reliktowy charakter — tworzy owalne drobne ziarna, zawsze otoczone plagioklazem, czasem zastąpione pseudomorfozą muskowitzową.

Smużki jasne w opisywanych gnejsach z Jugowic charakteryzują się strukturą bardziej gruboziarnistą (wielkość ziarn od 0,4–2 i więcej mm) i ksenoblastyczną. Zbudowane są głównie z ksenomorficznych ziarn kwarcu i plagioklazu (około 22% An), ale spotyka się też w nich drobne blaszki biotyty, nieliczny granat, fibrolit, muskowitz i reliktowe wrostki dystenu w plagioklazie. Szereg krystalizacyjny w tych skałach jest następujący:



GNEJSY SŁOJOWE

Nazwą gnejsy słoje określa autor skały wykazujące ciekawą, subtelną laminację przypominającą słoje drewna. Istnieje niewątpliwa zależność między obecnością tekstury słojeowej w skałe a zawartością w niej pokaźnej ilości mikroklinu.

Gnejsy słojeowe budują niewielkie strefy w północnej części Gór Sowich, w rejonie Jugowic (Jug III) i Zagórza Śląskiego (Zg I A, Zg VII). Dotychczas nie wydzielano ich kartograficznie i z wyjątkiem punktu na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego (Grocholski 1967a) przypuszczalnie nie wiadomo o obecności w nich mikroklinu.

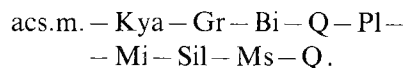
Gnejsy słojeowe są dominującym typem skał wśród tzw. serii oczkowej, skartowanej jako cztery równoległe pasma przy południowo-zachodnim brzegu Gór Sowich (Sp I, Gł IV i in.). Dwa z nich są pokazane na figurze 1. Miejscami, przy większym rozmiarze ziarn mineralnych i mniejszej zawartości biotyty, skały te przyjmują postać niewyraźnie kierunkowych, średnioziarnistych granitognejsów (Gł IV). W innych miejscach (Gł V), przy znacznym wzroście wielkości ziarn i zachowaniu ciągłych grubych plastrów biotyty, trudno postawić ostrą granicę między gnejsami słojeowymi a gnejsami o teksturze grubosoczewkowej.

Gnejsy słojeowe są skałami o barwie jasnoszarej, lokalnie w rejonie Głuszycy i Sierpnicy z odcieniem różowym. Mają strukturę drobno-

ziarnistą, teksturę kierunkową wyrażoną przez równoległe ułożenie cienkich (około 0,5 mm) długich plastrów biotyty rozdzielających drobne (0,5–2 mm grubości) laminy jasne (pl. II, 2). Makroskopowo można rozpoznać w nich kwarc, skałę i biotyt. Miejscami, np. przy zamku Grodno w Zagórzu Śląskim, w gnejsach słojeowych obserwuje się liczne guzki kwarcowo-fibrolitowe.

W obrazie mikroskopowym skała ma strukturę drobnoziarnistą i równoziarnistą (wielkość ziarn od 0,4 do 1 mm, rzadko więcej), hipautomorfowo- lub ksenomorfowo-blastyczną, miejscami poligonalną. Biotyt w większości ułożony jest w cienkie długie monomineralne plastry (pl. V, 5). Głównymi składnikami gnejsów słojeowych są: kwarc, plagioklaz (około 15–22% An), mikroklin, biotyt, w mniejszej ilości muskowitz. Akcesorycznie występują: cyrkon, apatyt i minerały nieprzeźroczyste (tab. 8, próby 8, 9, 10). Miejscami pojawia się w nich granat, syllimanit i reliktowy dysten (Jug III).

Kwarc tworzy ziarna owoidalne otoczone skaleniemi, ale częściej większe ksenoblasty, wydłużone i silnie zdeformowane, miejscami z oznakami kataklazy. Plagioklaz ma postać izometrycznych, subautomorficznych lub ksenomorficznych ziarn. Na granicy z mikrokinem obserwuje się struktury myrmekitowe oraz otoczki albitowe na plagioklazach. Plagioklaz zawiera czasem wrostki granatu i charakterystyczne owalne relikty dystenu (do 0,2 mm wielkości). Mikroklin występuje w pokaźnej ilości (do 30% objętości) i w wielu miejscach zajmuje podobną strukturalnie pozycję jak plagioklaz, to znaczy tworzy również izometryczne, niekiedy subautomorficzne ziarna (pl. V, 6). Rzadko obserwuje się rozwinięte na większą skalę zjawiska uznawane powszechnie za oznaki metasomatozy. W mikroklinie widoczne są zbliżnienia kratkowe i przerosty pertytowe typu „flame”. Muskowitz ilościowo ustępuje biotytowi i sprawia wrażenie minerału późniejszego. W gnejsach słojeowych z Jugowic (Jug III) i Zagórza Śląskiego (Zg I A) muskowitz otacza skupienia syllimanitu, tworząc rodzaj strefy reakcyjnej między syllimanitem a całością skały. Zgeneralizowany szereg krystalizacji składników w gnejsach słojeowych jest następujący:



GNEJSY OCZKOWE

Gnejsy o teksturze oczkowej mają w Górach Sowich bardzo ograniczone rozprzestrzenienie. Spotyka się je raczej wyjątkowo, głównie wśród

gnejsów mikroklonowych tzw. „serii oczkowej”, ujętych na mapie w postaci wąskich stref wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Gór Sowich. Ale i w „serii oczkowej” tekstury oczkowe należą do rzadkości, a dominują tam gnejsy słojuwe, przechodzące w niewyraźnie kierunkowe, średnioziarniste granitognejsy. Gnejsy z licznymi oczkami mikroklinu odsłaniają się między Zimną Wodą a Rzeczką, w punktach ZW IV, ZW V, ZW VII i Rz IX (fig. 2). Pojedyncze oczka skaleniowe obserwuje się też w innych rejonach Gór Sowich – w odsłonięciach Tsz III na północ od Walimia (fig. 4) i Zg VII na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego.

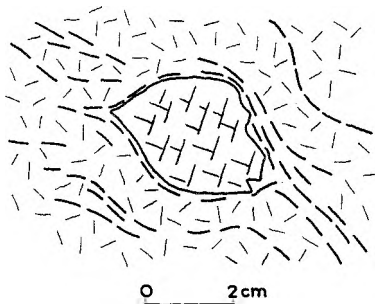


Fig. 4

Oczko mikroklinu i szliry biotyту w nebulicie. Odsłonięcie Tsz III na północ od Walimia, 0,7 km na S od szczytu Babi Kamień

Microcline augen and biotite schlieren in nebulite. Exposure Tsz III north of Walim, 700 m south of the summit Babi Kamień

Gnejsy oczkowe mają barwę jasnoszarą, wyjątkowo z odcieniem różowym, strukturę porfirowatą – oczkową, teksturę kierunkową, rzadko i tylko w niektórych przekrojach bezładną. Tło skalne jest monotonne, ma teksturę najczęściej słojuwą i nie zawiera w zasadzie lamin i żyłek właściwych dla migmatytów. W typowych gnejsach oczkowych większe oczka są monomineralne – mikroklonowe, a mniejsze bywają kwarcowo-skaleniowe. Ich wielkość jest zróżnicowana, od 1 do 5 cm. Maksymalnie na powierzchni 1 dm² skupia się od 2 do 4 oczek. Plastry łuszczyków z reguły opływają oczka dostosowując się do ich kształtu (pl. IV, 5, 6). Miejscami obserwuje się, jak ułożenie oczek naśladuje przebieg zafałdowanej foliacji (fig. 5). Cechy te przemawiają za wczesną, prekinematyczną lub synkinematyczną krystalizacją mikroklinu w skale.

W obrazie mikroskopowym gnejsy oczkowe z doliny Zimnej Wody (ZW IV, ZW V) wykazują strukturę kataklastyczno-porfirowatą, ksenoblastyczną (pl. X, 1, 2). W składzie zawierają

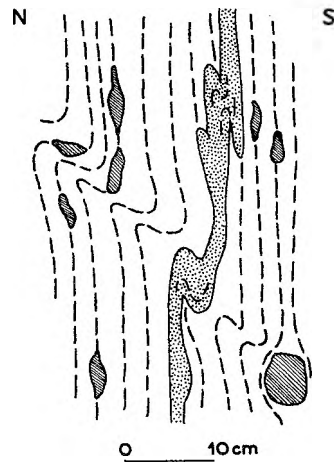


Fig. 5

Plastycznie sfałdowana lamina bardzo drobnoziarnistego leukognejsu w gnejsie oczkowym z mikroklinem. Odsłonięcie ZW VII obok szczytu 639,0 m n.p.m., na wschód od Zimnej Wody

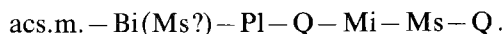
Plastically folded lamina of very fine-grained leucogneiss within microcline augen gneiss. Exposure ZW VII, hill 639.0 m a.s.l. east of Zimna Woda

kwarc, plagioklaz, mikroklon, biotyt i muskowitz oraz akcesorycznie apatyt i minerały nieprzeźroczyste (tab. 8, próby 11–14).

Oczka są złożone z jednego lub paru ziarn mikroklinu. Mikroklon ma niewyraźną kratkę bliźniaczą i zawiera przerosty pertytowe typu „flame”. Wewnątrz oczek obserwuje się wzrostki biotyту i silnie zresorbowanego plagioklaz z obwódkami albitowymi i przerostami myrmekitowymi. Wokół oczek grupują się otulające je łuszczyki, zwłaszcza muskowitz, oraz kataklastyczna mozaika kwarcowa. Mikroklon, oprócz dużych oczek, tworzy małe, czasem izometryczne ziarna w tle skalnym. Kratka bliźniacza i przerosty pertytowe są w nich identyczne, jak w dużych ziarnach budujących oczka. Mikroklon w tle koroduje plagioklaz, powodując powstanie obwódek albitowych o grubości około 0,05 mm. Zawiera wzrostki kwarcu, plagioklaz i owalne blaszki muskowitzu.

Plagioklaz (około 20% An) tworzy ziarna izometryczne, subautomorficzne, z nielicznymi wzrostkami kwarcu, muskowitzu i biotyту. Opłynięty jest też przez mozaikowy kwarc albo buduje owalne, zresorbowane wzrostki w mikroklinie. Kwarc jest w większości ksenomorficzny względem skaleni, z reguły silnie skataklastyczny, mozaikowy. Biotyt tworzy pojedyncze blaszki i zwarte plastry. Muskowitz jest pospolity, tworzy blaszki masywne z częstymi oznakami deformacji. Czasem stanowi wzrostki w skaleniach i po części może być od nich starszy.

Wydaje się, że krystalizacja składników w skale, łącznie z mikroklinem, miała miejsce przed głównym okresem kataklazy. Kwarc mozaikowy optywa skalenie i klinami wciska się w szczelinki łupliwości. Z obserwacji mikroskopowych w gnejsach oczkowych wynika taki oto szereg krystalizacji:



GNEJSY GRUBOSOCZEWKOWE

Tym terminem autor określa gnejsy gruboziarniste lub bardzo gruboziarniste, w których jasne składniki, przede wszystkim skalenie, tworzą nieprawidłowe wydłużone oczka i soczewki. W zasadzie tekstury grubosoczewkowe są właściwe tylko gnejsom mikroklinowym i spotyka się je wyjątkowo w paru zaledwie odsłonięciach przy południowo-zachodniej krawędzi Gór Sowich (punkty Gł I i Gł VI).

Skały te mają barwę szaroróżową, teksturę soczewkową. Złożone są z kwarcu, plagioklastu i mikroklinu oraz biotyту i muskowitu. Wydłużone soczewkowate skupienia jasnych składników mają grubość od 0,2 do 0,5 cm, czasem do 3 cm. Rozdzielają je długie zwarte plastry łyszczków. Skały te nie zawierają ładnie wykształconych oczek skaleniowych. Z jednej strony są one zbliżone wyglądem do gnejsów słojuowych, od których różnią się mniej prawidłową teksturą, grubszym ziarnem i większą miąższością soczewek kwarcowo-skaleniowych. Z drugiej strony upodabniają się do gnejsów oczkowych.

W gnejsach grubosoczewkowych pospolite są gniazda pegmatytów z obfitym muskowitem i, nietypowym dla innych rejonów Gór Sowich, różowym skaleniem. Obecność pegmatytów nasuwa przypuszczenie, że powstanie gruboziarnistych soczewkowatych gnejsów mogło mieć związek z procesami pegmatytyzacji.

GNEJSY GUZKOWE

Tekstury guzkowe, charakteryzujące się obecnością małych guzków kwarcowo-fibrolitowych, są typowe dla niektórych gnejsów syllimanitowych. Guzki są widoczne na świeżych powierzchniach skalnych, a ich obecność uwypukla proces wietrzenia, powodując tworzenie się na powierzchniach foliacji i pęknięć charakterystycznych brodawkowatych narośli.

Wygląd gnejsów guzkowych jest zróżnicowany, a liczba guzków w skale może być różna. Przykładowo w jasnych gnejsach słojuowych z mikroklinem, występujących obok zamku Grodno w Za-

górzu Śląskim (Zg I A), guzki są nieliczne — jeden lub dwa na 1 m² powierzchni skały, ale są stosunkowo duże (1–2 cm średnicy). Podobny typ skał występuje w odsłonięciu Gł I na wschód od Głuszycy.

Najbardziej charakterystyczne są jednak ciemne gnejsy syllimanitowe z licznymi guzkami kwarcowo-fibrolitowymi spotykane w rejonie między Włodarzem a Wielką Sową. Tworzą tam cienkie wkładki wśród innych odmian gnejsów i migmatytów. Są to skały o barwie popielatoszarej, strukturze drobnoziarnistej, z licznymi guzkami o wielkości 2–5 mm. Na jeden dcm² przypada niekiedy kilkanaście lub więcej guzków. Skały te są dokładniej omówione przy opisie gnejsów syllimanitowych.

ODMIANY TEKSTURALNE MIGMATYTÓW

FLEBITY — MIGMATYTY WARSTEWKOWE I ŻYŁKOWE

Jest to urozmaicona grupa migmatytów z wyraźnie oddzielnym leukosomem w postaci warstewek lub żyłek. Flebity sowiogórskie są różnicowane między innymi pod względem:

- 1) kształtu (przebiegu) warstewek lub żyłek leukosomu (prosty, różnie zafałdowany);
- 2) ilości, miąższości i równomierności rozmieszczenia leukosomu;
- 3) składu mineralnego melanosomu i leukosomu.

W klasyfikacji teksturalnej według Mehnerta (1968) jest uwzględniona głównie pierwsza z wymienionych cech migmatytów. Jednak wydaje się, że cecha ta nie jest najważniejsza z punktu widzenia genetycznego, gdyż jest uwarunkowana głównie właściwościami fizycznymi skał (kompetencja) i ich pozycją względem struktur tektonicznych. Większe znaczenie w rozważaniach genetycznych mogą mieć cechy druga i trzecia. Dlatego one właśnie, a zwłaszcza cecha druga, są przede wszystkim uwzględnione przez autora w dalszym szczegółowym podziale migmatytów.

Wśród sowiogórskich migmatytów o teksturach flebitowych (w szerokim rozumieniu) można wydzielić dwie podstawowe grupy:

- 1) migmatyty nierównomiernie warstewkowe i ptygmatytowe,
- 2) migmatyty równomiernie warstewkowe i fałdowe.

Wiele innych cech skał, jak rozprzestrzenienie w terenie, skład mineralny leukosomu, w pewnej mierze struktura i tekstura, wykazuje różnicowanie odpowiadające wydzieleniu powyższych grup migmatytów.

Migmatyty nierównomiernie warstwowe i ptygmatytowe

Cechą charakterystyczną migmatytów nierównomiernie warstwowych jest wykształcenie leukosomu w postaci zgodnych na ogół z foliacją warstewek o różnej, często dużej grubości (od paru mm do kilku cm, maksymalnie do około 1 m) oraz nierównomierne rozmieszczenie warstewek w znacznie dominującym pod względem objętości melanosomie. Migmatyty te wykazują przejścia do tekstur ptygmatytowych, z charakterystycznym trzewiopodobnym zafałdowaniem jasnych lamin. Omawiane typy migmatytów mają stosunkowo ograniczone rozprzestrzenienie w Górach Sowich. Towarzyszą one z reguły większym masom ciemnych drobnoziarnistych gnejsów łusczkowych i smużystych, wyjątkowo pojawiają się z migmatytami o innych teksturach flebitowych i nebulitowych. Leukosom migmatytów nierównomiernie warstwowych i ptygmatytowych często zawiera pokazną ilość mikroklinu.

Migmatyty nierównomiernie warstwowe (fig. 6) w najbardziej typowej postaci odsłaniają się w rejonie Jugowic (Jug I, Jug V), ponadto spotyka się je razem z ciemnymi gnejsami łusczkowymi i guzkowymi (syllimanitowymi) w rejonie Walimia (W V, Rz II), a także nad Jeziorem Bystrzyckim. (Zg III; fig. 7).

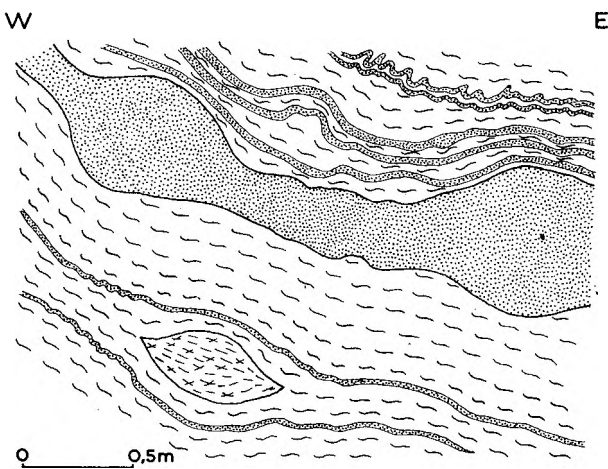


Fig. 6

Sfałdowane żyły leukosomu w migmatytach z Jugowic; u góry – fałdki ptygmatyczne, u dołu – soczewka amfibolitu. Odslonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszynie

Folded leucosome veins in migmatites from Jugowice; top – ptygmatic folds, bottom – amphibolite lens. Exposure Jug I, near a bridge over the Bystrzyca river between Jugowice and Olszynie

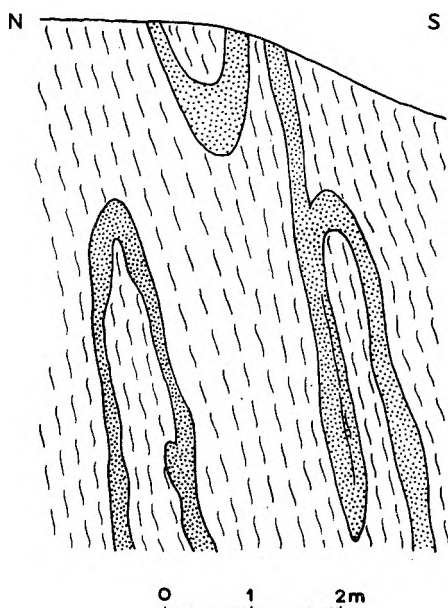


Fig. 7

Sfałdowany leukosom w migmatytach nierównomiernie warstwowych. Odslonięcie Zg III na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 100 m na wschód od ujścia Młynówki

Folded leucosome in irregularly layered migmatite. Exposure Zg III, southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 100 m east of the Młynówka mouth

W odslonięciu przy moście na Bystrzycy w Jugowicach (Jug I, fig. 6) dominują ciemnoszare, bardzo drobnoziarniste gnejsy łusczkowe. W skałach tych rozmieszczone są nierównomiernie warstewki leukosomu o zróżnicowanej grubości, zwykle od 0,2 do 2 cm. Miąższość warstewek waha się od paru milimetrów do 30 cm, a jednej, najgrubszej osiąga 1 m. Warstewki leukosomu mają przebieg w przybliżeniu prostoliniowy, wtedy skała ma teksturę właściwego stromatytu, ale cienkie warstewki są często ptygmatycznie pofałdowane (pl. I, 2; pl. III, 1, 2, 4).

Melanosom omawianych migmatytów jest ciemnym, bardzo drobnoziarnistym gnejsiem łusczkowym (wielkość ziarn 0,2–0,5 mm). Lokalnie zaznacza się w nim niewyraźna smużystość. W składzie dominuje kwarc, oligoklaz (22% An) i biotyt, w niewielkiej ilości występuje granat oraz akcesorycznie apatyt, cyrkon i minerały nieprzeźroczyste (tab. 8, próba 31). Miejscami obserwuje się zgodnie z foliacją smużyste skupienia fibrolitu i muskowitu korodujące biotyt oraz w partiach smużystych melanosomu dość liczny dysten. Ten ostatni tworzy zawsze drobne owalne reliktu w plagioklazie.

Leukosom ma charakter aplitoidu o barwie jasnoszarej, niemal białej, strukturze drobnoziarni-

stej (wielkość ziarn 0,5–2 mm) i teksturze bezładnej (pl. III, 2). Pospolite są, przypuszczalnie późne, strefy wyprasowania tektonicznego znaczone charakterystycznym agregatem kwarcowo-muskowito-fibrolitowym. Skała jest złożona z kwarcu, mikroklinu i plagioklazu (22% An). Całkiem podrzędnie występuje granat, muskowitz, syllimanit i biotyt, a miejscami stosunkowo duże (do 0,5 mm) relikty dystenu w plagioklazie oraz chlorytowe pseudomorfozy prawdopodobnie po kordierycie (tab. 8, próba 32). Skład leukosomu przypuszczalnie zależy od grubości jasnych warstewek. W cienkich laminach leukosomu nie obserwuje się skalenia potasowego, który w dużej ilości występuje w warstewkach grubych. Kwarc tworzy ziarna owoidalne w skaleniach oraz większe ksenoblasty. Plagioklaz jest wyraźnie korodowany przez mikroclin, co objawia się w postaci struktur myrmekitowych oraz obwódek albitowych na zresorbowanych owalnych wrostkach plagioklazu w skaleniu potasowym. Mikroclin jest pertytowy (pertyt typu „flame”) i wykazuje cienie kratki bliźniaczej. Granat tworzy duże (do 1 cm) ziarna bez oznak korozji. Dysten jest wyraźnie reliktowy, natomiast pozycja syllimanitu jest niejasna – jego asocjacja z późnym kwarcem i muskowitzem świadczy o stosunkowo młodym wieku. Oparty na obserwacjach strukturalnych szereg krystalizacyjny omawianego migmatytu nierównomiernie warstewkowego wygląda następująco:

melanosom

acs.m. – Kya – Gr – Bi – Q – Pl –
– Sil – Ms – Q ;

leukosom

acs.m. – Kya – Gr – Bi – Q – Pl – Mi –
– Sil – Ms – (Q).

Podobny typ migmatytów nierównomiernie warstewkowych występuje na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego w odsłonięciu Zg III. Melanosom tego migmatytu jest drobnoziarnistym gnejsem smużystym złożonym z kwarcu, plagioklazu (22% An), biotyty i mniejszej ilości granatu, muskowitzu i syllimanitu (tab. 8, próby 35 i 36). Leukosom ma postać warstewek o grubości od paru milimetrów do 25 cm, ułożonych w izoklinalne fałdy (fig. 7). Cienkie warstewki złożone są z kwarcu i plagioklazu, sporadycznie biotyty, granatu i syllimanitu. Natomiast w grubszych warstewkach znajduje się w dużej ilości mikroclin (około 25% objętości), a także reliktowy dysten i pseudomorfozy pinitu po kordierycie (pl. VI, 3–6).

Nietypowa skała, którą z wyglądu należałoby zaliczyć do migmatytów nierównomiernie warstew-

kowych, występuje w odsłonięciu WVC na wschód od Walimia. Jej melanosom jest typowym gnejsem łuseczkowym, a leukosom w formie warstewek o grubości około 2 cm jest złożony z kwarcu i plagioklazu oraz śladowych ilości granatu i muskowitzu (tab. 8, próby 33 i 34). W migmatycie tym obserwuje się stopniową zmianę wielkości ziarn w kierunku prostopadłym do laminacji, przypominającą frakcjonalne warstwowanie (pl. II, 4). Wraz ze wzrostem wielkości ziarn zmieniają się zależności strukturalne między kwarcem i plagioklazem. Przy małej wielkości ziarn mineralnych w skale kwarc tworzy ziarna owalne i kropłowe, subautomorficzne względem plagioklazu, a przy większej plagioklaz jest automorficzny względem kwarcu. Ponieważ proporcje ilościowe składników nie ulegają przy tym zmianie, wygląda na to, że wielkość ziarn może mieć decydujący wpływ na wykształcenie struktury skały.

Migmatyty o teksturach ptygmatytowych w Górach Sowich spotyka się razem z migmatytami nierównomiernie warstewkowymi w sąsiedztwie ciemnych gnejśów łuseczkowych i smużystych w Jugowicach (Jug I, Jug V), rzadko w innych miejscach w okolicy Zagórza Śląskiego i Walimia (np. Rz V).

Najlepiej wykształcone tekstury ptygmatytowe z Jugowic (Jug I) charakteryzują się niewielką liczbą warstewek leukosomu i ich nierównomiernym rozmieszczeniem w skale. Warstewki cienkie (0,5–2 cm) są intensywnie pofałdowane, a promienie fałdków ptygmatycznych są w nich bardzo małe. W grubszych warstewkach promienie fałdów są większe, a jedna z warstewek leukosomu, o grubości około 1 m, nie wykazuje pofałdowania, tylko plastyczne zgrubienia i przewężenia (fig. 6). Długość warstewek leukosomu jest na ogół duża, można je śledzić na całej długości odsłonięć, rzadko są widoczne kończące się żyłki. Granica między leukosomem i melanosomem jest bardzo wyraźna, często podkreślona monomineralną smużką biotyty o charakterze „restytu” lub otoczki reakcyjnej. W mikroskopie widać, że melanosom w sąsiedztwie leukosomu wykazuje niekiedy wyraźną smużystość. Tylko wąskie (do około 0,5–1 mm) partie melanosomu, bezpośrednio przylegające do leukosomu, są wciągnięte w fałdki ptygmatyczne, podczas gdy partie bardziej odległe nie biorą udziału w fałdach.

Migmatyty ptygmatytowe można uważać za teksturalną odmianę migmatytów nierównomiernie warstewkowych. Cechy strukturalne i skład mineralny obu odmian migmatytów są zupełnie podobne.

Migmatyty równomiernie warstewkowe i fałdowe

Migmatyty równomiernie warstewkowe i fałdowe, obok gnejsów luseczkowych i smużystych, należą do najbardziej rozpowszechnionych w Górach Sowich typów skał. Charakteryzują się one naprzemiennym ułożeniem cienkich (od paru milimetrów do około 1 cm, rzadko więcej) warstewek leukosomu i melanosomu. Rozmieszczenie warstewek w skale jest równomierne, a udział objętościowy leukosomu duży, często niewiele mniejszy niż melanosomu (pl. I, 3; pl. III, 5, 6).

Migmatyty równomiernie warstewkowe wykazują przejścia do migmatytów fałdowych. Obydwie odmiany odróżniają się jedynie odpowiednio prostolinijnym lub zafałdowanym ułożeniem jasnych i ciemnych warstewek. Struktury oraz skład mineralny i chemiczny opisywanych migmatytów warstewkowych i fałdowych są zupełnie podobne (tab. 8, próby 39–43).

Omawiane skały odsłaniają się m. in. nad Jeziorem Bystrzyckim (Lub I, Lub II, Lub III, Zg II, M VI), w rejonie Bystrzycy Górnej (Bys II, Bys IV) i Walimia (W XII). W ich sąsiedztwie obserwuje się często migmatyty o teksturach homofanicznych.

Typowy migmatyt równomiernie warstewkowy z nieczynnego łomu na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego (Zg II D) ma barwę szarą i wyraźnie wyodrębnione warstewki jasne i ciemne. Melanosom jest ciemnoszarym drobnoziarnistym gnejssem smużystym o teksturze kierunkowej, podkreślonej przez drobną laminację. Składa się z ciemnych, bogatych w biotyt lamin o grubości 0,5–3 mm, pooddzielanych silnie wydłużonymi soczewkowatymi smużkami kwarcowo-skalieniowymi o miąższości do 2 mm. Lamin jasne o większej grubości wizualnie wyodrębniają się już jako leukosom migmatytu.

Melanosom w mikroskopie ma strukturę drobnoziarnistą i równoziarnistą (wielkość ziarn waha się od 0,3 do 1 mm), ksenomorfowo-blastyczną, a teksturę wyraźnie kierunkową wskutek ułożenia biotyту w równoległe, mało zwarte smugi. W składzie melanosomu dominuje kwarc, plagioklaz i biotyt, a podrzędnie występuje granat i akcesorycznie cyrkon, apatyt i minerały nieprzezroczyste. Kwarc tworzy w większości ziarna ovoidalne, rzadziej większe ksenoblasty. Plagioklaz (około 24% An) ma postać ziarn ksenomorficznych i zawiera wrostki kwarcu, biotyту i granatu. Syllimanit, jako włóknisty fibrolit, występuje lokalnie w towarzystwie ksenomorficznego późnego kwarcu i koroduje biotyt.

Leukosom migmatytu ma postać długich warstewek z soczewkowatymi zgrubieniami i przewężeniami. Granica z melanosomem jest wyraźna, lecz nie obserwuje się melanokratycznych skupień biotyту czy innych nowych tworów mineralnych. Miejscami dwie lub trzy warstewki zlewają się, a między nimi biegną tylko bardzo cienkie, nieciągłe smużki biotyту. Leukosom ma strukturę średnioziarnistą (wielkość ziarn od 0,2 do 5 mm), hetero- i ksenomorfowo-blastyczną, a teksturę bezładną. Złożony jest głównie z kwarcu i plagioklazu, a w znikomej ilości występuje biotyt, granat, dysten i syllimanit oraz akcesorycznie cyrkon, apatyt i minerały nieprzezroczyste. Kwarc jest podobnie wykształcony, jak w melanosomie. Wykazuje oznaki silnej deformacji – faliste wygaszanie i kataklastyczne, mozaikowe agregaty. Plagioklaz (około 23% An) tworzy drobne subautomorficzne ziarna oraz większe, wyraźnie ksenomorficzne blasty. Mogą one reprezentować różne generacje tego minerału. W plagioklazach spotyka się drobne ziarna granatu oraz stosunkowo liczne, duże (do 0,5 mm), owalne wrostki dystenu lub pseudomorfozy muskowitu po nim (pl. VI, 5). Sporadyczny biotyt ma cechy identyczne jak w melanosomie. Syllimanit (fibrolit) tworzy gniazdowe skupienia w mozaikowym ksenomorficznym kwarcu. Pozycja fibrolitu w sukcesji mineralnej nie jest jednoznacznie sprecyzowana. Być może jest on wczesnym składnikiem, gdyż układa się równoległe do foliacji, ale otaczający go mozaikowy kwarc z pewnością zajmuje jedno z końcowych miejsc w szeregu krystalizacyjnym. Z obserwacji mikroskopowych wynika następujący szereg krystalizacyjny składników w opisywanych migmatytach równomiernie warstewkowych i fałdowych:

melanosom

acs.m. – Kya – Gr – Bi – (Q) – Pl –
– Sil – Ms – Q ;

leukosom – kolejność składników w szeregu podobna jak w melanosomie, lecz ciemne składniki odgrywają rolę zupełnie podrzędną, a dominuje zespół (Q) – Pl – Q.

Specyficzna odmiana migmatytów fałdowych występuje zawsze w sąsiedztwie nebulitów (np. w odsłonięciu Lub I nad Jeziorem Bystrzyckim i Pt V na zachód od Rościszowa). Skały te cechuje duża regularność w naprzemianległym ułożeniu lamin jasnych i ciemnych, ich stała i niewielka grubość (2–5 mm) oraz intensywne plastyczne sfałdowanie. Skały te mają barwę jasnoszary, strukturę drobnoziarnistą do średnioziarni-

stej. Niekiedy warstewki jasne i ciemne mają niewielką grubość, 1–2 mm, i wówczas budzą się wątpliwości, czy skały te można zaliczyć do migmatytów.

Melanosom ma postać cienkich warstewek o charakterze gnejsu łuseczkowego. Jego struktura jest drobnoziarnista (wielkość ziarn od 0,4 do 0,8 mm) i ksenomorfowo-blastyczna, a tekstura równoległa. W składzie dominuje kwarc, plagioklaz i biotyt, podrzędnie występuje granat, a akcesorycznie cyrkon, apatyt i minerały nieprzeźroczyste (tab. 8, próby 46 i 47). Kwarc jest w większości ksenomorficzny, silnie zdeformowany. Plagioklaz w tych skałach jest stosunkowo bogaty w anortyt (26–28% An). Granat w formie owalnych drobnych ziarn jest często otulony biotytem (pl. VII, 3, 4).

Leukosom ma strukturę średnioziarnistą i nierównoziarnistą (wielkość ziarn 0,5–5 mm), ksenomorfowo-blastyczną, a teksturę w zasadzie bezładną. Buduje go kwarc i plagioklaz o składzie podobnym jak w melanosomie, a sporadycznie występuje biotyt, syllimanit, muskowitz, granat, dysten oraz apatyt i minerały nieprzeźroczyste. Kwarc jest ksenomorficzny względem dużych ziarn plagioklazu. Plagioklaz zawiera wrostki kwarcu, biotyty i relikty dystenu (do 0,4 mm wielkości) i jest korodowany przez późniejszy muskowitz. Fibrolit i towarzyszący mu muskowitz tworzą skupienia snopkowe, nie zawsze równoległe do foliacji. Są one stowarzyszone z późnym intergranularnym kwarcem.

Ze stosunków strukturalnych między ziarnami mineralnymi wynika, że kolejność krystalizacji składników była w tych skałach podobna, jak w innych migmatytach równomiernie warstewkowych. Jednak opisywane skały cechuje nadzwyczaj silny ksenomorfizm ziarn kwarcu wskazujący, że główna masa tego minerału utworzyła się prawdopodobnie po krystalizacji plagioklazu. Cecha ta jest właściwa również sowiogórskim nebulitom.

INNE ODMIANY MIGMATYTÓW HETEROFANICZNYCH

Wśród sowiogórskich migmatytów, oprócz opisanych odmian warstewkowych oraz stowarzyszonych z nimi migmatytów ptygmatytowych i fałdowych, obserwuje się lokalnie inne tekstury heterofaniczne wyliczone przez Mehnerta (1968). Należą do nich tekstury: dikcjonitowa, agmatytowa, surreitowa, stiktolitowa i oftalmitowa.

Tekstury dikcjonitowe, zwykle nie najlepiej wykształcone, spotyka się w dolinie Bystrzycy wśród gnejsów smużystych (Ol III), migmatytów

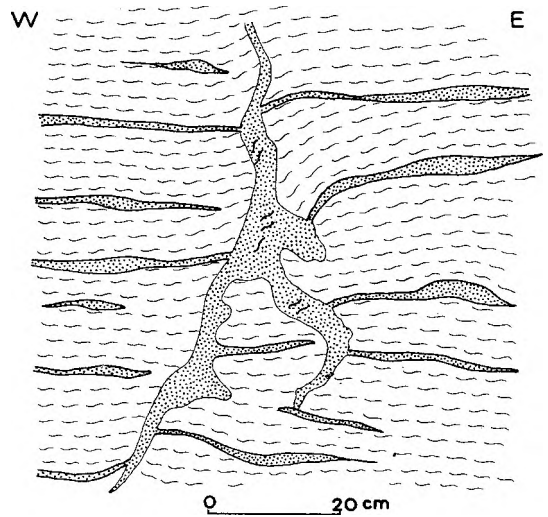


Fig. 8

Tekstura dikcjonitowa w migmatytach z Olszyna. Odslonięcie Ol III po północnej stronie szosy w Olszynie, na południe od drewnianego kościoła

Diktionitic texture in migmatite from Olszyniec. Exposure Ol III, northern side of the road in Olszyniec, south of a wooden church

warstewkowych i ptygmatytowych (Jug I, Jug VI) oraz migmatytów fałdowych towarzyszących nebulitom (Lub I). Żyłki leukosomu w dikcjonitach układają się wzdłuż fleksuralnych powierzchni przecinających pod dużym kątem foliację skał (fig. 8). Są one niezgodne z przebiegiem leukokratycznych smug i warstewek gnejsów smużystych i migmatytów warstewkowych, od których wydają się młodsze. Skała budująca niezgodne żyłki w dikcjonitach ma zwykle wygląd granitoidu o niektórych cechach typowych dla nebulitów.

Pozostałe z wymienionych odmian teksturalnych spotyka się jeszcze rzadziej. Agmatyty obserwuje się przy intruzyjnych granitoidach w rejonie Głuszycy i Walimia (Sp III, W VII B), tekstury surreitowe – tylko lokalnie w skałach o zróżnicowanej kompetencji (W XII), stiktolitowe – w gnejsach kordierytowych okolic Dzieńmorowic, a oftalmitowe – w niektórych gnejsach mikroklinowych.

NEBULITY MIGMATYTY W DUŻYM STOPNIU HOMOFANICZNE

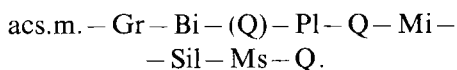
Cechą migmatytów tej grupy jest duży ilościowo udział materiału leukokratycznego o charakterze granitoidu. Melanosom odgrywa w nich rolę podrzędną i ma postać smug, szlirów, bochenkowatych brył lub słabo widocznych „cieni”. Postać melanosomu może być podstawą dalszej szczegółowej klasyfikacji teksturalnej tych skał.

Migmatyty tej grupy, zwłaszcza silnie homofaniczne, we wcześniejszych opracowaniach zwane były gnejsami z Potoczka (przez geologów niemieckich) lub gnejsami homofanicznymi (Grocholski 1967a i inni). Wydaje się, że bardziej odpowiednie jest tu użycie słowa migmatyt zamiast gnejs ze względu na obecność dwóch petrograficznie odrębnych części w skale. Natomiast połączenie terminu migmatyt z określeniem homofaniczny, mimo swego rodzaju sprzeczności nomenklaturowej, wydaje się słuszne, gdyż w sposób obrazowy oddaje specyficzną teksturę skały.

Migmatyty szlirowe

Ich cechą wyróżniającą jest wykształcenie melanosomu w postaci nieprawidłowych, mniej lub bardziej wyraźnych smug oraz duża ilość jasnego materiału homofanicznego o charakterze granitoidu. W takim ujęciu migmatyty szlirowe reprezentują, podobnie jak gnejsy smużyste, urozmaiconą grupę skał.

Jednym z typów migmatytów szlirowych są skały o wyglądzie zbliżonym do flebitów, w których duży udział ma granitoidowy leukosom w postaci różnej grubości smug rozdzielonych ciemnymi, szliropodobnymi skupieniami melanosomu (pl. IV, 1). Skały te towarzyszą flebitom, między innymi poniżej zamku Grodno w Zagórzu Śląskim (Zg I B). Granica między melanosomem i leukosomem jest w nich niewyraźna. Melanosom makroskopowo ma wygląd ciemnego gnejsu łusczkowego. Ma strukturę drobnoziarnistą, ksenomorfowo-blastyczną. Złożony jest prawie wyłącznie z biotytu i ksenomorficznych ziarn kwarcu. Sporadycznie występuje plagioklaz, granat i muskowitz. Leukosom nie jest jednorodny – są w nim smugi bogate w biotyt o większych blaszkach i mniej prawidłowo zorientowanych niż we właściwym melanosomie. Głównym składnikiem leukosomu jest ksenomorficzny, mocno zdeformowany kwarc i oligoklaz, w mniejszej ilości obecny jest mikroklin, biotyt i granat oraz syllimanit (fibrolit) i muskowitz (tab. 8, próby 37 i 38). Dwa ostatnie minerały miejscami korodują biotyt. Proces migmatytyzacji w opisywanej skale mógł być przyczyną bardzo silnej dyferencjacji składników i doprowadzić do niemal całkowitego odprowadzenia skaleni z melanosomu. Szereg krystalizacji składników w leukosomie jest następujący:

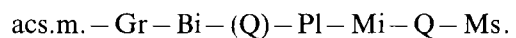


Innym typem migmatytów, który można zaliczyć do omawianej grupy, są skały niemal homofaniczne, w których miejscami zaznacza się niewyraźna tekstura flebitowa, smużysta lub słojuwa. Partie skały z zaznaczoną teksturą kierunkową lub laminacją można traktować jako melanosom, a partie homofaniczne jako leukosom migmatytu. Do skał tych pasuje również określenie granitognejsy z uwagi na słabo zaznaczoną teksturę kierunkową. Tego typu migmatyty szlirowe obserwuje się między innymi w rejonie Walimia (odsłonięcie Tsz III, W I, W II, W V i inne).

W skałach na południowym stoku Babiego Kamienia (Tsz III) odsłaniają się nebulity, w których główną masę stanowi materiał granitoidowy (leukosom), a w nim obserwuje się jakby „cienie” zatartych tekstur flebitowych (melanosom).

Partie o strukturze flebitowej nie mają ostrych granic i „rozpływają” się w homofanicznym tle (pl. IV, 2). Mają one strukturę średnioziarnistą (wielkość ziarn 1–3 mm) i wyraźną drobną laminację przypominającą miejscami teksturę słojuwa. Grubość lamin ciemnych wynosi około 1 mm, a jasnych 1,5–5 mm. Te partie skały są zbudowane z owoidalnych ziarn kwarcu, ksenomorficznego oligoklaz i biotytu tworzącego zwarte smugi. Podrzednie występuje mikroklin z bardzo niewyraźną kratką bliźniaczą. Tworzy on małe ksenomorficzne ziarna korodujące plagioklaz i kwarc. W małej ilości występuje wtórny muskowitz.

Partie homofaniczne omawianych migmatytów są bardziej gruboziarniste (wielkość ziarn około 3 mm), mają wyraźnie hipautomorfowo-blastyczną strukturę, a teksturę słabo kierunkową. Budują je ksenomorficzne ziarna kwarcu, typowo automorficzne plagioklasy (około 30% An) i hipautomorficzne blasty mikroklinu. Ponadto występuje biotyt w postaci pojedynczych, niemal bezładnie ułożonych blaszek zepchniętych w interstycja. Zwraca uwagę automorfizm skaleni (również mikroklinu) względem kwarcu oraz obecność młodego, korodującego mikroklin muskowitzu. Szereg krystalizacyjny składników w partiach homofanicznych omawianych migmatytów szlirowych wygląda następująco:



Do migmatytów szlirowych należy zaliczyć także typowe dla tej grupy skały homofaniczne ze smużystymi, bogatymi w biotyt szlirowymi. Odsłaniają się one między innymi na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego (Lub III) razem z migmatytami bryłowymi.

Migmatyty bryłowe

Jest to odmiana migmatytów bardzo charakterystyczna dla północnej i środkowej części Gór Sowich. Wyróżnia się ona obecnością w homofanicznej masie leukosomu owalnych bochenkowatych form melanosomu, reprezentowanych przez flebity lub gnejsy. Granice bochenkowatych wtrąceń są zazwyczaj bardzo ostre. Wokół nich obserwuje się szlirowate smugi biotytowe. Formy te osiągają wielkość od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Foliacja i lineacja w sąsiadujących ze sobą „bochenkach” wykazują różną orientację, czasem blisko położone fragmenty mają foliację zorientowaną prostopadle. Wszystkie te cechy makroskopowe świadczą o dużej plastyczności środowiska, w którym tworzyły się te migmatyty.

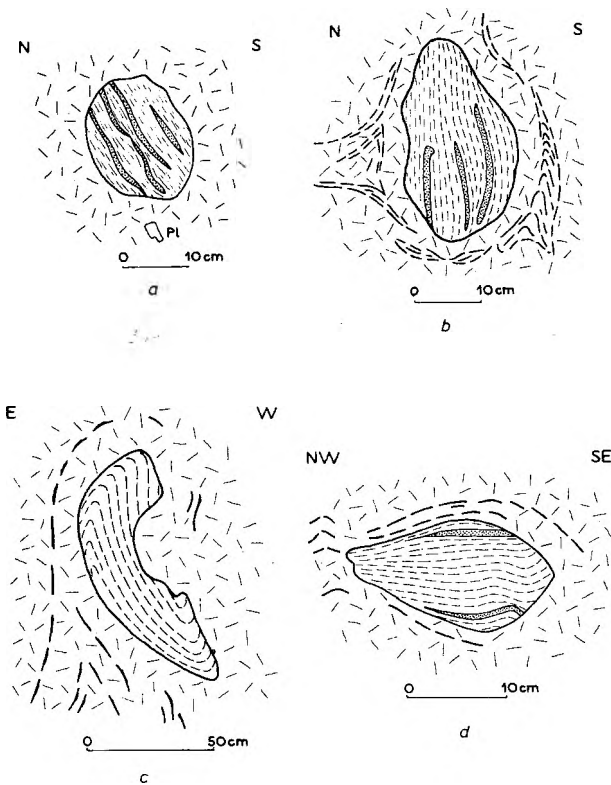


Fig. 9

Bochenkowate formy migmatytów warstewkowych (flebitów) i gnejsów w migmatytach homofanicznych (nebulitach); grubą przerywaną kreską zaznaczono szlirowe skupienia biotytu
a, b – odsłonięcie Lub III na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego. 300 m na S od zapory; *c, d* – odsłonięcie Pt IV po południowej stronie szosy z Rościszowa do Walimia, 1,1 km na zachód od Rościszowa

Loaf-shaped bodies of layered migmatites (phlebitic) and gneisses in homophanous migmatites (nebulitic); thick dashed line – schlieric concentrations of biotite

a, b – exposure Lub III northern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake. 300 m south of a dam; *c, d* – exposure Pt IV southern side of the road from Rościszów to Walim, 1100 m west of Rościszów

Odsłonięcia migmatytów bryłowych znajdują się między innymi nad Jeziorem Bystrzyckim (Lub III), w Bystrzycy Górnej (Bys I) i Potoczku (Pt I, Pt IV). Typowe tekstury tych migmatytów są pokazane na figurze 9. Melanosom migmatytów bryłowych mogą tworzyć ciemne drobnoziarniste gnejsy łuseczkowe lub smużyste, bogate w biotyt i kwarc, z podrzędną ilością plagioklazów oraz granatu i minerałów akcesorycznych. Zwraca uwagę duża zawartość anortytu w plagioklazach (30–40%). Dość pospolite są również bochenkowate wtrącenia migmatytów o teksturach flebitowych (tab. 8, próba 45). Skały te sprawiają wrażenie restytów, z których w dużym stopniu zostały odprowadzone składniki jasne, zwłaszcza skalenie (pl. VIII, 6). Na granicy melanosomu częste są smużki biotytu o charakterze restytu. W migmatytach bryłowych nad Jeziorem Bystrzyckim występują szlirowe smugi bogate w biotyt i apatyt (pl. VIII, 5). Jako wtrącenia w omawianych migmatytach spotyka się ponadto skały wapienno-krzemianowe złożone z kwarcu i granatu (odsłonięcie Pt II; pl. XII, 6). Grocholski (informacja ustna) notował w nich owalne, często w znacznym stopniu wypłukane, wtrącenia wapieni krystalicznych.

Leukosom migmatytów bryłowych jest skałą o strukturze i składzie granitoidu. W miejscach, gdzie skała jest jednorodna i nie zawiera wtrąceń melanosomu, przybiera ona postać klasycznego granitoidu określanego tu nazwą migmatytu homofanicznego. Opis tych skał jest podany poniżej.

Migmatyty homofaniczne

Stosunkowo duże masy bardzo jednorodnych skał granitoidowych odsłaniają się w rejonie Potoczka, na zachód od Rościszowa (Pt II i inne). Mają one barwę jasnoszarą, strukturę średnioziarnistą i równoziarnistą (przeciętna wielkość ziarn 2–3 mm), teksturę masywną (pl. I, 4). Już makroskopowo dostrzega się znamienne dla tych skał automorfizm skalenia. W mikroskopie skała wykazuje strukturę hipautomorficzną i tu też zwraca uwagę nadzwyczaj wyraźny automorfizm i izometryczność plagioklazów. W składzie dominuje kwarc i plagioklaz, mniejszą rolę odgrywa biotyt, a lokalnie spotyka się pokaźne ilości mikroklinu (Lub III, Pt II), granatu (Pt IV) i muskowitu (tab. 8, próby 48–53).

Plagioklaz jest zawsze bogaty w anortyt (30–40% An). Tworzy ziarna izometryczne, automorficzne względem dużych, zdeformowanych ziarn kwarcu (pl. VIII, 3). Biotyt tworzy poje-

dyncze blaszki o różnej orientacji i dostosowuje swoje położenie do granic kwarcu i skaleni (jest jakby w interstycjach; pl. VII, 5). Granat tworzy drobne wrostki w skaleniach oraz większe, do 3 cm, ziarna. Prawdopodobnie należy do najstarszych składników. Szereg krystalizacyjny składników w migmatytach homofanicznych przedstawia się następująco:

acs.m. – Gr – Bi – Pl – (Q) – Mi – Ms – Q.

Godna podkreślenia jest obecność mikroklinu w nebulitach z odsłonięcia Pt II i Lub III. Skaleń alkaliczny zajmuje podobną pozycję jak plagioklaz lub tworzy większe krystaloblasty, korodujące starsze składniki (pl. VIII, 2). Zawiera owalne zresorbowane wrostki plagioklaz i biotyty. W tych samych odsłonięciach plagioklasy nebulitów wykazują wyraźnie normalną zonalność (odsłonięcie Lub III – jądra ziarn około 31% An, brzegi około 27% An), czasem z rekurencją pasów (pl. VIII, 3 i 4).

Rzeczą znaną jest występowanie w sąsiedztwie nebulitów charakterystycznej drobnowarstewkowej odmiany migmatytów fałdowych. Nie wykluczone, że nebulity rozwinęły się ze skał zbliżonych składem i strukturą do wymienionych migmatytów fałdowych.

Niektóre z przedstawionych cech nebulitów wskazują na plastyczne środowisko oraz na stosunkowo szybką krystalizację, która umożliwiła zachowanie się budowy pasowej w plagioklazach.

SZCZEGÓLNE ODMIANY MINERALNE GNEJSÓW I MIGMATYTÓW

Klasyfikacja skał sowiogórskich pod względem składu mineralnego jest krótko omówiona w jednym z poprzednich rozdziałów. Spośród odmian mineralnych gnejsów i migmatytów na szczególną uwagę zasługują odmiany: mikroklinowa, syllimanitowa i kordierytowa. Wydzielenia mineralne częściowo pokrywają się z odmianami teksturalnymi gnejsów i migmatytów.

GNEJSY MIKROKLINOWE

Gnejsy o dużej zawartości mikroklinu znane były od dawna z czterech wąskich stref równoległych do południowo-zachodniego brzegu Gór Sowich. Różne były poglądy na ich genezę i stąd określano je różnymi nazwami. Dathe (1904a) skały te nazwał gnejsami oczkowymi, mimo że tekstury oczkowe nie są w tych skałach pospolite, a inni geolodzy niemieccy określali je mianem ortognejsów (Finckh 1924a, b; Meister i Fischer

1935). Nazwa ta była też początkowo używana przez Smulikowskiego (1952) i Polańskiego (1955). Wiele uwagi poświęcił tym skałom Grocholski nazywając je granitognejsami lub gnejsami mikroklonowymi. Szczegółowe badania petrologiczne nad nimi przeprowadził Morawski (1963a, b), który określił je jako gnejsy mikroklonowe serii oczkowej. Według badań Morawskiego i Grocholskiego gnejsy mikroklonowe serii oczkowej są w większości paragnejsami utworzonymi wskutek synkinematycznej metasomatozy i blastezy mikroklonowej. Autor tej pracy proponuje w odniesieniu do omawianych skał używanie prostej nazwy gnejsy mikroklonowe lub odpowiednich określeń teksturalnych (np. gnejsy słojuowe, gnejsy oczkowe, gnejsy grubosoczewkowe).

Poza wspomnianą serią oczkową, gnejsy o podwyższonej zawartości mikroklinu były też notowane w innych miejscach, np. dwuluszczkowe gnejsy mikroklonowe na Piaskowej Górze w Wałbrzychu i na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego (Grocholski 1967a). Badania terenowe i mikroskopowe autora tej pracy pozwoliły ustalić nowe miejsca występowania sporych mas słojuowych gnejsów mikroklonowych w rejonie Jugowic (Jug III) i Zagórza Śląskiego (równoleżnikowy pas między odsłonięciami Zg I A i Zg VII; Kryza 1976, 1977a). Ponadto, jak wcześniej w niektórych odsłonięciach stwierdził Morawski (1973), mikroklon jest jednym z głównych składników leukosomu migmatytów warstewkowych (migmatyty nierównomiernie warstewkowe i ptygmatytowe), niektórych gnejsów homofanicznych (Lub III, Tsz III, Pt II) oraz granitoidów intruzyjnych z rejonu Walimia i Głuszycy.

We właściwych gnejsach mikroklonowych (z wyłączeniem migmatytów, granitoidów itd.) obserwuje się trzy podstawowe rodzaje tekstury:

- słojuową,
- oczkową,
- grubosoczewkową.

Lokalnie, przy małej zawartości biotyty, tekstura kierunkowa jest niewyraźna i skała ma charakter granitognejsu.

Mineralogia gnejsów mikroklonowych jest bliżej opisana w rozdziale o odmianach teksturalnych gnejsów. Z obserwacji mikroskopowych na uwagę zasługuje kilka znamienych cech opisywanych skał. Mianowicie, w odmianach drobnoziarnistych i średnioziarnistych mikroklon często zajmuje w skale pozycję podobną, jak inne główne składniki (np. plagioklaz), to znaczy tworzy drobne, izometryczne, niekiedy automorficzne ziarna. Takie wykształcenie mikroklinu jest raczej sprzeczne

z możliwością jego powstania przez metasomatozę. Tylko w niektórych odmianach gnejsów mikroklonowych, zwłaszcza w gruboziarnistych gnejsach oczkowych, blasty mikroklinu są duże, rozczłonowane i korodują wcześniej utworzone składniki (zresorbowany biotyt i kwarc, plagioklaz z obwódkami albitowymi, struktury myrmekitowe). Ale i te cechy, chyba niezupełnie słusznie uznawane za oznaki metasomatozy, nie stanowią zdaniem autora pewnego dowodu na doprowadzenie potasu z zewnątrz. Takie bowiem wykształcenie mikroklinu jest typowe dla wielu skał, nawet takich, w których metasomatyczne doprowadzenie alkaliów w stosunkowo późnym okresie ich rozwoju jest mało prawdopodobne (np. warstwowe leukosomy stromatytów w Jug I oraz wiele intruzji granitowych).

Z drugiej strony zwraca uwagę fakt nadzwyczaj silnej deformacji tektonicznej gnejsów mikroklonowych, objawiającej się falistym wygaszaniem kwarcu, wygięciem blaszek łyszczyków i lamel bliźniaczych skaleni, a nawet kataklazą. Znamienne, że tak intensywna deformacja cechuje też granitoidy intruzyjne z rejonu Głuszycy i Wielkiej Sowy, które również są bogate w mikroklin. Intensywna deformacja tektoniczna nasuwa przypuszczenie o szczególnej pozycji gnejsów mikroklonowych względem dużych struktur tektonicznych.

Inną cechą zasługującą na uwagę jest stosunkowo duża jednorodność i monotonia gnejsów mikroklonowych pod względem struktur, tekstur i składu mineralnego. Rzadkie są wśród nich wtrącenia innych skał (np. gnejsy masywne, a według Grocholskiego (1967a) również amfibolity i skały wapienno-krzemianowe) i prawie w ogóle nie obserwuje się w nich tekstur typowych dla migmatytów.

W świetle powyższych rozważań, zdaniem autora, metasomatyczna geneza mikroklinu w skałach sowiogórskich nie wszędzie jest w pełni udowodniona, chociaż niektóre fakty zdają się ją potwierdzać. Jest możliwe, że gnejsy mikroklonowe już pierwotnie były zasobne w K_2O , a późniejsze procesy metasomatozy mogły spowodować tylko lokalną mobilizację potasu i blastezę skaleniową. Morawski (1963a) uważa, opierając się na wnikliwych rozważaniach chemicznych, że gnejsy mikroklonowe wykazują znaczne pokrewieństwo z innymi odmianami gnejsów sowiogórskich, a z drugiej strony skład ich różni się istotnie od średnich składów kwaśnych skał magmowych. Według tego autora wskazuje to na pierwotnie osadowy charakter skał wyjściowych.

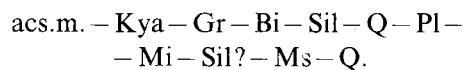
GNEJSY SYLLIMANITOWE

Syllimanit w skałach sowiogórskich jest bardzo pospolity. Skały, w których nagromadzenie tego minerału jest duże, określa się mianem gnejsów syllimanitowych (fibrolitowych). Wśród nich można wyróżnić dwie odmiany teksturalne (August, Kryza, praca w druku): gnejsy fibrolitowe o teksturze guzkowej (nodularnej) i gnejsy fibrolitowe łuseczkowe (o teksturze bezguzkowej).

Pierwszy typ gnejsów syllimanitowych występuje na obszarach wydzielonych kartograficznie jako gnejsy fibrolitowe. Spotyka się je między innymi w rejonie Moszny i Włodarza między Głuszcą i Walimiem (Gł I, W XI B, W IX i in.) oraz na przedpołu Gór Sowich. Są to skały popielatoszare, drobnoziarniste, o charakterystycznej teksturze drobnosoczewkowej – guzkowej, ze słabo zaznaczoną foliacją. Złożone są z kwarcu, oligoklazą (około 20% An), czasem pokaźnej ilości mikroklinu oraz biotyту, fibrolitu i muskowitu, a także granatu i składników akcesorycznych (dysten, apatyt, cyrkon i minerały nieprzeźroczyste; tab. 8, próby 15–19). Fibrolit wraz z kwarcem buduje guzki opłynięte równoległe ułożonymi blaszkami biotyту (pl. X, 3). Forma guzków i ich zgodne ułożenie względem foliacji i plastycznych fałdów świadczą o stosunkowo wczesnym wykształceniu tekstur guzkowych w czasie lub przed migmatytyzacją.

