

Kazimierz SMULIKOWSKI*

EWOLUCJA POLIMETAMORFICZNA KRYSTALNIKU ŚNIEŻNIKA KŁODZKIEGO I GÓR ŻŁOTYCH W SUDETACH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	8
Wstęp	8
Charakterystyka petrograficzna metamorfiku Śnieżnika	13
Seria strońska	13
Łupki lyszczykowe	14
Paragnejsy lyszczykowe	16
Paragnejsy plagioklazowe pozbawione skalenia potasowego	16
Paragnejsy plagioklazowe ze skaleniem potasowym	18
Paragnejsy porfiroblastyczne	19
Paragnejsy albitowe	19
Paragnejsy syenitoidowe	20
Kwarcytognejsy mikroklinowe	20
Blastomylonityczne gnejsy mikroklinowe	21
Kwarcyty i łupki kwarcytowe	22
Marmury i erlany	24
Amfibolity i skały zbliżone	25
Seria granitognejsów	28
Granitognejsy typu gieraltowskiego	28
Granitognejsy typu śnieżnickiego	32
Porównanie granitognejsów z paragnejsami i skałami pokrewnymi serii strońskiej	33
Metabazyty w obrębie granitognejsów	36
Eklogity dobrze zachowane	37
Amfibolity pochodzenia eklogitowego	38
Amfibolity bez przeszłości eklogitowej	40
Porównanie różnych metabazytów metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego	40
Seria granulitowa Starego Gieraltowa	42
Granulity jasne	44
Granulity bogate w granat	46
Granulity eklogitowe	46
Eklogity właściwe	48
Wnioski ogólne dotyczące serii granulitowej	48
Seria blastomylonityczna	50
Wiadomości ogólne	50
Przegląd petrograficzny typów skał	54
Porównanie serii blastomylonitycznej z serią strońską i granitognejsową masywu Śnieżnika	56
Zakończenie	59
Literatura	63
Polymetamorphic Evolution of the Crystalline Complex of Śnieżnik and Góry Żłote Mts in the Sudetes — Summary	66
Tabele analiz 1—25 (pod opaską)	

* Adres autora: ul. Gałczyńskiego 3 m. 11, 00-362 Warszawa.

Streszczenie

Na podstawie licznych szczegółowych opracowań różnych autorów — po części nie ogłoszonych drukiem — i na podstawie własnych, nowszych obserwacji omówiono skały metamorficzne różnych serii obszaru Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych. Podano charakterystykę petrograficzną tych skał, załączając w 25 tabelach na końcu pracy wszystkie znane autorowi wyniki analiz mikrometrycznych i chemicznych, w obrębie tekstu zaś różne wykresy ilustrujące graficznie zakresy zmienności petrograficznej różnych serii i grup skalnych. Z porównania tych serii i grup starano się wyciągnąć wnioski dotyczące ich petrogenetyki i przebiegu procesów przebudowy metamorficznej skał.

Tak podbudowana ewolucja całości kompleksu metamorfi-

cznego na całym obszarze nosi znamiona polimetamorfizmu, i to według wszelkiego prawdopodobieństwa policyklicznego. Graficzny schemat takiej ewolucji, przedstawiony na figurze 12 (str. 60), podaje tylko kolejność i sposób nakładania się procesów przebudowy. Nie usiłuje się natomiast w niniejszej pracy przyporządkować tych procesów do określonych odcinków wieku geologicznego, ponieważ te sprawy nie są dotychczas w przekonujący sposób uzgodnione. Gdy geologowie dojdą w przyszłości do takiego uzgodnienia, będą mogli przedstawić tu obraz ewolucji kompleksów skalnych umieścić w geologicznej skali czasu.

WSTĘP

Kompleks metamorficzny Śnieżnika, rozumiany tu w szerszym znaczeniu wraz z Górami Bialskimi, Złotymi i Krowiarkami, był w okresie powojennym przedmiotem szczególnie licznych opracowań polskich badaczy. Były to we właściwej dla terenów krystalicznych proporcji zarówno opracowania petrograficzne, jak geologiczne, głównie strukturalno-geologiczne, te pierwsze często wyprzedzające nieco w czasie te drugie, co również można uznać za prawidłowe, jako że jakość zmetamorfizowanego materiału skalnego jest podstawowym elementem w interpretacji odkształceń tektonicznych.

Badania petrograficzne — z niezbędnym udziałem mineralogii i geochemii — były prowadzone głównie w ośrodku warszawskim, w katedrach petrografii oraz geochemii i mineralogii Wydziału Geologii na Uniwersytecie i w analogicznych pracowniach Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Badania geologiczne zaś, z silnym akcentem na tektonice i analizie mezostruktur, rozwijały się głównie w Uniwersytecie Wrocławskim z inicjatywy i pod kierunkiem profesora Henryka Teisseyre'a. Do końca lat pięćdziesiątych oba te kierunki badań, mimo skoncentrowania w odległych ośrodkach, rozwijały się w pełnym wzajemnym zrozumieniu, wśród stałych kontaktów w terenie i w pracowni. Później w miarę postępującego z czasem uszczegółowienia badań i metodycznej ich specjalizacji, przy rosnącej równocześnie liczebności pracowników, związki te zaczęły się rozluźniać, zrozumienie i zainteresowanie wzajemne wynikami badań maleć, a w wyniku tego wyczucie potrzeby współpracy — słabnąć. Tendencja taka jest zresztą wspólna wszystkim naukom przyrodniczym na całym świecie i wszyscy zdają sobie dzisiaj dobrze sprawę ze szkód, jakie dla ogólnego postępu wiedzy przynosi nadmierna specjalizacja i rozdrobnienie zakresów naukowych zainteresowań.

Szczegółowych opracowań petrograficznych z terenu krystaliniku Śnieżnika jest dość dużo. Część

ich, nie publikowana, to prace magisterskie Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, wykonywane pod baczną opieką personelu naukowego ze względu na potrzeby spożytkowania ich w większych publikacjach tego personelu i dlatego zasługujące na zaufanie. Część to prace doktorskie i inne publikacje różnych pracowników nauki w ośrodku warszawskim, uwzględniające — obok wyników badań indywidualnych — niektóre fakty wykryte przez prace magisterskie. Wszystkie te opracowania, nieraz bardzo szczegółowe i zaopatrzone w liczne analizy planimetryczne i chemiczne rozmaitych skał, dotyczą poszczególnych większych czy mniejszych odcinków i fragmentów krystaliniku Śnieżnika. Wyprowadzone na ich podstawie ważne dla geologii wnioski petrogenetyczne zazwyczaj ograniczają się do tych poszczególnych odcinków różniących się nieraz poważnie doбором odmian skalnych, jak grupa górską Śnieżnika, Krowiarki, Góry Bialskie, Góry Złote, nie dają więc ogólnego poglądu na petrogenetykę całości jednostki strukturalnej Sudetów.

Ten fakt, być może, jest głównym powodem tego, że prace geologów ośrodka wrocławskiego od lat kilkunastu angażujące się coraz wybitniej w geometryczną analizę mezostruktur i ich interpretację, przeważnie pomijają petrogenetyczne wnioski w publikacjach petrografów lub wyławiają z nich poszczególne, oderwane obserwacje, które zdają się im potwierdzać ich własne poglądy. Najczęściej geologowie ci cytują opinie autora z roku 1957 (*Regionalna Geologia Polski* i przewodnik do Zjazdu PTG w Dusznikach), dziś już w znacznej mierze nieaktualne, albo nawet z roku 1951, z artykułu poprzedzającego wszystkie oryginalne polskie studia petrograficzne i referującego główne poglądy geologów niemieckich z dodatkiem krytycznych uwag w przypadkach, gdy własne rekonesanse terenowe i wstępne obserwacje mikroskopowe wykazywały niezgodność z poglądami niemieckimi.

Wobec takiego stanu rzeczy wydaje się autorowi

pożytecznym zestawie syntetycznie i zinterpretować petrogenetycznie wyniki dotychczasowych badań wszystkich petrografów ośrodka warszawskiego, i to w sposób w miarę możliwości jednolity dla całego obszaru krystaliniku Śnieżnika. To właśnie jest celem niniejszej publikacji, adresowanej głównie do

geologów pracujących na tych terenach, którzy często bywają zdezorientowani opiniami poszczególnych autorów o odrębnych odcinkach terenowych i narażeni na rozliczne wątpliwości. Jako dokumentację faktograficzną przedstawionych tu obecnych poglądów autora dołączono do tekstu pracy 25 tabel liczbowych

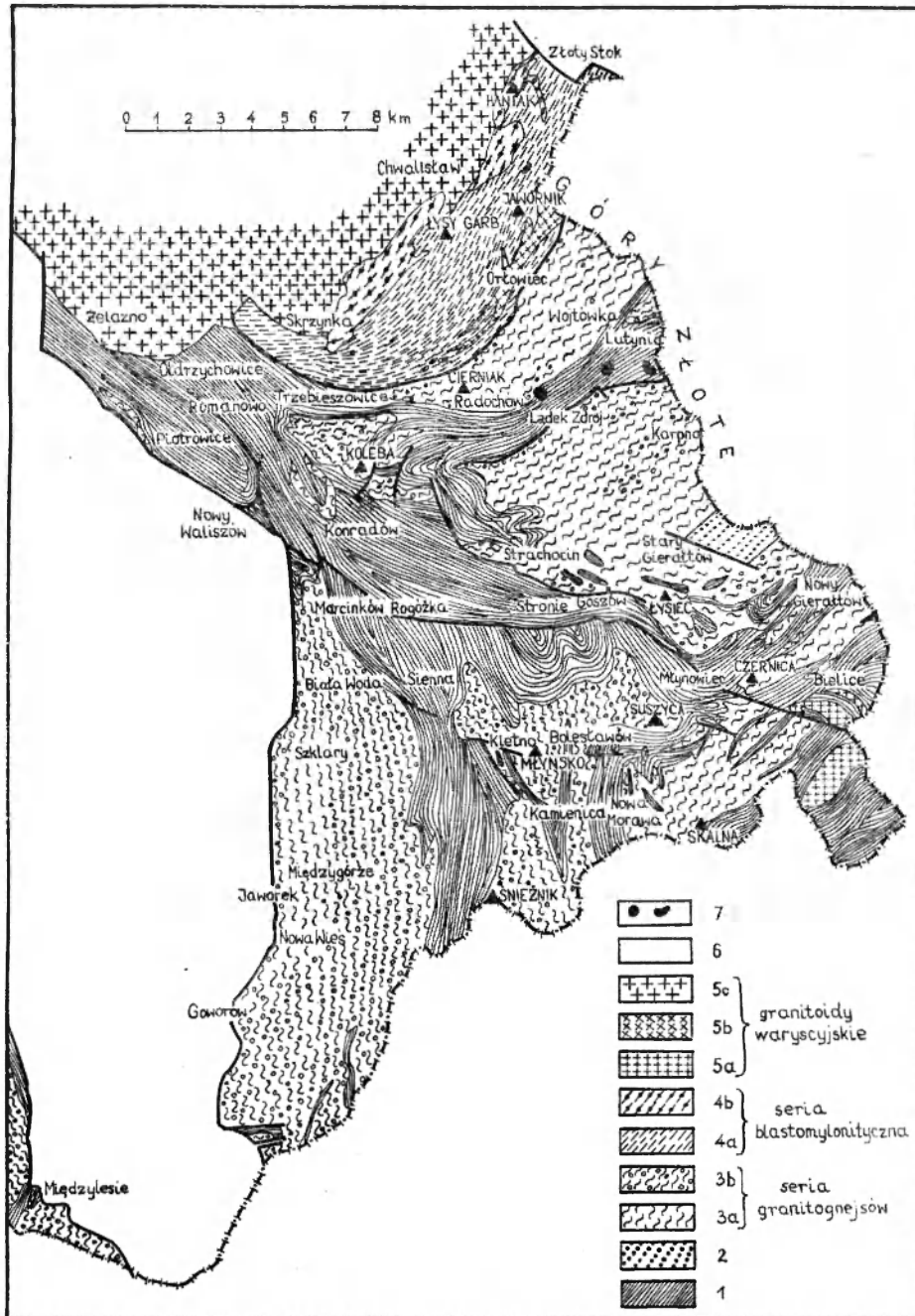


Fig. 1

Szkic geologiczny metamorfitu Śnieżnika i Gór Złotych, według Dona (1964) z modyfikacjami autora

1 – seria strońska (bez zróżnicowania); 2 – seria granulitowa; 3a – granitognejsy typu gieraltowskiego; 3b – granitognejsy typu śnieżnickiego; 4a – blastomylonity i blastocataklazyty; 4b – gnejsy haniackie; 5a – granitoidy Bielić; 5b – granitoidy jawornickie; 5c – granitoidy kłodzko-złotostockie; 6 – górna kreda; 7 – bazaltoidy kenozoiczne

Geological sketch-map of the Śnieżnik and Złote Góry metamorphic area (after Don 1964 with present author's modifications)

1 – Stroń Series (nondifferentiated); 2 – granulitic Series; 3a – granite gneisses of Gieraltów type; 3b – granite gneisses of Śnieżnik type; 4a – blastomylonites and blastocataclases; 4b – gneisses of Haniackie type; 5a – Bielić granitoids; 5b – Jawornik granitoids; 5c – Kłodzko-Złoty Stok granitoids; 6 – upper cretaceous; 7 – cenozoic basalts

analiz mikrometrycznych i chemicznych wszelkich skał metamorficznych omawianego obszaru, które zdołał autor wyłowić ze wszystkich znanych mu prac szczegółowych tak publikowanych, jak i niepublikowanych, i uporządkować według jednolitego systemu.

Dla ogólnej orientacji załączono szkic geologiczny całości obszaru oparty w zasadzie na mapce Dona (1963), lecz zmodyfikowany w niektórych szczegółach zgodnie z poglądami zreferowanymi w niniejszej pracy (fig. 1).

Zakodowane w kompleksach metamorficznych cechy minerałów i struktury poszczególnych skał są niełatwe, na ogół, do jednoznacznego odczytania i zinterpretowania, lecz niewątpliwie wskazują na pewną zmienność w kolejności czasowej warunków przebudowy metamorficznej. Odtworzenie tej ewolucji metamorficznej i ogólnikowe chociażby tylko określenie warunków fizykochemicznych przebudowy w poszczególnych, kolejnych jej etapach jest właśnie głównym zadaniem petrografa. Jeśli poszczególne te etapy różnią się drastycznie pod względem warunków i przedstawiają z gruntu odmienne typy metamorfizmu, np. metamorfizm regionalny progresywny, ultrametamorfizm i migmatyzacja, mylonityzacja i diafloreza, metamorfizm kontaktowy, mamy do czynienia z polimetamorfizmem, który — jak wynika z nowszych badań — jest właśnie na całym świecie najpospolitszy w wielkich orogenezach wszelkiego wieku. Tak też jest i w krystaliniku Śnieżnika.

Całość ewolucji polimetamorficznej danego kompleksu nie musi mieścić się w obrębie jednego cyklu orogenitycznego. Czasem trwa ona znacznie dłużej i — z pewnymi przerwami — może rozciągać się na dwa lub nawet więcej odrębnych cykli orogenitycznych; wtedy mówimy o policyklicznej ewolucji metamorficznej (den Tex 1974). Niewątpliwie jej stwierdzenie jest zawsze trudnym zadaniem i nie zawsze możliwym, lecz dziś już znamy szereg pewnych przykładów z różnych kontynentów: w Europie np. Alpy (prekambr—waryscy—alpejska orogeneza), zachodnia Norwegia (prekambr—kaledonik), NW Hiszpania, Szkocja i in. Czy w metamorfiku Śnieżnika można dopatrywać się policykliczności, czy tylko monocyklicznego polimetamorfizmu? To zależy od tego czy dostrzegamy tu oznaki oddzielnych orogenez — kadomskiej, kaledonńskiej, waryscyjskiej — jak to do niedawna było powszechnie przyjmowane, czy też zgodnie z sugestią H. Teisseyre'a z 1975 r. mamy tu raczej do czynienia z jednym tylko, niezwykle w czasie rozciągniętym cyklem orogenicznym kaledonno-waryscyjskim, zaczynającym się w późnym prekambrze, a kończącym w karbonie. W pierwszym przypadku mielibyśmy do czynienia z ewolucją poli-

cykliczną, w drugim — z monocykliczną. Czy petrografia śnieżnickiego kompleksu metamorficznego może przyczynić się do rozstrzygnięcia tej alternatywy?

W roku 1976 z okazji konferencji terenowej w Międzyzlesiu ukazał się artykuł Dumicza zatytułowany *Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej*, doskonale zredagowany i wielce sugestywny. Na podstawie najnowszych danych, w pierwszym rzędzie mezostrukturalno-tektonicznych i znalezionych przez Gunię śladów fauny uznanej przez niego za staropaleozoiczną, autor ten wysuwa hipotezę roboczą, że granitognejsy krystaliniku śnieżnickiego, a więc granitognejsy śnieżnickie i gierałtowskie, są wytworem tektogenu starowaryscyjskiego. Nie zamierzam polemizować tu z autorem tej koncepcji, zbyt różni się od niego doбором metod badawczych i argumentacji naukowej. Chcę tylko zasygnalizować swe wątpliwości, co do wagi argumentów oraz podstaw merytorycznych rozumowania autora i większości wrocławskich geologów. Przy tej okazji pragnąłbym też zwrócić uwagę na pewne nieścisłości w ich charakterystyce kompleksów metamorficznych Śnieżnika.

1. Fakt, że kierunki deformacji w kompleksach metamorficznych Śnieżnika są tylko takie, jakie ujawniają się w seriach kaledonno-waryscyjskich nie musi świadczyć o młodszym wieku tych kompleksów, co przyznawał też H. Teisseyre (1975). Uznał on tylko większe prawdopodobieństwo poglądu o równoczesności kaledonno-waryscyjskich mezostruktur w tych kompleksach, co nie jest całkiem przekonujące, gdyż starsze kierunki mogły ulec zupełnemu zatarciu, a z drugiej strony system starszych kierunków mógł narzucić swą geometrię kierunkom deformacji młodszym, czego przykłady bywały gdzie indziej na świecie wielokrotnie opisywane.

2. Wykryte przez Gunię (1976) w metamorficznych kwarcytach okolic Goszowa mikroskopowe ślady fauny przypominają jego zdaniem (str. 42) fragmenty szkarłupni i ramienionogów. Jak na razie okazały się one bliżej nieoznaczalne skutkiem deformacji i przekształcenia, czemu trudno się dziwić wobec przynależności kwarcytów do mezozonalnie na ogół zmetamorfizowanej serii strońskiej. To że w ogóle jakiegokolwiek ślady organiczne udało się zauważyć w kwarcytach goszowskich mogło być spowodowane tym, że różnią się one od wszystkich innych kwarcytów metamorfiku Śnieżnika zupełnym niemal brakiem nowo utworzonych typowo mezozonalnych minerałów metamorficznych — składają się prawie wyłącznie z kwarcu i jasnego łuszczyku (Butkiewiczowa 1972). Przesądzenie o ich staropaleozoicznym wieku na podstawie bliżej nieoznaczalnych śladów fauny i nazywanie tego „reperem stratygrafi-

cznym” budzić musi poważne wątpliwości. Dołączone do wspomnianej publikacji mikrofotografie mogłyby nawet wskazywać na nieorganiczne twory mineralne, z których dziwnym ukształtowaniem nieraz petrograf skał metamorficznych spotyka się w swych studiach mikroskopowych.

3. Uznawanie za „reper stratygraficzny” oznaczeń tzw. „wieku bezwzględny” biotyту z granitognejsu (382 ± 16 milionów lat) i fengitu z eklogitu (384 ± 16 milionów lat) z okolic Nowej Wsi, które to dane uzyskane metodą potasowo-argonową zostały przytoczone w publikacji geochemicznej Bakun-Czubarowej (1968), należy dziś uznać za duże nieporozumienie, bowiem w istocie nie określają one wieku łyszczyków ani wieku skał. Co oznaczają te dane — o ile w ogóle odpowiadają naprawdę jakiemś konkretnemu wydarzeniu geologicznemu — wymagałoby udowodnienia za pomocą jakichś innych metod.

Teoretycznie można by się domyślać, że obie wymienione skały w czasie ostatniego w swej ewolucji ochładzania (związanego przypuszczalnie z wypiętrzaniem się kompleksu metamorficznego) przekroczyły (w dół skali temperatury) ok. 380 mln lat temu temperaturę zamknięcia struktury łyszczyków dla ucieczki argonu radiogenicznego. Z rozlicznych eksperymentów wiadomo, że argon pochodzący z radioaktywnego rozpadu potasu ^{40}K nie może być w strukturach łyszczyków trwale zatrzymywany i uchodzi z nich ze wzrostem temperatury. Są pewne temperatury graniczne, poniżej których ucieczka argonu maleje tak znacznie, że dla celów geochronologicznych może być pominięta. Dla muskowitu i fengitu określono temperaturę zamknięcia na ok. 500°C , dla biotyту na ok. 300°C , nowsze spostrzeżenia zresztą jeszcze obniżają ich poziom. Tak więc dane opublikowane przez Bakun-Czubarową (1968) nie wskazują na wiek łyszczyków lub zawierających je skał, lecz co najwyżej na czasy, w których z punktu zerowego ruszyły „zegary izotopowe potasowo-argonowe”, czasy według wszelkiego prawdopodobieństwa znacznie późniejsze od wieku blastyzy skał. Warto przy tym zauważyć, że data wyliczona z fengitu powinna być znacznie wcześniejsza niż wyliczona z biotyту, wobec podanych wyżej znacznych różnic temperatur zamykania się dla ucieczki argonu ze struktur obu tych łyszczyków. Zgodność dat uzyskanych z wymienionych dwu różnych łyszczyków wcale nie jest dowodem prawdziwości obliczonego na ich podstawie wieku skał. Mogłaby ona najwyżej wskazywać na szybkie stygnięcie masywu w przedziale $500\text{--}300^\circ\text{C}$, co z innych względów jest bardzo mało prawdopodobne.

Biorąc sprawy realnie, nawet takich wniosków nie możemy uważać za całkiem wiarygodne. Nie

wiemy bowiem czy w chwili zamykania się struktur łyszczyków cały wcześniej utworzony argon po-potasowy został z nich wypędzony, poza tym nie-rzadkie są przypadki „argonu nadwyżkowego”, który z zewnątrz doprowadzony później został do struktury analizowanych minerałów.

Krótko mówiąc metoda potasowo-argonowa stosowana do łyszczyków, dająca dobre wyniki w przypadku niezbyt starych law i płytkich intruzji, nie nadaje się zupełnie do oceny wieku skał metamorficznych, zwłaszcza o przeszłości polimetamorficznej. Lepsza jest metoda zastosowana do hornblend metamorficznych, ze względu na znacznie lepszą niż w łyszczykach retencję argonu w strukturach krystalicznych, lecz argon nadwyżkowy częściej prowadzi tu do poważnych omyłek. Szczególnie ostrożnie należy podchodzić do pojedynczych oznaczeń tą metodą. Dopiero całe ich serie i analizy rozkładu dat w zależności od typu minerałów, zawartości w nich potasu i od sytuacji geologicznej pozwalają na wiarygodną interpretację wyników.

O wiele lepiej niż metoda potasowo-argonowa do geochronologii skał metamorficznych i głęboko plutonicznych nadaje się metoda rubidowo-strontowa, przeprowadzana przeważnie również na łyszczykach. Wprowadzie stront rubidopochodny również często opuszcza struktury łyszczyków na drodze dyfuzji nasilającej się wybitnie przy wzroście temperatury, w stopniu porównywalnym do po-potasowego argonu. Jednakże zaznacza się tu poważna różnica polegająca na tym, że po-rubidowy izotop strontu uchodząc ze struktury łyszczyku jest zatrzymywany w skale, w minerałach otaczających. Wystarcza więc obok stosunku $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ w łyszczykach oznaczyć stosunek tych samych izotopów w całej skale, aby zdobyć podstawy do oceny bezwzględnego jej wieku.

W pełni wiarygodne dane geochronologiczne dla skał metamorficznych pewnego kompleksu można uzyskać tylko na podstawie dużych serii oznaczeń stosunków izotopowych dokonywanych różnymi metodami w różnych minerałach i w obrębie różnych skał tego samego kompleksu; metodami rubidowo-strontową na łyszczykach i całych skałach z zastosowaniem izochronów, potasowo-argonową na hornblendach amfibolitów, uranowo-ołowiową w różnych jej odmianach na cyrkonach, ewentualnie jeszcze innymi mniej pospolitymi metodami. Porównywanie i dyskusja zgodności wyników tych różnych oznaczeń daje maksimum wiarygodności oznaczeń. Wiele artykułów na ten temat wyszło w ostatnich 8 latach spod pióra Burcharta (1969, 1971a, 1971b, 1975) i dziwić się można, że tak słabo zostały one spopularyzowane wśród krajowych geologów. Niestety nie ma dotychczas w Polsce możliwości wykonywania takich

badan we właściwym zakresie i z dostateczną precyzją. Czy długo jeszcze przyjdzie nam czekać na ich realizację?

Z wyżej omówionych względów autor uważa odmładzanie metamorfizmu krystaliniku Śnieżnika do waryscyku za niedostatecznie na razie uzasadnione. Dlatego przy przedstawianiu w niniejszej pracy ewolucji polimetamorficznej tego kompleksu, w pewnej kolejności czasowej różnych procesów, powstrzymano się od umieszczenia ich w obrębie konkretnych cykli orogenicznych. Będzie to możliwe dopiero wówczas, gdy różnego rodzaju dane przestaną budzić wątpliwości i dadzą się uzgodnić. Ustalenie kolejności różnych procesów blastezy i określenie przyczyn takiego, a nie innego ich przebiegu ma zresztą samo przez się pewną wartość naukową, niezależnie od ich konkretnego umiejscowienia w bezwzględnej skali czasu.

Przed rozpoczęciem części opisowej autor chciałby jeszcze omówić krytycznie niektóre rozpowszechnione punkty widzenia dotyczące procesów metamorficznych.

W opisach geologicznych krystaliniku Śnieżnika przeważnie akcentuje się podział skał metamorficznych na skały suprakrystalne i infrakrystalne, przyjmując zasadnicze różnice genetyczne pomiędzy nimi. Skały serii strońskiej, jako suprakrystalne przeciwstawia się gnejsom gierałtowskim i śnieżnickim, jako skałom infrakrystalnym. Pierwsze powstały z materiałów nagromadzonych na powierzchni ziemi — osadów i wulkanitów — stąd nazwa skał suprakrystalnych. W drugich dopatrujemy się oznak przeobrażeń na większych głębokościach skorupy ziemskiej, przy większym lub mniejszym udziale dopływu niektórych najbardziej ruchliwych składników z jeszcze większych głębin — stąd określenie skały infrakrystalne.

Trzeba sobie jednak uświadomić, że skały infrakrystalne zanim dostały się pod wpływ większych głębokości, były najpierw skałami suprakrystalnymi i ślady tego faktu często są dobrze zachowane. Wśród gnejsów gierałtowskich (rzadko śnieżnickich) masywu Śnieżnika często pojawiają się przeławicenia bardzo bliskie paragnejsom lub amfibolitom serii strońskiej i na odwrót w kompleksach paragnejsów strońskich spotyka się ławice jaśniejsze, silniej przekrystalizowane i wtórnie wzbogacone w skaleni, stanowiące jak gdyby petrograficzne przejścia w gnejsy gierałtowskie. Tak więc skały suprakrystalne i infrakrystalne są ze sobą powiązane przejściami tak petrograficznymi, jak genetycznymi i nie można ich zbyt ostro odgraniczać. Ponadto zaś na omawianym obszarze występują serie skalne nie dające się przydzielić ani do jednych, ani do drugich. Należą tu np. granulity, które niewątpliwie mają pochodzenie suprakrystalne, lecz przekrystalizowały w dużych głębokościach, nie zdradzając przy tym żadnych oznak wglębnego dopływu

substancji. Drugim przykładem są serie blastomylonityczne strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka, powstałe przez kataklazę i diaforezę skał supra- i infrakrystalnych reszty obszaru oraz nałożoną później blastezę niskociśnieniową, a wysokotermiczną. Dlatego w niniejszej pracy autor proponuje podział metamorfizmu Śnieżnika na następujące 4 serie petrogenetyczne: strońska, granitognejsów, granulitowa, blastomylonityczna.

W rozważaniach petrogenetycznych dotyczących skał metamorficznych nie tylko w Polsce, lecz i na całym świecie, przypisuje się dominującą rolę stanom równowagi pomiędzy współistniejącymi w skałach minerałami przy stałym składzie chemicznym skały, lecz w podlegających zmianom warunkach temperatury i ciśnienia. Wzory reakcji metamorficznych prowadzących do takich czy innych kombinacji mineralnych przy różnych p i t uzyskuje się z eksperymentów laboratoryjnych i stosowania prawideł termodynamiki. Nie negując znaczenia termodynamiki dla wyjaśniania tworzenia się i koegzystencji minerałów w skałach metamorficznych trzeba podkreślić, że przeobrażenia tych skał w przyrodzie łączą się z tyłoma komplikacjami natury fizykochemicznej, że przewidywanie równowag lub ich braku jest mocno utrudnione.

Jedną z pospolitych komplikacji jest to, że skał metamorficznych w przyrodzie zwykle nie możemy uważać za systemy zamknięte. Dyfuzja różnych jonów w roztworach wodnych wypełniających przestrzenie międzyziarnowe doprowadzać może z zewnątrz różne jony — z anionów najczęściej (OH), (HCO₃), Cl, z kationów Na, K, Ca — i wpływać na rodzaj nowo powstających minerałów. Eksperymentalnie wykazano (Althaus, Winkler 1962), że wzrost zakwaszenia w określonych interwałach temperatury wpływa na tworzenie się łuszczaków ze skaleni, natomiast alkalizacja odwrotnie — na blastezę skaleni kosztem łuszczaków.

Istotne jest, że w petrografii zbyt rzadko dostatecznie uwzględniane są sprawy kinetyki chemicznej w przeobrażających się skałach. Na ogół reakcje między minerałami krzemionkowymi przebiegają leniwie i z wielkimi zahamowaniami, o ile jakieś czynniki fizyczne czy chemiczne ich nie przyspieszą. Dlatego tak często obserwujemy w skałach minerały, które nie mogą przedstawiać równowagi z otoczeniem, lecz stanowią relikty ze stadiów poprzednich, co zresztą jest okolicznością pomyślną dla odczytania ewolucji metamorficznej. Lecz z drugiej strony nieraz trudno jest rozpoznać minerały będące i nie będące w równowadze w poszczególnych skałach i na tej podstawie ocenić właściwie warunki danego etapu metamorfozy.

O minerałach w skałach metamorficznych zwykło się sądzić, że krystalizowały we właściwych sobie

geometrycznie prawidłowych strukturach sieciowych i są przez to tworami doskonałymi, fizykochemicznie zrównoważonymi. Wcale tak być nie musi! Często, a w wielu przypadkach z reguły, ich sieci krystaliczne od razu przy wzroście wytworzyły różnego rodzaju defekty lub luki, będące przyczyną nierównowagi i łatwości uruchamiania wtórnych reakcji z otaczającym środowiskiem, które w przypadku idealnej prawidłowości budowy wewnętrznej nigdy by nie miały miejsca. Takich defektów sieci krystalicznej nie możemy dostrzec pod mikroskopem. Widoczne natomiast produkty reakcji, w postaci kanalików korozyjnych, żyłek, wrostków itp., im właśnie przypuszczalnie zawdzięczają swe powstanie, np. objawy myrmekityzacji, wtórnej pertytyzacji, plamistej albityzacji innych skaleni w różnych tajemniczych formach itp. Ostro odcinające się plamy czystego albitu w centrach ziarn plagioklazów wcale nie muszą oznaczać odwróconej budowy pasowej i rozpoczęcia krystalizacji plagioklazów od albitu, lecz mogą być spowodowane tym, że jądra ziarn plagioklazowych były szczególnie bogate w defekty sieciowe i łatwo ulegały późniejszej albityzacji.

Różne przedstawione powyżej komplikacje świadczą zdaniem autora, że osiągnięcie równowagi fizykochemicznej nie jest kamieniem węgielnym nauki o metamorfizmie, lecz przeciwnie, że objawy braku równowagi są bardzo pospolite i ważne dla interpretacji reakcji metamorficznych, choć często zamasko-

wane, skomplikowane i trudne do interpretacji fizykochemicznej.

W przedstawionej na następnych stronach charakterystyce petrograficznej kompleksów metamorficznych regionu Śnieżnika Kłodzkiego posłużono się zarówno obserwacjami własnymi, gromadzonymi przez 30 lat w terenie i w pracowni, i przeważnie ogłoszonymi drukiem w szczegółowych publikacjach, jak też danymi naukowymi zebranymi w tym okresie przez uczniów i współpracowników autora, i opublikowanymi w licznych pracach. Cały ten materiał — dość niejednorodny i interpretowany dotychczas według różnych koncepcji naukowych, które w tak długim okresie podlegały istotnym zmianom — autor próbuje obecnie naświetlić możliwie jednolicie, zgodnie ze swymi obecnymi poglądami, opartymi na najnowszych osiągnięciach nauki o metamorfizmie. W końcowym rozdziale postarano się sformułować hipotetyczny przebieg ewolucji metamorficznej całości metamorfiku Śnieżnika, jaki przy obecnym stanie wiedzy wydaje się autorowi najbardziej prawdopodobny. Celowo i z całą świadomością nie umieszczono tego łańcucha procesów metamorficznych w konkretnej skali czasu geologicznego, ograniczając się tylko do określenia kolejności przeobrażeń. Będzie można to uczynić dopiero wtedy, gdy uzyskamy w pełni wiarygodne podstawy oceny wieku głównych grup skalnych.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

SERIA STROŃSKA

Jest to seria bardzo zróżnicowana, petrograficznie zmetamorfizowana przeważnie w średniociśnieniowym i niskotermicznym sektorze facji amfibolitowej. Przewagę ilościową mają w jej obrębie przeróżne paragnejsy mikowe z przejściami do łupków mikowych: w obrębie dominujących takich kompleksów grubsze i cieńsze wtrącenia tworzą kwarcyty, w tym częściowo bogate w grafit i poprzekładane łupkami grafitowymi amfibolity i łupki amfibolowe, marmury kalcytowe i dolomitowe — lokalnie wzbogacone w krzemiany wapniowe i przechodzące wówczas w erlany. Po czeskiej stronie granicy seria ta zwana jest zwykle przez tamtejszych geologów serią Starego Miasta, której to nazwy używali również niektórzy polscy geolodzy dla południowo-wschodnich partii polskich terenów w rejonie Bielicy. Urozmaicenie petrograficzne serii jest powodem do określania jej przez geologów czeskich, analogicznie do terenów moldanubskich, mianem serii pstrej.

Poszczególne części krystaliniku Śnieżnika są wybitnie zróżnicowane pod względem ilościowego udziału wtrąceń w łupkowo-paragnejsowym tle. Północno-zachodnia odnoga tego krystaliniku — Krowiarki — obfituje szczególnie we wtrącenia marmurów, bez częstych gdzie indziej przejść w masywne erlany, natomiast niewielki jest tu udział amfibolitów, a znikomy kwarcytów. Po zachodniej stronie Śnieżnika marmury zanikają, amfibolity są mocno ograniczone, natomiast kwarcyty są potężnie rozwinięte; po północno-zachodniej zaś stronie marmury są obfite i często przechodzą w masywne erlany. W rejonie Młynowca amfibolity tworzą nieliczne wtrącenia w paragnejsach, natomiast w sąsiednim rejonie Bielicy i źródeł rzeki Bielawki amfibolity i łupki epidotowo-amfibolowe stają się dominujące. W jakiej mierze tę regionalną zmienność serii strońskiej na niewielkim stosunkowo obszarze można przypisać facjalnej pstrokaciznie równoczesnych utworów, a w jakiej mierze odpowie-

działne są za to tektoniczne komplikacje serii zróżnicowanej w profilu pionowym, trudno na razie ocenić.

W każdym razie nie ulega wątpliwości, że seria strońska w całości pochodzi ze skał suprakrystalnych — osadów i wulkanitów. Przeważająca masa łupkowo-paragnejsowa pochodzi niewątpliwie z osadów piaskowcowo-mułowcowych, o składzie przeważnie polimiktycznym mniej lub więcej szarogłazowym, obfitującym w detrytyczne skalenie i łyszczyki, nierzadko z domieszką piroklastyczną. Kwarcyty odpowiadają zapewne oligomiktycznym lub prawie czysto kwarcowym warstwom w tej samej serii osadowej. Czy opisywane przez Wojciechowską (1972, 1976) jako „kwaśne metawulkanity”, jasne do kwarcytów podobne wtrącenia są płatami lawy należy raczej powątpiewać. Na podstawie paru analiz chemicznych opublikowanych przez tę autorkę (patrz tab. 6C) oraz dokładnych opisów petrograficznych Butkiewiczowej (1968); (tab. 6A, 6C), która te same skały nazwała „kwarcytognejsami mikroklinowymi”, sądzić można, że są to zmetamorfizowane tufity lub tufy ryolitowe. Marmury reprezentują oczywiście osady wapienno-dolomityczne. Wśród amfibolitów i łupków amfibolowych mamy bez wątpienia większość skał „para”, pochodzących z margli żelazistych i dających przejścia do erlanów oraz paragnejsów, lecz nie należy wątpić w możliwość udziału w nich zasadowego materiału piroklastycznego. Prawdziwe ortoamfibolity, powstałe z sillów diabazowych, płatów lawy i tufów bazaltowych, są na pewno rzadkie na całym obszarze.

ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE (tabela 1, 5)

Nazwa ta używana jest w tej pracy w znaczeniu Wenka (1963), tj. nie na podstawie ubóstwa skaleni w składzie mineralnym, lecz dla podkreślenia bardzo wybitnej foliacji, w przeciwieństwie do paragnejsów mikowych odznaczających się słabszą foliacją i oddzielnością płytową lub ławicową. Wprawdzie niewielki udział skaleni przy obfitości łyszczyków i kwarcu zawsze sprzyja delikatniejszej foliacji i łupkowej oddzielności, a obfitość skaleni — zwłaszcza grubiej skryształizowanych — zaciera foliację i powoduje grubiej płytową oddzielność, lecz zdarzają się nieraz wyjątki: łupki mikowe dość bogate w skalenie i stanowiące przejścia do mikowych paragnejsów, tak iż nie ma drastycznych różnic pod względem udziału skaleni pomiędzy cienko łupiącymi się łupkami a grubopłytkowymi paragnejsami. W metamorfiku Śnieżnika na ogół wybitnie przeważają paragnejsy, bardziej skłonne do tworzenia w terenie dużych skalic, podczas gdy łupki najczęściej tworzą cienkie przekładki pomiędzy ławicami masywnych paragnejsów,

rzadziej zaś oddzielne grubsze pakiety. W łupkach pospolite bywają grubsze lub cieńsze żyły kwarcowe.

Barwa łupków jest szara w różnych odcieniach, często nieco zielonkawych, połysk na powierzchniach foliacji jedwabisty lub srebrzysty. Tekstura jest równoległa z naprzemianległymi laminami zgodnie ułożonych łyszczyków i mozaikowo granularnego kwarcu, częste jednak jest sfałdowanie lamin lub mocne ich połażdżenie. W tym ostatnim przypadku laminy łyszczykowe są dysharmonicznie drobno sfałdowane, laminy kwarcu porozrywane na fragmenty lub soczewki, miękko opływane przez pakiety łyszczykowe. W laminach łyszczykowych często uczestniczy czarny pigment rozpylonego grafitu, znaczący czarne faliste smużki. Gdy laminy kwarcu stają się grube, a łyszczyki ograniczone do cieniutkich plastrów lub rozproszone w mozaice kwarcowej, skały przechodzą w łupki kwarcytowe lub łupkowate kwarcyty, przy czym foliacja wybitnie słabnie. Przejścia do paragnejsów, również osłabiające foliację, dokonują się przez liczniejsze pojawianie się skaleni, głównie plagioklazów, albo wszędzie wzdłuż lamin łyszczykowych, albo w niektórych tylko partiach skały. Zmienność składu mineralnego na podstawie analiz mikrometrycznych 57 próbek z całego obszaru ilustruje tabela 1, skład chemiczny 4 próbek — tabela 5. W składzie chemicznym uderza dość niski udział krzemionki, wysoki zaś glinki i bardzo znaczna przewaga potasu nad sodem, wszystkie te cechy spowodowane są obfitością łyszczyków, a ubóstwem plagioklazów.

Łyszczyki najczęściej reprezentowane są przez białą mikę i biotyt. W rzadkich przypadkach jedynym łyszczukiem bywa biała mika, do zupełnych wyjątków należą łupki z samym biotytem. Najczęściej biotyt ulega częściowej, rzadziej całkowitej chlorytyzacji, przy czym powstaje bardzo słabo dwójłomny pennin. W niektórych jednak skałach występuje chloryt w osobnych blaszkach, ostro graniczący z biotytem i robiący wrażenie minerału pierwotnego. Oba te minerały mogą bowiem w wąskim zakresie p/t krystalizować jednocześnie obok siebie w równowadze, gdy zaznacza się pewien deficyt potasu w stosunku do $(Mg+Fe)$, Al i (OH) . Biała mika odznacza się najczęściej małym kątem $2V\alpha$, który może oznaczać zbliżenie do fengitu i dlatego w opisach niniejszej pracy unika się nazwy muskowit, mogącej być w wielu przypadkach niewłaściwą. Częściej biała mika przeważa nad sumą biotyту i chlorytu, rzadziej bywa odwrotnie. Zdarzają się przypadki, gdy płytki białej miki przecinają w poprzek laminy obu łyszczyków, co każe domyślać się dwu generacji tego minerału. Biotyt ma różny skład chemiczny, co objawia się też różnym zabarwieniem i pleochroizmem. Zawartość białej miki zmienia się w granicach 1—53 % objętości.

Ze skaleni pospolity jest plagioklaz o składzie albit-oligoklaz (2–27% anortytu) w ilości zmiennej 0–36% obj., a najczęściej 0,5–15% obj. Oligoklaz bywa przeważnie zmaczony drobnymi wzrostkami serycytowymi, przetkany wzrostkami łyszczyków i kwarcu, i smużkami czarnego pyłu grafitowego. Rozmieszczenie jego w skale bywa rozmaite. Najczęściej występują drobne, nieforemne lub soczewkowe blasty w obrębie lamin łyszczykowych, do których środka z tych lamin wkraczają zgodnie zorientowane łuski łyszczyków oraz smużki pyłu grafitowego. Często pojawiają się zgodne z laminami mocno wydłużone przekroje takiego samego oligoklazu. W przypadku cienkich lamin łyszczykowych nieraz obserwuje się na ich granicy z mozaikowym kwarcem cienkie nabłonki mętawego plagioklazu. Wszystkie te formy występowania wskazują wyraźnie na wtórne uruchomienie substancji plagioklazowej w laminach łyszczykowych i krystalizowanie jej na ich miejscu kosztem obu łyszczyków, pomimo tego że część tej substancji mogła mieć pochodzenie detrytyczne w pierwotnym osadzie. O wiele rzadsze są blasty plagioklazu tkwiące w mozaice kwarcowej, bez znamion wypierania jakiegokolwiek starszego minerału. W takich przypadkach nie ma podstaw do zaprzeczania ich pierwotnemu detrytycznemu pochodzeniu.

Albit jest mniej rozpowszechniony i ma odmienny rozwój. Jego blasty są większe, bardziej automorficzne, pozbawione zmeńnienia serycytowego i klarowne, choć również obfitują we wzrostki wszystkich minerałów, z zachowaniem kierunkowości łyszczyków i smużek grafitowych. Często widzi się je nagryzające i głęboko korodujące mętne oligoklasy. Nie ulega wątpliwości, że stanowią one osobną, późniejszą generację skaleniową, która dopiero w paragenezach niektórych typów uzyskuje większe znaczenie.

Skaleń potasowy jest rzadko dostrzegalny w łupkach mikowych. W mikroskopowej obserwacji nie zdradza trójskośności. Czasem widzimy go w postaci korodującej oligoklaz i albit, czasem pojawia się wśród mozaiki kwarcowej. Jego ilość nie przekracza kilku procent.

Z minerałów drugorzędnych najbardziej rozpowszechniony jest granat liczący do 18% objętości skały, najczęściej 2–7%. Jest to granat bliski almandynowi, jak wykazuje przykładowa analiza¹ z łupku dwumikowego ze staurolitem i albitem z południowych stoków góry Krzyżnik nad Stroniem Śląskim (Miziołek 1957). Zawiera on 75% almandynu,

12% andradytu, 8% spessartynu i 4% piropu (w stosunkach wagowych). Najczęściej rozwija się w obrębie lamin łyszczykowych albo w postaci ślimakowych fragmentów, albo w postaci pełnych idioblastów obfitujących we wzrostki różnych minerałów, często w spiralnym układzie znamionującym parakinematyczny wzrost. W obrębie lamin mozaiki kwarcowej granat wzrasta przeważnie szkieletowo, tzn. w pierw rozwijając się w intergranularach i tworząc nieregularną siatkę z oczkami wypełnionymi kwarcem, a potem stopniowo lepiej wypełniając przestrzeń usianą niezliczonymi wzrostkami kwarcu i innych minerałów.

Rozpowszechniony w omawianych skałach jest również staurolit albo w całkiem drobnych, albo dość grubych foremnych słupkach i nieregularnych ziarnach, słabo pleochroicznych w żółtawych barwach. Ilość jego może dojść do 14% objętości skały, zwykle jednak waha się w granicach 1–3%, lecz bardzo często nie ma go wcale. Najczęściej skupia się w laminach łyszczykowych. Z wzrostków najpospolitsze są w nim kwarc i grafit.

Bardzo rzadki, lecz charakterystyczny, a w dotychczasowych publikacjach nie wymieniany, jest chlorytoid, minerał odpowiadający wysokociśnieniowemu, lecz niżej termicznym niż właściwe serii strońskiej, warunkom metamorfizmu regionalnego. Jego godne uwagi wystąpienia zanotowano w dwu tylko z dotychczas zbadanych próbek łupków mikowych.

Jedna z nich pochodzi z góry Krzyżnik nad Stroniem Śląskim. Jest to łupek dwumikowy z dużymi, idioblastycznymi przeważnie, staurolitami i jeszcze większymi porfiroblastami granatu. Te ostatnie są najczęściej ubogie we wzrostki, lecz w samym ich środku zjawiają się ściśle równoległe do siebie płyteczki chlorytoidu. Kierunek tych płytek jest zupełnie niezgodny z ułożeniem łyszczyków, poza granatami. Nie ma tam też nigdzie śladów chlorytoidów, natomiast występuje staurolit, który znów nigdy nie tworzy wzrostków w granacie. Ponieważ wiemy, że chlorytoid i staurolit są chemicznie podobne i tworzą się przy wysokociśnieniowym metamorfizmie regionalnym silnie żelazistych i bogatych w glin osadów, pierwszy w niższych temperaturach, drugi — w wyższych, możemy wyciągnąć następujący ważny wniosek dotyczący pewnego etapu ewolucji metamorficznej skały: Silnie żelazisty mułowcowy osad w czasie progresji metamorfizmu regionalnego dość wysokociśnieniowego najpierw osiągnął paragenezę facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej, w której rozwinął się chlorytoid, a wkrótce później granat. W dalszej progresji, w interwale 400–450°, granaty wzrastały dalej, przy czym ulegały one rotacji, chlorytoid jednak przestał być trwały, a zamiast niego zaczął

¹ W procentach wagowych SiO₂—35,58, Al₂O₃—17,87, Fe₂O₃—5,40, FeO—32,40, MnO—3,32, MgO—1,20, CaO—4,00, TiO₂—0,36, suma — 100,13.

krystalizować staurolit, tak że skała wkroczyła w niskotemperaturowy, a wysokociśnieniowy sektor facji amfibolitowej, w którym obserwujemy ją obecnie. Chlorytoid zachował się tylko w postaci „opancerzonych reliktyw” w środkach granatów, nieobecny zaś jest poza nimi, gdzie zastąpił go minerał wyższych temperatur — staurolit.

Druga próbka skały z chlorytoidem pochodzi ze wsi Piotrowice w paśmie Krowiarek, z NW stoków wzgórza Golina. Jest to łupek chlorytowo-muskowitowy z chlorytoidem, staurolitem i granatem, skała stosunkowo uboga w kwarc, z laminacją silnie zaburzoną i zatartą skutkiem sfałdowania, pozgnięcia, zmierzwienia minerałów blaszkowych i powyciskania mozaiki kwarcowej w pourywane soczewki i guzy. Przeważa mocno rozdrobniony biały łyszczyk. Biotytu nie ma wcale, za to dużo jest mocno zielonego i silnie pleochroicznego chlorytu o nadzwyczaj słabej dwójłomności. Być może chloryt ten powstał z biotyty, wydaje się jednak bardziej prawdopodobne, że jest on pierwotny, gdyż nigdzie nie widać wyraźnych reliktyw niezupełnie schlorytyzowanego biotyty. W niektórych miejscach wśród białej miki, licznie występuje chlorytoid w zgodnych z miką nieforemnych płytkach o silnym reliefie i grubej łupliwości, tu i ówdzie zbliżony według (001). Barwy interferencyjne są niebieskoszare, znacznie wyższe niż u chlorytu, kąt $2V\gamma$ ok. 40° , znak opt. +, pleochroizm wyraźny $\gamma < \alpha \leq \beta$ (γ — prawie bezbarwny, α — szarozielonkawy, β — szaroniebieskawy). Obok chlorytoidu występuje też staurolit w drobnych ziarenkach i słupkach, zdający się pozostawać w równowadze z chlorytoidem. Granat jest nierzadki, lecz w niepełnych niedokształconych ziarnach, obficie przerosły kwarcem i chlorytoidem, nigdy staurolitem. Wydaje się, że skała pochodzi z samego pogranicza facji epidotowo-albitowo-amfibolitowej i amfibolitowej, kiedy to granat nie rozwinął się jeszcze w pełni, staurolit dopiero co zaczął się wydzielać, a chlorytoid nie zaczął jeszcze na dobre zanikać.

Stałym, lecz skąpym składnikiem, jest turmalin w drobnych automorficznych słupkach o barwie dla drgań zwyczajnych ciemnozielonkawy w różnych odcieniach. Równie powszechne są drobne ziarenka apatyty i malutkie granulki cyrkonu. Sporadycznie obserwowany był dysten i syllimanit. Niektóre łupki zawierają sporo kalcytu, wtedy też zwykle pojawiają się epidoty i tytanit. W próbach bardziej obfitujących w tlenki żelaza zwykle występuje w drobnych ilościach piryt. Bardzo symptomatyczny jest grafit, po części występujący w malutkich płyteczkach nierówno rozsianych w różnych minerałach, przeważnie jednak rozpylony smugami w laminach łyszczykowych i ciemno je pigmentujących.

Charakterystyczne zjawisko związane z grafitem polega na tym, że gdziekolwiek na drodze pasma łyszczykowego pigmentowanego grafitem wyrósł blast granatu albo staurolitu, albo plagioklaz, tam łyszczyki nagle kompletnie znikają, a smuga grafitowa ciągnie się bez zmiany kierunku na przestrzał, w poprzek owego blastu, często pofałdowana subtelnie tak, jak pasmo łyszczykowe. Łyszczyki bowiem zostały zużyte na wzrost blastu krzemianu, natomiast grafit był nie do użycia i pozostał nietknięty, znacząc tylko w obrębie blastu struktury przed jego wzrostem istniejące na jego miejscu.

PARAGNEJSY ŁYSZCZYKOWE (tabela analiz mikrometrycznych 2, 3, 4, 6; tabela analiz chemicznych 5)

Skały te zdecydowanie dominują na całym obszarze występowania serii strońskiej. Przedstawiają dość dużą zmienność wykształcenia petrograficznego, dostrzegalną po części nawet megaskopowo, a spowodowaną głównie ilościową proporcją skaleni, ich jakością i sposobem wykształcenia. Kierując się tymi względami można paragneysy serii strońskiej podzielić na następujące odmiany, zupełnie nierównorzędne pod względem ilościowym:

1. Paragneysy plagioklazowe:

a) pozbawione skaleni potasowego (tab. 2),
b) zawierające skałen potasowy w zmiennej proporcji (tab. 3);

2. Paragneysy porfiroblastyczne (tab. 4, nr 140—157);

3. Paragneysy albitowe (tab. 4, nr 125—139);

4. Paragneysy syenitoidowe (tab. 4, nr 158—167);

5. Kwarcytogneysy mikroklinowe (tab. 6A);

6. Blastomylonityczne gneysy mikroklinowe (tab. 6B).

Paragneysy 1. a) i b) są wszędzie bardzo obfite i spotykane w dużych masach, często tworzące na grzbietach i zboczach okazałe skałki i zaznaczające się wyraźnie w morfologii. Odmiany 2. i 3. są nieporównanie rzadsze i do niektórych tylko terenów przywiązane, odmiana 4. może być uważana za raczej wyjątkową, spotykaną dotąd w jednym wąskim paśmie.

PARAGNEJSZY PLAGIOKLAZOWE POZBAWIONE SKALENIA POTASOWEGO

Są to skały ciemnoszare, w przypadku domieszki grafitu prawie czarne, pozbawione wyraźnej foliacji i skutkiem tego prawie masywne, o oddzielności płytowej lub ławicowej. Dla oka nieuzbrojonego są niemal afaniczne lub ukazują malutkie jasne kropeczki skaleni, nie przekraczające zwykle 1 mm średnicy. Kierunkowość ich ujawnia się głównie dzięki pospolitej, delikatnej laminacji cieniutkich jasnych warstewek skaleniowo-kwarcowych.

Pod mikroskopem skały te, w przypadkach najbardziej typowych, wykazują naprzemianległe laminy skupień łuszczykowych i mozaiki kwarcowej, w obrębie których rozwijają się rozmaicie ukształtowane i w różnej obfitości blasty plagioklazów. Jak wynika z tabeli 2 proporcje wymienionych głównych składników wahają się w następujących granicach:

kwarc: 10–53 % objętości (najczęściej 16–42 %);
plagioklaz: 15–71 obj. (% anortytu 6–41, najcz. 19–45 %);

biała mika: 0–37 obj. (najcz. 6–22 %);

biotyt+chloryt: 1–35 (najcz. 4–27 %);

razem łuszczyków: 1,5–56 % obj.

Komplikacje teksturalno-strukturalne są często bardzo rozmaite. Laminy łuszczykowe, składające się normalnie z blaszek mniej więcej równoległe ułożonych i często czarno pigmentowanych grafitem, bywają często sfalowane lub nawet mocno pofałdowane, wyklinowujące się i soczewkowo nabrzmiwające, poprzerywane często i skłębione przez deformacje tektoniczne. Część łuszczyków w postaci pooddzielanych łuseczek bywa rozsiana w obrębie mozaiki kwarcowej w pozycjach zgodnych z laminacją, tu zagęszczając się lokalnie, tam znów rozrzedzając. Niektóre płytki łuszczyków układają się w skałach w poprzek laminacji. Inną przyczyną komplikacji strukturalnych jest wzrost dużych blastów plagioklazów przerywających ciągłość lamin łuszczykowych, lecz także i wśród lamin kwarcowych nierzadko wzrastają blasty skaleniowe znacznie większe od elementów kwarcowej mozaiki, wytwarzając lokalne struktury porfiroblastyczne lub poikiloblastyczne.

Biała mika należy częściowo do muskowitu, częściowo do fengitu, wykazując niejednokrotnie bardzo blade zabarwienie żółtawe lub zielonkawe z dostrzegalnym, choć bardzo słabym pleochroizmem. Biotyt bardzo rozmaicie ubarwiony — od bladobrunatnego przez czerwono-brunatny, oliwkowy, a nawet wyraźnie zielony, do czekoladowo-brunatnego, a nawet prawie czarnego dla drgań || (001) — może wykazywać nawet w jednym preparacie mikroskopowym tej skały barwy brunatne lub oliwkowe w jednych laminach, a zielone w innych. Dokoła wrostków cyrkonu lub allanitu, a także różnych nieoznaczalnych punkcików, spotyka się często bardzo wyraźne pola pleochroiczne. Chlorytyzacja biotyту, w niektórych skałach niemal doszczętna, jest zjawiskiem bardzo powszechnym.

Plagioklasy (albit-oligoklaz, rzadziej z przejściem do andezynu) rozwijają się głównie w laminach łuszczykowych w podobny sposób, jak w łupkach łuszczykowych, tylko że tu są z reguły znacznie obfitsze. W niektórych paragnejsach blasty ich wykazują słabą,

odwroconą budowę pasową lub plamistość wynikającą ze zmiennej zawartości anortytu, spowodowaną przypuszczalnie niejednorodnością przedmetamorficznej materii skalnej. Z reguły blasty oligoklaz, przyproszone serycytem i obfitujące w drobne wrostki kwarcu, występują w laminach i skupieniach łuszczykowych, i w przeważającej części na miejscu łuszczyków. Dowodem tego jest przedłużanie się ukierunkowanych pakietów łuszczykowych do wnętrza blastów plagioklazowych i zanikanie ich tutaj. Czasem wrostki łuseczek łuszczykowych w plagioklazach rozdrabniają się tak dalece, że stają się podobne do wtórnego serycytu, jednak ich ukierunkowanie zgodne z łuszczykami otoczenia wyraźnie wskazuje na reliktowy charakter. Poza tym towarzyszące laminom łuszczykowym smużki rozdrobnionego grafitu przechodzą bez przerwy poprzez blasty plagioklaz, znacząc w ich wnętrzu stare kierunki przebiegu lamin, a w razie silnego ich pofałdowania rysują skomplikowane desenie.

Wzdłuż ostrych granic między laminami łuszczykowymi a mozaiką kwarcową widzi się często wy-pocony z nich plagioklaz w cienkich, dość ciągłych warstewkach. W niektórych paragnejsach plagioklasy rosną również wśród mozaiki kwarcowej, osiągając nieraz znaczne rozmiary przy nieprawidłowych kształtach. Można wówczas przypuszczać, że pochodzą one z ziarn detrytycznych w dawnym mułowcu szarogłazowym. Nawet i tutaj jednak zdradzają wybitną agresywność w stosunku do kwarcu, nadżerają go, wnikając w szwy międzyziarnowe mozaiki kwarcowej i rozrastają się jej kosztem, zamykając niedotrawione relikty w postaci drobnutkich wrostków o wspólnych na pewnych polach pozycjach wygaszania. Zdarza się też, że wypierają one całkowicie płytkę łuszczyku, zachowując jej kształty (prawdziwe pseudomorfozy plagioklaz po łuszczykach).

Blastezy czystego albitu (poniżej 5 % anortytu) nie we wszystkich skałach jest dostrzegalna, lecz na ogół pospolita i zawsze późniejsza od blastezy oligoklazowej. Blasty albitu są zawsze klarowne, choć także obfitujące we wrostki, ich kształty lepiej zindywidualizowane, zbliżnienia albitowe znacznie grubsze i rzadsze. Oprócz osobnych blastów, także rozrastających się kosztem łuszczyków i kwarcu z zachowaniem smużek pigmentu grafitowego, albit atakuje energicznie mętnawy oligoklaz, wżerając się weń, przecinając go żyłkami i tworząc w nim plamki, lecz szczególnie chętnie wyżera go od środka. Formy nieregularne tych plam centralnych wykluczają przypuszczenie, że chodzi tu o inwersyjną budowę pasową plagioklaz rozpoczynającego swój wzrost od czystego albitu. Na terenie Gór Bialskich Ansilewski (1966, 1973) nie zauważył zjawisk albityzacji starszych

plagioklazów, tak pospolitych na innych terenach metamorfiku Śnieżnika.

Poboczne i akcesoryczne minerały są normalnie w paragnejsach mniej liczne niż w łupkach mikowych. Granat bliski almandynowi występuje tylko w 1/3 analizowanych skał, i to w ilości nie przekraczającej 6 %, staurolit — rzadki i skąpy, turmalin bardziej rozpowszechniony w drobnych słupkach idiomorficznych; często z barwną pasowością, w kolorach od oliwkowych do niebiesko-zielonych. W niektórych skałach zjawia się w drobnej ilości syllimanit (fibrolit), niekiedy jednocześnie również akcesoryczny dysten, przy czym nie widać wcale by obecność jednego lub drugiego była uzależniona od temperatury lub ciśnienia i by jeden w drugi miał skłonność przeobrażać się w wyniku braku równowagi. Jest całkiem prawdopodobne, że oba są tu równie trwałe i że o ich pojawieniu się zdecydowały jakieś inne czynniki, niż oba wyżej wymienione. Podkreślenia godna jest obecność kalcytu w pewnych laminach paragnejsów, z czym wiąże się zwykle wystąpienie epidotu, akcesorycznie tytanitu, a niekiedy hornblendy. W centrach niektórych epidotów widać ślady zizotropizowanego allanitu. Zdarzały się więc w dawnej serii mułowców także warstewki nieco wapniste, dolomityczne i margliste.

Paragnejsy plagioklazowe ze skałeniem potasowym

Paragnejsy te są równie pospolite, jak poprzednio opisane i łączą się z nimi stopniowymi przejściami, gdyż skałen potasowy, najczęściej obecny w niewielkiej proporcji, może lokalnie maleć do zera. Z drugiej jednak strony jego ilość w niektórych skałach rośnie aż do zrównania się z ilością plagioklazów, a w wyjątkowych przypadkach nawet znacznie nad tym ostatnim góruje. Zmienność składu mineralnego omawianych tu skał przedstawiona jest w tabeli 3:

kwarc: 7—48 % objętości (najczęściej 20—35 %);
plagioklaz: 8—68 % obj. (najcz. 24—35 %, % anortytu 7—31);

skałen potasowy: 0—43 % obj. (najcz. 1—18 %);

biała mika: 0—28 % obj. (najcz. 4—18 %);

biotyt + chloryt: 0—30 % obj. (najcz. 5—16 %).

Granatów i innych minerałów pobocznych i akcesorycznych znacznie mniej niż w paragnejsach pozabawionych skałen potasowego (w sumie wszystkich innych minerałów, poza skałeniami i kwarcem, przeważnie wyraźnie mniej). Wygląda więc na to, że skałen potasowy pojawia się w bardziej leukokratycznych odmianach paragnejsów serii strońskiej. Można się domyślać, że istnieje tu jakiś związek przyczynowy.

Megaskopowy wygląd i szczegóły mikroskopowe są na ogół całkiem podobne w paragnejsach zawierających skałen potasowy i nie zawierających tego skła-

dnika. Wyjątek stanowią paragnejsy bardzo bogate w ten skałen, w związku z tym wyraźnie zleukokratyzowane i o wiele jaśniej szaro ubarwione. Wobec tego opis petrograficzny skał ograniczy się do występowania w paragnejsach, w mniejszych lub większych ilościach, skałen potasowego oraz wpływu jego na strukturę i wygląd skał.

Najczęściej skałen potasowego jest bardzo mało, w postaci wypełnień drobnych zakątków lub luk intergranularnych w mozaice kwarcowej. Mikroskopowy jego wygląd nie zdradza wówczas trójskośności, a oznaczenia strukturalnej jego trójskośności w paragnejsie z Nowej Morawy (Ansilewski 1973) wykazały niski jej stopień ($\Delta = 0,18$), nie widać też oznak atakowania przez inne minerały. Rzadziej trafiają się większe blasty czyste, choć zawierające wrostki kwarcu i mętawego plagioklazów. Czasem widzi się go na pograniczu lamin łuszczycowych przerostych blastami plagioklazów i lamin mozaiki kwarcowej, tak jak gdyby wysiadał z masy plagioklazowo-łuszczycowej na zewnątrz. Nagryza on od brzegów plagioklazów, zarówno mętne, jak klarowne albity, rzadko kiedy produkując w tych pierwszych wyraźny myrmekit. Atakowanie plagioklazów przez skałen potasowy odbywa się tu zwykle cienkimi kanalikami drążącymi blasty plagioklazowe do środka, łączącymi się w nieregularne plamki, czasami produkującymi przerosty podobne do antypertytów, miejscami tak obfite, że można by je porównać do mezopertytów.

Proces ten prowadzi czasem do niemal całkowitego wyparcia plagioklazów, które pozostają we wtórnym blacie skałen potasowego już tylko w postaci mętawych od serycytyzacji reliktywnych plam. W podobny sposób mogą powstawać też reliktywe mikropertyty, tworzące we wtórnych blastach skałen potasowego cieniutkie żyłki. Że nie są to ani pertyty z odmieszania, ani pertyty infiltracyjne, lecz pertyty reliktywe, można wnioskować stąd, że ich optyczna orientacja jest zgodna z sąsiadującym skorodowanym plagioklazem i stanowi jego przedłużenie do wnętrza skałen potasowego. W rezultacie wtórnego charakteru blastów tego skałen ma on z reguły wygląd niejednorodny, plamisty, żyłkowany, niektóre plamki i żyłki są śladami starych plagioklazów, pewne partie mają w mikroskopie wygląd jednoskośny, inne zdradzają wyraźną mikroklinową kratkę bliźniaczą. Według wszelkiego prawdopodobieństwa całość skałen potasowego, nawet w przypadku braku zbliźniczenia, należy zaliczyć do mikroklinu. Blasty jego często zawierają — poza reliktywnymi plagioklazami — liczne wrostki kwarcu i łuszczyców odziedziczone po starszych, wypartych plagioklazach. Nie widzi się, by mikroklin bezpośrednio atakował i wypierał łuszczycy.

Wskutek opisanych wyżej procesów blasty mikroklinu stają się coraz obfitsze, aż uzyskują znaczną przewagę nad plagioklazami. Ponieważ dzieje się to w skałach o zmniejszonej proporcji łyszczyków w ogóle oraz zacierającej się laminacji i foliacji łyszczykowej, paragnejsy stają się stosunkowo jasne i upodabniają się mogą składem i wyglądem do drobnoziarnistych granitognejsów typu gieraltowskiego. Zazwyczaj jednak struktura zachowuje jeszcze ślady specyfiki paragnejsowej.

Paragnejsy porfiroblastyczne

Skały te były szczegółowo analizowane i opisywane głównie z terenu Krowiarek (Butkiewicz 1968), lecz występują licznie także w innych rejonach metamorfiku Śnieżnika, np. w okolicach Bielicy i na zachodnich stokach Śnieżnika, skąd jednak opisy nie były opublikowane. Zbliżają się one najbardziej do łupków mikowych ze względu na obfitość łyszczyków i ułatwioną nimi foliację, lecz obfitują one również w stosunkowo duże okrągławe, eliptyczne lub podługowate blasty skaleni 2–5 mm średnicy, stąd megaskopowo przypominają one typ „gnejsów perełkowych” („Perlgneise”), opisywanych zwłaszcza z Moldanubiku przez geologów austriackich i czeskich. Łyszczyki w dość gruboblastkowych skupieniach, opływających perełki skaleniowe nadają skałom przeważnie ciemnoszarą lub czarniawą barwę, nie tylko wskutek obfitości biotyty, lecz głównie domieszki rozdrobnionego w łyszczykach grafitu. Proporcje głównych minerałów nadzwyczaj zmienne, jak w żadnym innym typie paragnejsu, charakterystyczna częsta redukcja mozaiki kwarcowej do paru procent (tab. 4):

kwarc: 1,5–49 % obj. (najczęściej 10–35 %);
plagioklaz (głównie albit): 6–40 % obj. (najcz. 11–29 %);

skaleń potasowy: 0–19% obj. (najcz. 2–13%);
muskowit: 7–55 % obj. (najcz. 10–23 %);

biotyt + chloryt: 4–35 % obj. (najcz. 13–28 %);
łącznie łyszczyki: 25–55 % obj. (najcz. 35–50 %);
minerały nieprzezroczyste (w tym głównie grafity): 0–18 % obj.

Głównym skaleniem tworzącym porfiroblasty jest czysty albit, na ogół ubogi w prążki albitowe, oligoklaz pojawia się rzadko w reliktowych ziarnach ocalałych od korozji albitem lub mikroklinem. Albitowe porfiroblasty wznoszą się głównie w pakietach łyszczykowych i na ich koszt. Poznać to można po wkraczaniu pakietów łyszczykowych bez zmiany kierunku do wnętrza albitów, przy czym rozluźniają się one i rozdrabniają na ukierunkowane wrostki stowarzyszone z drobnymi wrostkami kwarcu. W przypadku domieszki grafitu w łyszczykach pojawiają się, w por-

firoblastach albitowych, jego smugi, znaczące swym skomplikowanym przebiegiem deformacje preegzystujących pakietów łyszczykowych. Charakterystyczne bywają w nich bardzo delikatne wrostki igiełek rutylu wydzielonych ze strawionego przez albit tytanonośnego biotyty. Że tak istotnie było widać tu i ówdzie w takich miejscach, gdzie blast albitowy został w preparacie przecięty równoległe do ściany (001) uprzedniego biotyty, gdyż wówczas igielki rutylu układają się pod kątami ok. 60° w heksagonalną siatkę („siatka sagenitowa”); wskazuje to zarazem, że zastępowanie biotyty albitem odbywało się w warunkach statycznych, gdyż inaczej pseudoheksagonalna regularność ułożenia rutylu nie mogłaby się zachować.

Skaleń potasowy pojawia się w znacznie mniejszej ilości albo wcale nie. Najczęściej atakuje on albit, wżerając się doń kanalikowo i czasem zastępując go prawie w całości. Tak powstałe porfiroblasty dziedziczą po albicie cały inwentarz najrozmaitszych wrostków. Widać jednakże również, jak skaleń atakuje kwarc, wnikając w intergranulary mozaiki kwarcowej, oblewając mniejsze ziarna i zamykając je w postaci wrostków, a w końcu rosnąc do większych blastów. Nierzadko w blastach tych pojawiają się niteczki mikropertyty, wygaszanie zaś jest plamiste, rzadko lokalnie kratkowe, lecz mimo to trudno mieć wątpliwości, że całość skalenia potasowego należy do mikroklinu.

Minerały akcesoryczne w ogóle, przede wszystkim tak pospolity gdzie indziej granat, są nieliczne i rzadkie, z wyjątkiem apatyty, tlenków żelaza i grafitu, lokalnie też kalcytu.

Paragnejsy albitowe

Są to skały drobnoziarniste — od ciemnoszarych, podobnych do zwykłych paragnejsów, do jasnoszarych, a nawet kremowych w przypadku zaniku barwnych minerałów. Laminacja zwykle wyraźna, natomiast foliacja przeważnie słaba w związku z redukcją łyszczyków. Nigdy nie tworzą większych mas, lecz wtrącone są w niegrubych ławicach wśród zwykłych paragnejsów.

Łyszczyki — zwykle z wybitną przewagą muskowitu i z biotytem w znacznym stopniu schlorytyzowanym — tworzą przeważnie cienkie laminy w znacznym stopniu wyparte przez skalenie. Są to niemal wyłącznie albity (0–5 % anortytu) w postaci dobrze zindywidualizowanych ziarek i tabliczek, takich jakie w zwyczajnych paragnejsach opisywaliśmy jako „podstawiające” w zmiennej proporcji łyszczyki i atakujące starsze plagioklasy. Tu jednakże występują one masowo i niemal wyłącznie, jak zwykle przetkane reliktowymi wrostkami jasnej miki, a mętne

oligoklasy ukrywają się najwyżej jako skąpe relikty. Skaleń potasowy jest nieobecny lub pojawia się w całym skromnej ilości.

Kwarc mozaikowy często tworzy osobne laminy, lecz i on narażony jest na agresję albitu. Zwłaszcza w niektórych laminach widzi się rozrastanie nieregularnych, ząbionych blastów albitu kosztem kwarcu, który w tych blastach pozostawia niezliczone okrągławe wrostki. W rezultacie niektóre laminy mają poikiloblastyczny albit bardzo zagęszczony, tak że przy zubożeniu w łyszczki jasny gnejs wykazuje laminy naprzemianległe z przewagą kwarcu i poikiloblastycznego albitu. Skała staje się bardziej masywna, cukrowato drobnoziarnista i może sugerować pochodzenie z albityzowanych kwarcytów lub może tufitów.

Wykształcenie skaleni i struktura jest więc w paragnejsach albitowych bardzo charakterystyczna, co ułatwia odróżnienie tej odmiany od wszelkich innych paragnejsów. Do tego dołącza się brak granatu i szczególne ubóstwo wszelkich innych minerałów akcesorycznych. Na podstawie tabeli 4 zmienność składu mineralnego można scharakteryzować następującymi granicami:

kwarc: 22–55 % obj. (najcz. 27–43 %);

skaleń potasowy: 0–6 % obj.;

albit: 29–64 % obj. (najcz. 34–53 %);

muskowit: 0–20 % obj. (najcz. 5–12 %);

biotyt+chloryt: 0–14,5 % obj. (najcz. 4–11 %).

Paragnejsy sjenitoidowe

Jest to najrzadszy typ paragnejsów serii strońskiej, jak dotąd stwierdzony tylko w jednym miejscu, w postaci ławic wtrąconych w zwyczajnych paragnejsach, a mianowicie na północ od Rogózki, w kilkusetmetrowym pasie na południowych stokach grzbietu z kotą wysokościową 803 m. Są to skały jasnoszare, często nieco żółtawe, drobnoziarniste, o niewyraźnej kierunkowości, zaznaczonej co najwyżej cienkimi i rozplywającymi się czarnymi smużkami biotyту. Niezwykły jest przede wszystkim ich skład: ubóstwo kwarcu zazwyczaj do kilku procent i obfitość obu skaleni alkalicznych — albitu i mikroklinu — stanowiących w sumie 70–90 % objętości. Jest to więc skład syenitu, co potwierdza również analiza chemiczna (tab. 5, nr 19), wykazująca niewiele krzemionki, wapnia i magnezu, a nieprzeciętnie dużo sodu i potasu. Tylko to mineralogiczno-chemiczne podobieństwo zadecydowało o nadaniu im nazwy, nie zaś przypuszczenie, by mogły one pochodzić od syenitów.

Zmienność składu mineralogicznego na podstawie danych tabeli 4 wyraża się następującymi liczbami: kwarc: 2–15 % obj. (najczęściej 4–10 %); mikroklin: 16–40 % obj. (najcz. 20–38 %);

plagioklaz: 32–64 % obj. (najcz. 50–60 %) (głównie albit);

muskowit: 0–20 % obj. (najcz. 0–10 %);

biotyt+chloryt: 0–10 % obj. (najcz. 3–6 %);

Najliczniejszym minerałem w skale jest albit klarowny obfitujący we wrostki kwarcu, rzadziej reliktowego biotyту, osiągający często względny automorfizm. Mętnawy oligoklaz jest rzadki, zepchnięty do roli reliktyw ocalałych od albityzacji. Mikroklinu jest zwykle mniej niż albitu w ksenomorficznych ząbionych blastach; koroduje on oligoklaz i albit lub wypełnia spękania w obrębie tego ostatniego, lokalnie objawia wyraźną kratkę bliźniaczą. Kwarc skąpy, głównie w postaci reliktowych wrostków w albitach. Brunatny biotyt w drobniutkich blaszkach najczęściej dominuje nad białą miką, która ma często skłonność do lokalnej tylko koncentracji. Z akcesorycznych minerałów notuje się tylko tlenki żelaza, apatyt i epidot, niekiedy zamykający małe jądra brunatnego pleochroicznego allanitu.

Geneza omawianych skał jest zagadkowa. Pomiedzy ławicami paragnejsów syenitoidowych a otaczającymi zwykłymi paragnejsami nigdy nie obserwuje się przejść, tak więc trudno je uważać za produkty skrajnej feldspatyzacji, z eliminacją i łyszczków i kwarcu — tych samych materiałów pierwotnych, które dostarczyły zwykłych paragnejsów. Milewska-Butkiewicz (1958) podejrzewała najpierw, że pochodzą one z kwarcytów skrajnie sfeldspatyzowanych, później (1968) domyślała się, że wytworzyły się one z paragnejsów albitowych przez wyparcie większości kwarcu przez skaleń potasowy. Obie hipotezy wydają się jednak dość wątpliwe, gdyż nie widać w mikroskopie wyraźnych oznak masowego wypierania kwarcu przez mikroklin. Autor niniejszej pracy uważa za dość prawdopodobne, że bogactwo skaleni alkalicznych w gnejsach syenitoidowych, przy względnym ubóstwie kwarcu, jest spowodowane dużą domieszką materiału piroklastycznego o składzie trachitowym, przy czym okrucność takiego materiału została zatarta blastezą skaleni. Przyjmując taką hipotezę lepiej byłoby zrezygnować z zaliczania tych skał do paragnejsów i nazywać je drobnoziarnistymi gnejsami syenitoidowymi.

Kwarcytognejsy mikroklinowe

Pod taką nazwą Butkiewicz (1968) opisała petrograficznie z terenu Krowiarek bardzo jasne drobnoziarniste skały złożone w 80–90 % z kwarcu i mikroklinu, a określane przez poprzednich badaczy mianem kwarcytów, ze względu na istotnie duże megaskopowe podobieństwo. Tworzą one zmiennej miąższości przetawienia w kompleksie łupków i paragnejsów łyszczkowych na dość rozległym obszarze. Wymie-

niona autorka, zwracając uwagę na późną blastę mikroklinu pozbawionego deformacji mechanicznych, jest skłonna widzieć w kwarcytognejsach produkty feldspatyzacji mikroklinowej łupków kwarcytowych czysto osadowego pochodzenia.

Wojciechowska (1972, 1976) przestudiowała te skały — a zwłaszcza styl ich deformacji mezo-strukturalnych — w okolicach Romanowa wybrała dla nich nazwę „metawulkanity”, uzasadniając to rozpoznanie kilkoma analizami chemicznymi. Analizy te wraz z analizami analogicznych skał z pracy Butkiewicz (1968) są zestawione w tabeli 6C. Niewątpliwie Wojciechowska słusznie akcentuje przypuszczalną obecność wulkanicznego materiału w omawianych skałach. Ze względu na bardzo wysoki na ogół udział krzemionki bardziej prawdopodobne wydaje się jednak, że chodzi tu o osady z obfitą domieszką ryolitowego materiału piroklastycznego do kwarcowych mułowców, a więc nazwa metatuffit ryolitowy wydaje się bardziej uzasadniona niż metaryolit, a przecież masywnych law kwaśnych w cienkich płatach trudno dopatrywać się w serii łupkowo-paragnejsowej. W materiale opisywanym przez Butkiewicz (1968, 1972) jest prawdopodobnie dużo skał pośrednich między tymi metatuffitami a kwarcytami bogatymi w skałen potasowy (por. tab. 7). Na podstawie tabeli 6A najbogatsze w mikroklina kwarcytognejsy, być może metatuffity, wykazują następujące proporcje głównych minerałów:

kwarc: 25–47 % objętości;
 mikroklin: 42–53 % obj.;
 plagioklaz: 0–13 % obj.;
 jasny łuszczyk: 2–18 % obj.;
 biotyt + chloryt: 0–9 % obj.

Kwarc rozdrobniony na równą mozaikę i łuszczyki w drobnych blaszkach, zageszczają się w laminki, a mikroklin czysty, niezblizniaczony, lecz smużyście wygaszający, ząbca się z kwarcem, ale nie zawiera wrostków i nie zdradza niczym, by rozrastał się jego kosztem. Natomiast plagioklaz — jeśli obecny — zawierający do 15 % anortytu jest mętnawy i wyraźnie atakowany przez mikroklin. Muskowit przedstawia zwykle oddzielne blaszki pomiędzy ziarnami kwarcu i skałeni, i tylko w nielicznych plagioklazach tworzy wrostki. Biotyt jest o wiele rzadszy i przeważnie schlorytyzowany. Minerałów akcesorycznych zwykle brak, z wyjątkiem czarnych tlenków żelaza i sporadycznych apatytu i cyrkonu.

Blastomylonityczne gnejsy mikroklino

Skały te występują tylko we wsi Konradów, rozpoznane tu i skartowane przez Dona (1958, 1963, 1964). Tworzą tu wśród paragnejsowo-łupkowej serii skośną żyłę długości około 1 km, wysyłającą cienkie

zgodne apofizy pomiędzy otaczające skały. Wymieniony autor uznał te skały za zgranityzowane mylonity wzdłuż lokalnego zluźnienia tektonicznego, tnącego starsze struktury fałdowe i utożsamiał je z granitognejsami typu gieraltowskiego na rozległych terenach metamorfiku śnieżnickiego, przypisując im rolę „intruzji kaledońskiej”. O ile pierwsza część tej opinii zasługuje na aprobatę, o tyle druga jej część wydała się autorowi niniejszej pracy od samego początku trudna do przyjęcia. Omawiane skały są w stanie całkiem świeżym zupełnie niepodobne do granitognejsów gieraltowskich, typowych w okolicach Łądka, Gór Białskich, Międzygórza itp. Gnejsy Konradowa są jasnoszare, żółtawo wietrzące, znacznie drobniej ziarniste, pod mikroskopem zaś zdradzają bardzo drobnoblastyczną rekrytalizację mechanicznie rozdrobnionej masy skalnej ze znaczną przewagą mikroklina nad plagioklazem, co nie jest spotykane w typowych gnejsach gieraltowskich. Można się natomiast dopatrywać pewnych ich podobieństw do niektórych odmian blastomylonitycznych gnejsów haniackich okolic Złotego Stoku, które zresztą również były przez Dona identyfikowane z gnejsami gieraltowskimi, bez przekonywującego uzasadnienia.

Kierunkowość blastomylonitycznych gnejsów z Konradowa jest bardzo wyraźna, z wyprasowaniem łuszczyków w silnie kierunkowo wyciągnięte smużki i słabym raczej zablizniaczeniem rozdrobnionego kataklastycznie kwarcu. Plagioklaz raczej podrzędny, reprezentowany przez mętnawy oligoklaz (20% anortytu), głównie stowarzyszony ze smugami łuszczykowymi i wyciągnięty zgodnie z nimi, jest wyraźnie atakowany przez mikroklin. Albit znacznie rzadszy, czysty, w lepiej zindywidualizowanych blastach. Mikroklin rzadko kratkowo zblizniaczony, zwykle smużyście wygasający, z niteczkami pertytowymi, nagryza plagioklaz ze sporadyczną produkcją myrmekitu. Wypełnia on interstycje między ziarnkami kwarcu, często też wrastając w palczasto między nimi rozgałęzione blasty. Wrostki kwarcu w mikroklinie, najliczniej występujące w peryferycznych częściach jego rozgałęzionych blastów, powstały przypuszczalnie przez odizolowanie pewnych partii ziarn kwarcowych przez odnogi mikroklino. Łuszczyki słabo zrekrystalizowane, wyraźnie ukierunkowane, przy czym jasny łuszczyk znacznie przeważa nad schlorytyzowanym biotytem. Minerałów akcesorycznych prawie brak, lecz w jednej próbce występuje bardzo ciemny turmalin w dość dużych ziarnach i słupkach. Jego lokalna obecność nie może jednak stanowić dowodu granityzacji wgłębnymi emanacjami, gdyż minerał ten rozpowszechniony jest — co prawda w mniej żelazistej odmianie — we wszystkich prawie łupkach i paragnejsach łuszczykowych.

Pod względem składu mineralnego blastomylonityczne gnejsy mikroklinowe są najbardziej podobne do kwarcytognejsów mikroklinowych Krowiarek (tab. 6B). Jedyna analiza chemiczna opublikowana przez Butkiewicz (1968) — tabela 6C nr 174a — jest również bardzo podobna do analiz kwarcytognejsów, lecz także do analiz leukokratycznych granitognejsów typu gierałowskiego i analiz leukokratycznych gnejsów haniackich. Nie może to jednak przemawiać na korzyść tezy Dona identyfikującej wszystkie te 3 rodzaje gnejsów, gdyż jest to w istocie najbardziej banalny skład jasnych granitognejsów:

kwarc: 27—54 % objętości

mikroklin: 16—51 % obj.

plagioklaz: 2—29 % obj.

jasny łuszczek: 2—26 % objętości

biotyt+chloryt: 0—11 % obj.

KWARCYTY I ŁUPKI KWARCYTOWE (tabele 7, 8)

Skały te rozpowszechnione są na całym niemal obszarze metamorfiku Śnieżnika, lecz zmienne ilościowo w stosunku do głównych skał serii strońskiej — łupków łuszczkowych i paragnejsów. Skąpo są wykształcone w paśmie Krowiarek i w Górach Bialskich, obficie natomiast występują w rejonie Stronia i Śnieżnika, tworząc pokłady od paru do kilkudziesięciu metrów miąższości wśród paragnejsów, szczególnie często na pograniczu z granitognejsami.

Kwarcyty tutejsze zawsze zawierają parę procent łuszczków, normalnie łuszczku jasnego, rzadziej i podrzędnie także biotyту. Łuszczki te w drobnutkich łusczkach, zwykle wyraźnie ukierunkowane, często stają się obfitsze — do kilkunastu, a w skrajnych przypadkach do 40 % objętości — gromadząc się w plastry i laminki płasko-równoległe, czasem sfalowane, i stają się powodem wybitnej foliacji. Skały takie nazywamy więc łupkami kwarcytowymi i dopatrujemy się w nich nierzadko przejść do łupków łuszczkowych. Masywne prawie kwarcyty występują zazwyczaj w centralnych partiach wtrącenia, natomiast łupki kwarcytowe przede wszystkim w jego spągu i stropie oraz w cieńszych przeławiczeniach wśród kwarcytów centralnych.

Częstym minerałem dodatkowym jest skałen potasowy, którego udział może wzrastać do kilkunastu, a w skrajnych przypadkach nawet do 30 % objętości. Tak silnie skałeniowe skały, gdy ponadto zawierają sporo łuszczków, a udział kwarcu w nich maleje do 50—60 % objętości, stanowią wyraźne przejścia do paragnejsów łuszczkowo-mikroklinowych. Plagioklazów zwykle w nich nie ma, jednakże obserwowano rzadkie przypadki, kiedy w laminach z zagęszczonymi łuszczkami pojawiły się tu i ówdzie mętne, zserycy-

tyzowane plagioklasy korodowane przez skałen potasowy. Częściej, również głównie przy laminach łuszczkowych, spotyka się agregaty serycytowe, które można uważać z dużym prawdopodobieństwem za pseudomorfozy po plagioklazach, również otoczone lub płamiście przerosłe skałeniem potasowym, co nasuwa analogie do paragnejsów łuszczkowych.

Osobną kategorię stanowią ciemnoszare lub czarne kwarcyty grafitowe. Udział grafitu w nich zwykle nie jest wielki, lecz rozdrobnienie tego minerału zarówno między ziarnami mozaiki kwarcowej, jak w ich środku powoduje intensywne przyczerwienie skały. Grafit nie jest równomiernie rozdzielony, lecz koncentruje się w pofałdowanych smugach lub płasko-równoległych warstewkach, powodując nieraz nawet megaskopowo widoczną delikatną laminację czarnych i jasnoszarych cieniutkich warstewek. Warstewki z zagęszczonym grafitem mają o wiele drobniejszą mozaikę kwarcową niż warstewki ubogie w grafit, co tłumaczy się utrudnieniem rekrystalizacji kwarcu w miejscach zagęszczenia materii organicznego pochodzenia. Jedyną obcą domieszką mineralną — i to przeważnie niewielką — bywają drobne łuseczki łuszczku. Kwarcyty grafitowe, często cienko przeławicone czarnymi łupkami grafitowymi, tworzą albo odrębne warstwy w seriach łupkowo-paragnejsowych, albo bywają wtrącone w grubszych kompleksach łupkowo-kwarcytowych.

Skład ilościowy kwarcytów i łupków kwarcytowych przedstawiony jest w tabelach 7 i 8, przy czym pierwsza z nich gromadzi skały znacznie pospolitsze, z przewagą łuszczków nad skałeniami, druga zaś — przeciwnie — skały z przewagą skałeni nad łuszczkami. Zróżnicowanie to, z uwzględnieniem niektórych minerałów pobocznych, jest zilustrowane wykresem na figurze 2. Widać na nim, że jeśli wiele kwarcytów i łupków kwarcytowych zawiera łuszczki bez skałeni, to nie ma takich skał, które zawierałyby skałenie będąc pozbawione łuszczków. Kwarcyty z przewagą skałeni i kwarcyty z przewagą łuszczków są wprawdzie połączone pewnymi przejściami, lecz ogólnie biorąc stanowią dwa ciągi dość dobrze wyodrębnione. Pierwsze z nich są prawie pozbawione charakterystycznych minerałów pobocznych, z wyjątkiem rzadkiego biotyту. Natomiast kwarcyty i łupki kwarcytowe z przewagą łuszczków są zróżnicowane pod względem doboru minerałów dodatkowych i akcesorycznych. Pozbawione zupełnie skałeni i dodatkowych minerałów, a zarazem najuboższe w jasną mikę są kwarcyty grafitowe. Bogatsze w ten minerał, a prawie całkiem wolne od skałeni, są kwarcyty z dystenem i łupki kwarcytowe ze staurolitem. Natomiast łupki kwarcytowe z muskowitem i biotytem z reguły zawierają większy lub mniejszy procent skałeni potasowego,

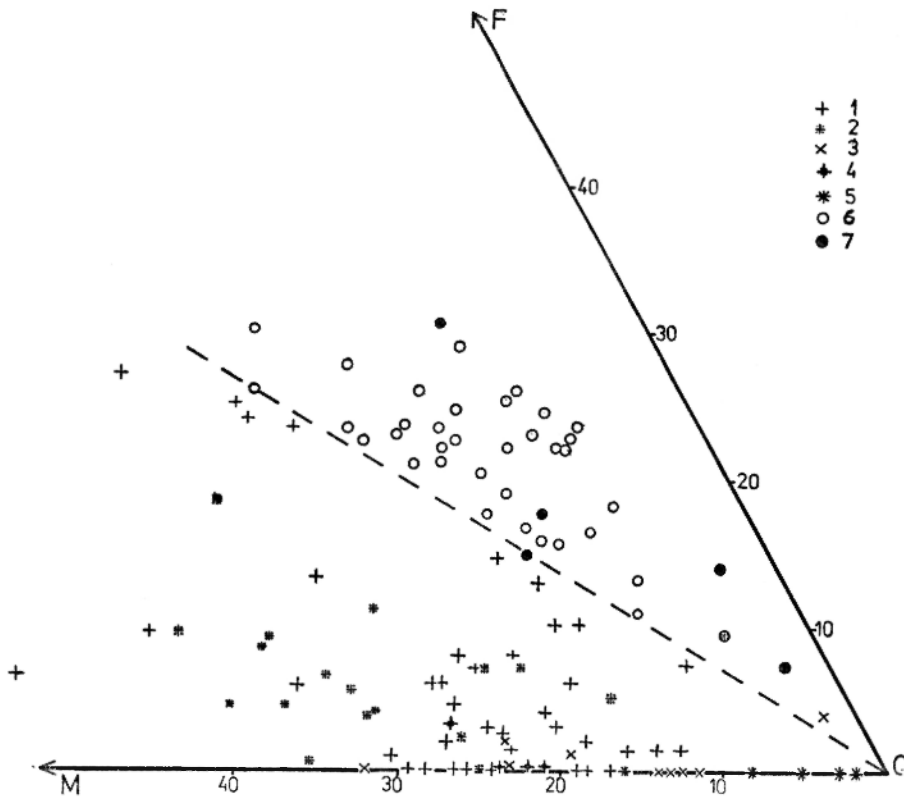


Fig. 2

Zróżnicowanie składu mineralnego kwarcytów i łupków kwarcytowych serii strońskiej (w procentach objętościowych) w trójkącie koncentracyjnym kwarc—łyśczyki—skalenie (QMF). Pole wykresu obejmuje tylko ćwiartkę trójkąta z bezwzględną przewagą kwarcu (Q = 50 %)

kwarcyty z przewagą łyśczyków nad mikroklinem: 1 — kwarcyty muskowitzowe, 2 — kwarcyty z biotytem, 3 — kwarcyty z dystenem, 4 — kwarcyty ze staurolitem, 5 — kwarcyty z grafitem; kwarcyty z przewagą mikroklinu nad łyśczykami: 6 — kwarcyty z muskowitzem, 7 — kwarcyty z muskowitzem i biotytem (agregaty sercytowe po plagioklazie zaliczone do skalenia)

Mineralogical differentiation of the Stronie Series quartzites and quartzite schists in quartz—mica—feldspar triangular graph (QMP), (volume proportions.). One quarter only of this triangle with Q = 50 per cent is met in the graph

quartzites with micas prevailing over feldspars: 1 — white mica quartzites, 2 — biotite-bearing quartzites, 3 — kyanite-bearing quartzites, 4 — staurolite-bearing quartzites, 5 — graphite-bearing quartzites; quartzites with feldspars prevailing over micas: 6 — white mica — microcline quartzites, 7 — biotite-bearing white mica — microcline quartzites. Sericite aggregates after plagioclase are reckoned among feldspars

co zdaje się oznaczać jakąś współzależność genetyczną między tymi minerałami.

Kwarc tworzy mozaikę ziarn czasem wyrównanej wielkości, czasem zróżnicowanych pod tym względem, przy czym warstewki drobniejszej i grubszej mozaiki często alternują ze sobą. Ziarna bywają izometryczne, częściej jednak dają przekroje wydłużone w zgodnym kierunku, często wyraźnie ukośnym względem laminek łyśczykowych. Wygaszanie światła często smużyście lub plamiste. Minerale poboczne są najbardziej urozmaicone w łupkach kwarcytowych biotyto-muskowitzowych. Zwłaszcza staurolit i granat są wybitnie związane ze skałami zawierającymi biotyt. Oba te minerały są z reguły wykształcone szkieletowo, tj. wypełniają fugi międzyziarnowe mozaiki kwarcowej tak, iż każdy ich kryształ daje obraz nieregularnej

siatki oplatającej gęsto ziarna kwarcu. Dysten — przeciwnie — unika skał z biotytem i objawia często wtórne przeobrażenie w agregat sercytowy. Akcesorycznie występują turmalin, apatyt, cyrkon, rutyl i czarne tlenki żelaza.

Najbardziej interesujące i urozmaicone jest jednak występowanie skalenia potasowego. Jest to przypuszczalnie zawsze mikroclin, mimo że kratka bliźniacza pojawia się rzadko i lokalnie, przeważnie zaś wygaszanie jest nieregularnie p'amiste. Najczęstszy — zwłaszcza w kwarcytach niezbyt obfitujących w skałen potasowy — jest interganularny rozwój tegoż: drobnutkie ksenomorficzne jego ziarnka ukrywają się w zakątkach mozaiki kwarcowej, łącząc się tu i ówdzie międzyziarnowymi kanalikami, oplatając i izolując niektóre ziarnka kwarcu i muskowitzu. Miejscami

mikroclin zagęszcza się we własną mozaikę drobnych, różnie zorientowanych ziarn, gęsto przetkaną drobnymi okrągłymi wrostkami kwarcu oraz rzadzymi, kierunkowo rozmieszczonymi łyszczkami. W obrębie lamin łyszczkowych często dostrzega się objawy bezpośredniego wypierania łyszczków przez mikroclin. Tworzy on wówczas wydłużone wzdłuż lamin blasty na granicy z kwarcem albo zajął się z rozczłonkowanym muskowitem. Spotykane tam agregaty serycytowe, które można pożytywać za zupełnie rozłożone plagioklasy, również wykazują oznaki „podstawiania” przez mikroclin. Nasuwa się tylko pytanie czy przyczyny tych różnych objawów należy dopatrywać się w dopływie do skał potasu, za czym zdecydowanie opowiada się Butkiewicz (1972), czy też można położyć je na karb alkalizacji roztworów międzyziarnowych (wzrost pH), zgodnie z interpretacją eksperymentów Althausa i Winklera (1962).

W niektórych kwarcytach pojawiają się liczniej duże i dobrze wydźwinięte się porfiroblasty mikroclinu, często nieco brunatnawo zmętniałe, przeważnie bardzo ubogie we wrostki kwarcu i łyszczku, i tylko przy brzegach zajął się z otoczeniem. W ich przypadku nie dostrzega się pod mikroskopem argumentów na rzecz ich wtórnego pochodzenia, przez wyparcie jakichkolwiek starszych minerałów.

Badania Butkiewicz (1972) wykazały, że różne wystąpienia kwarcytów i łupków kwarcytowych w rejonie Śnieżnika odznaczają się odmienną specyfiką składu mineralnego, zależną bez wątpienia od materiału osadowego i warunków osadzania się pierwotnych piaszczystych sedimentów. Kwarcyty okolic Goszowa są kwarcytami muskowitowymi, ubogimi w skalenie, pozbawionymi biotyty i minerałów typowo metamorficznych. Kwarcyty okolic Kletna pozbawione są skaleni, lecz szczególnie często występują w nich biotyt, granat i staurolit. Kwarcyty Janowej Góry i góry Janowiec pozbawione są zwykle skaleni, biotyty, granatu, staurolitu, natomiast częsty jest w nich dysten. Kwarcyty najbliższego otoczenia Śnieżnika obfitują szczególnie w mikroclin ze sporadycznym występowaniem biotyty i granatu.

Osobliwa seria bogatych w skalenie kwarcytów przejściowych do hololeukokratycznych paragnejsów odślania się w Janowej Górze, tuż ponad granitognejszami na zachodnich stokach doliny Janówki. Seria odznacza się wyraźną równoległą laminacją, choć laminy mozaiki kwarcowej i blaszki muskowitu nie są ciągłe, wyklinowując się i urywając. Do laminacji tej dopasowuje się też w pewnej mierze ułożenie skaleni. Ziarna albitu, mniejsze, klarowne, z pojedynczymi tylko zazwyczaj zbliżeniami, zamykają wrostki paciorkowatego kwarcu i strzępki muskowitu. Skałeni potasowy ma skłonność do tworzenia dużych

porfiroblastów, szaro lub brunatnawo zmętniałych, megaskopowo widocznych w jasnym tle skalnym w postaci czarniawych plamek do 4 mm średnicy, lecz większość jego jest ukryta, w stanie rozdrobnionym, w tle skalnym. Zamyka on w swym wnętrzu wrostki albitu, lecz nie widać, by wgryzał się weń wtórnie. W niektórych ławicach dołącza się w drobnej ilości biotyt. Mikroskopowe studium nie dostarczyło dowodów wtórnego powstawania skaleni, tak więc pogląd, że seria ta przedstawia kwarcyty sfeldspatyzowane przez leżące poniżej granitognejsy nie znajduje potwierdzenia. Nie można natomiast wykluczyć, że tutejsze hololeukokratyczne paragnejsy zawdzięczają bogactwo skaleni domieszce piroklastycznego materiału.

MARMURY I ERLANY² (tabela 9, 10)

Wtrącenia skał węglanowych w kompleksach łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej są pospolite w rejonie Krowiarek, Kletna, Łądką i Stronia, rzadkie natomiast w rejonie Gór Białskich, a w ogóle nieobecne w rejonie Międzygórze. Mają one często formy soczewkowato nabrzmiałe i wyklinowujące się w rezultacie plastycznego poddawania się naciskom tektonicznym przy fałdowaniu. W centralnych partiach soczew spotykamy zwykle dość czyste skały węglanowe, w związku z metamorficznym stanem całej serii ziarniste (przeważnie drobnoziarniste), i dlatego powszechnie zwane marmurami. Przy brzegach ławic i soczew rosną przeważnie zanieczyszczenia kwarcem i różnymi krzemianami, i wówczas skład mineralny stać się może bardzo urozmaicony. Również we wnętrzu ławic i soczew mogą pojawić się przekładki łupkowo-paragnejsowe, co prowadzi do analogicznych komplikacji składu mineralnego.

Minerałami czystych marmurów mogą być kalcyt i dolomit. Prawie czysto dolomitowe marmury są rozpowszechnione w Krowiarkach, i to zwłaszcza w północno-zachodnim ich odcinku, lecz na tym samym obszarze spotykano marmury mieszane dolomitowo-kalcytowe, rzadziej marmury czysto kalcytowe. W kierunku południowo-wschodnim dominują marmury kalcytowe, np. w Rogóźnie, okolicach Stronia i Kletna. Stosunki ilościowe dolomitu do kalcytu mogą być odczytane z tabel składu mineralnego (tab. 9) oraz składu chemicznego (tab. 10). Mikroskopowe oznaczenia tych stosunków przy pomocy barwienia odkrytych cienkich płytek chromia-

² Banaś (1963) preferuje nazwę skarnoid, pomimo że nazwa erlan wprowadzona przez Breithaupta jest dawniejsza i zadomowiona w literaturze regionalnej (NRD, Czechy). Nazwa skarnoid, stworzona w roku 1945 przez Korzyńskiego i nigdzie na świecie nie używana, ma oznaczać skały podobne do skarnów, lecz pozbawione „metasomatycznej strefowości”, będącej według jego opinii cechą specyficzną prawdziwych skarnów.

nem srebra zostały dokonane przez Butkiewicz (1968). Z opisów tej autorki wynika, że kalcyt tworzy z reguły większe blasty niż dolomit, skupiające się w warstwach lub gniazdach i żyłkach przepłatających dolomitowe tło marmuru, tak jakby był minerałem później skryształizowanym.

Skały węglanowe silnie zanieczyszczone kwarcem i różnymi krzemianami, tworzące cieńsze ławice, a także brzegi lub przekładki ławic czystych marmurów, obfitują w kwarc, często epidot, diopsyd, aktynolit, hornblendę, skalenie, biotyt, tytanit, rzadko granaty wapienne i wezuwian, i inne jeszcze minerały, które wyczytać można w tabeli 9. Kalcyt wszędzie jest jeszcze w przewadze, natomiast dolomit zanika w skałach z krzemianami wapnia i magnezu, gdyż znacznie łatwiej i w niższych temperaturach zdolny jest do reagowania z krzemionką. Jeśli współlistnieje on z kwarcem, wskazuje to na bardzo wysokie ciśnienia. Jeżeli proporcja krzemianów rośnie tak, iż przewyższa ilość kalcytu, marmury przechodzą w erlany. Umownie przyjęto za granicę między marmurami a erlanami 50 % kalcytu. Zawartość ta, jak widać w tabeli 9, może stopniowo maleć do zera i wtedy mamy do czynienia z czystymi erlanami, składającymi się już z samych krzemianów i ewentualnie kwarcu. Z tabeli tej widać, jak dalece urozmaicony bywa skład erlanów spod Śnieżnika.

W typowej postaci, mineralogicznie bardzo zróżnicowanej, spotykamy erlany przede wszystkim na terenach kopalnianych Janowej Góry i Kletna, gdzie były one badane petrograficznie przez J. Teisseyre'a (1961) i Banasia (1963), szczególny zaś typ erlanu ze skapolitem został opisany z rejonu Skalnej przez Ansilewskiego (1956).

Erlany spotyka się nierzadko w obrzeżeniach soczew marmurów, jak np. opisany przez Smudę (1955) erlan zoisytowy z góry Krzyżnik nad Stroniem. Osobliwa dwumetrowa ławica erlanu zoisytowo-hornblendowego wśród para-amfibolitów, w pobliżu kontaktu z pnem serpentynitowym spod Śnieżnika została opisana przez autora *et al.* (1977). Analiz chemicznych erlanów opublikowano dotąd nieproporcjonalnie mało w porównaniu z ich zmiennością mineralogiczną (tab. 10).

J. Teisseyre (1961) zaproponował klasyfikację erlanów uwzględniającą momenty zarówno mineralogiczne, jak również genetyczne związki z różnymi skałami stowarzyszonymi z erlanami w serii strońskiej. Powiązania takie wiodą przede wszystkim do rozmaitych skał skaleniowych z hornblendą i łuszczkami, a więc amfibolitów, gnejsów hornblendowo-epidotowych i epidotowo-biotytowych.