Gnejsy syllimanitowe o teksturze łuseczkowej są trudniejsze do makroskopowego wydzielenia w terenie. Brak w nich charakterystycznych guzków, a jedynie na zwietrzałych powierzchniach spękań i foliacji obserwuje się brodawkowate narosta zdradzające obecność syllimanitu.

Są to skały o barwie jasnoszarej i składzie mineralnym zbliżonym do składu gnejsów o teksturze guzkowej. Dominuje w nich ksenomorficzny kwarc i ksenomorficzny lub hipautomorficzny oligoklaz (15–20% An). W mniejszej ilości występuje biotyt, mikroklin, fibrolit, granat, czasem dysten, akcesorycznie apatyt, cyrkon i minerały rudne. Fibrolit tworzy wydłużone agregaty, równomierne rozmieszczone w skale i razem z biotytem podkreślające foliację. Biotyt ulega często fibrolityzacji i muskowityzacji. W plagioklazach spotyka się drobne owalne relikty dystenu, a w agregatach fibrolitowych źle zachowane ziarna przypominające andaluzyt. Szereg krystalizacyjny dla gnejsów syllimanitowych wygląda następująco:



Specyficzną odmianą skał, które należy zaliczyć do gnejsów syllimanitowych, są jasne drobnoziarniste gnejsy z rejonu Poniatowa i Dziećmorowic (Pn I, Pdl III) nazywane dawniej granulitami. Wydaje się, że lepszą dla nich nazwą jest określenie leukognejsy syllimanitowe. Są to skały o barwie jasnoszarej, bardzo ubogie w składniki ciemne. Złożone są z kwarcu, skalenia potasowego, oligoklaz (około 16% An) i „węzłków” fibrolitu. Podrzednie występuje biotyt i granat (pl. XI, 2).

Syllimanit w roli składnika pobocznego występuje ponadto w wielu innych odmianach gnejsów i migmatytów Gór Sowich, gdzie jest wykształcony podobnie, jak w opisanych gnejsach fibrolitowych o teksturze łusczkowej (pl. VI, 1; pl. X, 4 i 5). Spotyka się go też w postaci specyficznych agregatów określanych przez Augusta i Kryżę (praca w druku) mianem „stref fibrolitowo-muskowitowo-kwarcowych”. Strefy te, zwykle niezgodne z foliacją i laminacją, są przypuszczalnie młodsze od tekstur gnejsów guzkowych i łusczkowych. Występują one w różnych odmianach teksturalnych gnejsów i migmatytów, w tym również w nebulitach i granitoidach intruzyjnych. Prawdopodobnie syllimanit w skałach Gór Sowich utworzył się w co najmniej dwóch różnych etapach metamorfizmu.

GNEJSY KORDIERYTOWE

Zasięg występowania gnejsów kordierytowych jest w zasadzie ograniczony do rejonu Dziećmorowic oraz obszaru na południe i wschód od tej miejscowości, po dolinę Bystrzycy. Skały te odsłaniają się między innymi w punktach Pdl III, Dz II, Dz VII, Bys I, Bys II D. Pseudomorfozy pinitowe po kordierycie, nie zawsze całkiem pewne, obserwuje się też w leukosomie stromatytów z Jugowic (Jug I) i Zagórza Śląskiego (Zg III, Zg VI) oraz w nebulitach nad Jeziorem Bystrzyckim (Lub III). Kordieryt jest także głównym składnikiem pegmatytu przecinającego serpentynity w odsłonięciu Lub II obok zapory w Lubachowie (Kryza 1977b).

Gnejsy kordierytowe, w przeciwieństwie do mikroklinowych i syllimanitowych, nie mają tak charakterystycznych cech strukturalnych i teksturalnych, a przy tym kordieryt jest w nich makroskopowo trudno dostrzegalny i stąd w terenie skały te niełatwo zidentyfikować.

Dla gnejsów kordierytowych typowe są w zasadzie dwie odmiany teksturalne: smużysto-szlirowa oraz nebulitowa. Czasem obserwuje się tekstury stiktolitowe.

Gnejsy kordierytowe o teksturach smużystych

i szlirowych, częściowo homofanicznych, odsłaniają się między innymi na południe od szczytu Klasztorzysko (Pdl III). Są to skały o barwie ciemnoszarej z charakterystycznym, zielonym odcieniem, średnioziarniste, o teksturze smużystej. W mikroskopie wykazuje strukturę ksenomorfolub hipautomorfolub-blastyczną z przerostami reakcyjnymi ziarn mineralnych. Zdyferencjowanie przestrzenne składników jest niewielkie – biotyt jest ułożony w nieprawidłowe smużki (pl. XI, 1). Ze składników jasnych występuje kwarc i plagioklaz (22% An), a spośród licznych minerałów ciemnych przeważa biotyt, kordieryt i granat. Ponadto pospolity jest syllimanit i grudki minerałów nieprzeźroczystych, a także stosunkowo duże, reliktowe wrostki dystenu w plagioklazach (tab. 8, próby 20 i 21). Biotyt i granat są często otoczone przez kordieryt. Syllimanit tworzy włókniste skupienia otulone kordierytem lub tkwiące w żyłkopodobnych formach plagioklaz, które zdają się korodować kwarc i inne starsze składniki. Plagioklaz jest w większości subautomorficzny względem kwarcu. Sekwencja krystalizacji ciemnych minerałów jest łatwa do odtworzenia:



Natomiast odniesienie jej do składników jasnych jest trudne z uwagi na skomplikowane stosunki strukturalne między kordierytem a kwarcem i plagioklazem. Kordieryt tworzy zwykle świeże ziarna, często subautomorficzne względem kwarcu i plagioklaz, a równocześnie zawiera owalne wrostki tych minerałów.

Nebulity kordierytowe ze świeżym kordierytem spotkał autor w odsłonięciach Dz VII G na wschód od Dziećmorowic i Bys I między Bystrzycą Górną a Lubachowem (pl. XI, 2). Są to jasne skały o teksturze homofanicznej, średnioziarniste lub gruboziarniste (wielkość ziarn od 1 do 5 mm i więcej). Kordieryt występuje w nich tylko lokalnie w formie gniazdopodobnych skupień. W sąsiedztwie nagromadzeń kordierytu liczny jest tylko kwarc, a pozostałe składniki nebulitu – plagioklaz, biotyt, muskowit i granat – występują w małej ilości (tab. 8, próby 22–24). Kordieryt tworzy częściowo spinityzowane, duże ksenoblasty, mocno rozgałęzione, opływające subautomorficzne ziarna plagioklaz i kwarcu. Zawiera owoidalne wrostki kwarcu oraz biotyty. Biotyt tworzy nieliczne masywne blaszki na brzegach, zwłaszcza na styku z kordierytem, otoczone strzępiastym muskowitem. Nie wydaje się, aby kordieryt tworzył się głównie kosztem biotyty.

Sowiogórskie gnejsy kordierytowe, ze względu

na urozmaicone paragenezy i zachowane struktury reakcyjne, są skałami mogącymi dostarczyć wielu informacji o petrogenizie skał bloku sowiogórskiego. Wymagają one dalszych szczegółowych badań.

NIEKTÓRE SKAŁY TOWARZYSZĄCE

GRANULITY

Granulity Gór Sowich tworzą trzy niewielkie wystąpienia: na zachód od Zagórza Śląskiego, na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego oraz w Bystrzycy Górnej. Mniej typowe odmiany tych skał były zaznaczone na mapach również w okolicy Poniatowa i Lutonii. Granulity z Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej były przedmiotem szczegółowych badań Polańskiego (1955), następnie Juskowiaka i Ryki (1960). Na temat ich genezy wypowiadali się również Grocholski (1967a) i Morawski (1973).

Przykładowo, granulity znad Jeziora Bystrzyckiego (odsłonięcie Lub IV) mają barwę jasnoszarą z odcieniem brunatnym, strukturę drobnoziarnistą, teksturę kierunkową wywołaną równoległym ułożeniem jaśniejszych i ciemniejszych smug. W mikroskopie wykazują one strukturę porfiroblastyczną (pl. XII, 1). W składzie dominuje kwarc o ziarnach silnie wydłużonych, soczewkowatych, oligoklaz (około 25% An), skałen alkaliczny bez kratki mikroklinowej i przerostów pertytowych i granat. Dość pospolity jest dysten, a akcesorycznie występują: rutil, apatyt, cyrkon i minerały rudne (tab. 8, próby 66–73). Nieliczny biotyt i muskowit mają charakter minerałów wtórnych, diaforycznych. Otaczają one granat lub dysten, a muskowit tworzy też pseudomorfozy po dystenie.

Słuszna wydaje się koncepcja Polańskiego (1955) oraz Juskowiaka i Ryki (1960), według której granulity sowiogórskie reprezentują paragenę utworzoną w warunkach wysokiego stopnia metamorfizmu, powyżej równowagi reakcji



Ten etap metamorfozy charakteryzowało wysokie ciśnienie sprzyjające utworzeniu dystenu, a nie syllimanitu. Obecność dystenu w wielu odmianach gnejsów i migmatytów świadczy, że kompleks sowiogórski osiągnął warunki wysokiego stopnia metamorfizmu w przedziale wysokociśnieniowym. Reliktowy charakter dystenu w gnejsach świadczy o tym, że w okresie późniejszym nastąpiła kolejna metamorfoza przy niższych ciśnieniach lub wyższych temperaturach, a więc w warunkach,

w których dysten przestał być trwały, a w jego miejsce utworzył się syllimanit. Granulity przeżyły ten kolejny etap metamorfozy jako elementy metastabilne chyba dzięki małej zawartości wody niezbędnej do przebudowy skały.

Charakterystyczny jest brak oznak migmatytyzacji i dyferencjacji składników w granulitach sowiogórskich. Jest to typowe dla większości granulitów na świecie (Mehnert 1968). Oporność tych skał na procesy migmatytyzacji tłumaczy się również małą zawartością wody i brakiem uwodnionych minerałów, co przy wysokich temperaturach utrudnia nadtapianie skał, rekrytalizację itp.

AMFIBOLITY I SKAŁY POKREWNE

Jest to bardzo urozmaicona grupa skał tworzących drobne, zwykle soczewkowate wtrącenia wśród gnejsów i migmatytów. Były one przedmiotem szczegółowych badań mikroskopowych Polańskiego (1955), który wyróżnił:

– paraamfibolity – skały bardzo drobnoziarniste złożone z hornblendy, biotyту, plagioklazu, kwarcu i granatu;

– amfibolity granatowe – o wykształceniu diablastycznym, złożone z hornblendy i granatu, z podrzędną ilością plagioklazu i kwarcu; z nimi stowarzyszone są gnejsy hornblendowe – jaśniejsze, zawierające więcej plagioklazu, kwarcu oraz biotyту;

– amfibolity o strukturze granoblastycznej – średnioziarniste skały złożone z hornblendy, plagioklazu i kwarcu oraz podrzędnie granatu i piroksenu;

– skały piroksenowo-amfibolowe – bez jasnych składników (według Grocholskiego 1967a – piribolity).

Obok piroksenowo-amfibolowych piribolitów spotyka się niekiedy podobne wtrącenia skał amfibolowo-biotytowych. Wspomina o nich Grocholski (1967a). Autor spotkał je w odsłonięciu Zg VI na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego.

Według Polańskiego (1955) w niektórych amfibolitach zachowała się paragenesa właściwa dla facji granulitowej (diopsyd, hipersten). Ma ona charakter metastabilny i w dużym stopniu uległa diaforycznym przeobrażeniom w warunkach facji amfibolitowej. Zdaje się, że część amfibolitów badanych przez Polańskiego została później zaliczona przez Morawskiego do hiperytów.

Amfibolity sowiogórskie są różnicowane nie tylko pod względem składu, struktur i tekstur, lecz także – jak sądzą między innymi Grocholski (1967a) i Morawski (1973) – pod względem wie-

ku. Są wśród nich amfibolity pochodzenia niewątpliwie osadowego, zawierające wkładki wapieni krystalicznych (pl. XII, 3 i 5), a także ortoamfibolity z wyraźnymi relikdami struktur skał magmowych. Z badań Morawskiego wynika, że niektóre najmłodsze amfibolity sowiogórskie są słabo zmienionymi hiperytami.

W amfibolitach obserwuje się lokalne wydzielania jasnych żyłek i smug mające być może związek z migmatyzacją. Zdaniem Polańskiego (1955) część gnejsów hornblendowych mogła powstać przez migmatyzację amfibolitów, o czym mają świadczyć stopniowe przejścia amfibolitów w gnejsy „na skutek infiltracji żyłek kwarcowych”.

W amfibolicie z Kruczej Skały w Bystrzycy Górnej (Bys I) obserwuje się leukokratyczne warstewki zgodne z foliacją, o długości do kilku metrów widocznej w odsłonięciu i grubości około 2 cm. Amfibolit jest złożony wyłącznie z brunatnej hornblendy, zasadowego andezynu (45% An) oraz niewielkiej ilości biotyty. Leukokratyczne żyłki mają bardzo ostre granice, a budująca je aplitoidowa skała o strukturze średnioziarnistej jest zbudowana z kwarcu i plagioklastu o wyraźnej inwersyjnej zonalności – jądra ziarn zawierają około 30% An, a brzegi około 33% An. Jest to swoisty rodzaj migmatytu, którego melanosomem jest amfibolit, a leukosomem aplitoidowa skała. Odmienność składu mineralnego leukosomu i amfibolitu, a także ich cechy morfologiczne przemawiają za intruzyjnym, a nie dyferencyjnym pochodzeniem lamin leukokratycznych (Kryza 1978).

Leukokratyczne żyłki obserwuje się też w amfibolitach z innych odsłoneń w dolinie Bystrzycy (Ol III, Jug I, Jug V) i w rejonie Modliszowa (Mdl I, ZL I). Miejscami są one podobne do opisanych z Kruczej Skały, lecz niekiedy mają charakter nieprawidłowych jasnych smug i wówczas podana wyżej interpretacja ich genezy jest mało prawdopodobna (pl. XII, 4).

W amfibolitach z Jugowic (Jug V) są żyłki kwarcowe ptygmatycznie pofałdowane (pl. III, 3). Żył kwarcowych nie można oczywiście uznać za produkt migmatyzacji, jest to zatem jeszcze jedno potwierdzenie faktu, że fałdy ptygmatyczne nie są dowodem migmatyzacji, lecz przede wszystkim następstwem odpowiedniego zróżnicowania kompetencji fałdowanych skał.

WAPIENIE KRystaliczne I SKAŁY WAPIENNO-KRZEMIANOWE

Wapienie krystaliczne mają bardzo niewielkie rozprzestrzenienie w Górach Sowich. Tworzą one

małe, zwykle do kilkudziesięciu centymetrów miąższości, soczewkowate wkładki w amfibolitach i gnejsach pomiędzy Lutomią i Bielawą oraz nieco na północ od zapory na Bystrzycy (Grocholski 1967a). Wkładki wapieni w amfibolitach można obserwować również nad Jeziorem Bystrzyckim, w odsłonięciach Lub II (Kryza 1977b) i Zg II C (Żelaźniewicz – informacja ustna).

Stosunek wapieni do otaczających je skał można prześledzić w odsłonięciu Zg II C na południowym brzegu jeziora. W otoczeniu średnioziarnistych migmatytów o teksturach flebitowych znajduje się tam wkładka ciemnych skał z przelawieniami wapieni krystalicznych. W obrębie wkładki można rozróżnić:

- ciemne, drobnoziarniste, granoblastyczne gnejsy hornblendowe, złożone z zasadowego oligoklastu (około 25% An) i kwarcu oraz niewielkiej ilości minerałów ciemnych – hornblendy i pobiotytyowego chlorytu; podrzędnie występuje granat i tytanit;

- ciemne, drobnoziarniste, granoblastyczne amfibolity złożone prawie wyłącznie z zielono-brunatnej hornblendy i zsercytyzowanego plagioklastu;

- wkładki i smugi węglanowe ze stopniowymi przejściami do amfibolitów; są one zielono-białe, średnioziarniste, złożone z nadzwyczaj silnie zsercytyzowanego plagioklastu, kalcytu, jednoskośnego piroksenu (diopsyd?), tytanitu i apatyty.

Osadowe lub piroklastyczno-osadowe pochodzenie wkładki skał amfibolowo-węglanowych nie może budzić wątpliwości.

Skały wapienno-krzemianowe Gór Sowich były przedmiotem wnikliwych studiów petrologicznych Hentschela (1943). Wiele nowych miejsc ich występowania podał później też Grocholski (1967a, 1969, *Przewodnik geologiczny po Sudetach*). Skały te tworzą bardzo charakterystyczne owalne i wrzecionowate wtrącenia, o rozmiarach rzadko przekraczających 1 metr średnicy, wśród różnych odmian gnejsów i migmatytów.

Pospolita odmianą skał wapienno-krzemianowych są drobnoziarniste skały kwarcowo-granatowe (pl. XII, 6). Autor obserwował je między innymi w formie bochenkowatych wtrąceń w nebulitach z Potoczka (Pt II). Paragenety skał wapienno-krzemianowych są niekiedy urozmaicone. Przykładowo w Olszyńcu (Ol I) odsłania się półmetrowej wielkości „budina” skały o strukturze bardzo drobnoziarnistej, złożonej z kwarcu, małej ilości plagioklastu oraz hornblendy, klinopiroksenu (augit diopsydowy?), granatu i biotyty.

Zarówno wapienie krystaliczne, jak i szeroko rozprzestrzenione, chociaż ilościowo podrzędne, skały wapienno-krzemianowe świadczą o osadowym pochodzeniu zasadniczej części gnejsów sowiogórskich oraz niektórych amfibolitów.

SERPENTYNITY

Serpentynity w Górach Sowich tworzą liczne, ale niewielkie wystąpienia. Spotyka się je w sąsiedztwie granulitów i amfibolitów na zachód od Zagórza Śląskiego i w Bystrzycy Górnej (Bys V i VI), ponadto, niezależnie od wymienionych skał, w okolicy Rościszowa, Walimia i w innych punktach. Nowe miejsce ich występowania stwierdził autor nad Jeziorem Bystrzyckim (Lub II i Lub III).

Skały te były przedmiotem szczegółowych studiów Bakun-Czubarow i Smulikowskiego (Smulikowski 1973). Na podstawie niezupełnie zserpentynizowanych fragmentów ultrabazytów z Bystrzycy Górnej wymienieni autorzy zidentyfikowali lherzolity piropowe, saksonity, dunity, perydotyty z pierwotnym jednoskośnym amfibolem i flogopitem, perydotyty diopsydowe, websteryty i amfibolity granatowe poeklogitowe. Według wcześniejszych opinii Smulikowskiego (1952) w bloku sowiogórskim mamy dwie generacje serpentynitów: starszą, stanowiącą części składowe struktur gnejsów, i młodszą, będącą odpowiednikiem serpentynitów z obrzeżenia bloku sowiogórskiego.

Bardzo interesujące zjawiska obserwuje się na kontakcie niewielkiej wkładki serpentynitów z otaczającymi migmatytami na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego (nieco na zachód od punktu Lub III). Serpentynit tworzy tam odizolowane owalne bloki wielkości do 0,5 m, jak gdyby pływające w prawie monomineralnej masie biotyту oddzielającej serpentynit od otaczających migmatytów. Każdy blok serpentynitu ma charakterystyczną otoczkę reakcyjną o następującym schemacie budowy: serpentynit – warstewka chryzotyłu (1 cm) – warstewka zielonego blaszkowego minerału (0,5 cm) – skała biotyтуowa. Raczej nie ma wątpliwości, że te strefy reakcyjne między skałami o bardzo odmiennym składzie, a szczególnie masa biotyту, utworzyły się w okresie dużej mobilizacji składników, przypuszczalnie w okresie migmatytyzacji. W sąsiednim odsłonięciu (Lub II) znajduje się również serpentynit przecięty soczewką pegmatytu kordierytowego (Kryza 1977b).

GRANITOIDY INTRUZYJNE

Granitoidy intruzyjne mają w Górach Sowich niewielkie rozprzestrzenienie, a ich zasięg jest ograniczony do obszaru między Głuszycą a Wiel-

ką Sową. W terenie towarzyszą one gnejsom fibrolitowym i, jak się zdaje, również sąsiadują ze strefami gnejsów mikroklinowych. Były one przedmiotem wnikliwych badań Morawskiego (1962) i Grocholskiego (1967a). Skały te prawdopodobnie odgrywają istotną rolę w zagadnieniach migmatytyzacji skał sowiogórskich, dawniej bowiem przypuszczano, a badania Morawskiego potwierdziły to, że granity Gór Sowich są produktem procesu anateksis. W wielu miejscach mają one wyraźnie intruzyjny charakter.

Granitoidy Gór Sowich tworzą zwykle zgodne z foliacją żyły o miąższości od paru centymetrów do około 1 metra. Można je obserwować np. przy sztolniach w Walimiu (W XII) i w odsłonięciu Kamień Gwarków na zachodnim stoku Małej Sowy (W V). Morawski (1962) na podstawie faktu, że gnejsy z otoczenia cienkich żyłek granitu są ubogie w składniki jasne, zwłaszcza w skalenie, wysuwa przypuszczenie, że ten typ granitu mógł powstać na drodze sekrecyjnej. Często też obserwuje się żyły niezgodne, wyraźnie intruzyjne, między innymi w odsłonięciach Rz II, W VII B, Sp III (fig. 10–13).

Typowy granit z odsłonięcia W XII na południe od Walimia ma barwę jasnoszarą, strukturę średnioziarnistą i równoziarnistą, teksturę bezładną (pl. IV, 4). W mikroskopie widoczna jest struktura hipautomorfowo-ziarnista. W skale dominuje

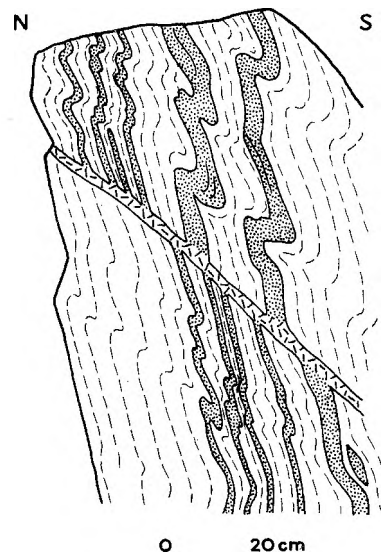


Fig. 10

Żyła granitu niezgodna z laminacją migmatytu o teksturze ptygmatytowej. Odsłonięcie Rz I na południowym stoku doliny, 1 km na S od szczytu Małej Sowy

Discordant granitic vein in pygmatic migmatite. Exposure Rz I, southern slope of a valley, 1 km south of the summit of Mała Sowa

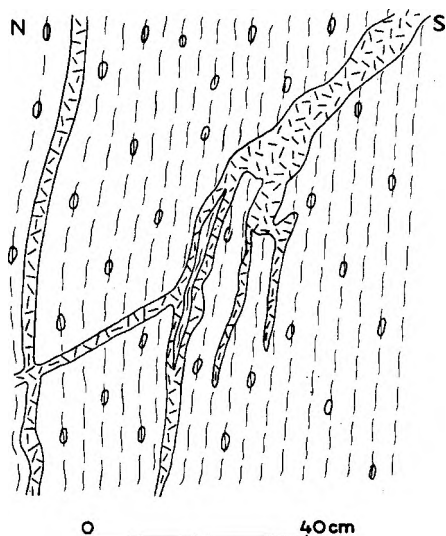


Fig. 11

Żyła granitu częściowo zgodna z foliacją gnejsu syllimanitowego. Odsłonięcie Rz II na południowym stoku doliny, 1 km na SSE od szczytu Małej Sowy

Granitic veins partly concordant with foliation planes of sillimanite gneiss. Exposure Rz II, southern slope of a valley, 1 km SSE of the summit of Mount Mała Sowa

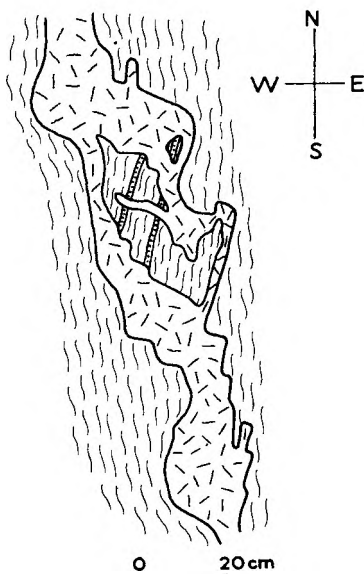


Fig. 12

Żyła granitu w gnejsach smużystych. Strop sztolni Sp III na północnym stoku doliny Kłobi, 1,6 km na SSE od szczytu Moszny

Granitic vein in streaky gneiss. Ceiling of adit Sp III on northern slope of the Kłobia valley, 1,6 km SSE of the summit of the Mount Moszna

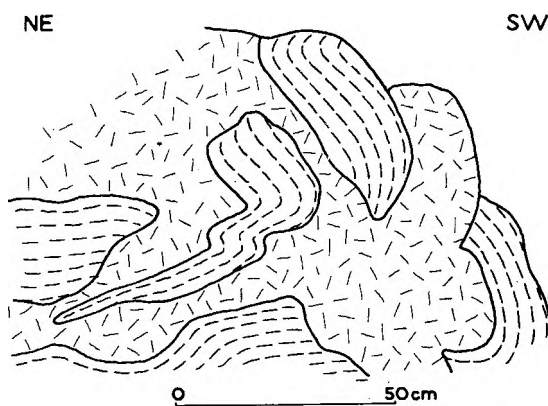


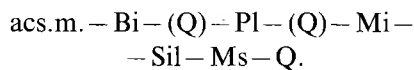
Fig. 13

Intruzja granitu w przegubie fałdu w gnejsach smużystych. Odsłonięcie W VII B na wschodnim zboczu doliny, 1,5 km na NW od szczytu Małej Sowy

Granite dike at the hinge region of a fold in streaky gneisses. Exposure W VII B, eastern slope of a valley, 1.5 km NW of the summit of Mount Mała Sowa

kwarc o ziarnach dużych, ksenomorficznych, silnie zdeformowanych oraz plagioklaz o zawartości około 14% An. Ziarna plagioklazu są subautomorficzne względem kwarcu i mikroklinu, wykazują niezbyt prawidłową, normalną zonalność – jądra zawierają około 15% An, brzegi około 10% An. Mikroklin ma wyraźną kratkę bliźniaczą, czasem zawiera subtelne przerosty perytowe typu „flame” (pl. IX, 2 i 3). Na granicy z plagioklazurem widać czasem struktury myrmekitowe. Mikroklin jest korodowany przez zdeformowany kwarc i strzępiasty muskowitz (pl. IX, 4). Biotyt występuje nielicznie, jego blaszki zajmują przestrzenie międzyziarnowe. Miejscami pospolite są wydłużone agregaty fibrolitowo-muskowitowo-kwarcowe sprawiające wrażenie stref tektonicznie sprasowanych. Prawdopodobnie są one późniejsze od głównej masy granitu (August, Kryza, praca w druku).

Stosunkowo liczne analizy chemiczne i mikrometryczne granitoidów sowiogórskich są zestawione w tabeli 8 (próby 54–64). Z obrazu mikroskopowego można ustalić szereg krystalizacyjny składników w tych granitoidach:



Morawski (1962) uważa, że mikroklin, zarówno w gnejsach mikroklinowych jak i w granitoidach, ma charakter wyraźnie metasomatyczny. Z poglądem tym autor niezupełnie się zgadza, gdyż – jak już wspomniano przy opisie gnejsów mikro-

klinowych – nie ma całkowicie przekonujących dowodów na doprowadzenie do tych skał potasu z zewnątrz.

PEGMATYTY

Pegmatyty Gór Sowich tworzą gniazda i soczewki o wielkości do kilkunastu metrów wśród amfibolitów, gnejsów i granulitów, rzadko serpentynitów i innych skał. Mają one zwykle prosty skład mineralny. Głównymi składnikami są kwarc, mikroclin, oligoklaz, biotyt i muskowitz. Często notowany jest też czarny turmalin, granat i apatyt. Znacznie rzadziej występuje w nich syllimanit, dysten, andaluzyt, kordieryt, a także beryl, kolumbit, heraulit, ksenotym, sarkopsyd, riebeckit i inne (Kryza 1977b).

Smulikowski (1952) jako pierwszy wyróżnił w Górach Sowich dwie generacje pegmatytów. Za generację starszą uważa utwory pegmatytowe o formach soczewkowych, ściśle wplecione w struktury gnejsów i migmatytów. Według wspomnianego autora są one przypuszczalnie produktem częściowego nadtopienia serii skalnych w okresie migmatytyzacji. Młodsza generacja stanowią żyły i gniazda pegmatytów przecinające niezgodnie starsze struktury migmatytów i towarzyszących im skał. Inni badacze (Polański 1955; Grocholski 1967a; Morawski 1973) oraz autor dzielą w zasadzie

pogląd Smulikowskiego. Autor uważa, że młodsza generacja pegmatytów ma charakter intruzji materiału uruchomionego podczas migmatytyzacji skał leżących głębiej, późniejszej niż migmatytyzacja gnejsów odsłoniętych dziś na powierzchni.

HIPERYTY

Hiperyty sowiogórskie są skałami intruzyjnymi o składzie zbliżonym do gabra. Według Grocholskiego (1967a) tworzą one żyły i pnie niezgodnie przebijające gnejsy i migmatyty w rejonie Dziećmorowic, Modliszowa, między Walimiem i Glinem i na północ od Rościszowa. Są to skały ciemnoszare z odcieniem zielonym, o strukturze średnioziarnistej. Złożone są z zasadowego plagioklazmu (labrador), diallagu i hiperstenu oraz hornblendy, biotyty, oliwinu i minerałów akcesorycznych (apatyt, rutyl i minerały nieprzeźroczyste). Charakterystyczne są w nich struktury ofitowe i korony reakcyjne wokół oliwinu i piroksenu.

Morawski (1960, 1973) uważa hiperyty za najmłodsze ogniwo skalne w kompleksie gnejsowym, które było poddane metamorfozie, ale tylko w ograniczonym stopniu. Mniejsze ciała hiperytowe uległy w całości przeobrażeniu w drobnoziarniste, diablastyczne lub granoblastyczne amfibolity, a większe – tylko na brzegach.

ZMIENNOŚĆ SKŁADU MINERALNEGO I CHEMICZNEGO SKAŁ SOWIOGÓRSKICH

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU MINERALNEGO

Gnejsy i migmatyty Gór Sowich wykazują spore różnicowanie składu mineralnego pod względem jakości składników oraz proporcji ilościowych między nimi. Ich zmienność ilustruje tabela 8 oraz trójkąty Q–Fsp–Maf i Q–A–Pl z projekcją składów głównych typów gnejsów i migmatytów. Na obu trójkątach jest pokazany skład modalny skał sowiogórskich określony metodą ilościowej analizy mikrometrycznej. Wykorzystano tu analizy skał publikowane uprzednio oraz 36 analiz mikrometrycznych wykonanych przez autora (porównaj tab. 8). Obydwa typy diagramów: Q–Fsp–Maf i Q–A–Pl, wiernie oddają różnicowanie składu skał widoczne gołym okiem.

Q Fsp Maf

Na tych trójkątach pokazano zawartości w skałach trzech głównych grup składników oznaczonych symbolami:

Q – kwarc,

Fsp – skalenie (plagioklaz + skałen alkaliczny),

Maf – minerały ciemne (biotyt, granat, kordieryt, minerały akcesoryczne).

Na figurze 14 przedstawiono składy gnejsów i granulitów Gór Sowich. Wśród nich wyraźnie wyodrębniają się cztery grupy skał:

granulity – ubogie w składniki ciemne i dość bogate w kwarc,

gnejsy słojuowe – o dużej zawartości skaleni,

gnejsy masywne i łusczkowe – o składzie pośrednim,

gnejsy kordierytowe i syllimanitowe – o zmiennym składzie, ale zwykle bogate w składniki ciemne.

Na projekcji migmatytów (fig. 15) różnicowano symbole melanosomu i leukosomu, a ponadto wyodrębniono dwie grupy migmatytów: nierównomiernie warstewkowe (reprezentowane przez tekstury stromatytowe *sensu stricto* i ptygmatytowe) oraz równomiernie warstewkowe (wy-

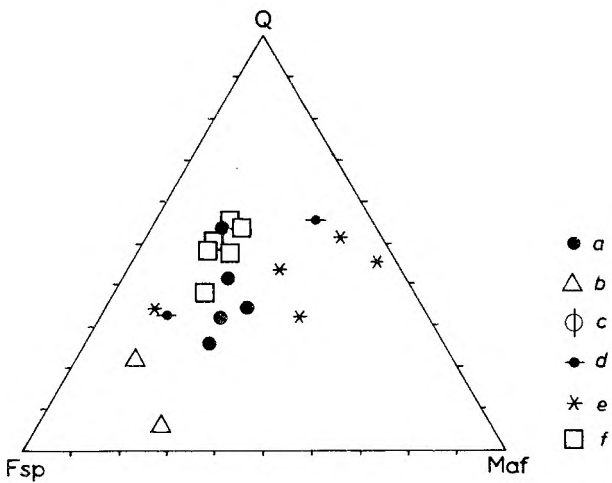


Fig. 14

Skład mineralny gnejsów i granulitów sowiogórskich w trójkącie Q–Fsp–Maf

a – gnejsy masywne i łusczkowe; *b* – gnejsy słojowe; *c* – gnejsy oczkowe;
d – gnejsy sillimanitowe; *e* – gnejsy kordierytowe; *f* – granulity

Mineral composition of the Sowie Góry gneisses and granulites in Q–Fsp–Maf diagram

a – massive and flaky gneisses; *b* – veined gneisses; *c* – augen gneisses; *d* – sillimanite gneisses; *e* – cordierite gneisses; *f* – granulites

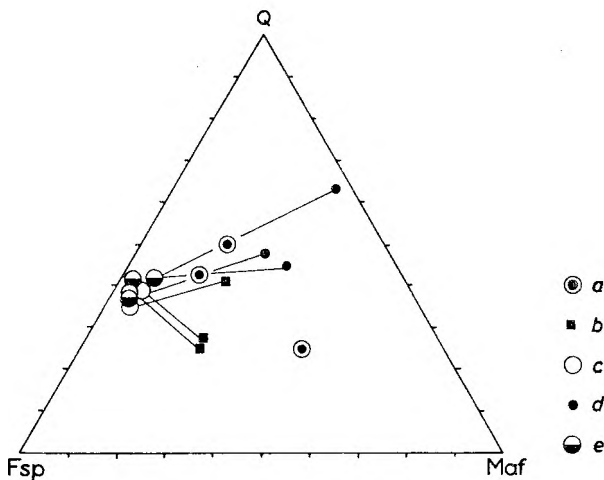


Fig. 15

Skład mineralny migmatytów sowiogórskich w trójkącie Q–Fsp–Maf

a – gnejsy smużyste i flebity (melanosom + leukosom); *b* – melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmaticznych; *c* – leukosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmaticznych; *d* – melanosom migmatytów równomiernie warstewkowych i fałdowych; *e* – leukosom migmatytów równomiernie warstewkowych i fałdowych

Mineral composition of the Sowie Góry migmatites in Q–Fsp–Maf diagram

a – streaky gneisses and phlebitic (melanosome and leucosome); *b* – melanosome of irregularly layered and ptygmatic migmatites; *c* – leucosome of irregularly layered and ptygmatic migmatites; *d* – melanosome of regularly layered and folded migmatites; *e* – leucosome of regularly layered and folded migmatites

kształcone zwykle jako migmatyty fałdowe). Taki podział migmatytów, jak zostanie dalej udokumentowane, jest uzasadniony wieloma aspektami i wynika zapewne z odmiennej genezy obu grup tych skał. Leukosom obu typów migmatytów ma stały skład w trójkącie Q–Fsp–Maf, charakteryzuje się ubóstwem minerałów ciemnych i nieznaczną przewagą kwarcu nad skaleniami. Natomiast melanosom wyraźnie różni się w obu przypadkach. W migmatytach fałdowych jest on znacznie uboższy w skalenie. Gnejsy smużyste i flebity (ogólnie melanosom + leukosom) zajmują w trójkącie Q–Fsp–Maf położenie pośrednie między melanosomem a leukosomem migmatytów (fig. 15).

Nebulity (fig. 16) i towarzyszące im migmatyty

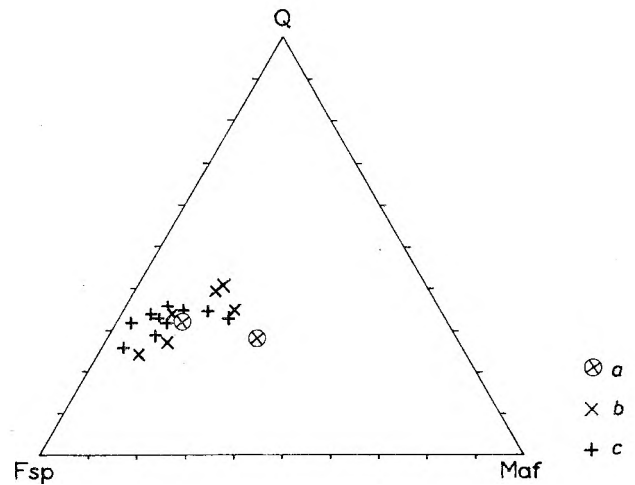


Fig. 16

Skład mineralny nebulitów i granulitów sowiogórskich w trójkącie Q–Fsp–Maf

a – migmatyty fałdowe z otoczenia nebulitów; *b* – nebulity; *c* – granulity intruzyjne

Mineral composition of the Sowie Góry nebulites and granitoids in Q–Fsp–Maf diagram

a – folded migmatites from neighbourhood of nebulites; *b* – nebulites; *c* – intrusive granitoids

fałdowe tworzą dość zwartą grupę skał, podobnie jak granulity intruzyjne z rejonu Głuszycy i Wielkiej Sowy. Te ostatnie w porównaniu z nebulitami są uboższe w składniki ciemne.

Z powyższej analizy nasuwa się kilka istotnych wniosków. Przede wszystkim widać, że poszczególne odmiany teksturalne skał mają różny skład mineralny. Zwraca też uwagę podobieństwo proporcji Q–Fsp–Maf w gnejsach masywnych i łusczkowych oraz w melanosomie migmatytów nierównomiernie warstewkowych, a także ubóstwo skalenia w melanosomie migmatytów fałdowych. Skład nebulitów jest na pokazanych trójkątach

zbliżony do składu pospolitych gnejsów masywnych i łusczkowych, a skład granitoidów wyraźnie od nich odbiega i upodabnia się do składu gnejsów słojujących.

DIAGRAMY Q A Pl

Trójkąty te, sporządzone według zaleceń Podkomisji Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych do spraw Systematyki Skał Magmowych (Smulikowski 1975), pokazują proporcje następujących składników w skałach:

Q – kwarc,

A – skałen alkaliczny (skałen potasowy + albit 0–5% An),

Pl – plagioklaz powyżej 5% An.

Gnejsy masywne i łusczkowe są pozbawione skalenia alkalicznego i leżą na krawędzi Q–Pl trójkąta, na wysokości pola tonalitów (fig. 17).

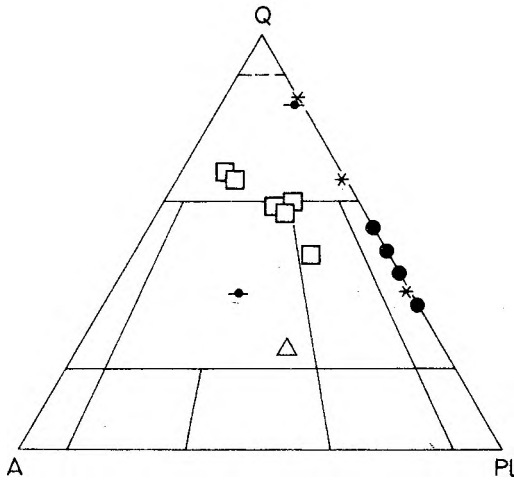


Fig. 17

Gnejsy i granulity sowiogórskie w trójkącie klasyfikacyjnym Q–A–Pl dla skał plutonicznych (objaśnienia znaków przy figurze 14)

The Sowie Góry gneisses and granulites in Q–A–Pl diagram for igneous rocks (legend as in figure 14)

Odmiany syllimanitowe i kordierytowe są w większości bogatsze w kwarc (pole granitoidów silnie kwarcowych), a jedna analiza gnejsu słojującego leży w polu granitów. Granulity Gór Sowich tworzą zwartą grupę skał o składzie pośrednim między granitoidami silnie kwarcowymi, granitami i granodiorytami.

Migmatyty są na ogół pozbawione skalenia alkalicznego i leżą na krawędzi Q–Pl w polu tonalitów (fig. 18). Tylko melanosom migmatytów fałdowych jest silnie kwarcowy, natomiast dwie spośród trzech prób leukosomu migmatytów nierównomiernie warstewkowych są bogate w skałen

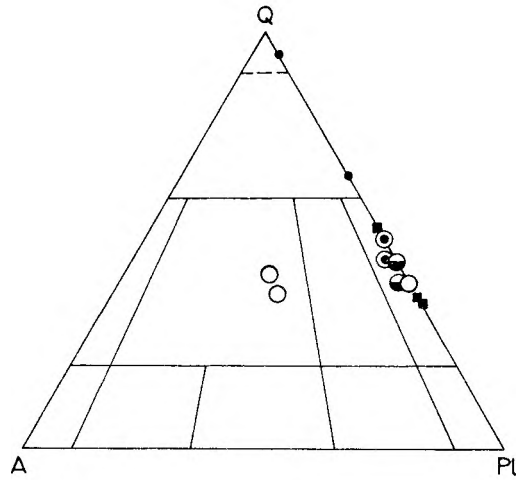


Fig. 18

Migmatyty sowiogórskie w trójkącie klasyfikacyjnym Q–A–Pl dla skał plutonicznych (objaśnienia znaków przy figurze 15)

The Sowie Góry migmatites in Q–A–Pl diagram for igneous rocks (legend as in figure 15)

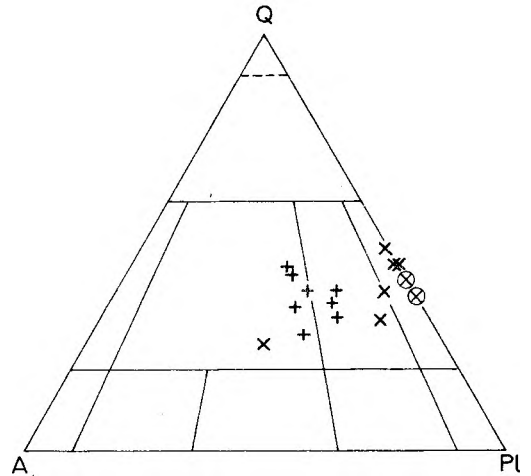


Fig. 19

Nebulity i granitoidy sowiogórskie w trójkącie klasyfikacyjnym Q–A–Pl dla skał plutonicznych (objaśnienia znaków przy figurze 16)

The Sowie Góry nebulites and granitoids in Q–A–Pl classification diagram for igneous rock (legend as in figure 16)

alkaliczny i ich projekcje mieszczą się w polu granitów.

Nebulity (fig. 19) z dwoma wyjątkami zajmują pole tonalitów, natomiast granitoidy intruzyjne odpowiadają granitom (5 prób) lub granodiorytom (3 próby).

W podsumowaniu trzeba podkreślić, że trójkąty Q–A–Pl uwypuklają odrębność składu granulitów z jednej strony i podobieństwo większości gnejsów, migmatytów fałdowych i nebulitów z drugiej. Zwraca uwagę wyjątkowy, granitowy skład dwóch prób leukosomu stromatytów nierówno-

miernie warstewkowych i dość zbliżony do niego skład granitoidów intruzyjnych rejonu Głuszycy i Walimia.

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO

Składy chemiczne skał sowiogórskich są zestawione w tabeli 8 i zilustrowane na wykresach zawartości alkaliów, CaO i Al_2O_3 oraz sumarycznego żelaza $FeO^s = FeO + Fe_2O_3$ i MgO (fig. 20–31).

Figury 20–23 pokazują udział alkaliów w skałach. Na figurze 20 widać wyraźną odrębność wśród gnejsów odmian słojuowych i oczkowych,

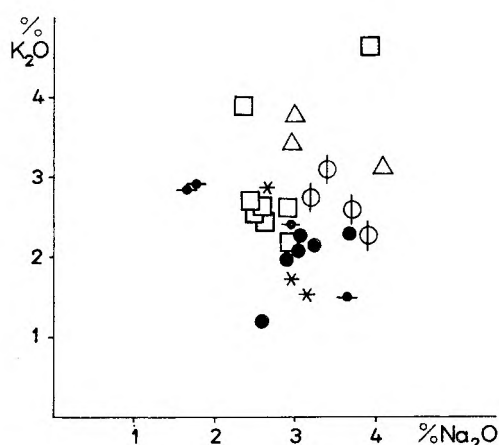


Fig. 20

Zawartość K_2O i Na_2O w gnejsach i granulitach sowiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 14)

Contents of K_2O and Na_2O in the Sowie Góry gneisses and granulites (legend as in figure 14)

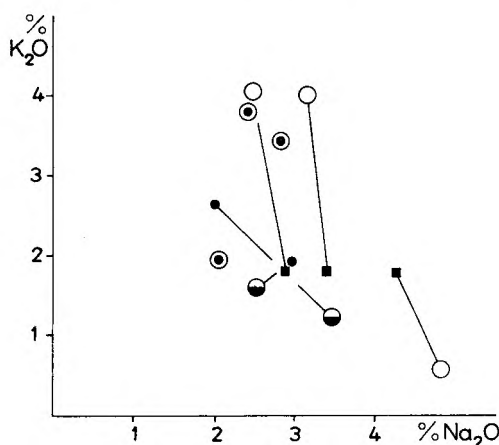


Fig. 21

Zawartość K_2O i Na_2O w migmatytach sowiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 15)

Contents of K_2O and Na_2O in the Sowie Góry migmatites (legend as in figure 15)

charakteryzujących się większą zawartością K_2O i Na_2O . Granulity cechuje niewiele większa zawartość K_2O niż zwykle gnejsy łusczkowe, a gnejsy kordierytowe i syllimanitowe są na ogół ubogie w alkalia.

W migmatytach nierównomiernie warstewkowych i ptygmatytowych, z wyjątkiem jednej próby, leukosom jest znacznie bogatszy w K_2O niż melanosom (fig. 21). W migmatytach fałdowych jest odwrotnie – melanosom jest w porównaniu z leukosomem bogatszy w K_2O . Taka tendencja zróżnicowania składu jest typowa dla nieanatektycznej migmatytyzacji. Zwraca uwagę również fakt, że w obu typach migmatytów melanosom i leukosom różnią się przede wszystkim zawartością K_2O , a mniej ilością Na_2O . To może świadczyć o większej mobilności potasu w porównaniu z sodem podczas migmatytyzacji.

Nebulity (fig. 22) tworzą na projekcji zwartą

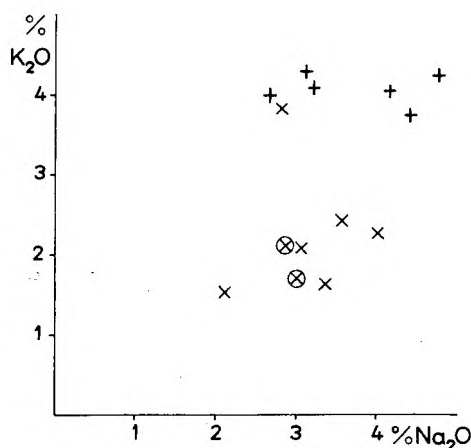


Fig. 22

Zawartość K_2O i Na_2O w nebulitach i granulitach sowiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 16)

Contents of K_2O and Na_2O in the Sowie Góry gneisses and nebulites (legend as in figure 16)

grupę skał, a zawartość w nich alkaliów jest zbliżona do większości gnejsów i migmatytów fałdowych. Natomiast granitoidy intruzyjne są spośród skał sowiogórskich najbogatsze w alkalia.

Figura 23 ilustruje zawartość alkaliów w średnich składach skał. Na niej wyraźnie widać omówione wyżej zależności.

Proporcje $CaO:Al_2O_3$ w skałach Gór Sowich są pokazane na diagramach Winchestera (1974). Obrazują one pola stabilności polimorficznych odmian Al_2SiO_5 (syllimanitu lub dystenu) w zależności od zawartości CaO i Al_2O_3 w skałach. Na każdym diagramie (fig. 24–27) zaznaczone są cztery pola A, B, C, D. W skałach, dla których

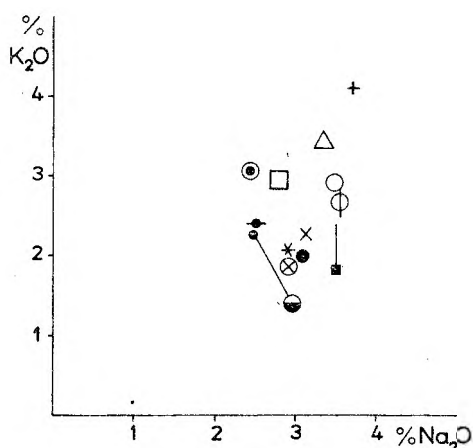


Fig. 23

Zawartość K_2O i Na_2O w skałach sowiogórskich. Symbole reprezentują średnie składy skał (objaśnienia znaków przy figurze 32)

K_2O and Na_2O contents in the Sowie Góry rocks. Symbols represent mean composition of rocks (legend as in figure 32)

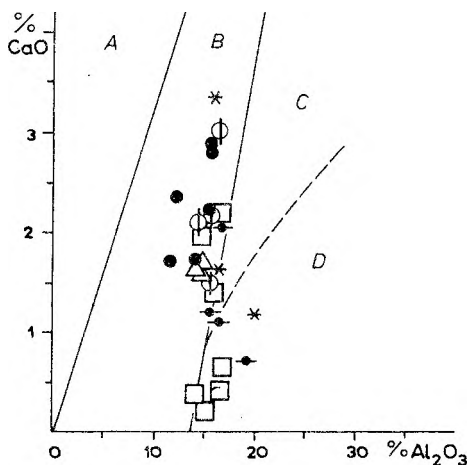


Fig. 24

Gnejsy i granulity sowiogórskie na diagramie Winchestera
A i B – pola nietrwałości syllimanitu (dystenu); C – pole trwałości syllimanitu (dystenu) przy nieobecności muskowitu; D – pole stabilności modyfikacji Al_2SiO_5 w paragenzie z muskowitem (objaśnienia znaków przy figurze 14)

The Sowie Góry gneisses and granulites in Winchester diagram
A and B – regions of instability of sillimanite (kyanite); C – region of stable sillimanite (kyanite) in absence of muscovite; D – region of stable Al_2SiO_5 modifications in paragenesis with muscovite (legend as in figure 14)

stosunek $CaO:Al_2O_3$ mieści się w polach A i B, nie utworzy się dysten ani syllimanit, nawet po osiągnięciu potrzebnych warunków ciśnienia i temperatury (P i T), ponieważ duża zawartość CaO względem Al_2O_3 powoduje związanie całości glinki w plagioklazie. W polu C mieszczą się skały, w których może występować dysten lub syllimanit pod warunkiem, że nie towarzyszy im muskowit oraz zostaną spełnione wymagane warunki P i T . Pole D odpowiada skałom, w których wymienione

minerały glinowe mogą występować razem z muskowitem, jeżeli tylko metamorfizm osiągnie warunki ciśnienia i temperatury potrzebne do utworzenia tych minerałów.

Ze skał sowiogórskich gnejsy syllimanitowe, kordierytowe oraz gnejsy smużyste, a także granulity i granitoidy intruzyjne charakteryzują się małą zawartością CaO , a dużą Al_2O_3 . Ich punkty projekcyjne leżą przeważnie w polach C i D lub przy granicy B/C (fig. 24–27). To pozostaje w zgodzie z faktem, że w skałach tych obficie

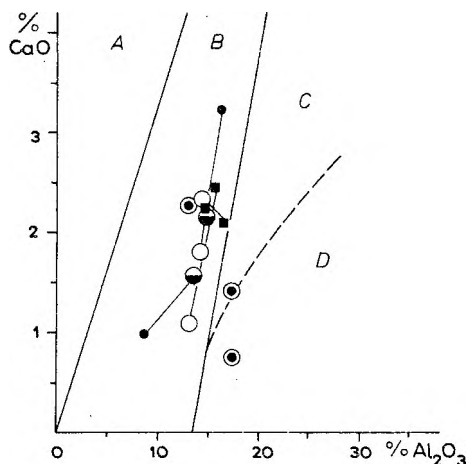


Fig. 25

Diagram Winchestera z projekcją składów migmatytów sowiogórskich

A. B. C. D – jak na figurze 24; objaśnienia znaków przy figurze 15

The Sowie Góry migmatites in Winchester diagram

A. B. C. D – as in figure 24; explanation of marks as in figure 15

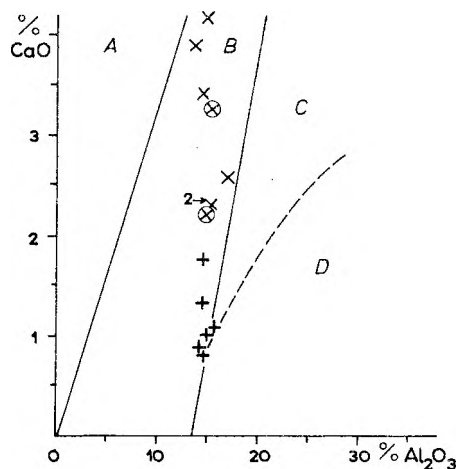


Fig. 26

Zawartość CaO i Al_2O_3 w nebulitach i granitoidach sowiogórskich na diagramie Winchestera

Objaśnienia znaków przy figurze 16; A. B. C. D – jak na figurze 24

CaO and Al_2O_3 contents in the Sowie Góry nebulites and granitoids plotted against Winchester diagram

Explanation of marks as in figure 16; A. B. C. D – as in figure 24

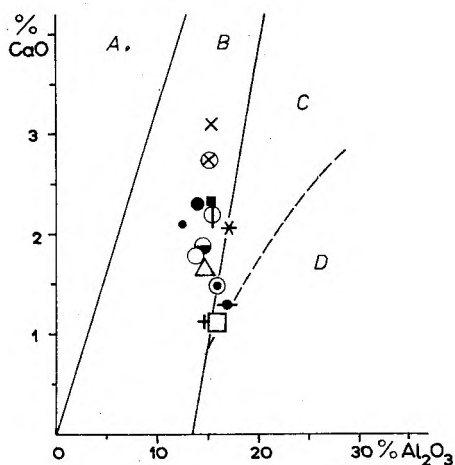


Fig. 27

Diagram Winchestera z projekcją średnich składów skał sówiogórskich

A, B, C, D – jak na figurze 24; objaśnienia znaków przy figurze 32

Mean compositions of the Sowie Góry rocks in Winchester diagram

A, B, C, D – as in figure 24; explanations of marks as in figure 32

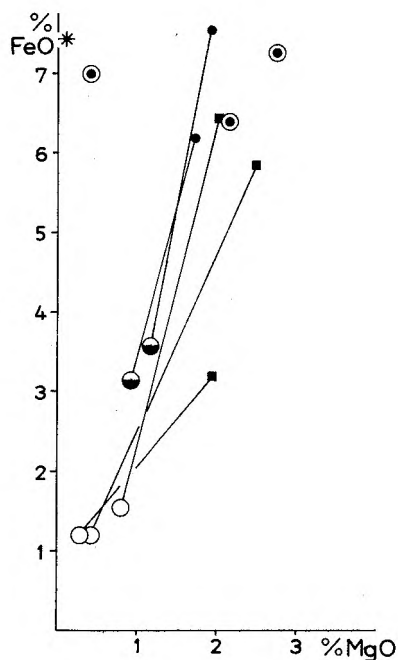


Fig. 29

Zawartość FeO^* i MgO w migmatytach sówiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 15)

FeO^* and MgO contents in the Sowie Góry migmatites (legend as in figure 15)

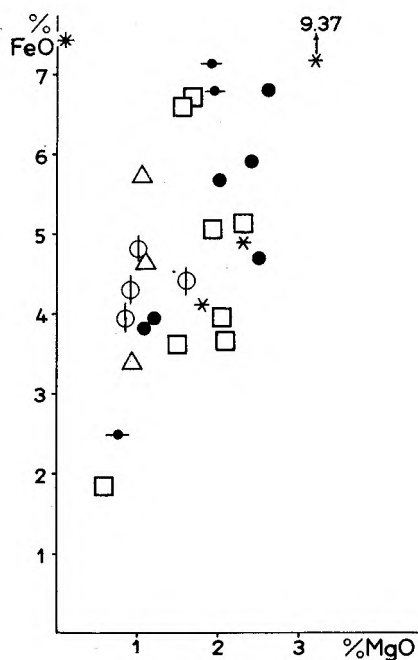


Fig. 28

Zawartość FeO^* ($= \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) i MgO w gnejsach i granulitach sówiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 14)

Contents of FeO^* ($= \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) and MgO in the Sowie Góry gneisses and granulites (legend as in figure 14)

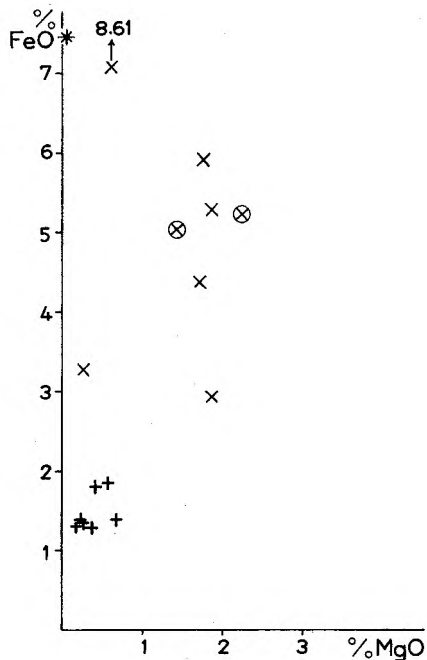


Fig. 30

Zawartość FeO^* i MgO w nebulitach i granitoidach sówiogórskich (objaśnienia znaków przy figurze 16)

FeO^* and MgO contents in the Sowie Góry nebulites and granitoids (legend as in figure 16)

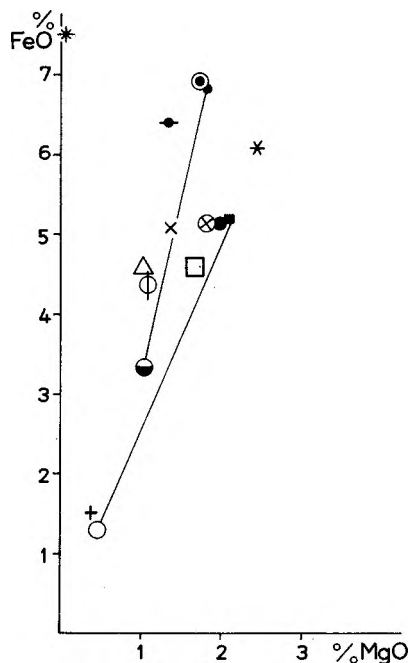


Fig. 31

Zawartość FeO^* i MgO w skałach sowiogórskich. Symbole reprezentują średnie składy skał (objaśnienia znaków przy figurze 32)

FeO^* and MgO contents in the Sowie Góry rocks. Symbols represent mean composition of rocks (legend as in figure 32)

występuje syllimanit lub dysten. Większość pospolitych gnejsów masywnych i łuseczkowych oraz migmatytów mieści się w polu *B*, gdzie syllimanit i dysten są nietrwale. Jeśli w skałach tych występują wspomniane minerały, to raczej tylko lokalnie lub w partiach skały nie będących w równo-

wadze fizykochemicznej z całością skały. Znamienne, że nebulity charakteryzują się dużą zawartością CaO , większą na ogół niż gnejsy i migmatyty warstwowe, co znajduje potwierdzenie w zasadowości ich plagioklastu (około 30% An). Natomiast granitoidy intruzyjne są ubogie w wapń i stąd pospolity jest w nich syllimanit i muskowit.

Na figurach 28–31 zilustrowano zróżnicowanie zawartości sumarycznego żelaza FeO^* ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) i MgO w skałach badanego obszaru. Gnejsy i granulity Gór Sowich (fig. 28) wykazują duże urozmaicenie w zawartości żelaza i magnezu. Tylko w gnejsach słojujących i oczkowych zaznacza się wyraźnie mniejszy udział MgO (około 1%). W migmatytach potwierdza się skądinąd oczywisty fakt obfitości FeO^* i MgO w melanosomie (5–7%) i znacznie mniejszy udział tych tlenków w leukosomie (1–3,5%). Zwraca uwagę bliskość położenia punktów reprezentujących migmatyty nierównomiernie warstwowe oraz pewna odmienność względem nich leukosomu migmatytów fałdowych. Znamienne, że gnejsy smużyste i flebity (ogólnie leukosom + melanosom) zawierają dużo FeO^* podobnie jak melanosom migmatytów. Nebulity są zbliżone pod względem zawartości FeO^* i MgO do większości gnejsów masywnych i łuseczkowych, słojujących, oczkowych oraz granulitów. Granitoidy (fig. 30 i 31) cechują się bardzo małą zawartością żelaza i magnezu i pod tym względem są zbliżone do leukosomu migmatytów nierównomiernie warstwowych i ptygmatytowych.

SKAŁY WYJŚCIOWE DLA GNEJSÓW, MIGMATYTÓW I GRANULITÓW GÓR SOWICH

Porównując chemizm skał sowiogórskich ze średnimi składami różnych skał osadowych i magmowych można spróbować w przybliżeniu ustalić skały wyjściowe, z których powstały główne odmiany gnejsów i migmatytów. Oprócz składu chemicznego należy uwzględnić niektóre ważne fakty geologiczne, jak np. obecność wkładek jednych skał w innych, a także obecne wykształcenie struktury i tekstury skał. Na tę ostatnią cechę duży nacisk kładzie również Ansilewski (1966) w badaniach metamorfizmu Gór Białskich. Autor jest także zdania, że na rozwój struktur i tekstur skał metamorficznych decydujący wpływ ma charakter skały wyjściowej, jej skład oraz pierwotne cechy strukturalne.

Pierwotnie osadowe pochodzenie większości gnejsów i migmatytów sowiogórskich nie budzi

dziś wątpliwości. Według wcześniejszych opracowań (Grocholski 1967a; Morawski 1963b) osadowy charakter skał wyjściowych mają potwierdzać następujące fakty:

- obecność w gnejsach wtrąceń wapieni krystalicznych i skał wapienno-krzemianowych;
- skład mineralny, a zwłaszcza duża zawartość w nich kwarcu, przy braku z reguły skalenia potasowego, lokalnie duża ilość syllimanitu oraz występowanie w niektórych odmianach grafitu.

Poniżej przedstawiono zestawienie głównych odmian sowiogórskich gnejsów, migmatytów i niektórych skał towarzyszących oraz skał wyjściowych, z których prawdopodobnie powstały (tab. 2a). Zestawienie to jest oparte na analizie chemizmu skał sowiogórskich i porównaniu go ze składem chemicznym różnych skał osadowych

Tabela 2a

Zestawienie głównych odmian sowiogórskich gnejsów, migmatytów i niektórych skał towarzyszących oraz odpowiadających im skał wyjściowych (przy założeniu izochemicznego charakteru metamorfizmu)

Skały Gór Sowich		Skały wyjściowe
gnejsy	gnejsy masywne bardzo drobnoziarniste i gnejsy luseczkowe gnejsy smużyste	bardzo drobnoziarniste osady piaszczysto-mułowcowe o składzie szarogłazów (lokalnie bogate w składniki ilaste) drobnoziarniste osady piaszczysto-mułowcowe i szarogłazy o sporej zawartości minerałów ilastych (illitu)
	gnejsy mikroklinowe (słojowe i oczkowe)	monotonna seria jasnych drobnoziarnistych szarogłazów skaleniowych bogatych w K _{sp} , mniej w Pl (lub skały magmowe bądź piroklasyczne o składzie zbliżonym do granitu)
	gnejsy syllimanitowe	przeważnie bardzo drobnoziarniste, ciemne skały piaszczysto-ilaste, ubogie w skalenie (zwłaszcza w Pl) i węglany
	gnejsy kordierytowe	różne osady piaszczysto-mułowcowe, bogate w składniki ilaste (i być może chloryt), a ubogie w skalenie
migmatyty	flebity migmatyty melanosom nierównomiernie warstwowe i ptygmatorytowe	przeważnie drobnoziarniste osady piaszczysto-mułowcowe o składzie szarogłazów z domieszką minerałów ilastych przypuszczalnie anatektyczne aplity o składzie leukogranitów
	migmatyty równomiernie warstwowe i fałdowe (melanosom i leukosom)	produkty dyferencjacji skał powstałych z jasnych, drobnoziarnistych i średnioziarnistych osadów piaszczysto-mułowcowych lub bogatych w kwarc szarogłazów
	nebulity	średnioziarniste i gruboziarniste szarogłazy skaleniowe o spoiwie zawierającym węglany
skały towarzyszące	granulity	jasne drobnoziarniste skały piaszczysto-mułowcowe o składzie szarogłazów zasobnych w K ₂ O i Al ₂ O ₃ , a ubogich w Ca, Fe i Mg (lub skały magmatogeniczne o składzie silnie kwarcowych granitoidów)
	granitoidy intruzyjne	anatektyczne stopy o składzie granitów lub granodiorytów

i magmowych (Pettijohn — *fide* Turnau-Morawska 1954; Tyrrell — *fide* Turnau-Morawska 1954; Dawidienko 1975; Marakuszew 1975; Lorenc 1978). Uwzględniono w nim również ewentualny wpływ

pierwotnych cech osadów, jak wielkość ziarn mineralnych itp., na późniejsze wykształcenie strukturalne skał.

PARAGENEZY MINERALNE A WARUNKI METAMORFIZMU SKAŁ SOWIOGÓRSKICH

Warunki przeobrażeń skał bloku sowiogórskiego próbuje autor w przybliżeniu odtworzyć analizując ich skład chemiczny na diagramach ACF i A'FK i konfrontując go z paragenezami mineralnymi obserwowanymi w skałach. Przedmiotem analizy są we wszystkich przypadkach wyli-

czone średnie składy chemiczne skał. Diagramy ACF i A'FK są sporządzone według procedury podanej przez Winklera (1974). Na diagramie ACF na figurze 32 w średnich składach skał sowiogórskich są uwzględnione poprawki na minerały akcesoryczne, natomiast parametry ACF na

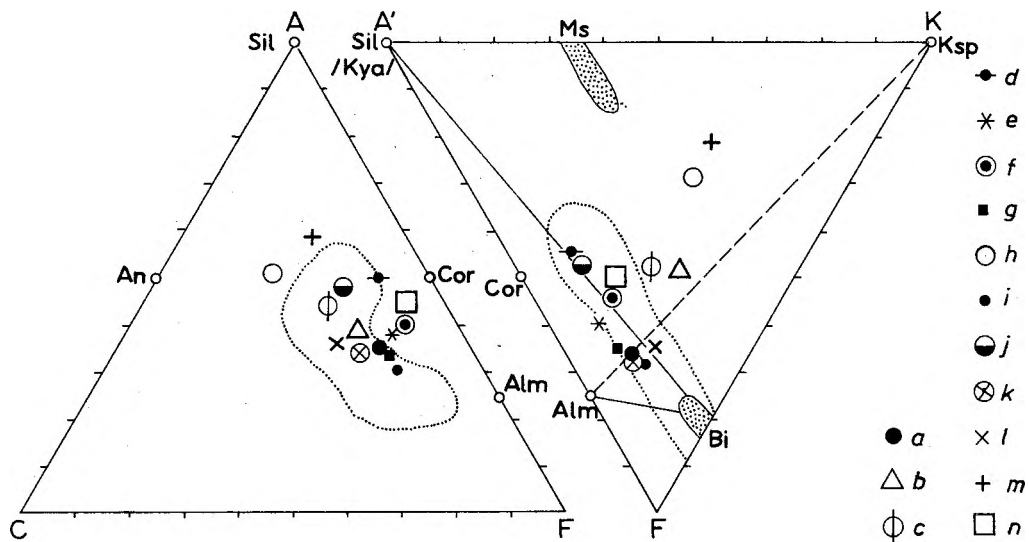


Fig. 32

Skaly sowiogórskie w trójkątach ACF i A'FK; w obydwu trójkątach uwzględniono poprawki na minerały akcesoryczne; zakropkowane – pole szarogłazów; symbole reprezentują średnie składki skał

a – gnejsy masywne i łuseczkowe; *b* – gnejsy słojuje; *c* – gnejsy oczkowe; *d* – gnejsy syllimanitowe; *e* – gnejsy kordierytowe; *f* – gnejsy smużyste i flebity (melanosom + leukosom); *g* – melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmatajowych; *h* – leukosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmatajowych; *i* – melanosom migmatytów równomiernie warstewkowych i faldowych; *j* – leukosom migmatytów równomiernie warstewkowych i faldowych; *k* – migmatyty faldowe z otoczenia nebulitów; *l* – nebulity; *m* – granitoidy intruzyjne; *n* – granulity

The Sowie Góry rocks in ACF and A'FK diagrams; in both the triangles corrections for accessory minerals taken into account; dotted – greywacke region; symbols represent mean compositions of rocks

a – massive and flake gneisses; *b* – veined gneisses; *c* – augen gneisses; *d* – sillimanite gneisses; *e* – cordierite gneisses; *f* – streaky gneisses and phlebitic (melanosome and leucosome); *g* – melanosome of irregularly layered and pygmatic migmatites; *h* – leucosome of irregularly layered and pygmatic migmatites; *i* – melanosome of regularly layered and folded migmatites; *j* – leucosome of regularly layered and folded migmatites; *k* – folded migmatites from neighbourhood of nebulites; *l* – nebulites; *m* – intrusive granitoids; *n* – granulites

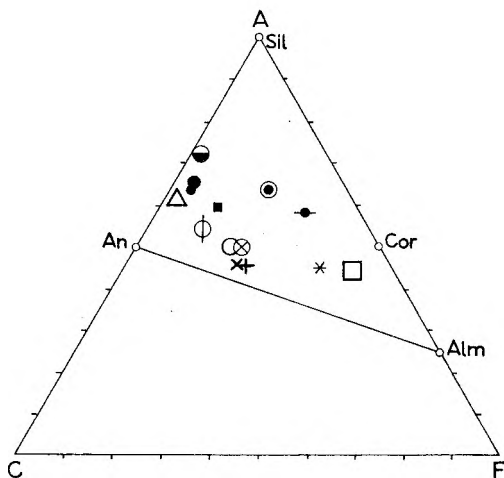


Fig. 33

Diagram ACF z projekcją średnich składków skał sowiogórskich po uwzględnieniu poprawek na minerały akcesoryczne, biotyt i muskowitz (objaśnienia znaków przy figurze 32)

ACF diagram with projections of mean compositions of Sowie Góry rocks, with corrections for accessory minerals, biotite and muscovite (legend as in figure 32)

figurze 33 są dodatkowo skorygowane ze względu na zawartość biotytu i muskowitzu.

Na figurze 32 linią kropkowaną zaznaczono pole składu szarogłazów (za Winklerem 1974). Parametry gnejsów i migmatytów Gór Sowich w większości mieszczą się w tym polu. Tylko granulity, gnejsy kordierytowe i syllimanitowe oraz gnejsy smużyste są w porównaniu z szarogłazami uboższe w CaO. Natomiast granitoidy intruzyjne, leukosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych oraz mikroklinowe gnejsy słojuje i oczkowe są bogatsze w K₂O, a ich punkty projekcyjne są przesunięte w kierunku składu granitów alkalicznych.

Na dodatkowo poprawionym diagramie ACF (fig. 33) średnie wszystkich skał sowiogórskich leżą w trójkącie wyznaczonym przez syllimanit – anortyt – almandyn. Stąd też w większości właściwa jest dla nich parageniza Q + Pl + Sil + Gr. Parageniza ta reprezentuje warunki wysokiej temperatury (powyżej 600°C) i stosunkowo wysokich ciśnień (Richardson *et al.* 1969). W niższych ciśnieniach parageniza Sil + Alm + Q jest zastępowana przez kordieryt. Przemiana ta jest zależna głównie od ciśnienia (Winkler 1974). Uwzględnia-

jąc dość wysoki stosunek $\text{FeO}:(\text{FeO} + \text{MgO})$ w gnejsach i migmatytach Gór Sowich, równy około 0,7, można oszacować ciśnienie wspomnianej reakcji na około 6 kbar. Należy zatem sądzić, że parageneza $\text{Q} + \text{Pl} + \text{Sil} + \text{Gr}$, typowa dla wielu gnejsów i migmatytów sowiogórskich, utworzyła się w temperaturze wyższej niż 600°C i ciśnieniu powyżej 6 kbar, które odpowiada głębokości w skorupie ziemskiej ponad 20–25 km. Reprezentuje ona w terminologii Winklera (1974) „almandine–high–grade metamorphism”, czyli wysokociśnieniowy metamorfizm wysokiego stopnia.

Parageneza $\text{Q} + \text{Pl} + \text{Cor}$ (+ $\text{Sil} + \text{Gr}$) jest właściwa sowiogórskim gnejsom kordierytowym (tab. 8, próby 20 i 21). W skałach tych mamy z jednej strony wysokociśnieniowe substraty ($\text{Sil} + \text{Gr}$), a z drugiej – utworzony przy niższym ciśnieniu produkt omawianej przemiany mineralnej (Cor). Jak wiadomo z badań eksperymentalnych i obserwacji geologicznych, substraty i produkty tej przemiany często są spotykane obok siebie, gdyż mogą one współwystępować jako formy metastabilne w szerokim polu ciśnienia i temperatury (Winkler 1974; Holdaway, Lee 1977). Potwierdzają to złożone stosunki reakcyjne między ciemnymi składnikami w sowiogórskich gnejsach kordierytowych. Wynika z tego, że sowiogórskie gnejsy kordierytowe reprezentują kolejny etap metamorfizmu w niższych ciśnieniach, poniżej 6 kbar, czyli na głębokości nie przekraczającej około 20 km. Większość skał bloku sowiogórskiego przetrwała ten okres przeobrażeń i zachowała się w nich metastabilna parageneza $\text{Q} + \text{Pl} + \text{Sil} + \text{Gr}$.

Diagram $\text{A}'\text{FK}$ (fig. 32) pozwala spojrzeć na skład mineralny skał bloku sowiogórskiego jeszcze z innej strony. Konfrontując paragenezy mineralne gnejsów i migmatytów z trójkątem $\text{A}'\text{FK}$ można stwierdzić, że w zależności od składu chemicznego skał występują w nich następujące główne zespoły:

$\text{Sil} + \text{Bi} + \text{Gr}$ (+ $\text{Q} + \text{Pl}$) – w skałach uboższych w K_2O ,

$\text{Sil} + \text{Bi} + \text{Ksp}$ (+ $\text{Q} + \text{Pl}$) – w skałach bogatszych w K_2O .

Pierwszy z nich jest właściwy skałom, których punkty składu leżą blisko krawędzi $\text{A}'\text{F}$ (gnejsy masywne i łuseczkowe, gnejsy smużyste, melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i migmatyty fałdowe w całości, nebulity oraz gnejsy kordierytowe i syllimanitowe). Druga parageneza jest typowa dla gnejsów słojujących i oczkowych, leukosomu migmatytów nierównomiernie warstewkowych oraz granitoidów intruzyjnych, a więc skał leżących bliżej wierzchołka K. Muskowit w większości skał badanego obszaru sprawia wrażenie składnika późnego, retrogresywnego, zastępującego wcześniejszy zespół $\text{Sil} + \text{Ksp}$. Wymienione powyżej dwie paragenezy reprezentują metamorfizm wysokiego stopnia, w jego wysokociśnieniowym przedziale ($T > 600^\circ\text{C}$, $P > 6$ kbar). Warunki te odpowiadają wysokotemperaturowemu przedziałowi facji amfibolitowej, czyli subfacji syllimanitowo-almandynowej (vide Hejtmann 1962).

Granulity, w postaci metastabilnego reliktu, reprezentują inny metamorfizm. Ich punkt projekcyjny na diagramie $\text{A}'\text{FK}$ leży wśród różnych odmian gnejsów i migmatytów, zatem wszystkie te skały, w przypadku jednakowego metamorfizmu, powinny zawierać podobny jakościowo zespół minerałów. Skład granulitów zaś reprezentuje parageneza:



Jej odmienność, w porównaniu do gnejsów i migmatytów, polega na obecności dystenu zamiast syllimanitu oraz zastąpieniu biotytu przez granat i skałen potasowy. Granulity utworzyły się zatem w innych warunkach metamorfizmu niż gnejsy i migmatyty. Istotnym czynnikiem przy ich powstawaniu było niewątpliwie niższe ciśnienie parcjale pary wodnej. Granulity reprezentują również metamorfizm wysokiego stopnia, ale w przedziale wyższych ciśnień i być może wyższych temperatur. Używając terminologii facjalnej skały te należy uznać, zgodnie z wcześniejszą opinią Polańskiego (1955), za produkt przeobrażeń w warunkach facji granulitowej.

BILANS MATERII

CEL I METODY OBLICZEŃ

W badaniach migmatytów wyłaniają się z petrochemicznego punktu widzenia następujące główne problemy:

- określenie charakteru skał sprzed migmatyzacji ich składu i cech strukturalnych,
- ustalenie, czy migmatyty są produktem dy-

ferencjacji na miejscu (czyli melanosom + leukosom = skała wyjściowa), czy też proces migmatyzacji był związany z doprowadzeniem lub odprowadzeniem składników.

Rozwiązania tych problemów należy szukać w metodach obliczania bilansu materii dla tego typu układów zdyferencjowanych.

W pracy próbowano zastosować w odniesieniu do migmatytów Gór Sowich metody obliczania bilansu materii według Chakraborty'ego (1977). Na wstępie trzeba jednak zaznaczyć, że mała liczba analiz chemicznych migmatytów (oddzielnie melanosomu i leukosomu) oraz nie zawsze całkowita pewność ich dobrej reprezentatywności nie pozwalają na sformułowanie ogólnych wniosków, tylko na wysnucie pewnych przypuszczeń co do prawdopodobnego przebiegu procesu migmatytyzacji.

Z uwagi na to, że metoda Chakraborty'ego nie była do tej pory stosowana w polskich opracowaniach petrograficznych, należałoby krótko omówić podstawy teoretyczne tej metody. Używane w dalszej części tego opracowania terminy mają następujące znaczenia:

matrix	– skała wyjściowa;
jądro (core)	
powłoka (mantle)	– elementy, na które rozpada się skała wyjściowa w wyniku dyferencjacji;
układ zdyferencjowany	– zespół obejmujący skałę wyjściową, jądro i powłokę;
ciało zdyferencjowane	– jądro i powłoka razem;
element zdyferencjowany	– jądro lub powłoka oddzielnie.

W przedstawionych poniżej obliczeniach bilansu dla migmatytów sowiogórskich rolę skały wyjściowej (matrix) pełni przeważnie jedna z odmian gnejsów, a ciała zdyferencjowanego – migmatyt. Melanosom migmatytu stanowi jądro (core), a leukosom odpowiada powłoce (mantle).

Podstawową zaletą metody, w porównaniu z wcześniej stosowanymi, jest to, że do obliczenia bilansu materii dla układu zdyferencjowanego wystarczają tylko analizy chemiczne skał reprezentujących układ, a nie jest wymagana znajomość proporcji wagowych czy objętościowych między elementami takiego układu. W metodzie przyjmuje się, że m_1 gramów jądra (core) i m_2 gramów powłoki (mantle) utworzyło się w wyniku dyferencjacji m_0 gramów skały wyjściowej (matrix). Jeśli przez x_0^i oznaczymy ułamek wagowy składnika i w skale wyjściowej, to ilość i w układzie przed dyferencjacją wynosiła $m_0 x_0^i$ gramów. Ilość i po dyferencjacji wynosi $(m_1 x_1^i + m_2 x_2^i)$ gramów, gdzie x_1^i oraz x_2^i są ułamekami wagowymi składnika i odpowiednio w jądrze i powłoce. Różnica $(m_1 x_1^i + m_2 x_2^i - m_0 x_0^i)$ odpowiada ilości i dodanej

(gdy ma znak +) lub odprowadzonej (gdy ma znak -) z układu podczas dyferencjacji.

Dyferencjacje *in situ* (tj. w układzie zamkniętym, bez doprowadzenia i odpływu składników) charakteryzuje istnienie bilansu materii (czyli skała wyjściowa = jądro + powłoka) i proces taki opisany jest dwoma następującymi równaniami:

$$m_0 x_0^i = m_1 x_1^i + m_2 x_2^i \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (1)$$

$$m_0 = m_1 + m_2. \quad (2)$$

Dyferencjacja metasomatyczna (z dopływem lub odprowadzeniem składników) nie spełnia bilansu materii i może być opisana równaniami:

$$m_0 x_0^i \pm g^i = m_1 x_1^i + m_2 x_2^i, \quad (3)$$

$$m_0 \pm \sum_{i=1}^n g^i = m_1 + m_2, \quad (4)$$

gdzie g^i – ilość składnika i doprowadzona lub odprowadzona z układu w gramach.

Równania (1) i (2) oraz ich przekształcenia mogą być wykorzystane do obliczenia bilansu materii na podstawie analiz chemicznych skały wyjściowej i elementów zdyferencjowanych. Jeżeli w danym układzie bilans materii jest spełniony, wówczas wszystkie n równań (1) dla każdego składnika, czyli dla SiO_2 , Al_2O_3 itd., będzie miało tylko jedno rozwiązanie, to znaczy tylko jedna para m_1 i m_2 będzie spełniać wszystkie n równań przy danej wartości m_0 . W celu znalezienia wartości m_1 i m_2 należy rozwiązać dowolną parę spośród n równań. Rozwiązanie dla pary równań składników $i-j$ może być zapisane jako:

$$m_1 (x_1^i x_2^j - x_1^j x_2^i) = m_0 (x_0^i x_2^j - x_0^j x_2^i), \quad (5)$$

$$m_2 (x_1^j x_2^i - x_1^i x_2^j) = m_0 (x_0^i x_1^j - x_0^j x_1^i).$$

Dla arbitralnie obranej wartości m_0 łatwo liczyć wartości m_1 i m_2 przekształcając (5):

$$m_1 = m_0 \frac{x_0^i x_2^j - x_0^j x_2^i}{x_1^i x_2^j - x_1^j x_2^i}, \quad (6)$$

$$m_2 = m_0 \frac{x_0^i x_1^j - x_0^j x_1^i}{x_0^j x_2^i - x_0^i x_2^j}.$$

Wartości m_1 i m_2 mogą być policzone dla wszystkich par składników (tlenków) i jeżeli mają wartość stałą, to oznacza, że w układzie spełniony jest bilans materii. Jeśli wartości m_1 i m_2 są różne w różnych parach tlenków, to należy wnioskować o przemieszczaniu składników podczas dyferencjacji.

Na podstawie sporządzonego bilansu można:

1) zidentyfikować składniki metasomatycznie nie przemieszczone (składniki NT – not trans-

ferred) i składniki przemieszczone (T – transferred) podczas dyferencjacji;

2) oszacować ilość materiału doprowadzoną lub wyniesioną z układu podczas dyferencjacji

$$\left(\sum_{i=1}^n g^i\right);$$

3) określić wskaźnik niebilansowości w odniesieniu do każdego składnika;

4) ustalić masy jądra (m_1) i powłoki (m_2).

W praktyce wygodnie jest prowadzić obliczenia w formie tabel (p. tabele 3–5). W tabeli pierwszej zestawia się analizy chemiczne skały wyjściowej (matrix), jądra (core) i powłoki (mantle). Analizy te zwykle przelicza się pomijając podrzędne i mało istotne składniki, a sumę pozostałych głównych składników przyjmuje się za 100%.

W tabeli drugiej zestawia się parami, każdy z każdym, wszystkie tlenki i dla każdej pary oblicza się wartości m_1 i m_2 według (6). Wartość m_0 obiera się dowolnie, zwykle równą 1000 g. Po wykonaniu obliczeń w tabeli tej wyszukuje się jednakowe lub zbliżone wartości m_1 oraz zbliżone do siebie wartości m_2 , a odpowiadające im pary tlenków przyjmuje się za składniki NT.

W tabeli trzeciej podaje się obliczenia tak zwanego „wskaźnika niebilansowości” MI (magnitude of imbalance), będącego miarą niebilansowości każdego z tlenków w układzie. Jest to różnica między wartością obserwowaną (O) oraz oczekiwaną (E) wyrażona w procentach wartości oczekiwanej:

$$(MI)^i = 100 \frac{O^i - E^i}{E^i}, \quad (7)$$

gdzie $O^i = m_1 x_1^i + m_2 x_2^i$ oraz $E^i = m_0 x_0^i$.

MI jest dodatnie w przypadku doprowadzenia lub ujemne – w przypadku odpływu składnika podczas dyferencjacji. Składniki NT nie przenoszone podczas dyferencjacji mają $MI = 0$. Interpretacja wyników jest trudna, gdy w układzie można wydzielić kilka grup składników NT.

OMÓWIENIE WYNIKÓW

Obliczenia bilansu materii zostały wykonane dla siedmiu hipotetycznych układów zdyferencjowanych reprezentowanych przez gnejsy i migmatyty sowiogórskie. Poniżej przedstawiono interpretację trzech spośród nich, obejmujących średnie składy najbardziej charakterystycznych odmian gnejsów i migmatytów, które w terenie są przestrzennie ze sobą związane.

UKŁAD 1: GNEJSY MASYWNE I ŁUSECZKOWE – MIGMATYTY NIERÓWNOMIERNIE WARSTEWKOWE (ŚREDNIE SKŁADY)

Układ ten obejmuje (tab. 3):

– średni skład chemiczny sowiogórskich gnejsów masywnych i łuseczkowych (tab. 8, analiza 81) reprezentujący skałę wyjściową (matrix) w hipotetycznym procesie dyferencjacji;

– średni skład chemiczny melanosomu migmatytów nierównomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 86) stanowiącego jeden element (jądro) ciała zdyferencjowanego;

– średni skład chemiczny leukosomu migmatytów nierównomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 87), będącego drugim elementem (powłoką) ciała zdyferencjowanego.

Obliczenie bilansu w tym układzie powinno dać odpowiedź między innymi na pytania: czy możliwe było utworzenie badanego typu migmatytów w wyniku dyferencjacji *in situ* gnejsów masywnych i łuseczkowych, a jeśli nie, to czym różniły się skały wyjściowe migmatytów od wspomnianych gnejsów?

W tabeli 3A podano przeliczone składy chemiczne trzech skał układu, a w tabeli 3B wyliczone wartości m_1 i m_2 (przy $m_0 = 1000$ g). Najczęściej powtarzającymi się wartościami m_1 i m_2 są odpowiednio około 1000 g i 47 g. Dla nich składnikami NT są: SiO_2 , TiO_2 , FeO^x i CaO (tab. 3C). Brak bilansu wskazuje na to, że analizowany typ migmatytu nie mógł utworzyć się przez dyferencjację *in situ* (bez metasomatozy lub iniekcji) z gnejsów masywnych i łuseczkowych. Z drugiej strony składy gnejsów masywnych i łuseczkowych oraz melanosomu omawianych migmatytów są tak zbliżone,

Tabela 3

Obliczenia bilansu materii dla układu 1: gnejsy masywne i łuseczkowe (81) – migmatyty nierównomiernie warstewkowe (melanosom 86 + leukosom 87)

Evaluation of material balance in system 1: massive and flaky gneisses (81) – irregularly layered migmatites (melanosome 86 + leucosome 87)

A. Przeliczone średnie składy chemiczne skał
Recalculated mean chemical compositions of rock

Składniki Components	81	86	87
SiO_2	70,41	68,37	75,99
TiO_2	0,65	0,65	0,01
Al_2O_3	14,31	15,86	14,05
FeO^x	5,19	5,25	1,32
MgO	1,99	2,16	0,46
CaO	2,32	2,30	1,76
Na_2O	3,12	3,58	3,50
K_2O	2,01	1,83	2,91
	100,00	100,00	100,00

c. d. tab. 3

B. Zestawienie wartości m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)
Comparison of values m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)

Para tlenków Oxide pair	m_1	m_2	$m_1 + m_2$
SiO ₂ – TiO ₂	1 000	27	1 027
SiO ₂ – Al ₂ O ₃	401	565	966
SiO ₂ – FeO ^v	976	48	1 024
SiO ₂ – MgO	895	121	1 016
SiO ₂ – CaO	962	61	1 023
SiO ₂ – Na ₂ O	–285	1 183	898
SiO ₂ – K ₂ O	871	143	1 014
TiO ₂ – Al ₂ O ₃	1 002	–112	890
TiO ₂ – FeO ^v	1 001	–48	953
TiO ₂ – MgO	1 007	–399	608
TiO ₂ – CaO	1 000	11	1 011
TiO ₂ – Na ₂ O	1 002	–133	869
TiO ₂ – K ₂ O	999	62	1 061
Al ₂ O ₃ – FeO ^v	1 023	–136	887
Al ₂ O ₃ – MgO	927	–28	899
Al ₂ O ₃ – CaO	1 684	–882	802
Al ₂ O ₃ – Na ₂ O	1 200	–335	865
Al ₂ O ₃ – K ₂ O	656	278	934
FeO ^v – MgO	548	1 750	2 298
FeO ^v – CaO	979	39	1 018
FeO ^v – Na ₂ O	1 029	–161	868
FeO ^v – K ₂ O	968	82	1 050
MgO – CaO	887	158	1 045
MgO – Na ₂ O	935	–65	870
MgO – K ₂ O	895	129	1 024
CaO – Na ₂ O	1 503	–645	858
CaO – K ₂ O	925	109	1 034
Na ₂ O – K ₂ O	509	371	880

C. Wskaźniki nierównowagi MI dla poszczególnych tlenków
(składniki NT: SiO₂, TiO₂, FeO^v, CaO, $m_1 = 986$ g, $m_2 = 47$ g,
 $m_0 = 1000$ g)

Imbalance indexes for individual oxides (NT components:
SiO₂, TiO₂, FeO^v, CaO, $m_1 = 986$ g, $m_2 = 47$ g, $m_0 = 1000$ g)

Składniki Components	O^i	E^i	MI^i
SiO ₂	709,84	704,1	+ 0,81
TiO ₂	6,41	6,5	– 1,38
Al ₂ O ₃	162,98	143,1	+ 13,89
FeO ^v	52,38	51,9	+ 0,92
MgO	21,51	19,9	+ 8,09
CaO	23,50	23,2	+ 1,29
Na ₂ O	36,94	31,2	+ 18,40
K ₂ O	19,41	20,1	– 3,43

że w wyniku dyferencjacji gnejsu utworzyłyby się migmatyt z bardzo małą zawartością leukosomu. Jest to sprzeczne z obserwacjami terenowymi, gdyż migmatyty te zawierają w przybliżeniu 20–30% objętościowo, czasem więcej leukosomu. Uwzględniając te proporcje należy sądzić, że albo skały wyjściowe omawianych migmatytów były w porównaniu z gnejsami masywnymi i łuseczkowymi bogatsze w SiO₂, K₂O i Na₂O, a uboższe

w FeO^v, MgO, TiO₂ i CaO, albo migmatyty te nie utworzyły się w wyniku dyferencjacji *in situ*, a ich leukosom został częściowo doprowadzony w postaci fluidu lub stopu. Tę drugą ewentualność potwierdzają inne fakty geologiczne i petrograficzne.

UKŁAD 2: GNEJSY MASYWNE I ŁUSECZKOWE
– MIGMATYTY RÓWNOMIERNIE WARSTEWKOWE
(ŚREDNIE SKŁADY)

Układ ten reprezentują (tab. 4):

– średni skład chemiczny gnejsów masywnych i łuseczkowych – skała wyjściowa (jak w układzie 1);

– średni skład chemiczny melanosomu migmatytów równomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 88) – jądro;

– średni skład chemiczny leukosomu migmatytów równomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 89) – powłoka.

W tym układzie (tab. 4B) wybór składników NT jest trudny i niejednoznaczny. Jeśli przyjmie się za składniki NT – SiO₂ i FeO^v, to odpowiadające im wartości m_1 i m_2 wynoszą odpowiednio 533 g i 438 g. Taka proporcja między melanosomem i leukosomem jest często obserwowana w migmatytach równomiernie warstewkowych. Przyjmując dyferencyjne pochodzenie tych migmatytów należałoby stwierdzić, że odpowiadające im skały wyjściowe były w porównaniu z gnejsami masywnymi i łuseczkowymi uboższe w TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO i alkalia. Taka tendencja różnicowania składu współwystępujących gnejsów i migmatytów równomiernie warstewkowych, a zwłaszcza niższa zawartość alkaliów w tych ostatnich, świadczy o małym prawdopodobieństwie anatektycznej genezy omawianych migmatytów.

Tabela 4

Obliczenia bilansu materii dla układu 2: gnejsy masywne i łuseczkowe (81) – migmatyty równomiernie warstewkowe (melanosom 88 + leukosom 89)

Evaluation of material balance in system 2: massive and flaky gneisses – regularly layered migmatites (melanosom 88 + leucosome 89)

A. Przeliczone średnie składy chemiczne skał
Recalculated mean chemical compositions of rocks

Składniki Components	81	88	89
SiO ₂	70,41	70,79	74,65
TiO ₂	0,65	0,71	0,26
Al ₂ O ₃	14,31	12,72	14,36
FeO ^v	5,19	6,97	3,37
MgO	1,99	1,85	1,05
CaO	2,32	2,13	1,87
Na ₂ O	3,12	2,52	3,01
K ₂ O	2,01	2,31	1,43
	100,00	100,00	100,00

c. d. tab. 4

B. Zestawienie wartości m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)
Comparison of values m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)

Para tlenków Oxide pair	m_1	m_2	$m_1 + m_2$
SiO ₂ –TiO ₂	873	115	988
SiO ₂ –Al ₂ O ₃	–853	1 752	899
SiO ₂ –FeO ^v	533	438	971
SiO ₂ –MgO	1 170	–166	1 004
SiO ₂ –CaO	1 559	–535	1 024
SiO ₂ –Na ₂ O	–840	1 740	900
SiO ₂ –K ₂ O	693	286	979
TiO ₂ –Al ₂ O ₃	814	275	1 089
TiO ₂ –FeO ^v	1 448	–1 458	–10
TiO ₂ –MgO	623	794	1 417
TiO ₂ –CaO	791	339	1 130
TiO ₂ –Na ₂ O	770	390	1 160
TiO ₂ –K ₂ O	1 000	–181	819
Al ₂ O ₃ –FeO ^v	460	589	1 049
Al ₂ O ₃ –MgO	1 026	88	1 114
Al ₂ O ₃ –CaO	963	143	1 106
Al ₂ O ₃ –Na ₂ O	–824	1 726	902
Al ₂ O ₃ –K ₂ O	561	500	1 061
FeO–MgO	–1 167	3 952	2 785
FeO–CaO	322	873	1 195
FeO–Na ₂ O	409	694	1 103
FeO–K ₂ O	297	926	1 223
MgO–CaO	1 049	43	1 092
MgO–Na ₂ O	928	259	1 187
MgO–K ₂ O	3 341	–3 993	–652
CaO–Na ₂ O	676	470	1 146
CaO–K ₂ O	346	849	1 195
Na ₂ O–K ₂ O	475	639	1 114

C. Wskaźniki nierównowagi MI dla poszczególnych tlenków
(składniki NT: SiO₂, FeO^v, $m_1 = 533$ g, $m_2 = 438$ g,
 $m_0 = 1000$ g)

Imbalance indexes MI for individual oxides (NT components:
SiO₂, FeO^v, $m_1 = 533$ g, $m_2 = 438$ g, $m_0 = 1000$ g)

Składniki Components	O^i	E^i	MI^i
SiO ₂	704,28	704,1	+0,03
TiO ₂	4,92	6,5	–24,31
Al ₂ O ₃	130,69	143,1	–8,67
FeO ^v	51,91	51,9	+0,02
MgO	14,46	19,9	–27,34
CaO	19,54	23,2	–15,78
Na ₂ O	26,61	31,2	–14,71
K ₂ O	18,58	20,1	–7,56

UKŁAD 3: NEBULITY
– MIGMATYTY RÓWNOMIERNIE WARSTEWKOWE
(ŚREDNIE SKŁADY)

Układ ten obejmuje (tab. 5):

– średni skład chemiczny sówiogórskich nebulitów (tab. 8, analiza 92) reprezentujący matrix;
– średni skład chemiczny melanosomu migmatytów równomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 88) – jądro;

– średni skład chemiczny leukosomu migmatytów równomiernie warstewkowych (tab. 8, analiza 89) – powłoka.

Z obserwacji geologicznych wynika, że układ ten reprezentuje przeciwny do dyferencjacji kierunek

Tabela 5

Obliczenia bilansu materii dla układu 3: nebulity (92) – migmatyty równomiernie warstewkowe (melanosom 88 + leukosom 89)

Evaluation of material balance in system 3: nebulites (92) – migmatites regularly layered (melanosome 88 + leucosome 89)

A. Przeliczone średnie składy chemiczne skał
Recalculated mean chemical compositions of rocks

Składniki Components	92	88	89
SiO ₂	68,71	70,79	74,65
TiO ₂	0,65	0,71	0,26
Al ₂ O ₃	15,48	12,72	14,36
FeO ^v	5,10	6,97	3,37
MgO	1,38	1,85	1,05
CaO	3,15	2,13	1,87
Na ₂ O	3,19	2,52	3,01
K ₂ O	2,34	2,31	1,43
	100,00	100,00	100,00

B. Zestawienie wartości m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)
Comparison of values m_1 , m_2 , $m_1 + m_2$ ($m_0 = 1000$ g)

Para tlenków Oxide pair	m_1	m_2	$m_1 + m_2$
SiO ₂ –TiO ₂	886	80	966
SiO ₂ –Al ₂ O ₃	–2 521	3 311	790
SiO ₂ –FeO ^v	529	418	947
SiO ₂ –MgO	484	461	945
SiO ₂ –CaO	4 001	–3 070	931
SiO ₂ –Na ₂ O	–1 255	2 110	855
SiO ₂ –K ₂ O	1 073	–97	976
TiO ₂ –Al ₂ O ₃	771	395	1 166
TiO ₂ –FeO ^v	1 483	–1 586	–85
TiO ₂ –MgO	1 223	–840	383
TiO ₂ –CaO	512	1 101	1 613
TiO ₂ –Na ₂ O	763	424	1 187
TiO ₂ –K ₂ O	780	390	1 170
Al ₂ O ₃ –FeO ^v	368	752	1 120
Al ₂ O ₃ –MgO	269	839	1 108
Al ₂ O ₃ –CaO	2 396	–1 043	1 353
Al ₂ O ₃ –Na ₂ O	376	746	1 122
Al ₂ O ₃ –K ₂ O	766	400	1 166
FeO ^v –MgO	648	170	818
FeO ^v –CaO	–184	1 893	1 709
FeO–Na ₂ O	369	751	1 120
FeO–K ₂ O	–272	2 075	1 803
MgO–CaO	–598	2 367	1 769
MgO–Na ₂ O	274	830	1 104
MgO–K ₂ O	–2 200	5 187	2 987
CaO–Na ₂ O	2 072	–873	1 399
CaO–K ₂ O	–101	1 805	1 704
Na ₂ O–K ₂ O	740	439	1 179

c. d. tab. 5

WNIOSKI

C. Wskaźniki nierównowagi MI dla poszczególnych tlenków (składniki NT: TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O ; $m_1 = 764$ g, $m_2 = 410$ g, $m_0 = 1000$ g)

Imbalance indexes MI for individual oxides (components NT: TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O ; $m_1 = 764$ g, $m_2 = 410$ g, $m_0 = 1000$ g)

Składniki Components	O^i	E^i	MI^i
SiO_2	846,90	687,1	+ 23,26
TiO_2	6,49	6,5	- 0,15
Al_2O_3	156,06	154,8	+ 0,81
FeO^x	67,07	51,0	+ 31,51
MgO^x	18,44	13,8	+ 33,62
CaO	23,94	31,5	- 24,00
Na_2O	31,59	31,9	- 0,97
K_2O	23,51	23,4	+ 0,47

rozwoju, mianowicie hipotetyczną homogenizację układu niejednorodnego. Tekstury migmatytów homofanicznych mogły się bowiem tworzyć w wyniku homogenizacji tekstur migmatytów warstewkowych i żyłkowych. Obliczenie bilansu może pozwolić tu na określenie, na podstawie składu skały będącej efektem homogenizacji, proporcji między melanosomem i leukosomem wyjściowego migmatytu warstewkowego oraz ustalenie, czym różnił się jego skład od dzisiaj obserwowanych migmatytów równomiernie warstewkowych.

Za składniki NT w omawianym układzie można przyjąć następujące tlenki: TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O i K_2O , a wartości m_1 i m_2 będą wynosić odpowiednio 764 g i 410 g. Suma $m_1 + m_2 = 1174$ g jest o 174 g większa od wartości $m_0 = 1000$ g. Oznacza to, że teoretycznie około 17% masy składników powinno być odprowadzone z układu podczas homogenizacji. Nebulity mogły się rozwinąć ze skał uboższych w SiO_2 , FeO^x i MgO , a bogatszych w CaO w porównaniu do migmatytów równomiernie warstewkowych, ewentualnie, podczas homogenizacji zostały w te składniki odpowiednio zubożone lub wzbogacone.

ANALIZA SKŁADU SKAŁ SOWIOGÓRSKICH W UKŁADZIE Q–Or–Ab–An–H₂O

OPIS METODY

Badania eksperymentalne układu Q–Or–Ab–An–H₂O dostarczają coraz więcej informacji o sposobach topienia i krystalizacji oraz przemianach fazowych w skałach o składzie granitów. Pozwalają one też ustalić temperatury i ciśnienia, w których pojawiają się pierwsze stopy anatektyczne (T około 620°C przy $P_{H_2O} = 7$ kbar i 680°C przy 2 kbar). Podsumowanie tych badań zawdzięczamy Winklerowi *et al.* (1975), Krawcowej

Z analizy przedstawionych układów wyłania się kilka prawdopodobnych hipotez o genezie migmatytów Gór Sowich. Uogólnienie uzyskanych wyników jest jednak trudne, ze względu na nie zawsze całkowicie jednoznaczność ich interpretację, a także z uwagi na małą liczbę analiz chemicznych oddzielnych elementów migmatytów.

Z analizy bilansu materii wynika, że zespół skał wyjściowych, z których powstały gnejsy i migmatyty, był zróżnicowany pod względem składu, a migmatytyzacja dyferencjalna dotknęła wybiórczo tylko niektóre odmiany gnejsów. Przypuszczalnie mniejszy wpływ na zróżnicowanie chemizmu skał miały zjawiska metasomatyczne.

W migmatytach nierównomiernie warstewkowych zwraca uwagę wielkie podobieństwo składów melanosomu i gnejsów łuseczkowych oraz wynikająca stąd trudność wyprowadzenia tych migmatytów przez dyferencjację *in situ* z gnejsów łuseczkowych. Fakt ten jest potwierdzeniem przypuszczenia, opartego też na innych obserwacjach, o doprowadzeniu leukosomu do omawianych skał. Migmatyty miałyby zatem charakter artefaktów.

Bilans materii dla migmatytów równomiernie warstewkowych (głównie fałdowych) i gnejsów łuseczkowych nie daje wyraźnego obrazu. Ale mniejsza w porównaniu z gnejsami zawartość w tych migmatytach alkaliów, wobec znacznego stopnia migmatytyzacji, zdaje się nie potwierdzać tezy o anatektycznym charakterze dyferencjacji.

Z bilansu materii dla migmatytów fałdowych i nebulitów wynika, że te ostatnie rozwinęły się ze skał uboższych w SiO_2 , FeO^x i MgO , a bogatszych w CaO , lub proces homogenizacji spowodował odpowiednio zubożenie i wzbogacenie w wymienione składniki.

(1975) oraz Wyllie'mu (1977). Na podstawie wyników badań eksperymentalnych powstała metoda analizy skał pod kątem możliwości ich anatektycznego lub nieanatektycznego powstania.

W przedstawionej niżej analizie wykorzystano metodę projekcji tetraedru Q–Or–Ab–An według Krawcowej (1975), polegającą na rzutowaniu czworościanu na trzy płaszczyzny (fig. 34–39):

– widok z przodu (\perp do wysokości tetraedru przechodzącej przez An);

- widok z boku (\perp do krawędzi Or–Ab),
- widok z góry (\perp do wysokości trójkąta Q–Or–Ab przechodzącej przez kwarc).

Na trzech rzutach tetraedru naniesione na podstawie danych zestawionych przez Winklera (1975), punkty eutektyczne E_1 – E_6 poszczególnych układów cząstkowych, trzy powierzchnie kotektyczne E_1 – E_2 – E_5 – P , P – E_3 – E_5 i P – E_5 – E_4 – E_6 oraz linię kotektyczną P – E_5 . Diagramy te są sporządzone dla warunków: $P_{\text{totalne}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar, ale z uwagi na to, że zmiany ciśnienia nie powodują dużych zmian położenia powierzchni kotektycznych, mogą one być stosowane z dobrym przybliżeniem dla ciśnień od 3 do 10 kbar, które odpowiadają głębokości w skorupie ziemskiej od 10 do 35 km (Winkler 1975).

W tetraedrze Q–Or–Ab–An trzy powierzchnie kotektyczne ograniczają trzy przestrzenie: kwarcu, plagioklaz i ortoklaz. Powierzchnie te przecinają się wzdłuż linii P – E_5 . Stop, którego skład znajduje się w przestrzeni danego składnika, np. w przestrzeni Q, może współwystępować tylko z jedną fazą stałą, w tym przypadku z kwarcem. Stop o składzie leżącym na jednej z powierzchni kotektycznych może istnieć z dwoma fazami stałymi, np. na powierzchni E_1 – E_2 – E_5 – P z kwarcem i plagioklazem. Natomiast stopy o składach wyznaczonych przez linię kotektyczną P – E_5 mogą współwystępować z trzema fazami stałymi: z kwarcem, plagioklazem i skaleniem alkalicznym. Położenie powierzchni i linii kotektycznych w czworoscianie wyznacza sposoby krystalizacji i nadtapiania skał o składzie granitu. Generalizując zagadnienie można powiedzieć, że przykładowy stop magmowy, którego skład znajduje się w przestrzeni kwarcu, w miarę spadku temperatury do wartości odpowiadającej liquidus, zacznie krystalizować z wydzieleniem kwarcu, a skład fazy ciekłej będzie się zmieniał w kierunku powierzchni kotektycznej rozdzielającej przestrzenie Q i Pl (lub Or). Po osiągnięciu przez stop tej powierzchni rozpoczyna równoczesną krystalizację dwie fazy stałe – kwarc i plagioklaz (lub skałen alkaliczny), a w wyniku tej krystalizacji skład fazy ciekłej będzie dążył do linii kotektycznej P – E_5 , po osiągnięciu której ze stopu będą równocześnie krystalizować trzy fazy stałe: kwarc, plagioklaz i skałen alkaliczny. Skład stopu, wzdłuż linii P – E_5 , będzie dążył w kierunku P i w pobliżu tego punktu zakończy się krystalizacja, a ogólny skład skały będzie odpowiadał składowi stopu wyjściowego.

W rozpatrywaniu genezy migmatytów najistotniejsze znaczenie ma fakt, że linia kotektyczna P – E_5 oraz trzy powierzchnie kotektyczne w te-

traedrze Q–Or–Ab–An wyznaczają składy stopów (i powstałych z nich skał), które mogą utworzyć się w układzie granitoidowym w stosunkowo najniższych temperaturach. Są to tak zwane inicjalne stopy anatektyczne, które – jak się sądzi – odgrywają ważną rolę w tworzeniu się leukosomu migmatytów. W przypadku anatektycznej genezy leukosomu jego punkt składu w czworoscianie powinien leżeć bliżej kotektycznych powierzchni granicznych i linii P – E_5 niż skład skały wyjściowej – paleosomu. Dla skał wyjściowych leżących w przestrzeni Q, inicjalne stopy anatektyczne będą zubożone w kwarc, a wzbogacone w skalenie. Natomiast skały z dwóch pozostałych przestrzeni dadzą stopy wzbogacone w kwarc. Stopy anatektyczne skał ze wszystkich przestrzeni tetraedru, z wyjątkiem ortoklazowej, powinny być wzbogacone w normatywny ortoklaz, a przy tym im niższy w skałe wyjściowej jest stosunek Ab:An, tym bogatszy w Or powinien być stop inicjalny (jest to tzw. efekt anortytowy). Skład pierwszych stopów anatektycznych utworzonych w najniższych temperaturach powinien być bliski linii P – E_5 , a przy intensywniejszej anateksis powinien leżeć na jednej z powierzchni kotektycznych. Tylko przy niemal całkowitym przetopieniu w znacznie wyższych temperaturach (diateksis) skład stopu oddala się od tych powierzchni i zbliża się do składu skał wyjściowych.

Na projekcję czworoscianu Q–Or–Ab–An zaleca się nanoszenie składów normatywnych (według CIPW) skał przeliczonych tak, aby $Q + Or + Ab + An = 100\%$. Metoda ta wzbudza jednak poważne zastrzeżenia, ponieważ normatywny ortoklaz według CIPW wiąże całość K_2O w skałe. Nie uwzględnia się zatem K_2O związanego w biotycie, trwałym nawet przy zaawansowanej anateksis, a także w muskowiecie, który rozkłada się przy anateksis, jednak jego termodynamiczny wpływ na układ jest z pewnością inny niż ortoklaz. Nie wykluczone, że lepszym rozwiązaniem może być używanie zamiast norm CIPW, jednolekularnych norm kationów Niggliego, które wierniej oddają rzeczywisty skład mineralny skał. Na projekcji graficznej przedstawiono składy wyrażone w normach CIPW, gdyż wszystkie badania publikowane dotąd prace opierały się na tych właśnie normach.

Przedstawiona powyżej metoda, szeroko wykorzystywana w badaniach migmatytów, nie uwzględnia jednego – zdaniem autora – istotnego czynnika. W metodzie tej miarą podatności skały na nadtapianie jest proporcja Q:Or:Ab:An wyliczona z jej składu. Jednak na jej podstawie nie można

w miarę dokładnie określić, jak silnej migmatyzacji może ulec badana skała podczas anateksis, czyli: ile składników jasnych wydzieli się w formie leukosomu. Ilustruje to prosty przykład: identyczną proporcję Q:Or:Ab:An mogą mieć dwie różne skały – gnejs jasny, ubogi w składniki ciemne, oraz gnejs ciemny, bogaty w biotyt. W pierwszej z nich jasne składniki stanowią mogą niemal całą masę skały, a w drugiej tylko pewną część obok licznych składników ciemnych. W obu przypadkach inicjalny stop anatektyczny powinien pojawić się w przybliżeniu w tej samej temperaturze, jednak ilość tego stopu w jasnym gnejsie będzie znacznie większa niż w ciemnym. Z gnejsu jasnego teoretycznie może powstać migmatyt z dużą ilością leukosomu, podczas gdy w migmatycie utworzonym z gnejsu bogatego w składniki ciemne ilość leukosomu będzie znacznie mniejsza.

Do ilościowego wyrażenia podatności skał na anatektyczne nadtapianie autor proponuje obliczanie zawartości tzw. „składnika kotektycznego” w skałach. Metoda ta może być istotnym uzupełnieniem analizy skał w układzie Q–Or–Ab–An–H₂O. Pozwala ona na podstawie najprostszyc wyliczeń określić przybliżoną ilość stopu, którą można otrzymać ze skały w procesie anateksis po osiągnięciu najniższych temperatur topienia (do około 20–30°C powyżej temperatury solidus). Tę ilość inicjalnego stopu anatektycznego nazywa autor zawartością składnika kotektycznego w skale. Obliczenia wymagają upraszczających założeń, ale w odniesieniu do skał o składzie pospolitych gnejsów i granitów są dość dokładne. Obliczenia zawartości składnika kotektycznego w skałach Gór Sowich dały rezultaty w dużym stopniu zbieżne z innymi faktami petrograficznymi i geologicznymi.

Zwykle gnejsy, nawet o dość zróżnicowanym składzie, dają inicjalne stopy anatektyczne o składzie bliskim linii kotektycznej P–E₅ lub powierzchni kotektycznych. Dla większości składów skał wyjściowych stop taki będzie zawierał od około 28% do 45% normatywnego kwarcu i odpowiednio 72–55% sumy normatywnych skaleni (Or + Ab + An), co wyznacza przebieg linii P–E₅ i powierzchni rozdzielających przestrzeń Q od przestrzeni skaleniowych. Dla niskotemperaturowego przedziału układu, z pominięciem skał niezwykle bogatych w skaleni, można z niedużym błędem przyjąć, że proporcja Q:Fsp w stopach inicjalnych wynosi 35:65% wagowo. Obliczona według tej proporcji suma normatywnego kwarcu i skaleni w skale odpowiada teoretycznej ilości stopu anatektycznego, którą można ze skały otrzymać w najniższych temperaturach. Przeliczenie tej

sumy na zawartość procentową w stosunku do sumy wszystkich składników w skale daje zawartość składnika kotektycznego w tej skale. Im wyższy udział składnika kotektycznego w gnejsie, tym więcej jasnych składników może się wydzielić w postaci leukosomu przy anatektycznej migmatyzacji.

Procedura liczenia zawartości składnika kotektycznego jest następująca:

1. Zakłada się, że inicjalny stop anatektyczny charakteryzuje się stosunkiem:

$$\frac{Q_k}{F_{sp_k}} = \frac{35}{65} = 0,54,$$

gdzie Q_k – procent wagowy normatywnego kwarcu (wg CIPW) w stopach inicjalnych;

F_{sp_k} – suma procentów wagowych skaleni (Or + Ab + An) w normach CIPW w stopach inicjalnych.

2. Oblicza się dla badanej skały proporcję:

$$\frac{Q_i}{F_{sp_i}},$$

gdzie Q_i oraz F_{sp_i} są procentami wagowymi odpowiednio normatywnego kwarcu i sumy normatywnych skaleni w analizowanej skale.

3. Jeśli

$$\frac{Q_i}{F_{sp_i}} > 0,54,$$

to oznacza, że w badanej skale jest nadwyżka kwarcu ponad ilość określoną proporcją $Q_k:F_{sp_k}$ w stopach inicjalnych. Podczas nadtapiania skały w skład stopu przejdzie zatem całość skaleni oraz tylko część kwarcu równa 0,54 zawartości skaleni w skale. Stąd też zawartość składnika kotektycznego K_i oblicza się następująco:

$$K_i = F_{sp_i} + 0,54 F_{sp_i}.$$

4. Jeśli

$$\frac{Q_i}{F_{sp_i}} < 0,54,$$

to w skale jest nadwyżka skaleni względem kwarcu i przy anateksis do stopu przejdzie przede wszystkim całość kwarcu i tylko część skaleni równa 1,86 (czyli $F_{sp_k}:Q_k = 65:35$) zawartości kwarcu w skale. W tym przypadku K_i wylicza się według równania:

$$K_i = Q_i + 1,86 Q_i.$$

INTERPRETACJA WYNIKÓW

Na figurach 34–39 są przedstawione składy skał sowiogórskich w czworościanie Q–Or–Ab–An. Tu, podobnie jak w poprzednich roz-

działach, istotną rolę w rozważaniach na temat charakteru migmatyzacji odgrywają analizy chemiczne oddzielnych elementów migmatytów – leukosomu i melanosomu. Mała liczba tych analiz utrudnia uchwycenie generalnych prawidłowości w zróżnicowaniu składu od melanosomu do leukosomu i sprawia, że wnioski trzeba traktować z pewną rezerwą, jako nie całkowicie udowodnione.