Pierwotne zróżnicowanie sedymentów reprezentowane jest w trójkącie o wierzchołkach: 1. marmury,

2. erlany diopsydowo-epidotowe, 3. skały hornblendowe.

Pośrednie miejsce między 1. i 2. zajmują marmury epidotowo-flogopitowe, marmury z granatem i wezuwianem oraz erlany granatowo-wezuwianowe. Pośrednie miejsca pomiędzy 2. i 3. zajmują erlany hornblendowe i skały epidotowo-hornblendowe. Skały serii 2. i 3. pod wpływem samej krzemionki dostarczają łupków kwarcowo-hornblendowych, przez dopływ równoczesny substancji skaleniowych (feldspatyżacja) — amfibolitów. Późniejszy dopływ potasu dostarcza mikroklinu oraz dokonuje biotytyzacji hornblendy z wydzieleniem wtórnego epidotu, produkując amfibolity biotytowe i paragnejsy hornblendowo-epidotowo-biotytowe. Takie mieszane typy skał w różnych odmianach spotykamy w istocie często w strefach paragnejsów serii strońskiej obfitujących w marmury i erlany.

Plagioklasy, jako najstarsze składniki skaleniowe (oligoklaz-andezyn), pojawiają się we wszystkich prawie skałach z wyjątkiem marmurów. Nie można być pewnym, że zawsze tworzyły się one wtórnie w wyniku feldspatyżacji, mogą one po części być składnikiem pierwotnej paragenezy metamorficznej. Natomiast dopływ potasu jest na pewno wtórny. Powoduje on powszechną, nieraz doszczętną serycytyzację plagioklazów przy żyłkach mikroklinowo-kwarcowych rozprawdzonych po skale, nadgryzanie plagioklazu w formie antypertytowych plamek, czasami z produkcją myrmekitu, często nawet prawie całkowite wyparcie starszego plagioklazu. Lokalnie widać jeszcze młodszy dopływ albitu atakującego mikroklin w postaci infiltracyjnego mikropertytu.

Banaś (1963) tłumaczy regionalnym metasomatyzmem w szerokiej skali nie tylko pojawianie się skaleni i biotytu, lecz w ogóle całość wcześniejszego zróżnicowania chemiczno-mineralogicznego w stosunku do skał węglanowych. Wydaje się, że przecenia on rolę tego zespołu procesów. Wśród minerałów rzadziej spotykanych wymienia on również „hydrogranaty”, co zostało jednak zdementowane przez Żabińskiego (1963), który określił je rentgenograficznie jako wezuwian.

AMFIBOLITY I SKAŁY ZBLIŻONE (tabele 11, 12)

W rozdziale tym omówione będą wtorenia metabazytów w kompleksach łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej, w facji mineralnej tych kompleksów wykształcone w postaci różnego rodzaju skał hornblendowych. Zbliżony skład mineralny mają niektóre skrajne typy erlanów hornblendowych oraz niektóre pośrednie między nimi a zwyczajnymi erlanami diopsydowo-epidotowymi, lecz te były omówione osobno,

gdyż związane są genetycznie z wtrąceniami węglanowymi serii strońskiej, podczas gdy tu chodzi o osobne wtrącenia metabazytowe. Wśród nich można umownie wyróżnić amfibolity, w których, obok hornblendy i podrzędnych innych barwnych minerałów, istotną rolę odgrywają skalenie i minerały powstałe z przeobrażenia tychże oraz skały amfibolowe, w których skalenie i minerały od nich pochodzące stają się ilościowo podrzędne. Tę ostatnią nazwę stosujemy do skał mniej lub więcej masywnych i bezkierunkowych, pozbawionych foliacji i laminacji, podczas gdy skały wykazujące te cechy określamy jako łupki amfibolowe.

Skały, o których mowa najobficiej występują w okolicy Bielicy i w tzw. „worku”, tzn. obszarze źródłiskowym rzeki Białej Łądeckiej, tworzącym półwysep terytorium polskiego zamkniętego z trzech stron granicą z Czechosłowacją. Duże kompleksy tych skał są tu intrudowane przez granitoidey Bielicy, które w skałach amfibolowych dokonały rozlicznych zmian, opisanych szczegółowo przez Wierchołowskiego (1966). Pospolite i bardzo urozmaicone są one w okolicach Łądka—Lutyni, rzadsze w pasmach Krowiarek i Gór Białskich, najrzadsze zaś w samym rejonie Śnieżnika, gdzie jednak występuje jedno bardzo grube wtrącenie przebite pniem serpentynitu (Smulikowski *et al.* 1977).

Skład mineralny amfibolitów i skał amfibolowych spośród serii strońskiej przedstawiony jest w tabeli 11, skład chemiczny zaś 9 próbek — w tabeli 12. Obie tabele pokazują, że zmienność tych skał nie jest zbyt wielka.

Zwyczajna zielona hornblenda waha się w granicach 33—78, najczęściej 40—70 % objętości, plagioklaz wraz z produktami serycytyzacji 2—60 % (w amfibolitach zwykle 10—42 %, udział anortytu w plagioklazie 22—42 % wag.), kwarc 0—16 % (zwykle 1—6 %), epidot 0—20 %, biotyt+chloryt 0—14 %. W składzie chemicznym SiO_2 waha się w przedziale 42—52 % wag.; Al_2O_3 — 13—18 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 9—13 %; MgO — 5—9 %; CaO — 7,4—15 %; Na_2O — 2,7—4,7 %; K_2O — 0,5—4 %; TiO_2 — 0,1—3,1 %. Dane chemiczno-analityczne — zwłaszcza CaO , Na_2O , K_2O i TiO_2 — zdają się wskazywać, że obok para-amfibolitów obecne są tu także orto-amfibolity. Pewne odróżnienie jednych od drugich następuje duże trudności w przypadku kompleksów o tym stopniu deformacji tektonicznej i metamorfizmu, jaki jest udziałem serii strońskiej. Nawet w przypadku wyraźnego uwarstwienia i przeławiczenia skałami typowo osadowego pochodzenia można spodziewać się tak dużej domieszki piroklastyków bazaltoidowych, że kryteria geochemiczne odróżniania para-amfibolitów od orto-amfibolitów mogą stać się zawodne.

Amfibolity najczęściej przedstawiają się megaskopowo jako skały bardzo drobnoziarniste, nierzadko prawie afaniczne, barwy ciemnoszarej, często nieco zielonkawej, do czarnej. Foliacja zwykle niezbyt wybitna, laminacja często wyraźna, choć nierzadkie bywają skały całkiem masywne i jednolite. Łupki amfibolowe, szczególnie typowo wykształcone w „worku” na S od Bielicy, są z reguły afaniczne, lecz ujawniające w zielono-czarnym tle jaśniejsze oliwkowe lub żółtawo-szare równoległe warstewki, płaskie lub pofałdowane, ostro odcinające się lub o zatartych granicach; nierzadko zdarzają się w nich zgodne z tą laminacją przekładki łupkowe lub paragnejsowe obfitujące w łyszczyki. Trudno patrzeć na takie skały inaczej niż na serie dawnych osadów żelazisto-dolomitowo-marglistych z przewarstwieniami ilasto-mułkowymi.

Zupełnym przeciwieństwem ich są amfibolity porfiroblastyczne o zatartej laminacji. Szczególnie drastycznym ich przykładem są próbki z Romanowa uprzejmie przekazane autorowi przez dr. Dona i dr. Wojciechowską: Zielono-czarne porfiroblasty hornblendy do 1,5 cm długości, zwykle zniekształcone w obłe wrzeciona i soczewki, są kierunkowo rozmieszczone w drobnokrystalicznym tle zielonkawo-szarym. Narzuca się tu przypuszczenie, że była to niegdyś mała intruzja porfirowatej skały gabroidalnej lub gruboziarnistego diabazu, zdeformowana i zmetamorfizowana w niższych zakresach temperaturowych facji amfibolitowej. Porfiroblasty często zbliżone według (100), a postrzępione na brzegach, wykazują zmienny skład i często plamiste zabarwienie — od bladozielonego wyraźnie pleochroicznego w środkach do prawie bezbarwnych brzegów. W tle skalnym roi się od cieniutkich pręcików tego samego amfibolu mniej więcej równoległe skupiających się w wiązki wijące się zgodnie z ułożeniem porfiroblastów i miejscami wkraczające do ich wnętrza. Blado rdzawo-brunatny biotyt w znacznym stopniu schlorotyzowany pojawia się często w obrębie porfiroblastów w zgodnym ułożeniu. Jasne tło dla wymienionych składników tworzy plagioklaz (albit-oligoklaz) w znacznym stopniu zmętniały od serycytu, zamykający nieregularne lub słupkowate wzrostki zoisytu. Z minerałów akcesorycznych występują apatyt, magnetyt z rutylem lub tytanitem, które niewątpliwie powstały kosztem pierwotnego ilmenitu. Tekstura falistokierunkowa z pakietami igiełek amfibolowych ciągnących się opływowo dookoła porfiroblastów, tu i ówdzie zaś pod pewnym kątem wkraczających do ich wnętrza.

Najpospolitsze jednak są amfibolity homeoblastyczne z drobnokrystaliczną zwykłą, zieloną hornblendą w krótko- lub długosłupkowych osobnikach,

przeważnie nierówno zagęszczających się w tle plagioklazowym. Często powstaje stąd całkiem wyraźna laminacja ostro odcinających się, nematoblastycznych i kierunkowo gorzej lub lepiej uporządkowanych warstewek hornblendy i warstewek plagioklazu przektanych z rzadka mikrolitami hornblendy, częstokroć epidotu, klinozoisytu, rzadziej zoisytu. Granice lamin plagioklazowych bywają często nieostre, zartarte lub rozszerzające się w nieregularne plamki, czasem okrągławe lub wrzecionowate oczka, dostrzegalne nawet megaskopowo, a wrostki amfibolowe w tych oczkach bywają ustawione skośnie do laminacji, nieraz wybitnie helicytowo, świadcząc o parakinematycznej blastezie plagioklazu. W wielu skałach laminom plagioklazowym towarzyszą drobne ziarnka kwarcu albo kalcytu czy dolomitu.

Plagioklaz jest najczęściej andezynem, rzadziej oligoklazem zbliżającym się czasem do albitu, bardzo często bywa jednak zmętniały od serycytu lub doszczętnie grubo zserycytyzowany tak, iż odtworzenie jego pierwotnego składu staje się niemożliwe. Zwyczajna zielona hornblenda objawia również pewną zmienność chemiczną w rozmaitych skałach: pleochroizm i barwy dla drgań $\parallel\beta$ i $\parallel\gamma$ bywają rozmaite w różnych skałach — od bladooliwkowej do mocno soczystozielonej dla β i od bladoseledynowej do mocno szmaragdowo-zielonej, czasem niebiesko-zielonej dla γ . Nierzadkie są przypadki budowy pasowej — od bladych barw w środku kryształów do intensywnie zielonych na brzegach (wyjątkowo przeciwnie) lub od brunatnawych w środku do niebiesko-szmaragdowych na brzegach.

Pospolitym minerałem pobocznym bywa biotyt w drobnutkich łusczkach, zwykle zgodnie ułożony z nematoblastycznym ukierunkowaniem hornblendy, choć w niektórych skałach zjawiają się lokalnie grubsze płytki ustawione poprzecznie. Biotyt wykazuje barwy rudobrunatne albo oliwkowo-brunatne dla drgań $\parallel 001$, zwykle jednak bywa częściowo lub całkowicie schlorotyzywany.

Rzadko występuje granat w drobnych i średnich ziarnkach przeważnie obfitujących we wrostki kwarcu i amfibolu ułożone w poprzek laminacji. Równie rzadki jest diopsyd związany z jasnymi laminami. Prawie wszędzie rozpowszechniony jest tytanit, najczęściej w drobnych krupkach, skupiony w sznureczki zgodnie z laminacją albo w zwarte agregaty z jądrami magnetytu, rzadko tworzący większe, jednorodne kryształki. Zdarzają się skały pozbawione tytanitu, w których same tylko czarne tlenki żelaza rozsiane są w skale, wydłużone zgodnie z laminacją. Apatyt akcesoryczny jest wszędzie rozpowszechniony, nagromadzony w osobliwym amfibolicie z Lutyni w niezwykłej ilości w postaci idiomorficznych sześciobocznych tabliczek, lokalnie zagęszczający się w granoblastyczne monomineralne partie.

bocznych tabliczek, lokalnie zagęszczający się w granoblastyczne monomineralne partie.

We wszystkich skałach amfibolowych pospolite są późniejsze żyłki tnące skałę w poprzek laminacji lub nieregularnie, miejscami rozszerzające się w nieregularne gniazdka i wypierające jasne tło skalne. Złożone są one z adularu brunatniejszego przy wietrzeniu, prehnitu i kalcytu, przy czym każdy z tych minerałów może dawać żyłki oddzielne albo może się mieszać z innymi. Adular powoduje zwykle wzmożoną serycytyzację tła plagioklazowego, miejscami zaś zdaje się je wypierać.

Typowe łupki amfibolowe wykazują przeważnie gęstą laminację, równą ale zaburzoną przez fałdowanie, ze skąpym udziałem plagioklaz. Lecz w niektórych jasnych laminach plagioklaz może stawać się głównym minerałem tak, iż oddzielanie łupków od amfibolitów laminowanych staje się całkiem sztuczne i pozbawione rzeczowych podstaw.

Główną masę skały stanowią nematoblastyczne laminy ciasno równolegle zwartych pręcików zwyczajnej zielonej hornblendy z całkiem podrzędnym udziałem plagioklaz, natomiast z częstym udziałem klinozoisytu lub epidotu, chlorytyzującego się biotyty i powszechną obecnością krupek tytanitu i czarnych tlenków żelaza. Zdarzają się większe, pasowo zróżnicowane blasty hornblendy — blade ubarwione w środku, zaś intensywnie zielono na brzegach — ustawione poprzecznie do laminacji skały. W jasnych laminach, ilościowo znacznie zwykle ustępujących ciemnym, obfitują klinopirokseny w dość grubych, prawie izometrycznych ziarnach. Niektóre laminy zawierają klinopirokseny bezbarwne rzędu diopsyd — salit, inne — wyraźnie zielone, słabo pleochroiczne rzędu ferrosalit — hedenbergit. Miejscami w niektórych laminach zamiast piroksenu pojawia się podobnie skryształizowany epidot. Rolę tła odgrywa mętny plagioklaz albo też kalcyt, rzadko i bardziej lokalnie silnie wapienny skapolit (mizzonit).

Obserwowano przypadki przekładania się warstw łupków amfibolowych z łupkami lub paragnejkami dwumikowymi, zawierającymi duże granaty i staurolity oraz w smużki zagęszczony zielony turmalin. Na kontakcie obu typów łupków zauważono warstewkę obfitującą w skapolity. Oprócz takich lokalnych przejawów obserwowano gdzie indziej innego rodzaju przejścia amfibolitów w paragnejjsy: hornblenda rozrzedza się, staje się mniej liczna i bardziej luźna, ilość plagioklaz i kwarcu rośnie, często pojawia się liczniej biotyt i epidot. Takie przejściowe gnejsy hornblendowe często pojawiają się w polu kontaktowego oddziaływania intruzji granitoidów rejonu Bielic. Tu obserwuje się także różne stadia wzbogacania skał amfibolitowych w mikroklin. Podobne

mieszane typy skał amfibolitowych powstają pod wpływem oddziaływania granitognejsów na amfibolity.

SERIA GRANITOGNEJSÓW

Należy tu zespół skał daleko bardziej monotony w swym składzie chemiczno-mineralogicznym, niż seria poprzednio omówiona. W przygniatającej przewadze składają się nań gnejsy o składzie mniej lub więcej bliskim zwykłym granitom i to właśnie — nie zaś ich przypuszczalne pochodzenie — ma wyrażać zaproponowana nazwa ogólna. Granitognejsy stanowią na terenie krystałowca Śnieżnika drugą obok serii strońskiej ważną formację skalną, o prawie równej jej powierzchni występowania. Nie ma w jej obrębie geologicznie wyodrębnionych wtrąceń kwarcytów ani wapieni. Natomiast rozpowszechnione, choć ilościowo całkiem podrzędne, są w niej różne metabazyty: amfibolity i eklogity, których omówieniu poświęci się sporo miejsca ze względu na dostarczane przez nie ważne wskazówki petrogenetyczne. Często spotyka się w gnejsach nieforemne gruzły, gniazda i skupienia czystego szarego kwarcu, nieraz dużych rozmiarów. Pochodzą one przypuszczalnie z płaskur i przewarstwień żyłowych kwarcu, tak pospolitych w łupkach i paragnejsach serii strońskiej, tu jednak mocno zniekształconych w wyniku ruchów i następującej po nich feldspatyzacji. Gniazda gruboziarniste typu pegmatytowego są o wiele rzadsze.

Wielkie podobieństwo składu omawianych tu gnejsów do pospolitych granitów sprawiło, że geolodzy niemieccy (Fischer 1936; Bederke 1942) wyprawiali je z plutonicznych intruzji dwójakiego wieku: Starsza intruzja granitowa miała według nich w prekambryze wtargnąć w osadowego pochodzenia „łupki młynowskie”, zmigmatyzować je i przy tym sama ulec kontaminacji, dostarczając kompleksu drobnoziarnistych mniej lub więcej migmatycznych „gnejsów gieraltowskich”. Młodsza intruzja granitowa miała dokonać się w toku fałdowań kaledońskich, nakładając się na parametamorficzną serię „łupków strońskich” wieku algoncko-dolnopaleozoicznego i dostarczając gruboporfirowatego granitu zdeformowanego przez fałdowania w „oczkowe gnejsy śnieżnickie”. Ten punkt widzenia był utrzymywany przez polskich geologów we wstępnym okresie eksploatacji naukowej Sudetów i referowany w ich pierwszych publikacjach (Książkiewicz 1947; K. Smulikowski 1951), częściowo nawet w znacznie opóźnionej publikacji pt. *Regionalna geologia Polski* (Teisseyre *et al.* 1957).

Wkrótce jednak po rozpoczęciu własnych badań terenowych geolodzy polscy wyzwolili się z niemieckich sugestii i doszli do przekonania, że łupki młynow-

skie i strońskie stanowią jednowiekową serię supra-krustalną (Ansilewski 1955; Oberc 1957; K. Smulikowski 1955, 1957), a oba typy granitognejsów są przypuszczalnie produktem metasomatyczno-metamorficznego przebudowy tej serii, różniąc się głównie stopniem i strukturalną formą tej przebudowy (K. Smulikowski 1957, 1960). Nie wszyscy jednak geolodzy sudeccy przyjęli ten punkt widzenia. Don (1964) na przykład uznał za bardziej prawdopodobne, że gnejsy śnieżnickie reprezentują intruzję późnoalgoncką, gnejsy gieraltowskie zaś znacznie młodszą intruzję kaledońską. Warto przy tym zauważyć, że kryteria zróżnicowania tych gnejsów nie u wszystkich geologów były jednakowe i dokładnie zgodne z wzorami niemieckimi. Opinia petrografów studiujących oba rodzaje gnejsów była jednak zgodna: W. Smulikowski (1958, 1959) był zdania, że wyróżnianie osobnymi nazwami tych obu rodzajów gnejsów nie ma rzeczowego uzasadnienia, Butkiewicz (1968) zaś uznała za właściwe opisać w swej pracy jedne i drugie pod wspólną nazwą — paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe.

W niniejszej pracy, na podstawie bardzo gruntownej znajomości petrograficznej różnych granitognejsów omawianego obszaru, obie sporne kategorie gnejsów uznano za genetycznie i wiekowo ściśle ze sobą związane, bez względu na różnice struktury i stylu deformacji. Postanowiono jednak pozostawić dla użytku prac polowych obie historyczne nazwy w sensie typów megaskopowo-strukturalnych: granitognejsy typu gieraltowskiego i granitognejsy typu śnieżnickiego. Trzeba też z góry uprzedzić, że oba te typy dają formy przejściowe, których zakwalifikowanie jest wątpliwe, a poza tym oba typy — przede wszystkim zaś typ gieraltowski — wiążą się genetycznie tak często z paragnejsami serii strońskiej, że i pod tym względem ich odgraniczenie nasuwa często wątpliwości (zob. fig. 3 i 4).

GRANITOGNEJSY TYPU GIERALTOWSKIEGO (tabele 13, 15)

Są to skały o jakościowo banalnym i monotonnym składzie mineralnym, natomiast o szerokiej zmienności stosunków ilościowych pomiędzy składnikami tak chemicznymi, jak mineralnymi oraz o dużym urozmaiceniu pod względem struktur. Są one na ogół homeoblastyczne, o ziarnie drobnym i z grubsza biorąc wyrównanym, pod względem tekstury zaś, uzależnionej w pewnym stopniu od proporcji różnych minerałów, można wśród nich wyróżnić 5 odmian:

a) Gnejsy wyraźnie laminowane często z soczewkowatym, wrzecionowatym, w skrajnym przypadku prętowym zniekształceniem lamin i z wyraźnym zróżnicowaniem mineralnym ostro na ogół odgraniczonych ciemnych skupień łyszczykowych, białych

lub różowych agregatów skaleniowych i szarej mozaiki kwarcowej.

b) Gnejsy migmatyczne z nieco smużystymi i zwykle falisto zmieszanyimi ciemnymi zagęszczeniami łuszczaków, przypominającymi rozplywające się laminy w tle pomieszanych z kwarcem skaleni. W takich mieszanych skałach często widzi się zgodne z ciemnymi zagęszczeniami żyły aplitowe, nieraz uwielokrotnione, nadające skałom wygląd gnejsów wstęgowych albo arterytów w terminologii Sederholma.

Lokalnie zdarza się, że jasne, zubożone w biotyty drobnoziarniste zespoły skaleniowe, zamiast tworzyć laminarne żyły formują się w soczewkowane lub owalne jasne plamy w ciemniejszym gnejsie, podobne na pierwszy rzut oka do oczek gnejsu śnieżnickiego, lecz genetycznie całkiem odrębne. W wielu punktach na mapach geologicznych zostały one mylnie zaznaczone jako gnejsy oczkowe.

c) Gnejsy nebulitowe mające wygląd ubogich w ciemny łuszczak, z lekka gnejsowatych granitów z chmurzastymi, nieco kierunkowymi, lecz bardzo zamazanymi smugami i plamami barwnych minerałów, na wzór tych, które w swej klasycznej klasyfikacji migmatytów Sederholm nazwał „nebulitami”.

d) Gnejsy aplitoidowe, prawie pozbawione ciemnych minerałów i w związku z tym bez megaskopowo dostrzegalnej kierunkowości, podobne do aplitów. Tworzą one albo nieregularne, niewyraźnie ograniczone masy w różnych innych granitognejsach, nie wyłączając typu śnieżnickiego, albo zgodne ławice w laminowanych seriach typu gierałtowskiego, lub nawet — przypadek pospolity na południowych stokach Sowiej Kopy nad Goszowem (W. Smulikowski 1959) — cienkie wielokrotne przeławienia wśród laminowanych gnejsów mających wygląd migmatycznych gnejsów wstęgowych („banded gneisses”).

e) Gnejsy granulitowate — bardzo jasne i prawie pozbawione kierunkowości, ubogie w biotyty, lecz zawierające jako charakterystyczny barwny składnik granat i skutkiem tego megaskopowo bardzo podobne do jasnych granulitów. Podobieństwo do granulitów przejawia się też w obrazach mikroskopowych dzięki powszechnie mikropertytowemu rozwojowi skaleni alkalicznych. Odmiana jest ograniczona do dwu tylko obszarów: są to południowe zbocza góry Suszyca (Ansilewski 1966) i wschodnie obramowanie pasa granulitowego nad Starym Gierałtowie (Kozłowski 1961; Ansilewski 1973).

Przejścia strukturalne gnejsów typu gierałtowskiego w gnejsy typu śnieżnickiego można obserwować w bardzo wielu miejscach, lecz najdokładniej zostały one opisane z okolic Międzygórz i południowych zboczy Sowiej Kopy nad Goszowem (W. Smulikowski 1959a, 1959b). Najczęściej i w sposób najbardziej

ciągły wywodzą się one z odmiany gnejsów wyraźnie laminowanych: laminy z początku cienkie i równo drobnokrystaliczne grubieją nierówno, nabrzmiewając i na przemian wyklinowując się, przyjmując kształt soczewek lub linearnie wyciągniętych płaskich wrzecion, przy czym ziarno wszystkich minerałów pogrubia się stopniowo. Mikroklin oprócz zwartych równoziarnistych skupień wzrasta w duże ziarna, ogarniając i pochłaniając drobne plagioklasy, ponadżerane, zserycytizowane lub zmyrmekityzowane, redukujące się stopniowo do reliktyw, w końcu wykształca duże megablasty, czyli „oczka”. Plastrы łuszczakowe rozpychane przez te megablasty otulają je zwykle miękko z zewnątrz, przyczyniając się do ich oczkowego ukształtowania i to jest właśnie najbardziej typowa forma gnejsu śnieżnickiego.

Bardziej skomplikowane przejścia wiążą gnejsy typu gierałtowskiego z paragnejsami serii strońskiej. Na podstawie badań dotychczasowych domyślać się można, że dokonują się one na dwa różne sposoby:

1. Paragnejsy łuszczakowo-plagioklazowe serii strońskiej, pozbawione skalenia potasowego lub bardzo weń ubogie, w niektórych ławicach wykazują oznaki późniejszej inwazji mikroklinu nagryzającego plagioklaz, infiltrującego go żyłkami antypertytowymi lub produkującego myrmekit. Biotyt ulega redukcji, lecz jest go jeszcze dość dużo, barwa skały dość ciemnoszara wyraźnie jeszcze nawiązuje do pierwotnych paragnejsów. Z dalszym postępowaniem inwazji mikroklinu biotyty wybitnie ubywa, przybywa zaś muskowitu, skała staje się jasna, nieco grubiej skryształizowana, o typowym granitognejsowym wyglądzie (typowy przykład z Nowego Gierałtowa opisany w przewodniku „Azopro” 1973, str. 176). Tu i ówdzie pojawiają się całkiem leukokratyczne przerosty aplitowe i pegmatytowe.

2. Paragnejsy serii strońskiej zawierające skałen potasowy w większej ilości i w związku z tym od razu mniej lub bardziej zleukokratyzowane, już wcześniej zbliżające się składem do gnejsów typu gierałtowskiego, lecz później jeszcze wybitniej granityzowane i przekryształizujące na granitognejsy. Często trudno poprowadzić granicę między paragnejsami a granitognejsami gierałtowskimi.

Jeszcze inny, co prawda bardziej lokalny, typ skał przejściowych w obrębie mas granitognejsów gierałtowskich wynika z granityzacji cieńszych wtrąceń metabazytów, które przypuszczalnie istniały już dawniej w postaci przewarstwień para-amfibolitów w kompleksach łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej, lecz uległy gruntownym przeobrażeniom w czasie metasomatycznej granityzacji tych kompleksów. Także cieńsze wtrącenia zamfibolizowanych eklogitów w granitognejsach mogą ulegać przepojeniu

kwarcowo-skaleniowym materiałem, rozluźniać się i rozplýwać przy stopniowej biotytyzacji hornblendy i równoczesnym wydzielaniu się minerałów z grupy epidotu. Relikty granatu pochodzenia eklogitowego również nierzadko bywają obecne. Powstają więc rozplýwające się pasma i smugi osobliwych gnejsów hornblendowo-biotytowych z epidotem i niekiedy z granatem. W ogólności więc kompleksy leukokraticznych na ogół granitognejsów gierałtowskich w niektórych rejonach obfitują w ciemne migmatyczne przewarstwienia, pochodzące z rozplýwających się reliktyw czy to łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej, czy odziedziczonych po niej metabazytów, wykazujące w stosunku do nich skład przejściowy.

Skład mineralny granitognejsów typu gierałtowskiego, przedstawiony w tabeli 13, odznacza się dużą monotonią pod względem jakościowym, natomiast szerokim zróżnicowaniem ilościowym:

kwarc: 18–53 % (najczęściej 30–40 % objętości)
 mikroklin: 2–44 % (najcz. 18–35 % obj.)
 plagioklaz: 14–51 % (najcz. 22–38 % obj.)
 muskowit: 0–27 % (najcz. 0–6 % obj.)
 biotyt + chloryt: 0–25 % (najcz. 4–12 % obj.).

Skrajnie wysokie zawartości kwarcu, łuszczyków i plagioklazu, skrajnie niskie zaś mikroklinu oznaczają przewarstwienia słabo zgranitzowanych paragnejsów serii strońskiej. Skład chemiczny 15 próbek granitognejsów typu gierałtowskiego z różnych okolic przedstawiony jest w tabeli 15 i wykazuje na ogół niewielką zmienność, z wyjątkiem stosunku potasu do sodu, który waha się w szerokich granicach. Tylko analiza nr 1 różni się wyraźnie od innych swym ubóstwem krzemionki, a względną obfitością żelaza, magnezu i wapnia: reprezentuje ona jednak wtrącenia granitognejsu hornblendowego pochodzące z częściowo zgranitzowanego amfibolitu.

Kwarc przeważnie występuje w zwartych mozaikowatych agregatach bezkształtnych ziarn, poza tym zaś rozdrobniony bywa w obrębie skaleni i często w obrębie tychże ziarn tworzy drobne okrągławe wrostki, czasem gromadne i mające wspólną orientację optyczną. Ta ostatnia cecha zdaje się wskazywać na to, że niegdyś należały one do większych ziarn skorodowanych przez wzrost skaleni i zredukowanych do rozdrobnionych wrostków. Mozaika zwanego agregatu kwarcowego układa się często w ostro ograniczone grubsze lub cieńsze równoległe laminy, proste lub sfalowane, co jest szczególnie charakterystyczne dla odmiany „a”. Często jednak laminy te stają się nierówne, nieostro odgraniczone od innych minerałów, na przemian wyklinowują się i nabrzmiewają soczewkowato, doznają porozrywania i pewnego zmieszania ze skaleniami — takie ukształtowanie jest typowe dla odmiany „b”. Kiedy indziej laminy

zanikają zupełnie, a mozaika kwarcowa przyjmuje formę nieregularnych i niepowiązanych ze sobą gniazd — jest to cecha właściwa przede wszystkim odmianie „c”. Niezależnie od opisanych form występowania kwarc pojawia się najczęściej także w postaci robaczkowatych żyłeczek w myrmekitach wytworzonych przez agresję późniejszego mikroklinu na wcześniejsze plagioklasy.

Skalenie w granitognejsach typu gierałtowskiego wykazują na ogół podobne stosunki i znamiona wzajemnych reakcji, jak w paragnejsach serii strońskiej, z tym że objawy i intensywność atakowania plagioklazów przez mikroklin są tu daleko bardziej zaawansowane.

Plagioklaz starszy reprezentowany jest przeważnie przez oligoklaz, czasami zasadowy (25–30 % anortytu), częściej średni (16–24 % an.) lub kwaśny (9–15 % an.). Wyjątkowo zdarza się andezyn (30–37 % an.). Ziarna z reguły ksenoblastyczne mogą mieć wygaszenia albo jednolite, albo ze słabo inwersyjną budową pasową lub wreszcie plamiste, te ostatnie przypuszczalnie na skutek niejednorodności składu wywołanej blastezą plagioklazu na miejscu mieszanego agregatu mineralnego. Drobne wrostki kwarcu są reliktywami wypartych ziarn kwarcowych w tym mieszanym agregacie. Podobnie zapewne należy interpretować wrostki obu łuszczyków, o czym więcej było w opisach paragnejsów serii strońskiej, których sukcesorami są przypuszczalnie po większej części gnejsy gierałtowskie. Bardzo powszechne zmętnienie sercytowe plagioklazu, przeważnie ograniczone do peryferycznych części jego ziarn, jest prawdopodobnie wynikiem początkowych stadiów dopływu potasu w roztworach międzyziarnowych. Plagioklaz ten może tworzyć zwarte laminy w odmianie „a” granitognejsów, w różnym stopniu przerosłe ziarnkami kwarcu, łuszczkami łuszczyków i różnymi poniżej wymienionymi minerałami akcesorycznymi, natomiast w odmianach „b” i „c” jest on bardziej rozproszony i przemieszany z kwarcem i łuszczkami, a nade wszystko poprzerastany i zaatakowany wszędzie wciskającym się mikroklinem.

Podobnie jak w paragnejsach serii strońskiej, tak i tutaj rozwinął się w bardzo licznych przypadkach młodszy albit, prawie wolny od domieszki skalenia wapniowego, czysty i klarowny, w blastach zwykle większych i bardziej idioblastycznych. Atakował on powszechnie starszy plagioklaz od zewnątrz i wzdłuż pęknięć żyłkami do środka, szczególnie łatwo zaś właśnie w centralnych partiach jego ziarn, dziedzicząc po nim wrostki kwarcu, łuszczyków i innych minerałów. Rzecz godna uwagi — nigdy nie widzi się w nim żadnych smużek grafitowych, tak powszechnych w paragnejsach serii strońskiej.

Nie wszędzie zresztą ten późny albit zdołał się rozwinąć; w granitognejsach Gór Białskich Ansilewski (1966, 1973) nigdzie go nie zauważył, lecz już w najbliższym sąsiedztwie okolic Goszowa jest on bardzo pospolity i miejscami wypiera niemal całkowicie starszy oligoklaz (W. Smulikowski 1959).

Mikroklin występuje w granitognejsach w rozmaitej postaci i w różnej, na ogół znacznej, proporcji, zawsze jednak wykazując późną, często postkinematyczną blastezę i mniejszą lub większą agresywność w stosunku do oligoklazu i albitu. Najbardziej rozpowszechnione jest jego intergranularne wykształcenie wśród plagioklazów i ewentualnie w mieszanych w nie ziarn kwarcu. Z intergranularów wżera się w plagioklaz albo w formie brodawkowego myrmekitu, albo w formie nieregularnych żyłek sięgających głęboko do środka ziarn lub pojawiających się w ich obrębie bezkształtnych plamek i izolowanych okienek. Tak atakowane ziarna plagioklazu przyjmują często wygląd „antypertytowy”, w razie dorównywania objętością infiltracji mikroklinu wypieranemu plagioklazowi nawet „mezopertytowy”, a z dalszym postępem tego procesu — gdy wypierany plagioklaz pozostaje już tylko w postaci reliktowych żyłek i plamek w znacznie przeważającej objętości mikroklinu — tworzyć się mogą „reliktowe mikropertyty”. Ansilewski (1966, 1973) skłonny jest uważać te różne mikropertytowe przerosty za produkty równoczesnej krystalizacji plagioklazów i mikroklinu. Nie można wykluczyć, że w niektórych przypadkach tak jest w istocie, jednakże w większości trudno wątpić, że odbywało się tu stopniowe „podstawianie” plagioklazów przez młodszą skałę potasową w związku z metasomatycznym dopływem potasu w roztworach intergranularnych.

Inną formą występowania mikroklinu, typową zwłaszcza dla odmiany „a” gnejsów gierałtowskich, jest koncentrowanie się tego minerału w osobnych laminach, najczęściej pomiędzy laminami kwarcowymi a laminami plagioklazowymi, z przerostami podrzędnych łuszczyków i izolowanych ziarenek kwarcu. Laminę mikroklinową przedstawiają zwykle ciasną i wyrównaną mozaikę ksenoblastów, nieco grubszych na ogół niż ziarna sąsiadujących lamin plagioklazowych, prawie pozbawioną innych minerałów. Mętawa substancja plagioklazowa jest zepchnięta na same brzegi ziarn mikroklinowych i w ich intergranularach, w środku zaś widzi się najwyżej drobne plameczki reliktowych pertytów, niekiedy też większe skorodowane relikty plagioklazu. Takie wykształcenie daje do myślenia, że nastąpiło tu prawie zupełne wyparcie plagioklazu przez mikroklin. Agresję wyodrębnionej laminy mikroklinu względem sąsiadującej laminy plagioklazowej dostrzega się bardzo często,

nierzadko także intergranularną korozję mozaiki kwarcowej po drugiej stronie laminy mikroklinowej. Trudno oprzeć się przekonaniu, że mamy tu do czynienia z metasomatycznym wzbogaceniem skały w mikroklin.

Typowe dla granitognejsów gierałtowskich jest wyrównane mniej więcej ziarno mikroklinu czy to w mieszanej w plagioklaz, czy też tworzącego zwarte laminy i płaskie gniazda. Zdarza się jednak nierzadko, że ziarno jego staje się nierówne, a niektóre osobniki osiągają znacznie większe wymiary, o średnicy paru milimetrów. Są to pierwsze objawy megablastezy mikroklinowej znajdującej pełny wyraz w granitognejsach oczkowych typu śnieżnickiego.

Mikroklin wykazuje normalnie plamiste, rzadko i tylko w małych ziarnach równe i spokojne wygaszanie, kratka bliźniacza pojawia się w nim rzadko i lokalnie w niewielkich plamach, będąc z reguły bardzo delikatną. Strukturalna jego trójskość okazała się w badaniach Ansilewskiego (1973) z Gór Białskich bardzo niska ($\Delta = 0,17-0,57$). Mikropertytowe struktury pojawiają się w nim tylko w związku z procesami wypierania plagioklazu i nie są nigdy regularne i typowe. Wyjątek stanowi tylko odmiana „e”, w której mikropertyty typowe bywają powszechnie i doskonale wykształcone, w sposób znamieny dla granulitów.

Łuszczyki koncentrują się w cienkie wyraźne laminy w odmianie „a” granitognejsów, przy czym łuski ich są uporządkowane przeważnie zgodnie z laminacją, choć zdarzają się nierzadko łuski niezgodnie z nią ustawione. W obrębie lamin lub zagęszczeń łuszczykowych skupia się większość minerałów akcesorycznych. Mniejsza ilość łuszczyków tworzy wrostki w laminach plagioklazowych. W odmianie „b” zagęszczenia łuszczyków tworzą mniej zwarte, rozplywające się laminy z jeszcze mniej regularnym ułożeniem, a w odmianie „c” uporządkowanie ich jest przeważnie jeszcze słabsze. W większości granitognejsów obecne są oba łuszczyki — jasna mika i biotyt, ten drugi z reguły w przewodzie. Granitognejsy czyste biotytowe są całkiem pospolite, natomiast granitognejsy pozbawione biotyty, z samą jasną miką, są raczej wyjątkowe (głównie w odmianie „d”).

Jasna mika tworzy zwykle mniej liczne, lecz za to grubsze płytki niż biotyt. Ma ona bardzo często, lecz nie zawsze, optyczne cechy fengitu (prawie jednoosiowy), lecz brak analiz chemicznych nie pozwala stwierdzić czy istotnie, jak w fengitach być powinno, odznaczają się one obfitością krzemionki, a niedomiarem glinki wyrównywanym przez magnez lub żelazo, czy też może jednoosiowość przy normalnym składzie muskowitowym jest spowodowana alternacją w bliźniaczych położeniach pakietów (001).

Biotyt ma w różnych skałach różną barwę i inten-

swynność pleochroizmu: dla drgań || 001 od czerwono-rudobrunatnej, przez cynamonowo-brunatną, do czekoladowo-brunatnej, prawie czarnej. Oliwkowo-brunatne są z reguły drobne łusczki powstałe z rozkładu granatu. Bardzo często biotyt jest częściowo lub całkowicie przeobrażony w chloryt. Wrostki biotyty w plagioklazach są na ogół liczniejsze niż wzrostki jasnej miki, przypuszczalnie dlatego, że muskowitz jest łatwiej wypierany przez plagioklaz.

Wśród minerałów akcesorycznych należy na pierwszym miejscu wymienić granat, klinozoisyt lub mało żelazisty epidot, żółty do pomarańczowo-brunatnego allanit, często z zewnątrz obrastający klinozoisytem, czarne tlenki żelaza, apatyt, cyrkon, tytanit. Najwięcej uwagi należy poświęcić granatowi. Normalne, nieskorodowane ziarna licznie występują tylko w odmianie „e”, pokrewnej granulitom. W zwykłych granitognejsach typu gierałtowskiego granaty są reliktove, rozdrobnione na granulki, często skupione w gromadki, nieraz wyciągnięte wzdłuż laminacji. Pospolicie towarzyszą im miniaturowe łusczki oliwkowego biotyty, odmiennego niż biotyt lamin, powstałego przypuszczalnie wtórnie z granatu w czasie granityzacji. Granaty te zostały prawdopodobnie odziedziczone po paragnejsach serii strońskiej, gdzie tak często widzimy je w szkieletowych formach przerosłych kwarcem i łuszczkami, lecz tu, w granitognejsach gierałtowskich, zostały one rozdrobnione i zredukowane przez deformacje tektoniczne i następną granityzację.

GRANITOGNEJSY TYPU ŚNIEŻNICKIEGO (tabela 14, 15)

W niniejszym studium do typu tego zaliczane są granitognejsy odznaczające się — w przeciwieństwie do typu gierałtowskiego — strukturą wybitnie heteroblastyczną, co dotyczy w głównej mierze mikroklinu, najpóźniejszego minerału blastycznego, wywierającego najsilniejszy wpływ na megaskopowy wygląd skały. Mikroclin skłonny jest tu do tworzenia — obok ziarn drobnych i intergranularnie wmieszanych między kwarc i plagioklasy — ziarn dużych, nieraz megablastów średnicy 2—8 cm. Megablasty te nie są zresztą nigdy jednorodnie, obfitują z reguły w skorodowane, często zmyrmekityzowane wzrostki plagioklazu, nieraz bardzo liczne, oblane zewsząd mikrokinem na sposób poikiloblastyczny albo łączące się w zwarte drobnokrystaliczne smugi. Wygaszanie mikrokinu nierówne, plamiste, często, na skutek wyraźnych późniejszych deformacji, lokalnie z delikatną kratką polisyntetycznego zbliźniczenia. Plagioklaz przeważnie bardziej sodowy niż w granitognejsach gierałtowskich (3—12 % anortytu i mniej lub więcej zmętniały), rzadko oddzielony od późniejszego klarownego albitu, gromadzi się w drobnoziarniste skupienia,

przerwane laminy i gniazda, atakowany przez intergranularny lub megablastyczny mikrokin. Kwarc głównie w nierówno mozaikowych laminach zmiennej grubości, grubosoczewkowo nabrzmiałych, porozrywanych na niekształtne gniazda.

Łuszczki — z reguły jasny i ciemny — tworzą drobniej i grubiej blaszkowe plastry poprzerrywanych lamin, falisto wijące się pomiędzy soczewkami i gniazdami kwarcu a skupieniami plagioklazów, miękko okalające megablasty mikrokinowe i skupienia kwarcu i podkreślające ich podobieństwo do kształtu oczek. Biotyt przeważnie bardzo ciemno ubarwiony i w dużym stopniu, nieraz całkowicie, schlorotyżowany. Z minerałów akcesorycznych, koncentrujących się przede wszystkim w plastrach łuszczkowych, zanotowano czarne tlenki żelaza, apatyt, cyrkon, rzadko tytanit, rutil, epidot i żółty allanit, a przede wszystkim relikty rozdrobnionego na krupki granatu, całkiem podobne jak w typie gierałtowskim, lecz znacznie rzadsze.

W ogólności należy więc stwierdzić, że podobieństwo mineralogiczne granitognejsów typu śnieżnickiego i gierałtowskiego jest daleko idące, natomiast różnice między nimi dotyczą przede wszystkim struktury, przy czym pospolite są wszelkie formy przejściowe nawiązujące głównie do odmiany „a” gnejsów gierałtowskich. Z tabeli 14, w której zestawiono 25 analiz mikrometrycznych bardziej typowych granitognejsów typu śnieżnickiego wynika, że skład mineralny tych skał jest znacznie bardziej wyrównany i bliższy składowi normalnych granitów, niż skład granitognejsów typu gierałtowskiego:

	typ gierałtowski	typ śnieżnicki
kwarc:	22—48 % (najczęściej 28—35 % objętości)	
mikroclin:	16—32 % (najcz. 21—30 % obj.)	
plagioklaz:	16—40 % (najcz. 25—34 % obj.)	
mika jasna:	0—10 % (najcz. 2—9 % obj.)	
biotyt+chloryt:	1—14 % (najcz. 4—11 % obj.)	
SiO ₂	63—77 % wag.	68—75 % wag.
Al ₂ O ₃	12—15,5	12—15
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,3—6,2	0,6—5,1
MgO	0—2,6	0,3—1,2
CaO	0,1—4,3	0,4—2,8
Na ₂ O	2,5—4,3	2,6—4,1
K ₂ O	2,5—5,5	3,0—5,2

Uzasadnione więc staje się przypuszczenie, że granitognejsy typu śnieżnickiego stanowią na ogół dalej zaawansowany w ewolucji metamorficznej etap granityzacji tego samego materiału macierzystego, co granitognejsy typu gierałtowskiego.

PORÓWNANIE GRANITOGNEJSÓW Z PARAGNEJSAMI I SKAŁAMI POKREWNYMI SERII STROŃSKIEJ

Jeśli analizy mikroskopowe w połączeniu z obserwacjami terenowymi u tak wielu petrografów wzbudziły sugestie, że źródło materiału pierwotnego paragnejsów strońskich i granitognejsów na obszarze krystalniku Śnieżnika Kłodzkiego jest to samo i że te drugie najprawdopodobniej reprezentują produkt dalszej ewolucji metasomatyczno-metamorficznej tych pierwszych, należy spróbować sprawdzić tę hipotezę za pomocą odpowiednich metod interpretacji materiału analitycznego. Ponieważ materiał ten, zebrany w tabelach 1–8 i 13–15, jest bardzo liczny (500 analiz mikrometrycznych i 50 analiz chemicznych skał), najpraktyczniej uciec się do pomocy właściwie dobranych metod graficznych.

Do porównania zmienności składu mineralnego oznaczonego w procentach objętości metodami mikroskopowo-planimetricznymi (mikrometrycznymi) użyto dwu sprzężonych trójkątów prostokątno-równoramiennych: 1) trójkąt o współrzędnych QKP (Q — kwarc, K — skałki potasowe, P — plagioklaz bez względu na zawartość anortytu) i 2) trójkąt o współrzędnych MKP (M — łyszczyki, tj. mika biała + biotyt + chloryt, K — skałki potasowe, P — plagioklaz bez względu na zawartość anortytu). Oba trójkąty o wymienionych współrzędnych przeliczonych z analiz poszczególnych skał na sumę 100 są w wykresie umieszczone obok siebie z wierzchołkami K oraz P tuż przy sobie, natomiast z wierzchołkami Q i M naprzeciw siebie w ramach utworzonego w ten sposób kwadratu (fig. 3). Każda skała jest więc w takim wykresie reprezentowana przez 2 punkty — jeden w obrębie trójkąta QKP, drugi w obrębie trójkąta MKP, lecz dzięki kwadratowemu sprzężeniu obu trójkątów stosunkowo łatwo można umiejscowić każdą parę punktów odpowiadającą tej samej skale.

Najbardziej zróżnicowane położenia w obrębie obu trójkątów wykazują skały serii strońskiej. Największe zagęszczenie punktów wykazują zwykłe paragnejsy plagioklazowe, wraz z łupkami mikowymi koncentrujące się na samych liniach QP i MP lub w ich bezpośredniej bliskości (brak lub ubóstwo skalenia potasowego). Paragnejsy z mniejszą lub większą zawartością skalenia potasowego są liczne, lecz rozproszone na rozległych polach obu trójkątów, dochodząc w skrajnych przypadkach do $K = 45$ i spadając do ok. $M = 20$. Kwarcyty i łupki kwarcytowe są szeroko rozproszone na liniach QK i MK, nie przekraczają jednak granicznego minimum $Q = 60$. Dobrze ograniczone i zlokalizowane w obydwu trójkątach są pola kwarcytognejsów, oddzielone wyraźnie od kwarcytów, co przemawia zdecydowanie za ich genetyczną odrębnością, wywołaną przypuszczalnie

obfitością piroklastycznego skalenia potasowego. Punkty paragnejsów porfiroblastycznych nie są dobrze zlokalizowane, lecz rzadko rozsiane, jedyną zaś ich cechą symptomatyczną jest obfitość łyszczyków ($M \geq 40$). Paragnejsy syenitoidowe odróżniają się ubóstwem kwarcu ($Q \leq 17$) i łyszczyków ($M \leq 23$).

Zakres zmienności granitognejsów jest wybitnie zawężony w stosunku do zakresu zmienności paragnejsów serii strońskiej, a przy tym oddalony od wierzchołka M, a przybliżony do wierzchołka K; oznacza to zubożenie w łyszczyki, a wzbogacenie w skałki potasowe (granityzacja składu mineralnego). Pole zmienności gnejsów typu gieraltowskiego jest znacznie szersze od pola zmienności gnejsów typu śnieżnickiego, lecz obejmujące przy tym to ostatnie. Znaczy to, że gnejsy typu śnieżnickiego reprezentują wyższy stopień selekcji chemiczno-mineralogicznej, a więc ewolucji granityzacyjnej, niż gnejsy typu gieraltowskiego. W trójkącie MKP pole gnejsów gieraltowskich wykazuje dwa „półwyspy” zwiększonej zawartości łyszczyków (do $M \approx 40$). Przypuszczalnie nie jest to przypadek. „Półwysp” niższy (bliższy boku MP) odpowiada prawdopodobnie granitognejsom z reliktaami paragnejsów plagioklazowych, „półwysp” wyższy (dalszy od boku MP) może być wynikiem granityzacji paragnejsów, które już wcześniej zostały wzbogacone w skałki potasowe i pozostawiły swe relikty w granitognejsie.

Do porównania chemizmu skał w aspekcie domniemanej granityzacji metasomatycznej zastosowano pomysł Burcharta (1974), tzw. wskaźnika granitowego oraz metodę graficzną zastosowaną po raz pierwszy w publikacji Butkiewicz (1976); metoda ta polega na wylczeniu z analiz chemicznych skał wskaźnika granitowego Burcharta dla ciśnienia 5 kb (GI) oraz następujących składników chemicznych pozostałych z analiz skał po zużytkowaniu na obliczony wskaźnik wartości SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O i K_2O w postaci $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 =$ ortoklaz (O) lub $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 =$ albit (A) oraz nadwyżkowych $Al_2O_3 + SiO_2 =$ korund + kwarc (C+Q). Tak obliczone współrzędne chemiczne służą do lokalizowania punktu projekcyjnego każdej skały w wykresie dwu trójkątów równobocznych GI—A—(C+Q) i GI—O—(C+Q) zrośniętych wspólnym bokiem GI—(C+Q) (fig. 4). Oba te trójkąty przedstawiają alternatywę, gdyż albo po wylczeniu GI pozostaje nadmiar sodu dający współrzędną albitu (A — lewy trójkąt), albo też pozostaje nadmiar potasu dający współrzędną ortoklaz (O — prawy trójkąt). Współrzędne tego wykresu podane są w tabelach analiz chemicznych skał (tab. 5, 6C, 15).