Figury 34 i 35 pokazują proporcje Q:Or:Ab:An w różnych odmianach gnejsów Gór Sowich. Gnejsy łuseczkowe i masywne (fig. 34) charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem tych proporcji. Trzy

z nich leżą w przestrzeni kwarcu (Q), dość daleko od powierzchni kotektycznych, a trzy pozostałe w przestrzeni Pl, blisko powierzchni rozdzielającej przestrzenie Q i Pl. Charakterystyczne, że gnejsy mikroklinowe, zwłaszcza odmiana słojowa, mają składy bliskie linii kotektycznej $P-E_5$ (fig. 35). W stosunkowo niskich temperaturach powinien pojawić się w nich w dużej ilości stop inicjalny. Gnejsy syllimanitowe i kordierytowe mają urozmaicony skład, a niektóre z nich leżą daleko od powierzchni kotektycznych w przestrzeni Q.

Na figurze 36 zilustrowano składy migmaty-

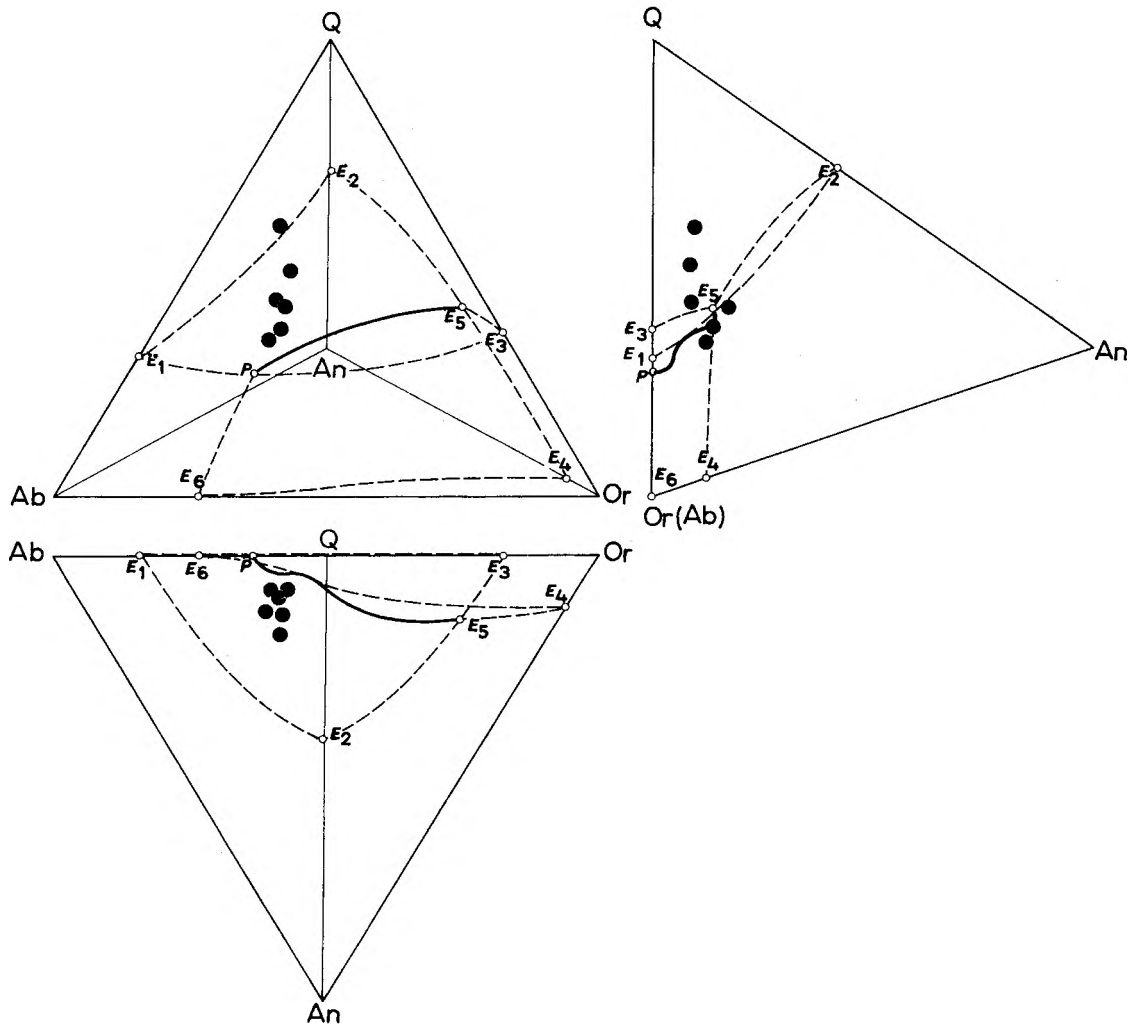


Fig. 34

Składy sowiogórskich gnejsów masywnych i łuseczkowych w projekcji układu granitowego Q-Or-Ab-An; E_1, E_2, \dots, E_6 – punkty eutektyczne poszczególnych układów dwu- i trójskładnikowych; $P-E_5$ – linia kotektyczna (metoda projekcji według Krawcowej 1975, położenie punktów eutektycznych i powierzchni kotektycznych według Winklera *et al.* 1975)

Compositions of the Sowie Góry massive and flake gneisses in projection of granite system Q-Or-Ab-An; E_1, E_2, \dots, E_6 – eutectic points of individual binary and triple systems; $P-E_5$ – cotectic line (projected after Krawcowa 1975, positions of eutectic points and cotectic surfaces according to Winkler *et al.* 1975)

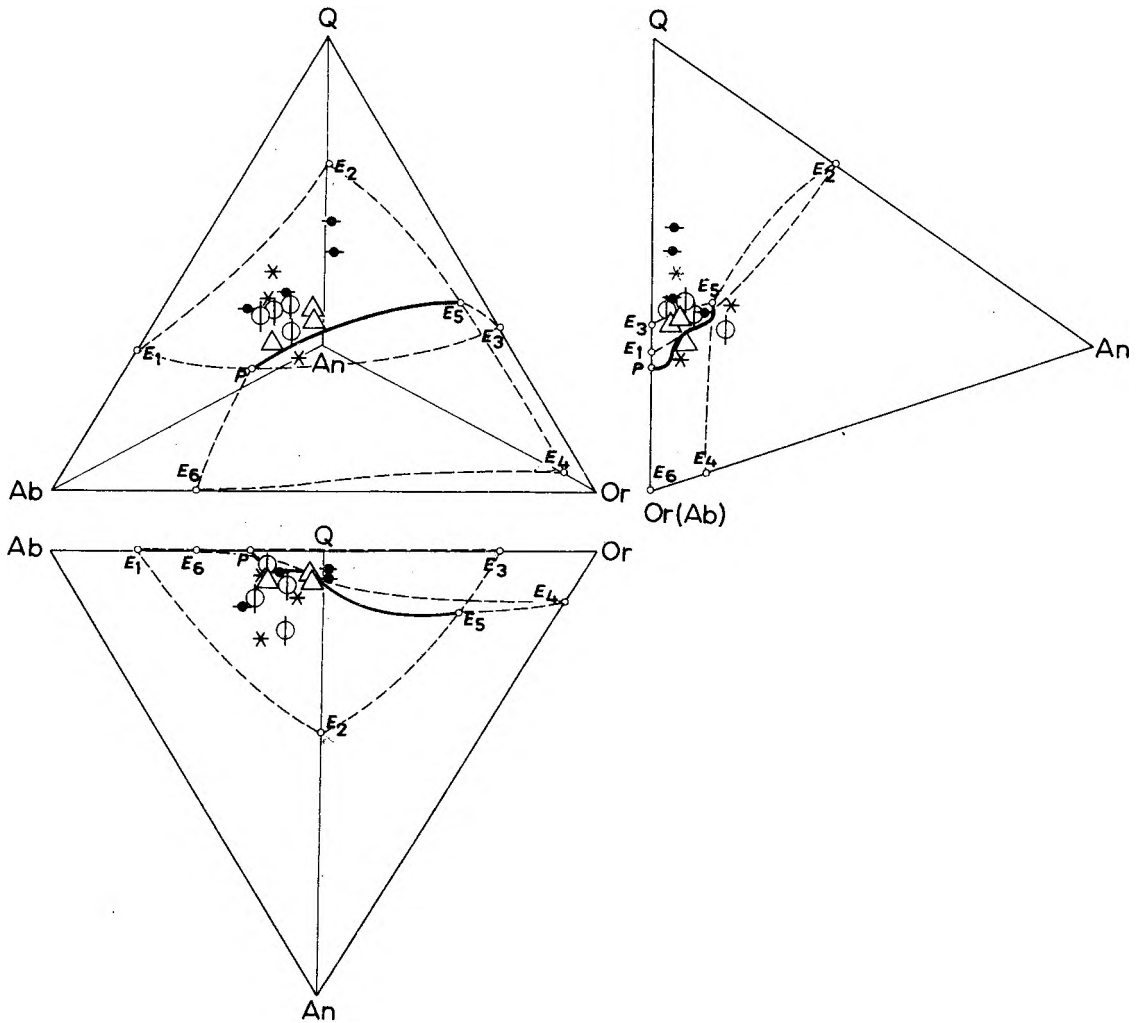


Fig. 35

Składy sowiogórskich gnejsów słojowych, oczkowych, sillimanitowych i kordierytowych w projekcji układu granitowego Q-Or-Ab-An (objaśnienia znaków przy figurze 14)

Projection of the Sowie Góry veined, augen, sillimanite and cordierite gneisses in the granite system Q-Or-Ab-An (legend as in figure 14)

tów warstewkowych i żyłkowych (flebitów). Z wyjątkiem jednej próby melanosomu, wszystkie inne składy migmatytów mieszczą się w przestrzeni kwarcu.

Melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmatytowych reprezentują punkty leżące niemal na powierzchni oddzielającej przestrzeń Q i Pl. Odpowiadające im próby leukosomu leżą dalej od tej powierzchni, bliżej wierzchołka Q. Dwie z nich są wzbogacone w porównaniu z melanosomem w Or, a jedna w Ab. Jednoznaczna interpretacja takiego zróżnicowania składów melanosomu i leukosomu jest trudna, ale wydaje się mało prawdopodobne, aby leuko-

som tych migmatytów mógł utworzyć się przez anatektyczne nadtopienie melanosomu, gdyż skład leukosomu, w porównaniu z melanosomem, bardziej odbiega od składu niskotemperaturowego stopu anatektycznego. Jeśli leukosom omawianych migmatytów utworzył się ze stopu, to nie był to niskotemperaturowy stop inicjalny, tylko stop powstały w wyższej temperaturze.

Krystalizacja tego stopu odbywałaby się w następującej kolejności:

kwarc	-----
plagioklaz	-----
mikroklin	-----

Przy takiej sukcesji powinno być dużo kroplowych

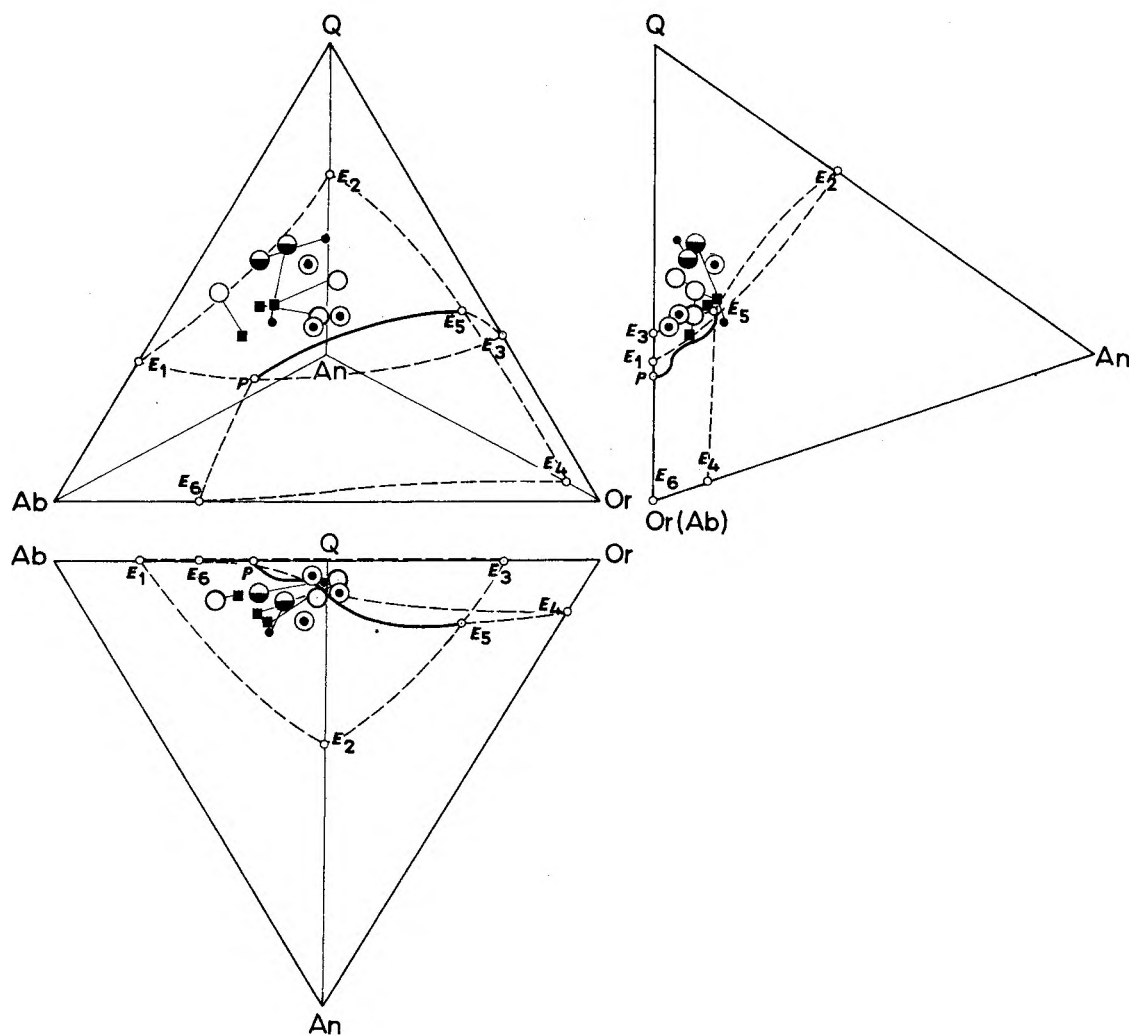


Fig. 36

Składy migmatytów sowiogórskich w projekcji układu granitowego Q-Or-Ab-An (objaśnienie znaków przy figurze 15)

Projections of compositions of migmatites from the Sowie Góry in the granite system Q-Or-Ab-An (legend as in figure 15)

wrostków kwarcu w skaleniach i tak w istocie jest w leukosomie omawianych migmatytów. Świadczyłyby to o krystalizacji ze stopu.

Migmatyty równomiernie warstewkowe (głównie migmatyty fałdowe) są reprezentowane tylko przez dwie próby. W każdej z nich zróżnicowanie składu melanosomu i leukosomu wykazuje inną tendencję. Melanosom jednego migmatytu leży daleko od powierzchni kotektycznych, w przestrzeni Q, a jego leukosom jest tylko nieznacznie bogatszy w skalenie (plagioklaz). Kierunek zmiany składu od melanosomu do leukosomu niezupełnie odpowiada procesowi anateksis. Skład melanosomu drugiego migmatytu znajduje się w przestrzeni plagioklazu, blisko powierzchni granicznej

z kwarcem, natomiast jego leukosom jest silnie wzbogacony w normatywny kwarc. Trudno tu na podstawie dwóch prób migmatytów wyciągać ogólne wnioski, tym bardziej, że skład normatywny wyliczony z tych analiz znacznie odbiega od składu modalnego określonego w mikroskopie. Jednak z punktu widzenia opisanej tu metody wydaje się mało prawdopodobne, aby analizowane migmatyty równomiernie warstewkowe powstały tylko przez dyferencjację anatektyczną. Krystalizacja stopów o składzie leukosomu migmatytów fałdowych powinna zachodzić w kolejności podanej przy migmatytach nierównomiernie warstewkowych i ptygmatytowych, tzn. Q-P1-Mi. W omawianym typie leukosomu mało jest form

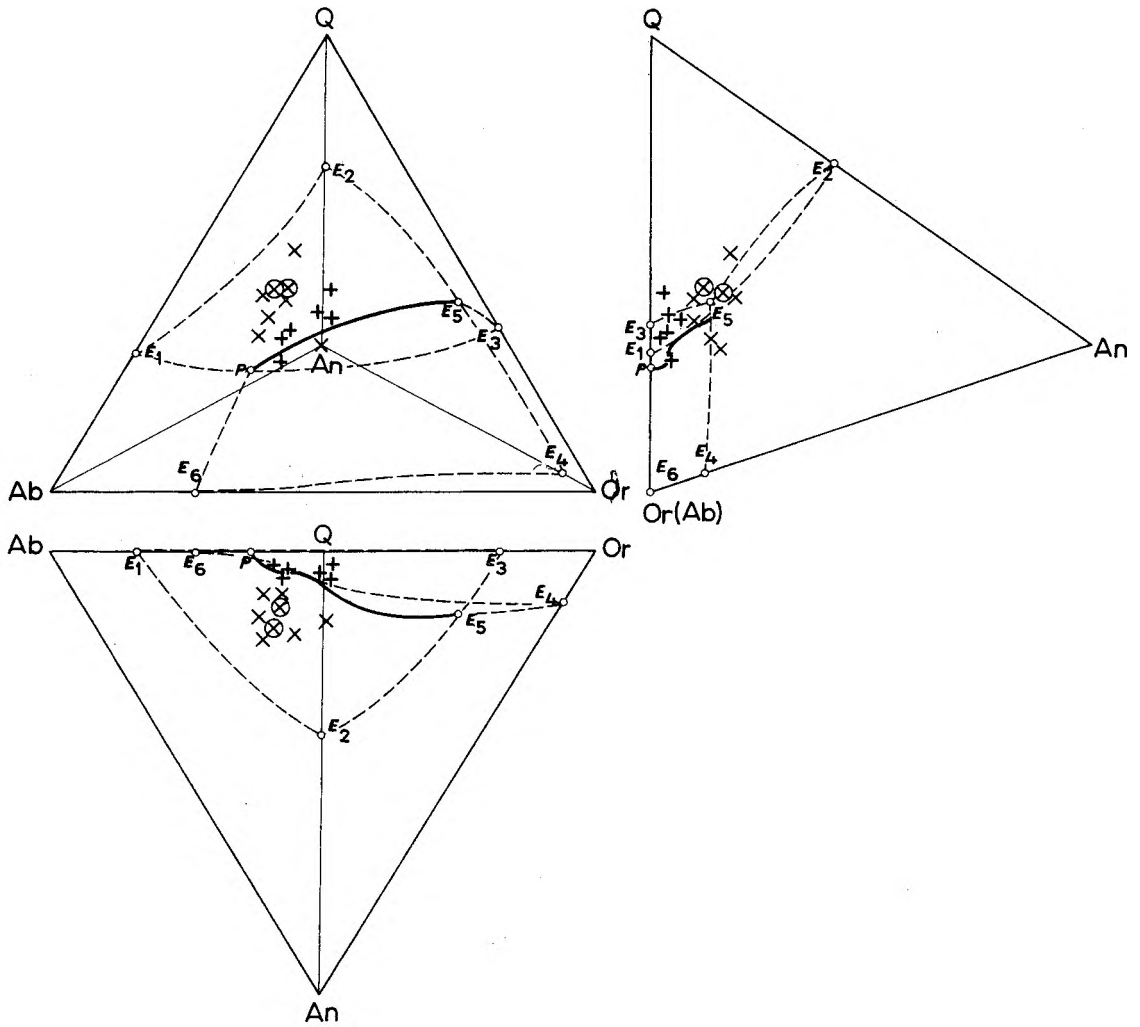


Fig. 37

Składy nebulitów i granitoidów sowiogórskich w projekcji układu granitowego Q-Or-Ab-An (objaśnienia znaków przy figurze 16)

Nebulites and granitoids from the Sowie Góry in the granite system Q-Or-Ab-An (legend as in figure 16)

kropkowych kwarcu, co również może potwierdzać neanatektyczne pochodzenie leukosomu.

Na figurze 37 jest pokazany skład nebulitów i granitoidów intruzyjnych. Nebulity i towarzyszące im migmatyty fałdowe mają punkty projekcyjne usytuowane blisko powierzchni kotektycznej, między kwarcem a plagioklazem, lecz są oddalone od niskotemperaturowej linii $P-E_5$ w stronę krawędzi plagioklazów. Duży udział normatywnego anortytu w nebulitach wskazuje, że nie mogły one powstać z najbardziej niskotemperaturowych stopów inicjalnych. Jeśli w ogóle utworzyły się one ze stopów, to były to stopy powstałe w stosunkowo wysokich temperaturach, przy znacznie zaawansowanym procesie anateksis. Skład nebuli-

tów w większości wypada w przestrzeni P1, a to narzuca następującą kolejność krystalizacji: P1- $-Q$ ($-Ksp$). Taka kolejność pozostaje w zgodzie z wyraźnym automorfizmem plagioklazów i prawie zupełnym brakiem w nich kropkowych wrostków kwarcu.

Skład granitoidów intruzyjnych odpowiada położeniu linii kotektycznej $P-E_5$ w jej części niskotemperaturowej, blisko punktu P. Potwierdza to możliwość utworzenia tych skał z anatektycznego stopu inicjalnego, będącego produktem anateksis gnejsów.

Figury 38 i 39 przedstawiają średnie składy skał sowiogórskich w czworoboku Q-Or-Ab-An. Średnie wszystkich gnejsów oraz gra-

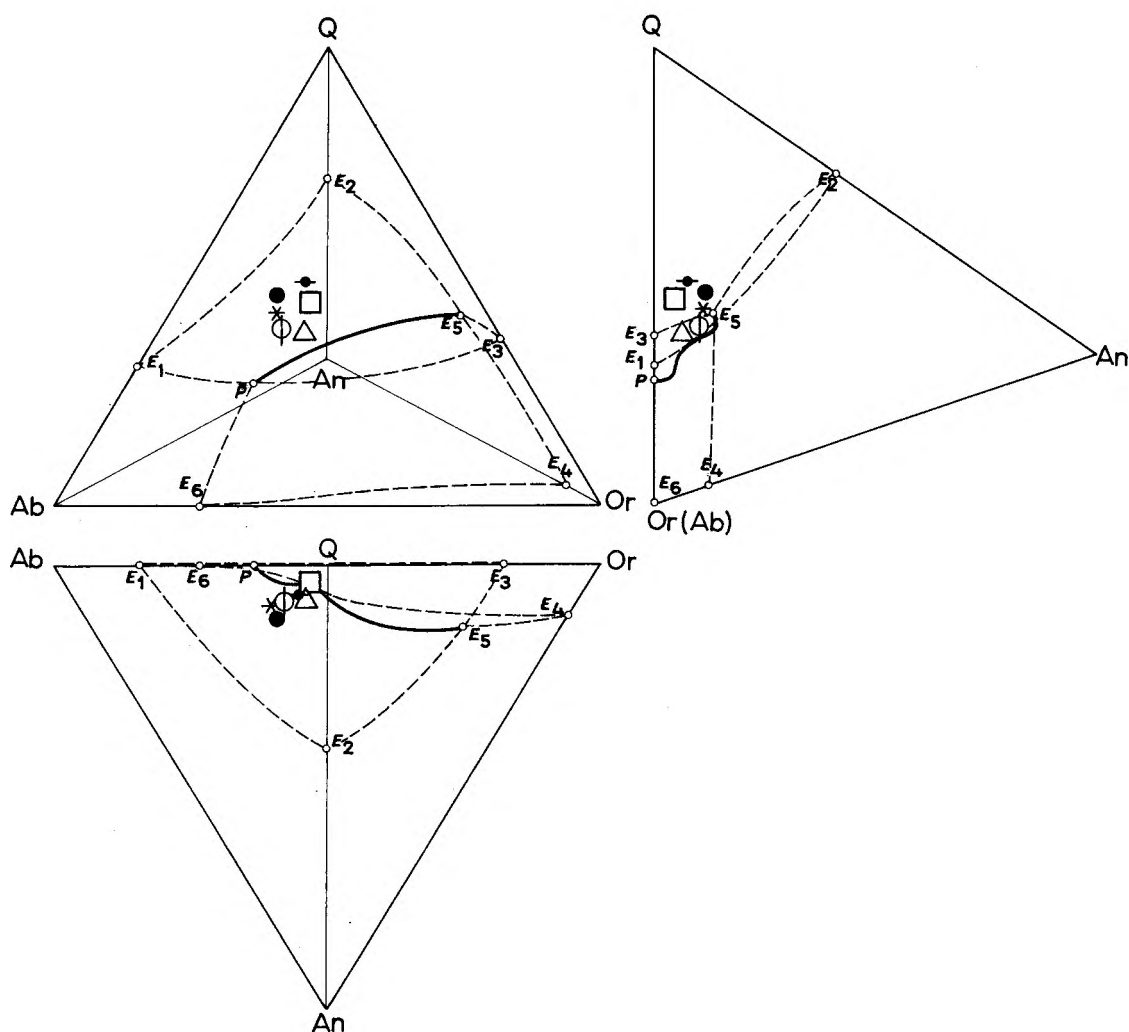


Fig. 38

Średnie składy gnejsów i granulitów sówiogórskich w projekcji układu granitowego Q-Or-Ab-An (objaśnienia znaków przy figurze 32)

Mean compositions of gneisses and granulites from the Sowie Góry in the granite system Q-Or-Ab-An (legend as in figure 32)

nulitów leżą w przestrzeni kwarcu, z tym, że gnejsy mikrokinowe blisko niskotemperaturowych powierzchni kotektycznych. Średnie składy migmatytów warstewkowych i żyłkowych (fig. 39) potwierdzają wyżej podane sugestie. Położenie punktów składu melanosomu i leukosomu analizowanych kilku migmatytów warstewkowych wskazuje, że prawdopodobnie nie anatektyczna dyferencjacja, lecz inny proces był główną przyczyną utworzenia tych migmatytów. Anatektyczna geneza jest bardziej prawdopodobna w przypadku leukosomu migmatytów nierównomiernie warstewkowych. Jego skład jest dość bliski powierzchni kotektycznej rozdzielającej przestrzeń kwarcu i skaleni. Nebulity zaś mają skład odpowiadają-

cy dość wysokotemperaturowym stopom bogatym w cząsteczkę anortytową. Odnośnie do genezy granitoidów intruzyjnych chyba nie może być wątpliwości, że są one produktem zakrzepnięcia niskotemperaturowych stopów inicjalnych.

W tabeli 6 przedstawiono wyniki obliczeń zawartości składnika kotektycznego w skałach sówiogórskich dla norm CIPW średnich składów skał. Gnejsy sówiogórskie charakteryzują się stosunkowo małą zawartością składnika kotektycznego, w granicach 63–73%. Wyjątek stanowią gnejsy mikrokinowe, w których wynosi on 84–86% wagowych skały. Gnejsy smużyste i flebity (ogółem melanosom + leukosom), podobnie jak melanosom i leukosom migmatytów równo-

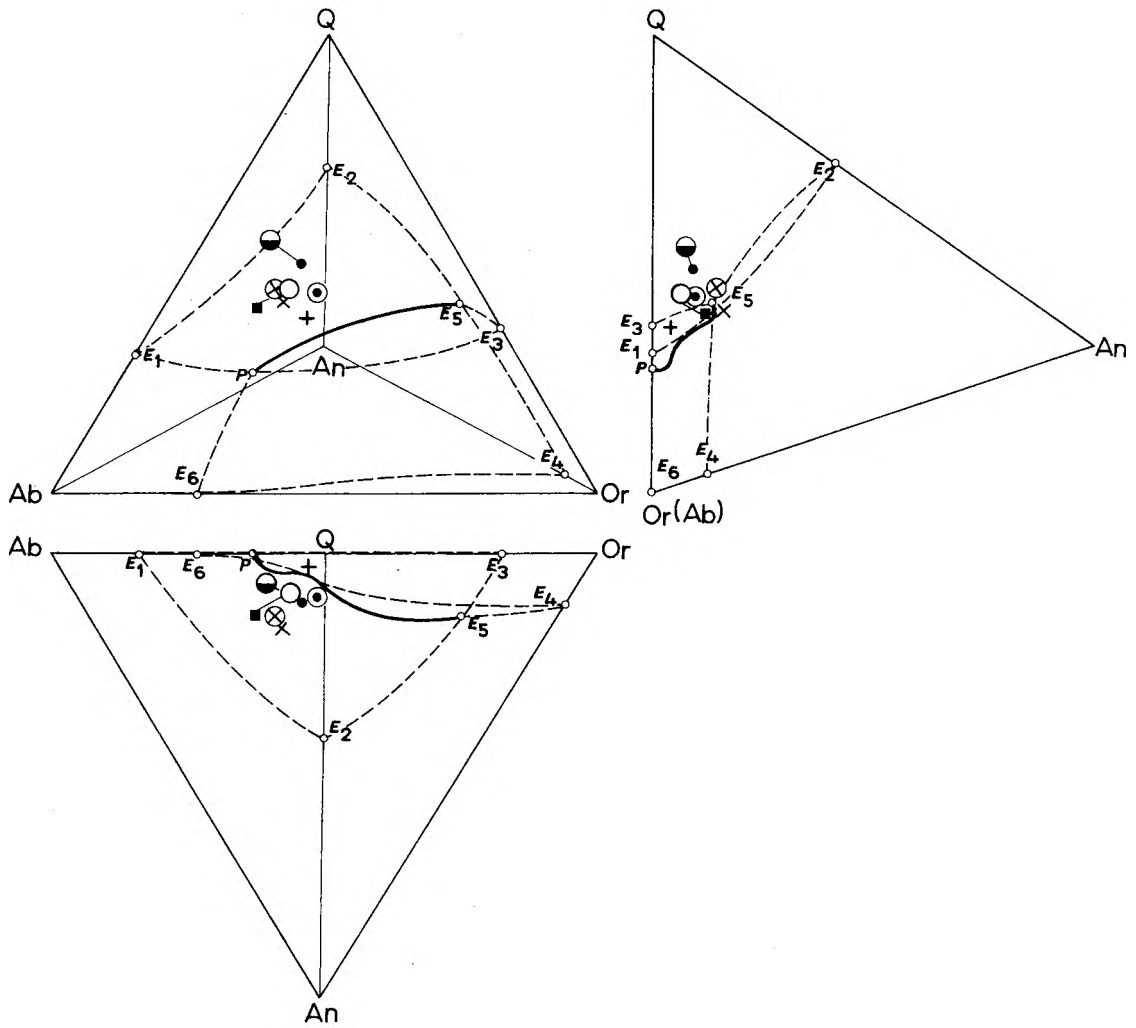


Fig. 39

Średnie składy sowiogórskich migmatytów i granitoidów w projekcji układu granitowego Q–Or–Ab–An (objaśnienia znaków przy figurze 32)

Mean compositions of the Sowie Góry migmatites and granitoids in the granite system Q–Or–Ab–An (legend as in figure 32)

miernie warstewkowych, wykazują małą zawartość składnika kotektycznego (64–69%). Nieco bogatszy w ten składnik jest melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych (77%), a dużą jego zawartością charakteryzuje się leukosom tych migmatytów (82%). Podobnie dość wysoki udział omawianego składnika mają nebulity (83%), a nieco niższy flebity z ich otoczenia (74%). Granulity, podobnie jak większość gnejsów Gór Sowich, zawierają mało składnika kotektycznego (69%), natomiast granitoidy intruzyjne najwięcej, bo 91%.

Stąd wynika, że krystalizacja skał ze stopów anatektycznych jest najbardziej prawdopodobna w przypadku granitoidów, nebulitów i leukoso-

mu migmatytów nierównomiernie warstewkowych, a więc skał o wysokiej zawartości składnika kotektycznego. Te skały przy nadtapianiu dałyby stosunkowo dużo inicjalnego stopu anatektycznego. Mniej podatne na nadtapianie, w sensie ilościowym, są gnejsy masywne i łuseczkowe, smużyste, fibrolitowe i kordierytowe, a także obydwa elementy migmatytów równomiernie warstewkowych i granulity. Jest zatem prawdopodobne, że leukosom szeroko rozpowszechnionych w Górach Sowich migmatytów równomiernie warstewkowych utworzył się głównie wskutek nie anateksis, lecz procesów metamorficznych *sensu stricto*.

Tabela 6

Udział składnika kotektycznego w składzie skał sowiogórskich (obliczony dla norm CIPW średnich składów skał)
Contents of cotectic component in bulk composition of the Sowie Góry rocks (evaluated for CIPW norms of mean compositions of rocks)

Nr No.	Skaly Rocks	Q	Or	Ab	An	Fsp Or + + Ab + + An	Q + Fsp	Składnik kotektyczny Cotectic component [%]
81	gnejsy masywne i łusczkowe massive and flaky gneisses	34,47	11,75	26,07	9,65	47,47	81,94	73
82	gnejsy słojowe veined gneisses	30,87	20,43	28,43	6,76	55,62	86,49	86
83	gnejsy oczkowe augen gneisses	31,63	15,87	29,95	8,93	54,75	86,38	84
84	gnejsy fibrolitowe fibrolitic gneisses	36,46	14,20	21,14	5,56	40,90	77,36	63
85	gnejsy kordierytowe cordierite gneisses	28,67	12,14	24,70	8,67	45,51	74,18	70
86	melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych melanosome of irregularly layered migmatites	29,48	10,63	29,79	9,90	50,32	79,80	77
87	leukosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych leucosome of irregularly layered migmatites	39,79	17,04	29,37	7,12	53,53	93,32	82
88	melanosom migmatytów równomiernie warstewkowych melanosome of regularly layered migmatites	36,71	13,47	20,98	8,21	42,66	79,37	66
89	leukosom migmatytów równomiernie warstewkowych leucosome of regularly layered migmatites	44,88	8,41	25,23	7,65	41,29	86,17	64
90	flebity (ogółem) i gnejsy smużyste phlebitites (total) and streaky gneisses	32,08	18,09	20,45	6,45	44,99	77,07	69
91	flebity z otoczenia nebulitów phlebitites adjacent to nebulites	32,77	11,25	24,86	12,19	48,30	81,07	74
92	nebulity nebulites	30,49	13,64	26,64	13,52	53,80	84,29	83
79	granulity granulites	35,59	17,48	23,55	3,51	44,54	80,13	69
80	granitoidy intruzyjne intrusive granitoids	33,87	24,11	31,47	3,53	59,11	92,98	91

MIGMATYTYZACJA W ŚWIETLE BADAŃ PETROTEKSTURALNYCH

CEL I ZAKRES BADAŃ

W rozważaniach na temat genezy migmatytów istotne znaczenie ma odtworzenie kolejności krystalizacji składników w poszczególnych elementach skały, a także ustalenie czasowego następstwa między głównymi etapami krystalizacji melanosomu i leukosomu.

W badaniach mikroskopowych różnych odmian gnejsów i migmatytów Gór Sowich stwierdza się zupełnie podobne stosunki strukturalne między

ziarnami mineralnymi. W większości gnejsów i migmatytów o teksturze flebitowej (stromatyty, migmatyty fałdowe i ptygmatytowe) obserwuje się między głównymi jasnymi składnikami następujące zależności: kwarc tworzy małe owoidalne ziarna (zwane dalej ziarnami owalnymi lub kropłowymi), subautomorficzne względem obrastających je plagioklazów; z kolei ksenomorficzne lub subautomorficzne plagioklasy są otoczone przez większe, zwykle silnie rozczłonkowane ziarna kwarcu, zwane przez autora krótko ziarnami ksenomorficz-

nymi. Te zależności wskazują na następującą sukcesję w tworzeniu się jasnych składników:

kwarc kroplowy – plagioklaz –
– kwarc ksenomorficzny.

Taka kolejność może być wynikiem niejednoetapowej krystalizacji kwarcu w skale (np. rekrystalizacji w różnych etapach rozwoju) albo efektem przeciągającej się krystalizacji tego minerału przed, podczas i po krystalizacji plagioklazu. W drugim przypadku kwarc utworzony wcześniej może być przez stopniowo obrastający go plagioklaz odizolowany od reszty środowiska skalnego, co daje w efekcie formy owalne, a w miejscach, gdzie krystalizacja kwarcu trwa dłużej niż plagioklazu, mogą utworzyć się większe ksenomorficzne ziarna kwarcu.

Drugim zagadnieniem, ważnym z punktu widzenia genezy, a nawet samej definicji migmatytu, jest porównanie kolejności krystalizacji składników w poszczególnych jego elementach. Ponieważ zarówno w melanosomie, jak i leukosomie większości sowiogórskich migmatytów o teksturze flebitowej obserwuje się podobną, wyżej opisaną sukcesję jasnych składników, to na podstawie zwykłej obserwacji mikroskopowej z reguły nie można stwierdzić, czy krystalizacja kwarcu i skaleni w leukosomie była późniejsza niż w melanosomie, czy też w obu elementach migmatytu była równoczesna. Inaczej mówiąc, czy melanosom jest pozostałością skały wyjściowej, czyli reprezentuje paleosom, a leukosom jest elementem młodszym – neosomem, czy też terminy paleosom i neosom są tu używane niewłaściwie. Wydaje się, że w rozwiązywaniu tego typu problemów bardzo pomocne mogą być badania petroteksturalne.

Autor podjął próbę zastosowania analizy petroteksturalnej do badań migmatytów Gór Sowich. Głównym celem badań uprzywilejowanej orientacji ziarn kwarcu w migmatytach było uzyskanie informacji odnośnie do:

– podobieństwa i różnicy w orientacji ziarn kwarcu w melanosomie i leukosomie migmatytów;

– podobieństwa i różnice w orientacji ziarn owalnych i większych, ksenomorficznych w każdym z elementów migmatytu.

Do badań wytypowano dwie charakterystyczne odmiany migmatytów sowiogórskich z odsłoneń łatwo dostępnych i znanych w literaturze: migmatyt nierównomiernie warstewkowy (lokalnie o teksturze ptygmatytowej) z Jugowic (odsłonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy na zachód od wsi) oraz migmatyt fałdowy z Zagórza Śląskiego (nie-

czynny łom Zg II D na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego; pl. III, 4 i 5). W każdym odsłonięciu pobrano próby orientowane obejmujące melanosom i leukosom. Z nich wykonano 10 szlifów orientowanych, prostopadłych do foliacji w płaszczyznach *ac* i *bc*. W każdym szlifie pomierzono orientację osi optycznych kwarcu, oddzielnie ziarn owalnych i większych ksenomorficznych (do tych ostatnich zaliczono też ziarna o kształtach „niezdecydowanych”). Ogółem zmierzono 1278 ziarn. Diagramy cząstkowe sporządzono osobno dla ziarn owalnych i ksenomorficznych w melanosomie i leukosomie, następnie zrotowano wszystkie pomiary do płaszczyzny horyzontu geograficznego i okonturowano je.

INTERPRETACJA WYNIKÓW

Przedstawiona interpretacja wyników opiera się na założeniu, że głównym czynnikiem determinującym powstanie uprzywilejowanej orientacji ziarn w skale jest pole sił (naprężeń) w czasie krystalizacji, a inne czynniki, między innymi skład mineralny skały, mają drugorzędne znaczenie.

MIGMATYT PTYGMATYTOWY JUG I B

Badaniom poddano migmatyt, którego leukosom w postaci warstewek o grubości około 1,5 cm wykazuje lokalnie ptygmatyczne zafałdowanie. Melanosom migmatytu jest ciemnoszarym, bardzo drobnoziarnistym gnejsem łuseczkowym, złożonym z kwarcu, oligoklazu (22% An) i biotyty. Leukosom jest białawą cukrowatą skałą bardzo drobnoziarnistą o składzie: kwarc, oligoklaz (22% An), mikroklin oraz podrzędnie granat, biotyt i syllimanit.

Melanosom

Diagramy orientacji osi optycznych ziarn owalnych (kroplowych) i większych ksenomorficznych kwarcu są podobne (fig. 40, *a* i *b*).

Obydwa mają symetrię trójskośną, w obu przeważają ziarna o osiach optycznych w przybliżeniu prostopadłych do lineacji (lineacja *L* = lineacja ziarn i osie drobnych fałdów). Niektóre główne i drugorzędne maksima pokrywają się (290/50, 290/0, 140/30, 200/40). Podobny przebieg mają niezbyt wyraźne pasy: horyzontalny (wokół obwodu diagramu) oraz wzdłuż kół wielkich o azymutach zapadu 200/40 i 250/60 (pas prostopadły do lineacji *L*). Pewne różnice zaznaczają się w położeniu maksimów w ziarnach owalnych: 340/40, 20/40, 160/20, a w ziarnach ksenomor-

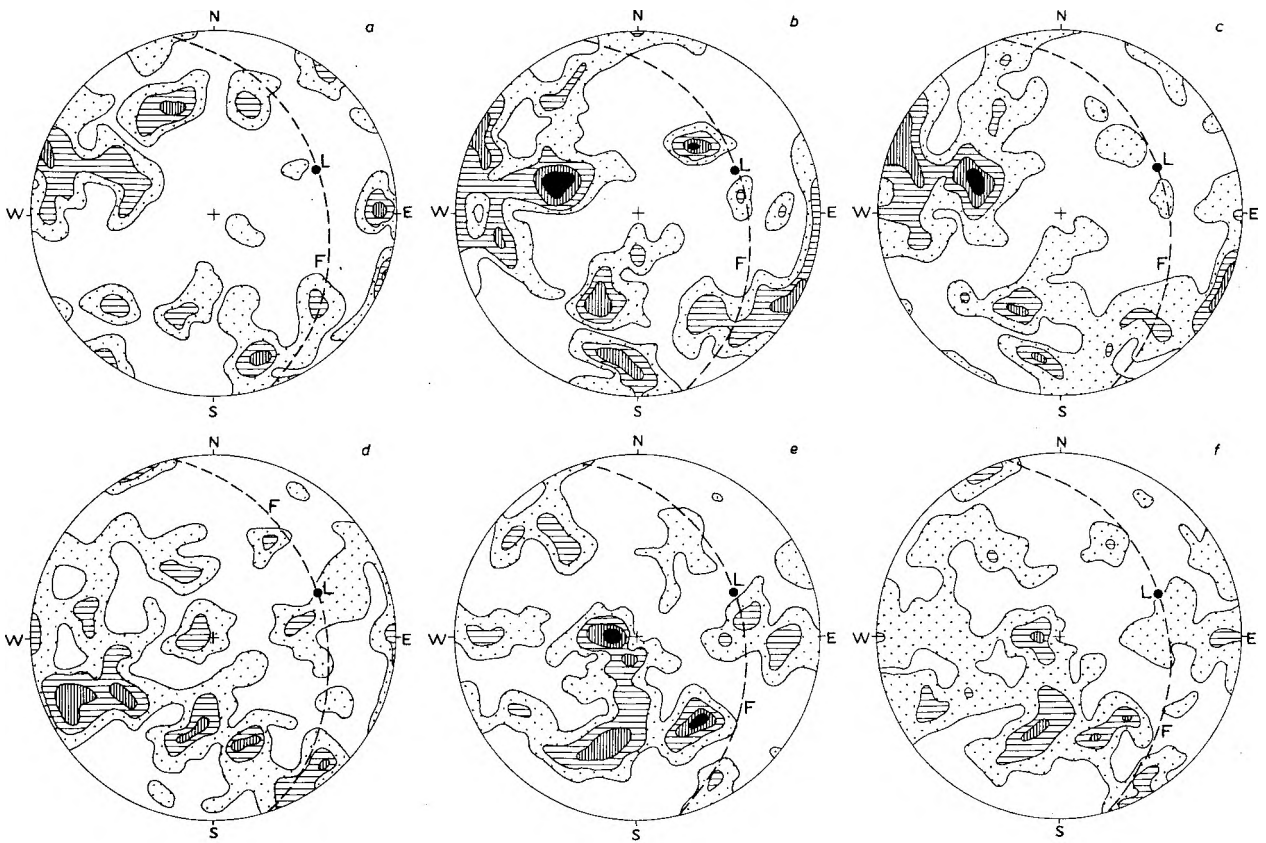


Fig. 40

Diagramy orientacji ziarn kwarcu w migmatycie o teksturze ptygmatytowej z Jugowic. Odślonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszyncem. Półkula dolna, izolinie: 1, 2, 3, 4, 5%; *F* – foliacja; *L* – lineacja (wydłużenie ziarn i osie drobnych fałdów)

a – melanosom, ziarna owalne (kropłowe), 90 pomiarów; *b* – melanosom, ziarna duże, ksenomorficzne, 145 pomiarów; *c* – melanosom, diagram zbiorczy (*a* + *b*), 235 pomiarów; *d* – leucosom, ziarna owalne (kropłowe), 158 pomiarów; *e* – leucosom, ziarna duże, ksenomorficzne, 177 pomiarów; *f* – leucosom, diagram zbiorczy (*d* + *e*), 335 pomiarów

Diagrams of quartz optic axis orientations in ptygmatic migmatite from Jugowice. Exposure Jug I near a bridge over the Bystrzyca river between Jugowice and Olszyniec. Lower hemisphere, contours at 1, 2, 3, 4, 5%; *F* – foliation; *L* – lineation (elongation of grains and axes of small folds)

a – melanosome, oval (drop-like) grains, 90 readings; *b* – melanosome, large xenomorphic grains, 145 readings; *c* – melanosome, synoptic diagram (*a* + *b*), 235 readings; *d* – leucosome, oval (drop-like) grains, 158 readings; *e* – leucosome, large xenomorphic grains, 177 readings; *f* – leucosome, synoptic diagram (*d* + *e*), 335 readings

ficznych odpowiednio: 325/20, 40/50 i 190/20. Istotna różnica między diagramami to obecność na diagramie ziarn kropłowych submaksimum 40/0 nie mającego odpowiednika w ziarnach ksenomorficznych.

Bardzo podobna orientacja ziarn owalnych i ksenomorficznych kwarcu w melanosomie pozwala sądzić, że obydwa rodzaje ziarn miały podobną historię rozwoju, tzn. ich krystalizacja odbywała się w większości przy tych samych kierunkach naprężeń tektonicznych. Niska symetria świadczy o złożonej wieloetapowej krystalizacji kwarcu. Pewne maksima i submaksima orientacji ziarn owalnych, nieobecne w ziarnach ksenomorficznych, mogą reprezentować swego rodzaju relikty dawnej budowy skały, zakonserwowane

w osłonie plagioklazów w kolejnych stadiach rekrystalizacji.

Leucosom

W leucosomie orientacja ziarn owalnych i ksenomorficznych kwarcu jest również podobna (fig. 40, *d* i *e*). Obydwa diagramy wykazują trójskośną symetrię, a przeważająca liczba ziarn ma osie optyczne ustawione pod dużym kątem (60–90°) względem lineacji *L*. Położenie głównych i drugorzędnych maksimów jest zbliżone: w ziarnach kropłowych 270/80, w ksenomorficznych 270/80 i odpowiednio inne maksima 245/20–240/25, 190/50–195/35, 165/40–140/40, 140/10–

150/10, 80/50–90/50, 90/0–95/20, 330/55–320/30. Są tylko różnice w intensywności maksimów. Pasy są na obu diagramach niezbyt wyraźne, a niektóre mają zbliżony przebieg: w ziarnach kropkowych 245/80, w ksenomorficznych 240/80 i odpowiednio 0/85–0/90.

W leukosomie, podobnie jak w melanosomie, uprzywilejowana orientacja ziarn kropkowych i ksenomorficznych jest zbliżona. Świadczy to o podobnym rozwoju obydwu rodzajów ziarn kwarcu w zbliżonym układzie naprężeń tektonicznych.

Porównanie melanosomu i leukosomu

Z przedstawionej analizy wynika, że zarówno w melanosomie, jak i w leukosomie nie ma dużych różnic między orientacją ziarn kropkowych i ksenomorficznych. Natomiast diagramy orientacji kwarcu w melanosomie różnią się wyraźnie od diagramów z leukosomu. Różnice te są widoczne zwłaszcza na diagramach zbiorczych dla ziarn kropkowych i ksenomorficznych opracowanych oddzielnie dla melanosomu i leukosomu (fig. 40, *c* i *f*). W melanosomie większość ziarn wykazuje orientację osi *Z* w kierunku WNW–EES, raczej z niewielkimi kątami zapadu (0–50°); w leukosomie jest niewiele ziarn o takiej orientacji. Ponadto w leukosomie jest silne maksimum ziarn o osiach optycznych niemal pionowych (270/80), którego nie ma w melanosomie.

Oprócz wskazanych wyraźnych różnic są również pewne podobieństwa w orientacji kwarcu melanosomu i leukosomu. Niektóre maksima i submaksima mają zbliżoną orientację: w melanosomie 205/40, w leukosomie 195/45 i odpowiednio inne 140/30–145/40, 330/35–320/40, 40/50–30/40.

Można sądzić, że melanosom badanego migmatytu, charakteryzujący się wyraźnie odmienną orientacją ziarn kwarcu w porównaniu z leukosomem, jest w dużym stopniu paleosomem *sensu stricto*, czyli starszym elementem migmatytu. Budowa melanosomu może być w znacznej mierze efektem krystalizacji wcześniejszej od migmatytyzacji. Z kolei silne maksima orientacji ziarn kwarcu w leukosomie, nie mające odpowiedników w melanosomie (270/80), można chyba wiązać z okresem migmatytyzacji, czyli tworzenia się leukosomu. Natomiast elementy wspólne, widoczne na diagramach z melanosomu i leukosomu, są zapewne rezultatem krystalizacji kwarcu w leukosomie i równoczesnej częściowej rekrytalizacji tego minerału w melanosomie podczas lub po migmatytyzacji. Znamienne, że na diagramach z leukosomu w porównaniu z melanosomem związek orientacji ziarn

z osiami *a*, *b* i *c* układu jest mniej wyraźny, między innymi trudno dostrzec pasy prostopadłe do lineacji *L*. Może to być wynik krystalizacji leukosomu późniejszej niż etap deformacji i metamorfizmu, w którym utworzyła się lineacja melanosomu.

MIGMATYT FAŁDOWY Zg II D

Migmatyt Zg II D charakteryzuje się naprzemiennym ułożeniem warstewek melanosomu i leukosomu, o grubości do 1,5 cm. Melanosom jest ciemnoszarym drobnoziarnistym gnejsm smużystym złożonym z kwarcu, oligoklazą (24% An), biotytem i małej ilości granatu. Leukosom jest skałą białawą, średnioziarnistą, złożoną z kwarcu i plagioklazą oraz podrzędnie biotytem i syllimanitu.

Melanosom

Diagramy orientacji ziarn kropkowych i ksenomorficznych, obok podobieństwa, wykazują istotne różnice (fig. 41, *a* i *b*). W ziarnach kropkowych większość pomiarów grupuje się w ćwiartce NE (maksima 35/20, 0/60, 55/50), podczas gdy ziarna ksenomorficzne w większości mają osie *Z* zorientowane horyzontalnie w kierunku NW–SE. Różnica ta może być wywołana zachowaniem się starej budowy skały w postaci ziarn kropkowych, których orientacji nie zmieniła późniejsza rekrytalizacja. Diagram orientacji ziarn ksenomorficznych jest w porównaniu z diagramem ziarn kropkowych bardziej rozmyty, maksima i pasy są na nim mniej wyraźne. Wynika to zapewne z bardziej złożonej historii krystalizacji ziarn ksenomorficznych.

Leukosom

W orientacji ziarn kropkowych i ksenomorficznych kwarcu w leukosomie są również podobieństwa i różnice (fig. 41, *d* i *e*). Obydwa diagramy przedstawiają złożone obrazy o symetrii trójoskowej. Na półkulach południowych obydwu diagramów położenie i intensywność maksimów i submaksimów są zbliżone: w ziarnach kropkowych 210/40, w ksenomorficznych 215/35 i odpowiednio 100/20–95/10, 270/40–265/30. Na półkulach północnych obydwu diagramów inny jest rozkład i natężenie maksimów: w kropkowych 30/15, w ksenomorficznych 10/60, 315/40, 340/40 i 45/45. Tu też, podobnie jak w melanosomie, krystalizacja ziarn kropkowych i ksenomorficznych zachodziła czasem równocześnie, ale wśród ziarn kropkowych

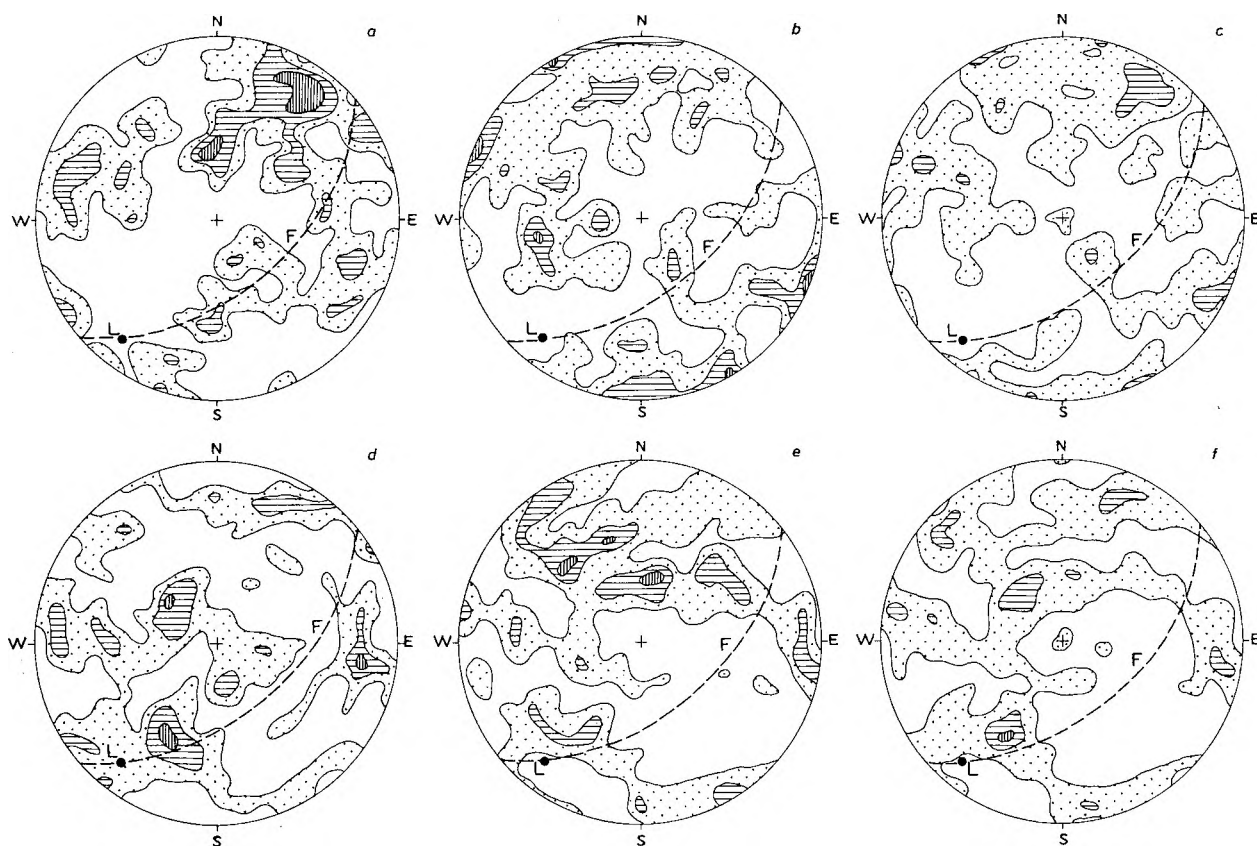


Fig. 41

Diagramy orientacji ziarn kwarcu w migmatycie fałdowym z Zagórza Śląskiego. Odstąpienie Zg II D – nieczynny łom na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 500 m na E od ujścia Młynówki. Półkula dolna, izolinie: 1, 2, 3, 4%; F – foliacja; L – lineacja (wydłużenie ziarn i osie drobnych fałdów)

a – melanosom, ziarna owalne (kropłowe), 135 pomiarów; b – melanosom, ziarna duże, ksenomorficzne, 191 pomiarów; c – melanosom, diagram zbiorczy (a + b), 326 pomiarów; d – leukosom, ziarna owalne (kropłowe), 189 pomiarów; e – leukosom, ziarna duże, ksenomorficzne, 193 pomiarów; f – leukosom, diagram zbiorczy (d + e), 382 pomiarów

Diagrams showing orientations of quartz optic axes in folded migmatite from Zagórza Śląskie. Exposure Zg II D – inactive quarry on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 500 m east of the mouth of the Młynówka stream. Lower hemisphere, contours at 1, 2, 3, 4%; F – foliation; L – lineation (elongation of grains and axes of small folds)

a – melanosome, oval (drop-like) grains, 135 readings; b – melanosome, large xenomorphic grains, 191 readings; c – melanosome, synoptic diagram (a + b), 326 readings; d – leucosome, oval (drop-like) grains, 189 readings; e – leucosome, large xenomorphic grains, 193 readings; f – leucosome, synoptic diagram (d + e), 382 readings

zapewne są relikty starszej budowy, która nie występuje w ziarnach ksenomorficznych leukosomu. Przykładowo, maksima orientacji ziarn kropłowych leukosomu 30/15 i 235/5 są typowe raczej dla melanosomu (zwłaszcza dla ziarn kropłowych), a wśród ksenomorficznych leukosomu nie zaznaczają się.