Łupki i paragnejsy serii strońskiej rozproszone są po całym wykresie, głównie w prawym trójkącie GI—O—(C+Q), oznaczającym nadmiar skalenia

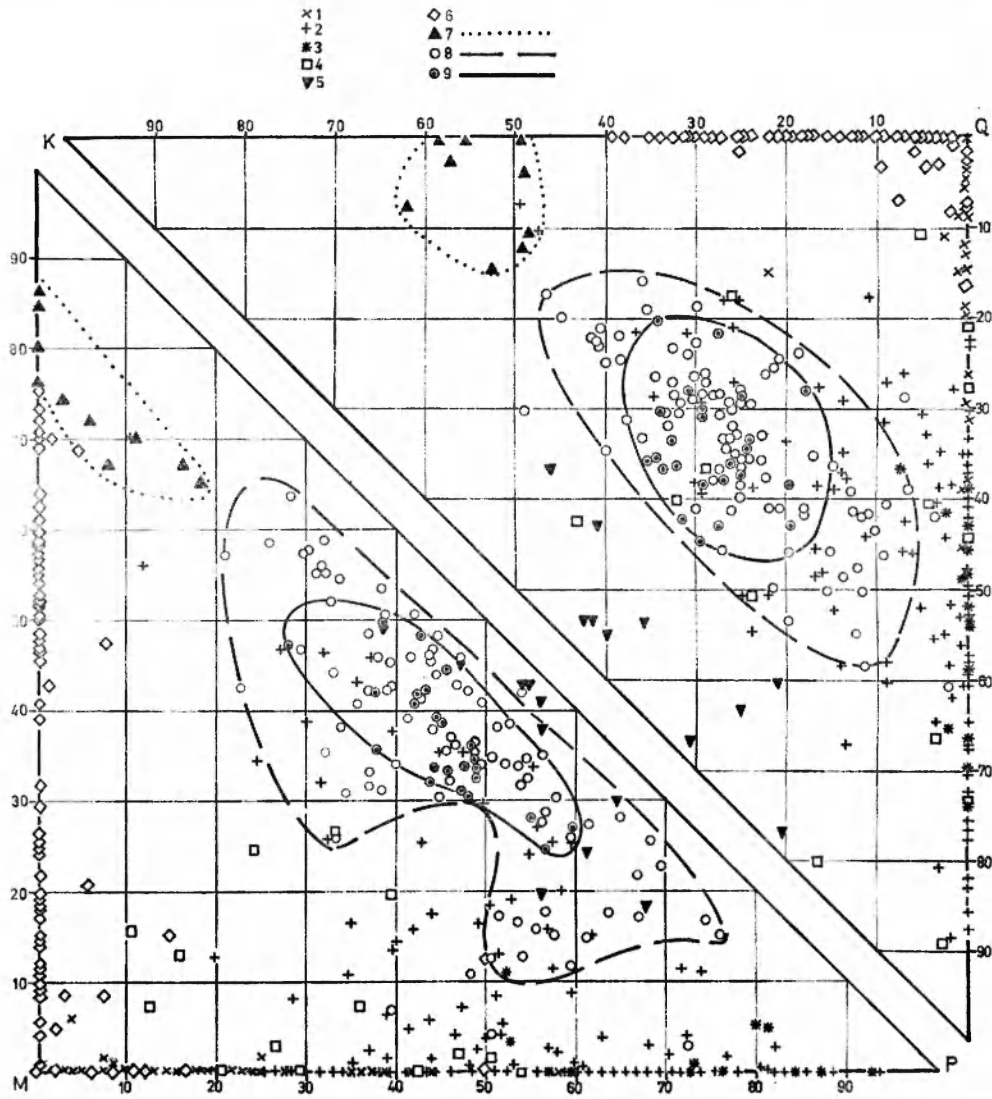


Fig. 3

Porównanie składu mineralnego granitognejsów krystaliniku Śnieżnika (w stosunkach objętości) z takimi składem skał serii strońskiej w bliźniaczych trójkątach prostokątnych: kwarc—skałen potasowy—plagioklaz (QKP) i lyszczki—skałen potasowy—plagioklaz (MKP)

Seria Strońska: 1 – łupki lyszczkowe, 2 – paragnejsy lyszczkowe zwyczajne, 3 – paragnejsy albitowe, 4 – paragnejsy porfiroblastyczne, 5 – paragnejsy syenitoidowe, 6 – kwarcyty i łupki kwarcytowe, 7 – kwarcytognejsy mikroklinowe; granitognejsy: 8 – typu gieraltowskiego, 9 – typu śnieżnickiego.

Najbardziej zróżnicowany skład w obrębie obu trójkątów wykazują skały serii strońskiej. Największe zagęszczenie punktów wykazują zwyczajne paragnejsy plagioklazowe, koncentrując się wraz z łupkami mikowymi na samych liniach MP i QP lub w ich bezpośredniej bliskości (brak lub ubóstwo skałen potasowego). Paragnejsy z większą lub mniejszą zawartością skałen potasowego są liczne, lecz rozproszone na rozległych obszarach obu trójkątów, dochodząc do 45 % skałen potasowego i spadając do ok. 20 % lyszczków. Kwarcyty i łupki kwarcytowe są licznie rozsiane na liniach MK i QK, nie przekraczając jednak granicznego minimum 60 % kwarcu. Dobrze ograniczone i zlokalizowane są pola kwarcytognejsów oddzielone wyraźnie od pola kwarcytów. Przemawia to zdecydowanie za ich genetyczną odrębnością, wywołaną przypuszczalnie obfitością piroklastycznego skałen potasowego. Punkty paragnejsów porfiroblastycznych są rzadko rozsiane, jedyną zaś ich cechą symptomatyczną jest obfitość lyszczków ($M > 40$). Paragnejsy syenitoidowe odróżniają się wybitnie ubóstwem kwarcu ($Q < 17$) i lyszczków ($M < 23$). Zakres zmienności granitognejsów jest wyraźnie zawężony w porównaniu do zakresu zmienności paragnejsów serii strońskiej, a przy tym oddalony od wierzchołka M a przybliżony do wierzchołka K; oznacza to zubożenie w lyszczki, a wzbogacenie w skałen potasowy („granityzacja składu mineralnego”). Pole zmienności granitognejsów typu gieraltowskiego jest znacznie rozleglejsze od pola zmienności granitognejsów typu śnieżnickiego, lecz obejmujące to ostatnie. Znaczy to, że gnejsy śnieżnickie reprezentują znacznie wyższy stopień selekcji chemiczno-mineralnej, a więc „ewolucji granityzacyjnej”, niż granitognejsy gieraltowskie. W trójkącie MKP pole gnejsów typu gieraltowskiego ujawnia dwa „półwyspy” zwiększonej zawartości lyszczków (do $M = 40$). Przypuszczalnie nie jest to przypadek. Półwypsey niższy (bliższy boku MP) odpowiada zapewne granitognejsom z relikami paragnejsów plagioklazowych serii strońskiej, półwypsey wyższy zaś, dalszy od boku MP, może być wynikiem granityzacji paragnejsów, które już wcześniej zostały wzbogacone w skałen potasowy.

Mineral composition of granite gneisses of the Śnieżnik Massif (in volume proportions) compared with that of Stronie Series rocks in the twin rectangular triangles: quartz – k-feldspar – plagioclase (QKP) and mica – k-feldspar – plagioclase (MKP)

Stronie Series: 1 – mica schists, 2 – common plagioclase paragneisses, 3 – albite paragneisses, 4 – porphyroblastic paragneisses, 5 – syenitoid paragneisses, 6 – quartzites and quartzite schists, 7 – quartzite gneisses; granite gneisses: 8 – Gieraltów type, 9 – Śnieżnik type

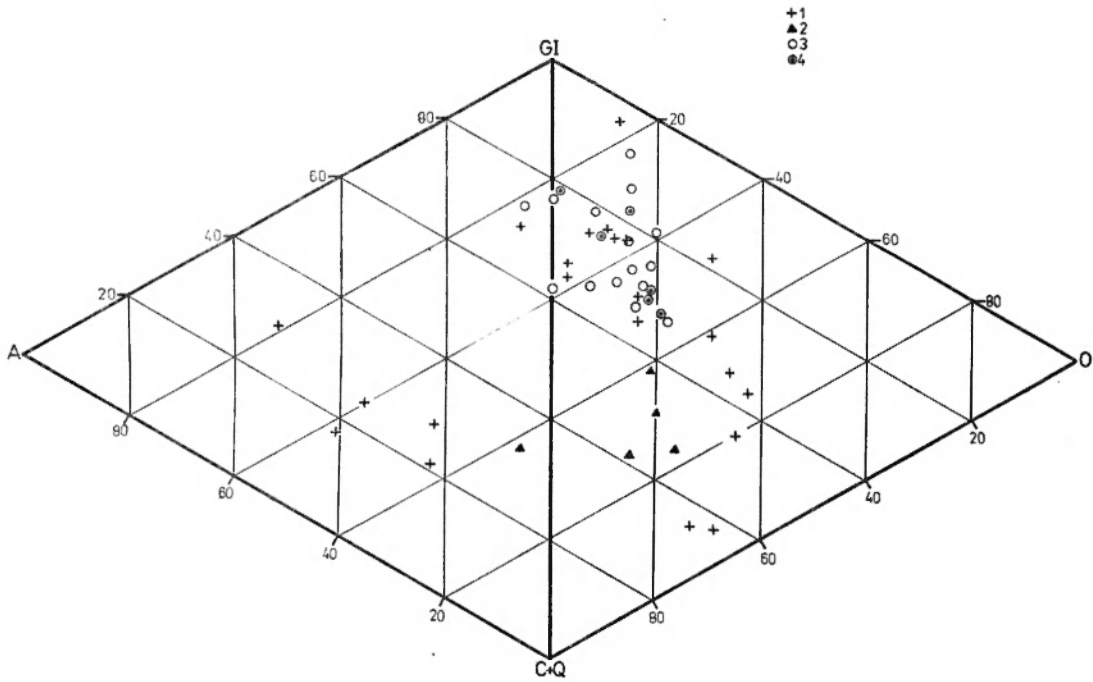


Fig. 4

Porównanie składu chemicznego granitognejsów ze składem paragnejsów i łupków mikowych serii strońskiej przy zastosowaniu „liczby granitowej” dla ciśnienia 5 kb (Burchart 1974) w wykresie podwójnego trójkąta równobocznego użytego przez Butkiewicz (1976): $GI-A-(C+Q)$ i $GI-O-(C+Q)$

GI – liczba granitowa, A – albit, O – ortoklaz, C – korund, Q – kwarc; 1 – paragnejsy i łupki mikowe serii strońskiej, 2 – kwarcytognejsy („metatufity”), 3 – granitognejsy typu gierałtowskiego, 4 – granitognejsy typu śnieżnickiego

Łupki i paragnejsy serii strońskiej rozproszone są na całym wykresie, głównie w prawym trójkącie $GI-O-(C+Q)$ oznaczającym nadmiar skalenia potasowego w skałach, mniej licznie i zawsze daleko od wierzchołka GI w trójkącie lewym $GI-A-(C+Q)$, oznaczającym nadmiar albitu. W trójkącie prawym punkty odpowiadające łupkom i paragnejsom rozsięte są na całym niemal obszarze od skał bardzo ubogich we wskaźnik granitowy, blisko boku $O-(C+Q)$, aż do skał bardzo bogatych w ten wskaźnik, zbliżonych do wierzchołka GI . Znaczący to, że skały serii strońskiej są chemicznie bardzo urozmaicone, zależnie od składu pierwotnego osadu, lecz w ich gronie nie brak skał, które czy to wskutek składu szarogłazowego tego pierwotnego osadu, czy też wskutek metasomatycznej feldspatyzacji w toku procesów metamorficznych, zbliżone są znacznie do składu normalnych granitów. Szczególne miejsce zajmują punkty kwarcytognejsów podejrzewanych o pochodzenie wulkaniczne, przeważnie wykazujące nadmiar skalenia potasowego, lecz mniejszy niż paragnejsy o tym samym GI . Ich duża odległość od wierzchołka GI ($GI = 20-40$) przemawia za tym, że nie są one lawami wulkanicznymi, lecz tufitami o dużej domieszce materiału detrytycznego. Granitognejsy typu gierałtowskiego dostarczają punktów o znacznie mniejszej zmienności współrzędnych w dość rozległym polu zbliżonym do wierzchołka GI . Wprawdzie w obrębie tego samego pola o $GI = 45-80$ znajduje się również kilka punktów paragnejsów serii strońskiej, o których przybliżeniu do składu granitowego była powyżej mowa, lecz bez wątpliwości można generalnie uznać, że granitognejsy typu gierałtowskiego są pod względem składu chemicznego o wiele bliższe granitom, niż większość skał łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej. Granitognejsy typu śnieżnickiego reprezentowane są przez punkty biegnące środkiem pola granitognejsów gierałtowskich w kierunku wierzchołka GI . Oznacza to, że stopień ich granityzacji jest porównywalny do gnejsów gierałtowskich, lecz że są one przy tym chemicznie mocniej wyselekcjonowane, co potwierdza wnioski wyprowadzone przy interpretacji figury 3

Chemical composition of granite gneisses compared with that of the paragneisses and schists of the Stronie Series by means of „Granite Index” for 5 kb pressure (Burchart 1974) in the double concentration triangle proposed by Butkiewicz (1976)

GI – granite index, A – albite, O – orthoclase, C – corundum, Q – quartz; 1 – mica-schists and paragneisses of the Stronie Series, 2 – quartzite gneisses („metatuffites”), 3 – granite gneisses of the Gierałtów type, 4 – granite gneisses of the Śnieżnik type

potasowego w skałach, mniej licznie i zawsze daleko od wierzchołka GI odsunięte w trójkącie lewym $GI-A-(C+Q)$ oznaczającym nadmiar albitu. W trójkącie prawym punkty odpowiadające łupkom i paragnejsom serii strońskiej rozsięte są od skał bardzo ubogich we wskaźnik granitowy, bliskich boku $O-(C+Q)$, aż do skał bogatych w ten wskaźnik, zbliżonych do wierzchołka GI . Znaczący to, że skały serii strońskiej są chemicznie bardzo urozmaicone, zależnie od składu pierwotnego osadu, lecz w ich gronie nie brak skał, głównie paragnejsów, które czy to wskutek szarogłazowego składu tego pierwotnego osadu, czy też wskutek metasomatycznej feldspatyzacji w toku procesów metamorficznych, zbliżyły się znacznie do składu normalnych granitów.

Szczególną pozycję zajmują punkty kwarcytognejsów podejrzewanych o pochodzenie wulkaniczne, wykazujących nadmiar skalenia potasowego, lecz mniej niż paragnejsy o tym samym GI . Ich duża odległość od wierzchołka GI ($GI = 20-40$) przemawia za tym, że skały te nie są lawami wulkanicznymi, lecz tufitami o dużej domieszce materiału detrytycznego. Gdyby były one czystymi lawami musiałyby dostarczyć punktów o $GI = 50-80$.

Granitognejsy typu gierałtowskiego dostarczają punktów o znacznie mniejszej zmienności współrzędnych w dość szerokim polu zbliżonym do wierzchołka GI . Wprawdzie w obrębie tego samego pola o $GI = 45-80$ znajduje się również kilka punktów paragnejsów serii strońskiej, o których przybliżeniu

do składu granitowego była powyżej mowa, lecz bez wątplenia generalnie można uznać, że granitognejsy typu gierałtowskiego są pod względem składu chemicznego o wiele bliższe granitom, niż ogromna większość skał łupkowo-paragnejsowych serii strońskiej.

Granitognejsy typu śnieżnickiego reprezentowane są przez punkty uporządkowane środkiem pola granitognejsów gierałtowskich w kierunku wierzchołka GI. Oznacza to, że stopień ich granityzacji jest porównywalny do gnejsów gierałtowskich, lecz że są one przy tym chemicznie o wiele silniej wyselekcjonowane.

Tak więc interpretacja zmienności składu mineralnego i chemicznego wszystkich gnejsów krystaliniku Śnieżnika umacnia wnioski wyprowadzone z badań petrograficznych, że wszystkie one są genetycznie ściśle spokrewnione, a ich zróżnicowanie wynika głównie z różnego stopnia granityzacyjnej przeróbki materiału w toku ewolucji metamorficznej.

METABAZYTY W OBRĘBIE GRANITOGNEJSÓW

W granitognejsach — zwłaszcza typu gierałtowskiego — często zamknięte są wtorenia metabazytowe, zwykle o charakterze amfibolitów. Są one zazwyczaj cieńsze niż metabazyty w obrębie serii strońskiej oraz bardziej przekryształizowane i przeobrażone przez procesy granityzacyjne, którym granitognejsy zawdzięczają swój obecny rozwój, i to właśnie stanowi najważniejszą, choć nie zawsze łatwo dostrzegalną, różnicę w stosunku do amfibolitów serii strońskiej. Szczególnie rzadko pojawiają się metabazyty w obrębie granitognejsów typu śnieżnickiego i są one wówczas niemal zawsze silnie rozcieńczone materiałem granitowym, zleukokratyzowane, stopniowo rozpluwające się, z hornblendą w znacznym stopniu zbiotyzowaną, przy jednoczesnym wydzieleniu klinozoizytu i kwarcu oraz z plagioklazem mocno zaatakowanym przez mikroklin w sposób antypertytowy. Typowy przykład tych procesów został opisany petrograficznie ze starego łomu w Goszowie koło Stronia Śląskiego (W. Smulikowski 1959). Silniejsze przeobrażenie amfibolitów w gnejsach śnieżnickich niż gierałtowskich daje się wytłumaczyć tym, że pierwsze reprezentują efekty dalej posuniętej i zintensyfikowanej granityzacji.

W obrębie gnejsów typu gierałtowskiego obserwuje się powszechnie podobne objawy przeobrażenia się, migmatycznego rozpluwania się i granityzacji amfibolitów, choć nierzadkie są przypadki zachowania się tych skał w postaci zwartej i drobnoziarnistej, „na oko” całkiem podobnej do amfibolitów serii strońskiej. Wydaje się więc, że amfibolity wśród granitognejsów zostały odziedziczone po starszych kompleksach łupkowo-paragnejsowych, czasami w małym

zmienionym stanie, częściej jednak przekryształizowane na grubsze ziarno albo zbiotyzowane, albo rozcieńczone jasnymi składnikami przez granityzację skał otaczających. Nierzadko na granicy amfibolitów z otaczającymi granitognejsami występuje warstwa liściastej czarnej skały biotytowej, jako produkt reakcji silnie potasowego środowiska z wtoreciem bogatym w żelazo i magnez. Cieńsze wkładki amfibolitowe bywają często zbiotyzowane w całej swej masie, z zachowaniem tylko reliktyw zwykłej zielonej hornblendy, czego przykłady zostały zanotowane w profilach wielkich skałek granitognejsowych nad Międzygórzem (W. Smulikowski 1959b). Rozcieńczenie hornblendowo-biotytowych mas przez napływowe skalenie z kwarcem prowadzi często do powstania ciemnych hornblendowo-biotytowych gnejsów z obfitym zoisytom lub klinozoisytom. W kilku miejscach zauważono w takich mieszanych skałach obecność silnie sodowo-żelazistych amfiboli zbliżonych do ferrohastingsytu — typowy objaw metasomatycznej alkalizacji amfibolitów.

Miejscami amfibolity wykazują objawy użylenia kremowymi lub różowymi infiltracjami skaleniowymi, które geolog skłonny byłby uważać za iniekcje magmy apłitowej, lecz które raczej winny być uważane za produkty granityzacyjnej metasomatozy.

Pod względem petrograficznym metabazyty zamknięte w granitognejsach dzielą się na dwa rodzaje: eklogity i amfibolity. Eklogity — znacznie radsze — stwierdzono w stanie dobrze zachowanym w kilku zaledwie wystąpieniach na całym obszarze krystaliniku Śnieżnika. Przeważnie spotykamy je w stanie mniej lub bardziej zaawansowanego przeobrażenia w amfibolity. Są one zamknięte w granitognejsach w postaci płaskich, wyklinowujących się przewarstwień i soczew, grubości rzadko dochodzącej do 10 m, zawsze otulone i odgraniczone od granitognejsów drobnoziarnistymi amfibolitami nie zdradzającymi swym wyglądem pochodzenia eklogitowego, w których bardzo często dostrzega się drobne, poprzerywane przerosty brunatnawych lub szarych mikowych paragnejsów. Wśród tych przerostów zdarzają się i takie, których dominującym jasnym minerałem jest kwarc, kwaśny plagioklaz zaś wtórnie wypiera łyszczyki od brzegów płytek i obrastających je ziarn kwarcowych (K. Smulikowski 1964, str. 21). Trudno wątpić, że amfibolity osłony wraz z paragnejsowymi przerostami są relikdami serii strońskiej, ocalałymi od powszechnej granityzacji otaczających granitognejsów dzięki lokalnej izolacji przez bardziej zbite amfibolity.

Eklogity różnią się jaśniejszą barwą ogólną — szarą, zielonkawo- lub różowawoszarą — od swej zielono-czarnej osłony amfibolitowej. Wzdłuż różnokierunkowych spekań, stanowiących drogi łatwiejszej

cyrkulacji roztworów, ulegały one przyspieszonemu procesowi amfibolizacji i stąd powstały czarniawe, ostro zwykle odcinające się żyłki amfibolitowe, grubości 1–3 mm, niekiedy o wygładzie sieci krzyżujących się żyłek, w której oczkach pozostał eklogit nienaruszony. Ten typ szczelinowej amfibolizacji jest właściwy przede wszystkim drobniej ziarnistym i bardziej zbitym odmianom eklogitów.

Oprócz tego jednak, zwłaszcza w przypadkach nieco grubszego lub nierównego ziarna, gdy minerały mniej szczelnie zrastają się ze sobą, eklogity ulegają amfibolizacji w całej swej masie. Przeobrażenie to może w szczegółach przebiegać rozmaicie w różnych odmianach eklogitów, generalnie jednak postępuje od eklogitu właściwego przez amfibolit eklogitowy — z częściowo zachowanym granatem wśród całkowicie diablastycznie zamfibolizowanego omfacytu — do amfibolitu diablastycznego z zupełnie już zanikłym granatem. W niektórych eklogitach odznaczających się mniejszą odpornością granatu dokonuje się przejście bezpośrednio do amfibolitu diablastycznego. Większość wtrąceń eklogitowych, zwłaszcza cieńszych i mniejszych, uległa w całości takim przeobrażeniom. Dalszy ciąg procesu polega na stopniowej rekrystalizacji początkowo bardzo delikatnych przerostów hornblendy i silnie sodowego plagioklaz na coraz grubsze struktury, lecz charakter tych przerostów jest przeważnie wiarygodną wskazówką eklogitowego pochodzenia takich amfibolitów. Zdarza się jednak czasem, że rekrystalizacja hornblendy w dobrze ukształtowane słupki i uwolnienie się plagioklaz z przerostów diablastycznych w osobne ziarna zacierają zupełnie ślady pochodzenia eklogitowego. Odróżnienie takich skał od amfibolitów nie mających przeszłości eklogitowej może stać się niemożliwe.

Tak więc w roli metabazytów zamkniętych w granitognejsach spotykamy: 1. eklogity, 2. amfibolity pochodzenia eklogitowego, 3. amfibolity, które nigdy eklogitami nie były. Analizy chemiczne tych 3 kategorii skał są zestawione w tabelach 17 i 20, analizy planimetryczne w tabelach 16, 18 i 19. Dyskusję na temat przyczyn faktu, że jedne amfibolity wprawdzie uzyskują paragenezę eklogitową, inne zaś od razu uzyskują paragenezę amfibolitową w takim samym zdawałoby się otoczeniu granitognejsowym możemy przeprowadzić dopiero po szczegółowym zapoznaniu się z ich petrografią.

EKLOGITY DOBRZE ZACHOWANE (tabela 16, 17)

W myśl opracowanej przez autora klasyfikacji (Smulikowski 1972) skały, o których mowa, na terenie krystaliniku Śnieżnika reprezentują tylko dwie grupy: 1) eklogity zwyczajne (C) i 2) skały eklogitowate (T), tj. zbliżone do eklogitów, lecz zawierające

pierwotny plagioklaz w równowadze z granatem i omfacytem. Niezależnie od tego wśród eklogitów i skał pokrewnych wtrąconych w granitognejsy na terenie krystaliniku Śnieżnika wyróżniono (K. Smulikowski 1967) 7 typów; 5 typów (a–e) należy do grupy eklogitów zwyczajnych, 2 zaś (f, g) do skał eklogitowatych (T). Skład mineralny różnych typów eklogitów zestawiony jest w tabeli 16, skład chemiczny zaś w tabeli 17.

A. Typ Wojtówki spotykany głównie w małej osadzie na północ od Łądka Zdroju, w postaci luźnych bloków na brzegu lasu w miejscu dokładnie zaznaczonym na niemieckiej mapie 1:25 000 (Finckh *et al.* 1942). Próbkami bardzo podobne autor znajdował lokalnie i sporadycznie w dużej osłonce typu „C” i „D” nad Nową Wsią. Typ ten odznacza się strukturą porfiroblastyczną, z paromilimetrycznymi porfiroblastami poikiloblastycznymi omfacytu, często również pierwotnej eklogitowej hornblendy (karyntynu) w prawie afanitowym tle złożonym z omfacytu, granatu, w mniejszej ilości kwarcu, fengitu, rutilu, często zoisytu. Jest to bardzo osobliwy typ eklogitu według autora nigdzie na świecie nie notowany. Jego unikalność została nadto podkreślona znalezieniem wyjątkowego okazu, w którym mikroskopowo stwierdzono porfiroblasty omfacytu zawierające w środku skorodowane relikty hornblendy starszej, a w jej obrębie zamknięte mikrolity klinopiroksenu uboższe w sód, a więc bliższe składem augitom niż omfacytom. Fakt ten oznacza, że eklogit Wojtówki powstał wtórnie z amfibolitu, czego nigdzie dotąd nie udało się stwierdzić.

B. Typ Bielic znaleziony na terenie Gór Białskich, nieco grubiej ziarnisty, o granatach dochodzących do 3 mm średnicy, a omfacytach przeważnie znacznie mniejszych; pobocznymi składnikami są zwykle tylko kwarc i rutil. W skałkach tego eklogitu dobrze odsłoniętych spotyka się jasne smugi i nieostre żyły zbudowane głównie z kwarcu z mniejszym lub większym udziałem dystenu, czasem z dużymi rutilami, ubocznie niekiedy klinopiroksenem, granatem, łyszczykami itp. Ten typ eklogitu szczególnie łatwo ulega amfibolizacji.

C. Typ Międzygórza tworzący na kilkukilometrowej długości szereg większych i mniejszych wystąpień, prawdopodobnie soczewek należących do jednego poziomu stratygraficznego, w stropowej części kompleksu gnejsów gierałtowskich: od doliny Bogoryji na północy, przez zbocza górskie nad Międzygórzem, Jaworek Górny, na okazałej osłonce nad Nową Wsią i na południu skończywszy. Skały tego typu odznaczają się wyraźną przeważnie laminacją warstewek szaroróżowych z przeważającym granatem i szarozielonkawych z przeważającym omfacytem,

przy czym słupki omfacytu swymi osiami wydłużenia układają się zwykle w płaszczyznach laminacji. W mniejszej ilości od wymienionych dwu głównych minerałów występują zawsze: kwarc, fengit, dysten, podrzędnie karyntyn, rutyl, czasem zoisyt. Składnikiem pierwotnym zasługującym na szczególną uwagę jest blastyczny dolomit obecny nie wszędzie, lecz lokalnie osiągający objętościowo kilkanaście procent; jest on w równowadze z kwarcem, granatem, omfacytem i innymi minerałami, tworząc w nich wrostki lub tło ksenoblastyczne. Można go uważać za reliktowy składnik pierwotnego osadu, być może w części piroklastycznego.

D. Typ Nowej Wsi buduje jądro dużej soczewy stanowiącej południowy kraniec poziomego eklogitowego typu Międzygórze. Jak wykazały studia geochemiczne Bakun-Czubarowej (1968) soczewa ta jest pasowo zróżnicowana, przy czym zewnętrzne jej części należą do typu „C”, środkowe — do typu „D”. Skład jest tu mniej mineralogicznie urozmaicony: tylko granat bardzo jasno ubarwiony ze znaczną przewagą magnezu nad żelazem, omfacyt wyraźnie zielonawy i karyntyn szarobrunatnawy w zmiennej, niekiedy znacznej ilości. Rutyl podrzędny, kwarc i dysten skąpe i nie wszędzie obecne. Laminacja jeszcze wybitniejsza niż w typie „C”, naprzemianległe warstwy różowe granatu i zielone omfacytu o słupkach leżących przeważnie w płaszczyznach laminacji, w niektórych laminach szczególnie obficie rozsiane szarobrunatne blasty karyntynu.

E. Typ Czernicy odnaleziony w luźnym bloku na NW zboczu Czernicy (Góry Białskie), odznaczający się dość grubym granatem o bardzo dużej przewodzie żelaza nad magnezem i zupełnym prawie przeobrażeniem omfacytu w robaczkowaty agregat diopsydowy, z wyjątkiem reliktyw opancerzonych we wnętrzu granatów. Cechą charakterystyczną jest też wyjątkowa obfitość minerałów tytanu (obok rutyli ilmenit i tytanit) i apatyty. Ubocznymi minerałami są karyntyn, wtórna hornblenda i symplektyty biotytowe po fengicie. Geochemiczne cechy tego eklogitu (Bakun-Czubarow 1971) zdają się wskazywać na pochodzenie z jakiegoś lamprofiru.

F. Porfiroblastyczny typ Strachocina występujący na pagórku 647 m pomiędzy Strachocinem a Starym Gierałtowem w masach ilościowo podrzędnych w stosunku do typu „G”. Odznacza się on dużymi, czarnymi poikiloblastami karyntynu, gęsto utkanymi drobnymi ziarnkami omfacytu, granatu i innych minerałów w szarym, bardzo drobnodziarnistym tle złożonym z granatu, omfacytu, kwarcu, rutyli, często też zoisytu oraz z pierwotnego oligoklaz. Obecność tego ostatniego, uzasadniająca zaliczenie tego typu do grupy T skał eklogitowych, może miejscami maleć

do zera i wówczas skała zbliża się do eklogitów zwyczajnych. Omfacyt uboższy w sód niż w eklogitach zwyczajnych jest korodowany przez oligoklaz w formie kanalików wzdłuż osi krystalograficznej Z, co świadczy, że równowaga między oligoklazem a omfacytem trwała stosunkowo krótko.

G. Homeoblastyczny typ Strachocina, budujący w znacznej przewodzie pagórek 647 m npm., często przewarstwiony jasnymi aplitoidami skaleniowo-kwarcowymi, pegmatoidami lub ciemnymi paragnejsami biotytowymi. Świadczy to o osadowym pochodzeniu całego kompleksu, przypuszczalnie bazaltowo-piroklastycznym, co znalazło po części potwierdzenie w wynikach studiów geochemicznych Bakun-Czubarowej (1968b). Skały tego typu są drobno- i równoziarniste, ciemnoszare lub czarniawe, bardzo bogate w karyntyn, natomiast stosunkowo ubogie w granat i omfacyt. W podrzędnych ilościach występują: pierwotny oligoklaz, kwarc, dysten, fengit, rutyl, często też zoisyt. Karyntynu miejscami przybywa z równoczesnym ubytkiem omfacytu i granatu, tak iż powstają przejścia do skał z dominującym karyntynem, czyli karyntynitów będących szczególnym rodzajem amfibolitów pierwotnych asocjacji eklogitowej.

AMFIBOLITY POCHODZENIA EKLOGITOWEGO (tabela 18, 20)

Wszystkie eklogity z mniejszą lub większą łatwością przeobrażają się w amfibolity, co spowodowane jest przede wszystkim wzrostem prężności pary wodnej, a w następstwie uruchomieniem międzyziarnowo wędrujących par i roztworów. W środowisku gnejsowym było to połączone ze spadkiem ciśnienia całkowitego i wzrostem temperatury, aktywizującymi metasomatycznie-granitujujące reakcje. Dlatego też eklogity zamfibolityzowane są wśród granitognejsów o wiele pospolitsze niż eklogity nienaruszone, a zwłaszcza na granicy eklogitów z granitognejsami musi się wytworzyć grubsza lub cieńsza amfibolitowa skorupa reakcyjna. Przebieg amfibolityzacji w poszczególnych wystąpieniach eklogitów został przez autora opisany w monografii (1967), tu ograniczono się do sumarycznego przedstawienia najczęstszych sposobów przeobrażania minerałów.

Najwcześniej zaczynają być nietrwałe omfacyt oraz fengit. Omfacyt otacza się mętnym submikroskopowo-włóknistym agregatem amfibolowym, początkowo szarobrunatnym, nieprzezroczystym. Proces ten postępuje ku środkowi ziarna, a za jego frontem rozpoczyna się zwykle stopniowe jego oczyszczanie, agregat włóknisty staje się coraz jaśniej przeświecający i nie pozostawiający już wątpliwości co do natury klinoamfibolowej, od brzegów ziarna zaś przekształca się w bladzielonkawą hornblendę z przerostami albitu. Rzadziej zamiast opisanych

amfibolowych produktów omfacyt dostarcza robaczkowatych symplektytów diopsydowych z interpozycjami albitowymi. Równie szybko jak omfacyt przeobraża się biała mika (fengit), dostarczając drobnołuseczkowego bladobrunatnego biotyty w tle kwaśnego plagioklastu. Szybko też zanika dysten wypierany przez drobnołuseczkowe bezbarwne agregaty.

Znacznie bardziej odporny na przeobrażenie jest granat; często spotykamy eklogity z całkowicie już agregatowo zamfibolizowanym omfacytem, w których granaty są niemal nienaruszone. Gdy jednak mętny agregat pochodzący od omfacytu zaczyna już rekrystalizować w wyraźnie bladzielonkawy amfibol, granat zawsze zaczyna być przez ten agregat atakowany, z tworzeniem się mocno zielonej hornblendy. Powstają wówczas wianuszki hornblendowe dookoła granatu, lecz do utworzenia zwartych obwódek kelyfitowych nigdy nie dochodzi. Początkowo drastycznie różniące się zabarwieniem blade amfibole po omfacycie i mocno zielone po granacie zaczynają przy coraz dalszej rekrystalizacji wyrównywać swój skład i barwę. Rozkład granatu w głąb ziarn, poza

wianuszkami hornblendy, postępuje zwykle przez produkcję mikrolitów amfibolu i biotyty w mętym tle nieoznaczalnych skaleni, dzięki czemu powstają wyraźne pseudomorfozy po granatach.

Najtrwalszy jest karyntyn, który jako amfibol długo pozostaje nietknięty w amfibolizujących się eklogitach, a nawet przez pewien czas chroni od przeobrażeń zamknięte w nim omfacyty, fengity, zoizyty, granaty itp. Lecz przy bardzo zaawansowanej amfibolizacji eklogitów jego b'adożółtawa barwa zaczyna od brzegów ziarn zielenić i upodabniać się do przeciętnego amfibolu wtórnego. Lecz morfologia jego dużych porfirob'astów utrzymuje się uporczywie i może być świadectwem pierwotnej natury eklogitowej, nawet w bardzo silnie przekrystalizowanych wtórnych amfibolitach. Rutyl wydziela w czasie amfibolizacji coraz obfitsze czarne punkty łączące się w plamy, które niewątpliwie mają naturę tlenków żelazo-tytanowych, mniej lub bardziej bliskich ilmenitowi, a następnie oskorupia się drobnokrystalicznym agregatem tytanitu.

Tak więc z eklogitu powstaje wtórny amfibolit

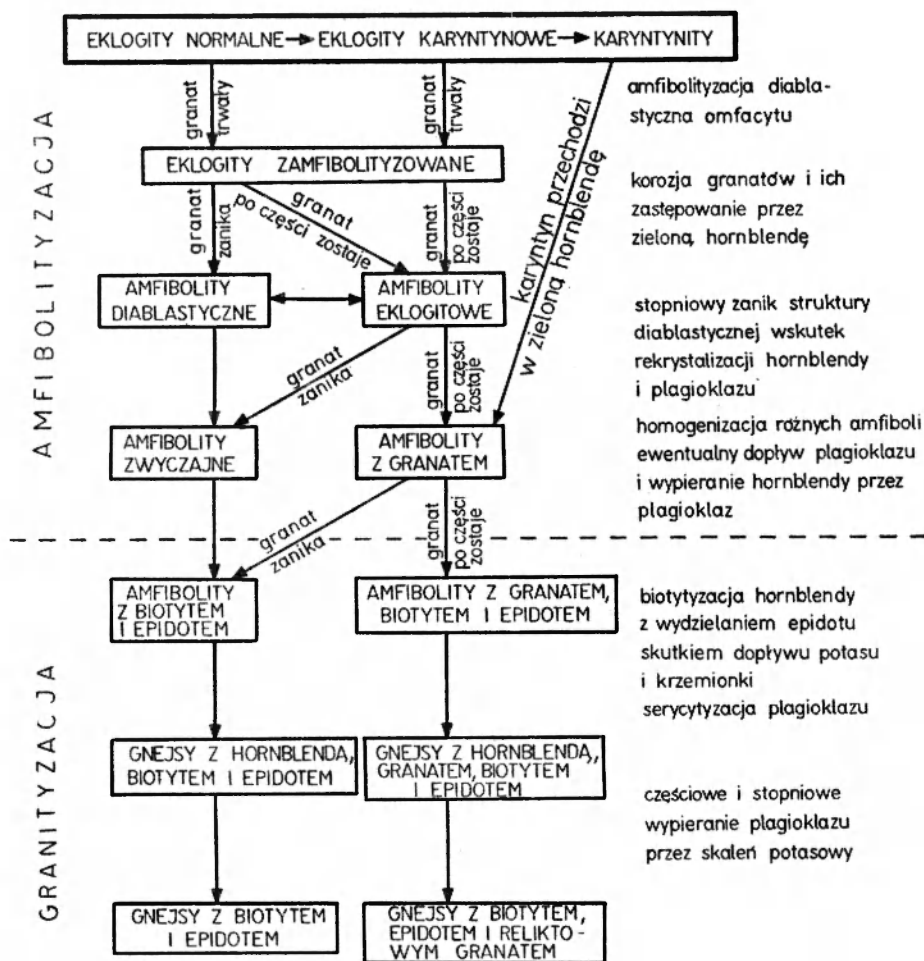


Fig. 5

Przeobrażenia metamorficzne eklogitów masywu Śnieżnika (według artykułu autora z 1963 r.)

złożony z bladzielonej zwyczajnej hornblendy przerastanej kwaśnym plagioklazem w grubiej lub drobniej diablastyczny sposób (amfibolit diablastyczny). Często większa odporność eklogitowego granatu umożliwia pozostanie licznych nadgryzionych reliktyw tego minerału w tle diablastycznym (amfibolit eklogitowy). Plamiste skupienia bladobrunatnego biotytu świadczą o obecności fengitu i dystenu w pierwotnym eklogicie. Krupki tytanitu, zawsze pospolite, zamykają w środku często czarne tlenki żelaza lub nawet relikty pierwotnego rutylu. Przeważnie łatwo jest rozpoznać po wymienionych cechach taki wtórny poeklogitowy amfibolit od amfibolitu pierwotnego. Skład mineralny 11 takich amfibolitów zestawiono w tabeli 18, skład chemiczny zaś 6 takich skał — w tabeli 20.

Zdarzają się jednak przypadki, zdaniem autora raczej rzadkie, kiedy rekrytalizacja była wyjątkowo intensywna, zacierając zupełnie diablastyczne przerosty plagioklazu w hornblendach i nie pozostawiając żadnych śladów eklogitowego pochodzenia. W tym przypadku błędne zakwalifikowanie amfibolitu, jako skały pierwotnej, leży w granicach możliwości.

Ewolucja metamorficzna eklogitów jest schematycznie przedstawiona na figurze 5. Wychodząc z pierwotnego szeregu zróżnicowania eklogitów grupy „C”, od skał dwumineralnych granatowo-omfacytowych przez eklogity zawierające karyntyn do skrajnych i rzadkich skał składających się głównie z karyntynu, a pozbawionych omfacytu, zwanych karyntynitami, podane są najpierw — idąc w dół tablicy — stadia amfibolityzacji. Potem przedstawione są dalsze stadia ewolucji związane z granityzacją całego kompleksu granitognejsowego, w którym tkwią eklogity i pochodne amfibolity. Takim przeobrażeniom granityzacyjnym podlegają zresztą wszystkie amfibolity zarówno pochodzące z eklogitów, jak i nie mające takiej przeszłości.

AMFIBOLITY BEZ PRZESZŁOŚCI EKLOGITOWEJ (tabela 19, 20)

Wśród tych skał można wyróżnić dwie genetycznie odmienne kategorie:

a) Karyntynity i amfibolity z karyntynem, zawierające ów znamieny dla serii amfibolowo-eklogitowych rodzaj hornblendy — karyntyn, chemicznie pokrewny pargasytowi, lecz występujący w innym typie skał, odznaczający się w cienkich płytkach słabo żółtawo-brunatnym zabarwieniem z nieznacznym pleochroizmem. W eklogitach widzimy karyntyn jako produkt blastezy opóźniony w stosunku do dwu typomorficznych minerałów — omfacytu i granatu, będący zawsze w równowadze z plagioklazem, co z omfacytem zdarza się najwyżej tylko przejściowo. Skały zbudowane głównie z karyntynu z podrzędnym plagioklazem,

zawierające granat lub wolne od niego, są więc amfibolitami pierwotnymi, które wytworzyły się zamiast eklogitów, gdyż warunki blastezy przy danym ryczałtowym składzie chemicznym spadły poniżej granicznego dla paragenezy eklogitowej ciśnienia. Mogą też istnieć amfibolity z karyntynem, gdzie blasty tego rodzaju hornblendy wcześniej wydzielone i bladzielonkawe obrzeżone tkwią w tkaninie zwykłej zielonej hornblendy z plagioklazem, oznaczającej, że ciśnienie całkowite jeszcze się zmniejszyło, a prężność H_2O wzrosła. Pobocznymi minerałami są kwarc, biotyt, tytanit, często zoisyt. Karyntynity występują z eklogitami typu „G” na wzgórzu między Strachocinem a Gierałtówem, amfibolity z karyntynem zaś w tym samym miejscu, w Goszowie i w wąwozie Wilczki poniżej wodospadu w Międzygórzu.

b) Amfibolity zwyczajne, bez karyntynu, przeważnie drobnoziarniste, często jasno laminowane, tzn. z równoległymi warstewkami na przemian zagęszczonych i rozrzedzonych słupków hornblendy w tle plagioklazu zwykle dość bogatego w anortyt (najczęściej andezyn 30—40 % anortytu). Słupki hornblendy słabiej lub mocniej zielonawo ubarwionej, bez śladów przerostów diablastycznych, często ukierunkowane przy strukturze nematoblastycznej, nierzadki diopsyd nie reagujący z otoczeniem, bardzo pospolity biotyt w różnych odcieniach, często częściowo schlorytizowany. Pospolity też epidot słabo żelazisty, zwykle w postaci wrostków w plagioklazu. Kwarc prawie zawsze obecny, lecz rzadko obfity. Z minerałów tytanowych występuje głównie tytanit, rzadko ilmenit. Objawy nadżerania hornblendy przez plagioklaz oraz tworzenia się skupień biotytowych można przynajmniej po części przypisać granityzacji, która ogarnęła cały kompleks granitognejsowy. Miejscami doprowadziła ona do prawie całkowitej biotytyzacji hornblendy z wydzieleniem epidotów, dzięki czemu powstały wkładki łupków biotytowych z reliktywami hornblendy.

PORÓWNANIE RÓŻNYCH METABAZYTÓW METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA KŁODZKIEGO

Wtrącenia skał zasadowych w kompleksach rozmaitych gnejsów krystaliniku Śnieżnika nastrożają różne, ważne problemy petrogenetyczne. Jeśli opisując amfibolity w obrębie granitognejsów gieraltowskich mówiliśmy, że często robią one wrażenie wtrąceń zasadowych odziedziczonych po kompleksach analogicznych do serii strońskiej, być może z nią identycznych, to nasuwa się pytanie czy w chemizmie tych wtrąceń nie zachowały się ślady takiej analogii? Dlaczego niektóre wtrącenia zasadowe w granitognejsach dostarczyły eklogitów zwyczajnych, inne skał przejściowych pomiędzy eklogitami a amfibolitami, a jeszcze inne zwykłych amfibolitów podobnych

do spotykanych w serii strońskiej? Czy różnice te wywołane zostały drastycznymi różnicami ciśnienia i temperatury w różnych częściach kompleksu metamorficznego, czy też może różnicami składu skał pierwotnych?

Trudno liczyć na to, by w obecnym stadium zbadań petrograficznego całego kompleksu, mimo dość szczegółowego jego przestudiowania, lecz przy użyciu metod ciągle jeszcze dość dalekich od poziomu całkiem współczesnych wymagań światowych, udało się uzyskać wyczerpujące odpowiedzi na postawione wyżej pytania. Może jednak uda się, nawet przy obecnym niedostatku środków i urządzeń badawczych, zdobyć w tych dziedzinach pewną ogólną orientację.

Podjęta tu próba opiera się na porównawczej analizie składu chemicznego wszelkich metabazytów, dostarczonego przez 45 analiz ryczałtowych, podanych w tabelach 10, 12, 17 i 20. Dla ułatwienia czynności porównywania składu chemicznego zastosowano 2 wykresy równobocznych trójkątów koncentracyjnych:

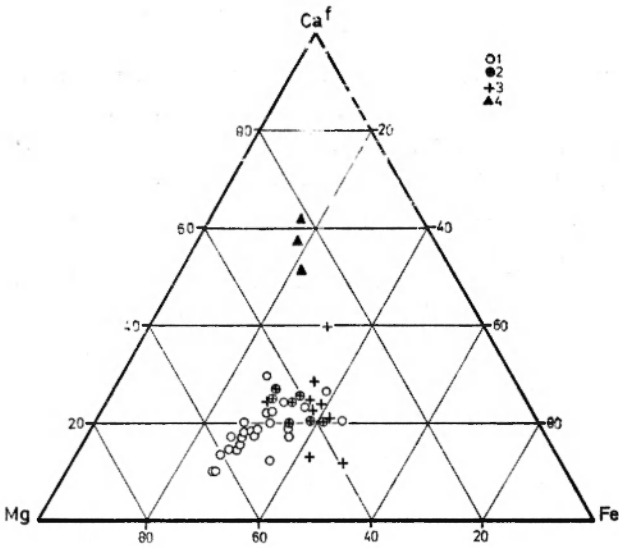


Fig. 6

Zróżnicowanie kationów femicznych w różnych metabazytach metamorfiku Śnieżnika w trójkącie koncentracyjnym Mg-Fe-Ca^f (Ca^f - wapń pozostający w nadmiarze po związaniu w węglany, apatyt i anortyt)

1 - eklogity; 2 - amfibolity wśród granitognejsów; 3 - amfibolity serii strońskiej; 4 - erlany serii strońskiej

Differentiation of ferric cations in various metabasites of the Śnieżnik Metamorphic Complex in the concentration triangle Mg-Fe-Ca^f (Ca^f = calcium left after its combination to carbonates, apatite and anorthite)

1 - eclogites; 2 - amphibolites from among granite gneisses; 3 - amphibolites of the Stronie Series; 4 - erlans („skarnoids”)

1) Trójkąt współrzędnych femicznych Mg Fe Ca^f (fig. 6), które reprezentują wyliczone z analiz chemicznych stosunki wymienionych kationów prze-

liczone na sumę 100:

$$Mg = \frac{Mg}{Mg + Fe + Ca^f} \cdot 100,$$

$$Fe = \frac{Fe}{Mg + Fe + Ca^f} \cdot 100 \text{ (żelazo całkowite } Fe^{2+} + Fe^{3+}),$$

$$Ca^f = \frac{Ca^f}{Mg + Fe + Ca^f} \cdot 100 \text{ (Ca}^f \text{ - nadmiar wapnia po związaniu w węglany, apatyt i anortyt).}$$

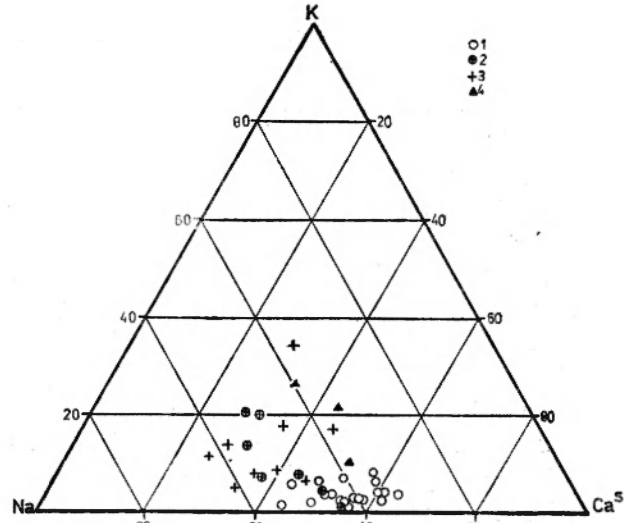


Fig. 7

Zróżnicowanie kationów salicycznych w różnych metabazytach metamorfiku Śnieżnika w trójkącie koncentracyjnym Na-K-Ca^s (Ca^s - wapń związany w anortyt, Ca^s = $\frac{Al - (Na + K)}{2}$)

1 - eklogity; 2 - amfibolity spośród granitognejsów; 3 - amfibolity serii strońskiej; 4 - erlany

Differentiation of salic cations in various metabasites of the Śnieżnik metamorphic complex in the concentration triangle Na-K-Ca^s (Ca^s = calcium combined with Al₂Si₂O₈ to form anorthite; Ca^s = $\frac{Al - (Na + K)}{2}$)

1 - eclogites; 2 - amphibolites from among granite gneisses; 3 - amphibolites of the Stronie Series; 4 - erlans („skarnoids”)

2) Trójkąt współrzędnych salicycznych Na K Ca^s (fig. 7), które reprezentują wyliczone z analiz chemicznych stosunki wymienionych kationów przeliczone na sumę 100:

$$Na = \frac{Na}{Na + K + Ca^s} \cdot 100,$$

$$K = \frac{K}{Na + K + Ca^s} \cdot 100,$$

$$Ca^s = \frac{Ca^s}{Na + K + Ca^s} \cdot 100 \text{ (wapń związany w a-}$$

$$\text{nortyt: } Ca^f = \frac{Al - (Na + K)}{2}$$

Współrzędne obydwu wykresów podane są na dole tabel analiz chemicznych 10, 12, 17, 20. Omówione wykresy ujawniają następujące zróżnicowanie metabazytów:

W trójkącie Mg Fe Ca^f (fig. 6) widać, że eklogity odznaczają się wyraźnie zwiększonym udziałem magnezu, z wyjątkiem typu „e” z Czernicy, który magnezu ma tyle, co większość amfibolitów serii strońskiej. Amfibolity powstałe z eklogitów mają punkty rozsiane w tym samym polu, co uboższe w magnez eklogity, z pewną tendencją do wzrostu Ca^f. Amfibolity serii strońskiej są szeroko zróżnicowane pod względem stosunku Ca^f: Fe, lecz na pole eklogitów (z jednym wyjątkiem) nie zachodzą. Jeden z para-amfibolitów jest tak wybitnie wzbogacony w Ca^f, że zbliża się do erlanów.

W trójkącie Na K Ca^s (fig. 7) eklogity grupują się w zwartym polu najbogatszym w Ca^s, a najuboższym w K. Amfibolity pochodzenia eklogitowego rozsiane są w pasie odchodzącym od pola eklogitowego w kierunku malejących wartości Ca^s, a rosnących wartości Na i K. Amfibolity serii strońskiej i tutaj wykazują największą zmienność, lecz do pola eklogitowego na ogół nie zbliżają się, mając albo za dużo Na, albo za dużo K lub wreszcie za dużo obu tych składników. Erlany włączają się w to samo pole, mają jednak mniej Na.

Z analizy obu wykresów wynika, że eklogity odróżniają się od wszelkich amfibolitów pewną grupową specyfiką składu chemicznego, a mianowicie wyższą z reguły zawartością magnezu i wyższą przeważnie proporcją glinu w stosunku do alkaliów, umożliwiającą wyższe liczby Ca^s, przy niższych jednocześnie wartościach K. Amfibolityzacja eklogitów podwyższa na ogół zawartość alkaliów, a zwłaszcza potasu, co stawia pod znakiem zapytania lansowaną dotychczas w światowej literaturze tezę o izochemicznym przebiegu przeobrażania się eklogitów w amfibolity. W przypadku masywu Śnieżnika można dopatrywać się pewnego dopływu alkaliów, a odpływu magnezu w czasie amfibolityzacji, na którą częściowo nakłada się granityzacja całego kompleksu.