Porównanie melanosomu i leukosomu

Podsumowując analizę orientacji ziarn kwarcu w melanosomie i leukosomie migmatytu fałdowego Zg II D z dużym prawdopodobieństwem można sądzić, że wśród ziarn kropłowych, za-

równo w melanosomie jak i w leukosomie, zachowały się relikty starej budowy skały przed migmatytyzacją (fig. 41, a i d). Reprezentują je, jak się wydaje, maksima około 30/15 i 60/0 oraz mało wyraźne pasy mniej więcej zgodne z foliacją skały. Niewykluczone, że ta zgodność wynika z jednoczesnego powstawania foliacji skały i reliktywnej orientacji kropłowych ziarn kwarcu. Z drugiej strony obecność wspomnianych maksimów orientacji ziarn kropłowych w melanosomie i leukosomie i ich brak wśród ziarn ksenomorficznych wskazują, że reliktywa budowa skały może być zachowana zarówno w melanosomie, jak i w leukosomie. To wskazywałoby na weni-towy (diferencjacyjny) charakter migmatytu i two-

zenie się leukosomu wskutek stopniowego zastępowania i wypierania składników, a nie znacznego stopienia i segregacji składników jasnych.

Młodsza generacja kwarcu, jeszcze sprzed migmatytyzacji, może być reprezentowana przez ziarna ksenomorficzne w melanosomie z maksimum orientacji 260/40 (fig. 41, b). Krystalizację z okresu migmatytyzacji przypuszczalnie reprezentują maksima orientacji ziarn zarówno kropkowych, jak i ksenomorficznych charakterystyczne tylko dla leukosomu: około 210/40 i 320/60 (fig. 41, f). Młoda generacja kwarcu z okresu migmatytyzacji lub jeszcze późniejszej rekrystalizacji to przede wszystkim wspólne dla ziarn ksenomorficznych, zarówno w melanosomie jak i leukosomie, maksima i submaksima o orientacji od 160/0 do 180/0, 340/40 i niezbyt wyraźny, ale bardzo charakterystyczny pas wzdłuż koła o azymucie zapadu około 200/80 (fig. 41, b i e).

Ogólnie orientacja ziarn kwarcu w badanym migmatycie fałdowym daje obraz bardzo skomplikowany, będący odbiciem kilkakrotnej rekrystalizacji skały. Przedstawiona interpretacja jest tylko próbą odtworzenia pewnych etapów krystalizacji

skały na podstawie diagramów orientacji ziarn kwarcu. Z pewnością wiele zagadnień poruszonych w tej interpretacji jest dyskusyjnych.

WNIOSKI

W świetle przeprowadzonych badań petrotekturalnych potwierdza się odrębność dwóch rodzajów migmatytów: stromatytów nierównomiernie warstewkowych i migmatytów ptygmatytowych z jednej strony, a stromatytów równomiernie warstewkowych i migmatytów fałdowych z drugiej. W tych pierwszych wyraźnie zaznacza się odrębność melanosomu i leukosomu, a ich składniki reprezentują w dużym stopniu budowę właściwego paleosomu i neosomu. Natomiast w migmatytach równomiernie warstewkowych obraz orientacji ziarn kwarcu w melanosomie i leukosomie jest złożony i świadczy o skomplikowanej kilkakrotnej rekrystalizacji skały. Ślady starej budowy są w nich zachowane w obu elementach migmatytu, a to przemawia raczej za dyferencyjnym charakterem migmatytyzacji przez częściowe zastępowanie i wypieranie składników.

UWAGI O PETROGENEZIE SKAŁ SOWIOGÓRSKICH

ETAPY ROZWOJU

W rozwoju petrogenetycznym skał krystalicznych Gór Sowich autor próbuje wyróżnić kilka etapów opierając się głównie na analizie tekstur i struktur gnejsów i migmatytów oraz wykształconych w nich paragenez mineralnych. Wykorzystuje przy tym niektóre koncepcje wcześniejszych autorów, zwłaszcza Smulikowskiego (1952), Polańskiego (1955), Grocholskiego (1967a i b) i Morawskiego (1963a, 1973). Oczywiście granice między wydzielonymi etapami są umowne, a procesy poszczególnych etapów mogły się zazębiać i przechodzić jedne w drugie. Zestawienie etapów rozwoju, procesów i skał w nich utworzonych, warunków ciśnienia i temperatury przeobrażeń mineralnych podano w tabeli 7.

ETAP GEOSYNKLINALNY

Pierwszy etap rozwoju kompleksu skalnego Gór Sowich obejmował intensywną sedymentację w pograżającym się zbiorniku morskim grubej serii osadów. Były one na ogół mało zróżnicowane pod względem składu, a bardziej różniły się cechami strukturalnymi, między innymi wielkością ziarn mineralnych. Cechy osadów, takie jak wielkość

ziarn i skład chemiczny, miały z pewnością decydujący wpływ na późniejszy rozwój i wykształcenie różnych odmian gnejsów i migmatytów. Najpospolitsze dzisiaj w Górach Sowich gnejsy łuseczkowe rozwinęły się prawdopodobnie z drobnoziarnistych osadów piaszczysto-mułowcowych i szarogłazów, o sporej zawartości substancji ilastej. Migmatyty warstewkowe i żyłkowe (flebity) powstały w większości z osadów jaśniejszych, bardziej gruboziarnistych, typu bogatych w kwarc szarogłazów. Natomiast granulity sowiogórskie wywodzić można ze skał osadowych piaszczysto-mułowcowych, ubogich w CaO, FeO i MgO, a zasobnych w K₂O i Al₂O₃ lub, co jest bardzo prawdopodobne, odpowiadających im kwaśnych skał wulkanogenicznych (piroklastycznych?).

W serii osadów piaszczysto-mułowcowych i szarogłazów znajdowały się podrzędne wkładki wapieni, prawdopodobnie w większości pochodzenia chemicznego, a także skał marglistych. Uległy one przeobrażeniu w wapienie krystaliczne, skały wapienno-krzemianowe i paraamfibolity. Charakterystyczne dla kompleksu krystalicznego Gór Sowich są horyzonty gnejsów i migmatytów stosunkowo bogatych w apatyt i zawierających zasobny w anortyt plagioklaz (około 40% An).

Tabela 7

Etapy rozwoju gnejsów i migmatytów Gór Sowich
 Successive stages of evolution of the Sowie Góry gneisses and migmatites

Etapy rozwoju developmental stage	I etap geosynkлинаlny geosynclinal stage	II metamorfizm wyso- kociśnieniowy high-pressure meta- morphism	III migmatyzacja diferencjalna differential migmati- zation	IV homogenizacja homogenization	V konsolidacja consolidation
Procesy processes	sedymentacja geosynkлинаlna geosynclinal sedi- mentation wulkanizm volcanism	wysokociśnieniowy metamorfizm śred- niego i wysokiego stopnia high-pressure me- dium- and high- -grade metamor- phism początek migmaty- zacji beginning of migma- tization	silna deformacja, metamorficzna dy- ferencjacja strong deformation, metamorphic differentiation podrzędnie anatexis local anatexis	głównie anatek- tyczna homo- genizacja mostly anatectic homogeniza- tion później wypięt- rzenie, intruzje granitów i peg- matytów next uplift, emplacements of granites and pegmatites	konsolidacja i sztywna defor- macja consolidation and brittle defor- mation
Skąły rocks	drobnoziarniste osady piasz- czysto-mułow- cowe, szaro- głazy, szaro- głazy skaleni- owe (margle), wapienie, wulkanity) fine-grained san- dy-muddy de- posits, gray- wackes, feld- spar gray- wackes (marls, limestones, volcanites)	gnejsy z dystenem, podrzędnie granu- lity (amfibolity, wapienie i skąły wapienno-krze- mianowe) gneisses with kyani- te, subsidiary gran- ulites (amphibo- lites, limestones and calc-silicate rocks)	migmatyty warstw- kowe i żyłkowe (metamorficzne wenity, podrzęd- nie iniecyjne arte- ryty), gnejsy sylli- manitowe i mikro- klinowe stromatic and phle- bitic migmatites (metamorphic venites, minor injection arterites) sillimanite and microcline gneisses	nebulity, później granity, peg- matyty i gnejsy z kordieritem nebulites, next granites and pegmatites, cordierite gneisses	blastokataklazyty i brekcje tekto- niczne blastocataclasites and tectonic breccias
Paragenezy parageneses	właściwe skałom osadowym (i wulka- nitom)* proper sedimen- tary (and volcanic)* rocks	Kya + Bi + + Gr (+ Q + Pl) Kya + Bi + + Ksp (+ Q + + Pl) Kya + Gr + + Ksp (+ Q + + Pl)	Sil + Bi + + Gr (+ Q + Pl) Sil + Bi + + Ksp (+ Q + + Pl)	początkowo jak w etapie III, później Cor + Q + Pl first as in stage III, next Cor + Q + Pl	Ms, Chl
Warunki P i T P/T conditions	typowe dla stref przypo- wierzchnio- wych typical of subae- rial zones	wzrost P i T do wa- runków facji amfibolitowej (lokalnie granuli- towej) increase of P and T to those of amphi- bolite (locally granulite) facies	wzrost T ($> 600^\circ$), nadaj wysokie P (> 6 kbar), (warunki facji sillimanitowo- almandynowej) stress increasing T ($> 600^\circ$), still high P (> 6 kbar) (sillimanite- almandine facies), stress	zanik ciśnień kie- runkowych, wysoka T , póź- niej szybki spadek P i T cessation of stress, high T , next rapid de- crease of P and T	spadek T i P , lokal- nie i okresowo stress decrease of T and P , local pe- riodical stress

* Podane w dalszej części tabeli paragenezy odnoszą się tylko do jasnych skał typu gnejsów, migmatytów i granulitów.
 Parageneses shown in another places of the table refer only to light rocks of gneiss, migmatite and granulite types.

Mogą one być produktem metamorfozy osadów fosforytonośnych (Sachanbiński – informacja ustna; Kryza 1976). Sedymentacji w okresie geosynklynalnym towarzyszy zasadowy i obojętny wulkanizm.

Kontrowersyjne jest pochodzenie i rozwój gnejsów mikroklonowych. Autor sądzi, analogicznie jak Ansilewski w swoim opracowaniu o Górach Bialskich (1966), że w tłumaczeniu genezy gnejsów mikroklonowych nie ma wystarczających dowodów na przyjmowanie metasomatycznej natury skalenia potasowego. Niektóre cechy skał, uznawane – zdaniem autora niesłusznie – za oznaki metasomatycznego doprowadzenia potasu z głębi Ziemi, takie jak korozja plagioklastu i kwarcu przez mikroklon, struktury myrmekitowe itp., można tłumaczyć procesami izochemicznej remobilizacji i rekryształizacji skaleni w skale jako układzie zamkniętym. Jeżeli przyjmiemy metasomatyczną genezę gnejsów mikroklonowych, to więcej problemów pozostaje nie wyjaśnionych niż w przypadku, gdy założymy, że skały wyjściowe były już pierwotnie nieco bogatsze w potas.

Drugim problemem jest magmowy czy osadowy charakter gnejsów mikroklonowych. Zdaje się, że obecnie więcej faktów przemawia za ich osadowym pochodzeniem. Grocholski (1967a) podaje między innymi, że zawierają one wtrącenia skał wapienno-krzemianowych i niewątpliwie osadowych gnejsów bogatych w kwarc, a Morawski (1963a) udowadnia wyraźną odmienność składu chemicznego gnejsów mikroklonowych i średnich składów skał magmowych. Wynika stąd, że gnejsy mikroklonowe Gór Sowich prawdopodobnie wywodzą się z monotonnej serii jasnych szarogłazów skaleniowych, stosunkowo zasobnych w skalenie potasowe, mniej w plagioklasty.

METAMORFIZM WYSOKOCIŚNIENIOWY

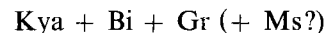
O początkowym etapie metamorfizmu kompleksu gnejsów sowiogórskich niewiele wiadomo, ponieważ utworzone w tym czasie paragenezy mineralne i skały nie przetrwały późniejszych silnych przeobrażeń. Sporadycznie notowane relikty staurolitu (Morawski 1973) i andaluzytu mogą reprezentować jedne ze starszych paragenez metamorficznych, utworzonych w czasie stopniowego pogrążania serii skalnych w warunki wzrastającego ciśnienia i temperatury.

Minerałem szeroko rozpowszechnionym w skałach sowiogórskich, mającym charakter reliktu po wcześniej utworzonych paragenezach mineralnych, jest dysten. Mineral ten tylko w granulitach jest dobrze zachowany, ale i tam obserwuje się zastępo-

wanie go pseudomorficznym muskowitem. Natomiast w gnejsach i migmatytach ma on bez wątplenia charakter reliktowy i zachował się tylko w postaci drobnych owalnych wrostków, zawsze szczelnie otulonych plagioklastem.

Autor jest zdania, że słuszna jest koncepcja Polańskiego (1955), według której granulity Gór Sowich reprezentują skały utworzone w warunkach facji granulitowej w pojęciu Eskoli. Koncepcja ta jest niekiedy zbyt mało doceniana. Projekcja składu granulitów na diagramie A'FK (fig. 32) dowodzi, że ich skład mineralny utworzył się w warunkach nietrwałości łuszczyków – biotyту i muskowitu, które zostały zastąpione paragenezą Kya – Gr – Ksp. Obydwa łuszczyki w granulitach odgrywają rolę zupełnie podrzędną i mają charakter składników diaftorycznych, zastępujących i korodujących granaty i dysten. Granulity Gór Sowich należy traktować jako metastabilne relikty facji granulitowej, które przetrwały kolejne przeobrażenia i migmatytyzację, chyba dzięki małej zawartości wody niezbędnej w przemianach mineralnych.

Inna jest pozycja dystenu w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. Jest on tu wyraźnym reliktem starszej paragenezy mineralnej. Można mieć jednak wątpliwości, czy nawet jakościowo skład mineralny gnejsów i migmatytów był kiedykolwiek podobny do składu dzisiejszych granulitów. Biotyt bowiem w gnejsach i migmatytach prawie nigdzie nie ma charakteru minerału wtórnego, tworzącego się kosztem granatu lub innego starszego składnika. Zatem jest mało prawdopodobne, aby gnejsy i migmatyty Gór Sowich w większej swej masie były kiedykolwiek granulitami, mimo że zawierają dysten. Należy sądzić, że skład gnejsów po metamorfozie wysokociśnieniowej reprezentowały paragenezy:



i



Późniejszy metamorfizm spowodował zastąpienie dystenu przez syllimanit. Gnejsy sowiogórskie zatem, pod koniec pierwszego etapu metamorfizmu, reprezentowały przypuszczalnie warunki facji amfibolitowej w jej wysokociśnieniowym przedziale.

Obecność dystenu w leukosomie migmatytów warstewkowych świadczyć może, jak podkreślił też Polański (1955), o wczesnym utworzeniu się tego minerału, przed zasadniczą dyferencjalną migmatytyzacją, która doprowadziła do powstania tekstur warstewkowych i żyłkowych w skałach. W większości obecność dystenu w jasnych warstewkach,

podobnie jak nielicznie występujący biotyt, można traktować jako wtrącenia lub pozostałości paleosomu w neosomie. Jednak w przypadku, gdy dysten występuje w leukosomie, co do którego istnieje podejrzenie o iniekcyjnej (arterytowej) genezie, tłumaczenie powyższe budzi wątpliwości. Wydaje się, że w tym przypadku iniekcja materiału leukokratycznego czasowo zązębiała się z okresem metamorfizmu wysokociśnieniowego. Jest to problem obecnie trudny do rozwiązania.

MIGMATYZACJA DYFERENCJALNA

Ten etap przeobrażeń wywarł najsilniejsze piętno na skałach sowiogórskich. W nim wykształciły się w ogólnych zarysach główne odmiany teksturalne gnejsów i migmatytów warstewkowych (flebitów) oraz generalnie ustalił się ich skład mineralny (włącznie z gnejsami syllimanitowymi i mikroklinowymi, ale bez gnejsów kordierytowych).

Grocholski (1967a) oraz większość wcześniejszych autorów uważa, że główny etap migmatyzacji był czasowo powiązany z etapem intensywnych fałdowań, których efektem było powstanie struktur o kierunku NW–SE (system B_1 według Grocholskiego 1967a).

Warunki ciśnienia i temperatury w porównaniu z poprzednim etapem metamorfizmu musiały ulec zmianie. Prawdopodobnie wzrosła temperatura, zmniejszyło się nieco ciśnienie, a dużą rolę odgrywał stress umożliwiający dyferencjację przestrzenną składników i powstanie struktur fałdowych. W gnejsach i tworzących się migmatytach warstewkowych dysten przestał być trwały, a wcześniejsze zespoły mineralne, w zależności od składu chemicznego skał, zostały zastąpione przez następujące paragenezy (porównaj diagram A'FK, fig. 32):

Sil + Bi + Gr (+ Q + Pl) w skałach uboższych
w K_2O ,

Sil + Bi + Ksp (+ Q + Pl) w skałach bogatszych
w K_2O .

Paragenezy te, praktycznie niewiele tylko zmienione, przetrwały do dziś. Odpowiadają one warunkom facji amfibolitowej w jej wysokotemperaturowym przedziale (subfacja syllimanitowo-almandynowa według Turnera) albo – według Winklera (1974) – reprezentują wysokociśnieniowy metamorfizm wysokiego stopnia (almandine-high-grade). Obecność w skałach syllimanitu i granatu oraz brak na ogół kordierytu pozwala określić, że metamorfizm miał miejsce w tempera-

turze powyżej $600^\circ C$ i przy ciśnieniu ponad 6 kbar, czyli na głębokości ponad 20–25 km.

Wśród sowiogórskich migmatytów warstewkowych i żyłkowych (flebitów) z genetycznego punktu widzenia wyodrębniają się dwie grupy, które z pewnym prawdopodobieństwem na podstawie przeprowadzonych badań można określić jako:

1) metamorficzne wenity – skały utworzone głównie w wyniku metamorficznej dyferencjacji gnejsów, bez znacznego udziału stopów i bez doprowadzenia składników z zewnątrz;

2) iniekcyjne arteryty – migmatyty, których leukosom powstał z anatektycznych stopów doprowadzonych nawet z dalszych odległości.

Podział ten wynika z przeanalizowanych przez autora materiałów. Interpretacja genezy jest oparta, zwłaszcza w przypadku pierwszego typu genetycznego migmatytów, na małej liczbie analiz chemicznych i dlatego przedstawione tu wnioski uogólniać i rozszerzać na wszystkie migmatyty Gór Sowich. Dalsze badania mogą potwierdzić przeważnie metamorficzny i wenitowy charakter sowiogórskich migmatytów warstewkowych albo wykazać większą rolę procesów anateksis w czasie migmatyzacji.

Pierwszy typ genetyczny reprezentują najbardziej charakterystyczne dla Gór Sowich migmatyty o teksturze równomiernie warstewkowych stromatytów przechodzących w migmatyty fałdowe. Są one w porównaniu z drugim typem znacznie bardziej pospolite. Drugi typ genetyczny mogą reprezentować niektóre stromatyty nierównomiernie warstewkowe i migmatyty o teksturze ptygmatytowej (np. w odsłonięciu Jug I, Jug V, Zg III).

Metamorficzne wenity wykazują wiele cech przemawiających za miejscowym pochodzeniem leukosomu. Do nich należą:

- równomierność wykształcenia leukosomu i jego prawidłowe rozmieszczenie w skale;
- duża ilość materiału leukokratycznego (w przypadku jego doprowadzenia objętość skały musiałaby powiększyć się nieraz dwukrotnie);
- ślady starej budowy wspólne dla melanosomu i leukosomu (orientacja ziarn kwarcu, obecność dystenu i biotyту).

Kilka innych faktów przeczy możliwości głównie anatektycznej genezy tych migmatytów, a mianowicie:

- skład leukosomu nie odpowiada składowi niskotemperaturowych stopów anatektycznych (leży daleko od powierzchni kotektycznych układu Q–Or–Ab–An– H_2O);
- mała zawartość składnika kotektycznego

(64–65%), mniejsza niż np. w gnejsach łusieczkowych (73%);

– mała zawartość K_2O w leukosomie w porównaniu z melanosomem.

W omawianych migmatytach jednoznaczna interpretacja obserwowanych faktów jest przeważnie trudna, ale otrzymane tu wyniki świadczą raczej o metamorficznej, a nie anatektycznej dyferencjacji. Z bilansu materii (układ 2) wynika, że skały wyjściowe tych migmatytów różniły się składem od pospolitych gnejsów łusieczkowych; były od nich między innymi uboższe w alkalia. Ten fakt również poddaje w wątpliwość udział anateksis w genezie omawianych migmatytów, gdyż nie zmigmatytyzowane gnejsy łusieczkowe mają w porównaniu z migmatytami skład bardziej podatny na nadtapianie.

Iniekcyjne arteryty mają następujące cechy, które przemawiają za doprowadzeniem z zewnątrz materiału budującego leukosom:

– nierównomierne wykształcenie warstwek i żyłek leukosomu,

– obecność nielicznych grubszych żył w dużej masie słabo zmigmatytyzowanych gnejsów,

– pewne różnice w budowie melanosomu i leukosomu wyrażone między innymi orientacją ziarn kwarcu,

– duża zbieżność składu melanosomu ze składem pospolitych gnejsów łusieczkowych (a zatem możliwość interpretacji leukosomu jako elementu doprowadzonego).

Analiza składu tych migmatytów w układzie $Q-Or-Ab-An-H_2O$ pokazuje, że skład leukosomu leży dalej od powierzchni kotektycznych niż melanosomu. Jest zatem mało prawdopodobne, aby leukosom mógł utworzyć się w wyniku anatektycznej dyferencjacji *in situ* kosztem gnejsu. Jeżeli powstał on ze stopu, to musiał to być nie inicjalny, lecz bardziej wysoko temperaturowy stop anatektyczny.

Cechami przemawiającymi za krystalizacją ze stopu leukosomu migmatytów drugiego typu genetycznego są:

– duża zawartość składnika kotektycznego (82%);

– zgodność obserwowanej sukcesji składników z teoretyczną, wynikającą z analizy układu $Q-Or-Ab-An-H_2O$;

– duże podobieństwo składu chemicznego i mineralnego z granitami intruzyjnymi u rejonu Walimia o bardzo prawdopodobnej anatektycznej genezie.

Z powyższych rozważań wynika, że w procesie tworzenia się sowiogórskich migmatytów warstew-

kowych dominującą rolę odgrywała metamorficzna, a nie anatektyczna mobilizacja jasnych składników oraz wywołana stresem ich przestrzenna dyferencjacja i rekrystalizacja. Anateksis i wędrowka stopów w kompleksie skalnym, jakkolwiek się zaznaczyły, to prawdopodobnie odegrały mniejszą rolę.

HOMOGENIZACJA I MŁODSZE INTRUZJE

Kolejny etap przeobrażeń skał sowiogórskich polegał na częściowej, ale miejscami intensywnej homogenizacji gnejsów i migmatytów warstewkowych. Młody wiek skał homofanicznych w rozwoju teksturalnym gnejsów i migmatytów był podkreślany między innymi przez Grocholskiego (1967a i b) i Morawskiego (1973). Nie ulega wątpliwości, że skały te powstały w warunkach ciśnień statycznych po ustaniu działania stressu.

Wiele cech strukturalnych oraz skład mineralny i chemiczny nebulitów przemawiają za możliwością krystalizacji tych skał w dużej części ze stopu. Do najważniejszych należą:

– owalny, bochenkowaty kształt wtrąceń innych skał, ich ostre granice i plastycznie opływające je szliry;

– bardzo różna orientacja sąsiadujących ze sobą „bochenków”;

– wyraźny automorfizm plagioklazów i mała liczba wrostków;

– miejscami bardzo wyraźna, normalna lub rekurencyjna zonalność plagioklazów;

– skład nebulitów bliższy powierzchni kotektycznym układu $Q-Or-Ab-An-H_2O$ niż skład większości innych gnejsów i migmatytów;

– stosunkowo wysoka zawartość składnika kotektycznego (83%);

– sukcesja składników w nebulitach zgodna z teoretyczną, wynikającą z analizy układu $Q-Or-Ab-An-H_2O$.

Jeśli nebulity są rzeczywiście produktem anateksis, to można je uważać za diatektyty (wg Scheumanna, *fide* Mehnert 1968), a według terminologii Smulikowskiego (1958) – za diachyty, powstałe ze skał, które uległy intensywnemu przetopieniu w stosunkowo wysokich temperaturach (stąd być może wysoka zawartość anortytu w tych skałach). Powstaje pytanie, czemu zawierają one bochenkowate wtrącenia innych skał oraz dlaczego w sąsiedztwie nebulitów występują nie zhomogenizowane migmatyty warstewkowe, których skład niejednokrotnie mógł być równie podatny na nadtapianie? Wiele faktów tłumaczy hipoteza zakładająca, że procesy nadtapiania skał postępowały gwałtownie, zapewne wskutek zaniku stressu i być

może też spadku ciśnienia ogólnego przy ciągle wysokiej temperaturze. Niedługo potem temperatura szybko uległa obniżeniu uniemożliwiając dalsze topienie i utrwalając charakterystyczny stan nierównowagi w skałach w postaci bochenkowatych wtrąceń nie przetopionych skał, normalnej budowy pasowej plagioklastu itd. Najbardziej prawdopodobny jest następujący model takiego procesu: Kompleks gnejsów i migmatytów pod koniec omówionego wyżej etapu migmatytyzacji dyferencjalnej znajdował się w warunkach P i T bliskich linii wyznaczającej początek upłynniania gnejsów (fig. 42) w polu wysokich ciśnień i pod działaniem stressu. Zanik ciśnień kierunkowych w warunkach wysokiej temperatury przy tej samej prężności pary wodnej mógł spowodować nasilenie procesów anatektycznych. Następnie gwałtowny spadek temperatury, wywołany np. nagłym przemieszczeniem kompleksu skalnego w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej, mógł spowodować zahamowanie anatektycznego topienia skał, a przez pewien czas jeszcze mogła mieć miejsce metamorficzna rekrytalizacja.

Etap homogenizacji skał sowiogórskich charakteryzował się stosunkowo wysoką temperaturą, ciągle w polu stabilności syllimanitu, czyli powyżej 600°C (August, Kryza, praca w druku), dość wysokim, ale prawdopodobnie stopniowo spadającym ciśnieniem ogólnym i brakiem ciśnień kierunkowych.

Pod koniec etapu homogenizacji, już chyba po powrotnym przekroczeniu krzywej solidus gnejsów, utworzyły się intruzyjne ciała granitoidów i najmłodsze generacje pegmatytów. Proces anatektycznej homogenizacji przesunął się zapewne od góry ku dołowi w miarę spadku ciśnienia ogólnego w niższych horyzontach skalnych do poziomu umożliwiającego nadtapianie gnejsów. Stąd granitoidy i pegmatyty bloku sowiogórskiego można z dużym prawdopodobieństwem uznać za produkty anatektycznego nadtapiania niżejleżących horyzontów kompleksu gnejsowego. Geneza anatektyczna granitoidów Gór Sowich nie budzi raczej wątpliwości, jako że ich skład dokładnie odpowiada składom niskotemperaturowych stopów inicjalnych, a także zawierają one dużo składnika katektycznego (średnio 91%).

Z końcowym okresem homogenizacji należy również wiązać utworzenie kordierytu w niektórych gnejsach i migmatytach, zwłaszcza w ich partiach homofanicznych. Kordieryt tworzył się tylko lokalnie kosztem paragenezy $\text{Sil} + \text{Gr}$ (+ Bi) po obniżeniu ciśnienia poniżej 6 kbar, czyli na głębokości mniejszej niż około 20 km.

ETAP KONSOLIDACJI KOMPLEKSU GNEJSOWEGO

Po okresie częściowej homogenizacji kompleks gnejsowy uległ przemieszczeniu do warunków niskich ciśnień i temperatur, zachowując w większości wcześniej utworzone paragenezy w formie metastabilnej. Późniejsze przemiany mineralne obejmowały między innymi diaforyczną krystalizację muskowitu, lokalne zastępowanie biotyty przez chloryt oraz pinityzację kordierytu. Gnejsy i migmatyty Gór Sowich uległy kilkakrotnej sztywnej deformacji, miejscami kataklazie, a nawet mylonityzacji (Grocholski 1964a, 1967a).

PODSUMOWANIE

Schemat rozwoju kompleksu gnejsów i migmatytów Gór Sowich jest pokazany w polu temperatury i ciśnienia na figurze 42. W początkowej fazie rozwoju geosynkлинаlna seria osadowa ulegała pograżaniu (odcinek I na krzywej obrazującej rozwój) aż osiągnęła warunki wysokiego ciśnienia i dość wysokiej temperatury. Tam uległa przeobrażeniu dając głównie gnejsy dystenowe (odcinek II). W następnym etapie (III) nastąpił dalszy

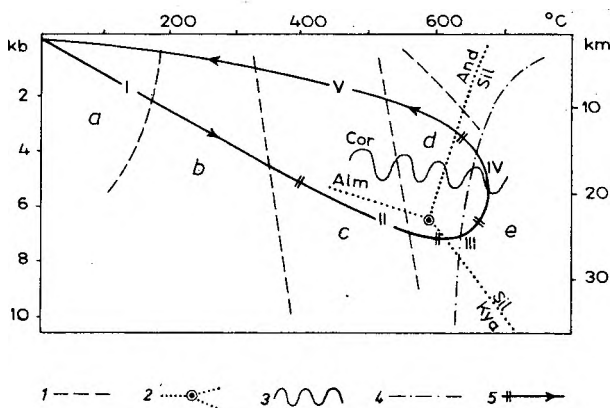


Fig. 42

Schemat rozwoju gnejsów i migmatytów Gór Sowich w polu ciśnienia i temperatury (położenie linii 1-4 według Winklera 1974)

1 - granice diagenety i stopni metamorfizmu: a - diagenesa, b - bardzo niski stopień metamorfizmu, c - niski stopień metamorfizmu, d - średni stopień metamorfizmu, e - wysoki stopień metamorfizmu; 2 - linie określające warunki równowagi przemian polimorficznych Al_2SiO_5 ; 3 - linia określająca warunki przemiany $\text{Cor} = \text{Alm}$; 4 - solidus gnejsów; 5 - linia obrazująca rozwój gnejsów i migmatytów Gór Sowich z zaznaczonym kierunkiem przemian i granicami między wydzielnymi etapami rozwoju (I-V)

Scheme of evolution of the Sowie Góry gneisses and migmatites in PT field (situation of lines 1-4 after Winkler 1974)

1 - boundaries of diagenesis and grades of metamorphism: a - diagenesis, b - very low grade of metamorphism, c - low grade of metamorphism, d - medium grade of metamorphism, e - high grade of metamorphism; 2 - lines defining stability regions of Al_2SiO_5 polymorphs; 3 - line defining $\text{Cor} = \text{Alm}$ transition; 4 - solidus of gneisses; 5 - line depicting evolution of gneisses and migmatites from the Sowie Góry with shown direction of transformations and boundaries between distinguished developmental stages

wzrost temperatury przy mniej więcej nie zmienionym ciśnieniu i zostało przekroczone P i T warunkujące przemianę dystenu w syllimanit. Był to okres intensywnych fałdowań i migmatytyzacji dyferencjalnej. Wydaje się, że dominującą rolę w procesie migmatytyzacji odegrała metamorficzna dyferencjacja, a anateksis zaznaczyła się tylko lokalnie. Po ustaniu ciśnień kierunkowych, przy utrzymującej się wysokiej temperaturze, rozpoczął się etap homogenizacji gnejsów i migmatytów, głównie przez anatektyczne upłynnianie. Proces homogenizacji był prawdopodobnie przerwany wskutek nagłego spadku temperatury. Nagłe ochłodzenie mogło być następstwem znacznego wypiętrzenia i przemieszczenia kompleksu gnejsowego w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej. Był to przypuszczalnie początek orogenicznej fazy rozwoju. W miarę spadku temperatury zostały osiągnięte warunki przemiany $Alm + Sil \rightarrow$

$\rightarrow Cor$ i na powrót została przekroczona krzywa solidus gnejsów w stronę niższych temperatur i ciśnień. Rozpoczął się wówczas kolejny, piąty etap rozwoju, w którym blok sowiogórski powrócił do warunków panujących na powierzchni Ziemi.

Autor pragnie gorąco podziękować Doc. Alfredowi Majerowiczowi za wszechstronną pomoc w prowadzeniu badań, a także Dr. Tadeuszowi Morawskiemu za udostępnienie swoich nie publikowanych opracowań petrograficznych skał sowiogórskich i pomoc w obliczeniach petrochemicznych. Jest również wdzięczny Recenzentom – Prof. Marii Borkowskiej-Lydce i Prof. Wojciechowi Grocholskiemu oraz Doc. Helenie Dziedzicowej – za dyskusje, rady i krytyczne uwagi odnośnie do problemów petrologicznych skał sowiogórskich oraz metodyki badań. Dziękuje także Żonie, Mgr Grażynie Kryzie za ogrom pracy, jaką włożyła w przeliczanie analiz chemicznych skał, a także Koleżankom i Kolegom z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego i z Zakładu Nauk Geologicznych PAN we Wrocławiu za dyskusje i wymianę poglądów na tematy związane z geologią bloku sowiogórskiego.

	C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW CIPW normative composition															
	próba - sample															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Q	25,58	49,78	43,72	25,93	29,14	32,32	30,37	32,14	28,85	31,62	31,90	33,47	26,38	34,29	36,61	28,72
or	13,31	7,07	12,36	13,58	11,64	12,64	22,44	22,44	18,54	20,32	13,47	18,32	16,31	15,25	16,87	8,85
ab	25,80	21,77	25,54	31,31	24,55	27,33	20,30	25,38	34,67	25,12	32,94	28,58	26,91	31,31	13,95	30,89
ar	11,60	8,99	7,87	9,88	12,55	7,65	5,93	7,51	6,48	6,45	9,24	6,04	14,24	6,26	3,48	9,15
C	4,12	3,47	1,23	3,15	4,21	3,81	7,03	2,45	2,39	3,83	3,06	4,14	2,84	3,37	11,98	5,55
di																
en	6,53	2,71	2,94	5,00	6,00	6,23	1,02	2,76	2,37	2,61	2,32	2,49	3,99	2,09	4,86	4,73
fs	6,82		3,47	6,91	8,00	7,15	7,10	2,37	3,06	4,33	1,19		6,94	1,20	7,77	6,97
ap	1,01	0,24	0,27	0,44	0,20	0,34	0,37	0,30	0,67	0,24	0,61	0,57	0,24	0,61	0,03	0,37
il	1,52	0,90	1,00	0,96	1,56	1,37	1,14	0,96	0,76	1,14	1,11	1,00	1,03	1,00	0,08	0,09
mt	2,38	3,08	1,62	1,44	0,90	0,18	2,59	2,92	1,41	2,99	3,17	2,87	0,18	2,89	2,52	3,33
hm		0,38										1,50				
ru																
pr		0,73			0,34					0,25			0,14			
cc														0,91		
H ₂ O	0,95	0,66	0,77	0,96	0,48	0,80	1,40	0,87	0,88	0,80	0,70	1,00	1,27	0,88	2,25	1,05
suma -- total	99,62	99,78	100,79	99,56	99,57	99,82	99,69	100,10	100,08	99,70	99,71	99,98	100,47	100,06	100,40	99,70
% An/Pl	31,0	29,2	23,6	24,0	33,8	21,9	22,6	22,8	15,7	20,4	21,9	17,4	34,6	16,7	20,0	22,9
	D. SKŁAD NORMATYWNY NIGLIEGO Niglli normative composition															
	próba - sample															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Q	29,08	48,97	44,70	29,38	31,97	35,32	42,27	33,15	29,69	33,59	31,99	33,22	30,00	34,11	36,16	29,73
Or			3,31					11,22	7,43	5,05	1,65	4,95		5,83		
Ab	28,19	24,11	27,80	34,03	26,70	29,66	22,47	27,64	37,34	27,51	35,76	31,16	29,07	34,12	15,42	33,67
An	12,06	10,49	8,08	10,12	12,86	7,83	6,18	7,71	6,78	6,66	9,59	6,35	14,51	7,89	3,62	9,40
Bi	19,34	4,98	9,47	16,50	19,07	19,01	11,07	7,89	7,90	8,18	5,98	3,78	14,79	5,85	16,67	14,54
Ms	2,17	5,97	4,83	5,03		1,47	13,19	9,59	8,98	15,11	11,76	16,09	10,31	8,64	10,03	
Gr					0,80											0,78
Sil	5,95	1,78		3,13	6,77	5,76	2,15						0,32		16,15	9,04
Mt	1,75	2,74	1,20	1,06	0,67	0,14	1,95	2,16	1,03	2,96	2,34	3,26	0,14	2,14	1,90	2,47
Hm												0,32				
Ru	0,57	0,34	0,38	0,36	0,59	0,51	0,44	0,36	0,28	0,43	0,42	0,38	0,39	0,38	0,03	0,03
Cp	0,88	0,20	0,23	0,39	0,18	0,30	0,34	0,27	0,56	0,21	0,51	0,49	0,21	0,52	0,03	0,34
Pr													0,27			
cc		0,42			0,39					0,29				0,52		
suma -- total	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00
% An/Pl	30,0	30,0	22,5	22,9	32,5	20,9	21,6	21,8	15,4	19,5	21,1	16,9	33,3	15,8	19,0	21,8

A. SKŁAD CHEMICZNY (% wagowy) chemical composition (wt. %)	próba - sample														
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	63,99	74,17		57,17		67,41	69,13	67,18	68,64	65,59	64,13	72,41	66,01	67,71	73,69
Al ₂ O ₃	16,34	15,17		19,81		15,88	15,92	15,42	15,99	16,46	17,54	14,11	15,54	14,55	14,28
Fe ₂ O ₃	4,26	0,28		1,07		1,10	0,72	0,73	0,76	2,54	0,98	0,94	0,54	1,80	0,95
FeO	4,85	2,20		8,30		3,77	3,40	5,70	2,56	3,47	4,77	1,88	6,25	4,67	0,58
MnO	śl	0,03		0,28		śl	0,22							śl	śl
MgO	0,72	0,74		3,21		2,31	1,80	1,43	1,18	2,50	1,95	0,86	2,16	2,01	0,80
CaO	1,10	1,21		1,18		3,36	1,58	1,50	3,40	3,47	0,52	0,92	1,48	2,24	1,82
Na ₂ O	2,95	1,73		2,64		3,15	2,98	2,70	4,69	3,04	3,07	4,16	2,94	3,40	3,15
K ₂ O	2,40	2,85		2,83		1,55	1,76	3,12	1,86	1,81	3,15	3,14	2,76	1,80	4,00
P ₂ O ₅	0,02	0,09		0,06		0,10	0,12	0,18	0,30	0,17	0,22	0,25	0,30	0,10	0,10
TiO ₂	0,05	0,32		1,10		0,40	0,17	0,34	0,68	0,61	0,87	0,29	0,70	0,60	śl
H ₂ O ⁺	2,71	0,50		1,30		0,48	1,30	1,91	0,70	1,29	2,61	1,16	1,61	0,68	0,34
H ₂ O	0,20	0,13		0,32		0,06	0,38								
CO ₂		0,18		0,15			0,27								
S															
suma -- total	99,59	99,60		99,42		99,57	99,75	100,21	100,76	100,95	99,81	100,12	100,29	99,63	99,71
B. SKŁAD MODALNY (% obj.) modal composition (vol. %)	próba - sample														
kwarc	32,5	50,9		40,5	30,3	33,5	45,2	50,7						41,2	34,7
plagioklaz	21,8	9,8		23,3	24,6	54,4	3,7	9,0						37,2	32,1
skaleń alk. - K-feldspar	29,9	0,4				0,1									27,3
biotyt	8,5	25,4		15,6	21,4	11,2	0,4	3,6						19,9	0,4
muskowit	3,8	4,7		0,5	0,7	0,7	8,0	1,5						0,1	2,5
granat	śl			2,3	1,1	śl		śl						śl	1,3
syllimanit				6,0	5,4			0,1						śl	0,9
kordieryt	2,4	8,7		10,9	16,3		42,7	34,8							
dysten				śl				śl							0,1
apatyt	0,9	0,1		0,1	0,1	0,1		0,1						1,2	0,5
cyrkon	śl	śl		śl	śl	śl	śl	0,1						0,1	śl
nieprzeżr.	0,2	śl		0,8	0,1	śl	śl	0,1						0,3	0,2
rutyl															
inne															
suma	100,0	100,0		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0						100,0	100,0
% An/Pl	16	17		22	22	ok. 30	22	22						22	22
% An/Pl															

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW																
CIPW normative composition																
próba – sample																
Q	31,82	48,70		18,31	30,34	30,42	37,44	24,65	28,88	27,79	32,60	28,22	30,74	35,10		
or	14,20	16,87		16,70	9,19	18,43	10,41	10,97	18,59	18,54	16,31	10,63	23,66			
ab	24,97	14,63		22,34	26,64	22,87	25,23	39,70	25,54	25,96	35,19	24,86	28,79	26,64		
an	5,37	4,31		4,53	16,02	6,34	5,31	15,10	16,22	1,34	3,06	5,58	10,46	8,40		
C	6,92	7,66		10,75	3,16	5,27	7,16	0,72	3,59	8,60	2,75	5,67	3,17	1,69		
di																
en	1,80	1,85		7,99	5,75	3,56	4,48	2,94	6,23	4,86	-2,14	5,38	5,01	1,99		
fs	5,30	3,32		13,05	5,36	9,29	5,78	2,94	3,27	6,52	2,20	9,87	6,10	0,29		
ap	0,03	0,20		0,13	0,24	0,43	0,30	0,70	0,40	0,50	0,60	0,71	0,24	0,24		
il	0,09	0,61		2,09	0,76	0,65	0,32	1,29	1,15	1,65	0,55	1,34	1,14			
mt	6,18	0,42		1,55	1,60	1,07	1,04	1,11	3,68	1,41	1,37	0,79	2,62	1,37		
hm																
ru																
pr																
cc		0,41		0,34			0,61									
H ₂ O	2,91	0,63		1,62	0,54	1,91	1,68	0,70	1,29	2,61	1,16	1,61	0,75	0,34		
suma – total	99,59	99,61		99,40	99,60	100,24	99,76	100,82	100,94	99,83	100,16	100,35	99,65	99,72		
% An/Pl	17,7	22,8		16,9	37,6	21,7	17,4	27,6	38,8	4,9	8,0	18,4	26,6	24,1		
D. SKŁAD NORMATYWNY NIGGLIEGO																
Nigglie normative composition																
próba – sample																
Q	32,61	47,59		21,54	32,40	34,07	37,31	25,70	30,57	29,32	32,89	31,85	33,22	37,76		
Or ^t								3,43			7,28			13,83		
Ab	28,15	16,11		24,53	28,90	25,18	27,67	42,18	27,61	28,66	38,01	27,19	31,43	28,75		
An	5,71	4,47		4,69	16,39	6,58	5,49	15,13	16,52	1,39	3,12	5,76	10,76	8,55		
Bi	9,26	7,05		27,64	15,02	16,97	13,89	8,93	14,27	16,78	6,29	20,98	15,81	3,32		
Ms	13,00	18,31				11,93	2,90	2,77	2,74	12,40	10,70	5,18	1,48	6,58		
Gr				0,86	0,59											
Sil	6,47	5,16		17,89	5,03	3,85	10,88	0,80	4,81	9,33		7,35	4,71			
Mt	4,74	0,42		1,54	1,18	0,80	0,78	0,80	2,70	1,06	1,00	0,59	1,94	1,00		
Hm																
Ru	0,04	0,23		0,79	0,28	0,25	0,12	0,47	0,43	0,63	0,20	0,50	0,43			
Cp	0,03	0,18		0,12	0,21	0,37	0,28	0,59	0,34	0,43	0,51	0,60	0,21	0,21		
Pr																
cc		0,47		0,39			0,70									
suma – total	100,01	99,99		99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00
% An/Pl	16,9	21,7		16,1	36,2	20,7	16,6	26,4	37,4	4,6	7,6	17,5	25,5	22,9		

próba - sample	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	68,11	75,37	66,03	76,65	76,14	75,18	63,32	72,66			68,74	65,67	65,56	68,16	68,63	69,66
Al ₂ O ₃	16,50	14,39	15,78	13,06	8,86	13,64	16,20	14,80			13,12	17,38	15,00	15,40	14,94	15,56
Fe ₂ O ₃	0,26	0,64	0,45	0,08	1,78	1,79	1,24	0,34			1,81	1,28	2,78	0,59	0,29	0,32
FeO	2,92	0,56	5,40	1,12	4,40	1,34	6,33	3,23			5,46	5,14	5,26	4,45	4,94	2,58
MnO	0,45	0,11	0,12	0,11	sl	sl	0,56	0,22			sl	0,07	0,50	0,06	0,11	sl
MgO	1,92	0,28	2,47	0,29	1,71	0,91	1,93	1,17			2,72	2,11	1,96	1,45	2,25	1,86
CaO	2,09	2,30	2,46	1,10	0,98	1,54	3,22	2,16			2,24	0,76	3,07	3,25	2,21	2,28
Na ₂ O	4,27	4,80	2,89	2,46	2,00	3,45	2,97	2,52			2,05	2,80	2,42	3,02	2,37	3,60
K ₂ O	1,80	0,60	1,81	4,05	2,65	1,25	1,92	1,58			1,95	3,43	1,67	1,70	2,10	2,45
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,21			0,09	0,14	0,17	0,07	0,07	0,25
TiO ₂	0,50	0,82	0,02	0,02	0,60	0,20	0,80	0,32			0,80	0,61	1,00	0,82	0,76	0,36
H ₂ O ⁺	0,27	1,03	0,22	0,78	0,78	0,55	0,76	0,52			0,63	1,05	0,38	0,44	0,54	0,84
H ₂ O ⁻	0,09	0,02	0,23	0,16	0,05	0,02	0,08	0,07			0,04	0,25	0,20	0,16	0,17	0,08
CO ₂	0,26	0,25	0,12	0,12			0,52	0,17						0,12	0,15	
S																sl.
suma - total	99,60	99,47	99,57	99,54	100,04	99,96	99,94	99,97			99,65	100,69	99,97	99,69	100,03	99,84

próba - sample	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
kwarc	25,1	37,5	26,7	37,4	63,1	39,1	47,8	36,4	45,3	40,8	41,5	47,8	35,4	31,9	28,1	38,5
plagioklaz	49,5	58,0	48,6	27,2	3,4	47,4	24,8	56,1	21,8	56,9	41,0	30,1	43,8	53,5	41,0	46,8
skaleń alk. - K-feldspar				25,6		0,7		0,9				1,2				0,7
biotyt	24,9	1,4	22,4	1,0	33,0	5,5	25,3	4,8	31,2	1,9	16,5	17,1	17,5	11,1	25,2	10,3
muskowit	0,3	2,5	0,3	0,6	sl.	0,5	0,2	0,2				0,7		2,1		3,2
granat	0,2	0,2	1,7	2,8	0,5	0,7	1,6	0,1	1,5	0,3	0,7	0,1	2,8	0,3	4,5	sl
syllimanit			sl.	3,8		5,9	sl.	1,3				2,7		0,1		sl
kordieryt				1,2												
dysten				0,1		sl.		0,1								
apatyt	sl.	0,4	0,1	0,2	sl.	sl.	sl.	sl.	sl.	0,1	sl.			0,5	0,3	0,5
cyrkon	sl.		sl.	sl.	sl.	0,1	0,2	sl.	sl.		sl.		0,3	0,1	0,3	
nieprzeźr.	sl.	sl.	0,1	0,2	sl.	0,1	0,1	0,1	0,2		0,3		0,2	0,4	0,6	
rutyl																
inne																
suma	100,0	100,0	99,9	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
% An/Pl	ok. 18	18	22	22	ok. 22	22	ok. 24	23	37	37	38		33	28	26	25-32
% An/Pl												0,3				

A. SKŁAD CHEMICZNY (% wagowy)

B. SKŁAD MODALNY (% obj.)

		33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	
C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW CIPW normative composition																		
próba - sample		27,84	40,62	29,76	43,66	47,39	45,58	25,87	44,11									
Q		10,63	3,56	10,69	23,94	15,64	7,40	11,36	9,35									
or		36,14	40,59	24,44	20,82	16,94	29,21	25,12	21,35									
ab		7,73	8,79	11,66	4,06	4,31	7,09	12,13	8,24									
an		4,69	2,62	4,80	3,14	1,12	4,01	4,79	5,92									
C		4,78	0,69	6,16	0,72	4,26	2,27	4,81	2,91									
di		5,15	0,71	8,42	2,16	5,62	0,65	10,32	5,54									
en		0,37	0,37	0,20	0,24	0,20	0,20	0,20	0,50									
fs		0,96		1,56	0,05	1,14	0,38	1,52	0,61									
ap		0,37	0,93	0,65	0,12	2,57	2,59	1,81	0,49									
il																		
mt		0,59	0,57		0,27			1,18	0,39					0,45	0,27	0,34		
hm		0,36	0,02	1,26	0,38	0,83	0,57	0,84	0,59				0,67	0,38	0,60	0,71	0,92	
ru		99,61	99,47	99,60	99,56	100,02	99,95	99,95	100,00				99,65	100,70	99,97	100,04	99,87	
pr		17,6	17,8	32,3	16,3	20,3	19,5	32,6	27,8				37,8	10,8	38,6	36,9	28,2	
cc																		
H ₂ O																		
suma - total																		
% An/Pl																		
D. SKŁAD NORMATYWNY NIGLIEGO Nigligt normative composition																		
próba - sample		26,50	36,81	32,29	42,96	50,98	43,59	28,23	43,29									
Q		38,65	43,55	26,79	22,73	18,85	31,80	27,56	23,32									
Or		7,77	8,89	12,05	4,18	4,52	7,28	15,42	8,48									
Ab		13,90	1,85	17,66	3,65	14,39	4,57	18,78	11,46									
An		2,83	3,43		12,34	4,49	6,63		3,45									
Bi		8,73	3,83	2,67				2,10						0,81	1,72	1,20	10,02	
Ms																		
Gr		0,27	0,67	0,64	0,09	1,94	1,92	1,35	0,36					3,01	0,64	0,28	0,34	
Sil							3,89	5,60	8,51					7,34	4,53	6,94	1,44	
Mt																		
Hm																		
Ru		0,35		0,59	0,02	0,44	0,14	0,58	0,23					0,72	0,59	0,54	0,25	
Cp		0,33	0,33	0,18	0,21	0,19	0,18	0,18	0,46					0,37	0,15	0,15	0,54	
Pr																		
cc		0,66	0,64		0,31			0,21	0,45					0,52	0,31	0,39		
suma - total		99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00				100,00	99,99	100,00	99,99	100,01	99,99
% An/Pl		16,7	17,0	31,0	15,5	19,3	18,6	35,9	26,7				36,4	10,2	37,2	35,5	27,0	23,0

	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
A. SKŁAD CHEMICZNY (% wagowy)	chemical composition (wt. %)															
SiO ₂	67,64	66,40	65,12	70,54	68,11	74,14	74,58	72,70	72,22	73,00	72,22	72,54	72,54	72,22	72,54	72,54
Al ₂ O ₃	15,81	17,19	13,67	14,95	14,62	14,50	14,22	15,00	14,74	14,45	14,74	15,44	15,44	14,74	15,44	15,44
Fe ₂ O ₃	0,91	1,53	2,58	1,57	1,57	0,85	1,18	0,85	1,21	1,09	1,21	0,04	0,04	1,21	0,04	0,04
FeO	4,36	2,84	6,03	3,25	4,30	0,47	0,17	0,47	0,61	0,71	0,61	1,33	1,33	0,61	1,33	1,33
MnO	0,06	śl.	0,11	0,22	0,07	śl.	śl.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,10	0,10	0,01	0,10	0,10
MgC	1,91	1,71	0,60	0,27	1,78	0,20	0,20	0,31	0,52	0,40	0,52	0,68	0,68	0,52	0,68	0,68
CaO	2,29	2,58	3,91	4,18	3,40	0,80	0,87	1,02	1,75	1,35	1,75	1,06	1,06	1,75	1,06	1,06
Na ₂ O	3,02	4,00	2,80	3,35	2,12	4,40	4,15	4,75	3,23	3,15	3,23	2,67	2,67	3,23	2,67	2,67
K ₂ O	2,11	2,30	3,85	1,64	1,52	3,75	4,06	4,26	4,12	4,30	4,12	3,99	3,99	4,12	3,99	3,99
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,38	0,10	0,06	0,36	0,14	0,09	0,51	0,42	0,51	0,20	0,20	0,51	0,20	0,20
TiO ₂	1,02	0,40	0,51	0,45	1,10	0,47	0,33	0,40	0,47	0,40	0,47	0,42	0,42	0,47	0,42	0,42
H ₂ O ⁺	0,67	0,70	0,18	0,46	0,46	0,56	0,48	0,67	1,12	1,03	1,12	0,78	0,78	1,12	0,78	0,78
H ₂ O ⁻	0,17	0,16	0,10	0,13	0,08	0,18	0,20	0,15	0,12	0,15	0,12	0,05	0,05	0,12	0,05	0,05
CO ₂	0,12		0,30	0,31	0,13											
S																
suma - total	100,13	99,83	100,14	99,39	99,32	100,68	100,58	100,68	100,63	100,45	100,63	99,52	99,52	100,63	99,52	99,52
próba - sample	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
B. SKŁAD MODALNY (% obj.)	modal composition (vol. %)															
kwarc	40,4	27,4	23,9	33,8	35,4	30,8	33,0	31,9	34,3	26,5	34,5	28,7	34,5	35,2	34,7	65,3
plagioklaz	44,6	51,7	33,3	49,3	42,4	40,4	41,5	34,4	47,1	42,0	37,4	44,1	25,4	28,3	40,7	4,6
skaleń alk. - K-feldspar	0,6	8,9	34,4	5,7	24,0	24,0	17,1	23,5	11,1	26,8	19,9	17,0	17,9	19,7	13,8	5,2
biotyt	13,1	10,7	5,9	10,1	21,4	0,4	0,2	0,2	0,1	0,3	4,8	śl.	4,5	3,7	7,4	2,1
muskowit	0,8	1,1	2,2	0,8	0,4	3,9	7,9	9,6	5,3	5,3	3,3	10,1	17,5	12,8	3,3	5,9
granat				0,1			0,5	0,1	1,1				śl.	śl.		16,8
syllimanit																
kordieryt																
dysten																
apatyt	śl.	0,1	0,2	śl.	śl.	0,2			0,1		0,1		0,2	0,3		śl.
cyrkon	śl.	śl.	śl.	śl.	0,2	0,3	śl.					0,1				0,1
nieprzeźr.	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3										
rutyl																
inne	0,4								0,9						0,1	
suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
% An/Pl	27	27-31	28	27	30	7	7	8	8	8	10-19	ok. 5	15	10-30	15	17

		49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	
C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW CIPW normative composition		próba - sample																
Q		32,11	25,02	23,28	33,99	38,31		33,07	33,08		26,25			35,82	34,46		38,73	
or		12,47	13,58	22,77	9,69	8,96		22,15	23,99		25,16			25,38	24,33		23,60	
ab		25,54	33,83	23,71	28,32	17,94		37,24	35,14		40,18			26,64	27,33		22,61	
an		10,32	12,24	13,35	18,14	15,66		1,89	3,48		4,56			4,20	5,68		2,56	
C		4,78	3,64		1,02	3,75		2,51	1,72		0,91			3,08	2,90		5,78	
di				1,43														
en		4,76	4,26	1,39	0,67	4,43		0,50	0,50		0,77			0,99	1,30		1,70	
fs		5,67	3,29	7,67	5,63	4,92											1,89	
ap		0,10	0,20	0,91	0,24	0,13		0,84	0,34		0,20			1,01	1,21		0,47	
il		1,94	0,76	0,97	0,85	2,09		0,90	0,36		0,76			0,76	0,90		0,80	
mt		1,32	2,22	3,75		2,27		0,14			0,37			1,13	0,60		0,07	
hm								0,75	1,18		0,59			0,30	0,80			
ru									0,13									
pr		0,27		0,68	0,70	0,30											0,50	
cc		0,84	0,86	0,28	0,13	0,54		0,74	0,68		0,82			1,18	1,24		0,83	
H ₂ O		100,12	99,90	100,19	99,38	99,30		100,73	100,60		100,57			100,49	100,75		99,54	
suma - total		28,8	26,6	36,0	39,0	46,6		4,8	9,0		10,2			13,6	17,0		10,2	
% An/Pl																		
D. SKŁAD NORMATYWNY NIGGLEGO Nigelti normative composition		próba - sample																
Q		33,52	26,65	26,66	35,04	39,80		31,08	31,14		24,76			34,45	33,24		38,61	
Or				15,39	1,88			14,80	18,95		21,86			16,11	15,42		4,54	
Ab		27,75	36,37	25,90	30,85	19,84		39,73	37,56		42,67			28,87	29,54		24,62	
An		10,57	12,41	13,75	18,59	16,33		1,90	3,50		4,57			4,29	5,78		2,63	
Bi		15,68	10,87	12,87	8,36	13,22		0,93	0,75		1,34			1,97	2,09		5,56	
Ms		4,15	9,76		3,95	1,50		9,64	6,63		3,47			12,01	11,28		22,67	
Gr																		
Sil		6,24	1,86			5,76												
Mt		0,97	1,62	2,78		2,27		0,89	0,40		0,89			1,16	1,29		0,05	
Hm									0,56									
Ru		0,73	0,28	0,37	0,32	0,80		0,33	0,23		0,28			0,28	0,33		0,31	
Cp		0,09	0,18	0,82	0,21	0,12		0,70	0,28		0,17			0,85	1,02		0,43	
Pr																		
cc (Wo)		0,31		1,46	0,80	0,35											0,57	
suma - total		100,01	99,99	100,00	100,00	99,99		100,00	99,99		100,01			99,99	99,99		99,99	
% An/Pl		27,6	25,4	34,7	37,6	45,1		4,6	8,5		9,7			12,9	16,4		9,7	

	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW																
CIPW normative composition																
próba - sample																
Q	27,80	36,65	40,33	36,20	37,59	32,57	39,18	27,28	33,97	32,74	25,03	32,14	37,18	25,96	35,59	33,87
or	38,13	23,05	14,42	15,87	14,92	15,36	15,59	27,56	13,08	26,00	20,38	27,17	18,20	32,23	17,48	24,11
ab	28,32	19,88	21,50	20,93	20,98	24,18	21,82	33,25	25,38	30,52	25,96	33,83	36,29	29,11	23,55	31,47
an	2,30		1,36	4,17	4,17	9,10	0,11	7,18	9,07	4,45	16,22	4,17	0,92	7,73	3,51	3,53
C	1,71	6,00	8,16	9,56	7,21	5,50	9,49	0,60	3,63	0,28	1,45	0,42	4,82	0,04	6,39	2,90
di																
en	0,40	4,86	5,72	3,86	5,13	3,77	5,20	1,45	4,29	2,44	3,91	0,25	0,05	0,99	4,29	0,94
fs		5,36	5,09	6,68	7,42	6,99	6,44	0,61	3,02		2,57	1,00	0,70	1,15	5,20	
ap	0,34	0,84	1,31	0,67	1,08	0,84	0,74	0,27	0,40	0,77	0,30	0,17	0,37	0,24	0,77	0,67
il		0,36	0,42	0,44	0,24	0,23	0,30	0,39	1,20	0,71	1,08	0,29	0,06	0,76	0,46	0,80
mt	0,44	2,69	2,87	3,69	0,21	0,32	0,63	1,30	4,33	1,68	2,06		0,25	1,46	1,99	0,88
hm	0,43									0,27						0,26
ru								0,04	0,34						0,04	
pr											0,18	0,11	0,05			0,09
cc											0,47	0,39	0,70	0,51	0,81	0,91
H ₂ O	0,48	0,75	0,67	0,69	0,40	0,81	0,62	0,75	1,82	0,80	0,47	0,39	0,70	0,51	0,81	0,91
suma - total	100,35	100,44	100,49	99,95	99,35	99,67	100,12	100,68	100,53	100,66	99,61	99,94	99,59	100,18	100,08	100,43
% An/Pl	7,5	0	0	6,1	16,6	27,3	0,5	17,8	26,3	12,7	38,4	11,0	2,5	21,0	13,0	10,1
D. SKŁAD NORMATYWNY NIGGLIEGO																
Nigglie normative composition																
próba - sample																
Q	26,07	33,09	35,57	30,81	33,73	29,52	33,57	25,30	31,47	31,89	27,35	30,62	35,26	25,38	31,66	32,32
Or	33,36	23,66	14,83	16,37	15,34	15,76	15,90	27,67	13,53	23,41	13,97	25,14	4,52	30,27	17,91	15,17
Ab	30,21	21,66	23,48	22,92	22,89	26,32	23,62	35,44	27,87	33,07	28,11	36,24	39,06	31,26	25,61	33,83
An	2,41			1,41	4,29	9,33	0,11	6,85	9,39	4,51	16,55	4,21	0,93	7,83	3,59	3,58
Bi	0,59									3,65	10,89	1,80	0,94	3,55	1,97	1,97
Ms	6,46									0,87		1,61	18,69	0,16		11,21
Gr		13,93	15,03	14,08	16,62	14,00	15,53	3,22	11,29						12,94	
Sil (Kya)		4,86	8,11	10,88	5,91	3,98	10,03		1,92						5,88	
Mt	0,32	1,99	2,13	2,76	0,15	0,24	0,46	0,94	3,23	0,79	1,52		0,19	1,06	1,47	0,91
Hm	0,30									0,65						
Ru		0,14	0,16	0,17	0,09	0,09	0,11	0,15	0,45	0,46	0,40	0,11	0,02	0,28	0,17	0,30
Cp	0,28	0,76	1,19	0,61	0,98	0,76	0,66	0,24	0,37	0,69	0,27	0,15	0,33	0,21	0,70	0,60
Pr								0,65	0,48						0,05	
cc (Wo)								0,15			0,93	0,12	0,06			0,10
suma - total	100,00	100,09	100,50	100,01	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	99,98	99,99
% An/Pl	7,4	0	0	5,8	15,8	26,2	0,5	16,2	25,2	12,0	37,0	10,4	2,3	20,0	12,3	9,6

		81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
A. SKŁAD CHEMICZNY (% wagowy)		chemical composition (wt. %)											
proba - sample		69,54	69,59	68,90	67,22	64,57	67,28	75,24	69,73	73,92	66,56	68,40	67,91
	SiO ₂	14,13	14,65	15,35	16,78	17,20	15,61	13,91	12,53	14,22	15,92	15,17	15,30
	Al ₂ O ₃	1,17	1,68	1,94	2,14	0,96	0,84	0,56	1,51	1,06	1,63	0,44	1,15
	Fe ₂ O ₃	3,96	2,92	2,44	4,24	5,16	4,33	0,75	5,36	2,28	5,27	4,70	3,89
	FeO	0,05	0,06	0,05	0,01	0,17	0,19	0,07	0,28	0,11	0,02	0,08	0,08
	MnO	1,97	1,04	1,09	1,33	2,44	2,13	0,46	1,82	1,04	1,75	1,85	1,36
	MgO	2,29	1,64	2,21	1,27	2,04	2,26	1,74	2,10	1,85	1,47	2,73	3,11
	CaO	3,08	3,36	3,54	2,50	2,92	3,52	3,47	2,48	2,98	2,42	2,94	3,15
	Na ₂ O	1,99	3,46	2,68	2,40	2,05	1,80	2,88	2,28	1,42	3,06	1,90	2,31
	K ₂ O	0,18	0,17	0,22	0,07	0,09	0,11	0,12	0,09	0,15	0,13	0,07	0,15
	P ₂ O ₅	0,64	0,50	0,54	0,12	0,56	0,64	0,01	0,70	0,26	0,67	0,79	0,64
	TiO ₂	0,68	0,67	0,82	1,63	1,03	0,66	0,19	0,77	0,54	0,97	0,49	0,48
	H ₂ O ⁺	0,09	0,16	0,14	0,08	0,25	0,13	0,06	0,06	0,04	0,15	0,16	0,12
	H ₂ O ⁻	0,08	0,04	0,10	0,04	0,14	0,09	0,12	0,26	0,08	0,14	0,14	0,14
	CO ₂			0,02									
	S												
	suma - total	99,85	99,94	100,04	99,83	99,58	99,59	99,58	99,97	99,95	100,02	99,86	99,79
C. SKŁAD NORMATYWNY CIPW		CIPW normative composition											
proba - sample		34,47	30,87	31,63	36,46	28,67	29,48	39,79	36,71	44,88	32,08	32,77	30,49
	Q	11,75	20,43	15,87	14,20	12,14	10,63	17,04	13,47	8,41	18,09	11,25	13,64
	or	26,07	28,43	29,95	21,14	24,70	29,79	29,37	20,98	25,23	20,45	24,86	26,64
	ab	9,65	6,76	8,93	5,56	8,68	9,90	7,12	8,21	7,65	6,45	12,19	13,52
	an	3,37	2,91	3,34	8,03	6,99	4,24	2,47	2,98	4,98	6,26	3,81	2,67
	C	4,91	2,59	2,71	3,31	6,07	5,30	1,14	4,53	2,59	4,36	4,61	3,38
	di	5,34	3,25	2,05	5,83	8,07	6,56	1,03	7,94	3,09	7,26	7,10	5,28
	en	0,44	0,40	0,50	0,17	0,20	0,27	0,27	0,20	0,37	0,30	0,17	0,37
	fs	1,21	0,96	1,03	0,23	1,06	1,21	0,02	1,34	0,50	1,27	1,50	1,21
	ap	1,69	2,43	2,80	3,10	1,39	1,23	0,81	2,20	1,53	2,36	0,65	1,67
	il												
	mt												
	hm												
	ru												
	pr												
	cc	0,18	0,09	0,23	0,09	0,32	0,20	0,27	0,59	0,18		0,32	0,32
	H ₂ O	0,77	0,83	0,96	1,71	1,28	0,79	0,25	0,83	0,58	1,12	0,65	0,60
	suma - total	99,85	99,95	100,03	99,83	99,57	99,60	99,58	99,98	99,99	100,00	99,88	99,79
	% An/Pi	27,0	19,2	23,0	20,8	26,0	24,9	19,5	28,1	23,3	24,0	32,9	33,7

D. SKŁAD NORMATYWNY NIGGLIEGO
Niggli normative composition

	próba – sample											
	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
Q	35,25	32,16	32,37	38,71	30,43	31,48	38,63	40,30	43,47	34,56	34,90	32,89
Or		7,41	2,22				8,68					
Ab	28,42	30,90	32,50	23,64	27,00	32,35	31,76	23,11	27,51	22,46	27,06	28,98
An	9,92	6,92	9,14	5,87	8,94	10,14	7,26	8,52	7,86	6,68	12,50	13,86
Bi	44,86	8,62	7,48	12,31	19,68	16,78	2,91	17,58	8,01	16,40	16,68	12,42
Ms	3,88	11,37	13,07	1,97	0,28	0,56	9,61	4,21	5,08	11,85	1,56	8,70
Gr												
Sil	4,01			14,78	11,68	6,87	0,60	3,26	6,20	5,53	5,74	0,75
Mt	1,25	1,80	2,07	2,36	1,03	0,90		1,65	1,13	1,76	0,48	1,23
Hm												
Ru	0,46	0,36	0,39	0,09	0,40	0,46	0,01	0,51	0,19	0,48	0,56	0,46
Cp	0,39	0,36	0,46	0,16	0,18	0,24	0,24	0,18	0,34	0,28	0,15	0,34
Pr			0,05									
cc	0,21	0,10	0,26	0,10	0,37	0,23	0,31	0,68	0,21		0,37	0,37
suma – total	99,99	100,01	100,01	99,99	99,99	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00
% An/Pl	25,9	18,3	22,0	19,9	24,9	23,9	18,6	26,9	22,2	22,9	31,6	32,4

WYKAZ PRÓB SKAŁ SOWIOGÓRSKICH PODDANYCH BADANIOM SKŁADU
CHEMICZNEGO I MINERALNEGO

LIST OF SAMPLES SUBMITTED TO ANALYSES OF CHEMICAL AND MINERAL
COMPOSITIONS

Symbole określają punkt pobrania próby w terenie por: fig. 2) lub są oznaczeniami stosowanymi w literaturze źródłowej.

W nawiasach podano nazwiska autorów badań chemicznych – A, składu modalnego – B oraz autorów obliczeń norm CIPW – C i norm Niggliego – D; badania chemiczne, przy których podano nazwisko autora tej pracy, zostały wykonane przez Laboratorium Chemiczne ING Uniwersytetu Wrocławskiego.

Symbols indicate place of sampling in the field (cf. fig. 2) or are taken from the cited literature. In brackets are given names of analysers of chemical composition – A, modal composition – B; names of authors of CIPW norm calculations – C, Niggli norm – D; chemical analyses carried out in Chemical Laboratory of Institute of Geological Sciences of the Wrocław University are indicated by the name of the present author.

- Jed I 2. Ciemnoszary, bardzo drobnoziarnisty gnejs masywny. Jedlinka, odsłonięcie Jed I przy torze kolejowym, 300 m na zachód od mostu na Bystrzycy (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Gł Sz III g 1. Bardzo ciemny, drobnoziarnisty gnejs masywny. Głuszycza, szybik III na wzgórzu 527,0 m n.p.m. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
- GS 88 a. Szary, bogaty w kwarc gnejs masywny. Walim, hałda sztolni przy szosie do Rzeczeki – punkt W XII. (A, C, D – Morawski 1962; B – Polański 1955).
- Jed I 1. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs łuszczkowy. Lokalizacja jak przy próbie nr 1. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Tsz VI. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs łuszczkowy. Toszowice, nieczynny łom przy drodze od Jeziora Bystrzyckiego do Glinna, 1,3 km na wschód od szczytu Babi Kamień. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Ciemny, drobnoziarnisty gnejs łuszczkowy. Jugowice, odsłonięcie przy moście na Bystrzycy między Jugowicami i Olszycem – punkt Jug I. (A, B – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).
- Bys II 1. Szary, drobnoziarnisty gnejs smużysty. Bystrzyca Górna, odsłonięcie Bys II B przy torze kolejowym, 300 m na południe od kościoła. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Zg I A 1. Jasnoszary, drobnoziarnisty gnejs stojowy z mikroklinem. Zagórze Śląskie, wschodnia część skałki pod wieżą zamku Grodno. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- GS 54 a. Szary, równoziarnisty gnejs niewyraźnie kierunkowy z fibrolitem i mikroklinem. Głuszycza, nieczynny łom po zachodniej stronie drogi w dolinie Małego Marcowego Potoku. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
- Sp I. Różowoszary, średnioziarnisty gnejs stojowy. Odsłonięcie pod szczytem 733,6 m n.p.m. między Sierpnicą i Rzeczką. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- GS 140 b 1. Różowy, średnioziarnisty gnejs oczkowy bogaty w biotyt. Odsłonięcie pod szczytem 638,6 m n.p.m., 1 km na wschód od Głuszyczy – punkt Gł V. (A, C, D – Morawski 1962).
- GS 140 b. Różowy, średnioziarnisty gnejs oczkowy bogaty w biotyt. Lokalizacja jak przy próbie nr 11. (A, C, D – Morawski 1962).
- Gnejs mikroklinoowy „serii oczkowej”. Odsłonięcie przy ostrym zakręcie szosy powyżej Sokolca. (A – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).
- Jed I 2. Dark gray, very fine-grained massive gneiss. Jedlinka, exposure Jed I at railway-cutting, 300 m west of a bridge over the Bystrzyca river. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Gł Sz III g 1. Very dark, fine-grained massive gneiss. Głuszycza, test-pit III, hill 527,0 m. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
- GS 88 a. Gray, quartz-rich massive gneiss. Walim, adit near the road to Rzeczek – locality W XII. (A, C, D – Morawski 1962; Polański 1955).
- Jed I 1. Dark gray, fine-grained flaky gneiss. Localization as sample no. 1. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Tsz VI. Dark gray, fine-grained flaky gneiss. Toszowice, inactive quarry at the road from the Jezioro Bystrzyckie dam-lake to Glinno, 1.3 km east of the summit Babi Kamień. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Dark, fine-grained flaky gneiss. Jugowice, exposure near a bridge over the Bystrzyca river between the villages of Jugowice and Olszynec – locality Jug I. (A, B – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).
- Bys II 1. Gray, fine-grained streaky gneiss. Bystrzyca Górna, Locality Bys II B at railway-cutting, 300 m south of the church. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- Zg I A 1. Light gray, fine-grained microcline-bearing veined gneiss. Zagórze Śląskie, eastern part of a cliff beneath the Grodno castle. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- GS 54 a. Gray, even-grained faintly foliated gneiss with fibrolite and microcline. Głuszycza, inactive quarry on western side of the road in the valley of Mały Marcowy Potok. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
- Sp I. Pink-gray, medium-grained veined gneiss. Exposure near the summit of hill 733,6 m between the villages of Sierpnica and Rzeczek. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- GS 140 b 1. Pink, medium-grained augen gneiss rich in biotite. Exposure below the summit of hill 638.6 m, 1 km east of Głuszycza – locality GŁ V. (A, C, D – Morawski 1962).
- GS 140 b. Pink, medium-grained augen gneiss rich in biotite. Localization as sample no. 11. (A, C, D – Morawski 1962).
- Microcline gneiss of the “augen series”. Exposure at road-cutting near sharp bend above the village of Sokolec. (A – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).

14. Gł Sz III a. Różowy, równoziarnisty gnejs z licznymi dużymi oczkami skaleniowo-kwarcowymi. Głuszycza, wzniesienie 527,0 m n.p.m., szczyt III, głębokość 18 m. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
15. 1. Szary, drobnoziarnisty gnejs syllimanitowy z wyraźną laminacją. Owiesno, wzniesienie na południowy zachód od wsi. (A – August 1975, *fide* August, Kryza – praca w druku; C, D – G. Kryza).
16. 2. Popielatoszary, drobnoziarnisty gnejs syllimanitowy o teksturze guzkowej. Przedborowa, wzniesienie 396,5 m n.p.m. na SW od wsi. (A – August 1975, *fide* August, Kryza – praca w druku; C, D – G. Kryza).
17. 3. Szary, drobnoziarnisty gnejs fibrolitowy z wyraźną laminacją. Owiesno, wzniesienie 323,7 m n.p.m. na północ od wsi. (A – August 1975, *fide* August, Kryza – praca w druku; C, D – G. Kryza).
18. Gł I 5. Jasnoszary, drobnoziarnisty gnejs syllimanitowy o teksturze guzkowej (z mikroklinem). Głuszycza, skałka na wschód od miasta, 2,4 km na WWS od szczytu Włodarza. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
19. W XI B. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs syllimanitowy o teksturze guzkowej. Przełęcz między szczytami Jaworek i Moszna, na SW od Walimia. (B – R. Kryza).
20. Pdl III 1. Zielonawoszary, średnioziarnisty gnejs kordierytowy o teksturze szlirowej. Podlesie, odsłonięcie na południowym zboczu Klasztorzyska, 200 m od szczytu. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
21. Pdl II 1. Szary, średnioziarnisty gnejs smużysty z kordieritem. Podlesie, szczyt wzniesienia 624,5 m n.p.m. na północ od wsi. (B – R. Kryza).
22. Bys I 4. Jasnoszary, gruboziarnisty nebulit z kordieritem. Odsłonięcie „Krucza Skała” przy szosie między Bystrzycą Górną i Lubachowem. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
23. Bys I 4a. Nebulit gruboziarnisty, bogaty w kordieryt. Lokalizacja jak przy próbie 22. (B – R. Kryza).
24. Dz VII G 3. Jasny, zielonoszary nebulit gruboziarnisty z kordieritem. Dzieńmorowice, skałka na południowym stoku doliny Złotego Potoku, 1 km na wschód od wsi. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
25. 1. Gnejs biotytowy. Kuźnica, arkusz Dzierżoniów. (A – Eyme, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
26. 2. Gnejs biotytowy. Rościszów, skałka w pobliżu stawu. (A – Eyme, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
27. 3. Gnejs biotytowy. Piskorzów. (A – Fischer, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
28. 4. Gnejs biotytowy. Poniatów, arkusz Świebodzice. (A – Kluss, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
29. 5. Gnejs dwuwłzyczny. Szczawno Zdrój. (A – Kluss, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
30. 9. Paragnejs. Zagórze Śląskie. (A – Eyme, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
31. Jug I A1. Ciemny, drobnoziarnisty gnejs luseczkowy (melanosom migmatytu ptygmatytowego). Odsłonięcie przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszyncem. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
32. Jug I A7. Białawy, drobnoziarnisty leukosom aplitoidowy z migmatytu ptygmatytowego. Lokalizacja jak przy próbie 31. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
33. W V C1. Ciemnoszary, bardzo drobnoziarnisty gnejs masywny (melanosom migmatytu nierównomiernie warstwowego). Walim, odsłonięcie przy szosie do Rościszowa.
14. Gł Sz III a. Pink, even-grained gneiss with numerous large quartzofeldspathic augen. Głuszycza, hill 527 m, test-pit III, depth 18 m. (A, D – Morawski 1963b; C – G. Kryza).
15. 1. Gray, fine-grained distinctly laminated sillimanite gneiss. Owiesno, hill southwest of the village. (A – August 1975, *fide* August, Kryza in press; C, D – G. Kryza).
16. 2. Gray, fine-grained nodular sillimanite gneiss. Przedborowa, hill 396.5 m southwest of the village. (A – August 1975, *fide* August and Kryza in press; C, D – G. Kryza).
17. 3. Gray, fine-grained distinctly laminated fibrolite gneiss. Owiesno, hill 323.7 m north of the village. (A – August 1975, *fide* August and Kryza in press; C, D – G. Kryza).
18. Gł I 5. Light gray, fine-grained nodular sillimanite gneiss with microcline. Głuszycza, crag east of the town, 2.4 km WWS of the summit of Włodarz. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
19. W XI B. Dark gray, fine-grained nodular sillimanite gneiss. Pass between the summits Jaworek and Moszna, southwest of Walim. (B – R. Kryza).
20. Pdl III 1. Greenish-gray, medium-grained cordierite gneiss displaying schlieric texture. Podlesie, exposure on southern slope of the Mount Klasztorzysko, 200 m below the summit. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
21. Pdl II 1. Gray, medium-grained streaky gneiss with cordierite. Podlesie, summit of hill 624.5 m, north of the village (B – R. Kryza).
22. Bys I 4. Light gray, coarse-grained cordierite-bearing nebulite. Exposure “Craven crag” near the road from Bystrzyca Górna to Lubachów. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
23. Bys I 4a. Coarse-grained cordierite-rich nebulite. Localization as sample no. 22. (B – R. Kryza).
24. Dz VII G 3. Light, green-gray coarse-grained nebulite with cordierite. Dzieńmorowice, cliff on southern slope of the Złoty Potok valley, 1 km east of the village. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
25. 1. Biotite gneiss. Kuźnica. (A – Eyme, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
26. 2. Biotite gneiss. Rościszów, crags near a pond (A – Eyme, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
27. 3. Biotite gneiss. Piskorzów. (A – Fischer, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
28. 4. Biotite gneiss. Poniatów. (A – Kluss, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
29. 5. Two-mica gneiss. Szczawno Zdrój. (A – Kluss, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
30. 9. Paragneiss. Zagórze Śląskie. (A – Eyme, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – Morawski 1962).
31. Jug I A 1. Dark, fine-grained flaky gneiss (melanosome of ptygmatic migmatite). Exposure near a bridge over the Bystrzyca river between the villages of Jugowice and Olszynec. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
32. Jug I A 7. White, fine-grained aplitoid leucosome of ptygmatic migmatite. Localization as sample no. 31. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
33. W V C1. Dark gray, very fine-grained massive gneiss (melanosome of irregularly layered migmatite). Walim, cliff

- szowa, 1,3 km na wschód od miasta. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
34. W V C2. Białawy, drobnoziarnisty leukosom aplitoidowy z migmatytu nierównomiernie warstwowego. Lokalizacja jak przy próbie 33. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
35. Zg III m. Szary, drobnoziarnisty gnejs smużysty (melanosom migmatytu nierównomiernie warstwowego). Odsłonięcie na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 80 m na N od mostu na Młynówce. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
36. Zg III l. Białawy, drobnoziarnisty leukosom aplitoidowy z migmatytu nierównomiernie warstwowego. Lokalizacja jak przy próbie 35. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
37. Zg I B m. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs łuszczykowy (melanosom migmatytu szlirowego). Zagórze Śląskie, zachodnia część skałki poniżej wieży zamku „Grodno”. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
38. Zg I B l. Białoszary, drobnoziarnisty leukosom migmatytu szlirowego. Lokalizacja jak przy próbie 37. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
39. Zg II D m. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs smużysty (melanosom migmatytu fałdowego). Nieczynny łom przy szosie na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 0,5 km na wschód od ujścia Młynówki. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
40. Zg II D l. Białoszary, średnioziarnisty leukosom migmatytu fałdowego. Lokalizacja jak przy próbie 39. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
41. Zg II B m. Ciemnoszary, drobnoziarnisty gnejs smużysty (melanosom migmatytu równomiernie warstwowego). Odsłonięcie przy szosie na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 0,6 km na wschód od ujścia Młynówki. (B – R. Kryza).
42. Zg II B l. Białoszary, średnioziarnisty leukosom migmatytu równomiernie warstwowego. Lokalizacja jak przy próbie 41. (B – R. Kryza).
43. Zg II B l. Szary, średnioziarnisty migmatyt fałdowy (razem melanosom i leukosom). Lokalizacja jak przy próbie 41. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
44. GS 83 a. Szary, średnioziarnisty „paragnejs migmatyczny”. Jugowice, hałda sztolni u stóp góry Włodarz, około 0,9 km na EEN od szczytu. (A – Morawski 1962; B – Polański 1955; C, D – G. Kryza).
45. Pt I 2. Szary, drobnoziarnisty migmatyt warstwowo z nebulitów. Rościszów, skałka między potokiem i szosą do Walimia, 0,8 km na zachód od Rościszowa. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
46. Pt V C. Jasnoszary, średnioziarnisty migmatyt fałdowy z otoczenia nebulitów. Skałki w odległości 1,3 km na zachód od Rościszowa, po północnej stronie drogi do Walimia. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
47. Lub I f. Jasnoszary, średnioziarnisty migmatyt fałdowy z otoczenia nebulitów. Lubachów, skałka nad Jeziorem Bystrzyckim, 50 m na S od wschodniego krańca zapory. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
48. Nebulit („gnejs homofaniczny”). Rościszów, skałki przy szosie, około 1 km na zachód od wsi. (A, B – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).
49. Lub I t. Jasnoszary, średnioziarnisty nebulit o teksturze bezładnej. Lokalizacja jak przy próbie 47. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
50. Lub III 3. Jasnoszary, średnio- i równoziarnisty nebulit o teksturze bezładnej. Lubachów, skałki na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 250 m na S od zapory. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
- above the road to Rościszów, 1.3 km east of the town. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
34. W V C2. White, fine-grained aplitoid leucosome of irregularly layered migmatite. Localization as sample no. 33. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
35. Zg III m. Gray, fine-grained streaky gneiss (melanosome of irregularly layered migmatite). Exposure on southern shore of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 80 m north of a bridge over the Młynówka stream. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
36. Zg III l. White, fine-grained aplitoid leucosome of irregularly layered migmatite. Localization as sample no. 35. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
37. Zg I B m. Dark gray, fine-grained flaky gneiss (melanosome of schlieric migmatite). Zagórze Śląskie, western part of a cliff beneath the tower of the Grodno castle. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
38. Zg I B l. White-gray, fine-grained leucosome of schlieric migmatite. Localization as sample no. 37 (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
39. Zg II D m. Dark gray, fine-grained streaky gneiss (melanosome of folded migmatite). Inactive quarry at the road on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 500 m east of a mouth of the Młynówka stream. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
40. Zg II D l. White-gray, medium-grained leucosome of folded migmatite. Localization as sample no. 39. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
41. Zg II B m. Dark gray, fine-grained streaky gneiss (melanosome of regularly layered migmatite). Exposure at the road on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 600 m east of a mouth of the Młynówka stream. (B – R. Kryza).
42. Zg II B l. White-gray, medium-grained leucosome of regularly layered migmatite. Localization as sample no. 41. (B – R. Kryza).
43. Zg II B l. Gray, medium-grained folded migmatite (melanosome and leucosome in common). Localization as sample no. 41. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
44. GS 83 a. Gray, medium-grained “migmatitic paragneiss”. Jugowice, adit at the foot of the Mount Włodarz, 900 m EEN of the summit. (A – Morawski 1962; B – Polański 1955; C, D – G. Kryza).
45. Pt I 2. Gray, fine-grained layered migmatite from nebulite. Rościszów, crag between the creek and road to Walim, 880 m west of the village. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
46. Pt V C. Light gray, medium-grained folded migmatite adjacent to nebulites. Crag 1.3 km west of Rościszów, north of the road to Walim. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
47. Lub I f. Light gray, medium-grained folded migmatite adjacent to nebulites. Lubachów, the Jezioro Bystrzyckie dam-like-side. 50 m south of eastern end of a dam. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
48. Nebulite (homophanous gneiss). Rościszów, cliff at the road, 1 km west of the village. (A, B – Morawski 1973; C, D – G. Kryza).
49. Lub I t. Light gray, medium-grained nebulite displaying random texture. Localization as sample no. 47. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
50. Lub III 3. Light gray, medium and even-grained nebulite displaying random texture. Lubachów, cliff on northern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 250 m south of a dam. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).

51. Pt I 1. Jasnoszary, średnioziarnisty nebulit o teksturze beładnej. Rościszów, skałka między potokiem i szosą do Walimia, 0,8 km na zachód od Rościszowa. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
52. Pt II A 1. Jasnoszary, średnioziarnisty nebulit o teksturze beładnej. Rościszów, skałka na północnym brzegu potoku, 750 m na W od wsi. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
53. Pt IV 1. Jasnoszary, gruboziarnisty nebulit. Rościszów, skałka po południowej stronie szosy do Walimia, 1,1 km na zachód od Rościszowa. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
54. GS 58c. Różowy, średnioziarnisty granit muskowitowy. Głuszycza, odsłonięcie przy drodze między fabryką a stawami na Małym Marcowym Potoku, punkt Gł VIII. (B – Morawski 1962).
55. GS 36c. Jasnoszary, drobnoziarnisty granit o wyglądzie aplitowym. Wkop wyższej sztolni w dolinie Pijanicy (= Kłobi) – punkt Sp III. (A, B, C, D – Morawski 1962).
56. GS 37f. Ciemnoróżowy, drobnoziarnisty granit dwumikowy o teksturze kierunkowej. Wkop dolnej sztolni w dolinie Pijanicy (= Kłobi) – punkt Sp III. (A, B, C, D – Morawski 1962).
57. 15. Granit aplitowy (cukrowaty). Sztolnie w dolinie Pijanicy (= Kłobi) – punkt Sp III. (B – Polański 1955).
58. GS 37g. Szaroróżowawy, jasny granit średnioziarnisty. Lokalizacja jak przy próbie 56. (A, B, C, D – Morawski 1962).
59. 14. Granit. Lokalizacja jak przy próbie 57. (B – Polański 1955).
60. Sp III 2. Jasnoszary, średnioziarnisty granit o teksturze kierunkowej. Odsłonięcie przy sztolni w dolinie Kłobi, 1,6 km na SES od szczytu Moszna. (B – R. Kryza).
61. GS 18d. Jasnoszary, średnioziarnisty granit dwumikowy. Hałda przy sztolniach w Walimiu, przy drodze do Rzeczeki – punkt W XII. (A, B, C, D – Morawski 1962).
62. GS 86a. Szary, średnioziarnisty granit dwumikowy. Wkop koło pierwszej sztolni w Walimiu, przy drodze do Rzeczeki – punkt W XII. (A, B, C, D – Morawski 1962).
63. 16. Granit gruboziarnisty. Odsłonięcie przy sztolniach w Walimiu, przy drodze do Rzeczeki – punkt W XII. (B – Polański 1955).
64. Rz V 5. Jasnoszary, średnioziarnisty granit o teksturze beładnej z żył o grubości 30 cm. Rzeczeki, skałka „Kamień Gwarków”, 0,5 km na SE od szczytu Małej Sowy. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza; B – próba szczególnie bogata w kwarc).
65. GS 137d. Różowy, gruboziarnisty pegmatyt z gnejsów oczkowych. Rów górniczy na wzgórzu 527,0 m npm, 300 m na wschód od Głuszyczy. (A, C, D – Morawski 1962).
66. 1. Granulit. Kolonia Klinek (na zachód od Zagórza Śląskiego), północne zbocze wzgórza 472,1 m npm. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
67. 2. Granulit. Kolonia Klinek, wschodnie zbocze wzgórza 472,1 m npm. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
68. 3. Granulit. Zagórze Śląskie, odsłonięcie przy drodze nad jeziorem, w pobliżu przystani wodnej. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
69. 4. Granulit. Bystrzyca Górna, odsłonięcie na wschodnim krańcu miejscowości. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
51. Pt I 1. Light gray, medium-grained nebulite displaying random texture. Rościszów, crag between the road to Walim and creek, 800 m west of the village. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
52. Pt II A1. Light gray, medium-grained nebulite displaying random texture. Rościszów, crags on northern side of the creek, 750 m west of the village. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
53. Pt IV 1. Light gray, coarse-grained nebulite. Rościszów, crag on southern side of the road to Walim, 1.1 km west of Rościszów. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
54. GS 58c. Pink, medium-grained muscovite gneiss. Głuszycza, exposure at the road from a factory to ponds on the Mały Marcowy Potok – locality Gł VIII. (B – Morawski 1962).
55. GS 36c. Light gray, fine-grained granite of aplitic appearance. Higher adit in the Pijanica (Kłobia) valley – locality Sp. III. (A, B, C, D – Morawski 1962).
56. GS 37f. Dark pink, fine-grained two-mica granite displaying directional texture. Lower adit in the Pijanica (Kłobia) valley – locality Sp III. (A, B, C, D – Morawski 1962).
57. 15. Aplitic (saccharoidal) granite. Adits in the Pijanica (Kłobia) valley – locality Sp III. (B – Polański 1955).
58. GS 37g. Gray-pinkish, medium-grained granite. Localization as sample no. 56. (A, B, C, D – Morawski 1962).
59. 14. Granite. Localization as sample no. 57. (B – Polański 1955).
60. Sp III 2. Light gray, medium-grained granite displaying directional texture. Exposure near adit in the Kłobia valley, 1.6 km SSE of the summit of Mount Moszna. (B – R. Kryza).
61. GS 18d. Light gray, medium-grained two-mica granite. Adits at Walim, near the road to Rzeczeki – locality W XII. (A, B, C, D – Morawski 1962).
62. GS 86a. Gray, medium-grained two-mica granite. Test-pit near the first adit at Walim, near the road to Rzeczeki – locality W XII. (A, B, C, D – Morawski 1962).
63. 16. Coarse-grained granite. Exposure near adits at Walim, the road to Rzeczeki – locality W XII. (B – Polański).
64. Rz V 5. Light gray, medium-grained granite having random texture from a 30 cm thick vein. Rzeczeki, crag “Kamień Gwarków”, 500 m southeast of the Mała Sowa summit. (A, B – R. Kryza; C, D – G. Kryza; B – sample abnormally rich in quartz).
65. GS 137d. Pink, coarse-grained pegmatite from augen gneisses. Pit on hill 527.0 m, 300 m east of Głuszycza. (A, C, D – Morawski 1962).
66. 1. Granulite. Klinek (west of Zagórze Śląskie), northern slope of hill 472.1 m. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
67. 2. Granulite. Klinek, eastern slope of hill 472.1 m. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
68. 3. Granulite. Zagórze Śląskie, exposure on the lake-side near harbour. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
69. 4. Granulite. Bystrzyca Górna, exposure at eastern end of the village. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).

70. 5. Granulit, odmiana ciemna. Bystrzyca Górna. łom w odległości około 600 m na południe od cmentarza, na zachodnim zboczu wzgórza 427,0 m npm. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
71. 6. Granulit, odmiana jasna. Lokalizacja jak przy próbie 70. (A, B – Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
72. 7. Granulit z sąsiedztwa amfibolitów i serpentynitów. Bystrzyca Górna. (A – Eyme, *fide* Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
73. 8. Granulit z sąsiedztwa amfibolitów i serpentynitów. Bystrzyca Górna. (A – Eyme, *fide* Juskowiak i Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
74. 11. Granulit. Poniatów. (A – Pracownia Geochemiczna IG Wrocław, *fide* Pendias i Maciejewski 1959; C, D – G. Kryza).
75. 103. Granodioryt badany eksperymentalnie w warunkach anateksis. (A, B – Piwinskii 1968, 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
76. 104. Granit badany eksperymentalnie w warunkach anateksis. (A, B – Piwinskii 1968, 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
77. L 26. Granit muskowitowy badany eksperymentalnie w warunkach anateksis. (A, B – Huang, Wyllie 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
78. MG-1. Monzogranit Iddefjord (Norwegia) badany eksperymentalnie w warunkach anateksis. (A, B – wg Maaloe, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
79. Granulity sowiogórskie – średni skład z ośmiu analiz; próby 66–73. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
80. Granitoidy sowiogórskie – średni skład z sześciu analiz; próby 55, 56, 58, 61, 62 i 64. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
81. Gnejsy masywne i łuseczkowe – średni skład z sześciu analiz; próby 1–6E. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
82. Gnejsy słojowe – średni skład z trzech analiz; próby 8, 9 i 10. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
83. Gnejsy oczkowe – średni skład z czterech analiz; próby 11–14. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
84. Gnejsy syllimanitowe – średni skład z czterech analiz; próby 15–18. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
85. Gnejsy kordierytowe – średni skład z trzech analiz; próby 20, 22 i 24. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
86. Melanosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmatytowych – średni skład z trzech analiz; próby 31, 33 i 35. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
87. Leukosom migmatytów nierównomiernie warstewkowych i ptygmatytowych – średni skład z trzech analiz; próby 32, 34 i 36. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
88. Melanosom migmatytów równomiernie warstewkowych i fałdowych – średni skład z dwóch analiz; próby 37 i 39. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
89. Leukosom migmatytów równomiernie warstewkowych i fałdowych – średni skład z dwóch analiz; próby 38 i 40. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
90. Gnejsy smużyste i flebity (melanosom + leukosom) – średni skład z trzech analiz; próby 7, 43 i 44. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
91. Migmatyty fałdowe z otoczenia nebulitów – średni skład z dwóch analiz; próby 46 i 47. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
92. Nebulity (migmatyty homofaniczne) – średni skład z sześciu analiz; próby 48–53. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
70. 5. Granulite, dark variety. Bystrzyca Górna, quarry 600 m south of cemetery, western slope of hill 427.0 m. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
71. 6. Granulite, light variety. Localization as sample no. 70. (A, B – Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
72. 7. Granulite from neighbourhood of amphibolites and serpentinites. Bystrzyca Górna. (A – Eyme, *fide* Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
73. 8. Granulite from neighbourhood of amphibolites and serpentinites. Bystrzyca Górna. (A – Eyme, *fide* Juskowiak and Ryka 1960; C, D – G. Kryza).
74. 11. Granulite. Poniatów. (A – Geochemical Laboratory Geological Institute, Wrocław, *fide* Pendias and Maciejewski 1959; C, D – G. Kryza).
75. 103. Granodiorite subjected to experimental anatexis. (A, B – Piwinskii 1968, 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
76. 104. Granite subjected to experimental anatexis. (A, B – Piwinskii 1968, 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
77. L 26. Muscovite granite subjected to experimental anatexis. (A, B – Huang, Wyllie 1973, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
78. MG-1. Monzogranite Iddefjord (Norway) subjected to experimental anatexis. (A, B – according to Maaloe, *fide* Wyllie 1977; C, D – G. Kryza).
79. Sowie Góry granulites – mean composition from eight analyses; samples 66–73. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
80. Sowie Góry granitoids – mean composition from six analyses; samples 55, 56, 58, 61, 62, 64. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
81. Massive and flaky gneisses – mean composition from six analyses; samples 1–6. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
82. Veined gneisses – mean composition from three analyses; samples 8, 9, 10. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
83. Augen gneisses – mean composition from four analyses; samples 11–14. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
84. Sillimanite gneisses – mean composition from four analyses; samples 15–18. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
85. Cordierite gneisses – mean composition from three analyses; samples 20, 22, 24. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
86. Melanosome of irregularly layered and ptygmatic migmatites – mean composition from three analyses; samples 31, 33, 35. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
87. Leucosome of irregularly layered and ptygmatic migmatites – mean composition from three analyses; samples 32, 34, 36. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
88. Melanosome of regularly layered and folded migmatites – mean composition from two analyses; samples 37 and 39. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
89. Leucosome of regularly layered and folded migmatites – mean composition from two analyses; samples 38 and 40. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
90. Streaky gneisses and phlebitis (melanosome + leucosome) – mean composition from three analyses; samples 7, 43, 44. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
91. Folded migmatites from neighbourhood of nebulites – mean composition from two analyses; samples 46 and 47. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).
92. Nebulites (homophanous migmatites) – mean composition from six analyses; samples 48–53. (A – R. Kryza; C, D – G. Kryza).

OBJAŚNIENIA TERMINÓW

(zestawione na podstawie prac Mehnerta, 1968,
i Polowinkiny, 1966)

- Agmatyt – migmatyt o teksturze brekcjowatej.
 Anateksis – upłynnianie (topienie) skał; może być dyferencjalna, selektywna, częściowa, całkowita itd. (porównaj metateksis i diateksis).
 Anatektyt – skała utworzona w wyniku anateksis.
 Arteryt – migmatyt utworzony w wyniku iniekcji magmy (por. wenit).
 Chorismit – skała mieszana, złożona z dwóch lub więcej petrograficznie odmiennych części o nieznaney lub niepewnej genezie (por. migmatyt).
 Diateksis – końcowe stadium anateksis (anateksis wysokiego stopnia), w którym uczestniczą obok jasnych składników minerały ciemne (por. metateksis).
 Diatektyt – skała utworzona w wyniku diateksis (por. metatektyt).
 Dikejonit – migmatyt o teksturze siatkowej, z leukosomem w postaci siatki żyłek.
 Ekteksis – proces powstawania migmatytu ze stopu utworzonego na miejscu (por. enteksis).
 Enteksis – tworzenie się migmatytu na drodze doprowadzenia stopu (por. ekteksis).
 Feldspatyżacja – wypieranie innych minerałów przez skalenie (według Mehnerta – metasomatyczna krystalizacja skalenia).
 Flebit – migmatyt żyłkowy; w szerszym znaczeniu – migmatyt z leukosomem w postaci prostolinijnych lub pofałdowanych żyłek bądź warstewek.
 Gnejs – skała metamorficzna o teksturze kierunkowej zawierająca obok kwarcu i minerałów ciemnych powyżej 20% skalenia.
 Granityżacja – proces dopływu i odprowadzania różnych składników, w rezultacie którego skały wyjściowe o dowolnym składzie i strukturze ulegają przemianie w granit lub inną skałę granitoidową.
 Granitoid – termin ogólny obejmujący kwaśne skały o składzie i strukturze podobnej do granitu.
 Iniekcja – „wstrzyknięcie”, doprowadzenie z zewnątrz fluidu (stopu) do skał będących w stanie stałym.
 Kontaminacja – zanieczyszczenie magmy w wyniku wchłonięcia i rozтворzenia w niej wcześniej istniejących skał.
 Leukosom – jasna (leukokratyczna) część migmatytu, zwykle bogata w kwarc i skalenie (por. melanosom).
 Melanosom – ciemna (melanokratyczna) część migmatytu, bogata w minerały ciemne (por. leukosom).
 Metamorfizm – proces mineralnej i strukturalnej przebudowy skał pod wpływem zmian temperatury, ciśnienia i warunków chemicznych, poniżej strefy wietrzenia, diagenety i cementacji, bez znacznego udziału stopów.
 Metamorfit – skała utworzona w rezultacie metamorfizmu.
 Metasomatoza – proces zastępowania jednych minerałów przez drugie, wywołany migracją doprowadzonego i uwolnionego materiału w postaci roztworów lub dyfuzji jonów.
 Metateksis – częściowa, dyferencyjna lub selektywna anateksis łatwotopliwych składników skały, głównie kwarcu i skalenia (por. diateksis).
 Metatektyt – skała utworzona w wyniku metateksis.
 Migma – mobilna mieszanina składników stałych skały i magmy, doprowadzona lub utworzona na miejscu.
 Migmatyt – skała zbudowana z dwóch lub więcej petrograficznie odmiennych części: skały metamorficznej, mniej lub bardziej przeobrażonej, oraz pegmatytowego, aplitowego lub granitowego, a w ogólności plutonicznego materiału.
 Migmatytyżacja – proces tworzenia się migmatytów.
 Mobilizacja – uruchomienie składników związanych w stanie stałym przez przeprowadzenie ich w stan stopu, roztworu lub fazy gazowej.
 Mobilizat – geochemicznie ruchliwa faza utworzona w procesie mobilizacji.
 Nebulit – migmatyt o niewyraźnych, „cienistych” skupieniach melanosomu w homofanicznej masie leukosomu; w szerszym znaczeniu – migmatyt w dużym stopniu homofaniczny.
 Neosom – nowo utworzona część migmatytu (por. paleosom).
 Oftalmit – migmatyt lub gnejs z oczkowymi bądź soczewkowatymi skupieniami jasnych składników, zwykle skalenia.
 Paleosom – starsza część migmatytu (według Mehnerta – skała wyjściowa migmatytu).
 Palingeneza – 1) remobilizacja wcześniej istniejącej skały magmowej zdolnej do intrudowania w skały otoczenia; 2) tworzenie się nowej magmy w rezultacie topienia wcześniej istniejących skał.
 Petrogenetyczny cykl – zmiana procesów skalotwórczych obejmująca stadia: magmowe, osadowe, metamorficzne i anatektyczne; cykl kończy się palingenezą.
 Ptygmatytowa tekstura – tekstura migmatytu z żyłkowym leukosomem plastycznie pofałdowanym na kształt trzewi.
 Restyt – chemicznie niemobilna część skały w czasie częściowej mobilizacji składników.
 Stiktolit – migmatyt o teksturze plamistej.
 Stromatyt – migmatyt o teksturze warstewkowej.
 Surreitowa tekstura – tekstura migmatytów złożonych z porozywanych bloków melanosomu rozdzielonych żyłkami leukosomu.
 Szlirowa tekstura – tekstura migmatytów z melanosomem w postaci ciemnych, nieprawidłowych smug o nieostrych granicach, otoczonych obfitym leukosomem.
 Ultrametamorfizm – metamorfizm wysokiego stopnia, połączony z powstawaniem stopów krzemianowych (według Mehnerta – także intensywne metasomatoza).
 Wenit – migmatyt żyłowy powstały w rezultacie mobilizacji materiału żył na miejscu (por. arteryt).

OBJAŚNIENIA SYMBOLI – EXPLANATION OF SYMBOLS

(bez symboli minerałów normatywnych CIPW – without symbols of CIPW normative minerals)

A	– skałań alkaliczny, alkali feldspar	Alm	– almandyn, almandine
Ab	– albit, albite	Als	– jedna z odmian Al_2SiO_5 , one of Al_2SiO_5 varieties
acs.m.	– minerały akcesoryczne, accessoric minerals		

An	— anortyt, anorthite	L	— ciecz (stop), liquidus (melt)
And	— andaluzyt, andalusite	Maf	— minerały ciemne, mafic minerals
Ap (Cp)	— apatyt, apatite	Ms	— muskowitz, muscovite
Bi	— biotyt, biotite	Mt	— magnetyt, magnetite
cc	— węglan wapnia, calcium carbonate	Or (Ksp)	— skałeń potasowy, K-feldspar
Cp (Ap)	— apatyt, apatite	Pl	— plagioklaz, plagioclase
Cor	— kordieryt, cordierite	Pr	— piryt, pyrite
Fsp	— skałeń, feldspar	Q	— kwarc, quartz
Gr	— granat, garnet	Ru	— rutil, rutile
Hm	— hematyt, hematite	Sil	— syllimanit, sillimanite
Ksp (Or)	— skałeń potasowy, K-feldspar	V	— para (gaz), vapour (gas)
Kya	— cjanit (dysten), kyanite	Zr	— cyrkon $ZrSiO_4$, zircon $ZrSiO_4$

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1966: Petrografia metamorfiku Gór Białskich. Petrography of the Gneiss Area of the Bialskie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 2, s. 121–260.
- AUGUST C., KRYZA R., (w druku): Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. Sillimanite in Gneisses and Migmatites of the Sowie Góry Block (Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2.
- BORKOWSKA M., 1973: Variscan Granitoids of the Sudetes and of their Foreland, [w:] *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, s. 29–44.
- BUSCH W., SCHNEIDER G., MEHNERT K. R., 1974: Initial Melting at Grain Boundaries. Part II: Melting in Rocks of Granodioritic, Quartzdioritic and Tonalitic Composition. *N. Jb. Miner. Mh.*, z. 8, s. 345–370.
- CHAKRABORTY K. R., 1977: A New Method of Material Balance Evaluation in Metamorphic Differentiated Systems. *Contrib. Miner. Petr.*, vol. 65, nr 1, s. 101–110.
- DATHE E., 1940a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Rudolfswaldau. Preuss. Geol. Landessanstalt, Berlin, 1–110.
- 1940b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Langenbielau. Preuss. Geol. Landessanstalt, Berlin, 1–110.
- Давиденко И. В., 1975: Использование валового состава метаморфических горных пород для выяснения их первичной природы, [w:] *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Вып. 4, кн. 2, Недра, Москва, 77–82.
- EHLERS E. G., 1972: The Interpretation of Geological Phase Diagrams. San Francisco. (Tłumacz. ros.: Interpretacja fazowych diagram w geologii, Mir, Moskwa 1975, s. 1–300).
- FINCKH L., 1924a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Charlottenbrunn. Preuss. Geol. Landessanstalt, Berlin, 1–54.
- 1924b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Reichenbach. Preuss. Geol. Landessanstalt, Berlin, 1–56.
- GRANT J. A., 1973: Phase Equilibria in High-grade Metamorphism and Partial Melting of Pelitic Rocks. *Amer. J. Sc.*, vol. 273, no. 4, s. 289–317.
- GROCHOLSKI W., 1961: Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the South-western Border of the Sowie Mts. *Stud. Geol. Pol.*, vol. 8, s. 1–78.
- 1964: Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. Minor Structures of the Wielka Sowa Massif (Sowie Mts, Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 4, s. 509–542.
- 1966: Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. Some New Results of Geologic Investigations in the Sowie Góry Mts, Z geologii Ziemi Zachodnich, Wrocław, s. 85–100.
- 1967a: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 3, s. 181–249.
- 1967b: Gnejsy sowiogórskie w świetle badań strukturalnych. The Sowie Góry Gneisses in the Light of Structural Studies. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 3, s. 291–300.
- 1969: Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Mezostructures of the Sowie Góry Gneisses in the Foreland of the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 39, z. 4, s. 651–674.
- HEJTMAN B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. Praha, s. 1–540.
- HENTSCHEL H., 1943: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). *Miner. Petr. Mitt.* 55.
- HOLDAWAY M. J., LEE S. M., 1977: Fe–Mg Cordierite Stability in High-grade Pelitic Rocks Based on Experimental, Theoretical and Natural Observations. *Contrib. Miner. Petr.*, vol. 63, nr 2, s. 175–198.
- HUBER H. M., 1943: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv, *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 23, s. 72–260.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1960: Uwagi o granulitach z okolic Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej. Notes on Granulites from Vicinity of Zagórze Śląskie and Bystrzyca Górna (Sowie Mts). *Kwart. Geol.*, vol. 4, nr 2, s. 291–310.
- KALKOWSKY E., 1878: Die Gneissformation des Eulengebirges. Diss. Univ. Leipzig.
- Кравцова Е. И., 1975: Основы петрохимического анализа гранитоидных комплексов, [w:] *Раннедокембрийские гранитоидные формации*. Наука, Ленинград, 55–66.
- KRYZA R., 1976: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Jugowic. Zakład Nauk Geol. PAN, Wrocław, s. 1–8 (maszynopis).
- 1977a: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Zagórza Śląskiego. Zakład Nauk Geol. PAN, Wrocław, s. 1–14 (maszynopis).
- 1977b: Pegmatyt z kordieritem w serpentynitach okolic Lubachowa (Góry Sowie). Cordierite-bearing Pegmatite in Serpentinities of the Environs of Lubachów (Sowie Góry Mts, Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 47, z. 2, s. 247–263.

- 1978: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Lubachowa i Bystrzycy Górnej. Zakład Nauk Geol. PAN, Wrocław, s. 1–14 (maszynopis).
- LORENC S., 1978: Petrografia skał osadowych. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, s. 1–176.
- MAJEROWICZ A., 1969: Gnejsy plamiste i migmatyczne oraz kryteria ich genetycznej klasyfikacji w nowych badaniach szwedzkich. Flecky and Migmatite Gneiss and Criterion of its Genetic Classification in New Swedish Investigations. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 86, *Prace Geol.-Miner.*, 2, s. 134–146.
- 1972: Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Studium petrologiczne. On the Petrology of the Granite Massif of Strzegom–Sobótka. *Geol. Sudetica*, vol. 6, s. 7–96.
- 1973: Petrological Problems of the Granitoid Massif of Strzegom–Sobótka, [w:] *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, ss. 132–137, 214–217.
- Маракушев А. А., 1975: Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формации по составу исходных отложений, [w:] *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Вып. 4, кн. I, Недра, Москва, 98-105.
- MEHNERT K. R., 1968: *Migmatites and Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam–London–New York, s. 1–393.
- MEHNERT K. R., BUSH W., SCHNEIDER G., 1973: Initial Melting at Grain Boundaries of Quartz and Feldspar in Gneisses and Granulites. *N. Jb. Miner. Mh.*, z. 4, s. 165–183.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935: *Geologische Übersichtskarte von Deutschland*, 1:200 000. Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. Landessanstalt, Berlin.
- MORAWSKI T., 1960: Badania petrologiczne Gór Sowich. Uwagi o hiperytach Gór Sowich. *Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol.*, Wrocław, s. 1–42 (maszynopis).
- 1962: Ortognejsy Gór Sowich z rejonu Głuszycy i Jugowic. *Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol.*, Wrocław, s. 1–48 (maszynopis).
- 1963a: Uwagi petrologiczne o tzw. „ortognejsach” na obszarze arkusza Walim (Góry Sowie). *Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol.*, Wrocław, s. 1–38 (maszynopis).
- 1963b: Badania mineralogiczno-petrograficzne obszaru mineralizacji barytowej okolic Głuszycy. *Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol.*, Wrocław, s. 1–35 (maszynopis).
- 1964: Charakterystyka petrograficzna skał otoczenia mineralizacji barytowych w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry. *Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol.*, Wrocław, s. 1–81 (maszynopis).
- 1973: The Sowie Góry Area and its Petrological Problems. [w:] *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, ss. 44–58, 200–214.
- NIGGLI P., 1936: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 16, s. 295–317.
- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski. t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety, Wyd. Geol., Warszawa, s. 37–54.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. *Chemical Analyses of the Lower Silesian Igneous and Metamorphic Rocks*. *Pr. Inst. Geol.*, t. 24, s. 12–15.
- POLAŃSKI A., 1955: *Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich*. On the Metamorphism of Crystalline Formations of the Sowie Mts (Middle Sudeten). *Arch. Miner.*, vol. 18, z. 2, s. 211–284.
- Половинкина Ю. И., 1966: Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. I, Недра, Москва, s. 1-240.
- Przewodnik geologiczny po Sudetach, 1969, W. Grocholski (red.), Wyd. Geol., Warszawa, s. 250–282.
- Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*, 1973, K. Smulikowski (red.), Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, s. 1–247.
- RICHARDSON S. W., GILBERT M. C., BELL P. M., 1969: Experimental Determination of Kyanite-Andalusite and Andalusite-Sillimanite Equilibria; the Aluminium Silicate Triple Point. *Am. J. Sc.*, 267, s. 259–272.
- SACHANBIŃSKI M., 1971: Geochemia berylu w skałach krystalicznych Gór Sowich. *Pr. Miner. Inst. Chem. Nieorg. i Met. Pierw. Rzad. P. Wrocław*, nr 3, s. 178–187.
- SCHEUMANN K. H., 1937: *Metatexis und Metablastesis*. *Miner. Petr. Mitt.* 48, s. 402–412.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The Old Crystalline Formations of the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 1, s. 67–124.
- 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of Genetic Classification of Granitoids. *Stud. Geol. Pol.*, vol. 1, s. 1–115.
- 1973: Ultramafites de la Basse Silésie, [w:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, s. 20–28, 205–206.
- 1975: Klasyfikacja i nomenklatura skał plutonicznych zalecana przez Podkomisję Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych dla spraw systematyki skał magmowych. *Prz. Geol.*, nr 2, s. 49–55.
- Шкодзинский В. С., 1976: Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Наука, Новосибирск, 1-224.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski. t. 3, z. 1, Sudety, Pol. Tow. Geol., Kraków, s. 63–74.
- TEISSEYRE H., 1960: The Principal Structural Features of the Sudetic Caledonides. *Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden, Part XIX*. Copenhagen, s. 108–119.
- 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some Remarks on the Structural Evolution of the Sudetes. *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 4, s. 459–494.
- THOMPSON A. B., ALGOR J. R., 1977: Model Systems for Anatexis of Pelitic Rocks. I. Theory of Melting Reactions in the System $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Contrib. Miner. Petr.*, vol. 63, nr 3, s. 247–269.
- THOMPSON A. B., 1976: Mineral Reactions in Pelitic Rocks. *Am. J. Sc.*, vol. 276, no. 4, s. 401–454.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1954: Petrografia skał osadowych. Wyd. Geol., Warszawa, s. 1–444.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York, s. 1–545.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L., 1958: Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 74, s. 1–153.

- VON PLATEN H., 1965: Experimental Anatexis and Genesis of Migmatites. [w:] Control of Metamorphism Pitcher W. S., Flinn G. W. (red.), Oliver and Boyd, Edinburgh – London, 10, s. 203–218.
- WINCHESTER J. A., 1974: The Control of the Whole-rock Content of CaO and Al₂O₃ on the Occurrence of the Aluminium Silicate Polymorphs in Amphibolite Facies Pelites. *Geol. Mag.*, vol. 3, no. 3, s. 205–211.
- WINKLER H. G. F., 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, New York, s. 1–320.
- WINKLER H. G. F., BOESE M., MARCOPOULOS T., 1975: Low Temperature Granitic Melts. *N. Jb. Miner. Mh.*, z. 6, s. 245–268.
- WINKLER H. G. F., BREITBART R., 1978: New Aspects of Granitic Magmas. *N. Jb. Miner. Mh.*, z. 10, s. 463–480.
- WYLLIE P. J., 1977: Crustal Anatexis: an Experimental Review, [w:] Experimental Petrology Related to Extreme Metamorphism. *Tectonophysics*, vol. 43, nr 1/2, s. 41–71.
- ZAWIDZKI P., 1971: Pierwiastki śladowe w łuszczkach gnejsów Gór Sowich. Trace Elements in Micas from Sowie Góry Gneisses. *Arch. Miner.*, t. 29, z. 1 i 2, s. 119–157.