Szersze zróżnicowanie chemizmu amfibolitów serii strońskiej, niż eklogitów wraz z ich produktami wtórnej amfibolityzacji, czyni możliwą do przyjęcia hipotezę, że eklogity wytworzyły się z niektórych metabazytów serii strońskiej, jednakże tylko z takich, które miały odpowiedni do tego chemizm. Wiadomo z doświadczeń laboratoryjnych (Green, Ringwood 1966), że dla całkowitego przeobrażenia w eklogit materiałów bazaltoidowych o różnym składzie potrzebne są ciśnienia różnej wartości. Łatwo więc wyobrazić sobie, że niektóre metabazyty serii strońskiej przy całkowitym ciśnieniu panującym w pewnych

miejscach zdolne były przeobrazić się w eklogity, podczas gdy inne zasadowe wtrącenia, o odmiennym składzie chemicznym, pozostały w stanie amfibolitów, mimo że jedne i drugie znalazły się później w zupełnie podobnym otoczeniu przeobrażonym w granitognejsy gierałtowski.

Że skałą bezpośrednio poprzedzającą blastezę paragenezy eklogitowej były nieraz amfibolity, a nie jak postuluje wielu petrografów klasyków skały magmowe — gabra, diabazy, bazalty — autor miał możliwość przekonać się na podstawie studiów mikroskopowych szeregu próbek eklogitów z różnych terenów europejskich. Wskazówką w tym kierunku były reliktove wrostki hornblendy zwyczajnej w blastach omfacytu i granatu tych eklogitów.

Ostatnio autor wykrył w jednej próbce eklogitu z Wojtówki (typ „a”) duże poikiloblasty omfacytu zamykające w swych środkach mocno powyżerane relikty blade ubarwionej hornblendy, zupełnie różnej od hornblendy eklogitowej i składem odpowiadającej zwyczajnej hornblendzie amfibolitów. O ile mikrolity omfacytowe wrosnięte w porfiroblastach omfacytu lub w poikiloblastach karyntynu mają zwykły dla omfacytu skład chemiczny, to sporadyczne wrostki klinopiroksenu wrosnięte w reliktovej hornblendzie są znacznie uboższe w glin i w sól, i wraz z nią reprezentują paragenezy, które poprzedziły utworzenie się eklogitu. Stanowi to dowód, że obecny eklogit wytworzył się na miejsce starszego amfibolitu (K. Smulikowski 1977). Jest wielce prawdopodobne, że również eklogity z innych punktów krystaliniku Śnieżnika rozwinęły się z amfibolitów dzięki lokalnemu układowi ciśnienia i temperatury oraz pomyślnym dla takiego przeobrażenia składowi chemicznemu i strukturze, lecz wyraźne relikty takiej ich przeszłości nie zdołały się zachować. Hipoteza taka zostanie uwzględniona przy konstrukcji schematu graficznego ewolucji metamorficznej całego kompleksu krystalicznego Śnieżnika w końcowym rozdziale niniejszej pracy (fig. 12).

SERIA GRANULITOWA STAREGO GIERAŁTOWA (tabele 21, 22)

Seria ta — w przeciwieństwie do poprzednio omówionych — jest bardzo ograniczona w swym występowaniu. Na polskim terytorium widzimy ją tylko w okolicy Starego Gierałtowa, gdzie zajmuje na prawym brzegu rzeki Białej Łądeckiej stoki, aż po grzbiet graniczny. Na lewy brzeg nie przechodzi, będąc tu uciętą ważną dyslokacją. Poza grzbiet graniczny, na terytorium czeskim, strefa ta ciągnie się w kierunku NNE jeszcze ok. 7 km aż po okolice miejscowości Jawornik, gdzie ucięta jest inną dyslokacją o kierunku NW—SE. Na polskim obszarze, w Starym Gierałtowie, szerokość strefy wynosi

0,5–2 km i tu cechy petrograficzne znamionujące serię występują z całą wyrazistością; natomiast tuż za czeską granicą strefa granulitowa nagle zwęża się do połowy, a cechy specyficzne jej nagle słabną, pozostawiając znacznie więcej miejsca przejściowym typom skał.

Strefa serii granulitowej ze wszystkich stron otoczona jest granitognejsami, głównie typu gierałtowskiego. Granice południowa i północna, w poprzek wydłużenia strefy, są tektoniczne i ostre. Wzdłuż rozciągłości strefy granice jej z granitognejsami są nieostre i niewyraźne, być może przejściowe, co trudno stwierdzić wobec zupełnego braku odsłoneń. Kozłowski (1965), któremu zawdzięczamy najpełniejszy opis petrograficzny strefy granulitowej, obserwował w sztucznych wkopach wykonanych przy samej granicy państwowej na wschodnim brzegu strefy, tuż przy kontakcie z granitognejsami gierałtowskimi, naprzemianległość ławic granulitów z leukokratycznymi gnejsami granatowymi obfitującymi w mikropertyty, które słusznie zaliczył do gnejsów gierałtowskich. Są one analogiczne do wyróżnionej w niniejszej pracy odmiany „e” „gnejsów granulitowatych”, znanych w podobnym wykształceniu z góry Suszycy w Górach Bialskich i uważanych za skały przejściowe między granitognejsami a granulitami. Jeśli lokalną obserwację Kozłowskiego można by uogólnić i rozciągnąć na większość kontaktów granulitów z granitognejsami w okolicy Gierałtowa oznaczałoby to, że materiał wyjściowy obu tych grup skalnych wykazywał przy generalnym podobieństwie, różnice tego rodzaju, iż blasteza skał przebiegała odmiennie.

W takich przejściowych i peryferycznych partiach strefy granulitowej zaobserwowano też wtarcenia amfibolitów i gnejsów amfibolowych. W zwężonej strefie granulitowej po stronie czeskiej udział typowo wykształconych granulitów maleje, a rośnie rola skał przejściowych z udziałem amfibolitów. Przekładanie typowych granulitów skałami należącymi niewątpliwie do facji amfibolitowej następczo dotąd petrologom pewne kłopoty, zmuszając do przyjmowania regresji metamorfizmu z facji granulitowej do amfibolitowej, nawet w tych przypadkach, gdy rozmieszczenie przestrzenne było z takim procesem trudne do pogodzenia. Można to wyjaśnić bez większego trudu odkąd Touret (1974) wykazał, że blasteza granulitów odbywa się przy przewodzie CO_2 w fazie płynnej, blasteza skał facji amfibolitowej — przy przewodzie H_2O . Ani różnice temperatur, ani ciśnienia, ani składu globalnego nie odgrywają tu roli decydującej. Współobecność granulitów oraz gnejsów z amfibolitami w tych samych kompleksach metamorficznych jest więc całkiem możliwa i uzależniona głównie od składu faz płynnych. Aby stwierdzić,

że tak właśnie jest w przypadku serii Starego Gierałtowa, należy wzorem Toureta zbadać skład ciekłych inkluzji w minerałach granulitów i stowarzyszonych z nimi gnejsów granulitowatych oraz typowych granitognejsów z innych okolic metamorfiku Śnieżnika.

Odkładając to zadanie na przyszłość dla odpowiednich specjalistów autor zajmie się dokładną charakterystyką petrograficzną serii granulitowej z terenów mieszczących się w granicach Polski. Oprócz własnych obserwacji i analiz (Smulikowski 1967, 1973), posłużono się bogatymi danymi petrograficznymi Kozłowskiego (1965), dotyczącymi zarówno polskiego, jak czeskiego odcinka strefy granulitowej oraz danymi Ansilewskiego (1973), dotyczącymi głównie skalenia granulitów i granitognejsów Gór Bialskich i służącymi określeniu temperatur i zakresu ciśnień blastezy tych skał.

Ogromną przewagę ilościową w serii granulitowej Starego Gierałtowa mają zwyczajne jasne granulity, złożone głównie z równorzędnych mniej więcej ilości kwarcu, skalenia i plagioklastu, a zawierające poniżej 12 % sumy minerałów barwnych. W tle tych jasnych skał spotykamy różnej grubości przewarstwienia granulitów ciemnych o zmiennym składzie mineralnym, lecz bogatszych w minerały barwne (powyżej 16 %). Przewarstwienia te mogą być miejscami cienkie a gęste, przedstawiające obraz laminacji warstewek na przemian ciemnych i jasnych, grubszych i cieńszych, często nieco pofałdowanych, przypominających gnejsy wstęgowe lub migmatyty typu arterytowego. Kozłowski (1965) nazywa je więc „migmatytami granulitowymi”, lecz zdaniem autora niesłusznie, gdyż nazwa ta sugeruje iniekcje, infiltracje lub metamorficzno-dyferencyjne zróżnicowanie masy skalnej, podczas gdy w istocie chodzi tu o uwarstwienie sedymentacyjne.

Część ciemnych granulitów okazuje wzbogacenie w sam granat, czasem warstwowo zagęszczający się w proporcji ponad 50 %, co dozwala nazywać takie skały granatytami. Zielony omfacyt występuje tu w ilości podrzędnej (poniżej 10 %) i nie wpływa na zabarwienie skały. W innych granulitach do granatu dołącza się omfacyt w równej lub nawet przeważającej ilości, co sprawia, że megaskopowo skała przyjmuje odcień zielonawoszary, z czerwonymi kropkami granatu i białawymi interstycjami kwarcowo-skaleniovymi. Skały takie można nazywać granulitami omfacytowymi lub granulitami eklogitowymi. I one także często wykazują drobną laminację, różnicując się na warstewki na przemian bogatsze i uboższe w granat względnie omfacyt, zawierające więcej lub mniej skalenia z kwarcem. Wreszcie pojawiają się tu i ówdzie — co prawda rzadko — warstewki od paru do kilkunastu centymetrów grubości z czerwonymi granatami

w ciemnym zielonoszarym tle, prawie pozbawione skaleni i wobec tego odpowiadające składem prawdziwym eklogitom.

Zmienność składu mineralnego w całej opisywanej serii jasnych granulitów do ultramaficznych eklogitów uwidoczniła jest w tabeli 21. Graficzny obraz tej zmienności przedstawia figura 8 — trójkąt koncentracyjny FGO (F — skalenie, G — granat, O — omfacyt). Jasne granulity tworzą zwartą grupę blisko wierzchołka F, gdyż są ubogie w granat, omfacytu zaś przeważnie wcale nie zawierają lub zawierają go bardzo mało. Ciemne granulity przesunięte są ku środkowi trójkąta — zawierają dużo granatu i zazwyczaj podrzędne ilości omfacytu. Dalej w kierunku wierzchołka G odchodzą dwa punkty granatytów wybitnie wzbogaconych w granat. W samym środku trójkąta, przedłużając się i rozszerzając w stronę boku GO, mieści się pole granulitów eklogitowych bogatych zarówno w granat, jak i omfacyt. Jest to najliczniejsza grupa skał w analizowanym materiale nie dlatego, że najbardziej rozpowszechniona, gdyż jasne granulity na pewno 10-krotnie nad nimi przeważają, lecz dlatego, że były one przedmiotem szczególnego zainteresowania autora, ze względu na to, że dla światowej nauki stanowią wielką osobliwość.

Eklogity prawdziwe mieszczą się przy samym boku trójkąta GO, jako że są prawie pozbawione

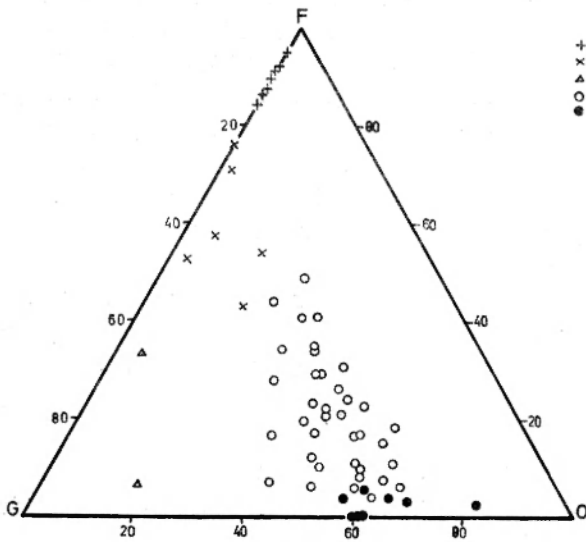


Fig. 8

Seria granulitowa Starego Gierałtowa w trójkącie koncentracyjnym FGO (F — skalenie, G — granat, O — omfacyt, w stosunkach objętości)

1 — granulity jasne; 2 — granulity ciemne ubogie w omfacyt lub bez omfacytu; 3 — granatyty; 4 — granulity eklogitowe (z omfacytem); 5 — eklogity

Granulite Series from Stary Gierałtów presented in FGO triangular diagram (F — feldspars, G — garnet, O — omphacite volume proportions)

1 — light granulites; 2 — dark granulites, omphacite free or omphacite poor; 3 — garnet rocks; 4 — eclogitic granulites; 5 — eclogites

skaleni. Liczba ich punktów jest również niewspółmiernie wielka w stosunku do ich względnej rzadkości w obrębie całej strefy granulitowej. Ważna jest, jak się wydaje, ciągłość przejść pomiędzy wyróżnionymi 5 rodzajami serii skał granulitowych.

W tabeli 22 zestawiono 11 analiz chemicznych skał składających się na omawianą serię. Luka w ciągłości zmian w tabeli między analizami 5 i 6 jest sztuczna, gdyż wywołana brakiem analiz ciemnych granulitów ubogich w omfacyt. Omówimy z kolei petrograficzne cechy wyróżnionych 5 rodzajów skał serii granulitowej.

GRANULITY JASNE

Skały droбноziarniste jasnoszare w stanie świeżym, różowiejące, żółknące, a w końcu bielejące wskutek wietrzenia. Zwłaszcza na zwietrzałych powierzchniach widzi się zwykle ukierunkowanie tekstury, głównie dzięki płaszczynowemu zagęszczeniu granatów, normalnie nieco większych od ziarn jasnych minerałów (przeciętnie 0,5 — 2 mm), lub brunatnawo-szarym smużkom zagęszczenia biotyту.

Jasne minerały tworzą bardzo drobną, lecz nierówną mozaikę niekształtnych ziarenek kwarcu, oligoklazy i skalenia potasowego, w proporcjach prawie równorzędnych, zwykle z nieznacznym niedomiarem tego ostatniego. Kwarc słabo faliście wygaszający, nierówno i bezkierunkowo rozmieszczony, wyjątkowo tylko i lokalnie wykazuje ukształtowanie płytkowe z równoległym ułożeniem, co jest tak charakterystyczne dla klasycznych saskich granulitów, i co przez wielu badaczy uważane jest za nieodłączną cechę wszystkich prawdziwych granulitów całego świata. Autor nie podziela tego poglądu i dlatego nie waha się całości strefy gierałtowskiej zaliczyć do granulitów.

Oligoklaz tworzy dobrze zindywidualizowane ziarenka różnej wielkości, obfitujące na ogół w prążki albitowe, rzadziej peryklinowe. W całkiem świeżych skałach jest on klarowny, ostro odgraniczony od skalenia potasowego, bardzo rzadko z myrmekitem lub innymi objawami międzyskaleniowych reakcji. Normą jest jednolity skład ziarn z równym wygaszaniem, rzadko zaznacza się słaba budowa pasowa. W typowych granulitach skład oligoklazy zmienia się w różnych skałach w granicach 10 — 20 % anortytu, choć zdarzają się lokalne partie, gdzie procent ten wzrasta do 26, inne zaś gdzie spada poniżej 10. Antypertytowy rozwój plagioklazów jest rzadki w typowych granulitach jasnych.

Skałen alkaliczny jest najbardziej zróżnicowany na: a) międzyziarnowe wypełnienia pozbawione indywidualności odrębnych ziarn; b) drobne ksenomorfiiczne ziarna o bardzo zmiennej wielkości, c) stosunkowo duże blasty o nieprawidłowych konturach, za-

mykające często drobne wrostki kwarcu, oligoklaz i barwnych minerałów. Między tymi formami występowania skalenia alkalicznego istnieją ciągle przejścia. Mikroskopowy wygląd jego wskazuje na ortoklaz, plamiste wygaszanie, a w lokalnych plamach subtelna siateczka mikroklinowa, zdarzają się przede wszystkim w dużych blastach, bardzo rzadko w drobniejszych ziarnach. Badania mikroskopowo-optyczne Kozłowskiego (1965) dużych blastów, wszystkich zaś kategorii — Ansilewskiego (1973), dowiodły niezbicie trójskośności optycznej skalenia potasowego w granulitach. Oznaczenia rentgenograficzne drugiego z tych autorów wykazały jednak bardzo niski stopień trójskośności strukturalnej tego skalenia we wszystkich jego formach wykształcenia ($\Delta = 0,12-0,26$, wobec $\Delta = 0,17-0,56$ w granitognejsach). Mikroclin o tak słabej trójskośności i pozbawiony zbliźniaczeń może być więc w praktyce opisowej petrografii mikroskopowej określany jako ortoklaz.

Osobnym zagadnieniem są pertytowe struktury w skaleniu alkalicznym, starannie przestudiowane przez Ansilewskiego (1973) oraz pięknie i wyczerpująco przedstawione na mikrofotografiach. Morfologia ich jest skomplikowana i wieloraka, lecz nie będę tu wdawał się w jej szczegóły. Najczęstsze są włókienkowe lub cienko-wrzecionowate przerosty zgodnie zorientowanego albit—oligoklaz w skaleniu potasowym, niekiedy dwojakiego kalibru w obrębie jednego ziarna, jak gdyby dwu generacji — grubsze i bardzo delikatne w przestrzeniach skalenia potasowego między przerostami grubymi. Gęstość przerostów i ich rozmieszczenie są też bardzo zmienne — mogą być rzadkie, gdzie indziej zagęszczając się do tego stopnia, że śmiało można kwalifikować je jako mezopertyty. Czasem włókienka pertytowe ograniczone do pól w środku przekroju skalenia zostawiają jego brzegi w stanie jednorodnym; kiedy indziej tylko pewna część z jednego brzegu ziarna objęta jest pertytyzacją, pozostałe zaś części są od niej wolne.

Charakterystyczne jest przy tym, że duże blasty są prawie zawsze mikropertytowe, drobne ziarna tylko niekiedy, wypełnienia zaś intergranularne nigdy. Granulity przejściowe do gnejsów granulitowatych i granulity terenów czeskich, również nieco zdegenerowane, w przewodzie obfitują w takie grubsze mikropertytowe blasty, granulity z terenu Starego Gieraltowa są normalnie bardziej drobnoziarniste i tylko lokalnie zawierają więcej takich blastów. Stąd zrodził się pomysł Kozłowskiego (1965), że blasty te są w granulitach utworami późniejszymi, wzrosły w gotowych już skałach pod wpływem bogatych w potas roztworów uruchamiających zarazem wtórną biotytyzację. Ansilewski (1973) nie zgadza się z tą tezą i należy chyba przyznać mu słuszność. Nie widać powodu,

dla którego młodsze blasty, raczej w niższej temperaturze wzrastające, miałyby stale bardziej obfitować w albit—oligoklazowe przerosty niż drobne blasty starsze. Poza tym pospolite bywają w granatach duże wrostki mikropertytu lub mezopertytu (obok plagioklaz i kwarcu) świadczące, że blasteza granatu odbywała się w skale zawierającej już wcześniej te pertyty.

Autor sądzi, że obfitość mikropertytowych przerostów w dużych blastach można tłumaczyć dwiema niezależnymi od siebie okolicznościami: 1) na dużych przekrojach bogactwo i różnorodność mikropertytów są o wiele łatwiej zauważalne niż na przekrojach bardzo małych, 2) wzrost małych blastów kosztem starszej mieszaniny mineralnej łatwo powoduje wyodrębnianie się skalenia potasowego i wapniowo-sodowego: natomiast w miejscach, gdzie skład starszej mieszaniny mineralnej umożliwił wzrost dużych blastów, tam skałen potasowy i plagioklaz wzrastały we wzajemnych przerostach o różnym zagęszczeniu. Wydaje się więc, że mikropertyty w granulitach, bez względu na wielkość ziarn, powstawały przeważnie przez równoczesny wzrost obu kategorii skaleni.

Kozłowski (1965) był zdania, że mikropertyty powstają głównie przez wypieranie plagioklazów, przez rozrastający się ich kosztem skałen potasowy, posunięte aż do pozostawienia tylko drobnych żyłek i plamek plagioklazowych w obrębie skalenia potasowego (tzw. „mikropertyt reliktowy”). Ansilewski (1973) nie zgadza się z tą opinią, nie widząc wystarczających oznak takiej metasomatozy potasowej na dużą skalę. Przypuszcza on, że mikropertyty w jasnych granulitach są zwykle produktem odmieszania nadmiaru sodu w skaleniu potasowym w toku ochładzania częściowo w formie mikroskopowo widocznej, częściowo submikroskopowej (kryptopertyty), lecz że istnieje oprócz tego starsza generacja mikropertytów powstała przez równoczesną blastezę obu skaleni we wspólnych mieszanych ziarnach. Pojawianie się wyraźnie oddzielonych dwu generacji mikropertytowych, jednej grubej żyłkowej i drugiej bardzo delikatnie włókienkowej pomiędzy grubymi żyłkami, przemawia zdecydowanie za taką koncepcją. Autor jest również jej zwolennikiem, z tym że w mikropertytach granulitów mikroskopowo dobrze dostrzegalnych upatruje zdecydowaną przewagę ilościową produktów mieszanej blastezy z niejednorodnej mieszaniny mineralnej starszej skały.

Granat jest głównym minerałem barwnym jasnych granulitów. Ziarna jego z reguły górują nieco wielkością nad ziarnami innych minerałów, są przeważnie mniej więcej okrągławe, lecz często nieco spłaszczone w płaszczyznach laminacji i zwykle wyraźnie zagęszczające się w niektórych z tych płaszczyzn. Często

spotyka się w ich wnętrzu wrostki kwarcu, oligoklazu, mikropertytu, biotyty, rzadziej dystenu, nieraz dość sporych rozmiarów, czasami formy granatu są wydłużone, atolowate, nieregularne, zazębiające się z jasnymi minerałami. Sugeruje to późniejszą blastezę granatów w tle starszej skały złożonej z drobnoziarnistej mieszaniny wymienionych minerałów przypuszczalnie ich kosztem. Skład granatu jest typowy dla granulitów (Deckert 1957), z wielką przewagą almandynu, znacznie niższą zawartością grossularu i jeszcze o wiele niższą — pyropu. Przewaga żelaza powoduje nieco różowawy odcień granatu, nawet w całkiem cienkich przekrojach.

Biotyt ustępuje zawsze ilością granatowi, nigdy jednak nie brak go zupełnie. Wyróżnić można dwie jego generacje różniące się na ogół barwą i sposobem rozmieszczenia: starsza generacja przed-granatowa i młodsza po-granatowa. Starsza generacja jest zwykle obfitsza, w skale nierówno rozsiada w drobniutkich blaszkach brunatnych lub czerwono-brunatnych, z wyraźnym kierunkowym uporządkowaniem zgodnie z laminacją skały, często też wyraźnie zagęszczająca się w nieostrych laminach. Często widzimy ją też przy ziarnach granatu, rzadziej w postaci wrostków w ich środkach. Ta generacja dostarczyła przypuszczalnie żelaza i magnezu powstającemu granatowi, lecz nie została przez jego wzrost całkowicie zużyta. Młodsza generacja, zwykle ilościowo całkiem podrzędna, tworzy strzępki i nieforemne łuski w obrzeżeniu granatów lub w ich pęknięciach i śmiało może być uważana za produkt wtórnego przeobrażenia granatu. Jej odcień jest zwykle oliwkowy, wyraźnie różny od brunatnych odcieni generacji starszej. Różnica barwy jest zdaniem autora wywołana zawartością TiO_2 i Fe_2O_3 w generacji pierwotnej, podczas gdy generacja wtórnie z granatu powstała jest pozbawiona tych składników. Nie zawsze jednak takie rozróżnienie jest możliwe, gdyż w miejscach powstawania wtórnego biotyty mogą tkwić małe wrostki tlenków żelaza i tytanu, i wtedy oba te metale wbudowywane w nowo powstający biotyt barwią go na brunatno i upodobniają do biotyty pierwotnego.

Kozłowski (1965) opisywał próbki granulitów jasnych z minimalną ilością muskowitu. Według rozważań autora skały takie są całkiem wyjątkowe, jeśli nie brać pod uwagę wtórnych agregatów jasnego łuszczycy w obrzeżeniu niektórych dystenów. Dysten jest raczej akcesoryczny i sporadyczny w ziarnach nieforemnych, zwykle dynamicznie zdeformowanych, obrośnięty nieco grubiej ziarnistymi skaleniemi, czasem granatem. W nielicznych próbkach dostrzega się brunatnoszare i mętne agregaty włókniste w interstycjach między ziarnami minerałów jasnych, reprezentujące bez wątpienia wtórne amfibole powstałe z całkowicie przeobrażonego omfacytu. Relikty piroksenu

w środku tych agregatów dostrzega się całkiem wyjątkowo.

Z minerałów tytanu najpospolitszym, choć zawsze skąpym minerałem, jest rutyl częściowo zaczerniony tlenkami żelaza. W niektórych próbkach pojawia się tytanit, w jednorodnie skryształizowanych i często dość dużych blastach, niewątpliwie pierwotnych, nie zaś powstałych kosztem rutylu. Z innych minerałów akcesorycznych należy wymienić skąpy apatyt, cyrkon i allanit.

GRANULITY BOGATE W GRANAT

Są to skały różowawoszare, o wiele mniej rozpowszechnione od zwykłych jasnych granulitów i tworzące wśród nich warstwy często wielokrotnie alternujące. Zawartość granatu od 15 % objętości może wzrastać do 32, a nawet skupiać się w cienkich warstwach powyżej 50 % obj., co uzasadnia określanie tychże nazwą granatytów. Często wzrost zawartości granatu połączony bywa z podwyżką udziału biotyty, zwłaszcza pierwotnego. W wielu takich granulitach pojawia się interstycjalny wśród jasnych minerałów omfacyt, wyraźnie zielony i bogaty w żelazo, nieforemny, rozgałęziający się pomiędzy ziarnami kwarcu i plagioklazu, prawie zawsze w znacznym stopniu przeobrażony w mętne, słabo przeświecające agregaty amfibolowe.

Wśród jasnych minerałów ostro zaznacza się spadek zawartości skalenia potasowego, w mniejszym stopniu ubytek kwarcu, tak że oligoklaz staje się dominującym składnikiem jasnego tła granatów. Akcesoryczne minerały nie różnią się od spotykanych w zwyczajnych, jasnych granulitach.

GRANULITY EKLOGITOWE

Odróżniają się one od grupy poprzednio opisaną obfitością omfacytu przekraczającego tu 20 % objętości, a sięgającego wraz z amfibolowymi agregatami wtórnie zeń powstałymi do 60 % obj. Zawartość granatu waha się od 20 do 40 % obj., kwarcu od 2 do 21 % obj., plagioklazu od 2 do 36 % obj. W związku z tym dla oka nieuzbrojonego skała przedstawia zwykle zielonkawoszarą drobnoziarnistą mieszaninę, czerwono nakrapianą drobniutkimi granacikami, skalenie zaś są słabo dostrzegalne, jako białawe lub kremowe kropczki. Powszechne jest zagęszczanie się granatu i omfacytu w naprzemianległych nieostro odgraniczonych warstewkach. Zdarzają się tu też warstewki jasnych granulitów ubogich w granaty, a bogatych w kwarc i skalenie.

Granaty bywają często spłaszczone zgodnie z laminacją, zawierają wrostki kwarcu i rutylu. Szczególnie znamienne jednak są duże wrostki dystenu, często zaś wygląda to tak, że nieforemne ziarna dystenu są

z zewnątrz obrośnięte grubszą lub cieńszą skorupą granatu. Pozwala to przypuszczać, że dysten należący do paragenezy przedgranulitowej służył jako ośrodek ułatwiający blasty późniejszego granatu.

Omfacyt z reguły odznacza się rozwojem poikiloblastycznym, obfitując w różnie zorientowane wrostki przede wszystkim oligoklazów, w mniejszej liczbie kwarcu, granatu, biotyty, rutylu. Blasty jednorodne są zwykle w znacznej mniejszości, lecz w miarę, jak maleje suma jasnych minerałów, a rośnie suma granatu i omfacytu, zdobywają one przewagę coraz większą, aby w końcu w skałach bardzo ubogich w skalenie — odpowiadających już eklogitom właściwym — zapanować prawie zupełnie.

Można się więc domyślać, że mamy tu do czynienia z procesem ciągłym stopniowego wzrostu omfacytu kosztem skalenia przy odpowiednich proporcjach składników chemicznych wśród odpowiednich ciśnień: Najpierw rozwój omfacytu w zakątkach między ziarnami plagioklazów i kwarcu oraz stopniowe jego rozszerzanie się wzdłuż intergranularnych szwów, z lokalnym zamykaniem pojedynczych ziarn plagioklazów i kwarcu, co widoczne bywa w niektórych granulitach jasnych i ciemniejszych wzbogaconych w granat. Po tym następuje — w skałach bogatszych w Ca, Mg i Fe — rozwój tych intergranularnych tworów w nieforemne poikiloblasty, najbardziej typowo wykształcone w granulitach eklogitowych. Wreszcie — przy jeszcze większej obfitości $Ca+Mg+Fe$ w skałach pierwotnych — zanik wrostków w poikiloblastach wskutek wchłaniania ich do składu rosnącego omfacytu, po części zaś wypychanie ich poza obręb jego blastów, czyli ujednorodnianie się ich wnętrza, co już jest właściwe eklogitom prawdziwym.

Omfacyty ujawniają pewien stopień kierunkowego uporządkowania, wykazany analizą petroteksturalną przez Kozłowskiego (1965): Osie wydłużenia blastów (Z) układają się w sposób uprzywilejowany w płaszczyznach laminacji. Także wrostki plagioklazów i biotyty w poikiloblastach omfacytowych stosują się często do tego kierunku. Wszystkie te objawy uporządkowania blastycznego zgodnego z laminacją są wynikiem pierwotnego uwarstwienia sedymentacyjnego.

Na styku omfacytu z jasnymi minerałami zarówno na zewnątrz poikiloblastów, jak i wrostków wewnątrz poikiloblastów, zwykle dostrzega się przy dużych powiększeniach mikroskopowych pewną strzępiastą konturów, zwłaszcza w przypadkach, gdy kierunek ich jest poprzeczny do osi Z omfacytu. W typowym wykształceniu widzimy wówczas cieniutkie równoległe kanaliki, biegnące równoległe w głąb omfacytu zgodnie z osią Z, wypełnione bezbarwną substancją o niskich współczynnikach załamania i słabej dwójłomności. Jak autor wyjaśnił w jednej

z dawniejszych prac (Smulikowski 1967) chodzi tu o późniejszą korozję omfacytu przez roztwory intergranularne zawierające sód wzdłuż kierunku (będącego kierunkiem najmniejszej odporności) łańcuchów Si_2O_6 w strukturze krystalicznej i wypełnienie tych kanalików bogatym w sód plagioklazem. Nie ma to nic wspólnego z rozkładem omfacytu na aktynolit i albit, który jest procesem jeszcze późniejszym, rozwijającym się w granulitach eklogitowych i produkującym mętne brunatnoszare włókniste agregaty diablastyczne. W skałach silnie przeobrażonych agregaty oczyszczają się i przeświecają bladezielono nowo utworzoną hornblendą wtórną.

Niezależnie od takiej hornblendy w wielu omawianych skałach dostrzegamy w zakątkach międzyziarnowych, lub w postaci wrostków w poikiloblastach omfacytu, skąpe i drobne ziarnka hornblendy pierwotnej, barwy bladeoliwkowo-brunatnej, a w skałach bogatych w żelazo — ciemnozielonej. Taka hornblenda należy prawdopodobnie do przedgranulitowej paragenezy mineralnej i została przeważnie całkowicie zużyta przy instalowaniu się paragenezy granat + omfacyt. Taką samą rolę należy zapewne przypisać biotytovi, który w postaci drobnych czerwono-brunatnych łuseczek wrośnięty jest chaotycznie w tle skaleniowo-kwarcowym lub w poikiloblastach.

Kwarc jest bardzo nierówno rozmieszczony, tworząc miejscami w jasnym tle zwarte mozaikowe skupienia i zostawiając w innych partiach tego tła miejsce głównie skaleniom. Rozpowszechniony jest też w postaci wrostków w poikiloblastach omfacytów i w niektórych większych ziarnach plagioklazów.

Oligoklaz nie różni się na ogół składem od plagioklazów jasnych granulitów (przeważnie 15–18 % antytu, rzadko ze słabą odwróconą budową pasową do 21 %, wyjątkowo 26 % anortytu przy brzegach ziarn). Znamienne jest występowanie w niektórych skałach ziarn antypertytowych z plamistym skupianiem się nadzwyczaj delikatnych włókiełek lub blaszek skalenia potasowego widocznych dopiero pod silnym powiększeniem, a równoległych do prążków albitowych (010). Najsilniejszy rozwój takiego antypertytu znamionuje zwłaszcza skały bogatsze w oligoklaz. Sporadyczność występowania antypertytu oraz nierówność jego kondensacji w oddzielne plamy wyklucza pochodzenie jego z wtórnego odmieszania nadmiaru potasowej domieszki przy ochładzaniu skały, nasuwa natomiast przypuszczenie, że powstał od razu przez dwuskaleniową blasty z pierwotnej niejednorodnej mieszaniny mineralnej starszej skały.

Inną formą silnie sodowego plagioklazów, ilościowo zupełnie podrzędną, są cieniutkie obwódki ograniczające wszystkie obce wrostki w poikiloblastach omfacytu, a także rąbki pomiędzy granatem, biotytem, rutylem a kwarcem. Plagioklaz korodujący i wypełnia,

jący opisane wyżej kanaliki w omfacycie ma również, zdaniem autora, takie samo pochodzenie. Jest on produktem hydrotermalnych roztworów międzyziarnowych zawierających sód.

Skaleń potasowy obecny jest w drobnej ilości i nie we wszystkich skałach (maksymalnie 6 % obj.), przeważnie w drobnitkich ziarenkach interstycjalnie zakleszczonych między innymi minerałami. Sąsiadując z oligoklazem wgrza się niekiedy do wnętrza jego ziarn, tworząc lokalnie antypertytowe infiltracje, raczej grube jednak i zupełnie niepodobne do opisanych wyżej antypertytów plamkowych. Wygląd mikroskopowy zawsze jednoskośny. Większe, bardziej samodzielne ziarenka w niektórych skałach wykazują mikropertytowe użytkowanie, znacznie grubsze niż antypertyty w ziarnach oligoklazu. Oligoklazowe włókna i pręciki mogą być proste, regularne i równoległe, często jednak są pokrzywione, zmięzwione, zagęszczone miejscami do mezopertytów i w ogólności bardzo nierówno rozmieszczone, skupiające się raz w środku, innym razem właśnie na obrzeżu ziarn albo nawet w pewnych tylko ich częściach, zostawiając inne ich partie zupełnie wolne. Prosty stąd wniosek, że nie mogło tu mieć miejsca odmieszanie, lecz dwuskaleniowa od razu blasteza, przy czym w niektórych miejscach późne sodonośne intergranularne roztwory dokonały również wtórnej perytyzacji infiltracyjnej.

Z minerałów akcesorycznych należy wymienić rutil, czarne tlenki żelaza, apatyt, utleniony zazwyczaj piryt i drobnitki cyrkon w okrągławych ziarnkach, nasuwających analogię do obtoczonych cyrkonów ciężkiej frakcji w osadach mułkowych.

EKLOGITY WŁAŚCIWE

Łączą się one ze skałami poprzednio opisanymi stopniowymi przejściami, polegającymi na zaniku oligoklazu zarówno we wrostkach w omfacycie, jak też w ziarnach rozmieszczonych na zewnątrz omfacytu. Mikroskopowo przejścia te przedstawiają się tak, że wrostki plagioklazowe w blastach omfacytu zanikają i tylko w brzeźnych partiach tych blastów pozostają jeszcze częściowo w zmniejszonych wymiarach, aby w końcu zaniknąć zupełnie. Tak samo w jasnym tle kwarcowo-skaleniowym, pomiędzy ziarnami omfacytu i granatu, oligoklaz stopniowo zanika i wypierany jest przez wzrost sąsiadujących omfacytów, tak iż w intergranularach pozostają już tylko mozaikowe skupienia kwarcu i mniejsze lub większe ksenoblasty mikropertytowego skalenia potasowego. W niektórych skałach zachowuje się trochę czerwobrunatnego biotyty, zawsze też są akcesoryczne rutil i apatyt. Typowy bezskaleniowy eklogit, zawierający tylko granat i omfacyt z kilku procentami

kwarcu i akcesorycznymi rutylem i apatytem, znaleziony został w jednym tylko luźnym bloku reprezentowanym w tabeli 21 przez analizy 66—68, a w tabeli 22 przez analizę chemiczną 11. Wynika stąd, że stanowi on w obrębie serii granulitowej Starego Gierałtowa przypadek bardzo rzadki.

Eklogity te należą do grupy „C” eklogitów zwyczajnych, będąc jednak facjalnie związane z serią granulitową. Od innych eklogitów właściwych masywu Śnieżnika, stanowiących metabazytowe wtrącenia wśród granitognejsów i związanych facjalnie z amfibolitami, różnią się one zarówno pod względem składu mineralnego, jak też składu chemicznego obu głównych minerałów — granatu i omfacytu: Zawierają one często drobne ilości biotyty i mikropertyty, natomiast nie zawierają fengitu i zoisytu. Zarówno ich granat, jak omfacyt są stosunkowo bogate w żelazo, ten ostatni zaś wykazuje stosunkowo wysoki udział glinu czterokoordynacyjnego, a więc duży procent glinokrzemianu Tschermarka, co zbliża go do składu klinopiroksenów z enklaw granatowo-piroksenowych w lawach nefelinitowych.

WNIOSKI OGÓLNE DOTYCZĄCE SERII GRANULITOWEJ

Strefa granulitowa Gór Złotych przedstawia bardzo szczególnie problem petrogenetyczny i strukturalno-geologiczny. Podczas gdy wszędzie prawie na świecie, na wszystkich kontynentach, granulity spotyka się w większych masach na prekambryjskich tarczach kontynentalnych i przeważnie uważa się je za najgłębsze partie sialicznej skorupy ziemskiej, blisko sąsiadujące z nieciągłością Moho, tu — w Górach Złotych — występują one w postaci wąskiego i krótkiego pasa wpleczonego zgodnie w granitognejsy pochodzenia osadowego, i z nimi przejściowo zazębiającego się. Z tego punktu widzenia tutejsze granulity przedstawiają się zupełnie nietypowo.

Panuje dotąd powszechne przekonanie, że granulity reprezentują fację wyższych temperatur i ciśnień całkowitych, przy znacznie zmniejszonym ciśnieniu cząstkowym pary wodnej, w porównaniu do granitognejsów łuszczkowych i amfibolitów. Za co więc można uważać ów wąski pas granulitów wśród granitognejsów łuszczkowych strefy Stary Gierałtów — Jawornik? Trudno widzieć w nim masę skalną wypchniętą pomiędzy granitognejsy z większej głębokości. Jeszcze mniej prawdopodobne jest przypuszczenie geologów niemieckich (Finckh *et al.* 1942), że stanowi on relikty granulitowy, podczas gdy otaczające granitognejsy są produktem retromorfozy granulitów. Najłatwiej zgodzić się z przypuszczeniem, że pierwotny materiał granulitów miał odmienne właściwości fizyczne i chemiczne, a więc zapewne też inne pochodzenie,

i to wpłynęło na odmienny w pewnym czasie bieg ewolucji metamorficznej.

Wprawdzie ryczałtowy skład chemiczny jasnych granulitów, stanowiących co najmniej 90 % objętości całej serii granulitowej, jest bardzo podobny do składu granitognejsów, o czym możemy się przekonać porównując analizy 1—6 w tabeli 22 z danymi tabeli 15. Jednakże w zestawie minerałów, a zwłaszcza w sposobie ich wykształcenia dostrzega się takie różnice, które świadczą o odmiennych warunkach ich blastezy.

W skałach serii strońskiej i w granitognejsach wytworzonych z nich w przedłużeniu ich ewolucji metamorficznej, zasadniczą rolę odgrywały łuszczyki zarówno biotyt, jak muskowitz, skalenie zaś rozwijały się w znacznej części ich kosztem w różnych pokoleniach, reagując między sobą i wypierając się częściowo, z tworzeniem pertytów i antypertytów infiltracyjnych lub myrmekitu. Urozmaicenie składu i przebiegu reakcji międzymineralnych było umożliwione obfitością i aktywnością międzyziarnowych, gorących roztworów wodnych zmieniających z upływem czasu swój skład i aktywność chemiczną.

W serii granulitowej z reguły nie dostrzega się objawów reakcji wtórnego rozwoju skaleni na koszt innych minerałów ani też znamion wypierania jednych skaleni przez inne; infiltracyjne lub metasomatyczne pertyty i myrmekit należą do rzadkości. Parageneza granulitowa nałożyła się wprawdzie na starszą paragenezę gnejsową, w skład której wchodziły kwarc, mikropertyt, oligoklaz, biotyt, dysten, być może muskowitz („granulitizacja gnejsów”), lecz gdy wytworzyła się już „odwodniona” parageneza, wskutek znacznego spadku prężności H_2O , znikły możliwości działania intergranularnych gorących roztworów. Odżyły one dopiero znacznie później, w etapie pogranulitowym — wskutek napływu z głębi pary wodnej pod zwiększonym ciśnieniem granat częściowo uległ biotytyzacji, omfacyt diablastycznej amfibolizacji, skałen potasowy zaczął atakować plagioklaz, myrmekityzując go tu i ówdzie lub infiltrując mikropertytowo, na odwrót zaś albit wsiąkał w intergranulary i pertytyzował skałen potasowy. Jest wielce prawdopodobne, że ten późny etap przeobrażeń był czasowo i genetycznie związany z procesami granityzacji serii strońskiej i powstawania granitognejsów.

Jaki jest jednak powód tego, że w obrębie krótkiej i wąskiej strefy skały przebyły etap odwadniającej blastezy? Trudno uwierzyć, by jakaś lokalna zwyżka temperatury i całkowitego ciśnienia (bez wzrostu prężności H_2O), które to warunki zwykło się przypisywać facji granulitowej, mogła być główną tego przyczyną. Temperatury krystalizacji granulitów oznaczone metodą „termometru dwuskaleniowego” Bartha przez Ansilewskiego (1973) wahały się w granicach

440—550°, podczas gdy temperatury oznaczone tą samą metodą dla granitognejsów Gór Białskich były o 60—90° niższe, mieszcząc się w granicach 380—460°. Oznaczenia temperatur tych samych grup skalnych, uzyskane metodą dekrepitacji przez Karwowskiego i Kozłowskiego (1972), dały dla granulitów wyniki znacznie wyższe, różne zresztą dla inkluzji w różnych minerałach:

	w granitognejsach	w granulitach
— mikroklinie	475°	610°
— plagioklazier	460°	660°
— kwarcu	—	700°

Można oczekiwać, że bardziej prawdopodobne byłyby temperatury leżące pośrodku, między danymi uzyskanymi tymi dwiema metodami, tzn. wynoszące około 450° dla granitognejsów i około 580° dla granulitów. W każdym razie trudno mieć wątpliwości, że blasteza granulitów dokonywała się w temperaturze 100—150° wyższej niż blasteza większości granitognejsów. Ocena ciśnienia możliwa jest tylko na drodze spekulatywnej, z małą dawką ufności.

Ansilewski (1973) przypuszcza, że ciśnienie w czasie blastezy granulitów mieściło się w granicach 7,3—9 kb, podczas gdy w kompleksie gnejsowym niżej, w granicach 5,9—7,6 kb.

Można jednak powątpiewać czy wyższe temperatury i ciśnienia całkowite mogły być główną przyczyną wytworzenia się paragenez granulitowych zamiast granitognejsowych. Nie zgadza się to bowiem z faktem alternacji ławic granulitów i granulitowatych gnejsów w obrzeżu strefy granulitowej, gdyż niepodobna przyjąć różne warunki p/t w naprzemianległych ławicach.

Trudno też wyobrazić sobie, że zgodnie z hipotezą Toureta (1974) CO_2 lub inne gazy węglowe, jako główna faza lotna, zadecydowały o granulitowej blastezie, podczas gdy w gnejsach łuszczykowych rola wody była decydująca. Dlaczego w takim wąskim i krótkim pasie miały zapanować lotne związki węgla przy niezmiennych innych składnikach? Jako jedyne rozsądne wyjaśnienie wszelkich omówionych trudności wydaje się przyjęcie hipotezy, że pierwotny materiał w tej części serii osadowej macierzystej dla granitognejsów, która dostarczyła granulitów, musiał być odmienny. Że zaś zarówno paragenezy serii strońskiej i zgranityzowane ich produkty, jak też cała seria granulitowa z ciemnymi przewarstwieniami granulitów ciemnych i eklogitów pochodzą z osadów, to niewątpliwie wynika z przytoczonych w poprzednich rozdziałach opisów.

Seria strońska powstała według wszelkiego prawdopodobieństwa z grubych osadów typu geosynklinalnego, głównie mułowców szarogłazowych. Podrzedne przewarstwienia stanowiły skały bardziej ilaste albo

przeważnie bardziej piaszczyste, węglanowe zaś osady — wapienie, dolomity, margle — były raczej lokalne i sporadyczne, w niektórych tylko rejonach bardziej obfite. Materiał wulkanicznego pochodzenia, lawy i piroklastyki, mogły brać pewien udział w serii strońskiej — kwaśny materiał w tufitach pewnych poziomów, bazaltowy w innych, dostarczając znacznej części amfibolitów i łupków amfibolowych, lecz generalnie biorąc udział jego w całości serii był przypuszczalnie podrzędny. W ogólności osady obfitowały w minerały uwodnione — hydromiki, minerały ilaste, chloryty — ich przebudowa metamorficzna odbywała się przy obfitym udziale wody i dużej aktywności gorących roztworów intergranularnych. Zjawiska wypierania łyśczyków i kwarcu przez skalenie oraz jednych skaleni przez drugie rozwijać się mogły intensywnie w toku progresji metamorficznej, bardzo często wspomagane dopływem jonów alkalicznych z głębin większych do mniejszych, nie tylko na wcześniejszym etapie w ramach serii strońskiej, lecz tym bardziej później, w toku granitizacji różnych poziomów tej serii i tworzenia się granitognejsów.

Materiał pierwotny serii granulitowej reprezentował prawdopodobnie osady mułowcowe bardziej jednostajne pod względem składu i frakcji ziarnowej, drobniej warstewkowane pod względem stosunków $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO}$, lecz mało zróżnicowane petrograficznie w grubszych pakietach. Mułowce te, obok okruszyn zwietrzelinowych różnego rodzaju, zawierały wszędzie poważny procent materiału piroklastycznego, zbliżając się znacznie do tufitów. W znacznej przewadze były to drobnoziarniste piroklastyki ryolitowe, co spowodowało ogromną przewagę jasnych granulitów w całości serii. Lecz w niektórych poziomach zaznaczył się przeważający dopływ bazaltowego materiału piroklastycznego, co dało możliwość powstania cieńszych lub grubszych warstw granulitów ciemnych i skał bliskich eklogitom. Możliwe też, że w akumulacji mułowców tufitowych zjawily się poziomy obfitujące w żelazisto-dolomityczne margle, które również w toku metamorfozy mogły wytworzyć „warstwy bazytowe”. W każdym razie można się spodziewać, że materiały takiej serii były od początku znacznie uboższe w wodę i że rola roztworów wodnych w reakcjach między minerałami była nieporównanie mniejsza.

Było tak już w przedgranulitowym etapie ewolucji metamorficznej tej serii, gdy z pierwotnych osadów powstawały gnejsy drobnoziarniste, których relikty mineralne — kwarc, plagioklaz, mikropertyt, biotyt, hornblenda, dysten — widzimy tak często zachowane w granitach. Tym większy deficyt wody i spadek ciśnienia parcyjnego H_2O musiał zaznaczyć się w etapie granulitizacji, w czasie gdy granat — ewen-

tualnie w towarzystwie omfacytu — instalował się w miejsce biotyty, hornblendy, dystenu i częściowo plagioklazu. Stąd brak jakichkolwiek objawów reakcji międzyskaleniowych i wypierania przez skalenie innych minerałów. Całkiem możliwe, że w miejsce pary wodnej CO_2 wysunęło się wówczas na pierwsze miejsce wśród lotnych składników, jak dla wszystkich granulitów imputuje Touret (1974) i że w inkluzjach gazowych CO_2 przeważa nad H_2O . Lecz ta okoliczność byłaby tylko czynnikiem pochodnym, podczas gdy głównym byłby odmienny skład pierwotnego materiału osadowego.

SERIA BLASTOMYLONITYCZNA —

WIADOMOŚCI OGÓLNE

Seria ta w pełnym i bardziej zwartym wykształceniu ograniczona jest do północnej części metamorfiku Łądka i Śnieżnika, sąsiadując tu bezpośrednio z waryscyjską intruzją granitoidową Złoty Stok—Kłodzko. Odznacza się powszechnością występowania zjawisk kataklazy, a zwłaszcza mylonitizacji, co świadczy o szczególnie silnych deformacjach tektonicznych, późniejszych od blastezy gnejsowo-łupkowego kompleksu w dalej na południe rozciągających się jego partiach, lecz niewątpliwie starszych od intruzji granitoidów kłodzko-złotostockich.

Wzorem dawnych badaczy niemieckich zwana jest ona zwykle strefą dyslokacyjną Złoty Stok—Skrzynka. Na północy — w rejonie Złotego Stoku — biegnie ona w kierunku NE—SW, dalej — w okolicach Skrzynki — skręca łukiem na W. Jeszcze dalej w tym kierunku gubi się, włączając się w pasmo Krowiarek (fig. 1).

Trudno odgraniczyć omawianą strefę dyslokacyjną od dalej na południe położonych obszarów metamorfiku, ponieważ i tam zjawiska kataklazy i mylonitizacji wzdłuż pewnych powierzchni dyslokacyjnych są bardzo rozpowszechnione, choć tylko lokalnie bardzo wybitne. Szczególnie charakterystycznymi przykładami tego są blastomylonityczne gnejsy mikroklinowe z Konradowa, opisane przez Dona (1964), jako gnejsy gierałtowskie oraz niezliczone inne punkty w różnych okolicach, gdzie przeróżne paragnejsy lub granitognejsy typu śnieżnickiego, rzadziej gierałtowskiego, doznały wybitnej kataklazy.

Za granicę między strefą blastomylonityczną a dobrze w swych blastycznych strukturach zachowanym metamorfikiem Śnieżnika uważa autor pas ciągnący się od Trzebieszowic, wzdłuż biegu rzeki Białej Łądeckiej do Radochowa i dalej w kierunku NE, nieco na wschód od wsi Orłowic, aż do granicy czechosłowackiej. W pasie tym występuje mieszany i przejściowy materiał skalny: wśród wybitnie blasto-

mylonitycznego materiału, którego pochodzenie z paragnejsów strońskich, gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich daje się zwykle odczytać, większe i mniejsze reliktove partie tych samych skał wyjściowych stosunkowo mało nadwężonych. Pouczające pod tym względem przykłady możemy studiować szczególnie na górze Cierniak (Smulikowski 1958), a także w korycie rzeki Białej Łądeckiej od Radochowa do Trzebieszowic (Milewska 1956).

Tak więc południowy zasięg serii blastomylonitycznej przyjmuje się w niniejszej pracy dalej na SE i S, niż to uwidacznia mapa Dona (1964) oraz Dumicza (1976).