MIGMATIZATION IN GNEISSES OF NORTHERN PART OF THE SOWIE GÓRY, SUDETES

ABSTRACT. The results of prior studies on metamorphic evolution of the Sowie Góry rocks are briefly reviewed. Also are characterized current views on origin and classification of migmatites. Various types of the Sowie Góry gneisses have been distinguished by their textural features. Amongst migmatites have been recognized phlebitic with stromatic, pygmatic, or fold textures and nebulites with schlieren or homophanous textures. Mineralogically may locally be distinguished microcline, sillimanite, and cordierite varieties of the biotite (two mica) gneisses and migmatites. The paper discusses in details variations in mineral and chemical composition of the investigated rocks. The Sowie Góry gneisses and migmatites are likely derived from fine-grained sandy-muddy and graywacke deposits locally enriched in clayey material. Material balance in gneisses and migmatites was evaluated, which evidenced that from the gneisses could not be produced co-existing migmatites through *in situ* differentiation. Thus the migmatization ope-

rated likely selectively and affected only certain varieties of structurally and compositionally diversified parent rocks. The evaluated amounts of "cotectic component" suggest that the differential migmatization in the questioned rocks was accomplished by metamorphic processes rather than anatexis partial melting. The petrologic studies were completed with petrotectonic investigations of quartz c-axis orientations independently for leuco- and melanosomatic rock portions. Various lines of evidence indicate that amongst phlebitic dominate metamorphic veins over injectional arterites, and nebulites are likely of diatectitic type. Five developmental stages of gneisses and migmatites in the northern Sowie Góry have been envisaged, namely geosynclinal, high-pressure metamorphism, differential migmatization, homogenization, and consolidation, each stage being characterized by its own pressure-temperature conditions and rock-forming processes.

Summary

METHODS AND SCOPE OF INVESTIGATIONS

The investigations undertaken by the present author attempted

1) petrographic characterization of gneisses and migmatites of northern part of the Sowie Góry reconciling it with their textural, structural, and mineral properties;

2) revision of prior descriptive terminology and classification of the rocks under question;

3) recognition of primary diversification of the parent series by means of chemical and mineralogical analyses of different varieties of the Sowie Góry gneisses and migmatites;

4) studies on migmatization of the Sowie Góry rocks based on microscopic, petrochemical, and structural premises;

5) recognition of petrological evolution of the Sowie Góry rocks.

The paper presents the results of field observations as well as microscopic and chemical studies on the Sowie Góry rocks. Discussing the problem of origin of migmatites the author takes into account the results of experimental studies of Q-Or-Ab-An-H₂O granitoid system (Winkler 1975; Krawcowa 1975; Wyllie 1977) and a new method of material balance evaluation (Chakraborty 1977). Moreover, the present author has introduced his own method of evaluation of the so-called cotectic component contents in rocks, which defines a susceptibility of gneisses to partial melting. To recognize in details the way, in which migmatites might originate, the discussed rocks were analysed petrotecturally with a universal stage technique.

MIGMATITES IN CURRENT PETROLOGIC CONCEPTS

In last years most petrologists adopted a descriptive definition of migmatites proposed by Mehnert (1968), and so does the present author. According to Mehnert, "a migmatite is a megascopically composite rock consisting of two or more petrographically different parts, one of which is the country rock generally in a more or less metamorphic stage, the other

is of pegmatitic, aplitic, granitic or generally plutonic appearance".

A descriptive distinguishing of gneisses from migmatites is generally based on textural criteria. A gneiss is a metamorphic rock with directional texture (lineation, foliation) containing, besides quartz and dark minerals, more than 20 per

* Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

cent of feldspar. A migmatite differs from the gneiss with having two petrographically different parts, one of which is metamorphic rock (mostly gneiss), the other is an igneous-looking rock (aplite, granite or pegmatite). A boundary between gneiss and migmatite is conventional and the transitional rocks as streaky or laminated gneisses may frequently be observed.

Mehnert (1968) distinguishes in migmatites:

- paleosome — unaltered or only slightly modified parent rock or country rock,
- neosome — newly formed rock portion; here two types occur:
 - leucosome — enriched in light minerals (quartz and feldspars) relative to paleosome,
 - melanosome — containing mostly dark minerals (biotite, hornblende, cordierite, and others).

The present author recommends the usage of purely descriptive, non-genetic terms melanosome and leucosome in the following meaning:

melanosome — darker portion of a migmatite, richer in biotite or another mafic constituents;

leucosome — lighter portion of a migmatite, richer in light constituents as quartz and feldspars.

Of various classifications of migmatites those based on textural properties are the most important. Widely accepted systematics of migmatite textures has been provided by Meh-

ner (1968). Based on appearance of melanosome and leucosome, he distinguishes the following textures of migmatites: agmatic, diktyonitic, schollen (raft), phlebitic (vein), stromatic (layered), surreitic, folded, ptygmatic, ophtalmic (augen), stictolithic (fleck), schlieren, and nebilitic.

It seems justified a Mehnert's (1968) suggestion to call phlebitic the heterophanous migmatites, in particular vein and layered ones, and to name nebulites all more or less homophanous migmatites.

The genetic classification of migmatites is still disputable. The migmatites are typical of intensely regionally metamorphosed terranes; their specific varieties are also encountered in contact zones of granitoid intrusive bodies. The rocks are, in general, characteristic of high-grade metamorphism (Winkler 1974) that is a high-temperature section of the amphibolite facies. According to Mehnert (1968), the migmatites represent one of the last products of a petrogenetic cycle considered as a sequence of rock-forming processes including the magmatic, sedimentary, metamorphic and anatectic stage, the cycle being closed by palingenesis.

To explain petrogenesis of migmatites it is necessary to solve two basic problems concerning the development of leucosome, namely the origin of leucosome material (produced *in situ* or foreign stuff brought to a rock) and the mechanism accomplishing migmatization (melting or metamorphic recrystallization). Genetic classification of leucosome with respect to those criteria is shown in table 1.

PETROGRAPHY OF THE SOWIE GÓRY GNEISSES AND MIGMATITES

TEXTURAL VARIETIES

In previous descriptions of the Sowie Góry rocks, the different varieties of gneisses and migmatites were distinguished on a basis of textural features or variations in mineralogical composition. The textural subdivision is much more important for the textural varieties are readily distinguishable during field works and mapping with a naked eye in contrary to mineralogical variations. Besides, the presence of certain minerals in one rock and the lack of these minerals in the other may only be due to insignificant differences in chemical composition rather than different metamorphic conditions. Textural diversification of the Sowie Góry gneisses and migmatites is shown in table 2 and plates I–IV.

The textural varieties have mainly been distinguished on a basis of appearance and distribution of biotite as well as degree of differentiation of light and dark constituents throughout the questioned rocks (fig. 3). Less significant are here characteristic concentrations of other minerals, e.g. feldspar augen or sillimanite nodules.

Massive gneisses are dark gray, very fine-grained nearly aphanitic rocks with indistinct directional texture (former "leptite gneisses"). Biotite occurs as single, diversely oriented flakes. Because of such a faint preferred orientation of biotite, the gneiss has ill-defined foliation. Beneath the microscope are recognizable quartz, plagioclase (An_{20-35}), and biotite accompanied by accessory garnet, apatite, zircon, opaque (pl. V, 1, 2; tab. 8, samples 1–3; table 8 – see "Appendix").

Flaky gneisses differ from the massive gneisses in having greater mineral grains and well-defined foliation marked by preferred orientation of single biotite flakes. Mineralogical composition of the flaky gneisses is similar to that of the massive gneisses (pl. V, 3, 4; tab. 8, samples 4–6).

Streaky gneisses are characterized by thin, usually irregular

lamination, the light streaks or layers being less than 2 mm thick. With increasing thickness of the streaks embedded in dark gneissic groundmass, the rock becomes a migmatite with phlebitic texture. The streaky gneisses are composed of quartz, plagioclase, biotite, with widespread garnet, sillimanite, muscovite, and occasional microcline and relic kyanite (pl. VI, 1, 2; tab. 8, sample 7).

Veined gneisses are subtly laminated rocks, the lamination resembling grains of a wood. They are light-gray or locally pinkish, have finely grained structure and display preferred orientation of biotite. Thin (0,5 mm) biotite bands alternate with thicker (0,5–2 mm) light laminae. There is a tie-up between that sort of texture and abundance of microcline in given rocks. Besides microcline the featured gneisses are composed of quartz, plagioclase (An_{15-22}), biotite, with subsidiary muscovite, garnet, sillimanite, and relic kyanite (pl. V, 5, 6; tab. 8, samples 8–10).

Augen gneisses are encountered within microcline gneisses of the so-called "augen series". The number of microcline augen is rather small. The country rock to such eyes (1–5 cm large) displays a veined texture and the eyes are wrapped up by mica flakes. Mineralogical composition of augen gneisses is similar to that of the veined gneisses (figs. 4, 5; pl. IV, 5, 6; tab. 8; samples 11–14).

Coarse-lensoid gneisses are related to the augen gneisses from which they differ in having coarser mineral grains and elongate irregular lenses made up of light constituents.

Nodular gneisses represent one of textural varieties of the sillimanite gneisses. Quartz-fibrolite nodules are up to 2 cm large and distinctly seen on weathered foliation surfaces or joint faces.

The Sowie Góry migmatites have been divided into textural varieties on the basis of appearance of leucosome and degree of homophanization.

The layered and veined migmatites (phlebitites) represent a vast group of migmatites having leucosome developed in form of distinct layers or veinlets. These are irregularly layered migmatites, pygmatic migmatite, regularly layered migmatites, folded migmatites and others less frequently met.

Irregularly layered and pygmatic migmatites are characterized by irregular distribution of sizeably varying leucosome layers. The melanosome is represented by dark, fine-grained flaky gneiss consisting of quartz, oligoclase, biotite, with garnet and accessory minerals. The leucosome appears as light gray nearly white aplite displaying random texture and fine-grained structure and composing of quartz, oligoclase, and microcline, with subsidiary garnet, sillimanite, muscovite, biotite, and relic kyanite (figs 6, 7; pl. III, 1, 2, 4; tab. 8, samples 31–36).

Regularly layered and folded migmatites are made up of thin (up to 1 cm) alternating layers of leucosome and melanosome. The light layers are regularly distributed throughout the rocks and they compose nearly half a bulk volume of these migmatites. The melanosome is represented by dark-gray, fine-grained flaky gneiss consisting of quartz, oligoclase, and biotite, with subsidiary garnet and sillimanite. The medium-grained leucosome is composed mainly of quartz and oligoclase accompanied by scarce biotite and garnet as well as locally occurring kyanite and sillimanite. Qualitative composition and forms of constituents are generally the same in both leucosome and melanosome (pl. I, 3, pl. III, 5, 6; tab. 8, samples 39–43).

Largely homophanous migmatites (nebulites) are distinguished by high amounts of granitoid-looking leucocratic material. Subsidiary melanosome appears as streaks, schlieren, loamy rafts, or faint ghost structures.

Raft (schollen) migmatites are the most characteristic of the Sowie Góry nebulites. The leucosome is represented by a homophanous granitoid mass and the melanosome appears as loamy dark inclusions of either phlebitites or gneisses (fig. 9). The "loafs" have usually sharp outlines and are surrounded by biotite schlieren-like streaks. They vary in size from several centimetres to several tens metres. The melanosome is composed of dark, fine-grained streaky or flaky gneisses usually rich in quartz and biotite with minor amounts of plagioclase and garnet. Plagioclases are rich in An particle (30–40%). In nebulites also commonly occur inclusions of phlebitic migmatites.

Leucosome of the raft migmatites is a rock displaying granitoid structure and composition. Where melanosomatic inclusions disappear and rocks get uniform they are called homophanous migmatites. Such migmatites are light gray, medium- and even-grained (grain size about 2–3 mm), massive rocks. Here highly characteristic are automorphic feldspars. Generally the migmatites are composed of quartz and plagioclase (An_{30-40}), with subsidiary biotite and local microcline, garnet, and muscovite (pl. I, 4; pl. VII, 5, 6; pl. VIII, 1–4; tab. 8, samples 48–53).

MINERAL VARIETIES

All the Sowie Góry gneisses and migmatites contain as the main constituents quartz, plagioclase (oligoclase), and biotite; much more rarely occur in common biotite and muscovite. Thus the rocks may be divided into two principal mineral varieties, namely biotite-oligoclase-quartz gneisses and two mica-oligoclase-quartz gneisses. But because some Sowie Góry rocks are rich in microcline, sillimanite and cordierite,

it is justified to distinguish specific mineral varieties of the gneisses and migmatites, their names being provided with adjectives microclitic, sillimanitic, or cordieritic.

Microcline gneisses were called by German geologists augen gneisses or orthogneisses, by Grocholski granitogneisses, and by Morawski "microcline gneisses of augen series". A veined texture is typical of them but occasionally are encountered augen (ophthalmic) and coarse-lensoid textures (pl. II, 2; pl. IV, 5, 6). The microcline gneisses usually are devoid of textures characteristic of migmatites. Both microcline and plagioclase form here tiny, isometric grains (pl. V, 6) and only locally appear large microcline blasts markedly corroding the earlier constituents.

Sillimanite gneisses contain large amount of megascopically identifiable sillimanite, mostly fibrolite. Amongst these rocks may be distinguished nodular fibrolitic gneisses and flaky fibrolitic gneisses (nodule lacking). In both the varieties, sillimanite is parallel to foliation surfaces and dates back likely to the main recrystallization and migmatization stage of rock evolution, but locally it is markedly later than biotite and garnet (pl. X, 3–5). Besides fibrolite gneisses sillimanite also is encountered in many other varieties of the Sowie Góry gneisses and migmatites in a form of elongate flattened aggregates referred to as fibrolite-muscovite-quartz zones. Fibrolite of such zones likely represents a younger generation of sillimanite (August, Kryza, in press).

Cordierite gneisses have been recognized over a small area in northern part of the Sowie Góry. They are characterized by two textural varieties, namely streaky-schlieren and nebulitic one. The rocks are composed of quartz, plagioclase (An_{20}), biotite, cordierite, and garnet, with subordinate but widespread sillimanite, relic kyanite, and opaque (pl. XI, 1, 2; tab. 8, samples 20–24). The cordierite gneisses are displaying the following succession of mineral constituents: Kya–Gr–Bi–Sil–Cor.

ACCOMPANYING ROCKS

Granulites form several small occurrences amidst gneisses and migmatites of northern part of the Sowie Góry. They are light, fine-grained rocks composed of quartz, oligoclase (An_{25}), alkali feldspar, garnet, and kyanite, with accessory rutile, apatite, zircon, and opaque. Scarce biotite and muscovite represent subsequent metamorphic imprint (pl. XII, 1; tab. 8, samples 66–73).

Amphibolites appear as a very diversified rock group. Some of them undoubtedly represent paraamphibolites with crystalline limestones intercalations, the others are orthoamphibolites still containing relics of primary igneous rocks. Most of amphibolites have rather doubtful origin. Locally slight symptoms of migmatization may be observed in these rocks (pl. XII, 3, 4).

In minor amounts occur crystalline limestones, calc-silicate rocks, serpentinites, and partly altered hyperites – usually all the rocks are at least spatially associated with the amphibolites.

Intrusive granitoids form in the Sowie Góry small, up to 1 m thick, bodies emplaced along foliation planes of the country gneisses (figs. 10–13). They are medium-grained rocks composed of randomly oriented quartz, oligoclase (An_{15}), microcline, with subordinate muscovite and sillimanite. Biotite is scarce (pl. IV, 4; pl. IX, 2–4; tab. 8, samples 54–64). Besides granites the Sowie Góry crystalline series are cross-cut by pegmatites.

VARIATIONS IN MINERAL AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE SOWIE GÓRY ROCKS

The diversification of mineral composition of the Sowie Góry rocks is illustrated by table 8 B and Q-Fsp-Maf and Q-A-Pl triangles. Both the triangles show modal composition of the investigated rocks determined by means of quantitative micrometric analysis.

Q-Fsp-Maf diagrams emphasize peculiarities of individual textural varieties of gneisses and migmatites with respect to quantitative mineral composition (figs. 14–16). Also they allow to notice similar proportions of Q-Fsp-Maf in massive and flaky gneisses and melanosome of irregularly layered migmatites or to show scarcity of feldspars in melanosome of folded migmatites. Moreover, the diagrams indicate that composition of nebulites is close to that of common massive and flaky gneisses but differs from that of intrusive granitoids resembling rather veined gneisses.

In Q-A-Pl diagrams, the massive and flaky gneisses devoid of alkali feldspar occur on Q-Pl side of the triangle, close to tonalite region (fig. 17). Most of migmatites display more or less similar composition, except for folded migmatite melanosome which is richer in quartz. Two of the three samples of leucosome of irregularly layered migmatites are rich in alkali feldspar and their projection points fall in granite region (fig. 18). Nebulites (fig. 19), except for two cases, appear in tonalite region. Intrusive granitoids correspond to granites (5 samples) and granodiorites (3 samples). Q-A-Pl diagrams illustrate the peculiar composition of granulites on one hand and similar composition of the majority of gneisses, folded migmatites, and nebulites on the other. It is striking that two samples of leucosome of irregularly layered migmatites have unusual granitic composition corresponding to that of intrusive granites from the vicinities of Głuszyca and Walim.

Chemical compositions of the Sowie Góry rocks are shown in table 8 and illustrated by graphs showing alkali, CaO, and Al_2O_3 contents versus total iron $FeO^x = FeO + Fe_2O_3$ and MgO (figs. 20–23). The diagrams point to a number of important petrogenetic relationships.

It is worthy to note that leucosome of irregularly layered

and pygmatic migmatites, except for one sample, is much richer in K_2O than melanosome (fig. 21). But melanosome of folded migmatites has got more K_2O than their leucosome. Such a tendency toward differentiation of composition is characteristic of non-anatectic migmatization.

Figures 24–27 illustrate compositions of the Sowie Góry rock varieties against fields of stability and instability of sillimanite or kyanite. Sillimanite and cordierite gneisses as well as granulites and intrusive granites are characterized by low CaO and high Al_2O_3 contents. Their projection points occur mostly within the region of stable sillimanite or kyanite, which is in accord with the abundance of the minerals in the mentioned rocks.

In figure 29 illustrating FeO^x and MgO content in migmatites, the points representing irregularly layered migmatites occur close to one another, while those of leucosome of regularly layered migmatites are a little apart.

Comparing the chemical compositions of the Sowie Góry rocks with mean compositions of sedimentary and igneous rocks, the present author attempts to determine the initial rocks from which the main varieties of gneisses and migmatites have been derived. The common massive and flaky gneisses come likely from very fine-grained sandy-muddy deposits of graywacke composition, locally enriched in clayey components. The microcline gneisses (veined and augen varieties) could be derived from a monotonous series of light, fine-grained feldspar graywackes with K-feldspar largely dominating over plagioclase or igneous and/or pyroclastic rocks of nearly granitic composition. Parent rocks to the migmatites were likely similar to those transformed into flaky gneisses, though perhaps they were a little bit lighter and coarser. The leucosome of some irregularly layered and pygmatic migmatites may be considered as anatectic aplites of leucogranitic composition. Composition of the nebulites corresponds to that of feldspar graywackes. Granulites could be derived from light, fine-grained sandy-muddy deposits corresponding to K_2O and Al_2O_3 rich and Ca, Fe, and Mg poor graywackes (or magmatogenic rocks of quartz granitoid composition).

MINERAL PARAGENESES VERSUS METAMORPHIC CONDITIONS

The author attempts to reconstruct the conditions of metamorphic transformations of the Sowie Góry rocks comparing mineral parageneses recognizable in these rocks with their chemical composition depicted in diagrams ACF and A'FK.

In ACF diagram, additionally corrected for biotite and muscovite contents, the mean compositions of the Sowie Góry rocks occur within the triangle provided by sillimanite, anorthite, and almandine (fig. 33). Hence most of those rocks are characterized by Q + Pl + Sil + Gr paragenesis. It represents almandine-high-grade metamorphism in Winkler's (1974) terminology. The paragenesis was likely formed at temperatures higher than 600°C and pressures exceeding 6 kbar that is at depth of 20–25 km.

The paragenesis Q + Pl + Cor + Sil + Gr is characteristic of the Sowie Góry cordierite gneisses. They represent another metamorphic stage at lower pressures, less than 6 kbar that is at depth of nearly 20 km. The majority of Sowie Góry rocks survived this metamorphic stage still maintaining metastable paragenesis Q + Pl + Sil + Gr.

Having plotted mineral parageneses of the Sowie Góry gneisses and migmatites against A'FK diagram (fig. 32), one

can recognize that the rocks are made up of two principal assemblages depending on chemical composition of the rocks under question. These are Sil + Bi + Gr (+ Q + Pl) paragenesis in rocks poorer in potassium and Sil + Bi + Ksp (+ Q + Pl) paragenesis in rocks richer in potassium. Both the parageneses represent high pressures conditions of a high-grade metamorphism that is high-temperature amphibolite facies or speaking in another words a sillimanite-almandine subfacies (*vide* Hejtman 1962).

The granulites, considered as a metastable relic, represent yet another type of metamorphism. In A'FK diagram their projection point occurs amidst various gneisses and migmatites. Thus in case of the same metamorphic conditions, they should contain qualitatively alike mineral assemblage. However, the Sowie Góry granulites are represented by Kya + Gr + Ksp (+ Q + Pl) paragenesis. Accordingly, the granulites differ from gneisses and migmatites in having kyanite instead of sillimanite as well as garnet and K-feldspar instead of biotite. They were also produced by high-grade metamorphism but at higher pressures and probably higher temperatures.

TENTATIVE EVALUATION OF MATERIAL BALANCE

The basic problems in migmatite studies may be summarized as follows:

- 1) recognition of composition and structural features of rocks from which migmatites have been derived;
- 2) recognition whether migmatites were produced by *in situ* differentiation (melanosome + leucosome = pre-existing rocks) or originated due to afflux or removal of certain components.

In his studies of the Sowie Góry migmatites, the present author attempts to solve those problems applying a method of material balance evaluation proposed by Chakraborty (1977). The method allows to evaluate material balance in system of differentiated metamorphic rocks on a basis of their chemical analyses. In case of migmatites the balance may be evaluated in a system comprising gneiss as a prior rock and melanosome with leucosome as differentiated elements possibly derived from the gneiss. In that way may be determined whether a given migmatite could be developed through differentiation of a given gneiss, or if not, what components and in what amounts could be added or removed to produce a migmatite.

In tables 3–5 have been shown the results of evaluation of material balance for three hypothetical differentiated systems corresponding to mean compositions of the Sowie Góry gneisses and migmatites. Having analysed the material balance, one can formulate several probable hypotheses concerning origin of the Sowie Góry migmatites. Although an interpretation of each system treated independently is fairly

simple, the generalization of the results obtained gets more difficult because of scarcity of chemical analyses of individual elements of migmatites.

The computations of material balance indicate that the parent rocks to gneisses and migmatites was diversified compositionally and the differential migmatization operated selectively only in some gneiss varieties. Metasomatic phenomena were probably of minor significance for chemical differentiation of the rocks involved.

A striking feature of irregularly layered and pygmatic migmatites is greatly similar composition of their melanosome and flaky gneisses. Thus it seems improbable that the migmatites could be produced through *in situ* differentiation of those gneisses. This is in accord with nother lines of evidence suggesting the leucosome must have been added to the rocks in question. Accordingly, the migmatites are considered as arterites.

The material balance evaluated for regularly layered (mostly folded) migmatites and flaky gneisses is rather inconclusive. But lower alkali content in the migmatites with regard to the gneisses in view of high degree of migmatization seems exclude the possibility of anatectic differentiation.

The material balance evaluated for folded migmatites and nebulites suggests that the latter were derived from rocks richer in CaO, but poor in SiO₂, FeO^x and MgO, or the homogenization process led to enrichment and removal of the components respectively.

THE SOWIE GÓRY ROCKS IN Q–Or–Ab–An–H₂O SYSTEM

On the basis of experimental studies of a granitoid system was developed a method of testing rocks for possibilities of their anatectic or non-anatectic origin. The present author uses the method of Q–Or–Ab–An tetrahedron projection proposed by Krawcowa (1975) and relying upon the projecting of tetrahedron on the three planes (figs. 34–39). Against the three tetrahedron projections have been plotted by the present author, on a basis of data presented by Winkler (1975), the eutectic points of individual partial systems referred to as E_1-E_6 , three cotectic planes $E_1-E_2-E_5-P$, $P-E_3-E_5$, $P-E_5-E_4-E_6$, and cotectic line denoted as $P-E_5$. The diagrams have been constructed assuming $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar.

The $P-E_5$ cotectic line and three cotectic planes in the Q–Or–Ab–An tetrahedron define compositions of melts (and rocks produced from them) which may originate in a granitoid system at the relatively lowest temperatures. If a leucosome of a migmatite was produced by anatexis, its corresponding point in the tetrahedron should occur nearer cotectic boundary planes and $P-E_5$ line than that of an initial rock (paleosome). Only in case of diatexis at much higher temperatures, the melt composition departs from cotectic planes and approaches the composition of a pre-existing rock.

In figures 34–39 have been shown compositions of the Sowie Góry rocks in Q–Or–Ab–An tetrahedron. Because of scarce analyses it is hard to define general rules of differentiation of composition from melanosome to leucosome and therefore the conclusions obtained must be treated with a caution as being not fully evidenced.

The compositions of layered and veined migmatites,

except for a single sample of melanosome, occur in quartz region (fig. 36). The melanosome of irregularly layered and pygmatic migmatites is represented by points occurring very close to a plane bounding Q and Pl regions. The corresponding leucosome points appear further from the plane and closer to Q apex. There is a little probability that leucosome of those migmatites could be produced by anatectic partial melting of melanosome, because the composition of leucosome in comparison with that of melanosome departs from a composition of a low-temperature anatectic melt. If leucosome of those migmatites originated from a melt, the melt would have be of higher temperature and hence it could not be an initial melt. Such a melt would crystallize in the following way that is Q at first, next Pl and then Or. This succession should be manifested by a number of drop-like quartz inclusions in feldspars and in fact they are observed in leucosome of the migmatites in question. Therefore the leucosome could crystallize from a melt.

The regularly layered (mostly folded) migmatites are represented only by two samples, each being characterized by different trends of differentiation into melanosome and leucosome (fig. 36). The compositional change from melanosome toward leucosome does not fully correspond to anatectic transformation hence it seems improbable that the layered migmatites could originate through anatectic differentiation.

The nebulites are characterized by high normative An content (fig. 37), which rules out the possibility that they could crystallize from the lowest-temperature initial melts. Instead their composition suggests crystallization at higher-temperature diatectic conditions. Theoretical succession of crystallization of individual components from melts composi-

tionally corresponding to the questioned nebulites agrees well with that observed in the natural rocks, namely Pl-Q (-Ksp).

There is no doubt that the intrusive granitoids (fig. 37) crystallized from low-temperature initial melts having composition which corresponds to a position of $P-E_5$ cotectic line.

The above presented method does not reflect satisfactorily a susceptibility of rocks to partial melting. It is obvious that two different rocks like a light gneiss poor in mafic constituents and a dark biotite gneiss may be characterized by identical proportions Q:Or:Ab:An. Accordingly, an initial anatectic melt should be produced in both the rocks at generally the same temperature but amount of the melt in a light gneiss may be much higher than that in a dark gneiss.

In order to express quantitatively a susceptibility of rocks to anatectic partial melting, the present author proposes to compute how much the rocks contain the so-called cotectic component. The proposed method allows to evaluate an approximate amount of a melt which may anatectically be produced after the lowest melting temperatures have been reached (20–30°C above solidus temperature). This amount of initial anatectic melt has been called by the author cotectic component content in a given rock. Although evaluation of

those contents needs in practice some simplifying premises, the method gives a satisfactory precision in case of the majority of rocks of gneissic and granitic compositions.

It has been assumed that Q/Fsp ratio (in CIPW norms) in initial melts is 35:65 weight per cent. A sum of normative quartz and feldspars in a rock, calculated according to that ratio, corresponds to a theoretic amount of anatectic melt produced at the lowest temperature. Having recalculated that sum in percentage of total composition, one obtains the content of cotectic component in the rock.

Table 6 shows contents of cotectic component in the Sowie Góry rocks. The crystallization from anatectic melts is the most probable mechanism in case of intrusive granitoids, nebulites, and leucosome of irregularly layered migmatites that is rocks rich in "cotectic component" (82–91%). While subjected to partial melting those rocks would produce a relatively high amount of anatectic melt. Quantitatively less susceptible to partial melting are massive gneisses, flaky gneisses, streaky gneisses, fibrolite gneisses, cordierite gneisses, granulites, and both elements of regularly layered migmatites. Thus it seems probable that leucosome of the regularly layered migmatites, so widespread in the Sowie Góry, was produced through metamorphic processes *sensu stricto* rather than anatectic melting.

MIGMATIZATION IN THE LIGHT OF MICROSTRUCTURAL STUDIES

To investigate more deeply the origin of migmatites it is obviously necessary to recognize a sequence of crystallization of mineral components within particular rock elements and to establish relative time relationships between the main crystallizational stages of melanosome and leucosome. The present author attempted to solve these problems using a universal stage technique. He studied preferred orientation of quartz c-axis in melanosome and leucosome of two migmatite samples. In each of the two migmatite elements independently were measured orientations of c-axis of oval quartz grains (called drop-like grains) included in plagioclases and orientations of optic axes of larger quartz grains xenomorphic relative to plagioclases.

The main goal of the studies was to obtain information about 1) similarities and differences in orientation of quartz grains in leucosome and melanosome of migmatites, 2) similarities and differences in orientations of oval quartz grains and larger xenomorphic grains in every migmatite element. The author expected also to recognize whether crystallization of light components took place later in leucosome than melanosome or it was simultaneous in both the migmatite elements, that is whether melanosome represents a survival of parent rocks – paleosome and leucosome appears to be younger element – neosome or the terms paleosome and neosome are here improper and should be dismissed.

The results have been interpreted using the assumption that the main factor to control preferred orientation of rock-forming minerals is a syncrystallizational stress operation and other factors, including mineral composition of a rock, are of minor significance.

In ptymatic migmatite Jug I B, the orientations of drop-like and xenomorphic quartz grains in melanosome are similar (fig. 40, a, b). This suggests that grains of both kinds had similar history, hence they crystallized under the same stress conditions. Low symmetry speaks for a multistage quartz crystallization.

Also in leucosome of the discussed migmatite drop-like and xenomorphic quartz grains are oriented more or less in the same way (fig. 40, d, e). But diagrams showing quartz c-axis orientation in leucosome differ from diagrams depicting quartz orientation in melanosome, the differences being especially clear in synoptic diagrams (fig. 40, c, f). It seems that the melanosome of the investigated migmatite represents a paleosome *sensu stricto*, that is older element of the migmatite. Distinct maxima of quartz optic axes in leucosome, having no counterparts in melanosome, may likely be related to migmatization period when the leucosome was formed.

In folded migmatite Zg II D, the diagrams showing orientation of quartz optic axes are more complicated as they probably reflect polyphase recrystallization of the rock (fig. 41). The orientations of drop-like and xenomorphic quartz grains in melanosome differ substantially. The differences could be the result of preserving fragments of a pre-existing fabric, the drop-like grains, unaffected by subsequent recrystallization.

Also the leucosome of the discussed migmatite is characterized by different orientations of drop-like and xenomorphic quartz grains, although some similarities are observed as well. Amongst the drop-like grains the relics of older fabric are likely preserved, too. Similar survivals of the older fabric recognizable in both the melanosome and leucosome suggest the folded migmatite to be of venite (differentiation) type. The leucosome was produced in course of gradual removal and replacements of rock constituents rather than remarkable melting and segregation of light components.

The carried out microstructural studies confirm the notion about the existence of two independent types of migmatites, namely irregularly layered and ptymatic migmatites on the one hand and regularly layered and folded migmatites on the other. The former are characterized by distinct peculiarities displayed by melanosome and leucosome; their components represent features typical of the proper paleosome and neosome. The latter migmatites are characterized by highly compli-

cated pattern of orientation of quartz optic axes in leucosome and melanosome indicative of polyphase recrystallization. Relics of the older fabric have been preserved in both the

migmatite elements, which speaks in favour of differential migmatization through partial removal and replacement of the rock-forming constituents.

REMARKS ON PETROGENESIS OF THE SOWIE GÓRY ROCKS

The present author has attempted to divide a petrogenetic evolution of the Sowie Góry crystalline rocks into several stages on a basis of both his own results and those obtained earlier by Smulikowski (1952), Polański (1955), Grocholski (1967a, b), and Morawski (1963a, 1973). The evolutionary stages, successive processes and rocks produced by them, and *PT* conditions of mineral transformations are listed in table 7.

In the first evolutionary stage was deposited in a marine basin a thick sedimentary pile little differing compositionally but displaying substantial structural variations. The sedimentary sequence was represented by dominant fine- and medium-grained sandy-muddy deposits of graywacke composition locally enriched in clayey material, transformed subsequently into gneisses and migmatites. Minor sedimentary intercalations of limestones, marls and vulcanites were metamorphosed into crystalline limestones, calc-silicate rocks, and amphibolites.

The origin and development of the microcline gneisses is a controversial problem. The present author prefers a hypothesis assuming the primary rocks had already been enriched in potassium. Metasomatic origin of those gneisses has not been satisfactorily proved being unclear in many points. Composition of the microcline gneisses corresponds to that of light feldspar graywackes.

The second developmental stage of the Sowie Góry crystalline rocks was manifested by a progressive metamorphism producing kyanite-bearing rocks. Kyanite is well preserved only in granulites and as relics occurs in gneisses and migmatites. Position of the granulites in A'FK diagram (fig. 32) suggests that mineral composition of these rocks was controlled by conditions of instability of micas which were replaced by $Kya + Gr + Ksp$ assemblage. Thus the Sowie Góry granulites should be treated as metastable relics of granulite facies, which is in accord with earlier opinion expressed by Polański (1955) and others.

Although both gneisses and migmatites do contain kyanite, they probably have never been granulites as their micas do not display retrogressive features. The high-grade high-pressure metamorphism produced in gneisses two principal parageneses that is $Kya + Bi + Gr (+ Ms?)$ in rocks poorer in K_2O and $Kya + Bi + Ks (+ Ms?)$ in rocks richer in K_2O , the parageneses being characteristic of high-pressure amphibolite facies.

The third developmental stage manifesting by differential migmatization greatly influenced the Sowie Góry crystalline rocks. Then were produced the main textural varieties of gneisses and layered migmatites (phlebitic) with their now observed mineral compositions (except for cordierite gneisses). *PT* conditions were subject to change with regard to the second stage – temperature increase was associated with decreasing pressure (confining). Typical parageneses of the third stage produced in gneisses and migmatites are represented by $Sil + Bi + Gr (+ Q + Pl)$ in rocks poorer in K_2O and $Sil + Bi + Ksp (+ Q + Pl)$ in rocks richer in K_2O . The parageneses correspond to Turner's sillimanite-almandine subfacies or Winkler's almandine high-grade metamorphism.

Also in the third stage were created two genetic groups of layered migmatites (phlebitic), namely: 1) metamorphic

venites produced by metamorphic differentiation of the pre-existing gneisses, and 2) injection arterites – migmatites with leucosome crystallizing from anatectic melts provided. The regularly layered and folded migmatites, the most characteristic of the Sowie Góry rocks mostly represent the first group. Their metamorphic and venitic nature is confirmed by regular development and distribution of leucosome, high amount of leucocratic material, and relics of pre-existing fabric recognizable in melanosome and leucosome (orientation of quartz optic axes, presence of kyanite and biotite in leucosome). Anatectic origin of those rocks is dismissed by leucosome composition not corresponding to that of initial melts, low contents of "cotectic components" (64–65%), small amount of K_2O in leucosome relative to melanosome.

The injection arterites may be represented by some irregularly layered and pygmatic migmatites. In favour of their injunctive, arteritic origin speak the following features: irregular development and distribution of leucosome, presence of thick leucosomatic veins within faintly migmatized gneisses, differences with regard to melanosome manifested by various orientation of quartz optic axes, melanosome composition consistent with that of flaky gneisses. That those rocks crystallized from a melt may be inferred from high contents of cotectic component (82%), succession of mineral constituents consistent with that predicted theoretically from analysis of $Q-Or-Ab-An-H_2O$ system, leucosome composition resembling that of intrusive granitoids having likely anatectic origin.

The data discussed above by the present author indicate that the Sowie Góry layered migmatites were effected mostly by metamorphic, not anatectic mobilization of light constituents under stress conditions. Anatectic and wandering of melts were likely of minor significance.

During the fourth developmental stage the Sowie Góry gneisses and migmatites were partly homogenized, which resulted in a formation of granitoid-looking nebulites. The following features suggest that the nebulites crystallized from a melt:

- 1) oval, loaf-shaped and sharp-bounded inclusions of other rocks surrounded by schlieren;
- 2) random orientation of the neighbouring "loaf";
- 3) highly automorphic plagioclases with scarce inclusions;
- 4) high contents of cotectic component (83%);
- 5) locally distinct, normal or recurrent zoning in plagioclases;
- 6) composition of nebulites closer to cotectic planes of $Q-Or-Ab-An-H_2O$ system than those of the majority of gneisses and migmatites;
- 7) succession of constituents in nebulites consistent with that predicted theoretically from analysis of granite system.

Intense melting of rocks that could lead to their homogenization was probably evoked by cessation of stress and perhaps even decrease of confining pressure at still high temperature. It seems that the nebulites had been formed shortly before a beginning of orogenic uplift of the Sowie Góry block. Toward the end of the homogenization stage were emplaced small masses of anatectic granitoids outcropping now in the Wielka Sowa region as well as the youngest

generation of pegmatites. Also at that time were developed cordierite in some gneisses at the expense of pre-existing Sil + Gr (+ Bi) paragenesis.

During the fifth developmental stage the Sowie Góry block was subject to consolidation and uplift into levels characterized by lower pressures and temperatures. The earlier formed parageneses have been preserved in metastable form.

Locally occurred diaphrotitic crystallization of muscovite, replacement of biotite by chlorite, pinitization of cordierite as well as cataclasis and mylonitization.

The above presented evolution of the Sowie Góry rocks is shown in figure 42.

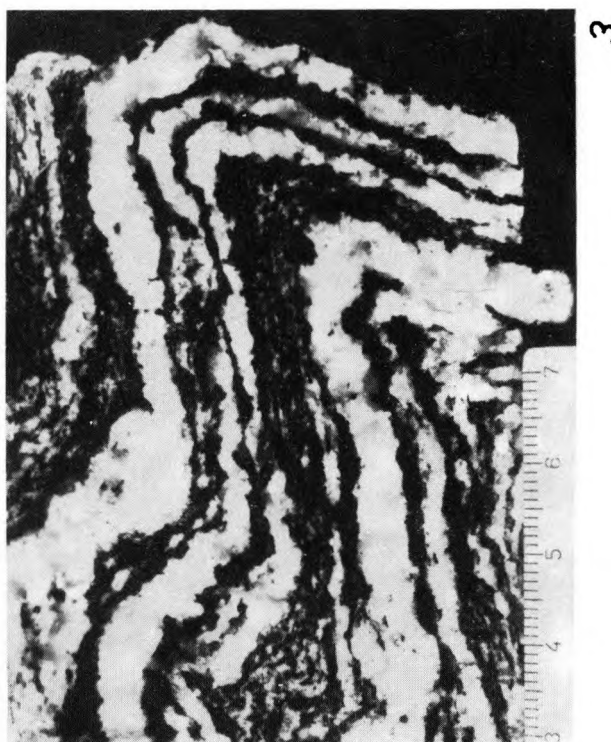
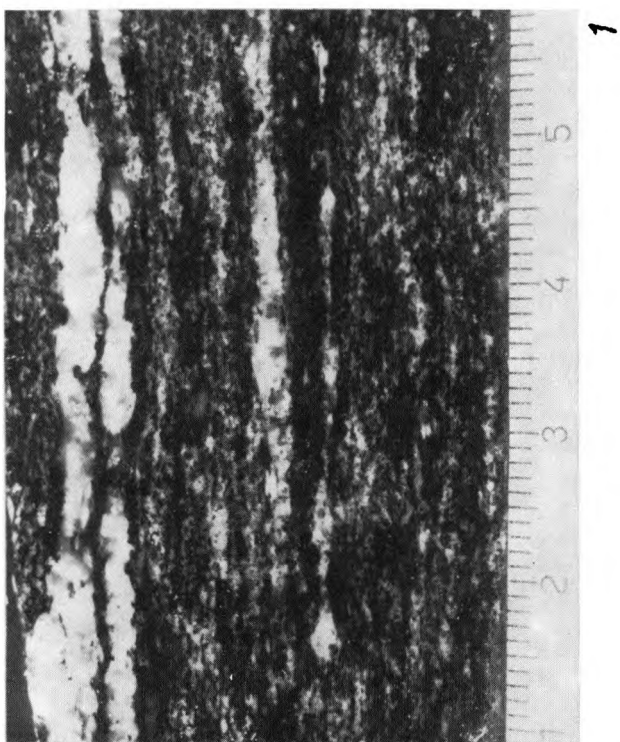
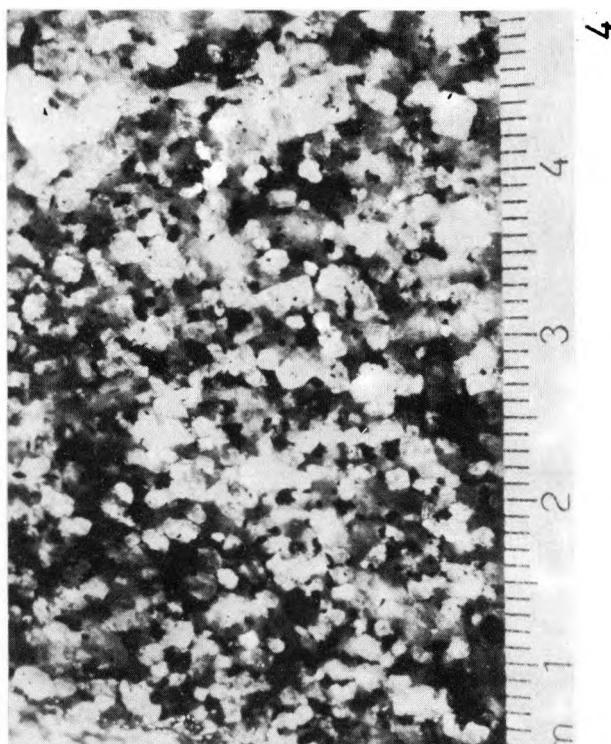
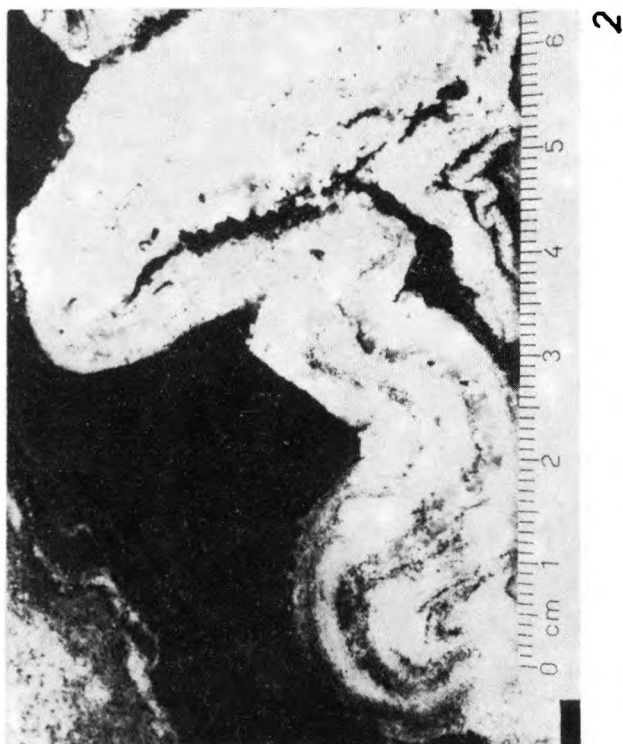
Translated by Andrzej Żelaźniewicz

PLANSZA I

PLATE I

1. Gnejs smużysty. Lokalizacja: Bystrzyca Górna, odsłonięcie Bys II B, 300 m na południe od kościoła*
Streaky gneiss. Bystrzyca Górna, locality Bys II B, 300 m south of church
2. Migmatyt ptygmatytowy. Jugowice, odsłonięcie Jug II naprzeciw stacji kolejowej
Ptygmatic migmatite. Jugowice, locality Jug II in front of the railway station
3. Migmatyt fałdowy. Dziećmorowice, odsłonięcie Dz VII E na południowym stoku doliny Złotego Potoku, 1 km na wschód od wsi
Folded migmatite. Dziećmorowice, locality Dz VII E, southern slope of the Złoty Potok valley, 1 km east of the village
4. Nebulit (migmatyt homofaniczny) z wyraźnie automorficznymi ziarnami plagioklazu. Odsłonięcie Pt II na północnym brzegu potoku, 700 m na zachód od Rościszowa
Nebulite (homophanous migmatite) with distinct automorphic plagioclase grains. Locality Pt II, northern side of a creek 700 m west of Rościszów

* Podziałka przy zdjęciach na planszach I–IV jest wyrażona w milimetrach, a opisana co 1 cm.
Bar scales in plates I–IV are in millimetres.

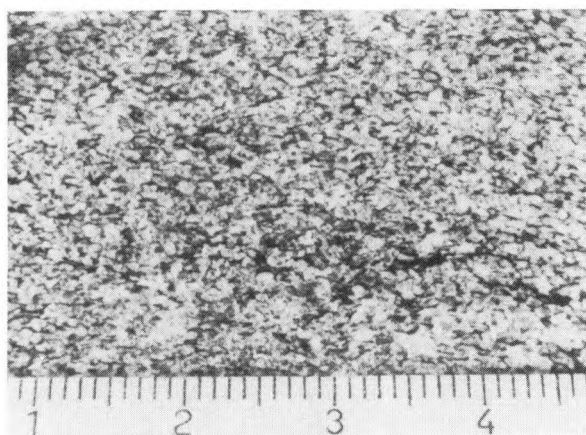


Ryszard KRYZA – Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

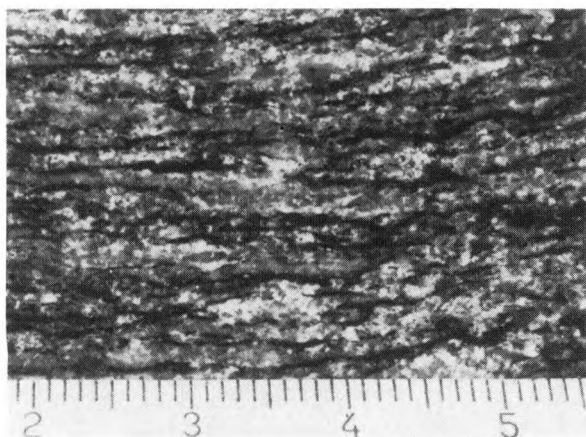
PLANSZA II

PLATE II

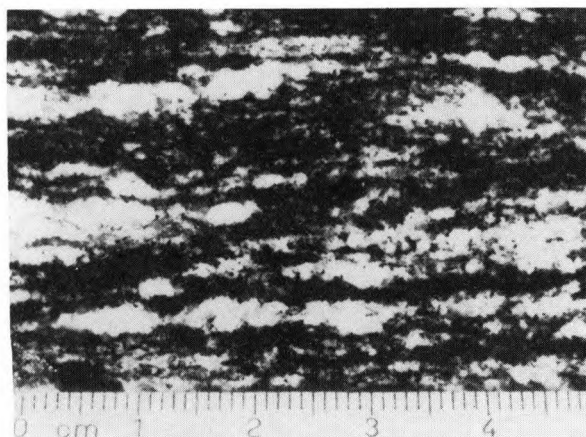
1. Leukognejs luseczkowy. Dziećmorowice, odsłonięcie Dz VII A na południowym stoku doliny Złotego Potoku, 1 km na wschód od wsi
Streaky leucogneiss. Dziećmorowice, locality Dz VII A, southern slope of the Złoty Potok valley, 1 km east of the village
2. Gnejs słojuowy; biotyt ułożony w cienkie długie plastry rozdzielające drobne laminy jasne. Zagórze Śląskie, odsłonięcie Zg I B poniżej wieży zamku Grodno
Veined gneiss, biotite makes up long thin streaks separating fine light laminae. Zagórze Śląskie, locality Zg I B beneath a tower of the Grodno castle
3. Średnioziarnisty gnejs smużysty; smugi jasne wykształcone nieregularnie. Odsłonięcie Zg II B przy szosie na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 600 m na wschód od ujścia Młynówki
Medium-grained streaky gneiss; irregular light streaks. Locality Zg II B at road on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 600 m east of mouth of the Młynówka creek
4. Migmatyt o teksturze warstewkowej; u dołu (do 1/3 wysokości) – melanosom, wyżej – leukosom; w melanosomie i w leukosomie widać frakcjonalne uziarnienie – w obu elementach wielkość ziarn maleje od dołu ku górze. Walim, odsłonięcie W V C przy szosie do Rościszowa, 1,3 km na wschód od miasta. Nikole skrzyżowane, pow. 10 ×
Layered migmatite; melanosome at the base, leucosome at the top; graded graining in both melanosome and leucosome, grain sizes decrease upwards. Walim, locality W V C at road to Rościszów, 1.3 km east of the town. Nicols crossed, enlarg. 10 ×



1



2



3



4

Ryszard KRYZA -- Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

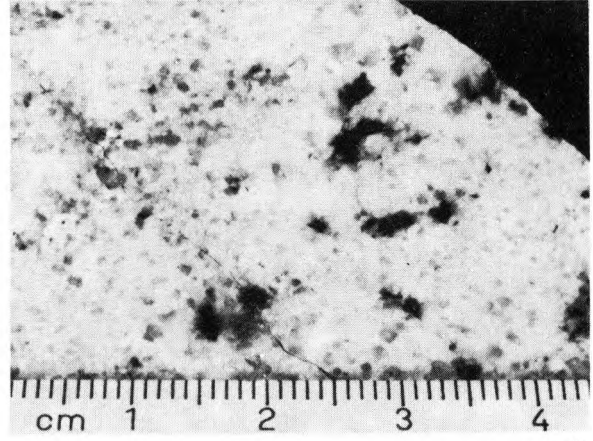
PLANSZA III

PLATE III

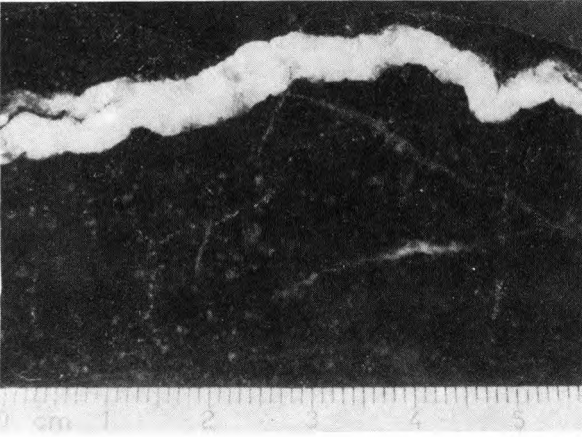
1. Migmatyt o teksturze ptygmatytowej. Odslonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszyńcem
Ptygmatic migmatite. Locality Jug I near a bridge over the Bystrzyca river between the villages of Jugowice and Olszyniec
2. Leucosom migmatytu o teksturze ptygmatytowej; ciemne ziarna to granat i podrzędnie biotyt. Lokalizacja jak do fotografii 1
Leucosome of ptygmatic migmatite; dark grains – garnet and occasionally biotite. Localization as pl. III. 1
3. Ptygmatycznie fałdowana żyłka kwarcu w amfibolicie. Odslonięcie Jug V naprzeciw stacji kolejowej w Jugowicach
Ptygmatic folds in quartz veinlet from amphibolite. Locality Jug V in front of the railway-station at Jugowice
4. Fragment migmatytu o teksturze ptygmatytowej; próba, na której wykonano badania petroteksturalne. Odslonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszyńcem
Fragment of ptygmatic migmatite; a sample submitted to petrotectural studies. Locality Jug I near a bridge of the Bystrzyca river between Jugowice and Olszyniec
5. Fragment migmatytu o teksturze fałdowej; próba, na której wykonano badania petroteksturalne. Nieczynny łom Zg II D na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 0,5 km na wschód od ujścia Młynówki
Fragment of folded migmatite; a sample submitted to petrotectural studies. Inactive quarry Zg II D, southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 500 m east of mouth of the Młynówka creek
6. Flebit o teksturze fałdowej z otoczenia nebulitów. Odslonięcie Pt V na północnym brzegu doliny, 1,2 km na zachód od Rościszowa, przy szosie do Walimia
Folded phlebite from neighbourhood of nebulites. Locality Pt V on northern slope of a valley above road to Walim, 1.2 km west of Rościszów



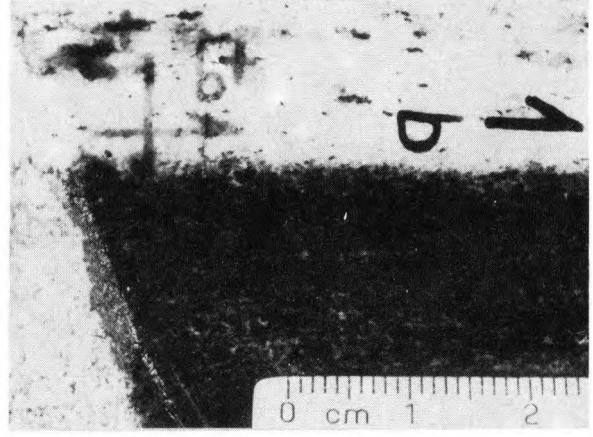
1



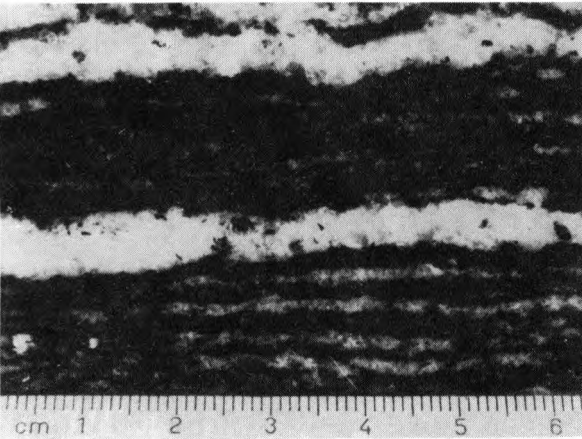
2



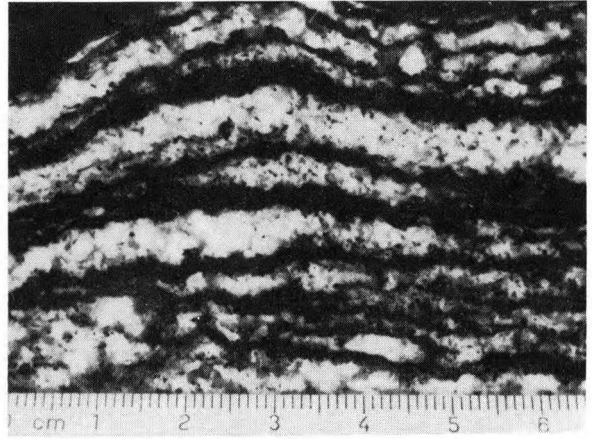
3



4



5



6

Ryszard KRYZA – Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

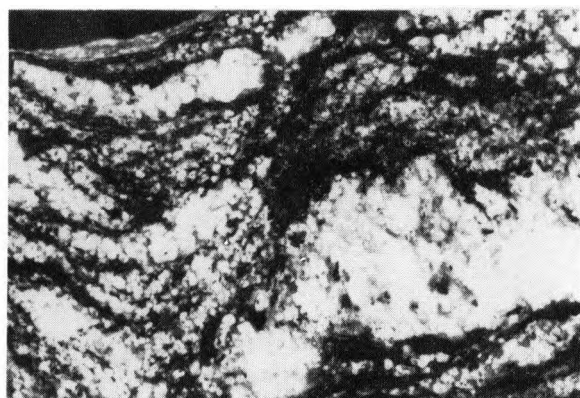
PLANSZA IV

PLATE IV

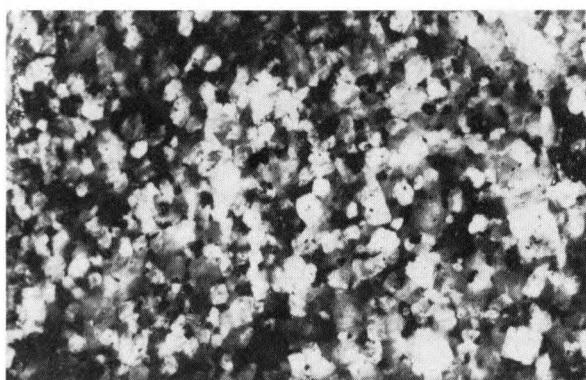
1. Migmatyt szlirowy z „rozmytym” melanosomem. Zagórze Śląskie, odsłonięcie Zg I B poniżej wieży zamku Grodno
Schlieric migmatite with ghost melanosome. Zagórze Śląskie, locality Zg I B beneath a tower of the Grodno castle
2. Migmatyt szlirowy z otoczenia nebulitów; plagioklaz automorficzny podobnie jak w nebulitach. Odsłonięcie Tsz III, 750 m na SE od szczytu Babi Kamień na północ od Walimia
Schlieric migmatite from neighbourhood of nebulites; automorphic plagioclase resembling that of nebulite. Locality Tsz III, 750 m southeast of the summit of the Mount Babi Kamień, north of Walim
3. Nebulit (migmatyt homofaniczny) o teksturze bezładnej z wyraźnym automorficznym plagioklazem. Odsłonięcie Pt II A na północnym brzegu potoku, 700 m na zachód od Rościszowa
Nebulite (homophanous migmatite) having orderless texture and automorphic plagioclases. Locality Pt II A northern side of a creek, 700 m west of Rościszów
4. Granit. Odsłonięcie W XII C przy sztolniach między Walimem i Rzeczką
Granite. Locality W XII C near adits between Walim and Rzeczką
5. Gnejs oczkowy z mikroklinem; w otoczeniu oczka mikroklinu skała ma teksturę słojuwą. Odsłonięcie Gl V na wzgórzu 638,6 m n.p.m., na wschód od Głuszycy
Microcline augen gneiss; close to a microcline augen the rock displays veined texture. Locality Gl V, hill 638,6 m a.s.l., E of Głuszycy
6. Gnejs oczkowy z mikroklinem. Odsłonięcie ZW VII pod szczytem 639,0 m n.p.m., na wschód od Zimnej Wody
Microcline augen gneiss. Locality ZW VII, hill 639,0 m a.s.l., east of Zimna Woda