Teren występowania serii blastomylonitycznej był od dawna przedmiotem stosunkowo licznych opracowań geologicznych, petrograficznych i mineralogicznych, głównie na swym północnym krańcu w okolicach Złotego Stoku, przede wszystkim ze względu na okruszcowanie arsenowo-siarczkowe, które dało początek od średniowiecza czynnej kopalni złotonośnych kruszców i które, według wszelkiego prawdopodobieństwa, słusznie jest genetycznie związane z metasomatycznym wpływem pobliskiej intruzji waryscyjskiej Kłodzko—Złoty Stok. Tymi zagadnieniami nie będziemy się tu zajmować, gdyż dotyczą one procesów znacznie młodszych od petrogenyzy metamorfizmu Śnieżnika i bezpośrednio z nią genetycznie nie związanych.

Spośród pozycji literatury, ważnych z punktu widzenia petrogenyzy serii blastomylonitycznej, należy wymienić niemieckie mapy wraz z tekstami objaśnień Finckha i Götzingera (1931) oraz Finckha *et al.* (1942), z powojennych zaś publikacji polskich niżej omówione.

Studium Burcharta (1960) poświęcone głównie granitoidom jawornickim, dostarcza również wiele cennych danych o łupkach i gnejsach blastomylonitycznych, w które te granitoidy są wtrącone.

Mapa i tekst Dona (1964), w których tylko słabo blastycznie przeobrażone kataklazyty w strefie dyslokacyjnej Złoty Stok — Skrzynka zostały wyodrębnione, natomiast blastomylonity łupkowate i tzw. gnejsy haniackie zostały włączone do skał metamorficznych masywu Śnieżnika poza strefą — pierwsze do łupków i paragnejsów mikowych serii strońskiej, drugie zaś zidentyfikowane z granitognejsami typu gieraltowskiego.

Kowalski (1967), oprócz kilku artykułów o minerałach złotostockich złóż kruszcowych, dostarczył też większego studium o skałach metamorficznych z rejonu kopalń rozróżniając starszy okres metamorfizmu izochemicznego, poprzedzający intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich, i młodszy okres metasomatycznej przeróbki metamorficznych skał starszych pod

wpływem tej intruzji. Nie negując postulowanego przez tego autora przemożnego wpływu hydrotermalnej obok-kontaktowej metasomatozy na procesy okruszcowania i przeobrażenia skał sąsiadujących (tremolityzacja, serpentynizacja itp.), trzeba wysunąć zastrzeżenia dotyczące: przecenienia roli metasomatozy na bezpośrednim kontakcie intruzji z blastomylonitycznymi skałami i powstawania tą drogą gnejsów haniackich oraz dopatrywania się w strefach kontaktowych zdewaluowanego już dziś zjawiska „bazyfikacji”, a także takiej właśnie interpretacji genezy ultramafitów Haniaka, które jak wykazały ostatnie badania (K. Smulikowski 1977), powstały zupełnie inaczej i są starsze od intruzji granitoidowej. Różne nieścisłości w nazewnictwie — np. ustawiczne używanie terminu „metablasteza” w odmiennym znaczeniu niż nadał mu jego twórca Scheumann (1937) — powiększają jeszcze wątpliwości czytelnika co do słuszności niektórych twierdzeń wypowiedzianych w omawianym studium.

Wiele wartościowych i wiarygodnych spostrzeżeń oraz danych analitycznych dla skał blastomylonitycznych okolic Złotego Stoku przyniosła praca Kuńskiej (1971). Autorka ta twierdzi, że kontaktowo-termiczny wpływ intruzji granitoidowej kłodzko-złotostockiej sięga znacznie dalej, od samego kontaktu w głąb strefy blastomylonitycznej, niż wykazuje to niemiecka mapa geologiczna 1:25 000 (1942), i na podstawie obecności w skałach kordierytu, andalazytu i syllimanitu wyróżnia 3 strefy obniżającej się na zewnątrz termiki: najbliższa kontaktowi strefa kordierytowa, średnia strefa kordierytowo-andalazytowo-syllimanitowa i najdalsza strefa andalazytowo-syllimanitowa. Autorka nie liczy się z faktem, że polimorfony Al_2SiO_5 — syllimanit, andalazyt, dysten — przestały już dziś być uważane za wiarygodne wskaźniki warunków krystalizacji, gdyż nawet najstaranniejsze eksperymenty laboratoryjne różnych badaczy dostarczają niezgodnych wyników. Pozwala to podejrzewać, że jeszcze inne czynniki prócz temperatury i ciśnienia wpływają na ustalanie się wzajemnej równowagi między wymienionymi minerałami. Poza tym autorka nie uwzględnia faktu, że kordieryt, andalazyt i syllimanit nie są związane wyłącznie z metamorfizmem kontaktowym, lecz są typomorficzne przy odpowiednim nadmiarze glinki również dla wysokotermicznego a niskociśnieniowego sektora metamorfizmu regionalnego, czyli że ich występowanie często bywa niezależne od bliskości kontaktu z intruzją magmową.

Praca Kozłowskiej-Koch (1973) przynosi nowe mikroskopowe i chemiczne dane analityczne dla skał blastomylonitycznych strefy Złoty Stok—Skrzynka, z pasa bliższego kontaktu z intruzją granitoidową.

Podaje ona przy tym pożyteczną próbę klasyfikacji tych skał pod względem rodzaju kataklazy i stopnia blastycznej rekrystalizacji, wykazując istnienie dwu odrębnych okresów kataklazy, przedzielonych rozmaicie zaawansowaną rekrystalizacją w wysokotermicznym sektorze metamorfizmu regionalnego. Z opisów mikroskopowo-petrograficznych wynika, że obecność kordierytu, syllimanitu i rzadziej andalazytu nie musi być wynikiem termicznego oddziaływania intruzji granitoidowej, lecz przeważnie jest spowodowana wysokotermiczną ewolucją regionalno-metamorficzną. Za udane też można uznać definicję petrograficzną gnejsów haniackich i dowód ich petrogenetycznej odrębności od granitognejsów typu gieraltowskiego, pomimo znacznego megaskopowego podobieństwa.

Schemat klasyfikacji skał kataklazystyczno-mylonitycznych omawianej strefy zaproponowany przez autorkę przedstawiono na figurze 9. Od skał czysto kataklazystycznych po lewej stronie schematu, z objawami retrogresywnego tylko metamorfizmu (u góry wcale nie lub słabo tylko kierunkowo uporządkowanych, u dołu zaś wybitnie uporządkowanych — mylonitów), przechodząc na prawą stronę spotykamy odmiany skalne o wzmagającej się stopniowo post-kataklazystycznej blastezie skaleni, kończąc wreszcie na leukogranitoidowych blasto-kataklazytach i leukokratycznych gnejsach blastomylonitycznych, w skrajnym przypadku — na prawie bezkierunkowych skałach hololeukratycznych o wyglądzie aplitów.

Ta potęgująca się blasteza, prowadząca do rozwoju kordierytu, andalazytu i syllimanitu, rozwijała się zupełnie inaczej niż ewolucja wcześniejsza serii strońskiej do granitognejsów gieraltowskich, po kursie wysokotemperaturowo-niskociśnieniowym, a więc według modelu hercynotypowego. Ewolucja metamorficzna według takiego modelu powinna była doprowadzić do anateksis, a więc do powstania magmy granitoidowej, oczywiście nie w dzisiejszym poziomie intersekcji strefy blastomylonitycznej, lecz znacznie głębiej. Intruzja kłodzko-złotostocka ma najprawdopodobniej taką właśnie genezę. Najpospolitsze jej skały — granodioryty, monzodioryty kwarcowe, tonality — przedstawiają z reguły granitoidy typu syntektycznego, są przeważnie silnie skontaminowane, pełne nie stopionych reliktyw i ksenokryształów skał metamorficznych.

Tak przedstawia się sąsiedztwo strefy blastomylonitycznej od NW. Lecz również dalej na SE, w bardziej od kontaktu z powyższym masywem oddalonych partiach tej samej strefy, pojawiają się granitoidy o wyglądzie plutonicznym, zwane granitoidami jawornickimi. Tworzą one wśród skał blastomylonitycznych grubsze lub cieńsze zgodne wtrącenia o genezie odmiennej, jak można sądzić na podstawie bardzo wnikliwego i metodycznie urozmaiconego studium petrograficznego Burcharta (1960). Są to bowiem „granitoidy metamorficzne”, które nigdy nie przeszły przez fazę ciekłą, lecz wytworzyły się dzięki blastezie skaleni

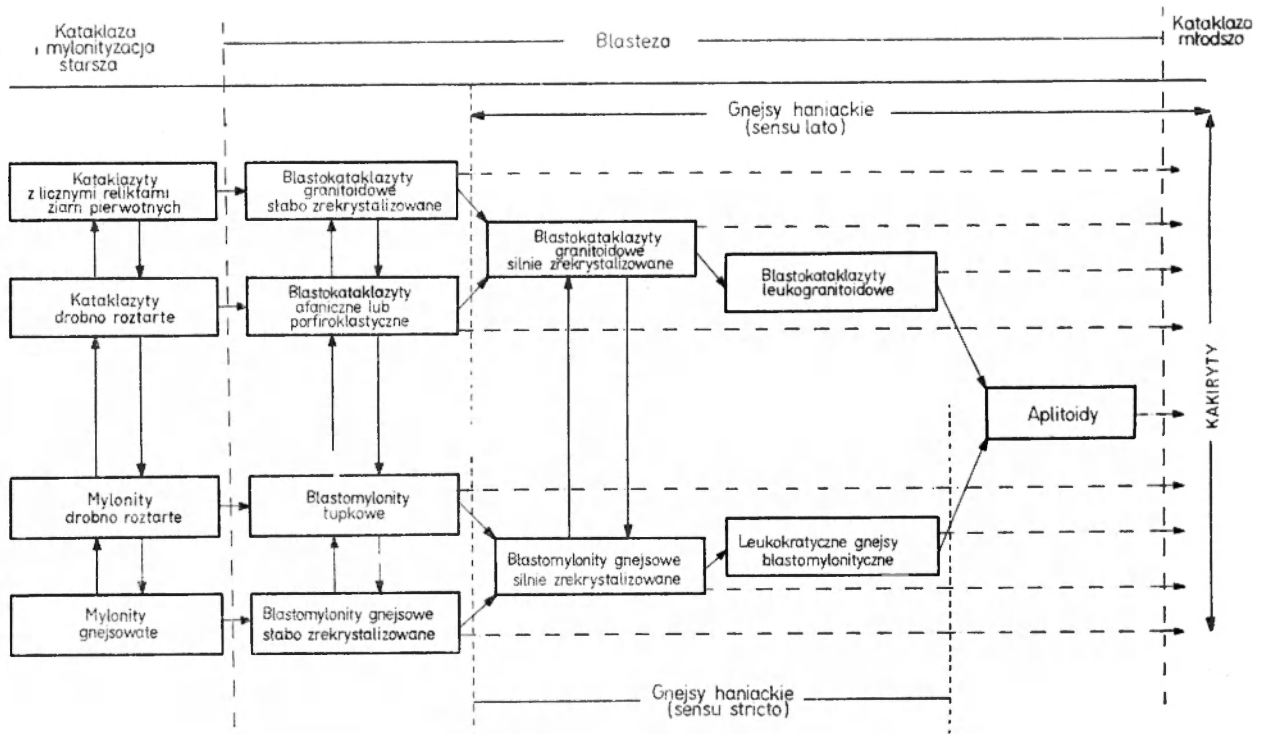


Fig. 9

Próba klasyfikacji skał blastomylonitycznych strefy dyslokacyjnej Złoty Stok-Skrzynka (według Kozłowskiej-Koch 1973)

w łupkach blastomylonitycznych. Łupki te rekrystalizowały według niskotemperaturowej a wysokociśnieniowej linii ewolucji metamorficznej, gdyż z reguły pozbawione są kordierytu, andaluzytu i sillimanitu, natomiast pojawia się w nich dysten i staurolit. Nie mogło się tu obejść bez podchodzących z głębi granitotwórczych emanacji, lecz trudno na razie odgadnąć czy źródło ich było genetycznie związane z rodzącą się opodal magmą granitoidową masywu kłodzko-złotostockiego i dlatego niektóre tylko pokłady łupkowe były objęte ich wpływem. Specyficzną cechą geochemiczną granitoidów jawornickich okazała się obfitość strontu i baru, obfitość ołowiu, a ubóstwo rubidu (Kowalski 1967).

Jeśli chodzi o wysokotemperaturowe peryferie północno-zachodnie strefy blastomylonitycznej, to ich blasteza zakończyła się z chwilą intruzji granitoidów kłodzko-złotostockich. Po ostudzeniu tej intruzji i ich osłony metamorficznej wystąpiły jeszcze lokalne ruchy tektoniczne, które pocięły łupki i gnejsy blastomylonityczne nowymi pęknięciami, wzdłuż których nastąpiło powtórne rozkruszenie skał, tym razem na całkiem drobną miazgę, czasem niemal submikroskopową, ultramylonityczną. W niektórych miejscach, w bardziej kruchych skałach wytworzyła się cała sieć takich żyłek rozartych, a następnie wcale nie lub bardzo słabo zrekrystalizowanych, tak że skały przedstawiają jak gdyby obraz brekcji tektonicznej. Takie skały Kozłowska-Koch (1973) opisała jako kakiryty. Nie ulega wątpliwości, że mamy tu obraz dwu odległych w czasie deformacji kataklastycznych, gdzie starsze, zwykle nie zatarte jeszcze przez blastezę kierunki łupkowatości mylonitycznej, poprzecinane są niezgodnie w różnych kierunkach przez żyłki nowszej miazgi.

To jest analogiczne do tego co den Tex (1974) określił jako „zmylonityzowane mylonity” i co uznał za niewątpliwy wskaźnik „policyklicznego metamorfizmu”. Wcześniejsza kataklaza i mylonityzacja poprzedziła wysokotemperaturową ewolucję blastyczną oraz następującą po niej intruzję mieszaną, nie całkowicie stopionej magmy granitoidów kłodzko-złotostockich; późniejsza kataklaza — dla wyróżnienia opatrzonej przez Kozłowską-Koch rzadko na świecie używaną nazwą kakirytów — dostarczyła mało zabliźnionych lub wcale przez blastezę nie zabliźnionych stref roztarcia i żyłek niezgodnie przecinających starsze kierunki zmiążdżenia, przeważnie mniej lub bardziej zaawansowane pod względem postkataklastycznej blastezы i dlatego winna być uznana za młodszą od wysokotermicznej progresji regionalnego metamorfizmu i następującej po niej intruzji granitoidów kłodzko-złotostockich.

Tezom powyższym stanowczo sprzeciwił się Don

(1976). Argumenty przeczące im, zdaniem tego autora, wymagają omówienia:

1. Nazwą kakiryt zostały przez Dona objęte wszystkie brekcjowate kataklazyty o nieznacznych objawach ukierunkowanej blastezы, jak to było już od dawna znaczone na mapach geologicznych tego autora, a częściowo nawet na jeszcze starszej mapie niemieckiej 1:25 000 (1942), nie zaś tylko młodsze kataklazyty z niezgodnymi w stosunku do starszych kierunkami skruszenia, których Don, jak się zdaje, wcale nie odróżnia, pomimo że różnią się one zwykle bardzo wybitnie brakiem rekrystalizacji lub znacznie niższym jej stopniem.

2. Do wytworzenia brekcji kataklastycznych typu kakirytu potrzebna jest oprócz kierunkowych nacisków tektonicznych odpowiednia kruchość skał związana z ich strukturą. W większości granitoidów kłodzko-złotostockich, a także granitoidów jawornickich, utworzenie typowych kakirytów jest mało prawdopodobne.

3. Natomiast granitoidy kłodzko-złotostockie w wielu miejscach, nierzadko też hornfelsy ich kontaktów, zdradzają ślady silnych sztywnych deformacji, posuniętych miejscami nawet do mylonityzacji. Liczne przykłady z całego masywu granitoidowego notowane i petrograficznie opisane są w pracy Wierchołowskiego (1976), także Wojciechowska (1975) podkreśla wyraźnie objawy młodszych od granitoidów ruchów odkształcających. Nie brak ich również, choć w mniej drastycznym wykształceniu, w niektórych wtrąceniach granitoidów jawornickich. Nic więc dziwnego, że objawy młodszej od granitoidów kataklazy spotykamy również w blastycznie skonsolidowanych polimetamorfitach strefy Złoty Stok—Skrzynka.

4. Kozłowska-Koch (1973) nie wiąże gnejsów haniackich z granitoidami wieku górnokarbońskiego w jeden ciągły proces granityzacyjny, jak jej to przypisuje Don (1976, str. 104). Termin granityzacja pasuje do procesu powstania gnejsów haniackich, ponieważ umówiono się nazywać granityzacją upodobanie się różnych skał składem i strukturą do granitów wśród procesów przebudowy odbywającej się bez istotnego udziału fazy ciekłej (magmy). Natomiast granitoidy złotostockie powstały przez anateksis, tzn. z wtórnie ze skał metamorficznych wytopionej magmy, która z większej głębokości intrudowała do poziomu dziś odsłoniętych gnejsów haniackich i innych skał blastomylonitycznej serii. Nie może tu więc być mowy o żadnej ciągłości petrogenetycznej.

Nie znaczy to jednak, aby pomiędzy tymi dwiema odrębnymi grupami skał nie było czasowych i przyczynowych powiązań. Gdy w strefie dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka — po uspokojeniu się ruchów powodujących kataklazę i mylonityzację wcześniej-

szego okresu — rozpoczęła się progresja wysokotemperaturowego metamorfizmu i rozwijająca się stopniowo blasteza, działa się to dlatego, że w głębi tej strefy i rejonu sąsiadującego z nią od NW uruchomiony został strumień energii termicznej. Podnoszenie się geozotermów spowodowało w strefie blastomylonitycznej wzrost temperatury bez poważniejszego wzrostu ciśnienia, w bliskim zaś sąsiedztwie od NW w większych głębokościach stopniowe upłynnianie się magmy, intrudującej następnie w wyższe poziomy. Podpływanie magmy z głębi nie było jednostajne w całym masywie, w pewnych miejscach było silniejsze, jak to zdołała wykazać Wojciechowska (1973).

Powiązanie czasowe metamorfizmu wysokotemperaturowego serii blastomylonitycznej z uruchamianiem magmy granitoidów kłodzko-złotostockich znajduje potwierdzenie w ocenach temperatur stref kontaktowych tych granitoidów dokonanych przez Wierchołowskiego (1976). O ile kontakty tej intruzji z paleozoicznymi seriami osadowymi w Górach Bardzkich wykazują normalny spadek temperatur w miarę oddalania się od samego kontaktu na zewnątrz intruzji, to kontakty na wschodzie i południowym wschodzie z łupkami krystalicznymi wykazują wyraźne anomalie: Temperatura samego kontaktu po paruset metrach oddalenia od niego zamiast spadać jeszcze podnosi się o kilkadziesiąt stopni i utrzymuje się na tej samej wysokości aż do odległości 2 km. Oznacza to, że nie intruzja magmy była tutaj źródłem ciepła, lecz że skały blastomylonityczne jeszcze przed intruzją musiały być ogrzane do temperatury prawie równej temperaturze magmy, jeśli nie wyższej. Pierwotne źródło ciepła musiało jednak być wspólne dla intruzji i jej osłony.

Kończąc tę dyskusję, nasuwającą wiele interesujących i niebanalnych sugestii, w której celowo — zgodnie z „a priori” powziętym postanowieniem — unikano określania wieku geologicznego wydarzeń, przejdźmy do bardzo krótkiego przeglądu cech petrograficznych różnych typów skał blastomylonitycznych w północno-zachodnim brzeżnym pasie, odznaczającym się wysokotemperaturowym tokiem regionalnego metamorfizmu. Szczegóły w tym względzie może czytelnik odnaleźć w tabelach 23—25 oraz w pracy Kozłowskiej-Koch (1973).

Przypatrując się schematowi klasyfikacyjnemu skał tego pasa strefy blastomylonitycznej (fig. 9), stwierdzamy bardzo różną liczebność grup opracowanych petrograficznie w pracy Kozłowskiej-Koch. Z uwagi na wieloletniość, staranność i szczegółowość tego opracowania nie podobna złożyć tego na karb przypadku. Mała liczba kataklazytów i blastokataklazytów (17) w porównaniu do mylonitów i blastomylonitów (133) oznacza, że w obrębie strefy dyslokacyjnej

skruszeniu starszych skał najczęściej towarzyszyło ukierunkowanie skruszonego materiału w wyniku ruchów dyferencjalnych. W obrębie kataklazytów objawy blastezy są rzadsze i mniej zaawansowane, chyba że skład mineralny obfituje w minerały jasne, przede wszystkim skaleni. Natomiast mylonity przypuszczalnie o wiele łatwiej ulegają rekrystalizacji, której sprzyja ukierunkowanie i foliacja rozkruszonego materiału. Najpospolitszymi skałami w całej serii są więc blastomylonity silniej lub słabiej rekrystalizowane.

PRZEGLĄD PETROGRAFICZNY TYPÓW SKAŁ (tabela 23, 24, 25)

Kataklazyty (grupa I) przedstawiają megaskopowo szare skały nieukierunkowane, typu brekcjowatego, w których fragmenty jaśniejszych skał skaleniowo-kwarcowych lub grubsze okruchy skaleni, głównie mikroklinu, zlepione są ciemnym tłem skalnym złożonym z okruszynek skaleni i kwarcu w niezróżnicowanej miazdze skalnej z łuseczkami chlorytu, miejscami infiltrowanej albitem lub adulem. Żyłki podobnej miazgi przecinają też grubsze fragmenty brekcji. Jeśli gołym okiem nie rozróżnia się w tle grubszych fragmentów, to mamy do czynienia z reprezentantami grupy II. Rekrystalizacja pewnych partii miazgi na drobnoziarnisty agregat plagioklazowo-kwarcowy, tu i ówdzie z intergranularnym skaleniem potasowym, znamionuje słabo zrekrystalizowane blastokataklazyty grupy V. Zdarzają się też blastokataklazyty afaniczne rogowcowo-zlewne barwy szarej, nieregularnie spękane, w których miazga objawia początki blastycznej rekrystalizacji. Tu i ówdzie mogą pojawiać się większe, megaskopowo dostrzegalne skalenie ujawniające sektorowość wynikłą ze zrastania się kilku poprzednio rozdrobnionych fragmentów (przedstawiciele VI. grupy blastokataklazytów).

Mylonity reprezentowane są w dwu grupach: Grupa III to mylonity łupkowe, o wyraźniejszej lub mniej wyraźnej foliacji, powstałe z drobnego roztarcia gnejsów, z niezlicznymi porfiroklastami plagioklazów, czasem soczewkowo porozgniatanych mikroklinów, przerosłych plagioklazem, kwarcem i łuszczkami. Zdarza się też adular, znacznie młodszy od innych minerałów i związany z późniejszymi odkształceniami. Grupa IV — mylonity gnejsowe — zawiera kierunkowo uporządkowane drobniej roztarte składniki, wśród tego zaś grubsze, lepiej od roztarcia ocalałe fragmenty gnejsów, tj. kwarcowej mozaiki, porfiroklastów mikroklinu, zrostów plagioklazów z kwarcem i łuszczkami. Poprzeczne do foliacji młodsze spęknięcia wypełnione są albitem i chlorytem.

Blastomylonity słabo zrekrystalizowane również reprezentowane są przez analogiczne dwie grupy: blastomylonity łupkowe (grupa VII), zazwyczaj ciem-

noszare, odznaczają się wyraźną foliacją i przeważnie laminacją, z tym że łyszczki oraz kwarc ze skaleniami koncentrują się w naprzemianległe laminy, skalenie nie są jednak rozpoznawalne megaskopowo. Zwykle pojawiają się pseudomorfozy pinitowe po kordierycie, rzadziej igły syllimanitu lub pęczki fibrolitowe, czasami serycytyzujące się ziarnka andaluzytu. Do pospolitych produktów blastezy należy granat. Blastomylonity gnejsowe (grupa VIII) są zazwyczaj jaśniejsze, z większą różnicą ubarwienia między laminami skaleniowo-kwarcowymi a łyszczkowymi, przy czym znaczna część skaleni jest rozpoznawalna megaskopowo. Przejścia z grupy poprzedniej dokonują się przez pojawianie się megaskopowych porfiroklastów skaleniowych. Podobnie jak w grupie poprzedniej często dostrzec można produkty rozkładu kordierytu i granat, rzadziej relikty serycytującego się andaluzytu oraz domieszki grafitu zarówno wśród łyszczków i chlorytu, jak w smużkach w obrębie kwarcu i skaleni. Udział mikroklinu i mikropertytu obok plagioklazów bywa bardzo zmienny w różnych próbkach.

W obu opisanych wyżej grupach blastomylonitowych spotyka się wtrącenia skał bardzo jasnych, zawierających niewiele biotyту i chlorytu, w drobnoziarnistej mozaice kwarcu, plagioklazów i skaleni potasowego. Mozaika ta zdradza szczególnie wyraźne objawy kataklastycznego skruszenia, przypuszczalnie w związku z kruchością materiału uboższego w łyszczki, bez objawów zaawansowanej rekrystalizacji. Większe i bardziej ciągłe wtrącenia tych jasnych skał w ciemniejszych i bogatszych w łyszczki blastomylonitach pojawiają się w strefie blastomylonitycznej dalej od jej kontaktu z intruzją granitoidową, i tu były już na mapach niemieckich (1942) wydzielane pod nazwą „gnejsy leptytowe”, co utrzymane zostało również w późniejszych mapach i artykułach Dona. Lansowane w ostatnim 10-leciu przez różnych badaczy wrocławskich sugestie, co do analogii tych skał z „metawulkanitami” okolic Romanowa wtrąconymi w paragnejsy serii strońskiej, wydają się całkiem uzasadnione.

Blastomylonity gnejsowe silnie zrekrystalizowane (grupa X) okazały się najbardziej rozpowszechnione w opisywanej strefie. Są one zresztą bardzo zróżnicowane pod względem stosunków mineralnych i struktury, lecz wspólną ich cechą jest daleko posunięte zbliżenie deformacji kataklastycznych przez blastezę ziarn mineralnych, tak że przyjmują one z reguły wygląd zwyczajnych gnejsów. Pochodzenie ich z mylonitów objawia się tylko zygakowatą kanciastością ziarn mozaiki kwarcowej, połamaniem i zuskokowaniem szwów bliźniaczych w skaleniach, wrzecionowatym lub soczewkowym wyciągnięciem agregatów

skaleniowych itp. Pod względem ilościowego składu mineralnego oddzielają się tu blastomylonity gnejsowe ciemne, zawierające 12—32 % objętości minerałów barwnych (biotyту, chlorytu, produktów rozkładu kordierytu itp.) oraz blastomylonity gnejsowe jasne zawierające 3—12 % obj. tych składników.

Te pierwsze zawierają z reguły kordieryt lub produkty rozkładu tegoż, czasami granat lub syllimanit, a mikroklina, często mikropertytowy, znacznie w nich ustępuje plagioklazowi. Objawy wypierania plagioklazów przez mikroklina są pospolite, lecz wyjątkowo tylko powstaje przy tym dobrze wykształcony myrmekit. Blasteza skaleni czasem konserwuje, a nawet jeszcze podkreśla ostrość lamin łyszczkowych, rozwijając się tylko między tymi laminami. Gdzie indziej zaś blasty plagioklazów rozwijają się wśród lamin biotytowych, zacierając je i psując foliację, mikroklina zaś urasta tam później w duże mackowate blasty, zamykając w nich reliktowe wrostki plagioklazów, kwarcu i biotyту.

Jasne blastomylonity gnejsowe rzadko zawierają produkty rozkładu kordierytu oraz inne minerały metamorficzne, a kierunkowość tekstury jest przeważnie niewyraźna i dostrzegalna tylko na krótkich odcinkach. Mikroklina znacznie obfitszy, często przeważający nad plagioklazem, którego kosztem rozrastał się od intergranularnych luzów, wnikając w spękania plagioklazów, rozdzielając je i oblewając ich fragmenty. Muskowit nie wszędzie obecny i nigdy obfity, wzrastał podobnie do mikroklina w intergranularach, częściowo na koszt serycytu wytworzonego z plagioklazów.

Leukokratyczne gnejsy blastomylonityczne (grupa XII) wiążą się przejściami z opisanymi wyżej jasnymi blastomylonitami gnejsowymi, przy czym zawartość barwnych minerałów spada w nich poniżej 3 % objętości, a blasteza skaleni wzmaga się dając efekt cukrowato-ziarnistej struktury. Zserycytyzowane plagioklazы silnie sodowe (albit-oligoklaz) są jednostajnie zserycytyzowane i ogarniane większymi mackowatymi blastami mikroklina. Jeszcze późniejszy jest czysty albit wypełniający szczelinki w mikroklinie lub tworzący rąbki na granicy mikroklina i plagioklazów, przechodzące miejscami w myrmekit. Zdarzają się czasem akcesoryczne granaty. Mylonityczna przeszłość tych skał jest przeważnie dobrze jeszcze dostrzegalna w kierunkowych pasmach zgranulowania. Skrajny produkt leukokratyzacji przedstawiają sporadycznie występujące aplitoidy, a więc skały podobne do aplitów, przy braku ciemnych minerałów „na oko” prawie bezkierunkowe, lecz zwykle jeszcze w deformacjach plagioklazów ujawniające ślady dawnej kataklazy.

Omówione grupy X, XII, tj. blastomylonity

gnejsowe silnie przekrystalizowane — zwłaszcza jaśniejsze ich odmiany oraz leukokratyczne gnejsy blastomylonityczne, stanowią łącznie tzw. haniacki typ gnejsów odgrywający dużą rolę ilościową w wysokotemperaturowej serii blastomylonitycznej strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka.

W bardziej na SE oddalonych partiach strefy blastomylonitycznej, gdzie brak znamion wysokotemperaturowej progresji metamorfizmu regionalnego, jak już wspomniano, spotykamy się ze skałami o odmiennych cechach. Występują tu o wiele obficie wtrącenia tzw. „gnejsów leptytowych” oraz wtrącenia granitoidów jawornickich, powstałych według opinii Burcharta (1960) w temperaturach stosunkowo niskich przez blastezę skaleni w tle łuszczykowo-łupkowym — najpierw plagioklazów kosztem łuszczyków, później zaś mikroklinu. Charakterystyczne jest występowanie tu różnych skał pośrednich pomiędzy łupkami blastomylonitowymi a granitoidami, odznaczających się wzrostem coraz liczniejszych blastów skaleniowych w tle mylonitycznego pochodzenia. Różne stadia progresji tej granitizacyjnej ewolucji metamorficznej oraz towarzyszące temu zmiany chemizmu skał zostały tak wnikliwie opisane przez Burcharta, że zbytecznym wydaje się powtarzanie tutaj opisów petrograficznych i ich interpretacji.

Na zakończenie rozdziału opisowego należy jeszcze dodać, że wśród kolosalnie przeważających w całej omawianej serii skał łupkowo-gnejsowych zdarzają się liczne podrzędne wtrącenia skał węglanowych, erlanów i skarnów oraz większe i mniejsze przeławiczenia metabazytowe o amfibolitowym wykształceniu facjalnym. Analizy planimetryczne i jedna analiza chemiczna amfibolitów zostały zestawione w tabeli 25. Ze względu na podobieństwo ich do metabazytów serii strońskiej nie przytacza się tu ich opisów petrograficznych. Osobnej wzmianki jednak wymaga amfibolit granatowy z grzbietu góry Trzeboń (na E od Chwalisławia) opisany przez Kozłowską-Koch (1973) na str. 145 pod numerem 58. W tej skale bowiem część blastów hornblendy przypomina karyntyn, a znaczna większość hornblendy występuje w diablastycznych agregatach z zserycytizowanymi plagioklazami, podczas gdy granat z zagęszczeniami ciemnych submikroskopowych wrostków zachował się w stanie nietkniętym tylko w postaci opancerzonych wrostków w kwarcu. Te cechy żywo przypominają zamfibolityzowane eklogity rejonu Śnieżnika Kłodzkiego. Wystąpienie tak przeobrażonych eklogitów wśród blastomylonitów gnejsowych góry Trzeboń jest zupełnie możliwe i świadczyłoby, że blastomylonity te pochodzą od granitognejsów typu gieraltowskiego.

PORÓWNANIE SERII BLASTOMYLONITYCZNEJ
Z SERIĄ STROŃSKĄ I GRANITOGNEJSOWĄ
MASYWU ŚNIEŻNIKA

Pochodzenie łupków i gnejsów blastomylonitycznych strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka ze skał serii strońskiej i granitognejsów głównej masy metamorfiku Śnieżnika powinno być sprawdzone metodami analizy porównawczej. Do tego celu nadają się szczególnie metody graficzne użyte już poprzednio (fig. 3, 4) do zbiorowej charakterystyki petrograficznej wymienionych serii i ich petrogenetycznej korelacji.

Figura 10 ilustruje zróżnicowanie składu mineralnego serii blastomylonitycznej w stosunkach objętości wyliczonych z analiz planimetrycznych, w bliźniaczych trójkątach równoramienno-prostokątnych: QKP (kwarc—skałen potasowy—plagioklaz) i MKP (łuszczyki—skałen potasowy—plagioklaz). Na wykresie tym widać zróżnicowanie punktów projekcyjnych na dwie kategorie skał: 1 — kataklazyty i blastomylonity rozmaitych kategorii, niezbyt bogate w skałen potasowy i niezbyt ubogie w łuszczyki i chloryt, rozsiane głównie w prawej części trójkąta QKP i prawej dolnej części trójkąta MKP, 2 — gnejsy haniackie i inne leukokratyczne blastokataklazyty gnejsowe, skupione w dobrze wyodrębnionych mniejszych polach, podchodzących bliżej do wierzchołka K obu trójkątów: eliptyczne pole oddalone od boku QP w trójkącie QKP i wąskie wydłużone pole przylegające do przeciwprostokątnej KP w trójkącie MKP. Pola obu tych kategorii na styku zachodzą częściowo na siebie, lecz z grubsza biorąc są wcale dobrze wyodrębnione.

Porównując ten diagram z analogicznym diagramem dla skał serii strońskiej i granitognejsów (fig. 3) stwierdzamy obok generalnych analogii następujące symptomatyczne różnice:

1. W serii blastomylonitycznej brak jest skał kwarcytowych, usytuowanych na wykresie na boku MK trójkąta MKP i na boku QK trójkąta QKP oraz łupków łuszczykowych i paragnejsów czysto plagioklazowych mieszczących się na boku MP trójkąta MKP i na boku QP trójkąta QKP, podczas gdy oba te rodzaje skał są szczególnie gęsto i obficie rozsiane na odpowiednich liniach figury 3. Znaczący to, że w skałach serii blastomylonitycznej nigdy nie brak plagioklazów i skałen potasowy przynajmniej w podrzędnych ilościach zawsze towarzyszy plagioklazowi. Blastomylonity są więc skałami mineralogicznie mniej wyselekcjonowanymi, bardziej wymieszanymi, czego przyczyną są prawdopodobnie ruchy mylonityzujące i następcza blasteza obu rodzajów skaleni.

2. W serii blastomylonitycznej brak jest skał

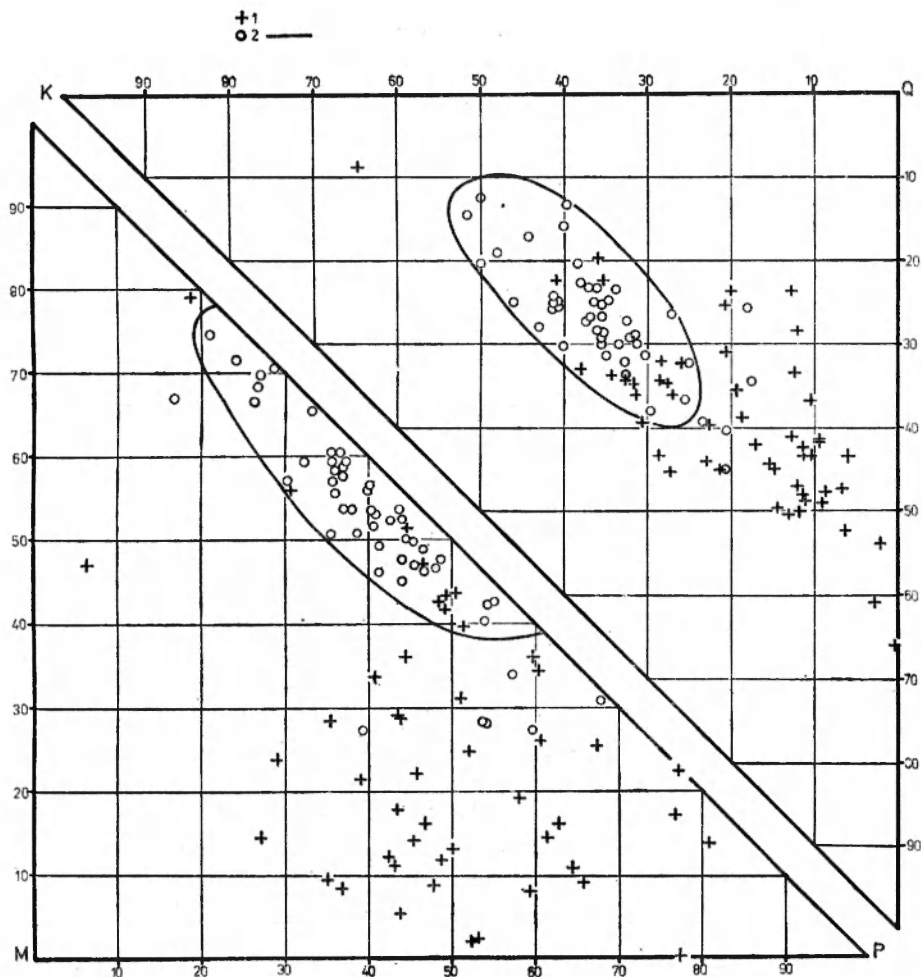


Fig. 10

Zróżnicowanie składu mineralnego skał blastomylonitycznych strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka (w stosunkach objętości) w bliźniaczych trójkątach prostokątnych: kwarc—skaleń potasowy—plagioklaz (QKP) i łyszczki—skaleń potasowy—plagioklaz (MKP)

1 — kataklazyty i blastomylonity; 2 — gnejsy haniackie i inne leukokratyczne blastokataklazyty

Mineralogical differentiation of blastomylonitic rock-series of the Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone in twin rectangular triangles: quartz—k-feldspar—plagioclase (QKP) and micas—k-feldspar-plagioclase (MKP) in volume proportions

1 — cataclasisites and blastomylonites; 2 — Haniak gneisses and other leucocratic blastocataclasisites

bardzo ubogich w kwarc i bardzo bogatych w łyszczki, licznie reprezentowanych w serii strońskiej, choć stanowiących ilościowo podrzędne tylko wtrącenia. To również daje się wytłumaczyć większym wymieszaniem materiału skalnego wśród mylonityzacji, dającym małe szanse zachowania się drobnych wtrąceń o wyselekcjonowanym składzie.

3. Kataklazyty i blastomylonity strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka zbliżone są składem do paragnejsów serii strońskiej zawierających większe lub mniejsze ilości skalenia potasowego. Natomiast gnejsy haniackie i inne leukokratyczne gnejsy blastomylonityczne tej samej strefy dyslokacyjnej swym rozmieszczeniem w wykresie zbliżają się do rozmieszczenia granitognejsów typu gieraltowskiego z Gór

Śnieżnickich, choć różnią się wyraźnie zmniejszoną proporcją łyszczków i podwyższonym stosunkiem skalenia potasowego do plagioklazu. Taką różnicę da się wytłumaczyć mylonitycznym rozraniem, związaną z tym większą serycytyzacją plagioklazów i obfitszą blastezą skalenia potasowego kosztem jasnego łyszczku w następstwie wyższej temperatury dalej zaawansowanych stadiów ewolucji metamorficznej. Nie wyklucza się przy tym dopływu potasu z głębi, bardzo prawdopodobnego wobec uruchamiania się w podłożu magmy granitoidowej.

Próbie porównania chemizmu serii blastomylonitycznej z chemizmem serii strońskiej i granitognejsowej Gór Śnieżnickich podjęła Kozłowska-Koch (1973), używając diagramu o współrzędnych +CQF—C

oraz trójkąta koncentracyjnego Ca K Na. Wynikiem tej próby było stwierdzenie, że — pomijając drobne różnice mogące wynikać z przypadkowości wyboru próbek skał do analiz — chemiczne zróżnicowanie obu porównywanych zespołów jest bardzo podobne, co można uważać za potwierdzenie wspólnego ich pochodzenia oraz za argument na rzecz izochemicznego przebiegu mylonityzacji i następnych procesów blastezy.

W niniejszej pracy zastosowano inną metodę porównania chemizmu obu kompleksów metamorficznych, opartą na pomysłach (Burchart 1974) „wskaźnika granitowego” (GI = „granite index”) i graficznego sposobu jego wykorzystania, zastosowanego przez Butkiewicz (1976). Tą samą metodą scharakteryzowano poprzednio (fig. 4) zespół serii strońskiej i granitognejsów. W zestawieniu analiz chemicznych skał serii blastomylonitycznej w tabeli 24 podano też

wiązane z blastomylonitami — granitoidy kłodzko-złotostockie oraz granitoidy jawornickie, przy czym analizy chemiczne pierwszych zaczerpnięte są z monografii Wierchołowskiego (1976), drugich zaś z pracy Burcharta (1960).

Przyglądając się wykresowi 11 stwierdzamy, że punkty blastomylonitów są szeroko rozsięte na polach obu trójkątów zarówno lewego z nadmiarem sodu, jak i prawego z nadmiarem potasu. Jak wykazuje porównanie z figurą 4 rozproszenie to jest bardzo podobne do rozproszenia łupków i paragnejsów serii strońskiej, jakkolwiek nadmiar krzemionki z gliną (C + Q) bywa w tych łupkach i paragnejsach częściej wyraźnie większy. Punkty gnejsów haniackich na figurze 11 wykazują wyraźne podwyższenie wskaźnika granitowego (GI = 52–75), co zgadza się z cechami wybitnej granityzacji tych gnejsów. Zajmują one na wykresie figury 11 podobne położenie,

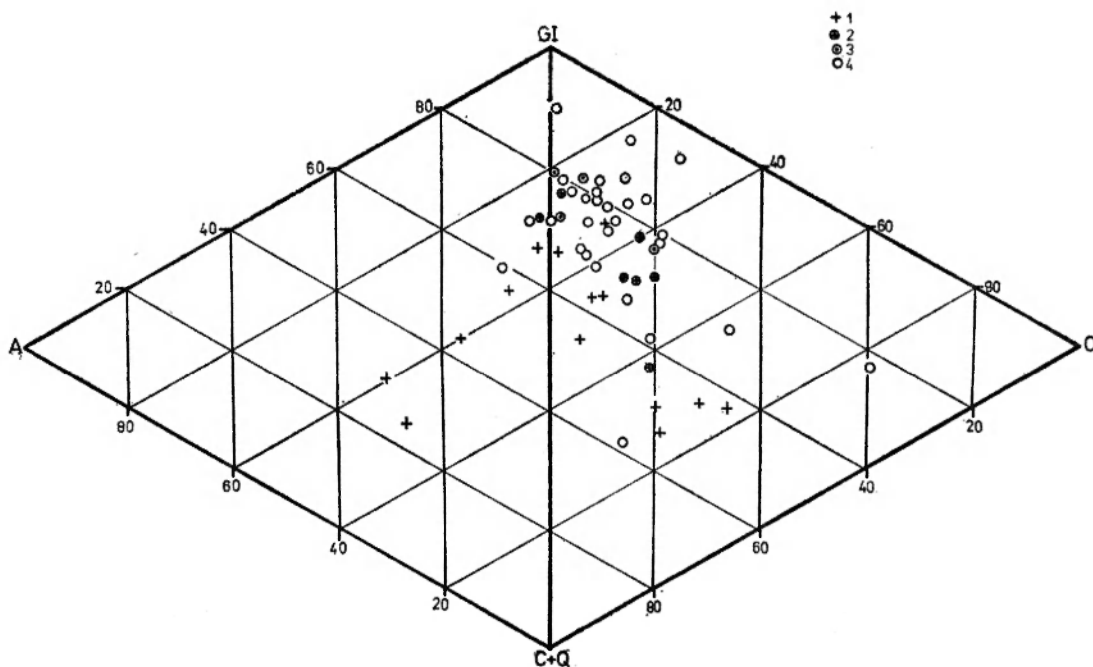


Fig. 11

Zróżnicowanie składu chemicznego skał blastomylonitycznych strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka i towarzyszących im granitoidów przy zastosowaniu „liczby granitowej” (Burchart 1974) w wykresie podwójnego trójkąta równobocznego GI—A—(C+Q) GI—O—(C+Q) według Butkiewicz (1976)

GI — liczba granitowa dla P = 5 kb, A — albit, O — ortoklaz, C — korund, Q — kwarc 1 — blastomylonity; 2 — gnejsy haniackie; 3 — granitoidy jawornickie; 4 — granitoidy kłodzko-złotostockie

Chemical differentiation of blastomylonitic rocks from the dislocation zone Złoty Stok—Skrzynka and of associated granitoids represented in terms of „Granite Index” (Burchart 1974) in the double triangle according to Butkiewicz (1976): GI—A—(C+Q) GI—O—(C+Q)

GI — granite Index for 5 kb, A — albite, O — orthoclase, C — corundum, Q — quartz; 1 — blastomylonites, 2 — Haniak gneisses, 3 — Jawornik granitoids, 4 — Kłodzko—Złoty Stok granitoids

współrzędne GI, O, A i Q + C wyliczone z tych analiz i potrzebne do konstrukcji wykresu tej serii (fig. 11). Oprócz skał serii blastomylonitycznych uwzględniono w tym wykresie również skały granitoidowe — według przypuszczeń autora genetycznie i przestrzennie po-

wiązane z blastomylonitami — granitoidy kłodzko-złotostockie oraz granitoidy jawornickie, przy czym analizy chemiczne pierwszych zaczerpnięte są z monografii Wierchołowskiego (1976), drugich zaś z pracy Burcharta (1960).

Godne uwagi jest położenie punktów projekcyjnych

granitoidów. Granitoidy kłodzko-złotostockie są zgodnie z oczekiwaniem wybitnie wzbogacone we wskaźnik granitowy w stosunku do łupków i gnejsów blastomylonitycznych, przy czym rozsięte są one na bardzo szerokim polu, a niektóre ich punkty odbiegają bardzo daleko od naroża GI, świadcząc o wysokiej zawartości składników niegranitowych w skałach. Wy tłumaczenie tej anomalii autor upatruje w mieszanym charakterze granitoidów, o których mowa, tj. w obfitości paleokryształów i enklaw różnych skał w wielu ich próbkach, krótko mówiąc w silnej kontaminacji magmy niegranitowym materiałem. Granitoidy jawornickie, będące produktem prawdziwej granityzacji metamorficznej, są o wiele mniej rozproszone i przeciętnie bardziej wzbogacone w składniki granitowe (bliższe wierzchołkowi GI). Porównując z rozsięciem punktów granitoidów na wykresie 11 rozsięciem punktów granitognejsów na wykresie 4 widzi-

my duże podobieństwo, przy nieco bardziej regularnym rozmieszczeniu. Utwierdza to w przekonaniu, że wiązanie genezy granitognejsów gieraltowskich i śnieżnickich z metamorficzną granityzacją serii strońskiej było dobrze uzasadnione.

Reasumując można powiedzieć, że teza o daleko idącej analogii składu materiału skalnego serii blastomylonitycznej ze składem zespołu skalnego serii strońskiej i granitognejsów potwierdza się, a procesy granityzacji przebiegały dość podobnie, z tą różnicą, że w starszym zespole krystaliniku śnieżnickiego nie doprowadziły one najprawdopodobniej do wytworzenia prawdziwej magmy. Wydaje się, że można zaryzykować twierdzenie, iż we wszystkich cyklach orogenetycznych różnego wieku na całym świecie ewolucja metamorficzna kończąca się granityzacją przebiegała przeważnie według podobnych reguł ogólnych.

ZAKOŃCZENIE

Studium niniejsze należałoby zamknąć całkowitym obrazem przebiegu ewolucji metamorficznej krystaliniku Gór Śnieżnickich i Złotych. Obraz ten powinien być nakreślony chronologicznie, z umieszczeniem poszczególnych odcinków w geologicznej skali czasu. To jednak okazuje się na razie niemożliwe, gdyż — jak to omówiono we wstępie do niniejszej pracy — ani metody klasycznej stratygrafii, ani metody geochronologii izotopowej na światowym poziomie współczesnych wymagań, ani wreszcie różne metody pośrednie związane z geologią strukturalną nie dostarczyły dotąd niewzruszalnych podstaw faktycznych. Nie chcąc być wciągniętym w dyskusje tej materii, petrolog próbuje przedstawić ewolucję metamorficzną tylko według kolejności różnych wydarzeń, bez umiejscowienia tychże w skali geologicznej czasu. To zaś niech zrobią sami geolodzy, gdy uznają za dostatecznie umocnione podstawy dla swych decyzji.

Pewne krótsze odcinki ewolucji metamorficznej niektórych serii skalnych krystaliniku Śnieżnika były już omawiane w literaturze petrograficznej. Rozwój granitoidów jawornickich z blastomylonitów przez stopniową blastezę skaleni opisywał Burchart (1960); Kozłowski (1965) starał się wytłumaczyć ewolucję granulitów, wyróżniając w historii ich powstania etap przedgranulitowy, granulitowy i pogranulitowy. Autor niniejszej pracy próbował przedstawić rozwój granitognejsów z łupków i paragnejsów serii strońskiej (1960) oraz ewolucję eklogitów w amfibolity w tle granitognejsowym (1963, 1967, 1968). Butkiewiczowa (1968) zilustrowała różne etapy blastezy i deformacji w łupkach i paragnejsach Krowiarek. Kozłowska-

-Koch (1973) próbowała wykazać w wykresie den Texa (1965) różnicę pomiędzy ewolucją wysokociśnieniową gnejsów Śnieżnika a ewolucją wysokotemperaturową blastomylonitów i gnejsów haniackich strefy dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka.

Orientacyjne dane temperatur i ciśnień potrzebne do przybliżonego umiejscowienia w polu zmienności p/t rozmaitych skał metamorficznych krystaliniku Śnieżnika i Gór Złotych znalazły się w publikacjach Karwowskiego i Kozłowskiego (1973) oraz Ansilewskiego (1973) dla gnejsów i granulitów, Bakun-Czubarowej (1973) dla eklogitów, Wierchołowskiego (1976) i Kuźniarskiego (1976) dla granitoidów kłodzko-złotostockich i ich metamorficznej osłony. Wprawdzie trudno tym danym przypisywać większą ścisłość — zbyt skomplikowane i obciążone różnymi źródłami błędów są metody ich oznaczania, lecz dostarczają one informacji z grubsza przybliżonych do rzeczywistości.

Pierwszą próbę przedstawienia syntetycznego ewolucji metamorficznej całego metamorfiku Śnieżnika i Gór Złotych autor ogłosił w tekście przygotowanym na konferencję „Azopro” (1973). Obecnie autor omówi bardziej szczegółowo nową, nieco zmienioną wersję takiej próby (fig. 12).

Najbardziej pierwotnym zespołem skał metamorficznych jest tu niewątpliwie seria strońska (1), którą widzimy wykształconą w amfibolitowej facji mineralnej z lokalnymi relikdami z facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej (relikty chlorytoidu). Reliktów jęszcze wcześniejszych etapów progresji metamorfizmu regionalnego — facji zieleńcowej — nie udało się dotąd

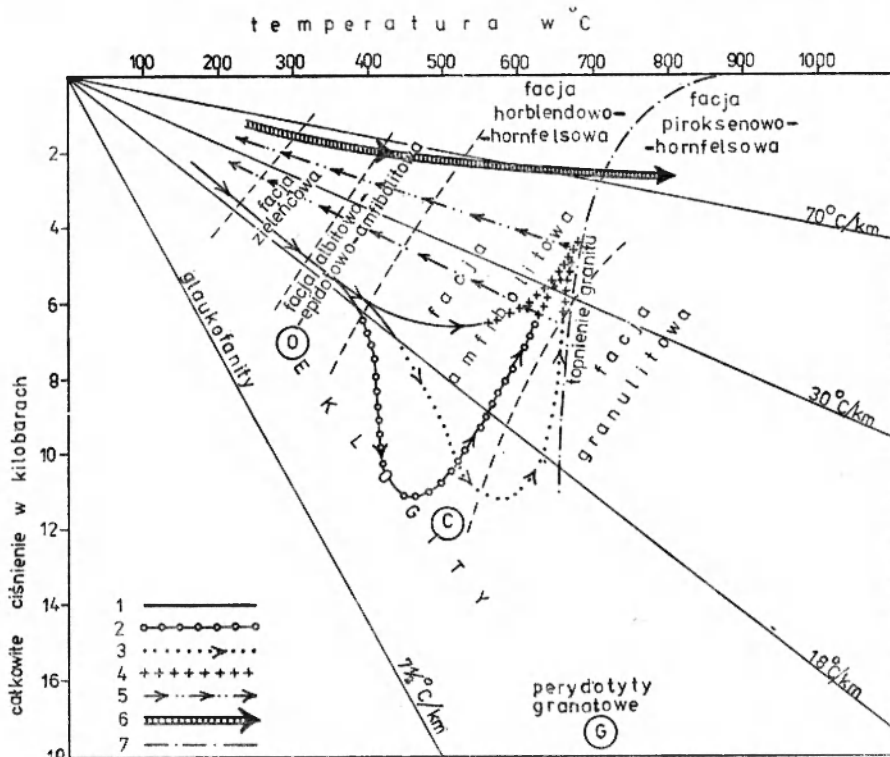


Fig. 12

Przypuszczalna ewolucja polimetamorficzna kompleksu krystalicznego Śnieżnika i Gór Złotych na wykresie prostokątnym zmienności temperatur i ciśnien całkowitych, z zaznaczonymi polami głównych facji mineralnych i różnych sektorów przyrostu temperatury z głębokością

1 — Seria Strońska; 2 — odgałżenie eklogitowe; 3 — odgałżenie granulitowe; 4 — tworzenie się granitognejsów; 5 — mylonityzacja i diaforeza; 6 — progresja metamorfizmu wysokotemperaturowego; 7 — linia topnienia granitów w warunkach $P_{całk.} = P_{H_2O}$; O — eklogity ofiolitowe (typ alpejski), C — eklogity zwyczajne (terenów amfibolitowo-gnejsowych i granulitowych), G — grikwaity i perydotyty granatowe

wykrzyć. Seria strońska wywodzi się głównie z osadów piaszczysto-mułkowych o spoiwie illitowym, głównie polimiktycznych, często mniej lub więcej szarogłazowych, z możliwą domieszką materiału piroklastycznego. Osady z przewagą tego materiału — albo zasadowego (metabazyty), albo kwaśnego — odgrywają podrzędną rolę. Przeławienia piaszczyste (łupki kwarcytowe i kwarcyty) i węglanowe (marmury i erlany) w niektórych obszarach występują obficie. Tylko w tej serii, w najslabiej przekrystalizowanych osadach piaszczystych lub mułkowych, możliwe jest zachowanie się śladów organizmów, lecz bliższe określenie ich dla celów biostratygraficznych dotychczas nie powiodło się.

Dalsza ewolucja serii strońskiej podlegała znacznemu zróżnicowaniu, zależnie od lokalnie zmieniających się warunków termodynamicznych. Przeważnie przebiegała wśród powolnego wzrostu temperatury, przy nieznacznym tylko lub zupełnie zahamowanym wzroście ciśnienia i wyrównanej z nim prężności pary wodnej. Tego rodzaju warunki mogły zaistnieć przez podnoszenie się geozoterm i dopływ lotnych emanacji z większych głębokości (głównie H_2O), bez pogrążania się kompleksu skalnego w większe głębokości. Skąły —

głównie łupki i paragnejsy mikowe — ulegały wzbogaceniu w skalenie („feldspatyżacji”) kosztem łuszczaków i kwarcu, następnie wypieraniu plagioklazów przez albit, nieco później przez skałen potasowy (mikroclin). Procesy te najpierw toczyły się z zachowaniem cech serii strońskiej (paragnejsy dwuskaleniove), później jednak jeszcze intensywniej ze zmianami struktury wśród gruntownej rekrytalizacji („granityzacja”) i doprowadziły do powstania granitognejsów gieraltowskich, miejscami śnieżnickich.

W niektórych miejscach, z niewytłumaczalnych na razie powodów, seria strońska doznała zmian warunków diametralnie innych od opisanych poprzednio; ciśnienie całkowite wzrosło bardzo gwałtownie do 8–12 kilobarów bez proporcjonalnego wzrostu temperatury i prężności pary wodnej (linia 2 na fig. 12). Czy działo się to w jakichś szczególnych strefach załadowania skał w wielkie głębiny? Trudno tak sądzić, jeśli temperatura nie podniosła się niemal wcale. Więc może „naciśnienia tektoniczne” w pewnych strefach ruchu? Brak w tej chwili podstaw do wypowiedzenia się w tej materii. W każdym razie metabazyty zareagowały specyficznie na ten wzrost ciśnienia, wytwarzając znamioną dla takiej zmiany paragenezę

granat + omfacyt, tzn. eklogit, i to eklogit zwyczajny (grupy C), mieszczący się na wykresie w przedłużeniu facji amfibolitowej na sektor wysokociśnieniowego metamorfizmu (towarzyszące minerały — karyntyn, zoisyt, dysten, fengit).

Oczywiście wraz z metabazytem, który uległ eklogityzacji, musiały w sektor wysokociśnieniowy dostać się stowarzyszone z nim inne skały serii strońskiej, najprawdopodobniej jakieś paragnejsy. Takie jednak skały nie są zdolne wytworzyć żadnych symptomatycznych wysokociśnieniowych kombinacji mineralnych (tak jak eklogit) i dlatego pozostają niezauważone. Takie minerały, jak dysten, zoisyt, fengit są wprawdzie wskaźnikami podwyższonych ciśnień, lecz mogą też wystąpić w skałach sektora pośredniego, pomiędzy sektorami wysokociśnieniowym a wysokotemperaturowym.

Eklogityzacja metabazytów była wydarzeniem lokalnym i krótkotrwałym. W większości wtrąceń w paragnejsach i powstałych z tychże granitognejsach metabazyty pozostały w paragenezie amfibolitowej, przekształcając tylko i nieznacznie przekształcając swój skład mineralny. Eklogity zaś są wybitnie nietrwałe i łatwo doznają wtórnej amfibolizacji, gdy tylko minie chwilowy paroksyzm wysokociśnieniowy. Kolejność zmian i powstawania produktów amfibolizacji przedstawiona jest w schemacie na figurze 5. W każdym przypadku z eklogitów powstają wtórne amfibolity z reliktywnym granatem lub bez niego, ewentualnie z podrzędnym biotytem i klinozoisytem, przeważnie dające się odróżnić od amfibolitów, które nigdy nie doznały eklogityzacji. Ten odcinek ewolucji metamorficznej eklogitów reprezentowany jest na wykresie figury 12 przez linię 2 podnoszącą się w wysokotemperaturowych partiach facji amfibolitowej, jako że całkowite ciśnienie musiało maleć, a temperatura i parcjalna prężność wody musiały rosnąć (omówione już powyżej regionalne podnoszenie się geozoterm i aktywność wglębnych emanacji).

W daleko zaawansowanym stadium tego procesu po-eklogitowe amfibolity były narażone na procesy granityzacji, ogarniające całość paragnejsowego kompleksu i produkujące zeń granitognejsy. Nie uchroniły się przed nimi także metabazyty i erlany z serii strońskiej, choć ulegały im ze znacznie większym oporem niż wszelkie paragnejsy. Procesy te są zaznaczone na figurze 12 ciągiem krzyżyków na końcu linii ewolucji eklogitów.

Należy podkreślić, że wykres na figurze 12 jest tylko mocno uproszczonym schematem i że pomiędzy krzywymi ewolucji dla serii strońskiej i dla eklogitów należy sobie wyobrazić różne krzywe pośrednie, które oznaczają ciągi ewolucyjne skał przejściowych, takich np. jak karyntynity i skały eklogitowate grupy

T z granatem, omfacytem, karyntynem i plagioklazem pierwotnym. Obok tych ciągów przejściowych należy osobno uwzględnić serię granulitową Starego Gierałtowa (3). Seria ta rozwija się przypuszczalnie głównie ze skał osadowych serii strońskiej szczególnie obfitujących w materiał piroklastyczny, skutkiem tego od początku ubogich w wodę. Ewolucja następuje prawdopodobnie wśród równomiernego przyrostu ciśnień całkowitych i temperatur, z zachowaniem niskiego poziomu prężności H_2O . Stąd taka ewolucja może prowadzić do paragenezy eklogitowej w metabazytach na wysokociśnieniowych peryferiach granulitowej, nie zaś amfibolitowej facji mineralnej.

Powstała przypuszczalnie w takich warunkach seria granulitowa Starego Gierałtowa składa się w wielkiej przewadze z jasnych granulitów z podrzędnymi warstwowymi zagęszczeniami granatów i jeszcze rzadszymi pokładami granulitów eklogitowych, zawierających obok granatu i omfacytu dużo kwarcu i pierwotnego oligoklazu, a więc należących do grupy eklogitowatej T. Prawdziwe eklogity (bez skaleni) są w tej serii bardzo rzadkie, tworząc tylko sporadyczne i cienkie warstwy. Jak wszędzie, tak i tutaj parageneza eklogitowa granat + omfacyt okazuje się nietrwała i podlega amfibolizacji wywołanej regionalnym podnoszeniem się geozoterm, spadkiem ciśnienia całkowitego i zrównywaniem się z nim prężności pary wodnej. Ponieważ jednak w obrębie jasnych granulitów nie dostrzega się nigdzie objawów anateksis granitowej należy wnioskować, że przyrost temperatury był niewielki, tzn. wznoszenie się linii granulitowej (3) w obrębie sektora pośredniego (18—30°C/km) bardzo strome, tak że linia topnienia granitu nie była przekroczona. Natomiast rekrytalizacja skaleni i kwarcu oraz zanik granatu na rzecz biotyty i pojawianie się wtórnego muskowitu są miejscami obserwowane w granulitach jasnych i mogą być sparallelizowane z objawami granityzacji. Tak więc wszystkie ciągi metamorficznej ewolucji wywodzące się z serii strońskiej zbiegają się i kończą we wspólnym polu granityzacji, gdzie w temperaturach 580—670°C i ciśnieniach całkowitych 4—6 kb z różnych skał powstają granitognejsy.

Na tym kończy się pierwsza, główna epoka ewolucji metamorficznej metamorfiku Śnieżnika. Lecz tu nie koniec wszelkich wydarzeń tektonicznych na tym obszarze. Autor wstrzymuje się od zabierania głosu w sprawach, które są od lat przedmiotem zainteresowania i szczegółowych studiów Wrocławskiej Szkoły Geologicznej. Jako petrograf zwraca tylko uwagę na pojawianie się w niezliczonych miejscach omawianego obszaru objawów regresji metamorficznej w skałach różnego typu, chlorytyzacji biotyty, hornblendy, granatu, epidotyzyzacji i serycytyzacji plagioklazów,

wypełnić prehnitem, adularem i chlorytem szczelin itp., z reży koncentrujących się w strefach młodszych deformacji i złużeń tektonicznych. Nie ulega wątpliwości, że mają one związek z młodszą tektoniką i zaliczone być mogą do diaforezy. Nawet objawy wyraźnej mylonityzacji w niektórych miejscach, zabliznione lub niezabliznione blastezą, nie mogą ująć uwagi petrografa.

Wszystkie te zjawiska koncentrują się szczególnie na północno-zachodnich peryferiach krystaliniku Śnieżnika i Gór Żółtych, w strefie zwanej od dawna umownie strefą dyslokacyjną Żółty Stok—Skrzynka. Są tu rozpowszechnione objawy kataklazy bezkierunkowej, produkującej brekcje tektoniczne albo kataklazyty nieukierunkowane, a w przypadku obecności grubszych fragmentów można czasem odgadnąć, jaki rodzaj metamorficznej skały uległ rozkruszeniu. Znacznie częściej jednak zdruzgotana i roztrąta skała została poddana ruchom dyferencjalnym, wywalcowana — stała się mylonitem. Oprócz zgruchotanych kwarców i skaleni w mniejszym lub większym stopniu zsercytyzowanych, panuje chloryt, jako diaforyczny produkt po biotycie, często blastycznie krystalizujący z albitem, w szczelinach też z adularem i kalcytem. W rejonie na S i SE od Chwalisławia, zwłaszcza w okolicach góry Łysy Garb, taka silnie skatakłazowana, mało i lokalnie tylko zrekrytalizowana forma skał jest najobficiej zachowana, co znalazło swój wyraz i na mapie niemieckiej 1:25 000 (1942) i na mapkach Dona (1964, 1976).

Gdzie indziej kataklazyty te i mylonity doznawały blastezy w toku progresji metamorficznej noszącej znamiona — najwybitniej w skrajnym NW pasie — ewolucji wysokotemperaturowej, a niskociśnieniowej, czego objawem jest krystalizowanie kordierytu, andalazytu, syllimanitu. Ewolucja kulminuje w tym pasie w gnejsach haniackich, wyraźnie na ogół wzbogaconych w skałen potasowy, a zubożonych w łyszczki, kordieryt, syllimanit itp. (granityzacja blastomylonitów).

W głębszych strefach tego pasa, 2—3 km poniżej dzisiejszego poziomu intersekcji powierzchni terenu, przypuszczalnie też pod sąsiadującymi od NW obszarami dziś zajętymi przez granitoidy złotostockie, ewolucja ta osiągnęła jeszcze wyższe temperatury, już w polu facji piroksenowo-hornfelsowej przekraczając krzywą topnienia granitu. Zaczęła się tam więc wytapiać magma granitowa, niecałkowicie zresztą, lecz pozostawiając różne trudniej topliwe partie skalne jako enklawy, częstokroć zaś rozluźniając je na paleokryształy. Celowo autor unika nazywania tych enklaw „ksenolitami”, a luźnych kryształów „ksenokryształami”. Nie są one bowiem wytapiającej się magmie „genetycznie obce”, gdyż pochodzą z tego samego

zespołu dawnych skał, co ta magma. Najczęstsze i najbardziej drastyczne zanieczyszczenia magmy dawały różne amfibolity, lecz pospolite są też różne inne enklawy.

Magma granitoidowa o charakterze mieszanym, przepelniona rozplyniętymi i nie rozplyniętymi enklawami z poziomów swego wytapiania wznosiła się w górę, w różnych miejscach z różną energią — jak tego dowodzi Wojciechowska (1973, 1977) — i prawdopodobnie z różnym gradientem temperatury. Musiała ona miejscami osiągnąć temperatury przekraczające 800°, skoro w kontaktach intruzyjnych z ostańcami stropowymi produkowała tu i ówdzie skały facji piroksenowo-hornfelsowej z klinopiroksenami i ortopiroksenami (Kuźniarski 1976). Na swych SE kontaktach intruzyjnych ze skałami serii blastomylonitycznej dokonywała ona przeobrażeń termicznych tych skał i wytwarzała z nich hornfelsy, przeważnie z zakresu facji hornblendowo-hornfelsowej (600—700°C), lecz tylko takich skał, które nie były jeszcze zbyt zaawansowane w procesie wysokotermicznej blastezy (blastomylonity łupkowe). Gnejsy haniackie, jako końcowe produkty tej ewolucji, nie były już wrażliwe na kontaktowo-termiczne działanie intruzji i nie ulegały wyraźnym przeobrażeniom. Blastomylonity łupkowe i amfibolity atakowane przez granitoidową magmę mieszaną mogły swymi mechanicznie oderwanymi fragmentami przyczynić się jeszcze do kontaminacji i tak już niejednorodnej magmy. To samo należy sobie wyobrazić w przypadku fragmentów stropu intruzji.

Po zupełnym zakrzepnięciu intruzji granitoidowej wystąpiły jeszcze dyslokacje, na które zupełnie sztywno reagowały zarówno skały intruzji, jak skały kontaktowe, jak wreszcie skały blastomylonityczne wschodniego obramowania intruzji, nie dotknięte przeobrażeniami kontaktowymi. Te ostatnie, ujawniające powszechnie kierunkowość mylonityczną sprzed ewolucji blastycznej, zostały na nowo rozkruszone wzdłuż różnokierunkowych pęknięć, które zostały wypełnione bardzo drobną miazgą, często ultrakataklastyczną, zupełnie lub prawie nie tkniętą przez rekrystalizację. Mikroskopowo te strefy zmiażdżenia widoczne są zwykle jako ciemne żyłki przecinające niezgodnie ukierunkowanie jaśniejszego tła blastomylonitu i nadające często skałom wygląd brekcji tektonicznych. Pod mikroskopem też nietrudno odróżnić owe młodsze żyłki rozdrobnienia od starszych, zwykle ukierunkowanych, pasm kataklastycznych, dzięki ich bezkierunkowości, drobniejszemu roztrąciu i brakowi wyraźnej rekrystalizacji. Autor nie widzi powodu, aby takich skał brekcjowatych, z dającą się udowodnić dwuokresową deformacją kataklastyczną, nie wyróżniać osobną nazwą kakiryków, zgodnie z propozycją

Kozłowskiej-Koch (1973). Jest to wprawdzie zawężenie znaczenia terminu kakiryt, który w pierwotnym ujęciu geologów szwedzkich — mało na świecie przyjętym — miał znaczenie ogólniejsze. Lecz użycie tego terminu przez Kozłowską-Koch w znaczeniu zawężonym nie jest sprzeczne z pierwotną definicją, a w konkretnym przypadku strefy Złoty Stok—Skrzynka jest pożyteczne.

Nakreślony obraz ewolucji polimetamorficznej obszarów krystalicznych Śnieżnika i Gór Złotych wyróżnia zatem 3 okresy deformacji skalnych, podzielone dwoma okresami blastezy w różniących się od siebie warunkach termodynamicznych:

1. Łupkowatość serii strońskiej zachowana z pewnymi drugorzędnymi przekształceniami w serii granuloitowej i granitognejsowej.

A. Blasteza w pośrednio-ciśnieniowych warunkach, z lokalnymi odchyleniami w kierunku wysokociśnieniowym (eklogity i granulity).

2. Katakłaza, mylonityzacja i diaforeza skał 1+A, rozpowszechniona na całym obszarze, lecz wybitnie skoncentrowana w strefie dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka.

B. Blasteza w wysokotemperaturowych, a niskociśnieniowych warunkach, zakończona w głębszych strefach upłynnieniem magmy granitoidowej, jej intruzją i kontaktowo-termicznym działaniem na skały stref płytszych.

3. Szytywne deformacje tektoniczne i kataklaza zarówno serii metamorficznych, jak granitoidów i ich stref kontaktowych.

Obraz powyższy upoważnia niewątpliwie do określenia całości przekształceń skał na omawianym obszarze jako polimetamorfizmu. Lecz odrębność stylu deformacji w okresach 1—3, a zarazem odmiennosć warunków termodynamicznych rekrytalizacji w okresach A i B skłania do przyjęcia policykliczności tej ewolucji polimetamorficznej. Mimo niemożności sprecyzowania w tej chwili odrębności cykli orogenicznych i związanych z nimi okresów metamorfizmu składających się na powyższą całość strukturalno-geologiczną, autor wyraża przypuszczenie, że krystalinik Śnieżnika i Gór Złotych jest produktem polimetamorfizmu policyklicznego.

Warszawa, grudzień 1977

LITERATURA

- ALTHAUS E., WINKLER H. G. F., 1962: Experimentelle Gesteinsmetamorphose VI; Einfluss von Anionen auf metamorphe Mineralreaktionen. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 26/I, p. 145—180.
- ANSILEWSKI J., 1954: Łupki krystaliczne okolic Młynowca i Nowej Morawy. *Arch. Inst. Geol.*, mpis.
- 1955: Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy w Sudetach. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. *Arch. Miner.*, t. 19/2, p. 153—160.
- 1966: Petrografia metamorfiku Gór Bialskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 2, p. 121—260.
- 1973: Skalenie serii metamorficznej Gór Bialskich i Złotych w Sudetach. Feldspars from the metamorphic series of the Góry Bialskie and Góry Złote ranges in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 7, p. 29—124.
- ARNOLD A., 1956: Łupki Strońskie okolic Siennej. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1968a: Geochemical characteristic of eclogites from the environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki. Geochemiczna charakterystyka eklogitów okolic Nowej Wsi w regionie Śnieżnika Kłodzkiego. *Arch. Miner.*, 28/1, p. 243—382.
- 1968 b: The Iron-group Elements in the Metabasites of Strachocin in the Śnieżnik Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. géol. géogr.*, vol. 16, no 3—4, p. 133—139.
- 1971a: Metale przejściowe typu 3d (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu) w metabazytach z okolic Strachocina w Górach Śnieżnickich. The transition metals of the 3d type (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu) in the metabasites from the environs of Strachocin in the Śnieżnik Mts. *Arch. Miner.*, t. 29, p. 89—117.
- 1971b: Ilmenite-bearing Eclogite from Mt. Czernica in the Bialskie Góry (East Sudetes, Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. sc. de la Terre*, vol. 19, no 1, p. 11—19.
- BAKUN-CZUBAROW N., SMULIKOWSKI K. 1973: Les eclogites du massif cristallophyllien de Mont Śnieżnik et des environs de Łądek. *Revue des problemes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie*. Warszawa, Wyd. Geol., p. 109—120.
- BANAŚ M. 1963: O skarnoidach metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego (Dolny Śląsk). Skarnoids from the metamorphic complex of Śnieżnik Kłodzki (Sudetes Mts.). *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol., PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 12. Z badań metamorfiku dolnośląskiego, str. 2—29.
- BEDERKE E. 1943: Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rundsch.*, Bd. 34, p. 6—9.
- BURCHART J. 1960: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik Granitoids (Eastern Sudeten). *Arch. Miner.*, t. 22/2, p. 237—348.
- 1971a: Geochronologia bezwzględna. Stan i kierunki rozwoju. *Postępy Nauk Geol.* nr 3, p. 5—59.
- 1971b: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych.) Absolute ages of rocks from Poland (A catalogue of geochronological determinations). *Rocz. PT Geol.*, t. 41, p. 241—255.
- 1974: „Granite Index” — A Proposal. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. de la Terre*, vol. 20, no 3—4, p. 135—140.
- 1975: Geochronologia bezwzględna jako źródło informacji o procesach tektonicznych. Absolute geochronology as a source of information on tectonic processes. *Prz. Geol.*, no 2, p. 72—75.
- BUTKIEWICZ T. 1968: Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. Crystalline schists in the Krowiarki Range of the Kłodzko Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 4, p. 47—113.

- 1972: Kwarcyty Gór Śnieżnickich. The quartzites of the Śnieżnik Range. *Geol. Sudetica*, vol. 6, p. 209—230.
- 1976: Chemical controls of granitization of sedimentary and metamorphic series. Chemiczne znamiona granityzacji serii osadowych i metamorficznych. *Arch. Miner.*, t. 32/1, p. 13—57.
- DON J. 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfizmu Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, vol. 1, p. 79—117.
- 1972a: The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (Łądek—Śnieżnik, Metamorphic Massif in the Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. de la Terre*, vol. 20, no 4, p. 287—291.
- 1972b: Stosunek gnejsów śnieżnickich do gierałtowskich w świetle analizy mezostrukturalnej. Przewodnik wycieczki PT Geol., Wrocław, p. 19—21.
- 1972c: Relikty amfibolitów w gnejsach gierałtowskich. *Ibid.* p. 17—19.
- 1976: Kakiryty Gór Złotych i ich stosunek do granitoidów Kłodzko-Złotostockich. *Mat. Konf. Ter., Międzyzlesie*, Wrocław, p. 103—105.
- DUMICZ M. 1976: Próba wyjaśnienia tektogenezy serii metamorficznych Ziemi Kłodzkiej. *Ibid.*, p. 9—37.
- FINCKH L., MEISTER F., FISCHER G., BEDERKE E. 1942: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25.000, H. 343, Blatter Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck — Berlin.
- FYFE W. S., TURNER F. J. 1966: Reappraisal of the Metamorphic Facies Concept. *Contrib. Miner. Petrol.* vol. 12, no 4, p. 354—364.
- GADOMSKA M. 1955: Migmatyczne gnejsy okolic Międzygórza. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- GREEN D. H., RINGWOOD A. E. 1966: An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 30, p. 767—833.
- GUNIA T., DUMICZ M. 1976: Następstwo deformacji i pozycja stratygraficzna kwarcytów z Goszowa. *Mat. Konf. Ter. Międzyzlesie Wrocław*, p. 90—94.
- GWÓŹDŹ J. 1956: Amfibolity okolic Trzebieszowic. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- JUSKOWIAK O. 1955: Łupki krystaliczne okolic Bolesławowa. *Ibid.*
- KARWOWSKI Ł., KOZŁOWSKI A. 1972: Thermogravimetric Method of Determination of Decrepitation Temperature. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. de la Terre*, vol. 20, no 1, p. 11—17.
- KASZA L. 1964: Budowa górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. *Geol. Sudetica*, vol. 1, p. 119—167.
- KOCISZEWSKI L. 1956: Gierałtowskie gnejsy migmatyczne okolic Łądka Zdroju. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- KOWALSKI W. 1967: Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach. Geochemistry of potassium, sodium, calcium, rubidium, lead, barium and strontium in sudetic granitoids and their pegmatites. *Arch. Miner.* t. 27/1, p. 53—244.
- KOWALSKI W. M. 1967: Skąły metamorficzne ze Złotego Stoku (Dolny Śląsk). Metamorphic rocks from Złoty Stok (Lower Silesia). *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 42, p. 7—83.
- KOZŁOWSKA M. 1953: Granitognejsy typu Śnieżnika. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- 1954: Kontakty gnejsów typu Śnieżnika z łupkami mikowymi w rejonie Międzygórza. *Arch. Inst. Geol.*, mpis.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. 1973: Polimetamorfitę strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzynka w Sudetach. Polymetamorphites of the Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone. *Geol. Sudetica*, vol. 8, p. 121—160.
- KOZŁOWSKI K. 1956: Gnejsy leptytowe góry Białą Kamień. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- 1965: Kompleks granulitowy Starego Gierałtowa w Górach Złotych. The granulitic complex of Stary Gierałtów — East Sudetes. *Arch. Miner.*, t. 25, p. 5—122.
- KSIAŹKIEWICZ M. 1947: Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórza. *Wiadomości Muzeum Ziemi*, t. 3, p. 18—43.
- KUŃSKA E. 1971: Metamorficzna osłona granitoidów Złotego Stoku i jej kontaktowe przemiany. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- KUŹNIAR J. 1960: O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowianek. On the conditions of occurrence of marbles in northwestern Krowianki (Sudeten). *Kwart. Geol.*, t. 4, p. 217—262.
- KUŹNIARSKI M. 1976: Temperatury przeobrażeń kontaktowych w krach metamorficznych masywu kłodzko-złotostockiego z okolic Chwalisławia. Contact transformation temperatures of roof pendants in the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif, Chwalisław area in the Sudeten Mts. *Arch. Miner.*, t. 32 /1, p. 59—78.
- MAZUR M. 1956: Łupki Strońskie okolic Lutyni. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- MILEWSKA T. 1956: Łupki krystaliczne profilu rzeki Białej Łądeckiej między Radochowem a Trzebieszowicami. *Ibid.*
- 1958: Extreme case of Feldspathisation in the Paragneisses of the Stronie Series in the Eastern Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. chim. geol. geogr.*, vol. 6, no 11, p. 729—736.
- MIZIOŁEK M. 1957: Granat z łupków mikowych serii Strońskiej. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- NEUVONEN K. J. 1961: The apparent age pattern of the crust. *Bull. Com. Géol. Finl.*, no 196, 445—454.
- NOWAKOWSKI K. 1956: Gnejsy Karpiaka. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S. 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Inst. Geol. Pr.* t. 24.
- PENTLAKOWA Z., WOJNO T. J. 1952: O niektórych marmurach dolnośląskich. O niektórych widach niżnie-sileskiego mramora. *Biul. PIG.* nr 80, p. 65—101.
- PROMIŃSKA I. 1956: Seria łupków strońskich góry Janowiec koło Stronia Śląskiego. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- RYDZEWSKI A. 1956: Seria Strońska okolic Rogózki. *Ibid.*
- SCHEUMANN K. H. 1937: Metatexis und Metablastesis. *Miner. Petr. Mitteilungen*, B. 48, p. 402—412.
- SMUDA H. 1955: Skąły krystaliczne Krzyżowej Góry koło Stronia Śląskiego. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- SMULIKOWSKI K. 1951: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mts. *Rocz. PT Geol.*, t. 21, p. 67—124.
- 1954: Nowe dane petrologiczne o formacjach krystalicznych na arkuszach Wilkanów i Bolesławów 1:25.000. *Arch. Inst. Geol.*, mpis.

- 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik XXX-go Zjazdu P.T. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław, p. 37–54.
- 1960: Evolution of the granite gneisses in the Śnieżnik Mts. — East Sudetes. Report of the 21 Internat. Geol. Congress, part 14, Copenhagen, p. 120–130.
- 1963: Les eclogites et leurs transformations au milieu des gneiss du massif de Śnieżnik dans les Sudetes. *Bull. Soc. Geol. France*, 7-e série, vol. 5/5, p. 852–862.
- 1964a: Les relations petrogenétiques entre les eclogites et les amphibolites dans le massif cristallophyllien du Mt. Śnieżnik. *Ibid.* vol. 6/2, p. 232–239.
- 1964b: On s. c. “Dry Metamorphism”. Proceedings of section 13 of 22 Internat. Geol. Congress, New Delhi, p. 128–141.
- 1967: Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. Eclogites of the Śnieżnik Mts in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 3, p. 7–180.
- 1972: Classification of eclogites and allied rocks. *Kryształnikum*, vol. 9, p. 107–130.
- 1973: Les roches métamorphiques du Mont Śnieżnik et de la région de Łądek. Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. Wyd. Geol., Warszawa, p. 77–102.
- 1976: Ultramafic Rocks from the Vicinity of Złoty Stok (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. de la Terre*, vol. 24, no 3–4, p. 244–251.
- SMULIKOWSKI K., BAKUN-CZUBAROW N. 1973: New Data concerning the Granulite-Eclogite Rock-series of Stary Gieraltów, East Sudetes. *Ibid.*, vol. 21, no 1, p. 23–34.
- SMULIKOWSKI W. 1958: The metamorphic Evolution of the gneisses of Mount Cierniak — Eastern Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Serie des Sc. chim., geol., geogr.* vol. 6, no 8, p. 529–535.
- 1959a: Contributions to the Petrology of the gneisses of Międzygórze, East Sudetes. *Ibid.*, vol. 7/9, p. 709–714.
- 1959b: Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowia Kopa near Stronie (East Sudetes). *Arch. Miner.*, t. 22/1 p. 107–151.
- STOLPA I. 1955: Łupki krystaliczne na wschód od Międzygórze na zachodnim stoku Śnieżnika. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- SZTUKOWSKA K. 1953: Migmatyczne gnejsy gierałtowskie. *Ibid.*
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. 1957: Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety, z.1, PWN, Kraków.
- TEISSEYRE H. 1975: Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. Przewodnik XLVII-go Zjazdu PT Geol. w Świdnicy, p. 21–33. Wyd. Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE J. 1961: Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. *Arch. Miner.*, t. 23/1, p. 155–196.
- den TEX E. 1965: Metamorphic lineages in orogenic plutonism. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 44, p. 105–132.
- 1974: The polycyclic lithosphere: An attempt to assess its orogenic memory. Centenaire Soc. Geol. de Belgique. Géologie des domaines cristallins, Liège, p. 145–181.
- TOURET J. 1974: Facies granulite et fluides carboniques. *Ibid.* p. 267–287.
- TOWALSKA Z. 1956: Granulity ze Starego Gierałtowa. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- WENK E. 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneis. *Neues Jahrb. f. Miner. Monatsheft*, 5, p. 97–107.
- WESOŁOWSKI P. 1956: Amphibolit okolic Gierałtowa. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1966: Granitoidy Bielic w Sudetach i ich osłona łupkowa. Bielice granitoids in the Sudetes and their metamorphic mantle. *Arch. Miner.*, t. 26, p. 509–649.
- 1976: Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony. Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 2, p. 7–147.
- WINKLER H. G. F. 1970: Abolition of the Metamorphic Facies. *Neues Jahrb. Miner. Monatsheft*, 5, p. 189–248.
- WOJCIECHOWSKA I. 1972: Preliminary Results of Investigations on s.c. “Quartzites” in the Neighbourhood of Romanowo, NW part of Krowiarki. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. sc. de la Terre*, vol. 20, no 4.
- 1973: The tectonic position of the Kłodzko—Złoty Stok granitoids. Revue des problèmes géol. des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie, p. 102–109, Wyd. Geol. Warszawa.
- 1977: Deformacje tektoniczne w obrzeżeniu kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego (NE część Ziemi Kłodzkiej — Sudety). Tectonic deformations in the envelope of the Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif (Sudetes). *Acta Univ. Vratisl.* nr 378, *Pr. geol. miner.* 6, str. 255–278.
- ZADROŻNA-NOWICKA M. 1956: Łupki młynowskie okolic Młynowa. Mpis pr. magist. na Wydz. Geol. Uniwers. Warszawskiego.
- ŻABIŃSKI W. 1963: Note on Grossular and Hydrogrossular-like Vesuvianite in the Calc-silicate Rocks from Kletno (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér., sc. geol. geogr.*, vol. 11, no 4, p. 223–229.

Kazimierz SMULIKOWSKI

POLYMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE CRYSTALLINE COMPLEX OF ŚNIEŻNIK AND GÓRY ŻŁOTE MTS IN THE SUDETES

ABSTRACT: Basing upon detailed studies of different authors — in part not published till now — and upon several new observations of the present author metamorphic rocks of different series are described. Petrographic characteristics of rock — series are supported by micrometric and chemical rock analyses collected in 25 tables at the very end of this paper and their differentiation is illustrated by several diagrams in the Polish text. By comparison of these rock series with one another some conclusions are attempted concerning their origin and the course of their metamorphic reconstruction.

The evolution of the entire metamorphic complex over the whole ter-

ritory bears the character of polymetamorphism and thus most probably of a polycyclic one. Graphical scheme of such evolution is presented in an orthogonal diagram p/t (fig. 13) explaining only the sequence and the mode of overlapping of successive metamorphic processes. No trial is made, however, to ascribe these processes to definite periods of the geological past, because this question is much too controversial till now. After the geologists have reached an agreement in this matter they will be able to place the presented picture of polymetamorphic rocks' evolution in the proper geological time scale.

Summary

INTRODUCTION

Śnieżnik — and Góry Żłote Mts. on the Polish — Czechoslovakian frontier in the Sudetes (fig. 1) consist chiefly of two metamorphic rock complexes: Stronie Series of very variable crystalline schists of supracrustal origin and granite-gneisses of diversified texture but of more or less typical granitic composition.

In the last German publications (ex. G. Fischer, Vangerow, Bederke) two different orogenetic cycles were assumed for those metamorphic complexes: A) The older Precambrian complex of paragneisses („Mühlbach Series” — Mlynowiec Series) invaded, partly granitized or migmatitized by granitic intrusion left in the form of the “Gersdorfer Gneis” (Gierałtów gneiss), and B) The younger complex called “Seitenberg Schiefer” (Stronie Series) of supracrustal origin and Upper Algonkian to Lower Paleozoic in age, closed in the course of Caledonian diastrophism by a granite intrusion present now in the form of “Schneeberg Augengneis” (Śnieżnik gneiss).

This interpretation has not been approved by Polish and Czech geologists who started to work after the last war in the Śnieżnik area. Only one complex of metamorphosed supracrustal rocks of late Precambrian age has been accepted and called Stronie Series, while the opinions about the origin and geological age of the granite gneisses have still been divergent. For instance in Poland, the present author considers both types of granite gneisses — fine-grained Gierałtów gneisses and augen gneisses of Śnieżnik type — as products of advanced metamorphic evolution and granitization of the paragneisses and mica-schists of the Stronie Series. On the contrary Don (1964) believes that the Śnieżnik type augen gneisses represent

late Precambrian granites, while the Gierałtów gneisses correspond to a Caledonian granite intrusion.

In the last decade systematic mesotectonical studies, performed by H. Teisseyre and his Geological School of Wrocław in several metamorphic areas of the Sudetes considered as late Precambrian, have not been able to evidence older deformation directions than those found in rock complexes deformed during earlier phases of Variscan orogeny (Sowie Góry crystalline block excepted). Moreover, in last years some indeterminable traces of fossils have been locally detected by Gunia (1976) in rocks of the Stronie Series, interpreted as early Paleozoic. The above statements let Dumicz (1976) to suppose that the granite gneisses of the Śnieżnik metamorphic massif may have been formed in early-Variscan times.

I am not at all convinced of the pertinence of above arguments. The only radiometric age data of the rocks in question are those obtained by argon — potassium method in biotite 382 ± 16 m.y. and in phengite 384 ± 16 m.y. from the granite gneiss of Nowa Wieś, as published by Bakun-Czubarow (1968), are of little value in the case of such complicated polymetamorphic rock origination as that of Śnieżnik granite gneisses. In such circumstances I shall try to explain the polymetamorphic evolution of the whole metamorphic complex without ascribing its successive stages to particular geologic periods. In the future, after appropriate geochronological data have been in plenty disposable, the geologists themselves will be able to insert the proposed sequence of metamorphic processes into their stratigraphic time scale.

PETROLOGY

Metamorphic rocks of the Śnieżnik and Góry Żłote areas may be divided into 4 petrogenetic groups of quite different quantitative importance: Groups A and B constitute over 90 per cent

of the whole area, groups C and D are of local occurrence, in definite zones only.

A) Stronie Series, consisting of various rocks of sedimentary,

in part of volcanic origin, in a medium grade of metamorphic transformation. It represents mostly the low temperature parts of the amphibolite mineral facies within the intermediate sector of p/t increments, with some local transitions to the high pressure sector. It is chiefly composed of various mica paragneisses with thin mica-schist interlayers and thicker quartzite-, amphibolite-, marble- and lime-silicate rocks' intercalations. The quantitative proportion and succession of those various rocks changes greatly in different parts of the area in question.

B) Granite gneiss Series, rather monotonous in its chemistry and mineral composition, usually higher in microcline and lower in micas than the paragneisses of the preceding series and thus approximating the normal granite composition. In the midst of prevailing masses of granite gneisses rather small intercalations are frequently encountered, usually of amphibolite-, more rarely of eclogite composition. Thus the grade of metamorphic reconstruction is here higher with regard either to the temperature or to the total pressure.

C) Granulite Series, restricted to a narrow zone within the granite gneiss complex near the village Stary Gieraltów. In the midst of prevailing light coloured two-feldspar granulites, thin layers of dark garnet- or omphacite-rich granulites are encountered, indicating high pressure conditions of metamorphism.

D) Blastomylonite Series, almost entirely restricted to the NW parts of the area i.e. to the s.c. Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone. The rocks of the groups A and B were there subject to cataclasis or mylonitization in variable degree, locally even ultramylonitic, and to diaphoretic changes of their mineral composition. However, afterwards they were submitted anew to progressive regional metamorphism, this time in high temperature — low pressure conditions, yielding blastomylonitic schists and gneisses.

Now all those rock groups will be petrographically described and compared with each other by means of suitable diagrams. Almost total collection of micrometric data of mineralogical composition and of chemical bulk analyses of rocks in 25 tables constitute an appendix of the present paper.

STRONIE SERIES

Everywhere in this series various grey paragneisses are greatly predominant, usually intercalated with thin layers of mica schists. Distinction between both rock kinds is made here in agreement with Wenk (1963), according to their structure: Mica schists display rather fine foliation, while paragneisses divide into thicker plates or banks. This difference is normally connected with feldspar contents of the rocks because feldspar abundance always abates the foliation. There exist, however, mica schists relatively rich in plagioclases, representing transitions to the plagioclase-mica paragneisses. Among the paragneisses of the Stronie Series several varieties may be distinguished in respect of the kind of feldspar and the mode of its blastesis. They are quoted below in the table displaying the ranges of variability of their mineral composition

	1	2	3	4	5	6
Quartz	11—62	7—53	1—49	22—55	2—15	25—47
K-feldspar	0—9	0—43	0—19	0—6	16—40	43—53
Plagioclase	0—36	8—71	6—40	29—64	32—64	0—13
White mica	0—53	0—37	7—55	0—20	0—20	2—18
Biotite	0—44	0—35	0—35	0—12	0—10	0—9
Chlorite	0—12	0—28	0—2	0—7	0—3	—
Garnet	0—18	0—6	0—5	—	—	—
Staurolite	0—14	—	—	—	—	—
Opagues	0—8	0—12	0—18	0—2	1—5	0—1

1. Mica schists
2. Mica paragneisses
3. Porphyroblastic paragneisses
4. Albite paragneisses
5. Syenitoid paragneisses
6. Quartzite-like paragneisses

Micrometric analyses of particular samples of above-named rocks examined petrographically by different authors are collected in tables 1—4 and 8, chemical analyses of several samples in tables 5 and 8.

Mica Schists

They usually display alternate thin laminae of mosaic granular quartz and both micas; rocks with only one kind of mica — white mica or biotite — are rare, biotite being frequently somewhat faded or replaced by pennine. White mica is usually fengite-like, with small optic axial angle. Mica laminae are often undulated or finely corrugated, and quartz laminae disrupted in fragments or lenses softly wrapped in mica coatings. Black graphite pigment marks sinuous trails within the mica laminae. If any blast of feldspar, garnet or staurolite has been grown in a mica lamina, the graphite trail passes it through and through unhampered, preserving often all pre-existing structural details. This means that the alumo-silicate matter of micas was consumed and used for the growth of a new mineral, while graphite was useless for it and remained unaffected.

Among the feldspars most common is oligoclase, more or less clouded by sericite and enclosing small quartz inclusions and mica scales intruding from the neighbouring mica laminae. Albite and K-feldspar are not frequent. Very common are garnet close to almandine and staurolite, while tourmaline, zircon, kyanite, sillimanite, pyrite are frequent accessories. Occurrence of chloritoid seems to be rather exceptional. In a mica schist from Stronie with big porphyroblasts of garnet and staurolite tiny chloritoid plates occur only as armoured relics in the garnet cores, while beyond the garnet staurolite is present alone. This means that in an early stage of metamorphic evolution in rather high-pressure conditions chloritoid was stable, but later at somewhat higher temperature it was replaced by staurolite, except small plates protected by growing garnet porphyroblasts.

Paragneisses

The rocks strongly prevailing in the Stronie Series are two-mica-plagioclase paragneisses devoid of potash feldspar or rather poor in this component. These are fine-grained and coherent dark grey rocks occurring in compact layers with thick-tabular jointing. White or grey macroscopic plagioclase blasts hardly ever exceed 1 mm in diameter. Quite frequently distinct parallel lamination may appear, with apparent concentration of feldspar and quartz, sometimes also red garnet in particular laminae, but marked foliation may be seldom observed.

When examined microscopically the rocks usually display alternating laminae of mica concentrations with more or less parallel disposition of mica scales, and of quartz mosaic, plagioclase blasts of various size and shape being developed in both kinds of laminae. In that regard one may trace all possible transitions between paragneisses abounding in plagioclase and mica schists nearly devoid of this component. Generally both kinds of mica are present, rocks bearing only biotite or, on the contrary, lacking biotite are quite uncommon.

The paragneisses in question have originated probably from sandy — mud sediments with an illitic cement and more or less detritic plagioclases, i.e. from polymict or greywacke-like sand-mudstones, which are most typical of old geosynclinal sedimentation cycles. Thus the plagioclase blastesis in the Stronie Series could avail oneself of the detritic plagioclase from the original sediments. There are, however, convincing arguments in favour of an afflux of feldspar-forming components during

the metamorphic recrystallization (metasomatic plagioclase feldspathization), in addition to the primary plagioclase content of the sediments: 1st — plagioclase content in paragneisses frequently rises up to 70 per cent and quartz content falls to 10 per cent of volume, a proportion hardly possible in any greywacke sediment; 2nd — plagioclase blasts grown in the mica laminae usually display mica scales protruding from neighbouring mica clusters into their interior and graphite trails passing through without interruption, both symptoms indicating chemical changes in the rocks' composition: Mica components (K, Mg, Fe) are removed and oligoclase components (Na, Ca) introduced.

Pure albite blastesis is very common and always posterior to oligoclase blastesis, but not in all paragneisses clearly discernible. Albite blasts are usually more automorphic, quite limpid and marked by coarser twinning lamellation. If grown up in the mica laminae they abound in mica-scale inclusions and are often traversed by graphite trails. But frequently albite attacks also the older oligoclase blasts from their borders or replaces their interior in form of irregular patches.

Staurolite quite exceptionally occurs, while garnet is very frequent. Garnet blasts wrapped in mica clusters are often automorphic and provided with S-shaped helicitic inclusion trails. In the midst of quartz mosaic a garnet growth starts from the intergranular sutures and presents in its initial stage isolated quartz granules cemented by garnet. This is so because the garnets enclosed in two-mica laminae got their chemical components from the immediate vicinity, those developing within quartz mosaic — from more distant sources by the way of intergranular film. Common accessories are tourmaline, apatite, zircon, the sporadic ones sillimanite, kyanite, pyrite, epidote with allanite kernels.

In most paragneisses potassium feldspar is absent or very scarce. There exist, however, local varieties more abounding in this component, macroscopically quite similar to rocks entirely devoid of it. Strong enrichment in K-feldspar is, however, always connected with distinct leucocratization of rocks. It is a feldspar of monoclinic microscopical appearance, its structural trilinearity having been determined as very low ($\Delta = 0.18$ after Ansilowski, 1973).

When present in scarce amounts the K-feldspar fills only small interstices between quartz- and oligoclase grains, or it appears as thin rims between the mica- and quartz — oligoclase laminae, as if it has been oozing out of the mica laminae. When present in greater amounts it corrodes both the turbid oligoclase- and the limpid albite grains, gnawing often deep into their interior in form of sinuate channels and patches, and producing thereby antiperthite- or micropertthite-like intergrowths. More rarely appear separate blasts of K-feldspar with quartz- and mica inclusions inherited from the dislodged plagioclase grains. There may hardly be any doubt about late metasomatic increment of potassium feldspar at the expense of plagioclase and most probably of quartz too.

Porphyroblastic paragneisses frequently occurring in some areas only, are characterized by bigger feldspar blasts up to 5 mm in diameter embedded in abundant black mica scales pigmented by graphite inclusions. Quartz in very variable amounts often decreases to a few per cent only. The rocks are macroscopically similar to s.c. "pearl-gneisses" of Czech and Austrian geologists widespread in the Moldanubian areas. Feldspar porphyroblasts belong for the most part to albite, with helicitic mica inclusions and traversed by graphite trails. They have been grown at the expense of micas and quartz: the most convincing evidence of such origin of albite blasts is the occurrence of tiny rutile needles intersecting locally at 60 degrees, which

represent TiO₂ residue left after total replacement of biotite by albite. Microcline blasts are much less common, oligoclase only as relics saved from ubiquitous albitization.

Albite paragneisses present rocks the most advanced in the process of albite blastesis at the expense of micas and older oligoclase, the latter exceptionally visible as relics only; potassium feldspar is absent or rare. They occur rather locally as small intercalations conspicuous for their light grey to yellowish colouration, faint foliation and aplite-like appearance, owing to their strong impoverishment in micas.

Syenitoid paragneisses very rare, restricted to one mountain range near Rogóżka, grey fine-grained rocks, strongly enriched in both albite and microcline, but impoverished in quartz, which decreases to several per cent only. Thus their mineral and chemical composition approaches that of quartz-bearing syenites. No signs of a large-scale replacement of quartz by both feldspars can be detected, so it seems difficult to assume that the syenite-like composition of those rocks has been caused by a replacement of quartz by feldspars. It is not impossible, however, that a local accumulation of pyroclastic alkali feldspars from a trachytic eruption has enabled the origination of those peculiar rocks.

Quartzite-like microcline paragneisses form in many places separate layers within common mica-oligoclase paragneisses. They are light coloured and fine-grained rocks resembling common quartzites and they have been considered as such by field geologists. They mainly consist of quartz and microcline in variable proportions, micas and albite-rich oligoclase being quite subordinate. Wojciechowska (1972) was the first to recognize rightly their metavolcanic origin. They may be considered as metamorphosed tuffites with abundant rhyolitic pyroclastic admixture.

Quartzites and quartzite schists

Mineral composition of these rocks is represented in tables 7 and 8. Their intercalations in the midst of mica paragneisses and mica schists rarely exceed the thickness of twenty meters. They display a significant differentiation in various parts of the Śnieżnik Mts. crystalline area: Quartzites of the environs of Goszów contain only muscovite, but are devoid of biotite or any typical metamorphic mineral. Quartzites from the neighbourhood of Kletno are characterized by the presence of garnet and staurolite, those outcropping at Janowa Góra contain kyanite as a symptomatic metamorphic mineral. Quartzites of the vicinity of Mount Śnieżnik are conspicuous by their constant potassium feldspar content. Here small grains of this feldspar are situated in the interstices of the quartz grains, but locally they join together by intergranular channels and entwine round some quartz grains and mica scales. Locally microcline concentrates in its own mosaic of small grains of variable orientation, densely interlaced with quartz and mica inclusions. All these signs suggest replacement of quartz and mica by K-feldspar.

Quite different features are observed in quartzites with K-feldspar porphyroblasts overlaying augen-gneisses near Janowa Góra. This feldspar is associated with limpid albite enclosing quartz and mica inclusions. It is finely dispersed in the quartz mosaic, but locally it concentrates in macroscopic porphyroblasts up to 4 mm in diameter. There are no indications of secondary replacement of quartz and albite by this feldspar. It seems possible that the potash feldspar is here of pyroclastic derivation.

A separate kind of rock is represented by graphite quartzite usually interspersed and enfolded with graphite schists. Such quartzites are black nearly aphanitic rocks with tabular join-

ting, frequently finely laminated by parallel whitish or gray sheets. Tiny graphite scales are dispersed between and within the grains of the quartz mosaic, usually with some admixture of finest sericite scales.

Marbles and erlans

These rocks have originated from carbonate-rich layers in the sand — muddy sedimentary complexes of the Stronie Series. They may represent pure limestones or dolomites recrystallized owing to metamorphism to calcitic-, dolomitic- or mixed marbles. If abounding in detritic quartz and clay minerals and corresponding therefore to marl composition they furnish by metamorphism impure marbles rich in such lime-magnesia- and alumina silicates as epidote or zoisite, plagioclases, diopside, actinolite, hornblende, quartz, biotite, sphene, rarely scapolite, grossular and idocrase. Rocks in which such silicates distinctly prevail over carbonates are called erlans. Mineral and chemical composition of various marbles and erlans is presented in tables 9 and 10.

Marble intercalations in the mica schist — paragneiss complexes of the Stronie Series usually display lenticular forms of variable size, in consequence of their plastic suppleness in the course of tectonic deformation. Pure marble usually appears in the midst of lenses, while silicate-rich varieties generally prevail on their margins. Marbles are most frequent in the northern and northwestern parts of the metamorphic area, west and south of Mount Śnieżnik they are nearly absent.

The origin of feldspars in lime-silicate rocks (erlans) presents some problems. Plagioclase may certainly be of primary metamorphic paragenesis, but sometimes it behaves like a later immigratory component replacing locally and attenuating the aggregates of other silicates. On the contrary, potassium feldspar seems to be always of foreign origin. It usually causes a strong sericitization of plagioclases along quartz — microcline veinlets cutting the rock and it brings about the replacement of plagioclase by microcline with production of antiperthitic infiltrations or myrmekite.

Amphibolites and amphibole schists

These rocks are very unequally distributed over the whole area: they are quite abundant in the southeastern part of the area in the region of Bielice while in the southwestern part they are rare. In subordinate amounts they occur in the mantle of marble lenses and they frequently present various transitions to hornblende erlans. On the other hand they contain inside several intercalations of biotite paragneisses and there may be hardly any doubt about their sedimentary origin, either from iron-dolomitic marls or from mud enriched in basic pyroclastics. Less frequently occur amphibolites which should be considered rather as metamorphosed diabase sills, for instance the rock of Romanowo, displaying big hornblende porphyroblasts embedded in a fine-grained gray matrix consisting mainly of fine hornblende needles, sodium-rich oligoclase and zoisite.

Most common amphibolites of the Stronie Series present fine-grained greenish black rocks, almost massive or faintly foliated. Common green hornblende in nematoblastic aggregates, frequently associated with some biotite, is unequally distributed in an oligoclase or andesine matrix with microlitic epidotes, clinozoisite or zoisite. Garnet and diopside are accidental accessories. Concentration of hornblende in parallel zones and its rarefaction in the other ones may produce a sort of lamination, the plagioclase-rich laminae separating often in irregular light patches.

Another kind of amphibole-rich rocks displays light grey to greenish yellow parallel laminae in a nearly aphanitic greenish

black groundmass. The latter consists of very dense nematoblastic aggregate of green hornblende, while the light-coloured laminae are of a very variable composition: epidote, diopside, calcite, sometimes claudy plagioclase, rarely scapolite. Such strongly laminated rocks with subordinate plagioclase may be termed amphibole schists. They are particularly frequent in the source area of Biała Łądecka river south of Bielice.

Micrometric analyses of all above-named amphibole rocks are collected in the table 11, chemical analyses — in the table 12. In some places rocks intermediate between the mica paragneisses and amphibolites may be encountered, which may be named hornblende paragneisses. Some of them may be garnet-bearing. Hornblende is less dense, obviously rarefied by affluent plagioclase and quartz, biotite and epidote increase, sometimes even microcline begins to exert its corroding action on plagioclases. These observations suggest that the metasomatic feldspathization — first plagioclase-bearing, later K-feldspar-bearing — has affected all principal rock kinds of the Stronie Series, not only paragneisses but also some quartzites, erlans and amphibolites. It seems to be a regional allometamorphic process in the whole area, though its intensity depends on several textural and mineral circumstances.

GRANITE GNEISS SERIES

Gneisses belonging to this series owe their normal granitic composition not to the gneissification of granitoid rocks but to the metasomatic granitization and metamorphic recrystallization of various paragneisses, probably quite analogous to those of the Stronie Series. They do not display graphite trails in mica laminae or in the plagioclases replacing micas and they do not enclose any intercalations of quartzite, marbles or erlans, so common in the Stronie Series. They do, however, enclose metabasite intercalations, usually much smaller than those belonging to the Stronie Series, but more differentiated, representing either eclogites or amphibolites of various kinds.

Among the granite gneisses in question two different kinds may be distinguished, which have been considered by geologists as intrusions of different geological age: 1) Granite gneisses of Gieraltów type, and 2) Granite gneisses of Śnieżnik type. Since a long time they have been considered by the present author as coeval and originating from the same sedimentary rock series by the way of metamorphic granitization, the difference between them consisting mainly in the different mode of feldspar blastesis in the late stages of metamorphic evolution.

Granite gneisses of Gieraltów type

These rocks are characterized by rather fine and equal feldspar grain of pink, white or grey colouration. Quartz and micas may be concentrated in distinct parallel laminae, or they may be dispersed among the feldspars, the mica scales frequently taking variable orientation, even across the lamination. Thus there occur structural varieties distinctly laminated with parallel, slightly undulate disposition, those with winding and blurred mica concentrations like typical migmatites, finally those with diffused nebulite patches and stripes of mica condensation. Locally occur aplite-like varieties nearly devoid of mica and almost massive, alternating with normal laminated gneisses like in banded gneisses or expanding in them like holo-leucocratic aplitic intrusions. Quite particular and local variety is presented by faintly foliated gneisses with strongly microperthitic alkali-feldspars and garnet as prevailing coloured mineral, which represent obviously rocks transitional to granulites.

Microscopic study of the granite gneisses of Gieraltów type discloses the same generations of feldspar blastesis as those

observed in the Stronie Series paragneisses, but usually much more advanced in the mutual replacement reactions. The oldest oligoclase susceptible to sericitization and abounding in different inclusions of not yet consumed minerals, the younger albite much more limpid and usually replacing oligoclase, but not everywhere present and, finally, microcline rarely or only locally with distinct cross-hatched twinning lattice, corroding both oligoclase and albite, frequently replacing them totally and accumulating at their expense. Plagioclases are usually penetrated by microcline spots and channel-like antiperthitic intergrowths or, elsewhere, microcline gnawing into plagioclase produces typical myrmekite. Micropertthitic albite interlacement in microcline is normally absent, but microcline grains having totally replaced plagioclase frequently include minute relic albite spots. Garnet is widespread in the granite gneisses, but crumbled finely in relics saved from the digestion by plagioclase in former stages of metamorphic evolution.

Granite gneisses of Śnieżnik type

The gneisses of this type are distinguished by their heteroblastic texture with very unequal feldspar grain size. The feldspars cluster into thick lenses of variable grain size, in the case of distinct lineation strongly elongated, and within their reach some feldspar grains, usually microclines, are grown to megacrystals up to 6 cm in diameter. Such feldspar lenses or spindles are wrapped up by uneven laminae of grey quartz and dark mica bundles, often coarse crystalline. Thus they look like "feldspar eyes", especially in sections across the lineation, and suggest the derivation from coarse-porphyratic granites deformed by tectonic movements. Locally quite idiomorphic megacrystals may occur in such gneisses, nearly devoid of any signs of tectonization.

Accurate microscopic examination of these rocks reveals, however, many details of mutual relations of feldspar to quartz and mica and between different feldspar kinds, which are quite analogical to those observed in the Gieraltów type granite gneisses and even in the paragneisses of the Stronie Series: Inclusions of corroded and myrmekitized plagioclases in the microcline eyes and megablasts, relics of quartz, micas and garnets inside the plagioclase and so on. Such subtle traces of metasomatic—metamorphic evolution of rocks are here obviously more difficult to detect and less typical, because most of them have been obliterated in consequence of more advanced recrystallization. But in many good exposures various transitions from typical augen-gneisses to typical laminated and migmatitic gneisses of Gieraltów type do not leave any doubts about the genetical similarity of both granite gneiss types. Marked macroscopic difference between them is mainly caused by the different mode of microcline blastesis in later stages of their metamorphic evolution: more equally intergranular in the Gieraltów type, and localized in particular centres in Śnieżnik type. In several places in the groundmass of a migmatitic Gieraltów type granite gneiss local dense development of microcline megablasts has led to the formation of an apparent augen gneiss dyke.

Mineral composition of Gieraltów type- and Śnieżnik type granite gneisses is presented in the tables 13 and 14, their chemical analyses in the table 15. The ranges of variability in mineral proportions are evidenced below:

	Gieraltów type	Śnieżnik type
Quartz:	18—53 most often 30—40	22—48 most often 28—35
Microcline:	2—44 „ 18—35	16—32 „ 21—30
Plagioclase:	14—51 „ 22—38	16—40 „ 25—34
White Mica:	0—27 „ 0—6	0—10 „ 2—9
Biotite+Chlorite:	0—25 „ 4—12	1—14 „ 4—11

It may be concluded therefrom that the mineral composition of Śnieżnik type gneisses is less differentiated, i.e. more selected in respect of normal granitic proportions than that of Gieraltów type gneisses. This confirms that the former type is more advanced in the metamorphic evolution leading to common granite composition.

As regards the relations between the granite gneisses of Gieraltów type and the paragneisses of the Stronie Series it may be ascertained in many outcrops that they are genetically connected with each other. The former represent a later stage of metamorphic evolution of similar primary rock-matter advanced to a true granitization, owing to rising temperature and easier access of feldspar-forming, mainly alkali-bearing solutions. In numberless sites light migmatitic gneisses of Gieraltów type contain dark grey and fine-grained batches of gneiss revealing the features of Stronie Series relics. On the other hand among the grey paragneisses of this series there occur locally sites more accessible to granitizing agents and therefore transformed to light coloured granite gneiss intercalations, locally even with pegmatitic impregnations.

Mutual relations between the granite gneisses and different quartz-feldspar rocks of the Stronie Series have been illustrated by two diagrams explained in their captions in the Polish text:

Figure 3 represents two conjugated rectangular triangles with co-ordinates corresponding to volume proportions quartz — K-feldspar — plagioclase and micas — K-feldspar — plagioclase.

Figure 4 represents a double equilateral triangle using co-ordinates calculated from chemical bulk analyses of rocks according the Granite Index concept of Burchart (1974) and the graphical method of Butkiewicz (1976): GI — granite index, A — albite, O — orthoclase, C+Q — Al_2O_3 and SiO_2 left after the calculation of the other coordinates.

Both diagrams agree with the assumption that the granite gneisses have been developed from the mica schist — paragneiss assemblage of the Stronie Series by the way of granitization in the following succession: mica schist → paragneisses → Gieraltów granite gneisses → Śnieżnik type granite gneisses

Metabasites

Basic metamorphites within the granite gneiss complex are developed either in the form of eclogites usually more or less amphibolitized, or in the form of amphibolites which have never passed by the stage of eclogites. These two kinds of metabasites are sometimes difficult to discern, because the recrystallization of secondary amphibolites may sometimes abolish totally any trace of eclogite origin.

Well preserved eclogites are rather rare in the area in question. Detailed petrographic study of the present author (K. Smulikowski 1967) specifies only ten sites of eclogite occurrence in the whole area and singles out 7 types of those rocks differing in their mineral composition, chemistry of main minerals and texture:

A. Wojtówka type: porphyroblastic rock with omphacite and frequently carinthine poikiloblasts in a nearly aphanitic groundmass consisting of very small microscopic garnets and omphacite microlites, frequently with some zoisite, phengite, quartz and rutile.

B. Bielice type: equigranular rock composed of garnets up to 3 mm of diameter and omphacite. Quartz and rutile are common accessories, other minerals usually lacking.

C. Międzygórze type: more or less distinctly laminated with alternate garnet-rich and garnet-poor laminae, elongated omphacite and accessory carinthine rods being disposed with their C — axes parallel to the lamination. In minor amounts

quartz, kyanite, phengite, zoisite, rutile, locally primary dolomite.

D. Nowa Wieś type: similar type of lamination and ordered fabric but rich in carinthine and highly magnesian garnet, other minerals lacking or quite subordinate.

E. Czernica type: Rather coarse very iron-rich garnet and omphacite almost totally transformed in vermicular diopside, subordinate carinthine, relatively high content of titanium minerals (rutile+ilmenite+sphene) and apatite.

F. Porphyroblastic Strachocin type: Big black irregular poikiloblasts of carinthine with numberless garnet inclusions in a fine-grained grey groundmass consisting of garnet, omphacite and primary oligoclase with accessory zoisite, quartz, and rutile.

G. Equigranular Strachocin type, with abundant carinthine, garnet, omphacite, primary oligoclase, and accessory quartz, zoisite, phengite, kyanite and rutile.

According to present author's eclogite classification (1972) the rock types A—E belong to true common eclogites (Group C), the types „F” and „G” to eclogite-like transitional rocks (Group T). Mineral composition of several examples of above-named

eclogite types is presented in table 16, their chemical analyses in the table 17. Amphibolites of eclogite derivation are characterized by their mineral composition shown in the table 18 and by their chemical analyses collected in the table 19. Successive stages of eclogite transformation are evidenced in figure 13.

The first eclogite mineral to fall a victim of incipient amphibolitization is omphacite usually attacked by cloudy, nearly opaque aggregates of submicroscopic amphibole felt in a sodic feldspar medium, recrystallizing promptly in fibrous brownish grey translucent aggregates and later into diablastic intergrowths of pale greenish amphibole and albite. Much less common is the transformation of omphacite into vermicular diopside with albite interlacement. Phengite also transforms easily into light-coloured biotite aggregates with sodic plagioclase. Garnet decomposes more slowly, especially when touching the diablastic hornblende after omphacite, and produces more feriferous green hornblende, but frequently it appears quite refractory. Thus the amphibolites originating from eclogites may be divided in garnet-free diablastic amphibolites and

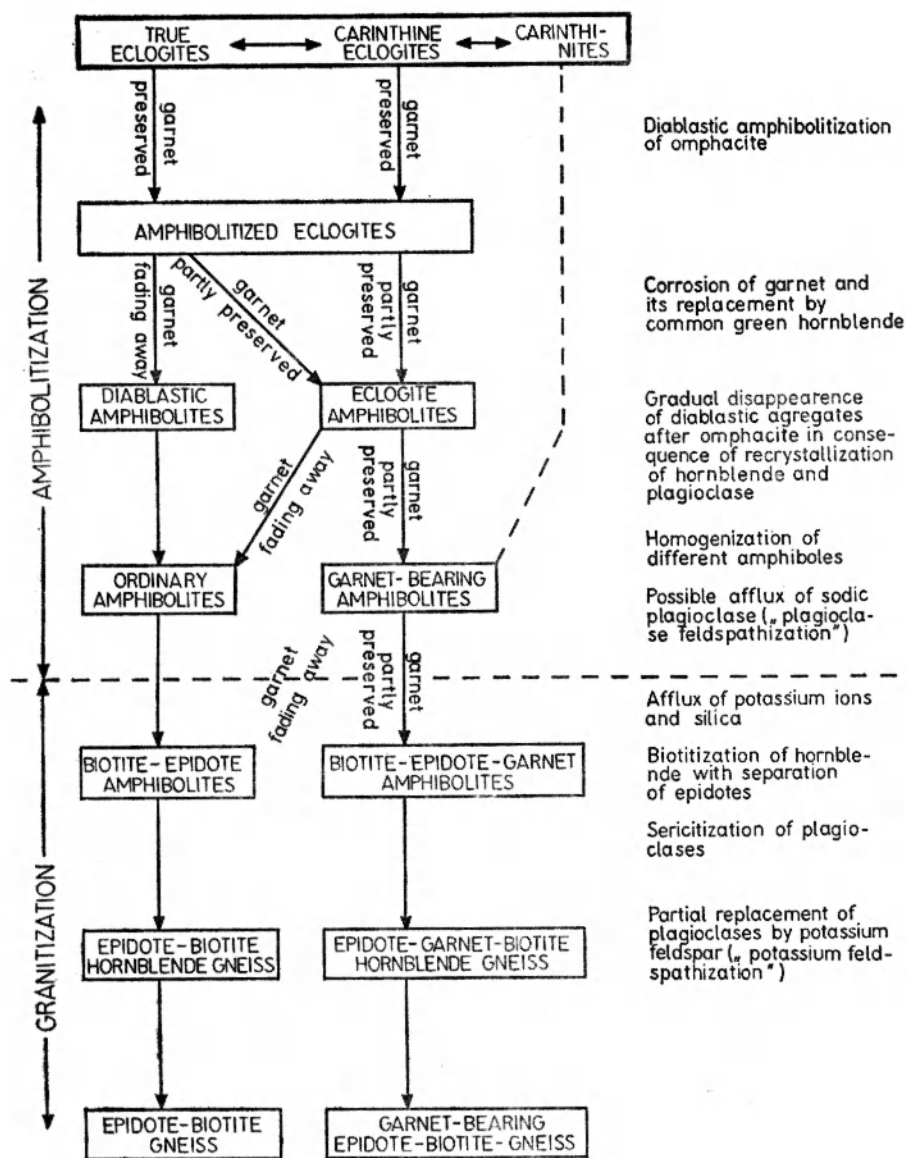


Fig. 13

Metamorphic transformations of eclogites from the Śnieżnik Massif (according to present author's publication from 1963)

garnet-bearing eclogite amphibolites. In both kinds of rocks rutile excretes black Ti-Fe ores and later sphene. Post-eclogite amphibolites swimming in huge masses of the granite gneisses of Gieraltów type may have been infiltrated by granitizing solutions: hornblende diablats have been rarefied by influent feldspars and partly biotitized with secretion of epidotes. The final product of such a long chain of transformations may be a hornblende-, epidote- and garnet-bearing two-feldspar gneiss. Not amphibolitized eclogites are quite resistant to such changes.

Very frequent but usually smaller are intercalations of amphibolites which never have passed in their evolution through the stage of eclogite. They may be massive or slightly foliated and fine-grained, for the naked eye quite similar to the amphibolites of the Stronie Series. Usually they are, however, coarser crystalline in accordance to the more advanced stage of evolution of the whole granite gneiss complex. They may occur in separate intercalations far away from any eclogite occurrence, but they may also accompany eclogite intercalations either in form of their outer shells separating eclogite itself from the enclosing granite gneiss, or in individual layers in a mixt metabasic complex. A particular variety of primary amphibolite closely related to eclogites is carinthinite, consisting of primary eclogitic hornblende — carinthine — and plagioclase, with or without garnet. One may ask the question, why a metabasite in a given place may yield one time an eclogite, another time an amphibolite? Is it determined by some difference in primary rock composition, or by some differences of physico-chemical conditions?

A trial to solve this question has been made by the comparison of some chemical parameters of all metabasites, from both Stronie — and granite gneiss series, making use of two triangular diagrams. Chemical analyses and parameters needed for both diagrams are given in table 20. In figure 6 revealing the relations between femic kations Mg—Fe—Ca^f, most eclogites display distinctly higher Mg contents than all amphibolites; amphibolites of the Stronie Series are widely differentiated, while amphibolites of eclogitic origin are similar to eclogites low in magnesia, but with some tendency to higher Ca^f contents. In figure 7 demonstrating the relations between salic kations Na—K—Ca^s eclogites are distinctly concentrated in a field rich in Ca^s but poor in K. Amphibolites of eclogite derivation are scattered in a zone of decreasing Ca^s and increasing of K+Na contents. Amphibolites of the Stronie Series display in this triangle too the widest differentiation with relative low Ca^s contents.

From the above diagrams it may be concluded, that eclogites differ from all amphibolites in their higher magnesium- and lower potassium contents, having at the same time, higher alumina combined with lime (Ca^s). Amphibolitization of eclogites in the Śnieżnik crystalline massif increases the alkali content and is connected with the granitization phenomena in the whole granite gneiss complex. Quite probable appears the hypothesis that eclogites evolved from some Stronie Series amphibolites having particular chemistry suitable for eclogite generation at given *p/t* conditions. Amphibolites of another chemistry could not transform to eclogites and remained as such in the midst of the granite gneisses, at the most somewhat coarser recrystallized.

GRANULITE SERIES

This series appears in form of a narrow zone about 9 km long stretching in the NNE direction and crossing the Polish—Czechoslovakian frontier near the village Stary Gieraltów. It is limited from both sides by the granite gneisses of Gieraltów type, but at its eastern boundary an alternation of granulites

with garnet-bearing granite gneisses of the granulite-like variety has been described by Kozłowski (1965).

Common light garnet-poor granulites strongly prevail in the whole series; they contain in volume per cent 26—38 quartz, 23—31 K-feldspar, 27—40 oligoclase, 3—11 garnet, 0.5—2.5 biotite, and kyanite, rutile, sometimes sphene as accessories. These are light grey if quite fresh, fine-grained rocks with more or less distinct lamination and slight concentration of garnet or biotite in parallel stripes. Tabular quartz disposed in parallel laminae, so typical in Saxon granulites and considered by many petrographers as the most characteristic feature of all classical granulite occurrences in the world, is absent or quite local only in the area in question. Oligoclase usually of 10—20 per cent anorthite is accompanied by small grains of potassium feldspar of monoclinic appearance, though its low structural trilinearity has been proved by Ansilewski ($\Delta = 0.12—0.26$). As a rule no symptoms of mutual reactions between both feldspars may be detected, like myrmekite and replacement of plagioclase by albite or potassium feldspar.

Microperthitic plagioclase intergrowths within the small K-feldspar grains are rather rare and antiperthitic intergrowths of K-feldspar in oligoclase grains quite exceptional. However in many granulite samples occur bigger irregular K-feldspar blasts which may display locally cross-hatched microcline twinning, but which are always strongly microperthitic, sometimes even mesoperthitic. Very uneven distribution of microperthitic strings and stripes in K-feldspar blasts, frequently in a patchy manner, suggests the microperthite origination from the joint recrystallization of a dense mixture of both feldspars (“primary microperthites”), not by the secondary exsolution phenomena of K-Na mixt feldspars in consequence of their cooling. The temperature of K-feldspar blastesis in granulites determined by Ansilewski (1973) and Karwowski and Kozłowski (1972) could not exceed 600°C, so it seems unlikely that so much plagioclase up to 50 per cent could exsolve from it by cooling.

Accessory presence of biotite besides garnet is another feature of Gieraltów granulites important from a petrogenetical point of view. Some part of biotite is certainly prior to garnet formation and accumulates in some laminae instead of garnet, owing to particular proportions of K₂O: Al₂O₃: FeO at some partial H₂O pressure. This is always a brown or red brown biotite with important TiO₂ and Fe₂O₃ contents. Secondary biotite formed from garnet stics its grains from their outside, corroding them or filling their fissures; it is olive brown owing to the lack of titanium and ferric iron. This colour difference is by no means a sure criterion of biotite genesis — pre-granulitic or post-granulitic — because around inclusions of titanium-iron minerals olivaceous biotite absorbs Ti and Fe³⁺ and regains its red brown colouration.

Within prevailing masses of above-described light granulites thinner or thicker intercalations of granulites abounding in coloured minerals frequently occur in parallel alternation sometimes resembling migmatites. Mineral composition varies strongly not only in different layers, but even in particular laminae of microscopical scale.

Most common are dark granulites strongly enriched in garnet, at the same time usually very impoverished in potassium feldspar and quartz. In several laminae garnet may be so much concentrated (over 60 per cent) that the rock deserves the name “garnetite”. Quite specific is the frequent occurrence of kyanite in the garnet cores, as if it constituted preferred centres of garnet blastesis. Locally, in the interstices of oligoclase and quartz grains starts the crystallization of omphacite, usually highly ferriferous and distinctly green in thin sections. It may grow gradually in the intergranular space enclosing some smaller

plagioclase- and quartz grains. Thereby an eclogitic tendency begins to appear in the granulites.

This tendency becomes, however, quite prominent only in eclogite granulites forming intercalations of some tens of centimeters at the most. Omphacite has grown here up to numerous poikiloblasts crowded with irregular inclusions of oligoclase, to a smaller extent of quartz, biotite, garnet, rutile. Mineral proportions in volume per cent are varying as follows: quartz 2–20, K-feldspar 0–4, oligoclase 5–33, garnet 19–36, omphacite 19–58, biotite 0–4, kyanite 0–1, rutile 0.6–2.7. There seems to be hardly any doubt about omphacite enrichment at the expense of oligoclase. Thus these rocks, which could be assigned to pyrigarnites of other areas, are products of incomplete eclogitization, led to the limits imposed by p/t conditions and the rocks' composition. In extreme cases omphacite blasts become homogeneous, plagioclase inclusions in them disappear, the rock becomes a true eclogite belonging to the group of common eclogites (C). It is a very rare rock, occurring in thin layers only exceptionally exceeding 10 cm thickness; it differs from the other eclogites of the Śnieżnik area in the high iron contents in both garnet and omphacite and in a higher 4 – co-ordinate aluminium content in the latter mineral.

The mineral composition of the whole granulite series – from the light granulites over garnet-rich granulites and eclogite granulites to true eclogites – is compiled in the table 21, chemical analyses – in the table 22. The concentration triangle PGO with volume proportions of P = plagioclase, G = garnet, O = omphacite is presented in figure 8. It may be seen there that the whole series is rather continuous running from the light granulites near the plagioclase corner over dark and omphacite-rich granulites in the middle of the triangle to true eclogites close to the OG-side of the triangle.

One may conclude by the statement that the whole granulite series, distinctly layered and often strongly laminated, may be considered as the product of nearly isochemical metamorphism of a sedimentary series. It lacks distinct signs of metasomatic feldspathization and replacement of plagioclase by K-feldspar, which are so common in the Stronie Series and in the granite gneisses. This could be explained by the water deficiency in the whole series having been subject to later granulitization. The cause of this deficiency could be a strong admixture of pyroclastic material to arkose- or greywacke muds and silts in the original sedimentary series: trachytic or rhyolitic pyroclastics in the prevailing sediments furnishing light granulites and andesite-basaltic ones in the source matter of eclogite granulites. It seems also quite possible that an iron-dolomitic admixture has played an important role in the formation of more basic eclogite-like intercalations.

BLASTOMYLONITIC SERIES

This series is confined to NW peripheries of the metamorphic area of Śnieżnik and Góry Złote, where it is limited by the Variscan intrusion of Kłodzko–Złoty Stok granulitoids. There extends the Złoty Stok–Skrzynka dislocation zone, certainly prior to this intrusion, stretching NE in its northern part and bending westwards in its SW part. In this zone probably occurred the same metamorphic complexes as in the whole area of Śnieżnik and Góry Złote, i.e. the Stronie Series with prevailing plagioclase-mica paragneisses and the granite gneisses of migmatitic or augen gneiss appearance. But here, along the Złoty Stok–Skrzynka dislocation zone they have been submitted to strong cataclasis, mylonitic trituration, more rarely and only locally brecciated, with some rock remnants better preserved and petrographically determinable. Mylonitization was normally connected with diaphoretic chloritization, sericitization,

epidotization, with strong granulation of feldspars and quartz, infiltration of calcite, adularia or albite in the new fissures. The structure and the grade of directed deformations vary from one place to another, even in the same rock sample. Besides paragneisses and mica schists some amphibolite-, marble- and erlan intercalations have been detected in the same rock series.

After such destructive tectonization a progressive recrystallization and blastesis have been initiated, producing various blastomylonitic mica schists and gneisses with some characteristic thermic differentiation. In the belt stretching more to SE, i.e. further from the NW limit of the dislocation zone, kyanite and staurolite have been found in the blastomylonitic schists, while nearer to this limit minerals typical for high temperature metamorphism, such as cordierite, andalusite and sillimanite are frequently encountered. They are recognizable in strongly foliated gneisses even far from the very contact with the granitoid intrusion, so they must be considered as products of regional metamorphism preceding this intrusion.

Progression of this metamorphism conduces to the formation of blastomylonitic gneisses of weaker and weaker foliation in connection with decreasing micas – and increasing feldspars – in particular microcline participation. Cordierite – for the most part pinitized – and sillimanite are very common. The end product of those processes are grey to light pink fine-grained gneisses with dark stripes of micas and products of cordierite transformation, which are designated by a local name of “Haniak gneisses”. They frequently remind some varieties of granite gneisses of Gieraltów type from the Śnieżnik metamorphic terranes situated more to the South. In the Haniak gneisses too their leucocratization may be explained by an afflux of feldspathizing compounds, chiefly of potash feldspar.

Post-mylonitic evolution of the series just described has been closed by the granitoid intrusion Kłodzko–Złoty Stok which has superposed its contact-metamorphic action upon previous regional-metamorphic processes. Blastomylonitic schists and gneisses with distinct foliation have been transformed into more compact hornfelses with neoformation of the same high-temperature minerals which had crystallized previously during the regional metamorphic progression. However, feldspar-rich and weakly foliated Haniak gneisses have not suffered any distinct changes at the contact with the intrusion, because they had already been “immunized” by previous far advanced high-temperature transformations.

It might be imagined that the high-temperature regional metamorphism of the blastomylonitic series and neighbouring granitoid intrusion were in causal connection with one another: Thermal activation of the Kłodzko–Złoty Stok area, i.e. the rise of geoisotherms under this area and the adjacent dislocation zone of Złoty Stok–Skrzynka, first became the cause of high-thermal regional metamorphism of this tone, and later – deep in the underground of the Kłodzko–Złoty Stok area – it caused the mobilization of a granitoid magma, rich in not fused rock fragments and strongly contaminated by their components. Such mixt magma was forced up and brought in contact with higher situated blastomylonitic rocks of the Złoty Stok–Skrzynka dislocation zone submitted previously to high-temperature regional metamorphism.

Still later, after the total solidification of the granitoid intrusion, once more stiff disjunctive movements found expression in local trituration along some zones in the granulitoids, their contact-metamorphic hornfelses and in the blastomylonitic gneisses as well. In particular mica-poor and brittle gneiss varieties disclose many intersecting fissures, cutting across the gneissosity and filled with very fine, often ultracataclastic matrix,

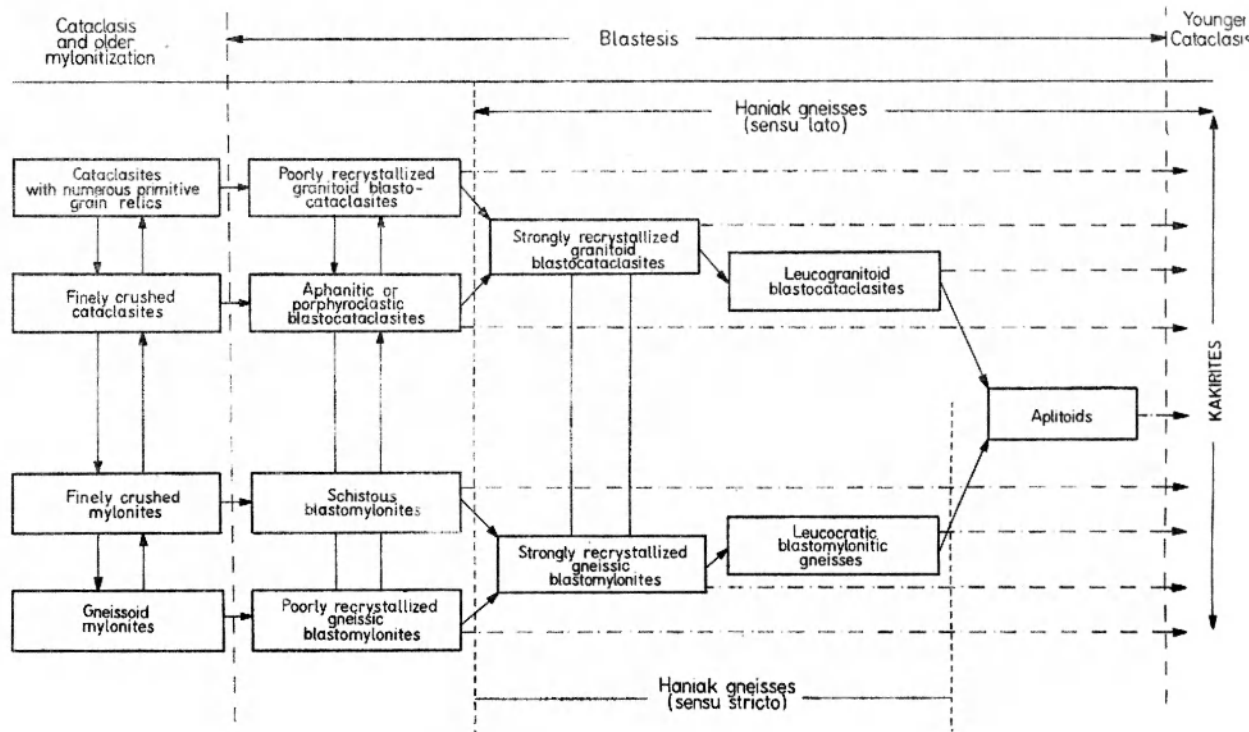


Fig. 14

An attempt at classification of blastomylonitic and cataclastic rocks of Złoty Stok-Skrzynka dislocation zone (according to Kozłowska-Koch 1973)

always of much darker colouration than the rock itself. Rocks abounding in such trituration veinlets resemble tectonic breccia and may be identified with the kakirites according to the definition of Quensel.

Various rocks of the blastomylonitic series have been petrographically described and classified by Kozłowska-Koch (1973) according to the scheme reproduced in figure 14. Variation in the mineral composition is presented in tables 23 and 25, chemical analyses are compiled in table 24.

Mineral differentiation of the rock series in question has been compared with that of the Stronie- and granite gneiss series by means of the twin orthogonal triangles QKP and MKP having their counterpart in figure 3. It may be deduced therefrom that the blastomylonites correspond mineralogically to paragneisses of the Stronie Series more or less enriched in potassium feldspar, while the Haniak gneisses are similar to leucocratic and particularly K-feldspar-rich granite gneisses. Similarity in chemical differentiation between the blastomylonitic series and the Stronie- and granite gneiss series is demonstrated in the double equilateral triangle graphs GI—A—O—(Q+C). Besides blastomylonitic rocks also two kinds of granitoids connected genetically with the blastomylonitic zone are included in the

graph now in consideration: granitoids of the Kłodzko — Złoty Stok intrusion and granitoids of Jawornik, forming numerous concordant intercalations in the blastomylonitic series further to SE from its northwestern boundary and produced by metamorphic granitization from the blastomylonites without any intervention of magma (Burchart 1960).

The distribution of blastomylonite plots in this graph is very similar to that of mica schists and paragneisses of the Stronie Series. Haniak gneisses plots in this graph display a distinct increase of granite-index (GI), in agreement with the microscopic features of their granitization. The granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok intrusion are in general strongly enriched in granite-index, their points are, however, scattered very widely, which manifests their important contents of non-granitic components (strong contamination of magma). Jawornik granitoids are much less dispersed and more equally enriched in granitic matter. Thus the comparative examination of the employed diagrams confirms the presumed similarity of the rock matter of the blastomylonitic rock series with that of the Stronie Series and granite gneisses, as well as the analogy of their granitization phenomena.

CONCLUSION

The regional metamorphic evolution of the whole crystalline rock complex of Śnieżnik- and Złote Góry Mts, according to the present author's hypothesis, may be represented by the orthogonal graph figure 15, having as abscissae the temperature scale, as ordinates — the total pressure in kilobars. Taking the pattern by den Tex (1965), lines of temperature increments with

growing depth (70°C—30°C—18°C—7¹/₂°C per kilometer) and approximate boundaries between main mineral facies have been there introduced. The situation of different rock series in this graph has been determined according several *p/t* data published by Bakun-Czubarow (1973), Ansilewski (1973), Karwowski and Kozłowski (1972), Kuźniarski (1976), or estimated

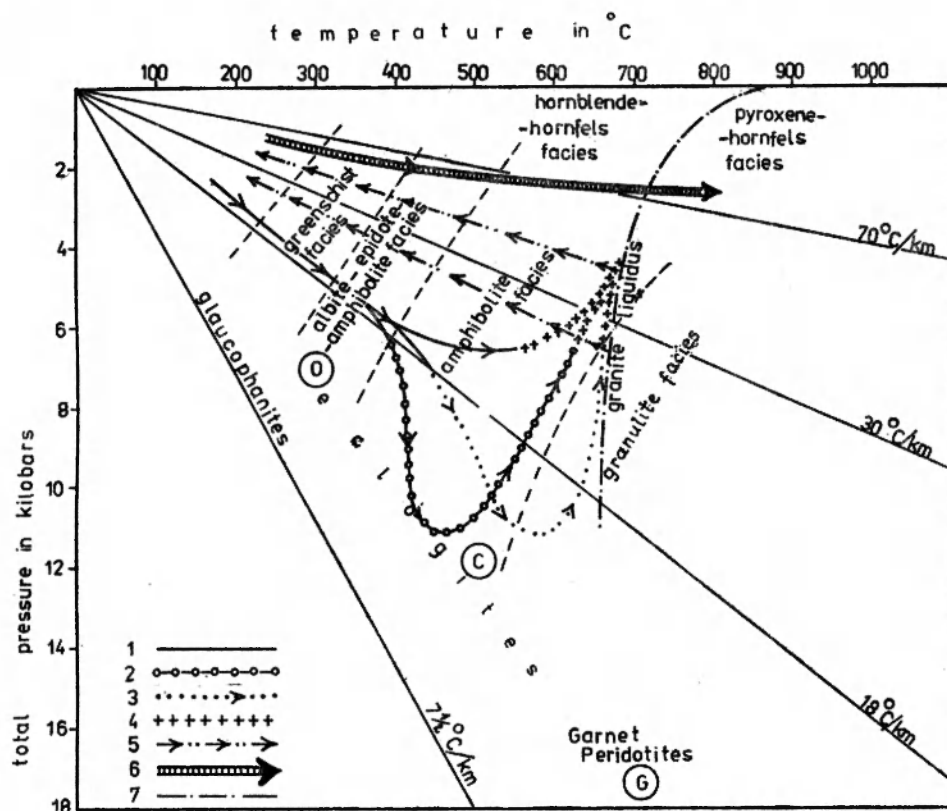


Fig. 15

Presumed polymetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Złote Góry (Mts) presented in the orthogonal temperature — total pressure diagram with indicated fields of principal mineral facies and different sectors of temperature increments with growing depths

I — Stronie Series; 2 — eclogite Branch; 3 — granulite Branch; 4 — granite gneiss formation; 5 — mylonitization and diaphoresis; 6 — high temperature progressive metamorphism; 7 — granite melting curve at $P_{H_2O} = P_{total}$; *O* — ophiolitic eclogites (Alpine type), *C* — common eclogites (in amphibolite-gneiss-or granulite areas), *G* — gneisses and garnet peridotites

roughly after some critical parageneses. The curve of “granite liquidus” refers to the pressures of water vapour ($p_{H_2O} = p$ total).

The metamorphic evolution of the rock complex in question is thought to have begun with the Stronie Series in the sector of intermediate p/t conditions. It started probably in the greenschist facies and passed over the albite-epidote-amphibolite to the true amphibolite facies along the line approaching the limit of the high-pressure metamorphism ($18^\circ\text{C}/\text{km}$). The continuation of the Stronie Series evolution in the field of the amphibolite facies took place with a distinct increase of temperature and water pressure, but with decreasing total pressure. In such conditions realized by rising geo-isotherms and ascending plutonic emanations, granitization of the para-rocks of the Stronie Series was initiated and formation of granite gneisses enabled. This evolution trend did not, however, overstep the granite liquidus line, so a true granitic magma could not arise anywhere.

In several particular places of the area in consideration the rocks of the Stronie Series were submitted to vehement increase of the total pressure without accompanying increase of temperature. Symptomatic change of mineral paragenesis was realized above all in the metabasites which were transformed into eclogites. These were common eclogites of the C group situated at the high-pressure peripheries of the amphibolite facies and

characterized by primary hornblende, zoisite, phengite etc. The real cause of such a rapid rise of total pressure is difficult to explain. It could not be a tectonic subsidence into deep levels of the crust, because it was not accompanied by an adequate rise of temperature. Was it perhaps the matter of local tectonic overpressure? In any case the stability of eclogites was temporary only. With decreasing total pressure but rising temperature and water pressure they were subject to amphibolitization and post-eclogitic amphibolites found their place as basic intercalations among the granite gneisses. Thus the evolution line of the eclogite branch in the graph figure 1 joins the line of granite gneisses developed from the Stronie Series rocks.

Another branch of the Stronie Series evolution line was set up by the granulite series with numerous eclogite-like intercalations. This branch evolved from the chief line by simultaneous increase of both temperature and total pressure and reached the field of the granulite facies at its high-pressure extremities. Later degeneration of granulites consisting in biotitization of garnet or amphibolitization of the paragenesis garnet+omphacite was probably caused by the decrease of total pressure, but increase of water pressure levelled with the total pressure, whereby the convergence with the granite gneiss series could be realized.

On this way the main course of metamorphic evolution of Śnieżnik massif was brought to the end. Later tectonic disloca-

tions caused only local crushing and mylonitization along some particular lines, affecting both Stronie- and granite gneiss series. Kinetic deformations of rocks were accompanied with some diaphoretic changes in the mineral composition of rocks, as sericitization and epidotization of feldspars, chloritization of mafic minerals. This retrogressive course of metamorphic evolution is indicated in the graph by the straight lines directed toward the zero point.

However in the northern part of crystalline area in the Góry Złote, in particular in the Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone, the metamorphic rocks of both Stronie- and granite gneiss series were everywhere cataclased or mylonitized and afterwards submitted to recrystallization, this time in the low-pressure — high-temperature sector of progressive metamorphism. Thus various blastomylonitic schists and gneisses originated along the evolution line approaching gradually the contact-metamorphic sector ($>70^{\circ}\text{C}/\text{km}$). In deeper parts of the transforming complex the granite liquidus line could be overstepped and granitic anatexis was set in furnishing the Kłodzko—Złoty Stok granitoid intrusion.

After the cooling down of this intrusion with its contact-metamorphic aureole and of adjoining blastomylonitic zone, a new phase of tectonic movements came into being. Mica-poor brittle blastomylonites were intersected in various directions

by fissures cutting across the older foliation and filled with very fine, often ultracataclastic rock-powder (kakiritization).

Thus the presented picture of metamorphic evolution of the Śnieżnik- and Góry Złote Mts crystalline areas marks off 3 periods of tectonic rock deformations separated by 2 periods of blastesis in quite different thermodynamic conditions:

1. Schistosity of the Stronie Series preserved with some second-rate modifications in the granite gneiss- and granulite series.

A. Blastesis in intermediate p/t conditions with local deviation in the high-pressure direction (eclogites).

2. Cataclasis, mylonitization and diaphoresis of 1A rocks, concentrated in the Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone.

B. Blastesis of rocks 2 in high-temperature and low-pressure conditions terminating by the anatexis and intrusion of Kłodzko—Złoty Stok granitoids.

3. Rigid tectonic deformations and cataclasis of all the older rocks.

Individual characters of 1—3 deformation styles and dissimilarity of thermodynamic conditions of the A and B blastesis periods induce to qualify the whole metamorphic history of the Śnieżnik- and Góry Złote Mts area as polycyclic polymetamorphism.

Analizy chemiczne marmurów i erlanów serii stroskiej (w procentach wagowych)
Chemical Analyses of marbles and erlans of the Stronie Series (in weight per cent)

Table with 16 columns (1-16) and rows for chemical components: SiO2, Al2O3, Fe2O3, FeO, MgO, CaO, Na2O, K2O, H2O, CO2, TiO2, P2O5, SO3, MnO, CaCO3, MgCO3, FeCO3, reszta, Fe, Mg, Ca, K, Ca2, Ca3. Columns 1-16 represent different samples or analytical methods.

1 - dolomitowy, Piotrowice (17) - Kuzniar
2 1 3 - dolomitowo-kalcytowy, Żelazno: (141) i (154) - Kuzniar
4 - kalcytowy, Romanowo Górne: (40) - Kuzniar
5 - kalcytowy, Stronie, góra Krzyżnik: (11b) - Smuda (1955)
6 - kalcytowo-dolomitowy, Żelazno: (120) - Kuzniar
7 - dolomitowy, Oldrzychowice: (86) - Kuzniar
8 - kalcytowy, Rogóżka: (13) - Pentlakowa i Wojno
9 - kalcytowy, Romanowo Górne: (65) i (59) - Kuzniar
10 - dolomitowo-kalcytowy Romanowo, Krzyżowa: (70) - Kuzniar
11 - dolomitowo-kalcytowy Żelazno: (129) - Kuzniar
12 - kwarcowo-kalcytowy, Stronie, g. Krzyżnik: (14a) - Smuda (1955)
13 - kwarcowo-kalcytowy, Stronie, g. Krzyżnik: (14a) - Smuda (1955)
14 - diopsydowo-epidotowy, Janowa Góra: (1) - J. Teisseyre (1961)
15 - epidotowo-diopsydowo-skaletnowy, Kamieniec: (411) - J. Teisseyre (1961)
16 - skaletnowo-diopsydowo-epidotowy, Kleto: (2) - J. Teisseyre (1961)

Tabela 9

Skład mineralny marmurów i erlanów serii stroskiej (w procentach objętości)
Mineral composition of the marbles and erlans of the Stronie Series (in volume per cent)

Table with 30 columns (1-30) and rows for mineral types: kalcyt, dolomit, kwarc, diopsyd, hornblenda, aktynowit, epidoty, zojzty, skapolit, granat, wezwian, plagioklaz, agregat sercytowy, skaletni potasowy, muskowit, biotyt, chloryt, tlenki żelaza, tytanit, inne. Columns 1-30 represent different samples or analytical methods.

Tabela 12
Analizy chemiczne amfibolitów i łupków amfibolowych serii stroskiej
Chemical analyses of the Stronie Series amphibolites and amphibole schists

Table with 9 columns (1-9) and rows for chemical components: SiO2, Al2O3, Fe2O3, FeO, MgO, CaO, Na2O, K2O, H2O, TiO2, P2O5, S, CO2, MnO. Columns 1-9 represent different samples or analytical methods.

1 - Bieltice („worek”); Wierzbolowski (1966), nr 46 w tabli 11 - nr 49
2 - Bieltice; Wierzbolowski (1966), nr 22
3 - Mlynowiec; Zdroźna (1957), nr 7c w tabeli 11 - nr 10
4 - Lutynia; Mazar (1955), nr 36a w tabeli 11 - nr 13
5 - Waliszów; Butkiewicz (1968), nr 143 w tabeli 11 - nr 35
6 - NW od Śnieżnika; Stolpe (1955), nr 25, w tabeli 11 - nr 45
7 - Konradów; Butkiewicz (1968), nr 19b w tabeli 11 - nr 16
8 - Bieltice; Wierzbolowski (1966), nr 15 w tabeli 11 - nr 51
9 - Bieltice; Wierzbolowski (1966), nr 122a w tabeli 11 - nr 55

marmury (wagi powyżej 50% objętości)
- kalcytowe
- opidotowo-skaletnowy, Kleto: 28 (3a), 35 (2a) - Banas (1963)
- zojzty, Stronie, g. Krzyżnik: 21 (11b), 23 (4), 34 (2b) - Banas (1963)
- epidotowo-diopsydowy, Kleto: 19 (4b), 23 (4), 34 (2b) - Banas (1963)
- skaletnowo-diopsydowy, Kamieniec: 38 (11b) - J. Teisseyre (1961)
- hornblendowo-epidotowy, Janowa Góra: 22 (6) - J. Teisseyre (1961)
- hornblendowo-biotytowo-skaletnowy, Janowa Góra: 39 (8) - J. Teisseyre (1961)
- diopsydowo-epidotowy, Kleto: 42 (2), w tabeli 10 nr 16

marmury (wagi poniżej 50% objętości)
- kalcytowe
- opidotowo-skaletnowy, Kleto: 28 (3a), 35 (2a) - Banas (1963)
- zojzty, Stronie, g. Krzyżnik: 21 (11b), 23 (4), 34 (2b) - Banas (1963)
- epidotowo-diopsydowy, Kleto: 19 (4b), 23 (4), 34 (2b) - Banas (1963)
- skaletnowo-diopsydowy, Kamieniec: 38 (11b) - J. Teisseyre (1961)
- hornblendowo-epidotowy, Janowa Góra: 22 (6) - J. Teisseyre (1961)
- hornblendowo-biotytowo-skaletnowy, Janowa Góra: 39 (8) - J. Teisseyre (1961)
- diopsydowo-epidotowy, Kleto: 42 (2), w tabeli 10 nr 16

Skład mineralny amfibolitów i łupków amfibolowych serii stroskiej (w procentach objętości)
Mineral Composition of Amphibolites and Amphibole Schists of the Stroskie Series (in volume per cent)

Table with 34 columns (numbered 1-34) and multiple rows of mineral composition data. Minerals listed include Hornblenda, Klinopiroksen, Biotyt, Chloryt, Epidot, Zoizyt, Plagioklaz, etc.

Table with 34 columns (numbered 1-34) and multiple rows of mineral composition data, similar to the first table but with different mineral percentages.

Tabela 13

Skład mineralny granitognej typy gierałkowskiego (procenty objętości), numeracja w porządku malejącej sumy lyszczyków
Mineral Composition of the "Gieraltów type" granite gneisses (volume per cent, in order of decreasing mica sum)

Table with 30 columns (numbered 1-30) and multiple rows of mineral composition data for granite gneisses.

Table with 30 columns (numbered 1-30) and multiple rows of mineral composition data for granite gneisses.

Table with 30 columns (numbered 1-30) and multiple rows of mineral composition data for granite gneisses.

Location names and numbers for various sites: Bielice, Nowa Mowa, Kozłowska, etc. associated with the data tables.

Analizy chemiczne eklogitów spośród granitognejsów
Chemical analyses of Eclogites from the midst of granites gneisses

Table with columns for chemical analysis (SiO2, Al2O3, Fe2O3, etc.) and various typological groups (Typ Wojtówka, Typ Bielice, Typ Międzygórze, Typ Nowa Wieś, Typ Czernicy, Typ Strachocina porfiroblastycz., Typ Strachocina równoziarn.).

(atomic number) Ca = Ca2+ + Ca3+, Ca2+ = Al / (Na + K) / 2

A1 Wojtówka, K. Smulikowski (1967), a/1, an. Pendisias
A2 Wojtówka, K. Smulikowski (1967), a/2, an. Rosol

B1 spod Suszycy koło Nowej Morawy, Bakun-Czubarow (1973)
C1 Międzygórze, K. Smulikowski (1967), d/III/2a, an. Rosol

C6 Jaworek Górny, K. Smulikowski (1967), d/II/13 an. Pendisias
C7 Jaworek Główny, Bakun-Czubarow (niepublikowane)

D1 Nowa Wieś K. Smulikowski (1967), d/II/18 an. Pendisias
D2 Nowa wieś Bakun-Czubarow (1967)
D3 Nowa Wieś, Bakun-Czubarow (1967) an. Morawski

Tabela 18

Skład mineralny amfibolitów pochodzenia eklogitowego spośród granitognejsów (w procentach objętości)
Mineral composition of amphibolites with eclogite derivation from the midst of granite gneisses (in volume per cent)

Table with columns for mineral percentages (1+ to 11) for various rock types: hornblenda diablast., po omfacycie, hornblenda zrekrysztalizowana, hornblenda pierwotna, symplektyt klinopiroksenowy, granat, biotyt, chloryt, klinozoizyt, zoizyt, plagioklaz, agregat sercytowy z epidotem, fengit, symplektyt biotytowy, kwarc, rutyl, tlenki żelaza, tytanit, piryt, apatyt, różne.

1 - Międzygórze, wąwóz Wilecki, an. chem. tabela 20, nr IV - K. Smulikowski (1967) d/Vb
2 - góra Łysiec, an. chem. tabela 20 nr VII - Anisilewski (1966), nr 47

1 - karynytyt granatowy ze Strachocina - K. Smulikowski (1967) nr 46
2 - karynytyt
3 - amfibolit z góry Łysiec - Anisilewski (1956), nr 48

Tabela 19

Skład mineralny amfibolitów bez przeszłości eklogitowej spośród granitognejsów (w procentach objętości)
Mineral composition of amphibolites with out eclogite antecedents from the midst of granite gneisses (in volume per cent)

Table with columns for mineral percentages (1 to 9) for various rock types: hornblenda zwyczajna, hornblenda diablast., karynytn, klinopiroksen, biotyt, chloryt, epidot, zoizyt, plagioklaz (% anortytu), skałen potasowy, kwarc, granat, tlenki żelaza, tytanit, apatyt, różne.

Uwaga: analiza elementarna numeru 3; patrz tabela 6
1 - karynytyt granatowy ze Strachocina - K. Smulikowski (1967) nr 46
2 - karynytyt
3 - amfibolit z góry Łysiec - Anisilewski (1956), nr 48

4 - karynytyt ze Strachocina - K. Smulikowski (1967), nr 43
5 - amfibolit z góry Koleba - Bukiewicz (1988), nr 34
6 - amfibolit ze Źojkowa koło Łąka Zdroju - Kodziszewski (1956), nr 11L
7 - " " " nr 1b
8 - " " " nr 11d
9 - " " " nr 1a