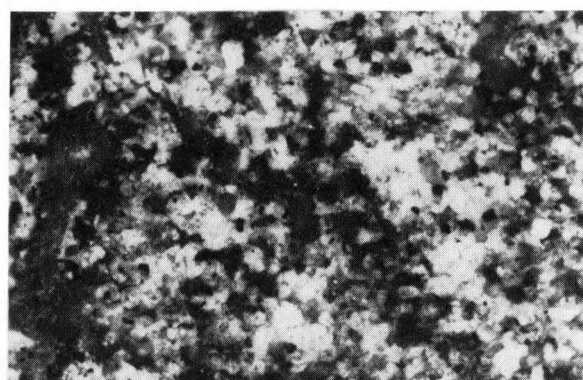
1



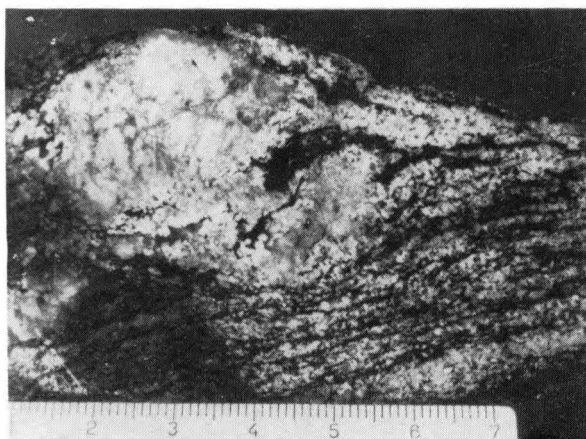
2



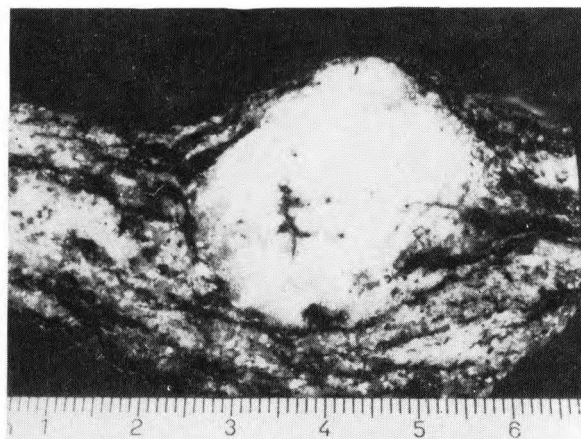
3



4



5



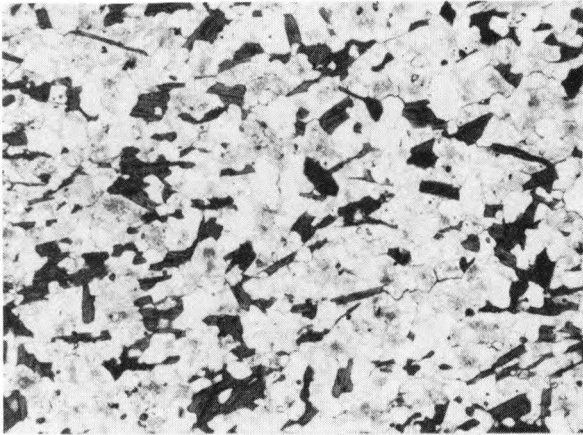
6

Ryszard KRYZA – Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

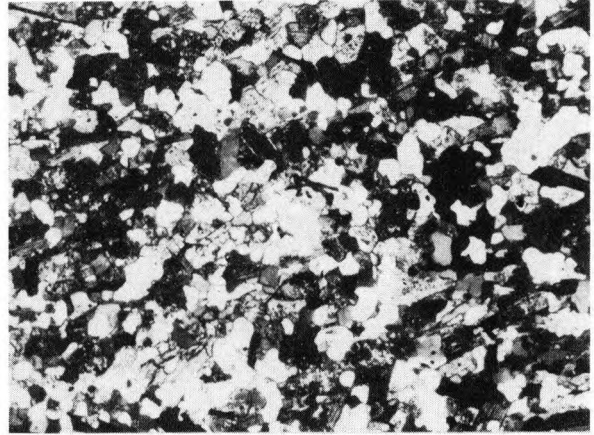
PLANSZA V

PLATE V

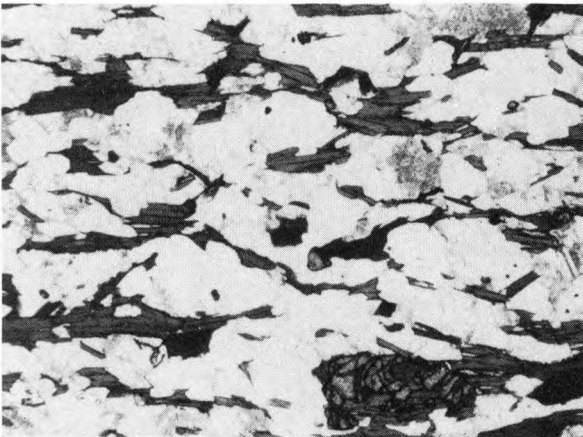
1. Gnejs masywny, bardzo drobnoziarnisty; ciemny – biotyt, jasnoszary – plagioklaz, biały – kwarc; biotyt w postaci odizolowanych blaszek ułożony w różnych kierunkach. Jedlinka, odsłonięcie Jed I przy torze kolejowym, 300 m na SW od mostu kolejowego na Bystrzycy. Światło zwykle, pow. 20 ×
Massive very fine-grained gneiss; dark – biotite, light gray – plagioclase, white – quartz; single biotite flakes follow various directions. Jedlinka, locality Jed I near railway, 300 m SW of a railway bridge over the Bystrzyca river. Plane light, enlarg. 20 ×
2. Ta sama skała jak na fotografii 1; kwarc tworzy w większości ziarna owalne (kropłowe). Nikole ukośne, pow. 20 ×
The same rock as in pl. V, 1; oval (drop-like) quartz grains. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
3. Gnejs luseczkowy, drobnoziarnisty; biotyt w formie pojedynczych blaszek i krótkich smużek ułożony równolegle; u dołu – granat otulony biotytem. Nieczynny łom Tsz VI przy szosie od Jeziora Bystrzyckiego do Glinna, 1,3 km na wschód od szczytu Babi Kamień. Światło zwykle, pow. 20 ×
Fine grained flaky gneiss; single biotite flakes and streaks are parallel; at the base – garnet surrounded by biotite. Inactive quarry Tsz VI at road from the Jezioro Bystrzyckie to Glinno, 1.3 km east of the Mount Babi Kamień. Plane light, enlarg. 20 ×
4. Ta sama skała jak na fotografii 3; kwarc tworzy ziarna owalne (kropłowe). Nikole ukośne, pow. 20 ×
The same rock as in pl. V, 3; oval (drop-like) quartz grains. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
5. Gnejs słojuowy; długie plastry biotyту rozdzielają cienkie laminy kwarcowo-skaleniove. Zagórze Śląskie, odsłonięcie Zg I A poniżej wieży zamku Grodno. Światło zwykle, pow. 20 ×
Veined gneiss; long biotite streaks separate thin quartzo-feldspathic laminae. Zagórze Śląskie, locality Zg I A, beneath a tower of the Grodno castle. Plane light, enlarg. 20 ×
6. Ta sama skała jak na fotografii 5; na lewo od środka – izometryczne ziarno mikroklinu z widoczną kratką bliźniaczą. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. V, 5; to the left of the centre – isometric microcline grain with cross-hatched type of twinning. Nicols crossed, enlarg. 20 ×



1



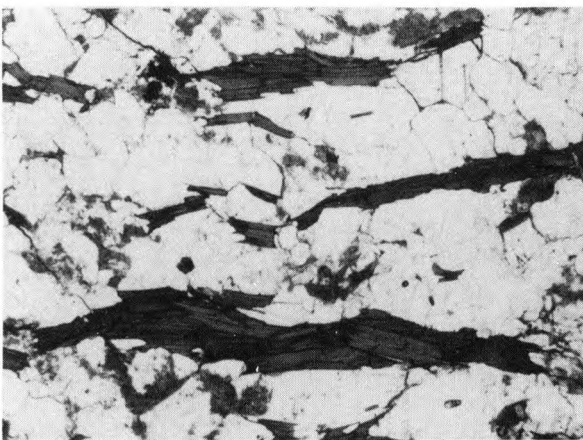
2



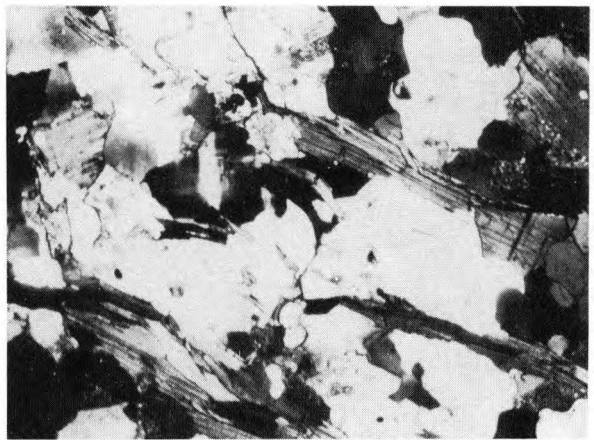
3



4



5



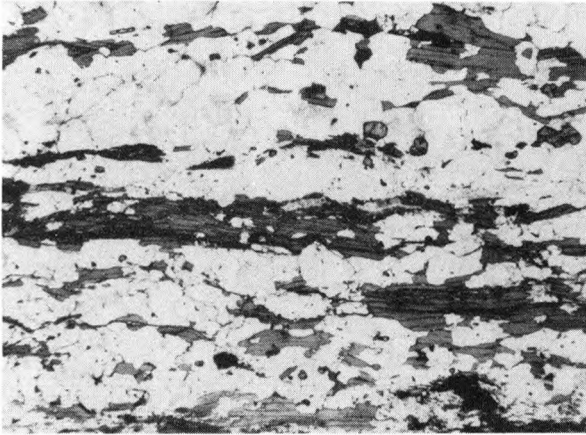
6

Ryszard KRYZA Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

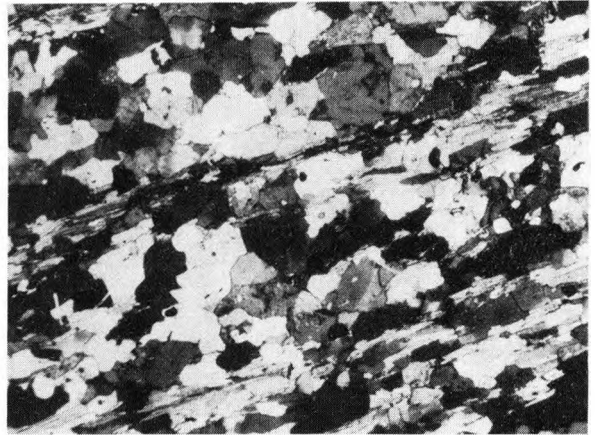
PLANSZA VI

PLATE VI

1. Gnejs smużysty; składniki jasne i ciemne zgrupowane oddzielnie w cienkich smugach o niewyraźnych granicach; powyżej środka – cienka smużka zawierająca granat i syllimanit (fibrolit). Jugowice, odsłonięcie Jug V naprzeciw stacji kolejowej. Światło zwykłe, pow. 20 ×
Streaky gneiss; light and dark components form their own thin indistinctly outlined streaks; over the centre – thin streak with garnet and sillimanite (fibrolite). Jugowice, locality Jug V in front of the railway-station. Plane light, enlarg. 20 ×
2. Ta sama skała jak na fotografii 1. Nikole ukośne, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VI. 1. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
3. Granica między melanosomem (z prawej) i leukosomem (z lewej) w migmatycie nierównomiernie warstewkowym; po lewej, u góry – ciemny agregat fibrolitu. Odsłonięcie Zg III na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, kilkadziesiąt metrów na wschód od ujścia Młynówki. Światło zwykłe, pow. 20 ×
Boundary between melanosome (right) and leucosome (left) in irregularly layered migmatite, top left – dark fibrolite aggregate. Locality Zg III on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, several tens metres east of the mouth of Młynówka creek. Plane light, enlarg. 20 ×
4. Ta sama skała jak na fotografii 3; fibrolit otoczony kwarcem, który koroduje plagioklaz (lewy górny narożnik zdjęcia); kwarc silnie faliście wygasza światło. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VI. 3; fibrolite surrounded by quartz corroding plagioclase (left top corner); strong undulatory extinction in quartz. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
5. Leucosom migmatytu nierównomiernie warstewkowego; u góry – dysten z wyraźną dwukierunkową lupliwością; po lewej i u dołu – ciemne skupienia fibrolitu; poniżej środka – dysten korodowany przez fibrolit. Lokalizacja jak przy fotografii 3. Bez analizatora, pow. 20 ×
Leucosome of irregularly layered migmatite: at the top – kyanite with two directions of cleavage, bottom left – dark fibrolite concentrations, beneath the centre – kyanite corroded by fibrolite. Localization as in pl. VI. 3. Plane light, enlarg. 20 ×
6. Ta sama skała jak na fotografii 5; ksenomorficzny perytowy mikroklin (ciemnoszare ziarna w środku i w prawym dolnym rogu) otacza owalne ziarna kwarcu (jasne) i plagioklazu (szare, zbliźniaczone); na granicy plagioklazu z mikroklinem widoczne jasne rąbki albitowe. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VI. 5; xenomorphic perthite microcline (dark gray grains at the centre and left bottom corner) surrounds oval quartz (light) and plagioclase grains (gray, twinned), light albite fringes at the contact of plagioclase and microcline. Nicols crossed, enlarg. 20 ×



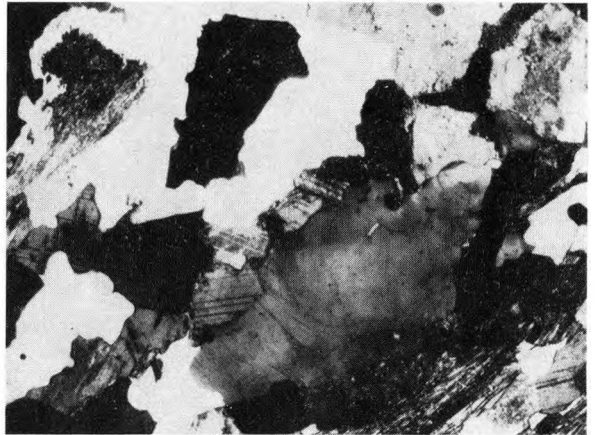
1



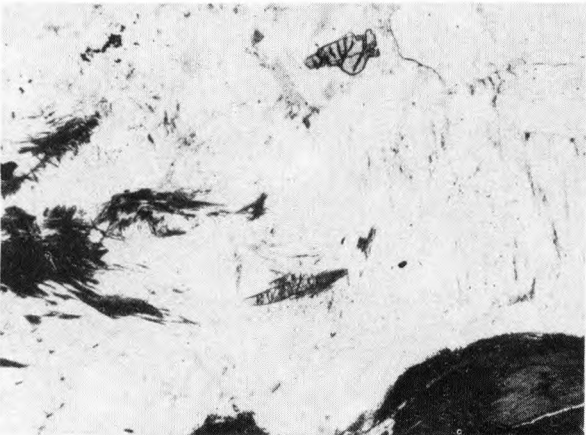
2



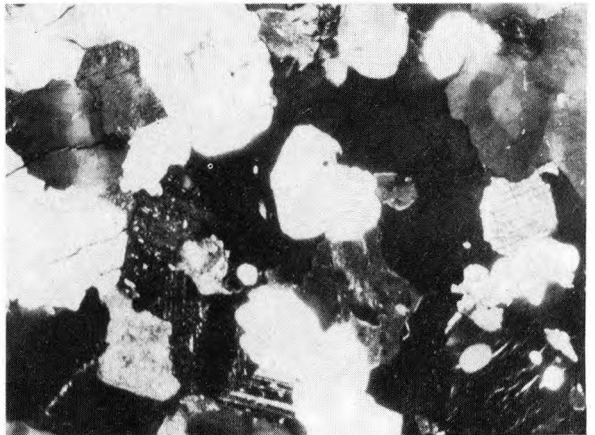
3



4



5



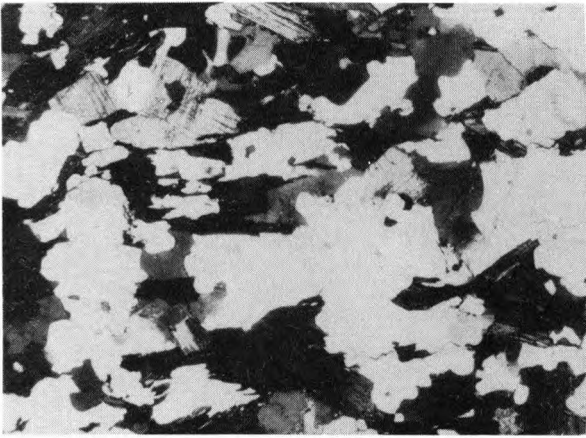
6

Ryszard KRYZA Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

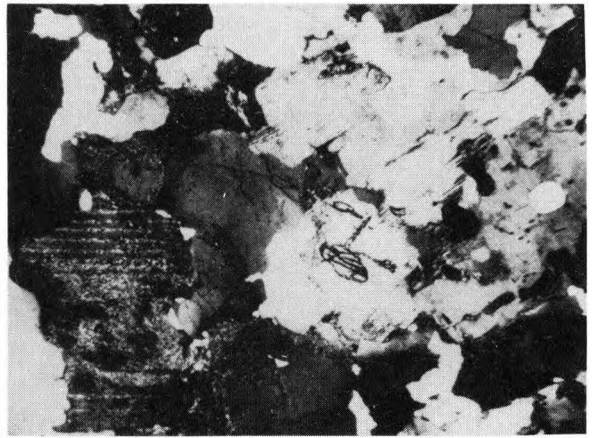
PLANSZA VII

PLATE VII

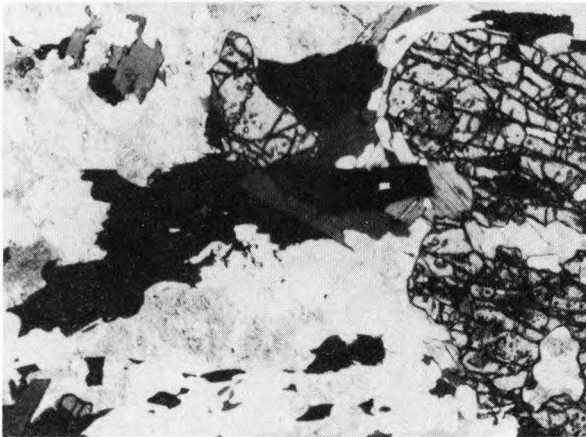
1. Melanosom migmatytu fałdowego; kwarc tworzy ziarna większe, ksenomorficzne (jasne, w środku) i kropłowe (z prawej, u dołu). Nieczynny łom Zg II D na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 0,5 km na wschód od ujścia Młynówki. Nikole ukośne, pow. 20 ×
Melanosome of folded migmatite; large xenomorphic (light, at the centre) and drop-like (right bottom) quartz grains. Inactive quarry Zg II D on southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 500 m east of mouth of the Młynówka creek. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
2. Leukosom migmatytu fałdowego; w środku – ziarna dystenu otoczone plagioklazem; na lewo od środka – ksenomorficzny kwarc (ciemnoszary), a po prawej – forma kropłowa kwarcu. Lokalizacja jak przy fotografii 1. Nikole ukośne, pow. 20 ×
Leucosome of folded migmatite; centre – kyanite grains surrounded by plagioclase, left from the centre – xenomorphic quartz (dark gray), right from the centre – drop-like quartz. Localization as in pl. VII, 1. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
3. Migmatyt fałdowy z otoczenia nebulitów; ziarna granatu otoczone biotytem i zawierające wrostki biotyty (ciemne wrostki po prawej). Odslonięcie Lub I, 100 m na wschód od zapory na Bystrzycy w Lubachowie. Bez analizatora, pow. 20 ×
Folded migmatite from neighbourhood of nebulites; garnet grains surrounded by biotite contain biotite inclusions (dark inclusions on the right). Locality Lub I, 100 m east of a dam in Lubachów. Plane light, pow. 20 ×
4. Ta sama skała jak na fotografii 3; plagioklaz automorficzny względem kwarcu. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VII, 3; plagioclase automorphic with respect to quartz. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
5. Nebulit; plagioklaz automorficzny względem kwarcu, biotyt ułożony bezładnie. Odslonięcie Pt IV po południowej stronie szosy z Rościszowa do Walimia, 1,2 km na zachód od Rościszowa. Bez analizatora, pow. 20 ×
Nebulite; plagioclase automorphic relative to quartz, random biotite. Locality Pt IV, southern side of the road Rościszów–Walim, 1.2 km west of Rościszów. Plane light, enlarg. 20 ×
6. Ta sama skała jak na fotografii 5; po lewej – kropłowy kwarc w plagioklazu. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VII, 5; left – drop-like quartz inclusion in plagioclase. Nicols crossed, enlarg. 20 ×



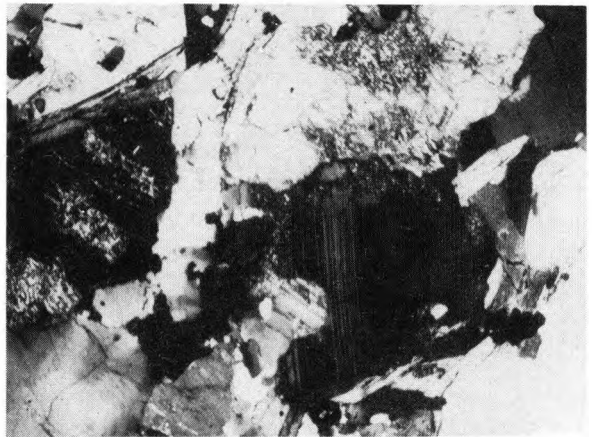
1



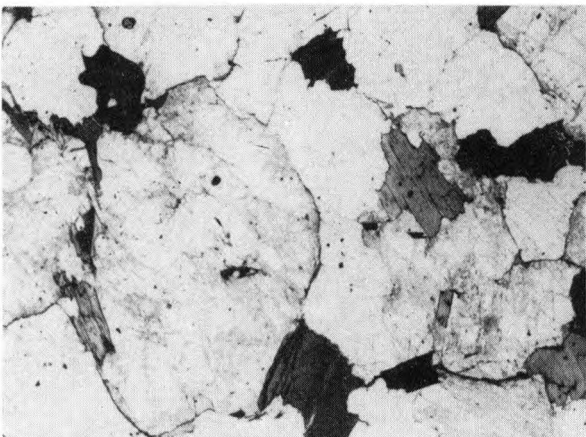
2



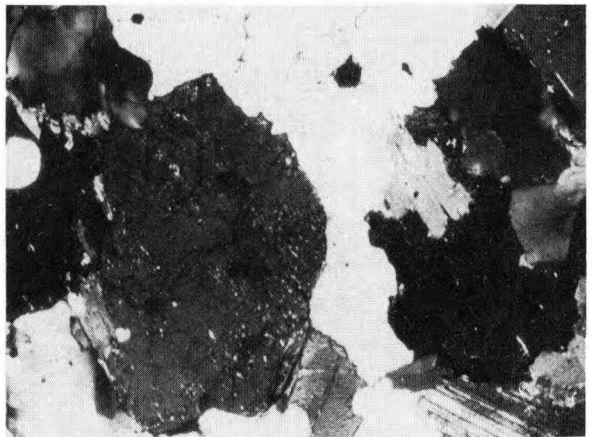
3



4



5



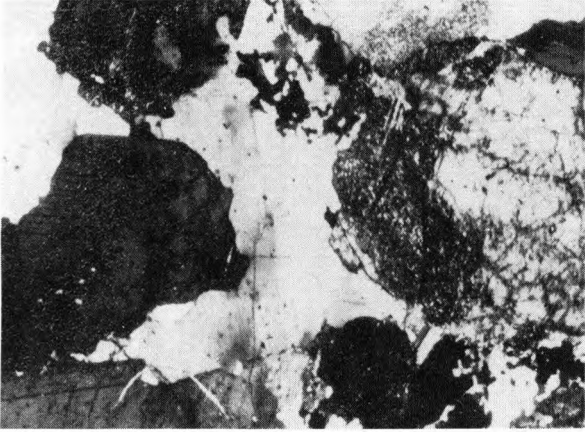
6

Ryszard KRYZA - Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

PLANSZA VIII

PLATE VIII

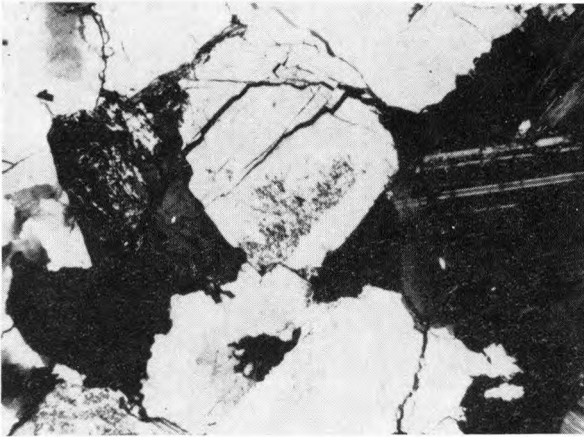
1. **Nebulit; automorficzne plagioklasy otoczone ksenomorficznym skataklazowanym kwarcem.** Odsłonięcie Lub I, 100 m na wschód od zapory na Bystrzycy w Lubachowie. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Nebulite; automorphic plagioclases surrounded by xenomorphic cataclased quartz. Locality Lub I, 100 m east of a dam in Lubachów. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
2. **Nebulit; ziarna kwarcu i plagioklazu w dużym ksenoblaście skalenia potasowego (ciemnoszary).** Odsłonięcie Lub III na północnym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 300 m na S od zapory. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Nebulite; quartz and plagioclase grains inside large K-feldspar blast (dark gray). Locality Lub III, northern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 300 m south of a dam. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
3. **Ta sama skała jak na fotografii 2; automorficzne zonalne plagioklasy.** Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. VIII, 2; zonal automorphic plagioclases. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
4. **Duży automorficzny plagioklaz o rekurencyjnej budowie pasowej z nebulitu kordierytowego.** Odsłonięcie Bys I, „Krucza Skała” między Bystrzycą Górną i Lubachowem. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Large, recurrent zoned automorphic plagioclase from cordierite nebulite. Locality Bys I, crag „Krucza Skała” between Bystrzyca Górna and Lubachów. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
5. **Skupienia biotytu i apatytu (duże automorficzne ziarna po lewej) w szlirowym melanosomie z nebulitu.** Lokalizacja jak przy fotografii 2. Bez analizatora, pow. 20 ×
Biotite and apatite (large automorphic grains on the left side) concentrations in schlieric melanosome from nebulite. Localization as in pl. VIII, 2. Plane light, enlarg. 20 ×
6. **Bogaty w biotyt gnejs z bochenkowatego reliktu wśród nebulitów.** Odsłonięcie Pt II na północnym brzegu potoku, 700 m na zachód od Rościszowa. Bez analizatora, pow. 20 ×
Biotite-rich gneiss from a loaf-like relic occurring within nebulites. Locality Pt II, northern side of a creek, 700 m west of Rościszów. Plane light, enlarg. 20 ×



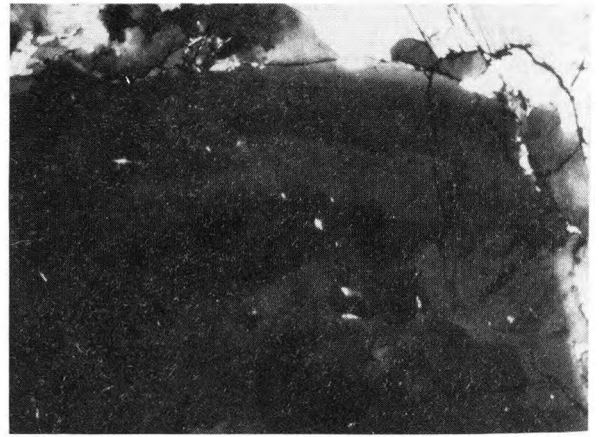
1



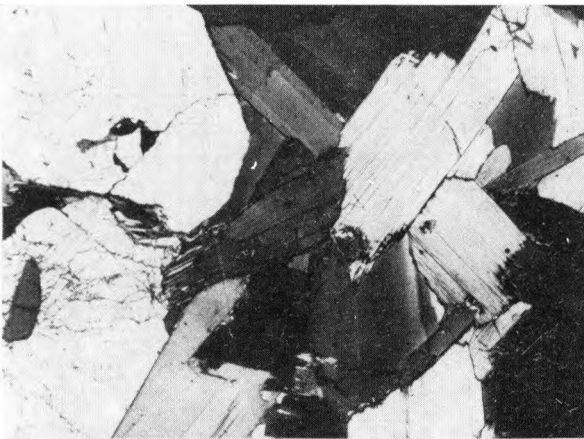
2



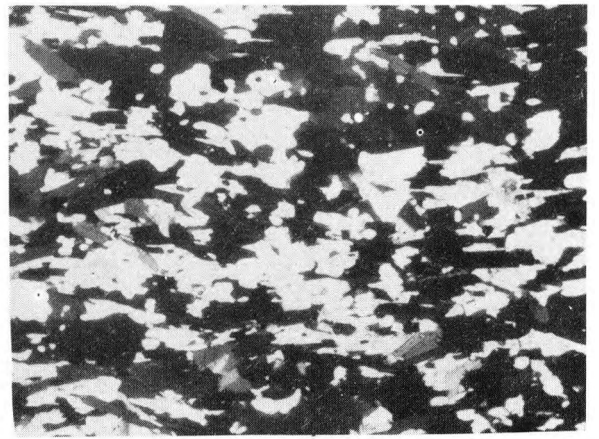
3



4



5



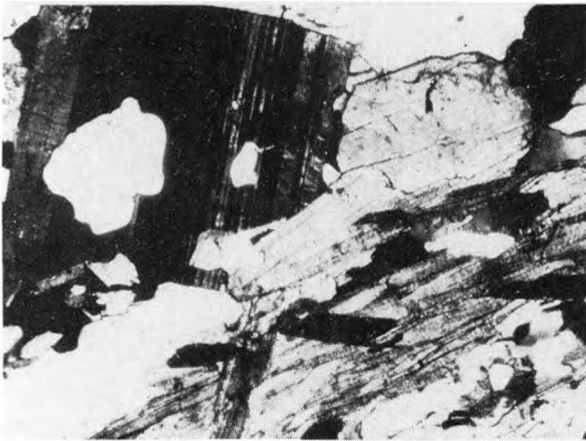
6

Ryszard KRYZA Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry. Sudetes

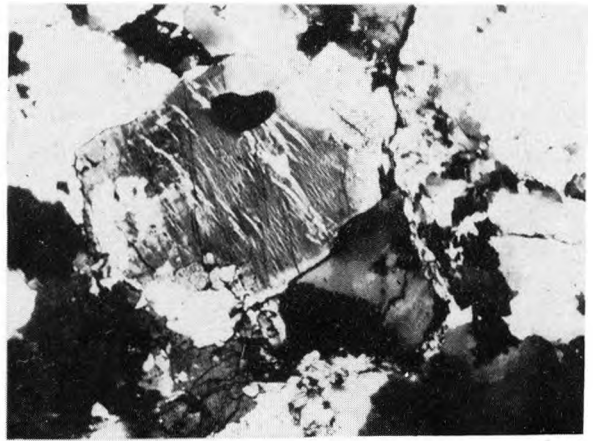
PLANSZA IX

PLATE IX

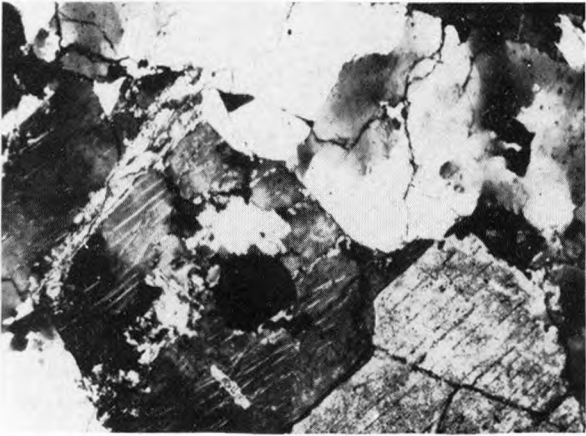
1. Koncentracja biotytu na granicy melanosomu (z prawej) z leukosomem w migmatycie warstwowym. Odsłonięcie Rz V. „Kamień Gwarków” na zachodnim stoku Małej Sowy. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Biotite concentration at a boundary between melanosome (right) and leucosome in layered migmatite. Locality Rz V, crag “Kamień Gwarków” on western slope of the Mount Mała Sowa. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
2. Granit: pertytowy mikroklin otoczony kataklastycznym kwarcem. Odsłonięcie W XII C przy sztolniach między Walimem i Rzeczką. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Granite: perthitic microcline surrounded by cataclased quartz. Locality W XII C near adits between Walim and Rzeczką. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
3. Ta sama skała jak na fotografii 2; automorficzny pertytowy mikroklin z owalnym wrostkiem kwarcu (ciemny) korodowany przez muskowit. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. IX, 2; automorphic perthitic microcline with oval quartz inclusion (dark) corroded by muscovite. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
4. Ta sama skała jak na fotografii 2; zbliźniaczony skaień potasowy otoczony muskowitem i skataklazowanym kwarcem. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. IX, 2; twinned K-feldspar surrounded by muscovite and cataclased quartz. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
5. Silna kataklaza kwarcu w migmatycie o teksturze szlirowej; zmielony agregat kwarcowy opływa większe ziarna plagioklazu. Zagórze Śląskie, odsłonięcie Zg I B, poniżej wieży zamku Grodno. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Strongly cataclased quartz in schlieric migmatite; grinded quartz aggregate surrounds larger plagioclase grains. Zagórze Śląskie, locality Zg I B, beneath a tower of the Grodno castle. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
6. Gnejs mikroklinowy słojuowy; na lewo od środka – izometryczny mikroklin z wyraźną kratką bliźniaczą, po prawej – myrmekit. Nieczynny łom GI IV na szczycie wzgórza 671.7 m n.p.m., 1.5 km na wschód od Gluszyca. Nikole ukośne, pow. 20 ×
Microcline veined gneiss: left of the centre – isometric microcline with distinct cross-hatched twinning, on the right side – myrmekite. Inactive quarry GI IV, summit of hill 671.7 m a.s.l., 1.5 km east of Gluszyca. Nicols oblique, enlarg. 20 ×



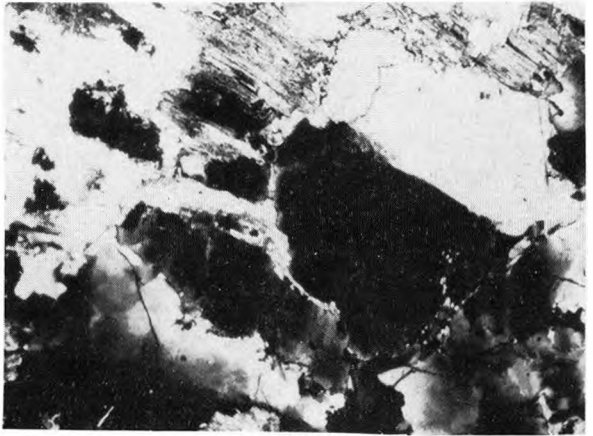
1



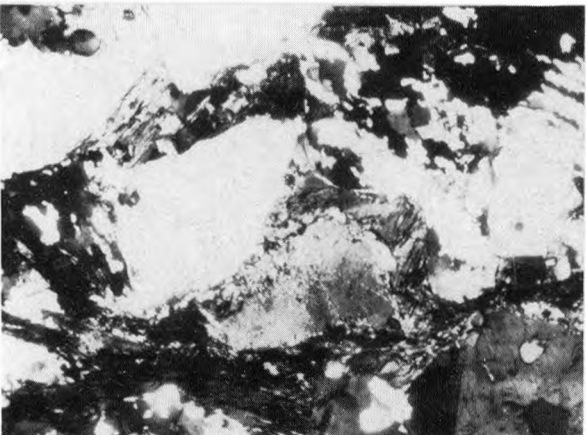
2



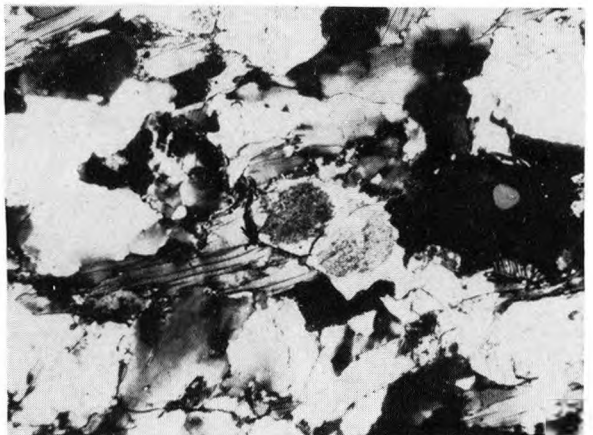
3



4



5



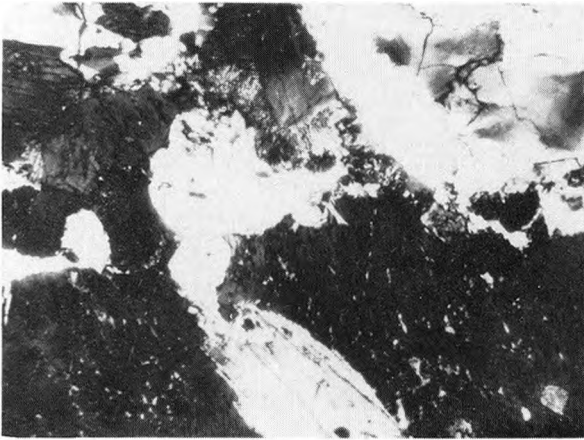
6

Ryszard KRYZA Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

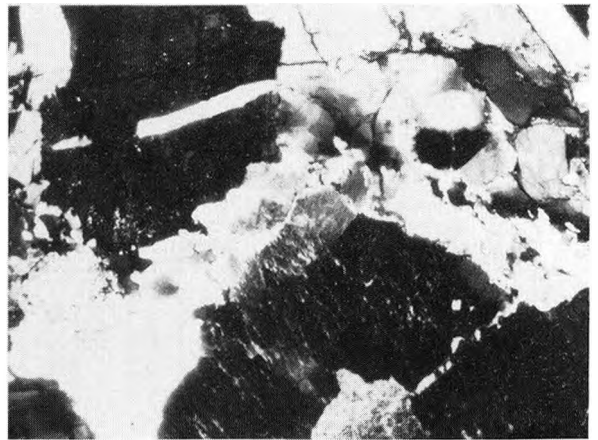
PLANSZA X

PLATE X

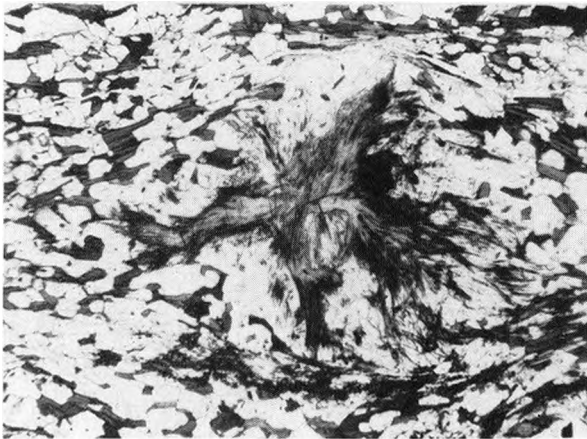
1. Gnejs oczkowy; ciemny – pertytowy mikroklin, u góry – plagioklaz otoczony myrmekitem. Odsłonięcie ZW V na południowym stoku doliny, 1 km na SW od szczytu Moszny. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Augen gneiss; dark – perthitic microcline, at the top – plagioclase surrounded by myrmekite. Locality ZW V, southern slope of a valley, 1 km SW of summit of the Mount Moszna. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
2. Ta sama skała jak na fotografii 1; u góry, po lewej – plagioklaz (ciemny) ze szczeliną wypełnioną kwarcem (jasny) i biotytem (ciemny fragment szczeliny). Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
The same rock as in pl. X, 1; top left – plagioclase (dark) with a fracture filled with quartz (light) and biotite (dark). Nicols crossed, enlarg. 20 ×
3. Gnejs syllimanitowy o teksturze guzkowej; guzek zbudowany z fibrolitu i kwarcu opływają blaszki biotyty. Przełęcz między szczytami Jaworek i Moszna, na SW od Walimia (punkt W XI B). Światło zwykłe, pow. 20 ×
Nodular sillimanite gneiss; a nodule composed of fibrolite and quartz with biotite wrapped around it. Pass between the Mount Jaworek and Mount Moszna, SW of Walim (locality W XI B). Plane light, enlarg. 20 ×
4. Gnejs syllimanitowy z okolic Przedborowej; igielkowy syllimanit koroduje blaszki biotyty. Bez analizatora, pow. 20 ×
Sillimanite gneiss from Przedborowa; needle sillimanite corrodes biotite flakes. Plane light, enlarg. 20 ×
5. Gnejs smużysty; w środku – granat otoczony agregatem muskowitowo-syllimanitowym wskazującym na rotację granatu podczas krystalizacji syllimanitu i muskowitu, po lewej – ziarna granatu otoczone biotytem. Bystrzyca Górna, odsłonięcie Bys II B przy torze kolejowym na południe od kościoła. Bez analizatora, pow. 20 ×
Streaky gneiss; in the centre – garnet surrounded by muscovite-sillimanite aggregate, garnet was rotated during aggregate growth; left – garnet grains wrapped in biotite. Bystrzyca Górna, locality Bys II B, railway-cutting south of a church. Plane light, enlarg. 20 ×
6. Międzyziarnowe, „siatkowe” skupienia fibrolitu w gnejsie syllimanitowym. Odsłonięcie G1 I na wschód od Gluszyca, 2.3 km na W od szczytu Włodarza. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Intergranular net-like fibrolite concentrations in sillimanite gneiss. Locality G1 I east of Gluszyca, 2.3 km west of the summit of the Mount Włodarz. Nicols crossed, enlarg. 20 ×



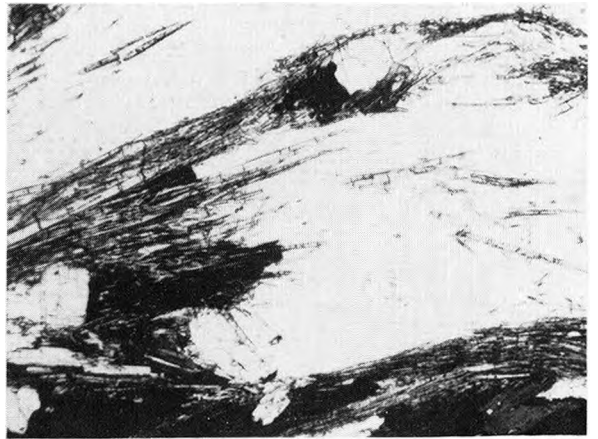
1



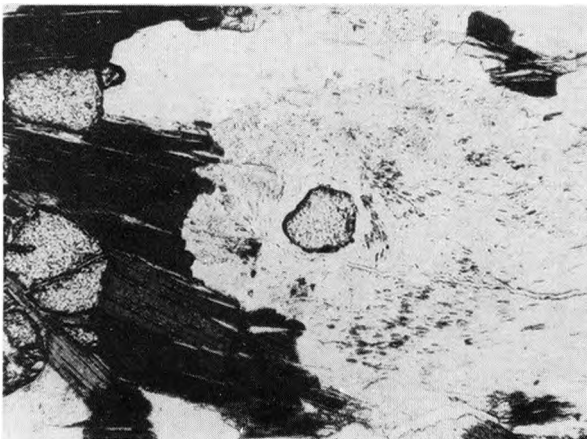
2



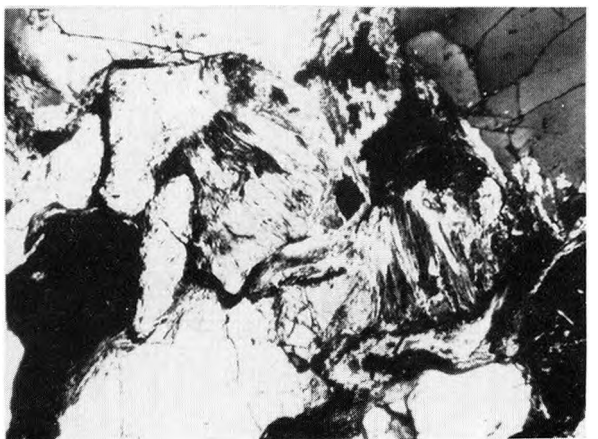
3



4



5



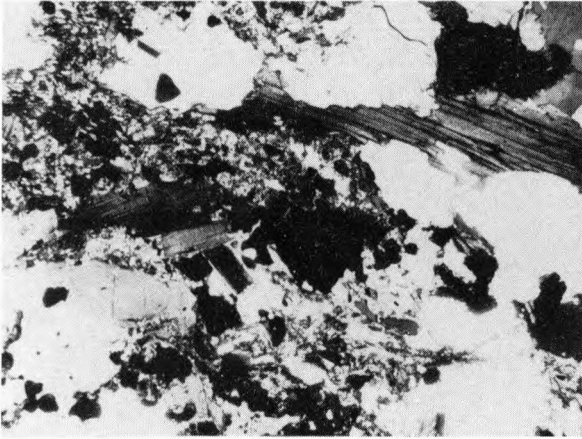
6

Ryszard KRYZA Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

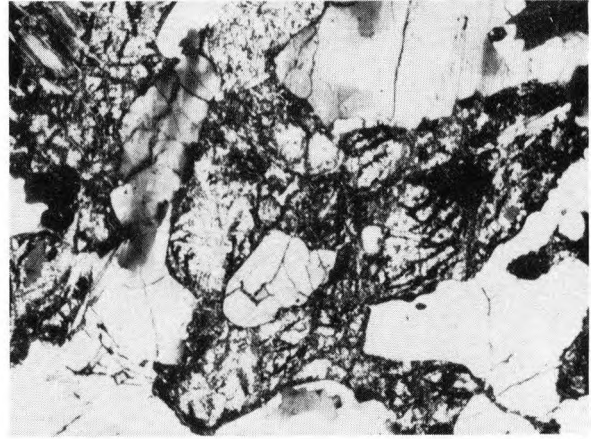
PLANSZA XI

PLATE XI

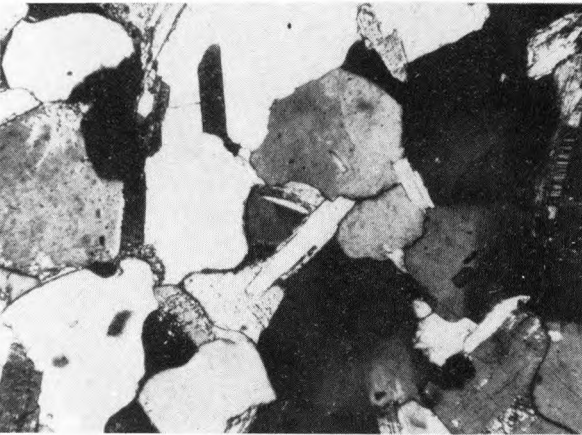
1. Gnejs kordierytowy; na lewo od środka – silnie zmieniony kordieryt z wrostkami biotytu i granatu. Szczyt wzgórza 624.5 m n.p.m., 600 m na południe od Klasztorzyska (Pdl II). Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Cordierite gneiss; left of the centre – strongly altered cordierite with biotite and garnet inclusions. The summit of hill 624.5 m.a.s.l., 600 m south of the Mount Klasztorzysko (locality Pdl II). Nicols crossed, enlarg. 20 ×
2. Nebulit z kordieritem; słabo zmieniony kordieryt (ciemniejszy) tworzy pseudopismowe przerosty z kwarcem. Dziećmorowice, odsłonięcie Dz VII G na południowym stoku doliny Złotego Potoku, 1 km na wschód od wsi. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Nebulite with cordierite; little altered cordierite (darker) in pseudographic intergrowths with quartz. Dziećmorowice, locality Dz VII G, southern slope of the Złoty Potok valley, 1 km east of the village. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
3. Rąbki albitowe na granicy między plagioklazem i biotytem w gnejsie łuseczkowym; po prawej – obwódka albitu na plagioklazu z „odwróconym” zbliżnieniem albitowym. Odsłonięcie Jug I przy moście na Bystrzycy, między Jugowicami i Olszyncem. Nikole skrzyżowane, pow. 75 ×
Albite fringes at the contact of plagioclase and biotite in flaky gneiss; right – albite rim around plagioclase displaying “reverse” albite twinning. Locality Jug I near a bridge over the Bystrzyca river, between Jugowice and Olszyniec. Nicols crossed, enlarg. 75 ×
4. Obwódki albitowe (jasne) na plagioklazu stykającym się z mikroklinem (ciemny) w leukosomie migmatytu ptygmatytowego. Lokalizacja jak przy fotografii 3. Nikole skrzyżowane, pow. 75 ×
Albite rims (light) over plagioclase contacting with microcline (dark) in leucosome of ptygmatic migmatite. Localization as in pl XI, 3. Nicols crossed, enlarg. 75 ×
5. Albityzacja skałenia potasowego w granicie. Odsłonięcie W XII przy sztolniach między Walimem i Rzeczką. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Albitization of K-feldspar in granite. Locality W XII near adits between Walim and Rzeczką. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
6. Wtórny albit wypełniający szczelinę w nebulicie z Pogorzały. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Secondary albite filling up a fracture within nebulite from Pogorzała. Nicols crossed, enlarg. 20 ×



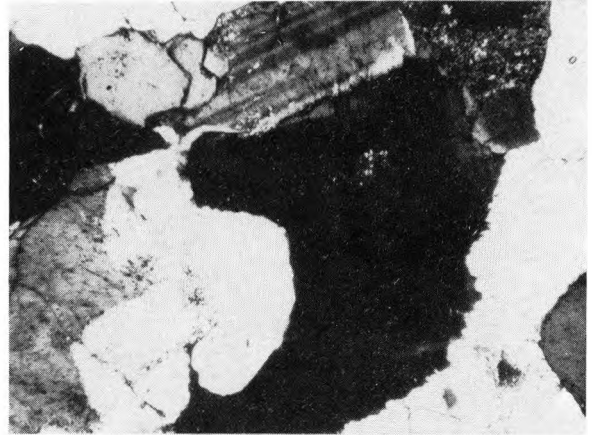
1



2



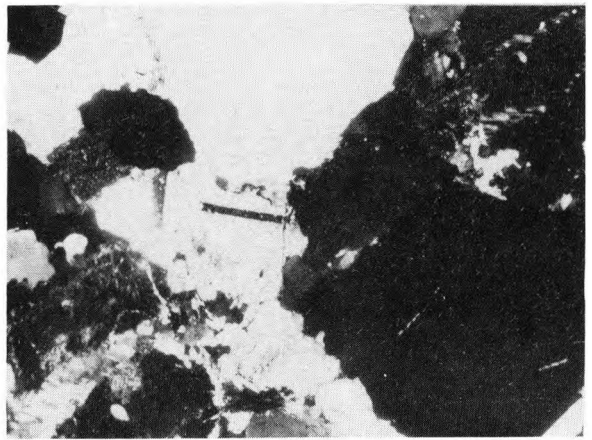
3



4



5



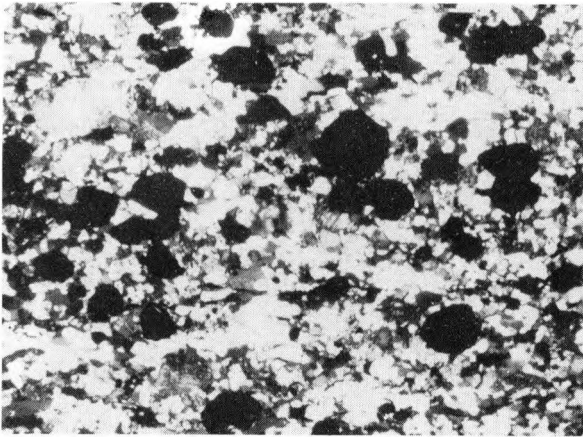
6

Ryszard KRYZA -- Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes

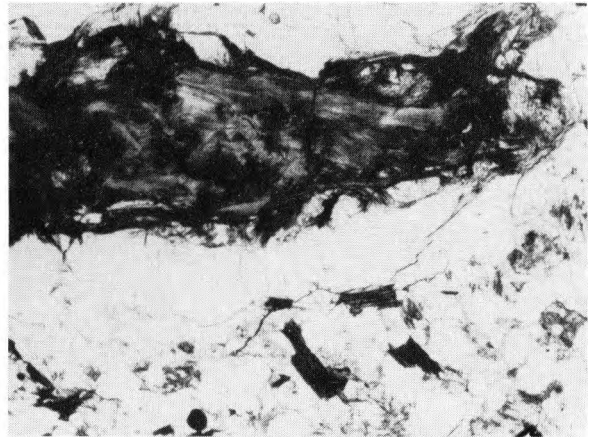
PLANSZA XII

PLATE XII

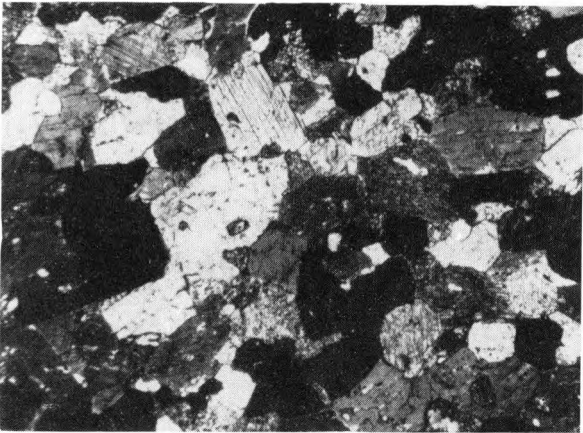
1. Granulit: ciemne ziarna – granat. Bystrzyca Górna, odsłonięcie Bys V B przy torze kolejowym, 300 m na wschód od stacji PKP. Nikole ukośne, pow. 20 ×
Granulite: dark grains – garnet. Bystrzyca Górna, locality Bys V B at railway-cutting, 300 m east of the railway-station. Nicols oblique, enlarg. 20 ×
2. Leukognejs syllimanitowy: powyżej środka – duży agregat fibrolitowy z relikdami przypominającymi andaluzyt. Poniatów, odsłonięcie Pn I B na północ od wsi. Światło zwykłe, pow. 20 ×
Sillimanite leucogneiss: above the centre – large aggregate of fibrolite with relics resembling andalusite. Poniatów, locality Pn I B, north of the village. Plane light, enlarg. 20 ×
3. Amfibolit. Odsłonięcie Zg II C na południowym brzegu Jeziora Bystrzyckiego, 600 m na wschód od ujścia Młynówki. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Amphibolite. Locality Zg II C, southern side of the Jezioro Bystrzyckie dam-lake, 600 m east of mouth of the Młynówka creek. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
4. Leukokratyczna smuga kwarcowo-plagioklazowa (w dolnej części zdjęcia) w amfibolicie. Odsłonięcie Ol III przy szosie w Olszynie. 100 m na południe od drewnianego kościoła. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Leucocratic quartz-plagioclase streak in amphibolite. Locality Ol III, road-cutting at Olszyniec, 100 m south of a wooden church. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
5. Skala wapienno-krzemianowa złożona z kalcytu, diopsydu i kwarcu, tworząca przeławicenia w amfibolicie. Lokalizacja jak przy fotografii 3. Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Calc-silicate rock composed of calcite, diopside, and quartz, alternating with amphibolite. Localization as in pl. XII, 3. Nicols crossed, enlarg. 20 ×
6. Skala kwarcowo-granatowa z nebulitów. Odsłonięcie Pt II na północnym brzegu potoku, 700 m na zachód od Rościszowa. Bez analizatora, pow. 20 ×
Quartz-garnet rock from nebulites. Locality Pt II on northern slope of a creek, 700 m west of Rościszów. Plane light, enlarg. 20 ×



1



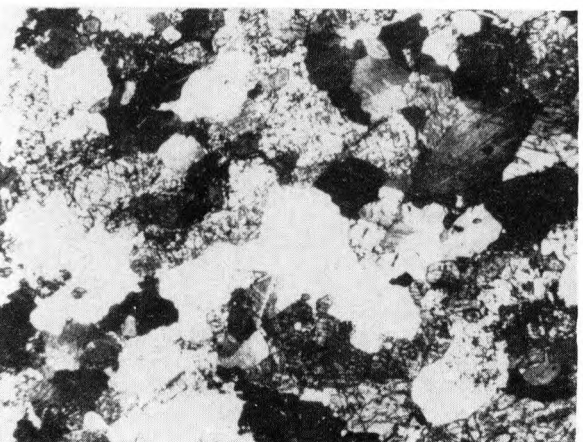
2



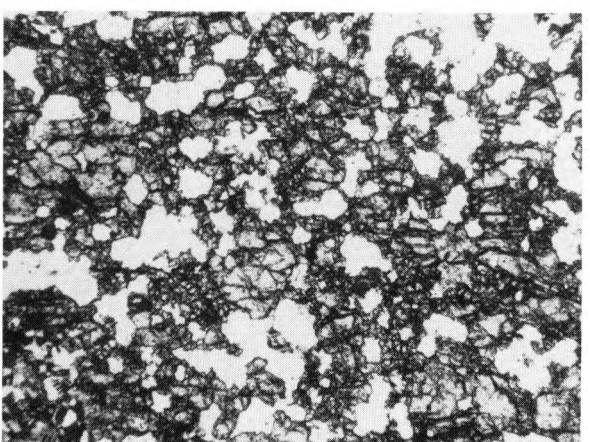
3



4



5



6

Ryszard KRYZA Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich
Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes