

Kazimierz SMULIKOWSKI

EKLOGITY GÓR ŚNIEŻNICKICH W SUDETACH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	8
Opisy szczegółowe eklogitów z różnych miejsc występowania	14
Eklogity z Wojtówki koło Łądka	14
Eklogity z okolicy Bielicy	24
Eklogity i amfibolity spod Suszycy koło Nowej Morawy	32
Eklogity jednostki Międzygórza	47
Eklogity spod Czernicy w Górach Białskich	87
Eklogity i amfibolity z okolicy Strachocina koło Stronia Śląskiego	95
Eklogity serii granulitowej Starego Gierałtowa	120
Dodatek: Eklogit z okolicy Chrastic z terytorium czeskiego na południe od Śnieżnika	137
Charakterystyka zbiorowa opisanych eklogitów	138
Miejsca występowania	138
Typy petrograficzne	138
Skład chemiczny	140
Minerały pierwotne	142
Przeobrażenia wtórne	144
Zróźnicowanie petrograficzne	149
Geneza	152
Literatura	156
Summary	157

Streszczenie

Opisano szczegółowo wszystkie znane do tej pory miejsca występowania eklogitów i skał pokrewnych na obszarach metamorficznych Śnieżnika Kłodzkiego, Gór Białskich i Gór Złotych. Opisy dotyczą geologicznych warunków występowania tych skał, petrograficznych ich właściwości w stanie dobrze zachowanym i wtórnie przeobrażonym, oraz ich powiązania ze skałami otaczającymi. Na podstawie tych opisów wyciągnięto następujące wnioski ogólne:

1. Wszystkie opisane eklogity należą do wyróżnionej przez autora III grupy genetycznej tych skał,

związanej z gnejsami i migmatytami i powstałej w warunkach głębokiego metamorfizmu regionalnego.

2. Eklogity poszczególnych miejsc wykazują przynależność do jednej z trzech odrębnych serii litologicznych różniących się sposobem zróźnicowania składu mineralnego i asocjacją z innymi rodzajami skał: I — *seria eklogitów normalnych* (bezskałeniowych), II — *seria eklogitowo-karyntymitowa*, III — *seria eklogitowo-granulitowa*.

3. Ogromna większość zbadanych eklogitów, na równi z otaczającymi je gnejsami, powstała ze skał

osadowych, prawdopodobnie z warstw wzbogaconych w węglany Ca, Mg, Fe, po części może w bazaltowy materiał piroklastyczny.

Autor nie wierzy w istnienie odrębnej eklogitowej facji mineralnej wśród skał metamorficznych i w ogólności wątpi w powszechną użyteczność nauki o facjach mineralnych do klasyfikacji produktów głębokiego

metamorfizmu regionalnego. Zamiast o facjach mineralnych woli mówić o paragenezach i kolejnych etapach ich rozwoju w toku ewolucji metamorficznej. W ewolucji zbadanych eklogitów dostrzega cztery kolejne etapy: 1. *Przedeklogitowy*, 2. *Eklogitowy*, 3. *Amfibolitowy* i 4. *Migmatytowy*. Eklogity są *metastabilnymi relikdami* skalnymi, przejściowo wytworzonymi w etapie 2.

WSTĘP

Praca niniejsza przedstawia całkowite rezultaty moich siedmioletnich, bo od 1958 r. trwających, szczegółowych badań dotyczących wtrąceń eklogitowych wśród głębiej zmetamorfizowanych formacji krystalicznych Gór Śnieżniczych. Badania te rozpoczęły się od wtrąceń eklogitowych, sygnalizowanych już przez geologów niemieckich, głównie przez G. Fischera i E. Bederkego, później zaś stopniowo rozszerzały się na coraz to inne wystąpienia tych skał, nowo odkryte przez geologów polskich rozpoczynających swe prace kartograficzno-geologiczne na tych terenach (W. Frąckiewicz, L. Kasza), lub też nowo rozpoznane jako eklogity przez J. Ansilewskiego i przeze mnie.

Rozwój tych badań znaczący jest szeregiem mych kolejnych publikacji, z których każda sukcesywnie rozszerzała i uzupełniała znajomość petrograficzną tych skał na terenie metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego i Łądką i wprowadzała nowe uogólnienia. Najpełniejszy obraz wiadomości o eklogitach tego terenu zarysowany jest w mojej pracy z 1964 roku pt. „Le problème des écolgites” gdzie przedstawiony jest stan mojej znajomości tych skał z 1962 r. Podbudowany jest on studiami porównawczymi eklogitów innych rejonów Europy przeprowadzonymi w zbiorach paryskich, poza tym podjęta jest tam bardziej generalna próba rozwiązania ich petrogenety. Powiązania genetyczne pomiędzy eklogitami a amfibolitami, będące regułą nie tylko na terenie metamorfiku Łądką i Śnieżnika, lecz wszędzie na całym świecie, zostały przeze mnie osobno omówione w dwu artykułach opublikowanych we Francji (1963 i 1964c). Wreszcie generalne próby przeprowadzenia genetycznej klasyfikacji eklogitów w skali światowej na podstawie zróżnicowania chemizmu całych skał oraz ich głównych minerałów składowych zostały przeze mnie ogłoszone w dwu osobnych artykułach (1964a i 1965).

Pierwsze moje obserwacje dotyczące eklogitów sygnalizowanych już przez geologów niemieckich na terenach metamorfiku Łądką i Śnieżnika Kłodzkiego nacechowane były sceptycyzmem, któremu dałem wyraz w swym artykule z 1957 r. W tym czasie byłem zupeł-

nie pod urokiem wspaniałej i fizyczno-chemicznie podbudowanej koncepcji P. Eskoli „o facjach mineralnych” (1920—1921). Z definicją „facji eklogitowej” tego autora nie zgadzał się zaś skład mineralny eklogitów Wojtówki i Międzygórze, zawierających w równowadze z piroksenem i granatem niewątpliwie pierwotne muskowitz, zoizyt i hornblendę, lub eklogitów ze Starego Gierałtowa, zawierających w równowadze z piroksenem i granatem niewątpliwie pierwotny oligoklaz. Dopóki więc osobnymi analizami chemicznymi nie zostało stwierdzone, że piroksen i granat mają specyficzny skład właściwy prawdziwym eklogitom, nie mogłem być pewny, że skały z wymienionych miejscowości naprawdę zasługują na tę nazwę.

Gdy jednak pierwsze analizy chemiczne wykonane w 1958 r. wykazały, że piroksen tych skał jest prawdziwym omfacytem, a granat ma skład typowy dla eklogitów, wątpliwości moje ostatecznie się rozproszyły. Wtedy jednak wyłoniła się nowa, z punktu widzenia nauki światowej o wiele poważniejsza wątpliwość co do słuszności podanej przez Eskolę definicji facji eklogitowej jako wytworu najwyższych ciśnień i temperatur, a więc największych głębokości w skorupie ziemskiej. Przy bliższym studium literatury okazało się zresztą, że eklogity śnieżnicke nie są nie świecie wyjątkiem i że szereg autorów stwierdzało podobne odstępstwa od koncepcji Eskoli. Ponadto obserwacje moje, dotyczące powiązań genetycznych pomiędzy eklogitami a amfibolitami i pomiędzy łącznymi wtrąceniami obu tych skał a otaczającymi gnejsami, dowiodły, że nie może być mowy o gwałtownych, tektonicznie uwarunkowanych zmianach ciśnienia i temperatury przy przejściu eklogitów w amfibolity, że przejścia te dokonują się powoli, stopniowo, ewolucyjnie, w warunkach statycznych, głównie za sprawą roztworów krążących w luzach międzyziarnowych skały, zmieniających w toku ciągłej ewolucji swój chemizm i sposób oddziaływania na wcześniej wydzielone minerały. Takie ujęcie podważało w sposób zasadniczy nie tylko tezę odrębności facji eklogitowej Eskoli w warunkach *p/t* metamorfizmu, lecz

nawet same podstawy teoretyczne obowiązującej ciągle jeszcze na całym świecie nauki o facjach mineralnych w metamorfizmie.

Gdy więc na Międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Kopenhadze (sekcja 13) wystąpiłem z referatem na powyższy temat (1960b), dowodząc, że eklogity nie mają facjalno-mineralnej samodzielności, że uczestniczą w seriach metamorficznych przynależnych do facji amfibolitowej, granulitowej albo glaukofanitowej i że w ogólności podstawy teoretyczne nauki o facjach mineralnych wymagają generalnej rewizji, grono słuchaczy z całego świata — wśród nich również sam P. Eskola — zareagowało na moje wywody po większej części konsternacją i niedowierzaniem. Nic w tym dziwnego. Nie łatwo bowiem rozstać się z wygodną, pozornie dobrze uporządkowaną koncepcją naukową, do której przywykło się przez lat 40 — nawet gdy do szeregu konkretnych faktów coraz trudniej ją dopasować — jeśli nie ma się pod ręką gotowej innej i dobrze teoretycznie podbudowanej koncepcji, która mogłaby zastąpić dawniejszą, dezaktualizującą się. Nie dziwi mnie więc sceptycyzm i nieufność w stosunku do moich wywodów przebijające z publikacji różnych autorów na świecie, m. in. w podręcznikach wybitnych petrografów radzieckich jak Sudowikow (1964).

Z wymienionych wyżej powodów zerwałem w niniejszej pracy zupełnie z posługiwaniem się terminem facji mineralnych przy opisie serii metamorficznych, poza tym również i z tego względu, że słowo facja przyjęło już zbyt wiele różnych znaczeń w naukach geologicznych i w języku geologów, mających przeważnie zbyt słabe przygotowanie z fizyczno-chemicznych podstaw mineralogii, często bywa niewłaściwie rozumiane i nieprawidłowo stosowane. Zamiast o facjach mineralnych w skałach będę więc mówił o *paragenezach mineralnych* i o *kolejnych etapach ewolucji metamorficznej*. W swej niechęci do posługiwania się pojęciem facji mineralnej w dziedzinie nauki o metamorfizmie regionalnym nie jestem zresztą na świecie odosobniony. Unikają go również od początku po większej części petrografowie francuscy. Wybitny petrograf alpejskich formacji metamorficznych C. Andreatta (1956) dawno temu już wypowiedział zdanie, że przy rozpatrywaniu sposobu wykształcenia i współwystępowania różnych skał w seriach metamorficznych — zamiast silić się na klasyfikowanie ich według facji mineralnych — lepiej jest rozpatrywać je pod kątem widzenia kolejnych w czasie „faz metamorficznych”.

Druga wciąż jeszcze kontrowersyjna sprawa w zagadnieniu genezy eklogitów to sprawa jakości i pochodzenia ich materiałów wyjściowych. Podobieństwo ryczałtowego składu che-

micznego eklogitów do skał magmowych rodziny gabra od dawien dawna zdecydowało o przeświadczeniu większości geologów, petrografów i geochemików, że te właśnie skały są materiałem macierzystym eklogitów. Jedni uważali więc eklogity za produkty metamorfizmu gabr w warunkach największych ciśnień i głębokości, inni — wzorem P. Eskoli — za bezpośrednie produkty krystalizacji magm gabroidalnych w tych szczególnych warunkach termodynamicznych. Nierzadkie na niektórych terenach współwystępowanie eklogitów z ultrabazytami, a zarazem skrajnie wysoki ciężar właściwy tych skał nasunął myśl, że mogą one pochodzić z podłoża skorupy ziemskiej, tj. z „górnego płaszczu” Ziemi. Ciągle bowiem najbardziej zakorzeniony jest pogląd, że w podłożu skorupy ziemskiej panuje materia o składzie zasadowych skał magmowych („sima”), a z drugiej strony przekonanie, że panujące tam olbrzymie ciśnienia powinny zmuszać krzemiany do krystalizowania w strukturze możliwie najciaśniej upakowane, a więc w kombinacje mineralne o możliwie największym ciężarze właściwym. Eklogity bez wątpienia spełniają te warunki. Stąd w ostatnich latach, w związku z międzynarodową kooperacją w zakresie zagadnienia górnego płaszczu („Upper Mantle Project”), znacznie wzrosło się zainteresowanie eklogitami, które we wszystkich krajach badane są teraz szczególnie skwapliwie i gruntownie.

Niektórzy badacze uważają pochodzenie eklogitów z górnego płaszczu ziemi za wystarczająco udokumentowane. Powołują się przy tym głównie na dwojakiego rodzaju argumenty:

1. Obecność porwaków eklogitowych w diamentonobnych diatremach kimberlitowych, które mamy powody uważać za przebicia skorupy ziemskiej z bardzo wielkich głębokości, być może z jej podłoża.

2. Dokonane w ostatnich latach syntezy laboratoryjne szeregu minerałów wchodzących w skład eklogitów przy zastosowaniu nowych technik bardzo wysokich ciśnień (powyżej 10 kilobarów) i ustalenie zakresu ich trwałości w tych warunkach, których to minerałów w innych warunkach nie udało się dotąd sztucznie odtworzyć, jak jadeitu stanowiącego składową izomorficzną piroksenów eklogitowych oraz dystenu. Tego rodzaju argumenty nie dla wszystkich jednak są przekonujące. Nigdy nie można mieć pewności, że w przyrodzie nie jest możliwe powstawanie tych minerałów w innym zespole warunków, nieporównywalnych do bardzo specyficznych i sztucznych warunków doświadczeń laboratoryjnych, jak najbardziej odległych od środków, którymi dysponuje przyroda. Dysten spotykany jest w licznych

naturalnych paragenezach (np. łupki młkowe), które nic nie mogą mieć wspólnego z warunkami zastosowanymi przy jego syntezie laboratoryjnej. Jadeit napotkano jako nowo utworzony składnik w bardzo słabo zmetamorfizowanych szarogłazach Kalifornii, czyli że może on tworzyć w pewnych nieznanach nam jeszcze okolicznościach w niewielkich głębokościach skorupy ziemskiej (Bloxam 1959). A zresztą czysty jadeit nigdy nie jest składnikiem eklogitów, wchodzi on tylko w postaci izomorficznej domieszki 20—40%-owej do piroksenu eklogitowego — omfacytu, którego warunki krystalizacji i trwałości są na pewno różne od jadeitu czystego. Nie umiemy dotąd dokonywać laboratoryjnych syntez większości minerałów metamorficznych w warunkach jako tako upodobnionych do tych, których mamy prawo spodziewać się w przyrodzie.

Powstawanie eklogitów w przyrodzie jest moim zdaniem typowym przykładem *konwergencji petrogenetycznej*. Spośród wyróżnionych przeze mnie 3 głównych grup genetycznych eklogitów (1964a) tylko jedna — związana geologicznie z ultrabazytami — może pochodzić z górnego płaszcza Ziemi, lecz ta właśnie nie odpowiada ściśle petrograficznemu terminowi eklogit i nie została dotąd wykryta w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. Dwie pozostałe są utworami metamorficznymi zrodzonymi w skorupie ziemskiej. Poglądy moje poparł ostatnio J. Ravier (1964) na podstawie swej znajomości ariegitów stowarzyszonych z ultrabazytami północnych Pirenejów*.

Możliwość pochodzenia metamorficznych eklogitów nie z intruzywnych skał gabrowych lub ultrabazytowych, lecz ze skał pochodzenia suprakrystalnego, w tym również osadowego, była rzadko tylko i raczej nieśmiało sugerowana przez niektórych badaczy (K. Smulikowski 1964b). Taką zaś właśnie genezę uważam za udowodnioną dla nie wszystkich wprowadzie, lecz licznych wtrąceń eklogitowo-amfibolito-wych w krystalniku śnieżnickim. Wyraźnych na to wskazówek dostarczyły mi obserwacje terenowo-geologiczne i szczegółowe obserwacje mikroskopowo-petrograficzne, w niektórych skałach zdumiewająca obfitość węglanów starszych od blastezy minerałów eklogitowych, w innych bogactwo kwarcu, łyszczyku i dystenu w poszczególnych warstewkach. Takie stwierdzenie sprawia jednak niemałe kłopoty w wytłumaczeniu, jakie czynniki i procesy mogły te

nieoznaczalne już dziś materiały osadowe doprowadzić do globalnego chemizmu mniej lub więcej bliskiego gabrom. Trzeba się więc domyślać, że pierwotne serie osadowe miały tu i ówdzie wtrącenia margli żelazisto-dolomitycznych, po części alternujących z mułowcami, i że nie mogło się obejść bez metasomatycznego dopływu do tych wtrąceń sodu migrującego w otaczających osadach w pewnej zaawansowanej fazie ich ewolucji metamorficznej. Nie można też wykluczyć udziału piroklastycznego materiału o chemizmie bazaltowym (tufy i tufity bazaltowe) w pewnych poziomach serii osadowych, które następnie przy daleko posuniętej metamorfozie dostarczyły eklogitów.

Wszystko to są rzeczy nowe i niezwykle w skali światowej, sprzeczne z tym, co rutyna geologiczno-petrograficzna zwykła upatrywać w eklogitach na całym świecie. Takie nowości muszą ze zrozumiałych względów prawie wszędzie budzić nieufność i zastrzony krytycyzm. Chcąc przekonywująco uzasadnić takie kontrowersyjne tezy, trzeba dać odpowiednio szczegółową dokumentację zaobserwowanych faktów w postaci opisów terenowo-geologicznych i mikroskopowo-petrograficznych i wzmocnić ją licznymi fotografiami, rysunkami i wykresami. Eklogity metamorfiku śnieżnickiego są na współczesnym poziomie wiedzy osobiwością w skali światowej i z tego powodu zasługują na opracowanie tak gruntowne, jakiego nie doczekał się dotąd w literaturze światowej żaden drobny pod względem obszaru teren występowania tych interesujących skał. Oto uzasadnienie dużego formatu niniejszej pracy.

Przy redagowaniu do druku niniejszej pracy przyświecał mi jeszcze jeden cel dodatkowy. Chciałem dać czytelnikom polskim, a w szczególności swoim uczniom, przykład pewnego stylu badań petrograficznych produktów głębokiego metamorfizmu regionalnego, a zarazem sposobu interpretacji wyników obserwacji i spojrzenia na procesy metamorfizmu, będących w moim przekonaniu warunkiem należytego postępu tej dziedziny nauki w przyszłości.

Należy moim zdaniem spoglądać na paragenezę metamorficzne zawsze pod kątem widzenia kinetyki reakcji pomiędzy minerałami a roztworami wodnymi przenikającymi skałę wzdłuż luzów międzyziarnowych. W eklogitach, lepiej niż w innych produktach głębokiego metamorfizmu, widać decydującą rolę roztworów intergranularnych w ustalaniu się paragenez mineralnych i w ich przekształcaniu się w miarę upływu czasu. Jest to o tyle osobliwe, że właśnie eklogity są paragenezami prawie bezwodnymi i stąd bywają uważane przez wielu badaczy za przykład tak zwanego „suchego metamorfizmu”. Jest to według mnie za-

* W czasie druku niniejszej pracy ukazał się artykuł czterech badaczy amerykańskich — Coleman, Lee, Beatty, Brannock — pt. *Eclogites; their Differences and Similarities* (Bull. Geol. Soc. Amer. v. 76, 1965, p. 483—508), w którym ogłoszone są poglądy bardzo zbliżone do moich, choć uzyskane na podstawie innych danych.

sadnicze nieporozumienie, które starałem się zdemaskować w swym referacie na Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Indii (On s. c. „Dry Metamorphism” — 1964d). Woda bowiem, w postaci roztworów międzyziarnowych, może odgrywać zasadniczą rolę w krystalizacji minerałów i w reakcjach pomiędzy nimi, nie potrzebując koniecznie wchodzić w skład ich struktur krystalicznych.

Obok ciśnienia i temperatury również roztwory intergranularne są w metamorfizmie regionalnym istotnym czynnikiem przeobrażeń paragenez mineralnych. Przeobrażenia te, wynikające z utraty trwałości przez jedne minerały, a uzyskania trwałości przez inne, dokonują się w zamkniętym układzie chemicznym na skutek zmian ciśnienia i temperatury i to jest podstawą klasyfikacji paragenez na facje mineralne Eskoli; roztwory intergranularne grają przy tych przeobrażeniach tylko rolę czynnika pomocniczego, ułatwiającego reakcje pomiędzy minerałami i wydzielanie się minerałów trwałych w miejsce nietrwałych. Rozpuszczalność cząstkowa minerałów nietrwałych w roztworach intergranularnych jest bowiem większa niż minerałów trwałych i to musi z czasem doprowadzić do selekcji i nagromadzenia się w skale minerałów trwałych kosztem nietrwałych.

Przeobrażenia paragenez mineralnych mogą jednak dokonywać się bez istotnych zmian ciśnienia i temperatury, jeżeli skład substancji chemicznych rozpuszczonych w roztworach intergranularnych z upływem czasu ulega powolnym i stopniowym zmianom. Dziać się to zaś może na skutek dyfuzji pewnych składników w roztworach spoza rozpatrywanego ciała skalnego, z bliższych lub też dalszych odległości do tego ciała — i na odwrót — ucieczki pewnych składników na tej samej drodze z tego ciała na zewnątrz. Procesy te, na pewno bardzo powolne, są jednak w swej długotrwałości bardzo efektywne. Mogą one zresztą być znacznie przyspieszone w pewnych strefach na skutek deformacji tektonicznych, otwierających chwilowe luzy strukturalne dla swobodniejszej cyrkulacji roztworów, rychło zresztą zablizniane przez krystalizację nowych minerałów. Te zmiany składu roztworów intergranularnych muszą również powodować utratę trwałości jednych minerałów na rzecz innych, nowych, i w następstwie przebudowę paragenez mineralnej.

Zmiany składu chemicznego roztworów intergranularnych w danym ciele skalnym, spowodowane przez dopływ i odpływ pewnych składników, mogą być bardzo wyraźne i prowadzą do rzucających się w oczy zmian składu chemicznego danego ciała. Mówimy wówczas, że do metamorfizmu dołączył się metasoma-

tyzm. Mogą one jednak być też jakościowo i ilościowo nieznaczne, trudno uchwytne i prawie niewykrywalne przez analizy gotowych już produktów skalnych. Lecz pomimo to w pewnych etapach ewolucji metamorficznej mogły one zasadniczo wpłynąć na przesunięcie się zakresów trwałości rozmaitych minerałów i tym samym stać się samodzielnym czynnikiem przebudowy mineralnej skały. Oczywiście skały takie musimy traktować jako układy otwarte. Przy ich klasyfikacji i petrogenetycznej interpretacji nauka o facjach mineralnych Eskoli zawodzi. Ponieważ zaś w głębszych strefach regionalnego metamorfizmu musimy z reguły oczekiwać warunków układów mniej lub więcej otwartych, przeto nauka o facjach mineralnych w swej dotychczasowej postaci nie może już dziś zadowalać naszych potrzeb w systematyzowaniu serii metamorficznych i fizyczno-chemicznym interpretowaniu warunków ich powstawania.

Niestety, nie mamy możliwości obiektywnego odtworzenia jakości roztworów intergranularnych, które niegdyś przyczyniły się do ukształtowania tych czy innych paragenez metamorficznych. W skałach będących obiektami naszych badań petrograficznych nic z tych roztworów nie mogło się zachować, z wyjątkiem może inkluzji w niektórych minerałach. Możemy obserwować w mikroskopie tylko skutki ich działania w postaci objawów korodowania minerałów starszych i infiltrowania ich przez minerały młodsze, wypierania i podstawiania pierwszych przez drugie, deformacji dynamicznych kryształów i pęknięcia oraz wypełniania szczelin przez późniejsze substancje itp. Musimy starać się objawy te szeregować w kolejności czasowej, gdyż tylko w ten sposób można odtworzyć ewolucję metamorficzną skały, która przeważnie trwała długo i składała się z szeregu nakładających się na siebie etapów, przy czym każdy z nich odznaczał się jakimś szczególnym rodzajem reakcji i produktów mineralnych. Z jakości tych produktów udaje się czasem wydedukować z większą dozą prawdopodobieństwa chemizm reakcji i aktywizację w roztworach intergranularnych tego lub innego pierwiastka chemicznego.

Uszeregowanie w czasie cząstkowych reakcji metamorficznych, przywiązanych do pewnych etapów ewolucji, jest często trudne i niejednoznaczne. Ze sposobu wzajemnego wrastania w siebie dwu minerałów będących w stanie reakcji trudno często odgadnąć, który z nich jest atakowany i skutkiem tego w stanie regresji, a który atakujący, a więc w stanie progresji. Gdy jakiś jeden minerał tworzy implikacyjne przerosty w drugim, albo gdy szkieletowo, frędzlowo lub palczasto wnika w głąb minerału drugiego, może to oznaczać trzy

różne zjawiska: albo minerał pierwszy wzrasta kosztem drugiego, albo jest korodowany i wypierany przez drugi, albo też krystalizował z nim równocześnie w równowadze, lecz żaden z nich w danych warunkach wzrostu nie zdołał osiągnąć prawidłowych form geometrycznych. Na podstawie pojedynczych, oderwanych obserwacji najczęściej nie podobna zdecydować się na którąś z tych ewentualności. Każda z takich pojedynczych obserwacji mikroskopowych jest jak gdyby zdjęciem migawkowym jakiejś lokalnej i chwilowej sytuacji, która wyrwana jest przypadkowo z długiej i skomplikowanej historii, mającej w istocie pełną ciągłość i logikę rozwojową.

Jeśli jednak takich obserwacji mamy bardzo dużo, zebranych w najrozmaitszych miejscach badanej skały, można wykryć w nich różnice pozwalające na uporządkowanie zjawiska w jeden ciąg ewolucyjny. Wówczas kierunek stopniowego nasilania się zjawiska w tym ciągu, przy rozważeniu możliwości reakcji chemicznych z tym zjawiskiem związanych, może nas doprowadzić do logicznego wniosku, że najbardziej prawdopodobna jest taka a nie inna ewolucja w czasie tego zjawiska i taki a nie inny przebieg reakcji między minerałami. Chcąc nie tylko mechanicznie opisywać skały metamorficzne i określać ich rodzaj petrograficzny, lecz przyczynić się do poznania ich genezy, przebiegu procesów ich tworzenia się i ich ewolucji metamorficznej, trzeba włożyć przy mikroskopowym badaniu niezmiernie wiele trudu, cierpliwości, zmysłu obserwacyjnego i wnikliwości w analizie drobnych szczegółów ich budowy. Skały metamorficzne są bowiem o wiele bardziej skomplikowane w swej petrogeniezie od skał magmowych i ogromnej większości skał osadowych, wymagają więc o wiele subtelniejszych badań petrograficznych, w pierwszym rzędzie mikroskopowych. Od tego zależy przyszły postęp nauki o metamorfizmie.

Żywiąc to przekonanie starałem się w niniejszej pracy włożyć jak najwięcej trudu w subtelną i drobiazgową analizę mikroskopową stosunków genetycznych pomiędzy minerałami eklogitów i wyciągnąć z tej analizy najbardziej prawdopodobne wnioski petrogenetyczne. Mam nadzieję, że przysłużyłem się tym znajomości tych osobliwych skał, będących ostatnio przedmiotem szczególnego zainteresowania na całym świecie.

Pod względem roli ilościowej w budowie geologicznej metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego eklogity i pochodzące z ich przeobrażenia amfibolity, będące przedmiotem niniejszego opracowania, odgrywają rolę znikomo drobną, stanowiąc na pewno mniej niż tysięczną procentu całości formacji metamorficz-

nych tego terenu. Miąższość i rozciągłość poszczególnych wtrąceń eklogitowych trudno ocenić z powodu fragmentarycznego zawsze ich odsłonięcia, a jednocześnie poprzekładania interkalacjami gnejsowymi. Przeważnie zdają się one nie przekraczać 12 metrów miąższości i 200 metrów jednolitej rozciągłości, często jednak spadają do znacznie mniejszych wymiarów. Otoczenie tych wtrąceń stanowią zawsze gnejsy mikroklinowo-plagioklazowe, mniej lub więcej zbliżone do typu zwanego według utartego na tym terenie zwyczajowo geologicznego typem gierałtowskim. Natomiast drobne przekładki gnejsowe wśród eklogitów, lub powstałych przez przeobrażenie tychże amfibolitów, czasem także cienkie warstwy przylegające z zewnątrz do wtrąceń eklogitowo-amfibolitowych, mają zwykle cechy wybitnie przypominające paragnejsy serii strońskiej. Ma to bardzo istotne znaczenie dla mej hipotezy jedności geologicznej i petrogenetycznej całości serii metamorficznej krystaliniku Łądka i Śnieżnika (1960c). Wyjątkiem pod tym względem są wtrącenia eklogitowe w kompleksie granulitowym.

Punkty, w których dotychczas odnaleziono eklogity, grupują się w siedmiu różnych miejscach lub strefach występowania, które oznaczono literami *a* — *g* i uwidoczniono na przeglądowej mapce geologicznej (fig. 1). Będą one po kolei opisywane w części szczegółowej. Niektóre z tych miejsc lub stref występowania obejmują większą liczbę oddzielnych odsłoneń lub odosobnionych bloków skalnych, według planów terenowych podanych przy wstępach do opisów szczegółowych. Zmienność składu mineralnego i struktury skał okazała się bardzo wielka, stąd potrzeba wykonania dużej ilości analiz mikrometrycznych z różnych odmian eklogitów w każdej grupie odsłoneń. Dopiero zbiorcze zestawienie analiz dla tych grup mogło prowadzić do generalnej charakterystyki petrograficznej każdej z nich.

W roku 1962 znane mi były cztery typy megaskopowego wyglądu dobrze zachowanych eklogitów z terenu metamorfiku Łądka i Śnieżnika (1964b): *A* — typ *Wojtówki*, *B* — typ *Bielic*, *C* — typ *ubogi w karyntynowy z Nowej Wsi*, *D* — typ *karyntynowy z Nowej Wsi*. Następne dwa lata badań rozszerzonych na inne miejsca występowania przyniosły wyróżnienia dalszych czterech typów, tak że dziś liczę ich w sumie osiem. Każdy z nich zresztą przedstawia nie tylko pewien zespół swoistych cech megaskopowych, lecz ponadto wyróżnia się pewnymi osobliwościami paragenezy mineralnej, zależnymi bez wątpienia od lokalnych właściwości materiału wyjściowego i od warunków blastezy głównych minerałów. Świadczy to o ogromnej różnorodności petrogra-

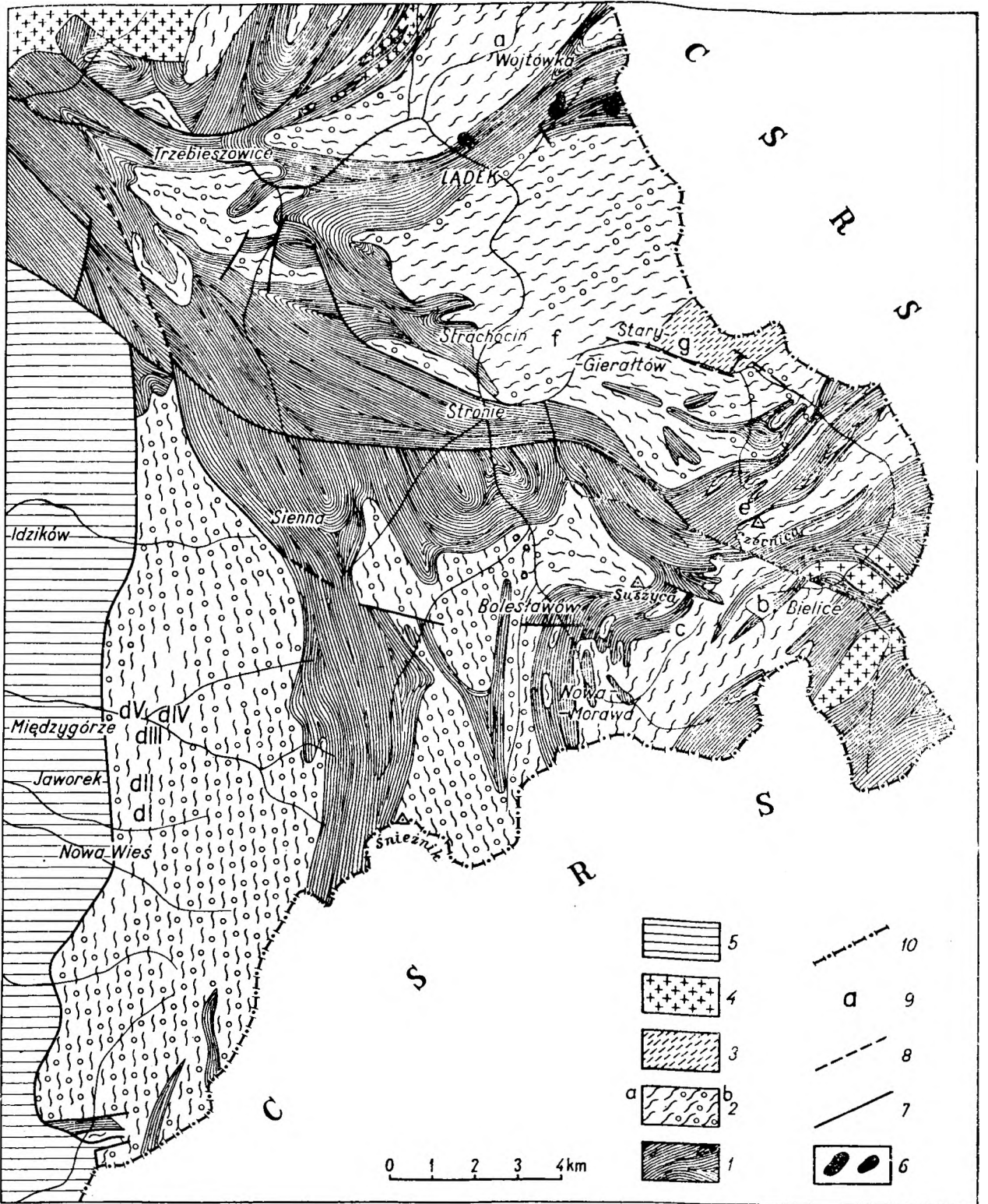


Fig. 1

Przeglądowa mapa geologiczna terenów metamorfiku Łądek i Snieżnika Kłodzkiego, na których stwierdzono występowanie eklogitów (według J. Dona — 1964, z pewnymi modyfikacjami autora)

1 — seria strońska, 2 — gnejsy plagioklazowo-mikroklinowe: a — typ gierattowski, b — typ snieżnicki; 3 — seria granulitowa, 4 — granitoidy waryscyjskie, 5 — kreda górna, 6 — bazaltoidy trzeciorzędowe, 7 — dyslokacje stwierdzone, 8 — dyslokacje prawdopodobne, 9 — miejsca występowania eklogitów, 10 — granica Polski

Geological sketch-map of the metamorphic areas of Łądek and Snieżnik Kłodzkiego, with eclogite outcrops (after J. Don — 1964, with some modifications of the present author)

1 — Stronie series of crystalline schists, 2 — plagioclase-microcline gneisses: a — Gierattow type, b — Snieżnik type; 3 — granulitic series, 4 — Variscan granitoids, 5 — Upper-Cretaceous, 6 — Tertiary basaltoids, 7, 8 — observed or supposed dislocations, 9 — eclogite outcrops, 10 — frontier of Poland

ficznej i o komplikacji procesów petrogenetyki eklogitów.

Czy wszystkie eklogity na terenie metamorfiku Łądka i Śnieżnika zostały już poznane i wszystkie komplikacje ich petrograficznego zróżnicowania wyczerpane w niniejszej pracy? Niewątpliwie nie! Większość terenu jest tak źle odsłonięta, gęsto zalesiona i trudna do spenetrowania, że wiele wtrąceń eklogitowych musiało pozostać nie zauważonych. Należy więc liczyć się z tym, że przy dalszych coraz dokładniejszych pracach kartograficzno-geologicznych, zwłaszcza wspomaganych sztucznymi wkopami, niejednym nowym punktem występowania eklogitów zostanie w przyszłości wykryty. Nie dziwiłbym się też — w oparciu o dotychczasowe doświadczenia — gdyby w tych nowych punktach ujawniły się też jakieś nowe odmiany i typy petrograficzne eklogitów. Przy całej możliwie daleko posuniętej szczegółowości niniejszego studium na pewno wiele ważnych cech tutejszych skał nie zostało jeszcze ujawnionych. Zwłaszcza przeróżne szczegóły dotyczące składu, właściwości i zależności paragenetycznych poszczególnych składników mineralnych eklogitów — tak pierwotnych jak i wtórnych — czekają jeszcze na opracowanie. Trzeba będzie w tym celu zastosować różne nowoczesne metody badań mineralogicznych

i geochemicznych, które wykraczały poza moje własne możliwości. Pozostawiam to młodszym pokoleniom petrografów i geochemików.

*
* *

Wykończenie niniejszej siedmioletniej pracy nie byłoby możliwe bez pomocy i aktywnego współudziału szeregu moich kolegów i współpracowników naukowych. Profesor Henryk Teisseyre, prof. Józef Oberc i dr Ludwik Kasza użyli mi swej cennej pomocy w poszukiwaniach terenowych. Docent dr M. Borkowska poświęciła wiele trudu przy ostatecznej redakcji pracy do druku i niektórych częściowych oznaczeniach chemicznych. Dr Marii Kozłowskiej-Koch zawdzięczam chętną i umiejętną pomoc w pracy terenowej, w przeliczeniach analiz, a także wszystkie piękne i bardzo nieraz trudne ilustracje fotograficzne do niniejszej pracy. Dr Kazimierz Kozłowski nie szczędził mi swego trudu przy wyodrębnianiu z eklogitów minerałów do osobnych analiz chemicznych. Dr Antoni Nowakowski wyreczył mnie w dokonaniu ogromnej większości oznaczeń krystalooptycznych składników mineralnych eklogitów. Wszystkim wymienionym osobom składam najserdeczniejsze podziękowania za ich chętną i przyjacielską pomoc.

OPISY SZCZEGÓŁOWE EKLOGITÓW Z RÓŻNYCH MIEJSC WYSTĘPOWANIA

EKLOGITY Z WOJTÓWKI KOŁO ŁĄDKA

Punkt a na fig. 1

Na mapie geologicznej 1 : 25 000 arkusza Łądek wydanej przez czterech niemieckich autorów (Finckh, Fischer, Meister, Bederke 1942) w okolicach Wojtówki, małej osady leżącej około 5 km na NNE od Łądka, zaznaczona jest mała podłużna plamka, opatrzona sygnaturą eklogitu. Otaczające ją zewsząd gnejsy są zaliczone do typu gierałtowskiego. Eklogity tego miejsca eksploatowałem systematycznie dwukrotnie, w 1955 i 1959 r. Niestety, brak tu jest jakiegokolwiek odsłonięcia. W młodym lesie, na zwróconym ku południowi zboczu doliny Wojtówki, powyżej polnej drogi, można było zebrać materiał tylko z niewielkich luźnych bloków. Forma wtrącenia eklogitowego ani jego stosunek do otaczających gnejsów nie dają się rozpoznać bez systematycznych robót ziemnych i sztucznych odsłonięć.

Skałę tu występującą trudno na pierwszy rzut oka zaliczyć do eklogitów. Różne jej odmiany są wyjątkowo drobnoziarniste, prawie afanitowe, z granatami z reguły niedostrzegal-

nymi okiem nieuzbrojonym, co najwyżej przy pomocy lupy. Charakterystyczna natomiast jest struktura poikilo-porfiroblastyczna, ujawniająca brunatnawoszare kryształy karyntynu średnicy paromilimetrowej, wyjątkowo do 1 cm (pl. I, fot. 1), lub mniejsze i mniej rzucające się w oczy zielonkawe ziarna omfacytu (pl. I, fot. 2), w prawie afanicznym tle o różnej, zmieniającej się od miejsca do miejsca barwie: szarej, zielonkawoszarej z brunatnawo- lub różowoszarymi plamami zagęszczeń granatu, czasem jasnej oliwkowopłowej. Często w tym tle połyskują srebrzyście malutkie łuseczki białej miki. Jest to zupełnie szczególny typ eklogitu, który określiłem (1964b) jako typ A (typ Wojtówki).

Regułą jest tu tekstura zbita i zupełnie masywna, bez śladu kierunkowości. Wiele okazów wykazuje jednak zielonkawoczarne prążki i żyłki, znaczące miejsca silnej wtórnej amfibolizacji wzdłuż dawnych kierunkowych pęknięć (pl. I, fot. 2). Wydobywa się też okazy, w których jasna partia eklogitowa zrasta się z zielonkawoczarniawą partią amfibolitową, często ostro i bez żadnych przejść. Znajduje

się również bloki zbudowane w całości z ciemnozielonkawoszarego lub czarniawego amfibolitu. Można więc studiować tu różne szczegóły i stadia przeobrażania się eklogitów w amfibolity. Poza tym widuje się w skałach różne cienkie żyłki, nieraz różnych generacji, przecinające skały mniej lub więcej zamfibolityzowane i wypełnione różnymi minerałami później infiltrowanymi.

W badaniach mikroskopowych eklogity tujejsze również wybitnie odróżniają się od eklogitów innych miejsc swą nierównością ziarna mineralnego, które spada po większej części do wymiarów mikrolitycznych, i zmiennością rozmieszczenia i wykształcenia różnych minerałów. Zmienność składu mineralnego najlepiej zachowanych eklogitów ilustruje tabela 1, gdzie różne próbki uporządkowano według kolejności malejącego udziału granatu. Rzecz godna uwagi, że jest to zarazem kolejność rosnącego udziału hornblendy pierwotnej, karyntynu. Znaczy to, że karyntyn rozwija się obficie w skałach o zmniejszonej zawartości granatu. Uderza również fakt, że zoizyt poja-

wia się w ilości godnej uwagi tylko w skałach zawierających karyntyn. Natomiast kwarc i łyszczyk zdają się nie zależeć od innych składników.

Ze skał 1 i 3 wykonano pełne analizy chemiczne (tab. 2). Różnice w zawartości poszczególnych składników pomiędzy tymi dwiema próbkami dają się na ogół dobrze wytłumaczyć różnicami ich składu mineralnego. Próbka 3 jest w porównaniu do próbki 1 uboższa w SiO_2 i CaO , a bogatsza w Al_2O_3 , K_2O i H_2O , gdyż zawiera mniej granatu i kwarcu, a więcej łyszczyku, a zarazem sporo karyntynu i zoizytu, których w próbce 1 wcale nie ma. Nie wykonano analiz chemicznych wyodrębnionych minerałów z tych skał, gdyż mikrolityczne rozmiary jednych minerałów i zbyt gęste poikloblastyczne przetkanie nimi większych blastów innych minerałów nie rokowało żadnych nadziei uzyskania czystych frakcji mineralnych, przydatnych do analiz chemicznych.

Granat tworzy ziarenka izometryczne bardzo zmiennej wielkości, na ogół bardzo drobne 0,02—0,06, czasem do 0,15, wyjątkowo do

Tabela 1

Skład mineralny eklogitów z Wojtówki (a) (% obj.)
Mineral composition of the eclogites from Wojtówka (a) (volume per cent)

Numer porządkowy	1	2	3	4
Granat	40,8	34,0	31,5	29,4
Omfacyt {mikrolity }blasty	43,7 } 46,6 2,9 }	42,5 } 52,9 10,4 }	35,0 } 46,8 11,8 }	30,5 } 45,0 14,5 }
Agregaty amfibolowe po omfacycie	2,7	5,4	0,3	2,9
Karyntyn	—	—	8,0	13,9
Muskowit lub fengit	0,5	1,8	3,0	0,9
Agregaty biotytowe po muskowicie	—	1,5	—	0,6
Zoizyt	—	—	4,5	1,1
Kwarc	8,1	3,4	4,5	—
Rutyl	0,6	0,4	1,1	0,8
Tlenki żelaza	0,1	0,2	0,2	—
Hornblenda wtórna	0,6	0,3	—	0,4
Albit	—	—	—	4,0
Adular	—	—	—	1,0
Kalcyt	—	—	śląd	—
<i>E</i>	96,4	93,8	90,4	81,2
<i>C</i>	—	—	9,2	15,2
<i>A</i>	3,6	6,2	0,4	3,6
<i>P</i>	—	—	—	—
<i>e</i>	96,4	93,8	99,6	96,4
<i>a</i>	3,6	6,2	9,6	18,8
<i>p</i>	—	—	9,2	15,2
ϵ	100,0	100,0	90,7	84,2
κ	—	—	9,3	15,8
π	—	—	—	—

Tabela 2
Skład chemiczny eklogitów z Wojtówki (a) (% wag.)
Chemical composition of the eclogites from Wojtówka (a) (weight per cent)

Nr w tab. 1	1	3
SiO ₂	49,70	48,67
Al ₂ O ₃	15,07	16,56
Fe ₂ O ₃	1,21	0,91
FeO	9,69	9,57
MnO	0,19	0,20
MgO	8,61	8,67
CaO	11,53	8,78
Na ₂ O	3,20	3,10
K ₂ O	0,59	0,63
H ₂ O+	0,15	1,00
H ₂ O—	0,13	0,28
TiO ₂	0,54	0,69
P ₂ O ₅	0,07	0,075
S	—	0,08
CO ₂	—	0,10
Cr ₂ O ₃		0,045
V ₂ O ₃		0,035
NiO		0,01
CuO		0,015
Suma	100,68	99,42
C. wł.	3,359	

1. Eklogit bez karyntynu i zoizytu — anal. H. Pendias

III.5.3(4).(4)5 [1'.3.2.2(3)]

3. Eklogit z karyntynem i zoizytem — anal. S. Rossó

(II)III.5.(3)4.(4)5 [1'.3'.1(2)(2)3]

0,2 mm średnicy (przeciętna 0,07 mm). Miejscami są one gęsto ułożone w zwarte zespoły, w których inne minerały — głównie omfacyt i kwarc — zaciśnięte są w drobnitkich interstycjach; w takich miejscach ziarnka granatu są zwykle bezkształtne. Gdzie indziej granaty są rzadko rozmieszczone w tle innych minerałów, nie stykają się ze sobą i wówczas często mają prawidłowe formy dwunastościanów rombów. Granat ten jest w cienkim szlifie zupełnie bezbarwny i zwykle czysty; z wrostków rozpoznac można tylko rutyl, niektóre ziarnka, zwłaszcza większe, zawierają czarne punkciki zagęszczające się w centrach ziarn w mętne plamki. Granaty tworzą zawsze wrostki we wszystkich innych głównych minerałach, szczególnie liczne i gęste w dużych poikiloblastach karyntynu, same natomiast nie zawierają wrostków tych minerałów. Można stąd wyprowadzić wniosek, że granat krystalizował gwałtownie, lecz stosunkowo krótko i najwcześniej zakończył krystalizację.

Omfacyt występuje w postaci ziarn o wielkości jeszcze bardziej zróżnicowanej niż granat, przy czym można wyróżnić trzy klasy wymiarów: 1) bardzo drobne mikrolity rzędu 0,1 mm długości, niekształtne lub krótkosłupkowe, 2) pręcikowate mikrolity 0,3—0,8 mm długości i 3) grube, krótkie, niekształtne ksenoblasty średnicy 1—4 mm, zamykające często poikiloblastycznie różne zorientowane mikrolity klas 1 i 2, obok drobnych granatów, wrostków rutylu, kwarcu, czasem zoizytu, rzadziej jasnego łyszczyku. W przeciwieństwie do mikrolitów, klarownych i pozbawionych wrostków, większe blasty omfacytów, oprócz wymienionych wyżej wrostków dobrze oznaczalnych, zawierają często drobne ciemne pyłki nieoznaczalnej natury przyróższające je lokalnie w plamach i nieregularnych smugach. Nie ulega wątpliwości że jest to późna generacja omfacytu, która wzrastała pod koniec tworzenia się skały.

W niektórych próbkach eklogitów widzi się zwarte pasma drobnych granacików, rzadziej mikrolitów zoizytu, oblane przez duże blasty omfacytu i zamknięte w ich środku. Należy się spodziewać, że ta późna generacja różni się składem chemicznym od generacji wcześniejszych, które poikilitowo w sobie zamyka. Można by oczekiwać, że jest bogatsza od tamtych w sód i żelazo. Jest to jednak bardzo trudne do sprawdzenia metodami mikroskopowymi, gdyż jak wiadomo zróżnicowanie właściwości optycznych w szeregu diopsyd — omfacyt — jadeit jest stosunkowo niewielkie. Częściowe potwierdzenie można uzyskać w szczególnie grubych szlifach mikroskopowych rzędu 0,08—0,1 mm grubości, gdzie drobne mikrolity są całkiem bezbarwne, natomiast duże blasty wykazują plamisto zmienne zabarwienie zielonkawe (więcej cząsteczki egirynowej). W drobnych mikrolitach oznaczono $z/\gamma = 39^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0257$, natomiast w większych blastach $z/\gamma = 38 - 40^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020 - 0,0224$, $2V_\gamma = 63 - 71^\circ$, $n_\gamma = 1,690$, $n_\beta = 1,674$, $n_\alpha = 1,668$.

Nie we wszystkich próbkach obecne muszą być obok siebie wszystkie generacje omfacytu i nie zawsze można je od siebie wyraźnie oddzielić. Zwłaszcza pomiędzy mikrolitami klasy 1 i 2 istnieją przeważnie stopniowe przejścia i stąd w tabeli analiz mikrometrycznych są one złączone w jednej pozycji.

W próbce 3 brak jest szczególnie dużych blastów i skutkiem tego zaciera się różnica pomiędzy klasą 2 i 3.

Karyntyn (brunatnawa hornblenda pierwotna) obecny jest nie we wszystkich próbkach; jeśli tak, wówczas normalnie widoczny jest megaskopowo tworząc niekształtne duże blasty średnicy do kilku milimetrów, wyjątk-

kowo do 1 cm, odbijające ciemną brunatnawo-czarniawą barwą od prawie afanitowego, jaśniejszego tła skalnego (struktura porfiroblastyczna). Pod mikroskopem stwierdza się, że te duże ziarna hornblendy są z reguły gęsto naszpikowane drobnymi wrostkami wszystkich innych minerałów, przede wszystkim granatu, poza tym mikrolitami omfacytu starszych generacji i zoizytu, wrostkami kwarcu, czasem o skomplikowanych formach robaczkowych, rzadziej jasnego łyszczyku oraz rutylu. Są to więc z reguły typowe poikiloblasty, często tak gęsto natkane obcymi mikrolitami, że można się zastanawiać, czy łączna objętość wszystkich wrostków nie przekracza objętości zamykającego je karyntynu. W nielicznych tylko próbkach skąpy karyntyn ogranicza się do roli drobnych ksenoblastów rozproszonych interstycjalnie pomiędzy innymi minerałami.

Karyntyn jest bladożółtawo ubarwiony, zawsze jednak, nawet w cienkich szlifach, z dostrzegalnym pleochroizmem: α — bardzo bladożółtawy, β — bladożółtawobrunatnawy, γ — bladooliwkowo- lub szarobrunatnawy, ze schematem absorpcji $\alpha < \gamma < \beta$, rzadziej $\alpha < \beta < \gamma$. Dwójłomność nieco zmienna, czasem nawet w obrębie jednego poikiloblastu: $n_\gamma - n_\alpha = 0,0215 - 0,0237$, $2V_\alpha = 84 - 86^\circ$, $\angle z/\gamma = 15 - 23^\circ$. Czasami obserwuje się w nim nieregularne plamki i smużki ściemniałe i zmącone skutkiem pewnej włóknistości budowy.

Jest to niewątpliwie pierwotny składnik skały, nie związany w swym powstawaniu z rozpadem żadnego minerału paragenezy eklogitowej, będący z nimi wszystkimi w równowadze, lecz krystalizujący pod sam koniec tworzenia się eklogitu. W próbkach, w których brak karyntynu, podobną rolę minerału kończącego tworzenie się skały odgrywa poikiloblastyczna najmłodsza generacja omfacytu. Możliwość tworzenia się karyntynu w omawianych eklogitach jest prawdopodobnie podyktowana głównie chemizmem pierwotnym skały wyjściowej, choć nie można też wykluczyć wpływu pewnych różnic w chemizmie intergranularnych roztworów. Nieprawdopodobne wydaje się natomiast, aby jakąś istotną rolę mogły tu odgrywać odmienne warunki ciśnienia i temperatury, a więc różnice głębokości.

Widać to wyraźnie w licznych próbkach, gdzie omfacyt i karyntyn równocześnie krystalizowały pod koniec formowania się skały i skutkiem tego przerastały się wzajemnie w sposób skomplikowany. Najczęściej karyntyn obrasta z zewnątrz późne blasty omfacytu, wnikając weń tu i ówdzie głębokimi kieszeniami. W takich przypadkach można przypuszczać, że karyntyn kończył krystalizację później niż omfacyt. Niekiedy bywa jednak odwrotnie, wewnątrz dużego blastu omfacytu wi-

dzimy zamkniętą, nieregularną, jednorodną plamę karyntynu. Często wreszcie blasty omfacytu i karyntynu przenikają się nawzajem skomplikowanymi plamami i kanałami (pl. VI, fot. 1). Nie mają one nigdy zgodnej orientacji krystalograficznej, natomiast różne plamy i kanały hornblendy w omfacycie lub też na odwrót omfacytu w hornblendzie mają orientację identyczną. Mamy tu więc do czynienia z jednym kryształem omfacytu i jednym kryształem karyntynu, które równocześnie tuż obok siebie krystalizując walczyły o miejsca i dlatego wzajemnie tworzyły w sobie przerosty. Oba były na równi pierwotne i równouprawnione w warunkach swego powstawania, nie ma żadnych wskazówek, by jeden był uprzywilejowany przez warunki fizyczno-chemiczne i powstawał kosztem drugiego.

Oba odgrywają podobną rolę najmłodszych poikiloblastów zamykających inne składniki wcześniej wykrystalizowane, lecz karyntyn jest z reguły o wiele obficiej i gęściej przetkany wrostkami niż omfacyt. Ten ostatni — poza zapyleniem nieoznaczalnymi punkcikami — jest często dość ubogi we wrostki lub zawiera tylko zwarte sznury granatów albo zoizytów. Widocznie omfacyt miał większą łatwość wypychania przy swym wzroście luźnych mikrolitów na zewnątrz, natomiast bardziej zwarte ich skupienia pozostawały w polu jego wzrostu i były przezeń zamykane. Karyntyn nie miał tej zdolności, zatrzymywał i oblewał bez przeszkody wszystkie mikrolity, które znalazły się w zasięgu jego krystalizacji.

Jaśny łyszczyk jest jak się zdaje wszędzie obecny, choćby w drobnych ilościach, lecz w niektórych próbkach staje się lokalnie stosunkowo obfity. Najczęściej jego płytki są całkiem drobne, lecz stosunkowo grube, mając średnicę 0,2—0,6 mm, grubość 0,06—0,36 mm. Przeważnie rozsiany w całej skale pomiędzy mikrolitami granatu i omfacytu, nierzadko wrośnięty w poikiloblastach karyntynowych, rzadziej omfacytowych, w niektórych próbkach jednak lokalnie skupiony w gęstsze zespoły szczególnie chętnie stowarzyszone z większymi gniazdkami kwarcu. Czasami większe płytki zamykają wrostki mikrolitów granatu (pl. VI, fot. 2), rzadko omfacytu pierwszej generacji. Przeważnie stwierdza się w nich kąt osi optycznych bardzo mały ($2V_\alpha = 6 - 12^\circ$), spadający do zera, czyli że mamy tu do czynienia z *fengitem* bezbarwnym i niepleochroicznym, a więc ubogim w żelazo. Znacznie rzadziej, np. w analizowanej próbce 3, kąt $2V_\alpha$ osiąga wartość 37° , co zbliża łyszczyk do muskowitu zwyczajnego. Tylko w rzadkich próbkach eklogitów zupełnie prawie nietkniętych wtórnymi zmianami biały łyszczyk ma czyste kontury. Zazwyczaj, nawet przy całkiem po-

czątkowych stadiach wtórnego zaatakowania skały, płytki białej miki otaczają się szarobrunatną frędzlą diablasytyczną, która szybko wżera się w głąb płytek i stopniowo od brzegów rekrytalizując dostarcza małych łuseczek jasnorudobrunatnego biotyty w tle bardzo słabo dwójłomnym, przy dalszej rekrytalizacji ujawniającym się jako kwaśny plagioklaz.

Zoizyt występuje w odmianach zawierających karyntyn w postaci drobnych pręcikowatych lub słupkowych mikrolitów, często gromadnie, albo pomiędzy drobnymi granacikami i omfacytami pierwszej generacji, albo wewnątrz poikiloblastów karyntynu. Rzadziej mikrolity są większe, dorównujące omfacytom średniej generacji i wówczas zamykają niekiedy drobne wrostki granatu, same będąc również obrastane przez karyntyn i najmłodszą generację omfacytu. Łatwo je rozpoznać po prostym wygaszaniu światła, słabej dwójłomności przy silnym reliefie, zawsze bez śladu subnormalnych barw interferencyjnych. Kąt osi optycznych mały ze znakiem dodatnim, płaszczyzna osi optycznych w jednych próbkach skalnych ustawiona równolegle do wydłużenia mikrolitów, w innych — prostopadle. W eklogitach omawianego punktu występowania spotykamy więc raz modyfikację α , drugi raz modyfikację β , w przeciwieństwie do innych punktów eklogitowych, gdzie pierwotny zoizyt zawsze opowiada modyfikacji β . Nie ulega wątpliwości, że w eklogitach Wojtówki zoizyt jest zawsze pierwotny, że skończył krystalizację wcześniej nim wykrytalizowały późny omfacyt i karyntyn i że w czasie amfibolizacji eklogitów ulegał rozkładowi i zanikowi.

Kwarc występuje we wszystkich niemal próbkach eklogitu omawianego wystąpienia bodaj w drobnej ilości, w postaci wrostków w omfacytach i karyntynach oraz w małych ziarnkach średnicy 0,04—0,2 mm, zaklinowanych pomiędzy granatami i omfacytami. W niektórych próbkach kwarcu jest więcej i wówczas tworzy on ponadto lokalnie większe gniazdzka o mozaikowatej budowie lub tło dla mikrolitów granatu i omfacytu. Jest on niewątpliwie składnikiem pierwotnym eklogitów, nigdy nie spotykamy go w wypełnieniach szczelinek tensyjnych i nie był później do skały doprowadzany. Istniał on prawdopodobnie od początku w skale pierwotnej, zanim zaczęła się ona przekształcać w eklogit, albo też wydzielał się wśród wczesnych reakcji metamorficznych prowadzących do tworzenia się kombinacji granat + omfacyt.

Albit o charakterze minerału pierwotnego, nie związany genetycznie z wtórnym rozkładem omfacytu, napotymano tylko w jednej próbce (nr 4, tab. 1), rzecz szczególna pozbawionej równocześnie śladów kwarcu. Probka ta za-

razem szczególnie obfituje w karyntyn i zawiera stosunkowo mało granatu, lecz omfacyt jest w niej bardzo dobrze zachowany, niewątpliwie więc nie on dostarczył albitu. Albit tworzy zwarte gniazdzka wciśnięte interstycjalnie pomiędzy inne minerały, czasem rozgałęzione i po kilka łączące się między sobą, rzadko penetrujące w głąb poikiloblastów. Gniazdzka te są zwykle mozaikowym agregatem, w którym poszczególne ziarna ujawniają albitowe prążkowanie bliźniacze, rzadko konsekwentne i prawidłowe, najczęściej urywane i nieregularne, co przypomina do pewnego stopnia sektorowy sposób wygaszania adularu. Jest to albit prawie zupełnie pozbawiony wapnia, na co wskazują kąty wygaszania i relief zerowy.

Ziarna są normalnie zupełnie klarowne i czyste, z wyjątkiem miejsc gdzie późniejsze żyłki tensyjne wypełnione są adularem; w jego sąsiedztwie agregat albitowy doznaje zmaczenia, a skałen potasowy penetruje go międzyziarnowo, miejscami nawet wżerając się do środka ziarn antypertytowymi kanalikami. Niezależnie od tego w albitcie tkwią równoległymi wiązkami cieniutkie igielki o silnym reliefie, które na podstawie kątów wygaszania mogą być zaliczone do amfibolu. Potwierdza się to zwłaszcza w miejscach, gdzie do gniazdzka albitowego przytyka karyntyn, gdyż wówczas widzi się wyraźnie, jak z karyntynu wyrastają do wnętrza albitu długie cienkie kolce i igły o zgodnej z karyntynem orientacji optycznej. Podobne, lecz cieńsze igły wrastają w albit z graniczącego z nim omfacytu, często na wskroś poprzez całe gniazdzko albitowe (pl. VI, fot. 3 i 4). Wówczas piroksen na całym swym kontakcie z albitem wykazuje krótką frędzlę gęstych włókienek, które także do amfibolu mogą być zaliczone. Znaczy to, że albit nie jest w opisywanej skale minerałem wtórnym związanym z rozpadem omfacytu, lecz jest odrębną fazą mineralną zawierającą sół, która krystalizowała przy samym końcu formowania się skały, w okresie kiedy już nie omfacyt, lecz sam karyntyn był w równowadze z roztworami intergranularnymi. Stąd jednak dalszy wniosek, że w opisywanych eklogitach omfacyt nie był w równowadze z wykrytalizującym na samym końcu albitem i, chociaż nie ulegał jeszcze rozkładowi, lecz na kontakcie z albitem wydzielał reakcyjną frędzlę i igły amfibolu, a więc rozpoczął się wówczas okres równowagi amfibolitej.

Ru ty l ma tu z reguły postać bardzo drobnych nieforemnych paciorków rzędu 0,02—0,1 mm średnicy, szczególnie chętnie skupiających się w wydłużone gromadki lub krótkie purywane smużki, w niektórych próbkach zgodnie ułożone, jak gdyby podkreślające jakąś starą, dziś już prawie nieuchwytną kierunkowość

skały wyjściowej. Charakterystyczne przy tym, że granaty przytykające do koncentratów rutyłowych lub stające na drodze rutyłowych smużek są szczególnie obficie naładowane wrostkami rutyłu i zawierają mętne plamy zagęszczenia ciemnych punkcików. Wygląda to tak, jak gdyby granat krystalizował w miejscu jakichś minerałów zawierających tytan, który nie mógł wejść do sieci nowopowstającego granatu i wydzielał się w postaci wolnego TiO_2 . Poza tym rutył tworzy drobne wrostki również w obrębie wszystkich innych minerałów skały, lecz nigdy w nich nie ulega takiemu lokalnemu skoncentrowaniu.

Z minerałów akcesorycznych trzeba zamotać rzadkie punkciki czarnych *tlenków żelaza* szczególnie chętnie stowarzyszone z rutyłem i grudki *pirytu* opancerzone z zewnątrz tlenkami żelaza. Apatyt nigdzie w skale się nie wyodrębni, chociaż sądząc z analizy chemicznej powinien być obecny w ilości rzędu 0,2%; być może przy bardzo drobno mikrolitycznym rozwoju jest niemożliwy do odróżnienia od zoizytu.

Jak już wspomniano, w skałach opisywanych regułą jest brak kierunkowego uporządkowania składników, czyli tekstura całkowicie masywna i bezładna. Trafiają się jednak próbki, gdzie takie uporządkowanie staje się wcale wyraźne. Nie tylko rutył układa się w mniej więcej równoległe wydłużone smużki, lecz również zagęszczenia drobnych granacików stosują się do tego samego kierunku, a nawet płytki fengitu, snopki zoizytu i nagromadzenia większych blastów omfacytu podporządkowują się temu uprzywilejowanemu kierunkowi. Ta kierunkowość skały może być niekiedy podkreślona przez wtórną diablastyczną amfibolizację omfacytu i wówczas staje się nawet megaskopowo widoczna.

Amfibolizacja eklogitów

Wszystkim eklogitom z Wojtówki właściwa jest bardzo drobnoziarnista i zbita struktura przeważającego tła skalnego większych poikiloblastów. Dlatego są one stosunkowo kruche, łatwo pękające wzdłuż cienkich szczelin, którymi mogą krążyć roztwory atakujące różne minerały, natomiast drożność roztworów wzdłuż szwów intergranularnych jest stosunkowo bardzo słaba. Nic więc dziwnego, że częstsze są tu próbki pocięte zamfibolizowanymi cienkimi żyłkami, z dobrze zachowanymi międzyszczelinowymi partiami skały, niż próbki jednostajnie zamfibolizowane w całej swej masie. Nierzadko trafiają się okazy z dwiema lub nawet trzema generacjami szczelinek tensyjnych, tnących skałę w określonych prawidłowych kierunkach wzajemnie się krzyżujących, przy czym różnowiekowe systemy szczelinek róż-

nią się jakością wypełniających je minerałów i wpływem na przeobrażenia minerałów eklogitowych wzdłuż szczelin. Świadczy to oczywiście o różnicach warunków działania i składu roztworów, które krążyły szczelinami w różnych okresach po utworzeniu się eklogitu.

W jednej próbie eklogitu o wyraźnie kierunkowej teksturze widzimy w dużej cieniwej płycie stosunki następujące: Uprzywilejowane kierunki teksturalne zaznaczone pourywanymi smużkami rutyłu, zagęszczeniami granatu, prawie równoległym ułożeniem pręcików zoizytu i płytek fengitu, były zarazem kierunkami większej drożności roztworów intergranularnych i według nich odbywał się łatwiej rozkład omfacytu. Kosztem tego minerału powstawał szary, mętny agregat kryptodiablastyczny, który szybko rekrystalizował w szarozielonkawy amfibol włóknisty, ujednorodniający się w blasty hornblendy, wśród tego zaś formowały się drobne bezbarwne ksenoblasty plagioklaz bliskiego albitowi. Wśród tych reakcji od razu silnie nadgryzany był granat, a w miarę jego zaniku hornblenda wtórna przyjmowała mocniej zielone zabarwienie. Fengit szybko był wypierany przez brunatnawe agregaty biotytowe. Rutył gwałtownie czerniał od wydzielającego się ilmenitu, a tu i ówdzie pojawiły się nawet odosobnione krupki tytanitu.

Ta wtórna smużystość uprzywilejowanej amfibolizacji, zgodna z kierunkową teksturą pierwotnego eklogitu, pocięta jest pod kątem 60 — 70° przez młodszy system ostrzej ograniczonych równoległych szczelinek tensyjnych. Szczelinki te tną zrekrystalizowane blasty wtórnej hornblendy, lecz ich wpływ na nieknięte jeszcze partie eklogitu nie sięga głęboko. Szczelinki te wypełnione są idealnie czystym skalaniem, zupełnie pozbawionym zbliźnień, który tylko na podstawie zerowego reliefu względem balsamu kanadyjskiego może być zaliczony do albitu. W biegu większości tych żyłek albit ten mienia się często z czysto wykryształizowanym, tu i ówdzie prążkowo zbliźnionym kalcytem. Ze ścian żyłek wrastają do ich środka igły amfibolowe, w miejscach przecięcia większych blastów wtórnej hornblendy w zgodnym z nimi ułożeniu. W albicie rosną one bardzo łatwo i łączą niekiedy pomostami obie ściany żyłki; w kalcyecie rosną one o wiele trudniej, a pomosty tworzą się wyjątkowo. Niekiedy w obrębie żyłki albitowej, przecinającej blast wtórnej hornblendy wcześniej utworzonej, zarastanie nową hornblendą za pośrednictwem pomostów dochodzi prawie do końca. Wskutek tego uszkodzenie blastu zostaje całkowicie zabliznione zregenerowaną hornblendą nowej generacji w idealnie zgodnej orientacji krystalograficznej (pl. VI, fot. 5). Pomimo to jednak przebieg żyłki pozostaje wi-

doczny skutkiem obfitszych wrostków i interpozycji albitowych w zregenerowanej partii hornblendy. Widać stąd, że nawet w późniejszym okresie wtórnych zmian eklogitu, z którego pochodzą opisywane żyłki, tylko uralitowa włóknista hornblenda była w równowadze z albitem i kalcytem (brak chlorytu i epidotu!), a więc przeobrażenia ciągle pozostawały w zakresie amfibolitowej facji mineralnej.

W cienkiej płytce wyciętej z innej próbki eklogitu, zaatakowanej szczelinową amfibolizacją, wyróżnić można aż trzy różnowiekowe systemy szczelin, różniące się kierunkiem przebiegu i jakością wypełniających je minerałów (fig. 2). W partiach eklogitu pomiędzy

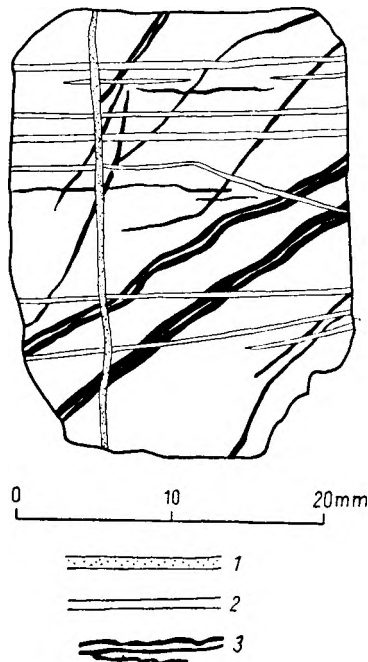


Fig. 2

Trzy generacje młodszych żyłek w eklogicie z Wojtówki (a) (płytko cienka)

1 — najmłodsza żyłka prehnitowo-adularowa, 2 — młodsze żyłki albitowe z udziałem kalcytu, 3 — najstarsze żyłki wtórnej amfibolizacji szczelinowej

Three generations of younger veinlets in a thin section of the eclogite of Wojtówka (a)

1 — the youngest prehnite-adularia veinlet, 2 — younger albite veinlets with accessory calcite, 3 — oldest veinlets of secondary fissure-amphibolitization

szczelinami zachowały się jeszcze stosunkowo dobrze wszystkie minerały pierwotne: granat, omfacyt, zojzyt, fengit, kwarc, nieliczny karyntyn i rutyl. Od ścian szczelin jednak — szczególnie najstarszych — roztwory wnikały w głąb skały na odległość $\frac{1}{2}$ — 2 mm i dokonywały gwałtownych przeobrażeń minerałów eklogitowych.

Najstarsze żyłki nr 3 najbardziej przyczyniły się do amfibolizacji całej skały, a krążące w nich roztwory miały największą aktywność i zdolność penetracji w otaczającą skałę. Panują w nich różne formy wtórnych amfiboli, tworzące się przede wszystkim na koszt omfacytu: najpierw szara i mętna masa kryptodiablastyczna, która szybko przechodzi w brudnozielonkawą włóknistą amfibol o uporządkowanej strukturze i dalej w dość jednorodny blasty bladooliwkowej hornblendy. Granaty są tu wszędzie silnie nadżarte i zredukowane do drobnych reliktyw, dokoła których wykształca się zwykle silnie zielona i pleochroiczna odmiana hornblendy, wzbogacona w żelazo pochodzące z granatów. Rutyl mocno przyczerpniony wtórnym ilmenitem, tytanitu jednak nigdzie się nie obserwuje. Fengit nadżarty silnie lub nawet całkowicie zastąpiony przez szarobrunatny agregat, który miejscami homogenizuje się, oczyszcza od mętnych przerostów i daje czyste, jasnobrunatne, wybitnie pleochroiczne płytki biotyту. Wśród blastów wtórnej hornblendy pojawiają się małe plamki czystego albitu, koncentrujące się przeważnie w środku żyłek. Pod lupą, tak jak przedstawiono na figurze 2, wydaje się przeważnie, że żyłki albitu ciągną się tam nieprzerwanie, lecz w mikroskopie stwierdza się, że ciągłość ta poprzerywana jest blastami hornblendy. Albit ten jest niewątpliwie pochodzenia miejscowego, ze składnika jadeitowego rozłożonego omfacytu.

Młodsze żyłki nr 2 tną wyraźnie żyłki nr 1 i składają się głównie z albitu i kalcytu, ich wpływ zaś na reakcje w otaczającej skale jest nieznaczny. Kalcyt, jednorodnie skryształizowany i często bliźniaczo prążkowany, zdaje się być składnikiem napływowym, natomiast albit jest przypuszczalnie składnikiem uruchomionym z otaczającej skały i wydzielonym z niej przez sekrecję lateralną. Jest on obficie poprzątkany cienkimi igłami amfibolu, które miejscami zwierają się w włókniste pomosty blastycznego amfibolu, regenerujące przecięte żyłką blasty hornblendy i to przerywa od czasu do czasu ciągłość żyłek. W kalcytynie igły amfibolowe są rzadsze i gorzej wykształcone. Kalcyt natomiast infiltrował tu i ówdzie drobnymi plamkami do wnętrza rekrystalizujących w otoczeniu blastów hornblendy.

Najmłodsza żyłka nr 1, tnąca prawie prostopadlinowo całą skałę wraz z żyłkami systemu 3 i 2, wypełniona jest głównie sektorowo wygaszającym adularem i grubo skryształizowanym prehnitem. Oba te minerały zostały z daleka przyniesione przez roztwory. Warunki krystalizacji były raczej niskotermalne, gdyż amfibol nie był uruchamiany i nie tworzył nowo krystalizujących igieł. Oba minerały na przemian wypełniają żyłkę w jej podłużnym przebiegu

i tylko w lokalnych jej rozdwojeniach zdarza się, że jedna odnoga wypełnia się adularem, a druga prehnitem.

Nie wszędzie jednak żyłki adularowo-prehnitowe są tak nieaktywne w stosunku do otaczającej skały. W jednej próbce zauważono wyraźną krystalizację wtórnej hornblendy przy kontakcie z żyłką adularową. Lokalnie w amfibolitach pochodzenia eklogitowego stwierdza się szersze rozchodzenie się adularu wzdłuż przestrzeni międzyziarnowych całej skały i atakowanie przezeń wtórnego albitu. Podobnie i prehnit w amfibolitach może infiltracyjnie rozprzestrzeniać się po całej skale i tworzyć w niej lokalne skupienia gniazdowe. W jednym amfibolicie stwierdzono małe gniazdka minerałów jasnych złożone z plagioklazu, adularu i kwarcu, co świadczy o większym uruchomieniu obu skaleni w całej masie skalnej. Czasami znów można dostrzec, że adular i prehnit nie krystalizowały równocześnie. Grubsza żyłka przy brzegach wyłożona jest adularem, prehnit zaś wypełnia lokalnie jej środek, przy czym w sąsiedztwie prehnitu adular jest zawsze brunatnawo zmętniały. Świadczy to o tym, że przy wypełnianiu szczeliny przez krystalizację z przepływających roztworów adular stale poprzedzał prehnit.

Amfibolizację eklogitu w całej masie pod działaniem penetrujących wszędzie roztworów intergranularnych przestudiowano systematycznie w jednej próbce skalnej, gdzie jasny oliwkowopłowy eklogit z licznymi paromilimetrycznymi poikiloblastami karyntynu zrasta się bezpośrednio z ciemnoszarozielonym amfibolitem, zawierającym również większe, ciemne ziarna. Granica między obiema skałami jest wyraźna, lecz wykazuje stopniowe przejście w pasie granicznym około 1 cm szerokości. Studium mikroskopowe dużej płytki cienkiej całego przejścia od eklogitu prawie nietkniętego do amfibolitu pozwala wyróżnić pięć stref stanowiących zarazem pięć etapów stopniowej amfibolizacji eklogitu. Pierwotny eklogit, dość typowy dla Wojtówki, składał się z drobnutkich granacików, omfacytu w dwu niezbyt wyraźnie odgraniczonych generacjach (mikrolity i większe blasty), dość licznego zoizytu w cienkich, długich pręcikach i fengitu, licznych, dużych poikiloblastów karyntynu, naszpikowanych szczególnie drobnymi granacikami i zoizytami, z mniej licznymi wrostkami omfacytu i fengitu, oraz akcesorycznego rutylu w niekształtnych paciorkowatych skupieniach. Nietypowy jest zupełny brak kwarcu w tej skale.

1. **E t a p p i e r w s z y.** W szybkim od razu tempie rusza z miejsca rozkład omfacytu i fengitu, natomiast granat, zoizyt, rutyl i karyntyn pozostają nienaruszone. Fengit zachowuje się tylko w nielicznych reliktach, zwłaszcza zam-

kniętych poikiloblastach karyntynu, poza tym zaś przechodzi w mętny, szarobrunatny, kryptokrystaliczny agregat biotytowy. Omfacyt w przeważającym stopniu zostaje wyparty przez szarą mętną diablastykę amfibolową, która szybko rekrytalizuje w włóknisty, prawie bezbarwny amfibol (bliski aktynolitowi). Nawet wrostki omfacytu zamknięte w poikiloblastach karyntynu, które powinny być lepiej chronione od rozkładu, ulegają w znacznym procencie diablastycznej amfibolizacji i tworzą w czystym karyntynie mętne plamki rekrytalizujące łatwo w włókniste agregaty. W związku z łatwą rekrytalizacją diablastycznych agregatów amfibolowych pojawiają się tu i ówdzie bezbarwne gniazdka albitu.

2. **E t a p d r u g i.** Omfacyt znika zupełnie, dostarczając mętnych agregatów amfibolowych. Granaty jeszcze nie są atakowane w sposób wyraźny, chociaż na styku z nimi agregat amfibolowy po omfacycie zaczyna przyjmować zabarwienie zielone, co świadczy, że granaty zaczynają użyczać mu swego żelaza. Fengitu nie ma już ani śladu, w mętnych agregatach powstałych z jego rozkładu indywidualizują się już wyraźne łuseczki jasnobrunatnego biotytu. Znacznie liczniejsze i większe są gniazdka albitu, o agregatowo krystalicznej strukturze, bez prążkowania bliźniaczego, natomiast z sektorowym wygaszaniem, podobnym jak w adularze. Karyntyn porfiroblastów i pręciki zoizytu pozostają nienaruszone. Natomiast rutyl tkwiący poza poikiloblastami karyntynu i poza granatami zaczernia się od wtórnych wydzielin ilmenitu.

3. **E t a p t r z e c i.** Szare agregaty po omfacycie stają się już w całości wyraźnie zielone i, choć gęsto przetkane mętnymi wrostkami, ulegają lokalnej homogenizacji w większe, jednolicie wygaszające blasty wtórnej hornblendy. Dokoła gniazdek albitu na granicy z tymi agregatami wykształcają się cienkie i równe rąbki czysto skrytalizowanego minerału, który raz ze względu na zielonkawą barwę może być odniesiony do amfibolu, drugi raz prawie bezbarwny, o większych kątach wygaszania, może wyglądać na diopsyd. Ziarnka granatu silnie nadzarte, zredukowane do niekształtnych relikatów (pl. VI, fot. 6), otoczonych szarą mętną aureolą, w której pod silnym powiększeniem widać gęste włókienka amfibolu, często ustawione prostopadle do konturów relikatów. Przez agregaty amfibolowe nadżerany jest również zoizyt, bez produkowania zresztą jakiegoś odrębnego wtórnego minerału. Rutyl jest tylko w reliktach, zwykle całkowicie zamieniony w ilmenit. Nie są wyraźnie nadżerane tylko granaty, zoizyty i rutyle tkwiące wewnątrz poikiloblastów karyntynu. Sam karyntyn jednakże jest w tej strefie stopniowo, lecz szybko podsta-

wiany przez bladeżółtawy minerał o bardzo słabej dwójłomności i niebieskosinych subnormalnych barwach interferencyjnych, przypuszczalnie jakiś chloryt. Dochodzi wreszcie do prawie zupełnego wyparcia karyntynu przez ten minerał, przy czym poikiloblasty zachowują swą indywidualność, wszystkie wrostki i nawet tę samą żółtawą barwę, a tylko przy skrzyżowanych nielach stwierdza się, że karyntyn ostał się zaledwie w drobnych reliktach.

4. Etap czwarty. Zielone diablastyczne agregaty amfibolowe grubiej włókniste, bardziej oczyszczone. Granatów nie ma już nawet w reliktach, lecz pozostały po nich wyraźne pseudomorfozy, jaśniejszymi plamami odcinające się od zielonego tła diablastycznego. W pseudomorfozach tych przeważa białawe, bardzo słabo dwójłomne tło, prawdopodobnie jakiś zanieczyszczony plagioklaz, a w nim cieniutkie włókna wyraźnie dwójłomne, najprawdopodobniej amfibolowe, tak cienkie jednak, że nie można ocenić barwy. Zdumiewająca jest przewaga tego tła w miejscu dawnego granatu. Można wnioskować, że prawie całość Fe + Mg wywędrowała z granatu na zewnątrz do diablastycznych amfiboli, na miejscu zaś pozostała reszta glinokrzemowa, która otrzymała z zewnątrz Na i przeobraziła się w plagioklaz. Relikty pręcików zoizytowych zachowały się jeszcze tu i ówdzie, lecz na ogół nawet i granaty i zoizyty, zamknięte w całkowicie schlorytyzowanych poikiloblastach karyntynowych, zanikły zupełnie. Poikiloblasty są jeszcze dobrze rozpoznawalne, lecz powoli ulegają one redukcji, w tle chlorytowym krystalizuje zielona hornblenda, taka sama jak w otaczającej masie diablastycznej, miejscami dość jednorodna; mimo to pseudomorfozy po wrostkach granatu są jeszcze dobrze rozpoznawalne. Tu i ówdzie mętne plamy skaleniowe, upstrzone łuseczkami jasnego biotyту, znaczą miejsca pierwotnych płytek fengitu. Gniazdko albitu redukują się jak gdyby zarastają od zewnątrz czystym amfibolem. Ilmenit po rutylu zaczyna wytwarzać cieniutkie obwódki reakcyjne tytanitu.

5. Etap piąty. Włókniste zielone agregaty diablastyczne amfibolu jeszcze lepiej rekrytalizują i oczyszczają się, chociaż mętne plamy zahamowane w rekrytalizacji widzi się jeszcze tu i ówdzie. Pseudomorfozy po granatach silnie już zatarte, choć w wielu miejscach jeszcze dobrze rozpoznawalne. Resztki chlorytowych pseudomorfoz po poikiloblastach karyntynu są jeszcze i tutaj widoczne, choć bardzo zredukowane, zarastające od wewnątrz i od zewnątrz zielonkawą hornblendą wtórną. Do gniazdek albitowych wrasta od zewnątrz czysta hornblenda i silnie je redukuje. Ilmenit ma już grubsze obwódki agregatowego tytanitu. Zoizytu

nie ma już wcale, widać natomiast rzadkie ziarenka apatyту. Trudno przypuścić, że nie było ich wcale w pierwotnym eklogicie i że fosfor dopłynął dopiero w toku amfibolizacji. Można raczej domyślać się, że w poprzednich etapach trudno było apatyt odróżnić od zoizytu.

Na figurze 3 przedstawiono schematycznie przebieg przeobrażeń mineralnych w opisanych pięciu etapach amfibolizacji eklogitu.

Studium mikroskopowe innych próbek amfibolitów pochodzenia eklogitowego z tej samej miejscowości wykazuje, że proces amfibolizacji „*en masse*” nie zawsze przebiegał tak samo, jak podaje wykres (fig. 3). Pewna rozmaitość tego procesu w szczegółach zależała z jednej strony od składu mineralnego i formy wykształcenia poszczególnych minerałów, z drugiej strony zaś od struktury i drożności szwów intergranularnych dla infiltrujących z zewnątrz roztworów. Poza tym istotny wpływ w początkowych etapach musiała mieć amfibolizacja wzdłuż szczelin, zatarta później całkowicie w dalszych etapach przez amfibolizację „*en masse*” i łączną rekrytalizację.

W jednej próbce zamfibolizowanego eklogitu widzi się, że w pierwotnej skale brak było poikiloblastów karyntynu i wskutek tego proces amfibolizacji przebiegał bardziej równomiernie. Tylko mikrolity omfacytu ulegały szybkiej diablastycznej amfibolizacji, a drobne granaciki niewiele tylko je przetrwały, będąc energicznie nagryzane przez agregaty amfibolowe i barwiąc je od razu na zielono. Natomiast duże blasty omfacytu trwały dłużej, od zewnątrz stopniowo atakowane przez owe agregaty. Wobec tego relikty omfacytu i granatu pozostają w skale przez pewien okres czasu jednocześnie i jednocześnie też znikają dostarczając pochodnego amfibolitu diablastycznego, a nie amfibolitu eklogitowego, jak w przypadku skały zilustrowanej diagramem (fig. 3).

W innym amfibolicie pochodzenia eklogitowego, daleko już zaawansowanym w ewolucji, duże i liczne poikiloblasty karyntynu zachowały swą formę i różne wrostki — w tym relikty rutylu i okrągławe, mętne pseudomorfozy po granacie — lecz zmieniły swój skład. Nie uległy one jednak chlorytyzacji tak jak w skale ilustrowanej diagramem, natomiast przemieniły się w zwykłą bladezieloną hornblendę z zachowaniem pełnej jednorodności ($\alpha z/\gamma = 17,5^\circ$, α -bladeżółtawa, β -bladooliwkowa, γ -szarozielona). W poikiloblasty te plamiste wżerają się przerosty plagioklazów i skupienia jasnorudego biotyту, po części schlorytyzowane. Tłem dla tych poikiloblastów jest drobnokrystaliczna gęstwina diablastyczna, powstała głównie na koszt omfacytu i zupełnie zanikłego granatu. Z gęstwiny tej rekrytalizują tu i ówdzie bla-

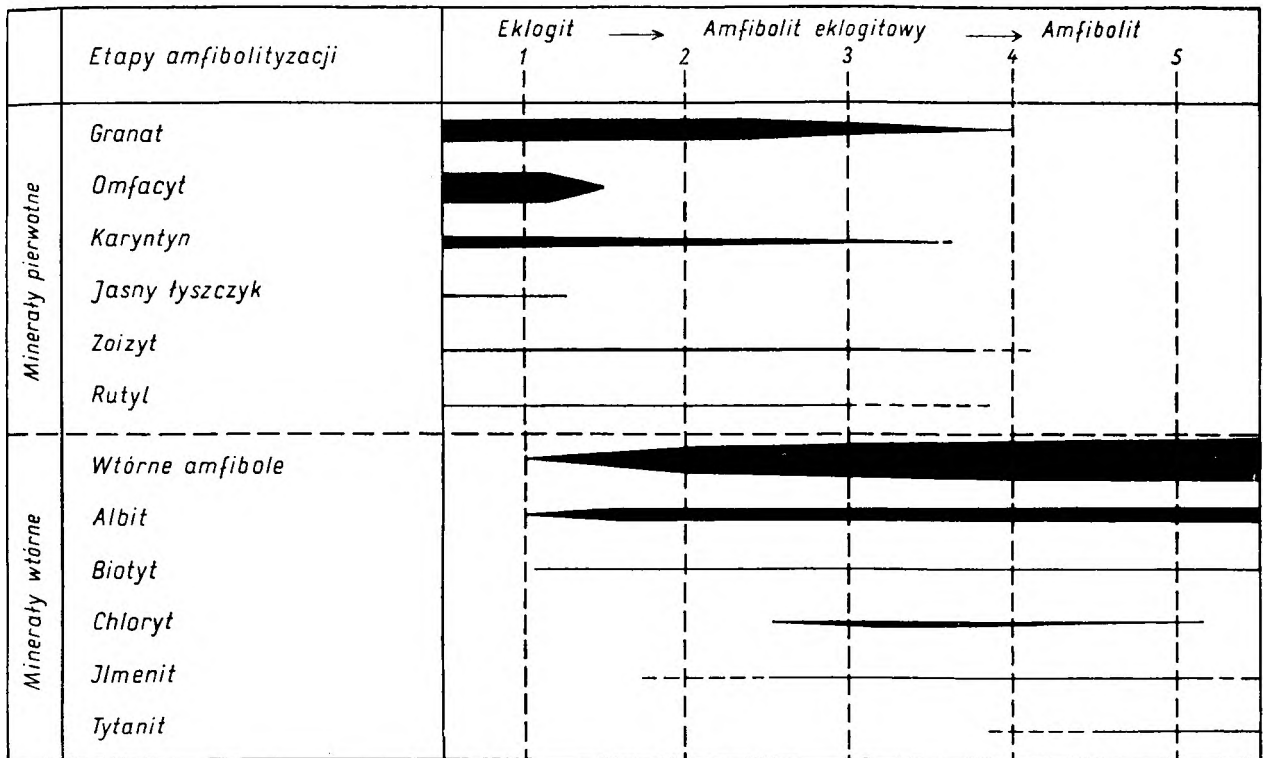


Fig. 3

Schemat mineralno-paragenetyczny amfibolizacji eklogitu z Wojtówki (a)
Paragenetic scheme of amphibolitization of the eclogite from Wojtówka (a)

sty i mikrolity czystej zielonej hornblendy, nie różniące się od poikiloblastów, a miejscami przebijają skąpe jasne tła, złożone ze źle skryształizowanych plagioklazów i podrzędnego kwarcu. Trafiają się też większe gniazdzka lub nieregularne smugi jasnych minerałów, złożone głównie z plagioklazu (oligoklaz-andezyn), z ubocznym kwarcem i skaleniem potasowym. W gniazdkach tych wrosnięte są też czyste i jednorodne mikrolity hornblendy. Skaleń potasowy zlepia interstycjalnie automorficzne plagioklasy i hornblendy, jest idealnie klarowny, o sektorowym wygaszaniu, z małym kątem osi optycznych, przedstawia zatem typowy wygląd adularu. Mamy więc osobiwy typ wtórnego amfibolitu z dużymi porfiroblastami hornblendy w tle wybitnie diablastycznym, w którym zaznaczyło się duże uruchomienie jasnych składników z udziałem potasu, prawdopodobnie z zewnątrz doprowadzonego.

Spotyka się w końcu w opisywanym wystąpieniu eklogitu również amfibolity, w których nic już nie wskazuje na pochodzenie eklogitowe. Jedna próbka takiego amfibolitu przedstawia pod mikroskopem dość jednolity nematoblastyczny agregat drobnopręcikowej lub włóknistej hornblendy w bardzo skąpym

i nieoznaczalnym tle jasnych minerałów. Tylko w lokalnie oczyszczonych z hornblendy miejscach tła rozpoznać można plagioklaz i kwarc. Jako składniki dodatkowe spotyka się liczne krupki agregatowego tytanitu, często z jądrami czarnych tlenków żelaza, nierzadkie mikrolity apatyty, miejscami drobne łuseczki bladego biotytu. W drugiej próbce amfibolitu, oprócz krótkopręcikowego nematoblastycznego tła hornblendy, widnieją większe ksenoblasty tego minerału o pasowym ubarwieniu: zewnętrzne partie są bardziej zielone, centralne jaśniejsze, szarooliwkowe. Jasnorudobrunatny biotyt występuje licznie w wystrzępionych drobnych blaszkach, gromadzących się w duże nieraz skupienia zarówno pomiędzy mikroliktami, jak i we wnętrzu dużych blastów hornblendy, w stanie silnie — nieraz całkowicie schlorytyzowanym. Rutylu nigdzie nie widać, krupki tytanitu i grudki czarnych tlenków żelaza występują zawsze oddzielnie. Z jasnych minerałów występują raczej nieliczne kwarc i plagioklaz pozbawiony zbliźniczeń, który tylko na podstawie silniejszego od kwarcu reliefu może być zaliczony do andezynu. Oba jasne minerały występują w postaci izolowanych ziarenek pomiędzy mikrolitami hornblendy. Na

uwagę zasługuje podwyższona zawartość anortytu w plagioklazach obu opisanych amfibolitów. Jest całkiem prawdopodobne, że są to amfibolity, które nie mają za sobą przeszłości eklogitowej.

EKLOGITY Z OKOLICY BIELIC

Punkt b na fig. 1

Eklogity odsłaniają się tu około 3 km w górę od leśniczówki we wsi Bielice, tuż nad drogą leśną biegnącą wzdłuż potoku Bielawka Czarna, przed skretem tego potoku z kierunku SE-NW na kierunek SW-NE. Odkrywka mała, niepozorna, nie przekraczająca 7 m długości i 2,5 m wysokości. Tereny otaczające są zbudowane z jasnych drobnoziarnistych gnej-

sów równoległe warstwowanych, które najbardziej zbliżają się do gnejsów gieraltowskich, dalekie jednak są od typowego dla tej formacji wykształcenia. Według mapy L. Kaszy (1964) ta najbardziej ku SE położona strefa gnejsów gieraltowskich odznacza się obfitością zgodnych wtrąceń i grubszych pokładów, zbliżonych raczej do paragnejsów serii strońskiej, lecz w znacznym przeważnie stopniu zleukokratyzowanych. W omawianym odsłonięciu jednak nie można studiować bezpośredniego kontaktu eklogitu względnie produktów jego amfibolityzacji z tymi gnejsami.

Opis petrograficzny eklogitu

Jak zwykle, przeważająca część eklogitu uległa procesowi amfibolityzacji w różnym

Tabela 3

Skład mineralny eklogitów z Bielice (b) (% obj.)
Mineral composition of the eclogites from Bielice (b) (volume per cent)

Numer porządkowy	1	2	3	4	5	6
Granat	45,0	40,7	37,0	36,7	35,7	4,7
Omfacyt	29,4	34,0	34,6	54,6	45,7	—
{mikrolity {blasty					7,6	—
Symplektyty piroksenowe po omfacycie	—	—	—	—	1,7	—
Agregaty amfibolowe po omfacycie	16,1	19,2	24,8	5,9	7,1	39,1
Hornblenda wtórna	2,0	—	0,2	0,1	0,4	0,9
Albit w masach diablastycznych	—	—	—	—	—	5,8
Dysten	—	—	—	—	—	3,4
Agregaty diablastyczne po dystenie	—	—	—	—	—	4,9
Albit w aureolach dystenu	—	—	—	—	—	11,2
Karyntyn	—	—	0,8	—	śląd	—
Zoizyt	0,3	0,3	—	—	—	—
Kwarc	4,2	5,0	1,5	1,7	1,2	28,8
Rutyl	1,2	0,7	1,0	0,8	0,6	0,5
Tlenki żelaza	0,1	0,1	0,1	0,2	śląd	0,3
Apatyt	—	—	—	—	—	0,4
Cyrkon	—	—	—	—	śląd	śląd
Wypełnienia szczelinek (albit, kalcyt)	1,7	—	—	—	—	—
<i>E</i>	80,4	79,6	73,5	93,8	92,4	7,6
<i>C</i>	—	—	0,8	—	—	—
<i>A</i>	19,6	20,4	25,7	6,2	7,6	64,8
<i>P</i>	—	—	—	—	—	27,6
<i>e</i>	80,4	79,6	74,3	93,8	92,4	7,6
<i>a</i>	19,6	20,4	26,5	6,2	7,6	65,0
<i>p</i>	—	—	0,8	—	—	27,6
ε	100,0	100,0	99,0	100,0	100,0	—
κ	—	—	1,0	—	—	—
π	—	—	—	—	—	—

stopniu zaawansowania, co rozpoznaje się po przyciemnionej, zielonkawo-czarnej barwie skały z megaskopowym zanikiem granatu. Dobrze zachowany eklogit odznacza się jaśniejszą zielonkawoszarą barwą tła bardzo drobnokrystalicznego omfacytu, w którym gęsto rozsiane są dobrze megaskopowo odcinające się, przeciętnie milimetrowej średnicy, brunatnoczerwone granaty. Panującym jest tu typ B eklogitu, który wyróżnia się jednolitą, bezkierunkowo ziarnistą, masywną strukturą, brakiem wyraźnej laminacji i przeciętnie większymi (pl. II, fot. 1) wymiarami granatu w porównaniu do omfacytu (okazy 1—4 w tab. 3). Tylko w okazie 5 zauważono warstwę szarobrunatną z wybitnie skoncentrowanym granatem, obustronnie ograniczoną warstwami szarozielonymi, wzbogaconymi w omfacyty dość duże i ustawione przeważnie zgodnie osiami wydłużenia względem przebiegu warstw (lokalne przejście do typu C) (pl. I, fot. 3). Często trafiają się cienkie, czarniawe żyłki, stanowiące szczelinki wzdłuż których nastąpiła silna amfibolizacja eklogitu.

W tabeli 3 zestawiono analizy mikrometryczne pięciu próbek stosunkowo dobrze zachowanych eklogitów z tego odsłonięcia (1—5). Pozycja 6 odpowiada lokalnej, wzbogaconej w kwarc segregacji o zupełnie osobliwym składzie, która będzie osobno szczegółowo omówiona. Pomijając tę ostatnią można powiedzieć, że eklogit z opisywanego miejsca odpowiada najściślej typowej dwuminerальной paragenезie granat-omfacyt i odznacza się małą zmiennością pierwotnego składu. Udział granatu waha się pomiędzy 35 a 45% obj., omfacytu pomiędzy 45 a 62% obj., przy czym stopień jego diastycznego rozkładu jest z reguły dość poważny, 10—40%. Kwarc zawsze obecny w ilości 1—5% obj., rutyl 0,6—1,2% obj. W poszczególnych okazach zauważono drobne ilości zoizytu i karyntynu, nigdzie natomiast nie zanołowano ani dystenu, ani białej miki, składników tak pospolitych w eklogitach innych punktów.

Najbardziej typowa skała tego odsłonięcia (nr 2, tab. 3) oraz wyseparowane* z niej granat i omfacyt zostały poddane analizie chemicznej, której wyniki zestawione są w tabeli 4. Granat wykazał wyraźną przewagę almandynu nad piropem i poważną domieszkę cząsteczki grossularowej, zupełny prawie brak cząsteczki andradytowej. Omfacyt wykazał zawartość cząsteczki jadeitowej 28,7% wag., zupełny prawie brak cząsteczki egirynowej, na-

* Separacji dokonano przy pomocy cieczy Clericiego, następnie pod lupą wyeliminowano ziarna granatu i omfacytu obfitujące we wrostki rutylu. Kontrola czystości pod mikroskopem wykazała tylko drobne wrostki rutylu.

Tabela 4

Skład chemiczny eklogitu nr 2 z Bielicy oraz wyodrębnionych z niego granatu i omfacytu (w % wag.) — anal. S. Rossóť

Chemical composition of eclogite sample No. 2 from Bielice and of its garnet and omphacite (weight per cent)

Składnik	Eklogit	Granat	Omfacyt
SiO ₂	48,60	38,82	55,73
Al ₂ O ₃	16,09	23,01	12,76
Fe ₂ O ₃	0,56	0,09	0,07
FeO	9,30	17,54	3,23
MnO	0,18	0,35	0,04
MgO	8,80	8,40	9,07
CaO	11,50	11,04	14,07
Na ₂ O	2,70	—	4,40
K ₂ O	0,09	—	śl.
H ₂ O+	0,20	—	0,02
H ₂ O—	0,08	0,04	śl.
TiO ₂	1,20	0,40	0,27
P ₂ O ₅	0,15	—	0,12
CO ₂	0,08	—	—
S	0,10	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	0,13	0,17
V ₂ O ₃	0,045	0,03	0,03
NiO	0,009	—	—
CuO	0,015	—	—
Suma	99,749	99,85	99,98

Eklogit III.5.4.5 [1'.3.2.(2)3]

Granat (Fe_{1,12}²⁺Mg_{0,95}Ca_{0,90}Mn_{0,02})Al_{2,02}Si_{2,96}O₁₂

Omfacyt

(Na_{0,31}Ca_{0,53})(Mg_{0,43}Fe_{0,10}²⁺Al_{0,50})(Si_{1,97}Al_{0,03})O₆

tomiast bardzo poważny nadmiar glinu, głównie w pozycji 6-koordynacyjnej (tzw. cząsteczka pseudojadeitowa). Fakt taki nie należy w eklogitach do rzadkości, lecz zwykle wówczas w składzie mineralnym skały pojawia się dysten jako wyraz nadmiernej ilości glinki w skale. Tu dystenu w normalnych eklogitach nigdy nie zauważono, ani też w poważniejszej ilości innego minerału glinowego, np. zoizytu. Tak więc analizowany eklogit przedstawia pod względem glinu pewną skrajną możliwość przyjęcia nadmiaru glinu w strukturę piroksenową, bez wydzielania go w postaci innego dodatkowego minerału glinowego. Normalnie natomiast zachowuje się ten eklogit pod względem rozdzielnika żelaza, gdyż metal ten, jak to normalnie bywa, koncentruje się przede wszystkim w granacie, podczas gdy w omfacycie ustępuje on znacznie magnezowi (Fe)Mg = 1(5).

Wygląd mikroskopowy eklogitów omawianego wystąpienia przedstawia granoblastyczną mozaikę nieforemnych ziarn granatu i drobniejszych, przeważnie równie nieprawidłowych ziarn omfacytu (pl. VII, fot. 1). Nierzadko jednak widoczne są pewne cechy kierunkowego uporządkowania, niedostrzegalne w wyglądzie megaskopowym. Ziarna granatu są przeważnie wybitnie wydłużone, a osie ich wydłużenia są w przybliżeniu zgodnie ustawione. Znaczna część większych słupków omfacytu, na ogół całkiem ksenoblastycznych, zdradza również nieco uporządkowane ułożenie osi wydłużenia z zgodnie z elongacją ziarn granatu. W próbce 2 charakterystyczne są ponadto dwa dość konsekwentne kierunki młodszych spękań, przecinające bez wyboru różne pierwotne składniki skały. Wzdłuż spękań krążyły roztwory atakujące granat i omfacyt, przyspieszające ich przeobrażenie w paragenezę amfibolitową i wypełniające szczelinki różnymi minerałami wtórnymi tej paragenazy: bladym zielonkawo-żółtawym amfibolem bliskim aktynolitowi, albitem i kalcytem. Kierunek silniejszego spękania zgadza się z kierunkiem uporządkowania elongacji granatów i omfacytów. Hornblenda aktynolitowa zablizniająca te spękania w równoległe włóknistych zespołach zrekrystalizowana tu jest w stopniu bardziej jednorodnym, tak iż można ją optycznie zidentyfikować ($\angle z/\gamma = 16^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,027$, $2V$ bliskie 90° , znak optyczny $-$). Tam gdzie szczelina przecina ziarna granatu, tworzy się hornblenda z wyjątkiem wyraźnie zielona i pleochroiczna (α -bladzielonkawożółtawa, $\beta = \gamma$ — jasnooliwkowozielona), najwidoczniej wzbogacona w żelazo zaatakowanego granatu. Drugi, słabszy kierunek spękań, pod kątem około 80° względem pierwszego, daje cieńsze i mniej konsekwentne szczelinki, wypełnione głównie albitem i kalcytem, amfibol zaś w nich nigdy nie rekryystalizuje. Można stąd domyślać się, że jest on młodszy.

Omfacyt jest z reguły dość silnie zaatakowany przez wtórne, mętne, diablastyczne produkty, o których dokładniej będzie później mowa. Jest on w cienkiej płytce zupełnie bezbarwny. W próbce chemicznie zanalizowanej dostarczył następujących danych optycznych: $\angle z/\gamma = 37-40^\circ$, $2V_\gamma = 69-72^\circ$, $n_x = 1,665-1,667$, $n_\beta = 1,673-1,674$, $n_\gamma = 1,688-1,690$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0225$. Ziarna jego, z reguły ksenomorficzne, wykazują bardzo dużą skalę wymiarów (w milimetrach): od 0,1 szerokości i 0,2 długości do 1,1 szerokości i 1,8 długości (przeciętnie 0,44 szer. i 0,76 dł.). Najdrobniejsze ziarnka zaklinowane są zwykle i zaciśnięte pomiędzy lokalnie zagęszczonymi ziarnami granatów, a nierzadko tworzą nawet wrostki w ich wnętrzu. Większe

ziarna omfacytu wykazują pewną skłonność do automorficznego wykształcania pasa słupowego, zawierając wrostki kwarcu, rutylu, rzadziej drobnych granatów. W próbce 5 zauważono we wnętrzu większych blastów omfacytu chaotycznie rozmieszczone drobne mikrolity piroksenu jednoskośnego, co wskazywałoby na dwie czasowo rozdzielone generacje piroksenu. Można by oczekiwać, że skład chemiczny obu tych generacji nie jest jednakowy. Oczywiście rozstrzygnięcie tego nie jest możliwe na drodze mikroskopowo-optycznej, gdyż jak wiadomo zróżnicowanie cech optycznych w szeregu zmienności chemicznej diopsyd — omfacyt jest zbyt słabe. W każdym razie fakt istnienia w opisywanym odsłonięciu odmian o dwu generacjach piroksenowych — starszej mikrolitycznej i młodszej poikiloblastycznej — jest godny uwagi i wskazuje na pewne przejścia do typu A eklogitów (o strukturze porfiroblastycznej).

Granat jest w cienkim szlifie prawie zupełnie bezbarwny, o współczynniku załamania stosunkowo niewysokim ($n^D = 1,766$). Wykształcony jest on w ziarnach zupełnie bezkształtnych i często w jednym kierunku wydłużonych; wymiary wahają się w następujących granicach (w mm): od 0,2 szerokości i 0,4 długości do 1,1 szerokości i 1,8 długości (przeciętnie 0,5 szer. i 0,9 dł.). Ziarna te przeważnie są rozmieszczone nierównomiernie: w niektórych miejscach zagęszczają się po kilka, kilkanaście lub kilkadziesiąt w zwarte zespoły zamykające i zaciskające w swych interstycjach drobne omfacyty, w innych miejscach rozrzedzają się zostawiając dużo wolnego miejsca dla większych blastów omfacytu, z rzadka tworząc w niektórych z nich zamknięte wrostki. Sam granat zamyka liczne wrostki rutylu, kwarcu i drobnych omfacytów. Na podstawie opisanych stosunków można sobie wyobrazić, że granat rozpoczął swą krystalizację później od omfacytu, lecz zakończył ją wcześniej od większych blastów tego minerału. Gdy granat rozpoczął na dobre krystalizować, istniały już drobne kryształki omfacytu (I generacja), które były przez granat zamykane w postaci wrostków, po części wypychane na zewnątrz i więzione w interstycjach zagęszczających się i zwierających się jego ziarnistych zespołów. Po zakończeniu krystalizacji granatu omfacyt wzrastał dalej w większych blastach (II generacja), oblewających drobniejsze ziarna wszelkich minerałów, miejscami wcześniejsze mikrolity omfacytu i drobniejsze granaty. Niezależnie od wymienionych wrostków czasem (np. w okazie 4) widzi się w granatach faliste smużki zagęszczeń submikroskopowych nieoznaczalnych wrostków biegnące, z lokalnymi odchyleniami, w kierunkach w przybliżeniu zgodnych w całej skale, na wskroś poprzez zlepy granatów, a nawet także sąsia-

dujące omfacyty. Można sobie wyobrazić, że są to relikty kierunkowej tekstury w skale poprzedzającej powstanie eklogitu.

Kwarc jest stałym składnikiem omawianych eklogitów, choć w niektórych okazach zredukowanym do ilości minimalnej. Tworzy popolite wrostki w omfacycie i w granacie, poza tym zaś ukrywa się w zakamarkach interstycjalnych pomiędzy głównymi składnikami w postaci drobnych ksenomorficznych ziarenek lub małych gniazdek o strukturze mozaikowej. Wymiary ich wahają się od 0,08 do 0,8 mm, przeciętnie 0,2—0,3 mm. Jest on na pewno składnikiem pierwotnym, istniejącym w skale od samego początku tworzenia się eklogitu. *Rutyl*, obecny wszędzie, lecz w ilości całkiem podrzędnej, ma postać drobnych bezkształtnych ziarenek, niekiedy mocno wydłużonych, przeświecających barwą jasną rudobrunatną, przeważnie wrośniętych wewnątrz granatów i omfacytów. Bardziej sporadycznie trafia się *zoizyt* w dość dużych, różnie ukształtowanych ziarnach, zawsze stowarzyszony z kwarcem i nim przerosnięty, głównie w większych gniazdkach kwarcowych pomiędzy granatami i omfacytami. Jest to zoizyt typu β , pozbawiony barw subnormalnych, z płaszczyzną osi optycznych prostopadłą do osi wydłużenia, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0065$, $2V_{\gamma} = 15^{\circ}$. W próbkach 3 i 5 zauważono sporadyczne, drobne, izometryczne ksenoblasty bladobrunatnawego, wyraźnie pleochroicznego *karyntynu*, zwykle podziurawione cieniutkimi robaczkami bezbarwnego minerału (kwarc lub plagioklaz?). Tu i ówdzie, bardzo rzadko, trafiają się okrągłe lub owalnie zaokrąglone ziarenka *cyrkonu* zamknięte w omfacycie; kształty te, jak gdyby otoczone, przywodzą na myśl relikty odziedziczone po jakimś klastycznym materiale osadowym.

Proces amfibolityzacji eklogitu

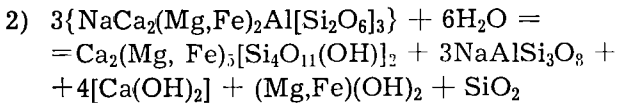
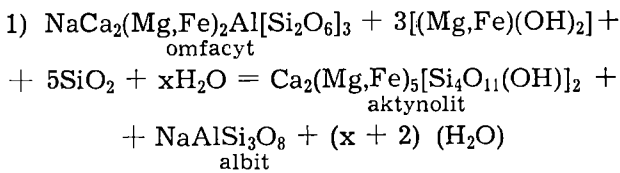
Eklogit tutejszy, jak w ogóle eklogity typu strukturalnego *B*, są szczególnie skłonne do stopniowej amfibolityzacji w całej masie skalnej, najwidoczniej pod wpływem roztworów krążących wzdłuż szwów międzyziarnowych. Ten typ „amfibolityzacji *en masse*” jest niezależny od kierunkowych szczelin, wzdłuż których roztwory dokonywały przeobrażeń o wiele bardziej przyspieszonych i wypełniały szczelinki różnymi minerałami, jak opisano na str. 20. Oczywiście „amfibolityzacja szczelinowa” przyczynia się lokalnie do szybkiego zaniku paragenезы eklogitowej, gdyż poczynając od szczelin roztwory atakują na niewielką odległość przyległe partie eklogitu i wytwarzają wtórny zespół amfibolitowy. Lecz w opisywanym odsłonięciu takie uszczelinienie wydaje się stosunkowo rzadkie i lokalne, a główną rolę zdaje się

odgrywać amfibolityzacja „*en masse*”. Żadna z analizowanych próbek 1—5 w tabeli 4 nie jest wolna od początkowych jej objawów, co ilościowo ilustruje pozycja agregatów amfibolowych po omfacycie: najslabiej dotknięta nią jest próbka 4, najsilniej próbka 3. Na podstawie szczegółowych studiów mikroskopowych serii produktów amfibolityzacji eklogitów wyróżniono trzy opisane poniżej kolejne stopnie amfibolityzacji tutejszych eklogitów z pewnymi fazami przejściowymi.

I. Pierwszy stopień amfibolityzacji rozpoczyna się od omfacytu, który od brzegów ziarn, czasem od grubszych spękań w swym środku, wypierany jest przez silnie mętną, szarą, kryptokrystaliczną masę, której elementów nie można określić pod mikroskopem nawet przy pomocy najsilniejszych powiększeń. Widać tylko, że masa ta składa się z krótkich włókienek o współczynniku załamania niższym od omfacytu, ułożonych często równolegle, lub pierzasto, lub promieniście. W miarę jak front zaatakowania posuwa się w głąb ziarna omfacytu, na bliskim zapleczu tego frontu dokonuje się rekrytalizacja w wyraźniejsze i dłuższe włókna wykazujące sektorami bardziej ujednostajnioną orientację subparalelną, dającą możliwość pewnej zbiorowej reakcji optycznej. Jednocześnie następuje pewne samoczyszczenie agregatu, wyrażające się mocniejszą jego przeświecalnością.

W tym stadium można stwierdzić, że włókna mają wygaszanie ukośne, zwykle z niewielkimi kątami i wydłużenie pozytywne. Trudno wówczas mieć wątpliwości, że należą one do amfibolu jednoskośnego, prawdopodobnie bliskiego aktynolitowi. Mętność agregatu najsłuszniej tłumaczyć obecnością niedostrzegalnego tła bezbarwnego minerału o znacznie niższym współczynniku załamania, w którym to tle, ilościowo prawdopodobnie podrzędnym, włókna amfibolu są gęsto ułożone. Jak wskazują dalsze stadia rekrytalizacji, tym jasnym minerałem może być tylko silnie sodowy plagioklaz, mniej lub bardziej bliski albitowi. Znaczy to, że omfacyt pod wpływem intergranularnych roztworów rozpada się na aktynolit i albit w postaci diablasytowo-włóknistej mieszaniny. Oczywiście, reakcji tej nie podobna wyrazić ilościowo wzorami w układzie zamkniętym. Musi się dopuścić albo doprowadzenie przez roztwory pewnych składników, albo odprowadzenie przez roztwory składników innych. Ponieważ reakcje, jak stwierdzają obserwacje mikroskopowe, zachodzą w stałej objętości, a objętość mieszaniny aktynolitu z albitem musi być większa niż wyjściowego omfacytu, przeto druga z podanych poniżej reakcji, sygnalizująca odprowadzenie części CaO, MgO i SiO₂ w tym początkowym

etapie amfibolizacji, powinna być bardziej zbliżona do rzeczywistości.



Z biegiem czasu ziarna drobnych omfacytów znikają całkowicie, duże blasty omfacytu redukują się do nieforemnych reliktyw otoczonych diablastyką, przy czym kontury ich są zwykle ostro odgraniczone i często o wklęsło zatokowym przebiegu. Kierunki włóknistości diablastyki szczególnie chętnie układają się w przybliżeniu prostopadle do konturów reliktyw omfacytowych. Widać wyraźnie, że przeobrażenie przebiega w warunkach statycznych, bez udziału jakichkolwiek ruchów w masie skalnej.

Granat w tym początkowym stadium przeobrażenia nie bierze wyraźnego udziału w reakcjach, kontury jego ziarn wydają się nie naruszone. Jednakże na styku z mocniej przekryształizowanym diablastycznym agregatem amfibolowym powstałym z omfacytu granat oskorpia się wybitnie zieloną hornblendą zwyczajną w malutkich blastach, lecz całkiem jednorodnie skryształizowaną. Znaczy to, że granat — wbrew pozorom — nie jest zupełnie nieczynny w opisanych reakcjach; umożliwia on jednorodną, nie diablastyczną krystalizację hornblendy i użycza jej ze swego składu pewnych składników, głównie żelaza, być może także glinki.

Natomiast drobne ziarnka kwarcu, które niegdyś stanowiły wrostki w omfacycie, a dziś tkwią w powstałych z tegoż mętnych agregatach amfibolowych, często wykazują cieniutkie bezbarwne rąbki o wysokim reliefie i orientacji dość jednolitej, zupełnie niezgodnej z orientacją otaczających agregatów amfibolowych. Rąbki te są zbyt cienkie, by można było mikroskopowo zidentyfikować tworzący je minerał. Nie można więc wykluczyć możliwości, że nie amfibol, lecz piroksen jest ich składnikiem. Ważny jest fakt, że jakość minerału tkwiącego w produktach rozpadu omfacytu wpływa na rodzaj produktu mineralnego tworzącego się na samej powierzchni zetknięcia.

Jeszcze inaczej reaguje rutil na tworzenie się wokół niego diablastyki po omfacycie. Z drobnych jego ziarenek wydzielają się punkciki czarnych tlenków żelaza, przypuszczalnie ilmenitu, które łączą się w plamki lub cienkie niepełne obrąbki. Przy silnie zaawansowanym diablastycznym przeobrażeniu drobne wrostki rutilu

mogą nawet zczernieć w całości. Takie głównie jest pochodzenie drobnych ilości tlenków żelaza wykazanych w tablicy składu mineralnego. Wrostki rutilu zamknięte w granatach, w kwarcu lub w nie naruszonych jeszcze omfacytach pozostają nietknięte.

Opisany wyżej proces przeobrażenia omfacytu można uznać za normalny i powszechny. W niektórych jednak miejscach, szczególnie często w słabo przeobrażonej próbce nr 5, obserwuje się zjawiska odmienne i bardziej skomplikowane. Tam, gdzie atakowanie omfacytu rozpoczyna się od zrostu dwu różnych ziarn tego minerału, rozwijają się agregaty robaczkowe, nieco grubsze, o wyglądzie przypominającym poniekąd myrmekit (pl. VII, fot. 2). Robaczki te są pokrzywione, lecz ułożone partiami prawie równolegle lub dywergentnie, bezbarwne, o grupowo zgodnych reakcjach optycznych i — co więcej — z reguły wygaszają zgodnie z sąsiadującym ziarnem nienaruszonego omfacytu. Trudno mieć wątpliwości, że robaczki te należą w rzeczywistości do omfacytu. Kanaliki oddzielające od siebie poszczególne robaczki omfacytowe wypełnione są brudnobrunatnawoszarą masą izotropową, zawierającą jak gdyby cieniutkie włoski. Taka sama masa cieniutką warstwą oddziela często symplektyty robaczkowe od nienaruszonego jeszcze omfacytu. Podobne utwory symplektytowe zbudowane z piroksenu opisywane były przez wielu autorów z różnych eklogitów Europy i uważane za regresyjno-metamorficzny produkt rozpadu omfacytu na czysty diopsyd i plagioklaz. W przypadku obecnie opisywanym geneza tych utworów jest na pewno inna i najlepiej może być wyjaśniona w sposób następujący:

Roztwory intergranularne zaczynały najpierw powoli atakować omfacyt przez korozję, drążąc w nim cienkie kanaliki, a pozostawiając międzyległy omfacyt w postaci reliktywnych robaczków. W kanalikach wydzieliał się kwaśny plagioklaz gęsto przetkany włoskowatymi zarodkami amfibolu. Dalsze nagryzanie omfacytu odbywało się szybciej, równym frontem, bez pozostawiania reliktywnych robaczków i w całości dawało mętny submikroskopowy agregat amfibolowy jako normalny w całej skale produkt wtórny. Na zapleczu frontu robaczkowo-symplektytowe utwory utrzymywały się jeszcze przez krótki czas. Lecz przy dalszym postępie i uaktywnieniu reakcji robaczki te zanikały dostarczając włóknistego agregatu amfibolowego zlewającego się z agregatem bezpośrednio z omfacytu wytworzonym w jednolitą mętną masę. Symplektyty piroksenowe są więc przypuszczalnie reliktem pierwszej fazy atakowania omfacytu w warunkach zwolnionej względnie utrudnionej działalności roztworów intergranularnych. W opisywanych eklogitach zachowały

się one tylko tam, gdzie dostęp roztworów w fugi oddzielające ziarna omfacytu był na początku utrudniony, gdzie dalszy przebieg przeobrażenia nie poszedł zbyt daleko i nie zatarł początkowych utworów masową produkcją kryptodiablastycznego agregatu amfibolowego. W każdym razie opisane tu symplektyty piroksenowe należy uważać nie za produkt rozpadu omfacytu, lecz za jego relikty korozyjny.

Opisywany pierwszy etap amfibolizacji eklogitu kończy się z chwilą całkowitego zaniku reliktyw omfacytu, który w całości przeobraził się w mętną, kryptodiablastycznie włóknistą masę amfibolową. W masie tej tkwią pozornie zupełnie nienaruszone granaty, otoczone tylko cieniutkimi rąbkami jednorodnie skryształizowanej, wyraźnie zielonej hornblendy. Rutyl tkwiący w diablastyce zaczął się częściowo nieprzeźroczystym ilmenitem. Kwarc, zoizyt, karyntyn pozostały nietknięte. Skała zachowała swoją strukturę i jej eklogitowa natura nie nasuwa żadnych wątpliwości. Można ją określić jako *eklogit diablastycznie zamfibolizowany*.

II. Drugi stopień amfibolizacji rozpoczyna się od chwili, gdy po pełnym wyczerpaniu się omfacytu granat atakowany jest w sposób wyraźny. Ziarna jego nadżerane przez kryptodiablastyczną masę, pochodzącą z rozkładu omfacytu, przyjmują różne formy nieprawidłowe, wyszczerbione i kanciaste, na ich obwodzie zaś tworzą się obficie zwarte, równoległe pręcikowe skupienia wyraźnie zielonej hornblendy. Są to niewątpliwie hornblendowe obwódki reakcyjne dokoła granatu, nie są one jednak tak całkowite i regularnie wykształcone, by można je było nazwać obwódkami kelyfitowymi. Również w szczelinach, przecinających wewnątrz ziarn granatu, tworzy się ta sama zielona hornblendą, lecz często nie jest ona tak zwarta, zostawiając trochę miejsca dla jasnego tła kryptokrystalicznego, prawdopodobnie plagioklazowego. Agregat amfibolowy staje się mniej mętny i wyraźniej różnicuje się na plamy o różnym zbiorowym wygaszaniu, tworząc różne desenie pasiaste, sektorowe, promieniste. Niewątpliwie postępuje jego rekryształizacja, lecz nie doprowadza ona jeszcze do mikroskopowo dostrzegalnego wyodrębnienia się tła plagioklazowego w gąszczu włókien amfibolowych. Tkwiący w niej rutyl zamienia się całkowicie w ilmenit, natomiast jego ziarnka tkwiące w nienaruszonym jeszcze granacie pozostają nietknięte. Nie biorą udziału w reakcjach kwarc oraz sporadyczne zoizyt i karyntyn. Skałę na tym etapie ewolucji można by nazwać *diablastycznym amfibolitem eklogitowym*.

W bezpośrednim dalszym ciągu przeobrażeń mętnę, włóknistę tło zaczyna rekryształizować

ma bardzo delikatne, lecz mikroskopowo już rozróżnialne diablastyczne przerosty bladozielonkawej hornblendy aktynolitowej i plagioklazowego bliskiego albitowi. Granaty redukują się do coraz drobniejszych reliktyw otaczając się teraz jasną obwódką, mętnawą i źle skryształizowaną, lecz niewątpliwie odpowiadającą kwaśnemu plagioklazowi. W obwódce tej tkwią tu i ówdzie pręciki zielonej hornblendy powstałej z granatu, lecz na ogół odnosi się wrażenie, że hornblendą jest eliminowana z najbliższego sąsiedztwa granatu poza obręb obwódki plagioklazowej i tam dopiero koncentruje się w osobną obwódkę. Widać, że w tym etapie przeobrażenia zachodzi większe uruchomienie materii: magnez z żelazem uwolnione z granatu wędrują ośrodkowo do diablastyki po omfacycie, składniki skaleniotwórcze zaś dośrodkowo w miejsce rozkładającego się granatu. Etap ten przejściowo daje efekty widoczne w okazy skały nawet megaskopowo lub pod lupą. Malutkie, czerwone resztki granatu w środku okrągłych, białawych plamek skaleniotwórczych, dokoła nich zaś czarna obwódka skoncentrowanej hornblendy. W etapie tym ilmenit powstały z rutylu zaczyna się otaczać cienkimi obwódkami tytanitu, sporadyczny karyntyn zielenieje od brzegów i upodabnia się do wtórnej hornblendy, zoizyt gubi się całkowicie. W końcu tego etapu relikty granatu nikną całkowicie, lecz pozostają obrzeżone hornblendą mętnawą, drobnoagregatową i przeważnie niejednorodną plamki skaleniotwórcze tworzące pseudomorfozy po granacie. Skałę taką można określić jako *amfibolitem diablastycznym z pseudomorfozami plagioklazowymi po granacie*.

III. Trzeci stopień amfibolizacji polega głównie na rekryształizacji diablastyki amfibolowej w grubsze przerosty, przy czym skład amfibolu — poprzednio bliźszego pochodzącego z omfacytu i wybitniej zielonego pochodzącego z granatu — obecnie się wyrównuje. Pręciki tej hornblendy, tkwiące w dobrze już wyodrębnionym plagioklazie, zaczynają uzyskiwać geometryczne kształty o romboidalnych przekrojach poprzecznych, albo zwierają się w większe zespoły i blasty. Pseudomorfozy plagioklazowe po granacie tu i ówdzie jeszcze zachowane, lecz z czasem i one tracą swą indywidualność. Rutyl i ilmenit przechodzą już po większej części w skupienia drobnoagregatowego tytanitu. Drobne ziarnka kwarcu lub mozaikowate ich skupienia trwają dalej nienaruszone, tak jak były w pierwotnym eklogicie. W rezultacie powstaje skała, którą można nazwać *zwykłym amfibolitem diablastycznym*. Często pojawiają się gniazda drobnych łuseczek jasnobrunatnego biotyту, ubogiego w żelazo, o stosunkowo słabym pleochroizmie (α — bladożółtawy, γ — brunatnawordzawy) i sto-

sunkowo niskiej dwójłomności. W dalszej kolejności przemian z biotyту tego powstaje prawie bezbarwny chloryt. Pojawienie się w tym końcowym etapie łyszczyku każe przypuścić dopływ potasu z zewnątrz. Nie można też wykluczyć pewnego dopływu sodu, gdyż ilość plagioklazu wydaje się większa niż pod koniec stopnia poprzedniego. Być może roztwory dokonujące feldspatyżacji w otaczających eklogit gnejsach zaznaczyły tu także w słabym stopniu swoje oddziaływanie.

Poniżej podano schemat przeobrażeń mineralnych w toku amfibolizacji eklogitu (fig. 4). W schemacie tym uwzględniono tylko przemiany w całej masie skalnej, eliminując minerały wypełniające szczeliny, o których była mowa poprzednio. Oprócz wtórnej hornblendy i albitu, mających przypuszczalnie swe źródło w skale bezpośredniego otoczenia, pospolite wypełnienie tworzą kalcyt oraz prehnit doprowadzone roztworami do szczelin zapewne z większej odległości w okresie późnym, już po

zakończeniu amfibolizacji. Zdarzają się partie amfibolitów obficie infiltrowane późnymi żyłkami prehnitowymi.

Leukokratyczne segregacje w zamfibolizowanym eklogicie

Tu i ówdzie w ciemnozielonkawoszarej skale, mniej lub więcej zamfibolizowanej, dostrzega się partie znacznie jaśniejsze, z megaskopowo dobrze widocznymi większymi gniaздkami szarego kwarcu. Wycięty z takiej partii szlif dostarczył szeregu osobliwych obserwacji. Główną masę stanowi tu dobrze przekrystalizowana choć delikatna diablastyka hornblendowo-albitowa oraz obfity kwarc w nierównomozajkowych, nieregularnych gniaздkach rozgałęzionych i w skomplikowane sposoby ze sobą się łączących. Granatu jest bardzo mało, natomiast dość licznie pojawia się dysten, którego nigdzie nie dostrzeżono w skałach normalnych; dokoła dystenu widnieją osobliwe obwódki reakcyjne i szerokie aureole albitowe. Rolę składników akcesorycznych odgrywają rutyl często przyczer-

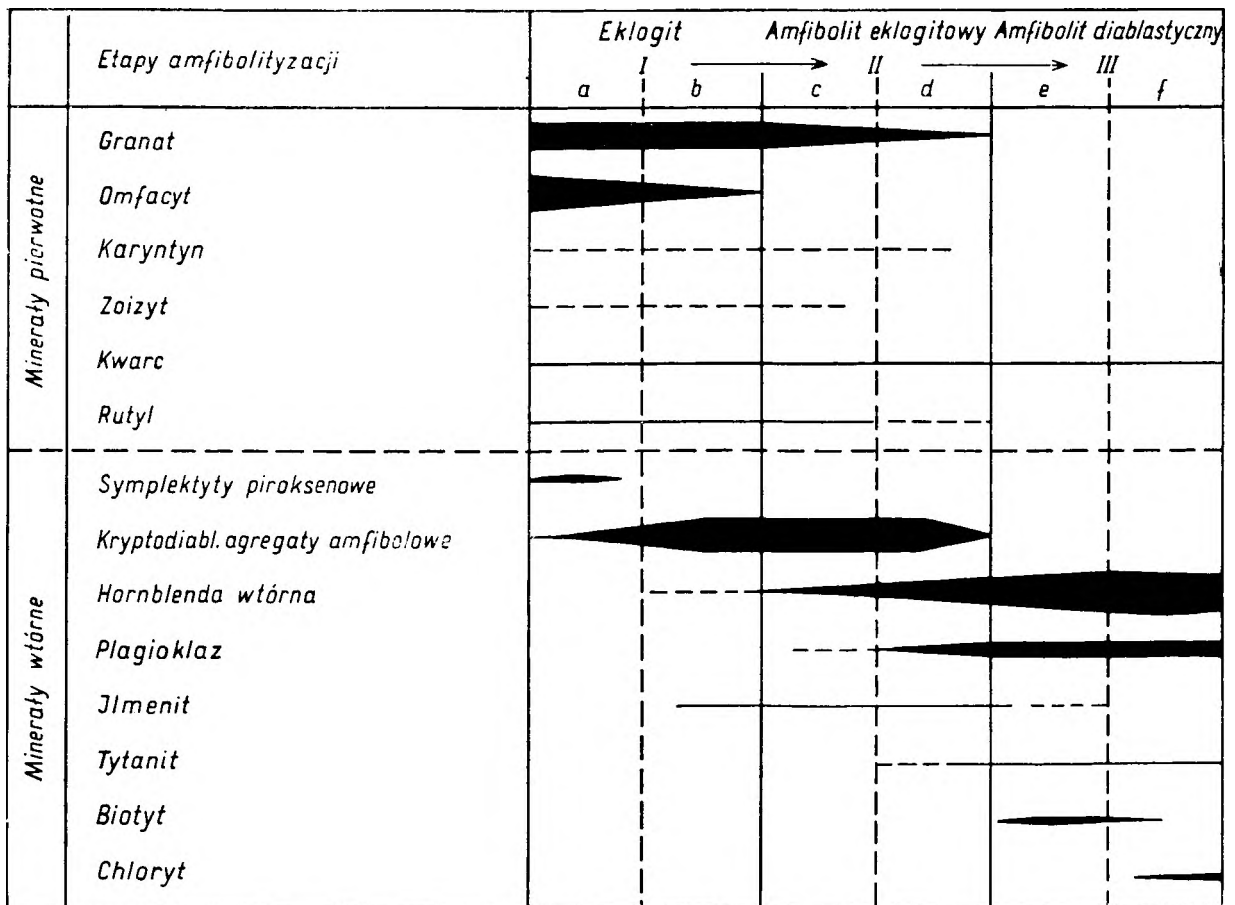


Fig. 4

Schemat mineralno-paragenetyczny amfibolizacji eklogitów z Bielic (b)
Paragenetic scheme of the amphibolitization of the Bielice eclogites (b)

niony wtórnym ilmenitem, apatyt oraz malutkie okrągłe cyrkony. Ilościowe stosunki tych składników podaje rubryka 6 w tabeli 3.

Diablastyka amfibolowo-albitowa odznacza się szczególnie rozrzedzoną strukturą, gdyż tło albitowe wrostków hornblendy, bardzo drobno, lecz wyraźnie mozaikowo skrzystalizowane, jest szczególnie obfite. W tym tle bladezielona, wyraźnie pleochroiczna hornblenda w nieforemnych robaczkach i krótkich pręcikach układa się w desenie palmowate, wachlarzowe lub prawie równoległe, albo znowu bezładne, wykazując na większych i mniejszych bezładnych polach zgodną orientację krystalooptyczną. Zagęszczenie i wymiary wrostków hornblendowych zmieniają się w szerokich granicach: w miejscach największego zagęszczenia są one zwykle najdrobniejsze i bardziej chaotyczne, tam, gdzie są silniej w tle albitowym rozrzedzone, osiągają wymiary większe. Snują się tu i ówdzie smużki i plamki czystego albitu, jak gdyby późniejsze infiltracje rozrzedzające pierwotną diablastykę hornblendową. W otoczeniu granatów hornblenda diablastyki rośnie w większe elementy, często ciasniej zawierające się i przyjmujące bardziej niebieskawozielone zabarwienie. Na granicy z kwarcem hornblenda zwiera się również, tworząc cieniutkie, blade ubarwione rąbki bardziej jednorodnie skrzystalizowane i jednolicie wygaszające.

K w a r c tworzy liczne drobne ziarnka zamknięte w diablastyce (wrostki w dawniejszym omfacycie), poza tym duże gniazda o strukturze grubomozaikowej, nieregularnie rozczłonkowane i nieforemnymi kanałami ze sobą się łączące. Nie mogą to być późniejsze infiltracje, gdyż zawierają w środku liczne wyspy diablastycznej hornblendy, granaty, dysteny, rutyle, apatyty, cyrkony itd.

G r a n a t ma przypadkowe formy powyższych reliktyw, nawet wówczas gdy tkwi w kwarcu, i żadnych produktów wtórnych reakcji w otoczeniu jego nie widać. Zawiera nieraz wrostki dystenu, rutylu, apatytu, cyrkonu. Gdy tkwi w diablastyce, w sąsiedztwie jego pojawiają się większe i lepiej wykształcone mikrolity hornblendy o mocniejszym niebieskozielonym zabarwieniu, lecz zwartych obwódek reakcyjnych nigdy nie ma.

D y s t e n w ksenoblastach dość dużych tkwi licznie zarówno w diablastyce hornblendowo-albitowej, jak i w kwarcu, poza tym tworzy też wrostki w granacie. Zawsze jest w stanie reakcji ze swym otoczeniem, niezależnie od natury mineralnej tegoż. Najczęściej jest on nadgryziony od zewnątrz i obwiedzony kryptodiablastyczną, nieprzeźroczystą obwódką mętno-szarą, często prawie czarną, czasem lekko przeświecającą, której składników rozpoznać nie

podobna. Pod bardzo silnym powiększeniem widzi się cienkie włókienka wnikające z tej obwódki do dystenu, a również wysterczające w zgrubiałej postaci na zewnątrz obwódki. Wygląd tego agregatu przypomina mętą, kryptodiablastyczną mieszaninę powstającą w pierwszych stadiach rozkładu omfacytu (pl. VII, fot. 4).

Bardzo często, choć nie wszędzie, na zewnątrz tej nieprzeźrystej obwódki rozwija się agregat mikrodiablastyczny, w którym pręcikowate mikrolity o bardzo silnym reliefie i słabej dwójłomności zlepione są bezbarwnym tłem o wyglądzie skaleniomym. Często zdarza się, że taki grubszy agregat bezpośrednio przytyka do nienaruszonego dystenu, wżera się weń żyłami i zatokami, rozczłonkując go na fragmenty o zgodnej orientacji. Ciemna, nieprzeźrysta, kryptokrystaliczna obwódka reakcyjna zanika w takich miejscach całkowicie lub zachowuje się tylko lokalnie. Można więc przypuszczać, że składniki mineralne są w kryptodiablastycznej obwódce takie same jak w mikrodiablastycznej, lecz w tej ostatniej urosły do lepiej widzialnych rozmiarów. Bardzo liczne pręciki obwódki mikrodiablastycznej mają barwy interferencyjne i pozycje wygaszania zgodne z macierzystym ziarnem dystenu i są zapewne jego relikty. Znaczy to, że dysten był od zewnątrz drażony przez roztwory systemem gęstych i bardzo delikatnych kanalików, z pozostawieniem reliktyw w postaci cieniutkich żeberek. Reakcje rozwijające się dokoła dystenu są jednak bardziej skomplikowane i nie polegają na zwykłej korozji. Pojawiają się bowiem tu i ówdzie nieoznaczalne mikrolity innych jeszcze minerałów, które nie mogą być zaliczone do dystenu, jak cieniutkie, równoległe pręciki o słabszym od dystenu reliefie (?) oraz izometryczne granulki izotropowe o reliefie bardzo silnym (spinel?). Obraz tych skomplikowanych produktów przedstawia rysunek mikroskopowy (fig. 5).

Dokoła tak zaatakowanych dystenów, rzadziej — w przypadku gdy dysten jest zewsząd otoczony samym kwarcem — dokoła dystenów nienaruszonych, tworzy się szersza lub węższa aureola, nieraz rozległe pole, pozbawione wszelkich mikrolitów i zbudowane z drobnutkiej panksenomorfowej mozaiki czystego albitu. Ziarna tej mozaiki przeważnie są pozbawione zbliźniaczeń, tylko w niektórych dostrzega się gęściutkie prążki bliźniacze. Łączy się ona bez jakichkolwiek różnic w reliefie zarówno z tłem mikrodiablastycznych agregatów dystenowych, jak i z tłem mikrodiablastycznych zespołów hornblendy, co oznacza, że wszędzie mamy jednolity skład prawie czystego albitu. W mozaice albitowej okalającej dysteny nierzadko pojawiają się blastyczne gromadki łuseczek bladego biotyту, a w granicznych partiach mi-

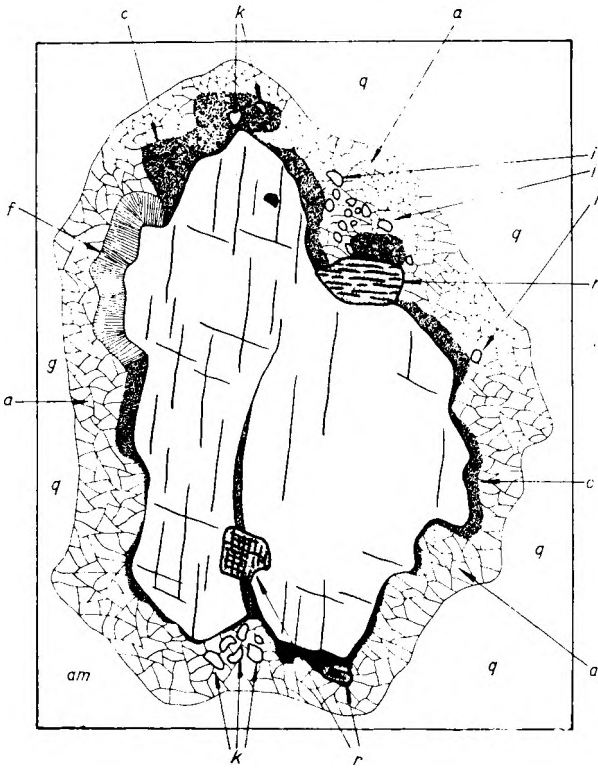


Fig. 5

Atakowanie dystenu w leukokratycznej segregacji w obrębie zamfibolizowanego eklogitu z Bielice (b) a — albit, q — kwarc, k — dystenowe relikty, r — rutył, g — granat, am — agregaty amfibolowe po omfacycie, c — mętny agregat kryptokrystaliczny po dystenie, t — izotropowe granulki, f — agregat promienisto-włóknisty

Secondary reactions around kyanite in a leucocratic segregation in an amphibolitized eclogite from Bielice (b)

a — albite, q — quartz, k — kyanite relicts, r — rutile, g — garnet, am — amphibole aggregates after omphacite, c — cryptocrystalline aggregate after kyanite, t — isotropic granules, f — fibro-radiate aggregate

krodiablastycznego dystenu — miejscami skupienia najdelikatniejszych łuseczek muskowitu (ślady dopływu potasu).

Obfitość albitu w całej skale nasuwa przypuszczenie, że rozkład diablastyczny omfacytu odbywał się przy obfitym dopływie sodu w atakujących skałę roztworach; stąd niezwykle rozrzedzona diablastyka amfibolowa, a zarazem forma zaatakowania dystenu z szerokimi dokoła niego aureolami albitowymi. Trudno bowiem sobie wyobrazić, aby pierwotny omfacyt mógł być tak niezwykle bogaty w sód, by autonomicznie dostarczyć takiej obfitości albitu. Mniej jasna wydaje się geneza pierwotnego materiału skalnego, w porównaniu do normalnych eklogitów, wybitnie zubożonego w omfacyt i granat, a wzbogaconego w kwarc, dysten i apatyt. Nie można uważać tego za produkt późniejszych od eklogitu iniekcji czy infiltracji kwarcu z dystenem. Mogą to być natomiast lokalne

produkty dyferencjacji metamorficznej w eklogicie, albo — co wydaje się bardziej prawdopodobne — partie skały wyjściowej sprzed okresu eklogitowego wzbogacone w składniki ilasto-piaszczyste pochodzenia osadowego. Rozstrzygnięcie tej alternatywy wymagałoby specjalnych, drobiazgowych studiów w tym kierunku.

EKLOGITY I AMFIBOLITY SPOD SUSZYCY KOŁO NOWEJ MORAWY

Punkt c na fig. 1

U stóp SE stoku góry Suszycy w Górach Białskich, prawie w dnie potoku, który spływa na południe do rzeczki Morawy, znajduje się grupa okazałych skałek zwana na mapach niemieckich „Grauer Stein”. Plan sytuacyjny tych

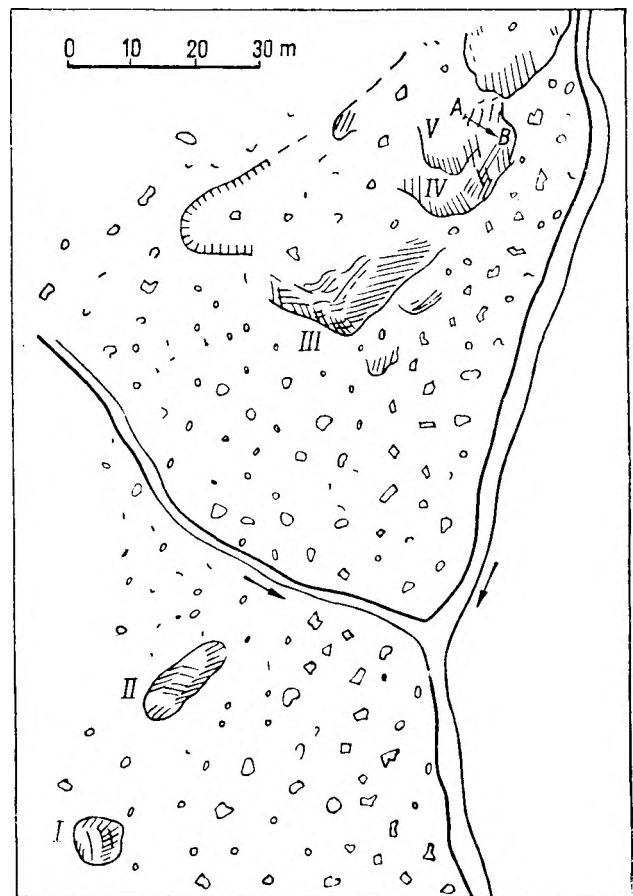


Fig. 6

Plan sytuacyjny skałek eklogitowo-amfibolitowych spod Suszycy w okolicy Nowej Morawy (według rysunku H. Teisseyre'a)

I — V — numery skałek, A — B — profil przedstawiony na figurze 7

Position plan of the eclogite-amphibolite outcrops on the SE slopes of the Suszyca Mt. near Nowa Morawa (after the drawing of H. Teisseyre)

I — V — numerals of outcrops, A — B — profile presented on the figure 7

skałek wykonany w 1959 r. przez H. Teisseyre'a przedstawiony jest na figurze 6. Skałki te zbudowane są w przeważnej masie z eklogitów w wysokim stopniu zamfibolityzowanych „*en masse*” i dających przejścia do amfibolitów zwyczajnych, w których trudno już dopatrzeć się pochodzenia eklogitowego. Stosunkowo najlepiej zachowane eklogity zebrać można w dwu małych odosobnionych skałkach (*I* i *II*), położonych w lesie o kilkaset metrów na SSW od głównej masy skalistej (*III*, *IV*, *V*). W tej głównej masie spotykamy eklogity już tylko w postaci drobnych i lokalnych resztek w masie różnorodnych amfibolitów z mniejszą lub większą ilością reliktywnego granatu.

Opisywane występowanie poddano szczegółowej analizie petrograficznej, nie tyle ze względu na same eklogity, które nic szczególnie osobliwego nie przedstawiają, co ze względu na procesy ich przechodzenia w amfibolity i na szczególnie instrukttywne sposoby zazębiania się z otaczającymi gnejsami. W skałkach *IV* i *V* odsłonięte są bowiem ławice zamfibolityzowanych eklogitów w naprzemianległym ułożeniu z ławicami gnejsów o różnorodnym wykształceniu, zdradzających wyraźnie osadowe pochodzenie (fig. 7, str. 44).

Eklogity lepiej zachowane

Najlepiej zachowany eklogit z malutkiej skałki *I* należy — na równi ze wszystkimi spotykanymi w opisywanej miejscowości — do typu *B* i przypomina istotnie zupełnie skałę z Bielic. Próbkę jego, figurującą w tabelach 5 i 6 pod numerem 3, poddana została analizie chemicznej. Jest to eklogit całkowicie masywny i bezkierunkowy, z milimetrowymi ziarnkami brunatnoróżowego granatu w zielonoszarym tle, w którym tu i ówdzie indywidualizują się błyszczące ziarna omfacytu dochodząc do 3 mm średnicy (pl. II, fot. 2). Pod mikroskopem stwierdza się jednak, że *omfacyt* w poważnym stopniu został rozłożony na mętną masę kryptodiablastyczną, która wgryza się weń zatokowato od zewnątrz nadając reliktom kształty zupełnie nieprawidłowe. Omfacyt ten, zupełnie bezbarwny w cienkim szlifie ($2V_{\gamma} = 68^{\circ}$, $\angle z/\gamma = 41 - 42^{\circ}$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0213 - 0,0216$) jest czysty, ubogi we wzrostki granatu, kwarcu, rutylu, piryty i dystenu. *Granat* w postaci ziarn prawie bezkształtnych, nieprawidłowo spękanych, zawiera wzrostki rutylu, kwarcu, piryty, omfacytu, rzadko cyrkonu i prawdopodobnie dystenu, wolny jest natomiast od mętnych plam zągęszczenia wzrostków submikroskopowych. Sam tworzy grube wzrostki w omfacycie i w kwarcu. Nie jest w sposób widoczny zaatakowany przez amfibolityzację, lecz na granicy z

mętną masą kryptodiablastyczną wynikłą z rozpadu omfacytu wytwarza czyste i dość jednorodne rąbki zielonej hornblendy.

Stosunkowo obficie występuje tu *kwarc*, tworzący we wszystkich minerałach liczne drobne wzrostki, a poza tym wypełniający zakątki pomiędzy granatami i omfacytem lub ciągnący się w drobnych mozaikowych plamkach i żyłkach i wkraczający niekiedy do środka granatów, omfacytów i zoizytu. Wcisła się on też w spękania granatów i wówczas robi wrażenie składnika wtórnego, infiltracyjnego, Nie ulega jednak wątpliwości, że przeważna część kwarcu istniała w skale od samego początku i w czasie wzrostu blastów omfacytu i granatu była wypychana na ich brzegi, w drobnej mierze chwytna w ich wnętrzu w postaci wzrostków.

Z minerałów pierwotnych dodatkowych należy wymienić. *Rutyl* często wtórnie zaczerniony plamkami ilmenitu. *Karyntyn* bladobrunatnawy i słabo pleochroiczny w ziarnkach znacznie mniejszych od omfacytu, niekiedy wyraźnie automorficznych, przeważnie całkiem ksenomorficznych; zawiera często robaczkowe wzrostki kwarcu i jakieś inne nieoznaczalne, być może należące do plagioklazu. *Zoizyt* w postaci nielicznych, lecz dość dużych osobników, rozczłonkowanych przecikowo, lecz krystalograficznie zgodnych; jest to modyfikacja pozbawiona subnormalnych barw interferencyjnych z płaszczyzną osi optycznych prostopadłą do osi wydłużenia i średnim kątem osi optycznych spadającym miejscami do zera. *Piryty* powierzchniowo utleniony, *apatyt* i sporadyczny *cyrkon* w drobnutkach, okrągłych ziarnkach wrośnięty w omfacytach i granatach, stanowią minerały akcesoryczne.

Agregat kryptodiablastyczny atakuje ziarna omfacytu zawsze od zewnątrz, tzn. od szwów intergranularnych, i postępuje w głąb ziarn w warunkach wyraźnie statycznych. Ma on strukturę bardzo delikatnie robaczkowatą, często nieco włóknistą, uporządkowaną do pewnego stopnia na większych i mniejszych polach tak, że pola te różnicują się wyraźnie swym mętnym wygaszaniem. Obserwując pod najsilniejszym powiększeniem front atakowania omfacytu przez ten agregat widzi się poszczególne elementy robaczkowe lub włókniste penetrujące czysty omfacyt od strony agregatu. Tam, gdzie ten agregat zatokowato lub półkuliście wżera się w omfacyt, często widać wachlarzowy lub promienisty układ włókien mniej lub więcej prostopadle ustawionych do nagryzanej powierzchni (pl. VII, fot. 5). Orientacja włókienek nie stosuje się wówczas do orientacji krystalograficznej omfacytu, tylko do jego formy.

Nie podobna mikroskopowo oznaczyć elementów agregatu diablastycznego nawet pod

najsilniejszym powiększeniem. W lepiej uporządkowanych jego partiach włóknistych najczęściej stwierdza się dodatnie wydłużenie włókien z małymi kątami wygaszania ($10-20^\circ$), co przemawia za ich naturą amfibolową. Z drugiej strony w niektórych polach wygaszanie jest w przybliżeniu zgodne z pobliskim nienaruszonym omfacytem, można więc podejrzewać, że uczestniczy tam także diopsyd. Za poważnym udziałem diopsydu przemawiałyby również bardzo mała zawartość wody w analizie chemicznej tej skały (tab. 6, nr 3); gdyby bowiem całość diablastyki miała naturę amfibolową, powinno by być parokrotnie więcej H_2O^+ .

Najciekawszy jest jednak fakt, że dokoła ziarenek kwarcu zamkniętych w agregacie diablastycznym tworzą się cieniutkie, bezbarwne,

czyste i stosunkowo jednorodne rąbki o dość wysokim reliefie, które z nielicznymi wyjątkami mają orientację optyczną zgodną z pobliskimi nienaruszonymi omfacytami, oddzielonymi agregatem od omawianych ziarenek kwarcu. Barwa interferencyjna rąbków jest z reguły odrobinę wyższa od sąsiednich omfacytów, lecz gipsówką stwierdza się zgodność wektorów, a w jednym przypadku udało się nawet stwierdzić identyczność obrazu konoskopowego. Wynika stąd, że rąbki te zbudowane są z diopsydu. Warto przypomnieć, że granaty zamknięte w agregacie diablastycznym są również otoczone czystymi i jednorodnymi rąbkami, które jednak nigdy nie wykazują zgodności orientacji krystalooptycznej z pobliskimi omfacytami i zawsze od początku mają naturę zielonej hornblendy. Oznacza to, że kwarc wywiera specy-

Tabela 5

Skład mineralny eklogitów i amfibolitów spod Suszycy koło Nowej Morawy (c) (w % obj.)

Mineral composition of the eclogites and amphibolites from the SE-slopes of Suszyca Mt. near Nowa Morawa (c) (volume per cent)

Numer porządkowy	1	2	3	4	5	6	7
Granat	52,0	44,7	38,9	28,5	14,3	4,1	3,9
Omfacyt	7,7	—	20,2	0,4	—	—	—
Diablastyczne zespoły piroksenowe	—	—	—	—	—	—	9,5
Diablastyczne zespoły amfibolowe	31,3	40,6	30,4	55,9	32,2	12,6	67,7
Hornblenda wtórna	5,0	1,6	0,5	1,8	35,3	63,4	10,2
Plagioklaz	0,4	0,4	—	—	11,7	14,2	4,5
Karyntyn	0,1	1,9	0,8	7,4	—	—	—
Zoizyt	—	—	0,5	—	—	—	—
Agregaty biotytowe	—	4,1	—	—	—	—	—
Biotyt blastyczny	—	—	—	—	0,2	0,5	—
Chloryt	0,1	—	—	—	—	—	—
Klinozoizyt	—	—	—	—	0,2	—	—
Kwarc	1,3	4,8	7,1	4,8	3,8	—	—
Rutyl	1,8	0,9	1,0	0,7	0,9	0,1	0,3
Tlenki żelaza	0,1	0,8	0,2	0,5	1,2	0,2	0,4
Tytanit	—	—	—	—	śląd	1,2	0,7
Piryt	—	—	0,1	—	—	—	—
Apatyt	—	0,1	0,2	0,1	śląd	—	0,1
Cyrkon	—	—	śląd	—	śląd	—	śląd
Adular	—	—	—	—	—	3,7	2,0
Prehmit	—	—	—	—	—	śląd	0,5
Kalcyt	0,2	—	—	—	—	—	—
<i>E</i>	62,5	50,1	65,1	30,7	15,3	4,3	4,1
<i>C</i>	0,1	2,1	0,9	7,9	—	—	—
<i>A</i>	37,0	47,3	34,0	61,4	72,2	80,6	91,2
<i>P</i>	0,4	0,5	—	—	12,5	15,1	4,7
<i>e</i>	62,6	52,2	66,0	38,6	15,3	4,3	4,1
<i>a</i>	37,1	49,5	34,9	69,4	72,2	80,6	91,2
<i>p</i>	0,5	2,6	0,9	7,9	12,5	15,1	4,7

Tabela 6

Skład chemiczny eklogitów i amfibolitów spod Suszycy koło Nowej Morawy (c) (w % wag.)
 Chemical composition of the eclogites and amphibolites from the SE — slopes of Suszyca near Nowa Morawa (c) (weight per cent)

Nr z tabeli 5	3	4	7	
SiO ₂	47,90	49,96	49,24	
Al ₂ O ₃	15,44	14,50	14,79	
Fe ₂ O ₃	3,64	2,81	1,40	
FeO	9,13	8,89	8,30	
MnO	0,15	0,19	0,18	
MgO	7,99	8,40	8,31	
CaO	11,99	11,88	10,99	
Na ₂ O	3,10	2,69	3,75	
K ₂ O	0,21	0,34	1,42	
H ₂ O+	0,08	0,25	0,43	
H ₂ O—	0,04	0,07	0,09	
TiO ₂	0,61	0,54	0,70	
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,38	
Suma	100,39	100,60	99,98	
C. wł.	3,308	3,190	3,024	
Plagioklasy	Ortoklaz	1,1	2,2	8,3
	{ Albit	22,5	22,5	18,6
	{ Anortyt	27,5	26,4	19,5
	Nefelin	2,0	—	7,0
		50,0	48,9	38,1
Σ Sal	53,1	51,1	53,4	
Diopsyd	{ CaSiO ₃	13,1	13,3	13,7
	{ MgSiO ₃	7,8	7,7	8,0
	{ FeSiO ₃	4,6	5,0	5,0
		25,5	26,0	26,7
Hipersten	{ MgSiO ₃		4,5	
	{ FeSiO ₃		2,8	
			7,3	
Oliwin	{ Mg ₂ SiO ₃	8,4	6,0	8,8
	{ Fe ₂ SiO ₄	6,2	4,3	6,0
		14,6	10,3	14,8
Magnetyt	5,3	4,2	2,1	
Ilmenit	1,5	1,2	1,7	
Apatyt	0,3	0,2	0,9	
Σ Fem	47,2	49,0	46,2	

ficzny wpływ na naturę wtórnych produktów po omfacycie w swym bezpośrednim otoczeniu. Rozpad omfacytu, rozpoczynający się od szwów intergranularnych, dostarczał na samej powierzchni kwarcu diopsydu, dalej od kwarcu zaś przeważnie włókien amfibolowych.

Druga próbka eklogitowa ze skałki I (tab. 5, nr 2) różni się od opisanej cechami następującymi: Granatu jest znacznie więcej, przy czym w wielu miejscach ziarna jego są tak gęsto ułożone, że omfacyt i inne minerały redukują się raczej do roli interstycjalnego spoiwa. Ziarna granatu są silnie i gęsto spękane, przy czym główny system spękań wykazuje w całym preparacie kierunek dość jednolity, niezależny od rozmieszczenia ziarn (młodsze naciski tektoniczne!). Są one zaatakowane w stopniu minimalnym, lecz otoczone na granicy z mętnymi agregatami po omfacycie cienkimi rąbkami zielonej hornblendy, czasem o włóknistym wykształceniu z ustawieniem włókienek prostopadłym do powierzchni ziarna granatu (zawiazkowe obwódki kelyfitowe). Omfacyt został tu całkowicie wyparty przez mętny agregat krypto-diablastyczny. Nieco więcej tu jest karyntynu bladobrunatnego, wyraźnie pleochroicznego. Oprócz drobnych, niepozornych ziarn biotyту on tu kilka większych poikiloblastów z różnymi drobnymi wrostkami, tu i ówdzie z robaczkowatymi przerostami kwarcu. Zoizytu nie ma tu wcale, natomiast pojawiają się mętne brunatnawe plamy agregatowe, które uznać należy za ślady całkowicie rozłożonego jasnego lyszczyku. Drobne łuseczki i strzępki bladobrunatnego biotyту są w plamach tych prawie równoległe lub pierzasto ułożone w obfitym tle słabodwójkowym o reliefie nieco wyższym od balsamu, które można zaliczyć do kwaśnego plagioklazu. Przy styku tych plam z agregatami powstałymi z omfacytu rozrzedzają się zarówno strzępki biotyту, jak i włókienka amfibolu i oczyszcza się obfitsze tło plagioklazowe, najwidoczniej jednakowe w obu rodzajach agregatu. Rutyl oprócz drobnych zaczerwionych ilmenitem ziarenek tworzy też kilka megaskopowych ziarn, dochodzących do 4 mm średnicy.

Jasne smugi lub żyły
w eklogitach
z amfibolizowanych

W skałce II wśród silnie zamfibolizowanych eklogitów podobnego typu, często niezwykle bogatych w granat (nr 1 w tabeli 5) zauważyłem grubą żyłę czy też smugę z przewagą szarego, gruboziarnistego kwarcu, w którym tu i ówdzie widać kilka ciemnokrwistych rutyli długości paru milimetrów i kilka blaszek jasnego lyszczyku. Granice tej żyły czy też smugi z eklogitem są nierówne i nieostre, gdyż do środka żyły wkraczają ziarna i matowe agregaty z otaczającego eklogitu.

W mikroskopie stwierdza się również, że większa część żyły zajęta jest przez kwarc w postaci grubych ziarn fantastycznie ze sobą pozazębianych i tworzących grubą mozaikę. Po-

szczególne ziarna wykazują z reguły całkiem spokojne i równe wygaszanie, tzn. brak napięć i deformacji strukturalnych. Mnóstwo w nich drobniutkich inkluzji o bardzo niskim reliefie (kropelki cieczy), nierówno rozproszonych lub zagęszczających się w sznureczki biegnące w różnych kierunkach. Są w nich też jakieś nierozpoznawalne wrostki krystaliczne i rzadkie, drobne płyteczki jasnego biotyty. Te ostatnie są nienaruszone w przypadku zamknięcia w środku ziarn kwarcowej mozaiki. Jeśli jednak tkwią przy szwach międzyziarnowych mozaiki kwarcowej, są one zaatakowane od brzegów i obrębione plagioklazem, ponadto często schlorytyzowane. Widać więc, że wzdłuż intergranularów mozaiki kwarcowej krążyły roztwory, które podstawiły biotyt plagioklazem (feldspatyżacja plagioklazowa), a w późniejszym etapie powodowały chlorytyzację jego resztek.

W obrębie tej grubej mozaiki kwarcowej tkwią ostro od niej odgraniczone zespoły innych minerałów, przerośnięte zresztą również drobniutkimi ziarnkami kwarcu. Głównym jasnym tłem w tych zespołach jest zawsze kwaśny oligoklaz (13—15% An), po części czysty, po części zmętniały od nieoznaczalnych wrostków, w ziarnach całkiem nieforemnych, przeważnie drobnych, rzadko tylko zdradzających cieniutkie prążkowanie albitowe lub peryklinowe. Istnieją dwa rodzaje takich zespołów o jednakowym tle plagioklazowym (pl. VII, fot. 6).

a — Plagioklaz z diopsydem, gdzie na tle mozaiki plagioklazowej, z reguły klarownej, rysuje się cały system pałeczek i krótkich pręcików bezbarwnego diopsydu o orientacji na większych przestrzeniach dość jednolitej. Przypomina to agregaty diablastyczne po omfacycie, lecz struktura jest grubsza, a tło plagioklazowe obfitsze. Tu i ówdzie pojawiają się w tych zespołach pojedyncze płytki bladego biotyty, miejscami również bladzielona i słabo pleochroiczna hornblenda tworząca nie izolowane pręciki, lecz niekształtne rozczłonkowane blasty. Nie jest ona na pewno wtórnym produktem przeobrażenia diopsydu, lecz powstaje niezależnie w równowadze z nim i z plagioklazem. Nie wiadomo, w miejsce czego powstały te zespoły, gdyż brak jakichkolwiek reliktyw. Można sobie wyobrazić, że był to niegdyś omfacyt, który rozpadł się diablastycznie na diopsyd i kwaśny oligoklaz, a późniejsza feldspatyżacja plagioklazowa rozrzedziła pręciki diopsydowe. W niektórych miejscach istotnie obserwuje się wybitne rozcieńczenie diopsydu w tle mozaiki plagioklazowej zamykającej już tylko malutkie, jak gdyby skorodowane wrostki diopsydu. Nie można jednak wykluczyć, że zespoły diopsydowo-plagioklazowe powstawały w toku metamorfizmu bezpośrednio z jakichś pierwotnych materiałów osadowych, np. z mar-

gli dolomitycznych wśród metasomatycznego dopływu sodu.

b — Plagioklaz z biotytem i z mniejszym lub większym udziałem kwarcu. Plagioklaz jest tu zwykle przyprószony i zmętniały. Biotyt bladobrunatny nasila swą barwę do czerwobrunatnej tylko w sąsiedztwie rutylu i produktów jego przeobrażenia (przyjmowanie Ti i Fe do składu biotyty). W pewnych częściach przekrojów zespołów często zaznacza się dość zgodne ułożenie łusek biotyty, na ogół bardzo drobnych, często jakby zaokrąglonych, skorodowanych i nadzartych przez plagioklaz tła. Korozja taka jest tym bardziej prawdopodobna, że w obrębie mozaiki kwarcowej widać wyraźne atakowanie biotyty przez plagioklaz. Zespoły te można by uważać za produkty przeobrażenia większych płytek muskowitu, następnie wtórnice wzbogacone w plagioklaz, lecz nie można też wykluczyć jakiegoś innego ich pochodzenia, np. wprost z materiału ilasto-mułowego.

Zespoły a i b mogą tworzyć odrębne wyspy w mozaice kwarcowej, często jednak mieszają się one ze sobą lub tworzą zespoły przejściowe. Np. w zespole plagioklazowo-biotytowym pojawiają się miejscami pręciki lub okrągłe wrostki diopsydu. W obrębie dużych zespołów plagioklazowo-diopsydowych widać nierzadko mniejsze wysepki zespołu plagioklazowo-biotytowego, każda z własnym kierunkiem uporządkowania biotyty. Znacznie mniej liczne są wśród kwarcu okrągławe plamy, gdzie w mętnym tle plagioklazowym z reliktywami chlorytyzującego się biotyty pojawiają się liczne strzępki wtórnego muskowitu oraz relikty zoizytu lub epidotu. Być może są to istotnie resztki wypartych skupień zoizytowych, tak częstych w eklogitach.

Na uwagę zasługuje fakt, że nigdy nie ma tu śladu granatu ani mocno zielonej hornblendy rozwijającej się jego kosztem. Wspaniale natomiast wykształcony jest rutyl wrośnięty w mozaice kwarcowej w postaci dużych paromilimetrycznych słupków, często zresztą będących zrostem kilku osobników. Zwykle jest on obrośnięty obwódką reakcyjną tytanitu. W zespołach a i b pozostały tylko drobniutkie relikty rutylu obwiedzione tytanitem.

Tu i ówdzie w zakątkach grubej kwarcowej mozaiki dostrzega się skupienia bladzielonej hornblendy, takiej samej jak w zespołach a. W jednym miejscu towarzyszy jej zupełnie klarowny skaień potasowy o jednolitym wygaszaniu. Są to prawdopodobnie późniejsze produkty hydrotermalne.

Próbkę silnie zamfibolityzowanego eklogitu z jasną żyłą grubości 1—2 cm zebrano również ze skałki III. Żyła ta zawiera liczne granaty 1—2 mm średnicy w tle jasnoszarym, ubogim w

omfacyt, a bogatym w kwarc ze sporadycznymi, małutkimi łuseczkami jasnego łyszczyku. Brzeży żyły nieostre, zatarte, kwarcowa partia ząbia się silnie z eklogitem. Mikroskopowe badanie tej próbki dostarczyło szeregu interesujących obserwacji.

Najdalsze od żyły partie skały przedstawiają eklogit zupełnie już pozbawiony omfacytu, który w całości przeszedł w mętnozre agregaty diablastyczne o zwyczajnym wyglądzie. Omfacytu musiało tu być dużo, granatu zaś stosunkowo mało w postaci całkiem bezkształtnych ziarenek, zwykle zlepiających się w małe gromadki lub krótkie smużki. Kwarc jest tu nieliczny, w małych odosobnionych ziarnkach zamkniętych w diablastyce. Tu i ówdzie widnieją pręciki i ziarna żółtawego zoizytu zdradzającego wyraźną promieniotwórczość, gdyż zamknięty w rekrystalizującej hornblendzie silnie przyciemnia on jej barwę i wzmacnia pleochroizm. Zdarzają się też ziarnka apatyty. Rutyl dość liczny, nierówno rozproszony, najczęściej zacerniony wtórnym ilmenitem, lecz bez obrąbków tytanitu. Niektóre brunatne tlenki żelaza są być może produktem utlenienia pirotynu lub pirytu.

Na granicy z kwarcem mętny agregat diablastyczny wykształca cieniutkie i bardzo równej grubości rąbki reakcyjne o wysokim reliefie, czysto i jednorodnie skryształizowane. W myśl tego, co opisano na str. 34—35, można to uznać za rąbki diopsydowe. Natomiast dokoła granatów oblanych tą samą diablastyką wykształcają się grubsze i nierówne obrąbki oliwkowej hornblendy, przy czym granat jest już wyraźnie nagryzany. Miejscami wśród mętnej diablastyki, z dala od granatu pojawiają się drobne ziarnka brunatnawej hornblendy, przypuszczalnie pierwotnej, o wyglądzie karyntynu. Brunatnawa barwa nie jest tu jednak pewną wskazówką pierwotnego charakteru hornblendy, gdyż w niektórych miejscach również wybitnie wtórnie zrekrystalizowana hornblenda uzyskała takie zabarwienie, jeśli w bezpośrednim otoczeniu ulegał przeobrażeniu rutyl (przyjęcie Ti i Fe do składu wtórnej hornblendy). Zdarzają się też wśród diablastyki po omfacycie szare mętne plamy utworzone przez agregat skaleniowy zmacony nieoznaczalnymi wrostkami. Gdyby nie brak w nich strzępków biotytowych, można by podejrzewać ich pochodzenie z pierwotnego muskowitu.

W miarę zbliżania się do jasnej żyły ilość kwarcu w eklogicie stopniowo wzrasta. Ziarna jego rosną, zaczynają się łączyć w kapryśnie rozgałęzione żyłki i w końcu dochodzi do tego, że kwarc zajmuje prawie połowę pola widzenia w mikroskopie. Natomiast granat i mętna diablastyka po omfacycie ulegają stopniowej redukcji, chociaż nigdzie nie brak ich całkowicie.

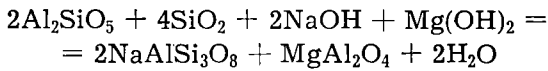
W miarę przybywania kwarcu pojawia się dysten w coraz to większej ilości. Tworzy on płaskie tabliczki, od drobnych rozmiarów do niekształtnych ząbionych ziarn dużej średnicy, wykazujące częste zbliżnienia według (100) i rozmaite dynamiczne odkształcenia. Nigdzie natomiast nie widać białego łyszczyku ani symplektytów biotytowych powstających zawsze na jego koszt.

Dysten zdradza zawsze znamiona reakcji z otoczeniem i jest stopniowo wypierany aż do zupełnego zaniku. Przeważnie dysteny zamknięte są w czystym kwarcu mającym nierównozziarnistą mozaikową budowę. Wówczas dokoła dystenu, na granicy z kwarcem pojawia się obwódka czystego albitu o budowie agregatowej, często jak gdyby włóknisto-prążkowanej z ustawieniem włókien prostopadłym do frontu reakcji. Ten źle skryształizowany i gęsto a nieregularnie zbliżniony albit musiał powstać kosztem dystenu i kwarcu pod wpływem dopływów intergranularnych sodu.

Gdy dysten tkwi w diablastyce pochodzącej z omfacytu, tworzy się na jego obrzeżeniu mętna, nieprzeźroczysta obwódka, prawie czarna w świetle przechodzącym, której naturę trudno zdefiniować w mikroskopie nawet przy użyciu najsilniejszych powiększeń. Na zewnątrz dopiero rozciąga się szeroka aureola bezbarwna i słabo dwójłonna, zbudowana z agregatowego albitu, zlewająca się z jasnym tłem przekryształizowanej diablastyki (pl. VIII, fot. 1). W niektórych miejscach wśród takiej diablastyki widać niekształtne pola albitowe o takiej samej budowie, a w środku ich czarniawe nieprzeźroczyste plamki. Są ślady po całkowicie wyparowanych drobnych dystenach.

Obserwując pod bardzo silnym powiększeniem granicę pomiędzy dystenem a nieprzeźrystą obwódką widzi się, jak dysten jest od zewnątrz korodowany substancją bezbarwną o niskim reliefie, najprawdopodobniej albitem. Korozja ta odbywa się nierówno, jak gdyby w postaci gęstych najcieńszych kanalików wypełnionych albitem, skutkiem czego dysten obwódki — w związku z bardzo wielką różnicą reliefu względem albitu — staje się mętny i ledwie przeświecający, lecz zachowuje zgodną ze swym macierzystym ziarnem orientację optyczną. Dalej od granicy z nienaruszonym dystenem na zewnątrz reakcje optyczne dystenu zanikają, prawie nieprzeźrysta strefa staje się skrytokryształiczna. Jeszcze dalej, tzn. przy zewnętrznej granicy ciemnej obwódki reakcyjnej z aureolą albitową, mętny agregat rozrzedza się w jasnym tle albitowym i wyodrębniają się bardzo drobnutkie granulki o bardzo silnym reliefie pozbawione widocznej dwójłomności, których natury mineralnej nie podobna rozpoznać. Izotropii ich nie można być pewnym z powodu su-

perpozycji tła albitowego, w którym są one porażone i które dają własne efekty słabej dwój-
łomności. Jeśliby były one w rzeczywistości izo-
tropowe, można by przypuścić ich przynależność
do spinelu i wtedy należałoby tłumaczyć ich
powstanie dopływem krzemionki, sodu i mag-
nezu z otaczających agregatów diablastycz-
nych:



Podobne zjawiska rozkładu dystenu połączo-
nego z obfitym wydzielaniem się albitu opisano
na str. 31—32 w silnie kwarcowej partii w ek-
logitach Bielicy, gdzie są one jeszcze bardziej
skomplikowane.

Inny ważny wniosek dotyczący mechanizmu
początkowych stadiów amfibolizacji nasuwa
obserwacja granatu. Ziarna jego oblane ze-
wzward kwarcem nie mają nigdy obwódki amfi-
bolowych, podczas gdy tuż obok granaty tkwią-
ce w diablastycznych agregatach powstałych z
rozpadu omfacytu nadgryzane są przez dość
jednorodnie krystalizujące rąbki zielonej horn-
blendy. Znaczący to, że pod wpływem intergra-
nularnych roztworów sam granat nie mógł być
podstawiany przez hornblendę, reakcję tę zaś
umożliwiał tylko amfibolowy agregat diabla-
styczny po omfacycie. Dysten natomiast stał się
nietrwały niezależnie od tego, czy tkwił w czy-
stym kwarcu, czy też w agregatach amfibolo-
wych.

Opisywana skała jest w całości pocięta lic-
nymi cieniutkimi żyłkami wtórnych infiltra-
cyjnych minerałów. W eklogicie są one prze-
ważnie wypelnione prehnitem, w kwarcowej
żyłce widać też żyłki adularowe. Są one zawsze
młodsze od albitowych aureoli otaczających dy-
stenu, gdyż ostro je przecinają. Był więc w hi-
storii eklogitu wcześniejszy okres uruchomienia
i dopływu sodu i późniejszy okres uruchomie-
nia i dopływu potasu i wapnia.

Jakie jest pochodzenie tych żył lub smug
wzbogaconych w kwarc w obrębie eklogitów,
które opisano na str. 35—37? Nie są to na pew-
no młodsze żyły, które wnikły w gotowe już
eklogity lub produkty ich przeobrażenia. Za-
przecza temu zazębienie ich z eklogitami, wro-
stki minerałów eklogitowych lub zespołów mi-
neralnych, a nade wszystko stopniowe przejścia
w ilości kwarcu i identyczność wykształcenia
kwarcu w żyłce i otaczającym eklogicie. Kwarc
w eklogicie i w żyłce musiał być na miejscu od
chwili powstania całej skały, lecz w niektórych
miejscach był szczególnie wzbogacony, często
w zespole z łuszczkiem albo też dystenem.
Wtórne wzbogacenie w albit dotknęło na równi
eklogitu, jak i bogatych w kwarc interkalacji
w jego obrębie. Można sobie wyobrazić dwa
różne sposoby powstania tych utworów: 1. Dy-

ferencjacja metamorficzna prowadząca do
wzbogacenia w kwarc i łuszczek lub kwarc
i dysten w pewnych szczególnych partiach ek-
logitu. 2. Drobne interkalacje materiału o od-
miennym składzie mineralogicznym w skałe
pierwotnej, która w toku metamorfizmu do-
starczyła eklogitu, np. cienkie wtarcenia ilasto-
-piaszczyste wśród przeważającej masy skał za-
sadowych (bazaltowe wulkanity albo margle że-
lazisto-dolomityczne). Autor przychyliła się ra-
czej do drugiej alternatywy.

Amfibolizacja eklogitów

Ze skałki III zebrano również serię okazów
pozwalającą przestudiować różne kolejne sta-
dia amfibolizacji eklogitów aż do amfibolitu
tak gruntownie przekrystalizowanego, że nie
widać już żadnych śladów pochodzenia eklogi-
towego. W tabeli 5 trzy etapy tego procesu zo-
stały zilustrowane ilościowo pod względem
składu mineralnego (nr 4, 5, 6). Tabela 6 podaje
skład chemiczny eklogitu, w którym tylko om-
facyt padł prawie całkowicie ofiarą amfiboli-
tyzacji diablastycznej, lecz struktura całej ska-
ły zachowała się jeszcze stosunkowo dobrze (nr
4), oraz amfibolit daleko zaawansowany w ewo-
lucji, w którym ślady pochodzenia eklogitowe-
go przedstawiają już niezbyt liczne relikty
(nr 6).

Ogólnie biorąc amfibolizacja „*en masse*”
eklogitu przebiegała podobnie, jak opisano na
str. 27—30 (fig. 4) w eklogitach znad Czarnej
Bielawki, lecz w szczegółach zaznaczają się
 pewne charakterystyczne różnice:

1. Rekrystalizacja mętnego agregatu krypto-
krystalicznie włóknistego po omfacycie w mi-
krodiablastykę hornblendowo-plagioklazową
przebiega szczególnie szybko i łatwo, rozpoczy-
nając się nawet w eklogitach o niezupełnie jesz-
cze rozłożonym omfacycie. Pomimo tak szyb-
kiego postępu rekrystalizacji wtórnej parage-
nezy amfibolizacji nadgryzanie granatu i jego
stopniowy zanik przebiega szczególnie opornie,
skutkiem czego nawet w amfibolitach bardzo
silnie zrekrystalizowanych jeszcze widzi się od-
osobnione duże relikty granatu.

2. W amfibolitach mniej lub więcej zaawanso-
wanych w ewolucji widzi się objawy impreg-
nacji adularem całej masy skalnej, przy czym
wtórnie wydzielony w diablastyce plagioklaz
ulega serycytowemu zmętnieniu, a kwarc pier-
wotny zanika, najprawdopodobniej wypierany
przez adular (wyraźny dopływ potasu do skały
spoza jej obrębu).

3. Pojawia się dobrze zindywidualizowany
wtórny diopsydowo-plagioklazowy agregat dia-
blastyczny i to nie w początkowych, lecz da-
leko zaawansowanych stadiach amfibolizacji
eklogitów, co nasuwa wniosek, że jest on utwo-

rem późniejszym od wczesnego agregatu kryptokrystalicznie włóknistego.

Porównanie analiz chemicznych próbek 4 i 6 (tab. 6) powinnyby odpowiedzieć na pytanie, czy z procesem amfibolizacji eklogitów związane są pewne zmiany składu chemicznego, czy też proces ten jest w zasadzie izochemiczny i — poza pewnym dopływem wody — polega tylko na przegrupowaniu składników chemicznych skały na miejscu. W porównaniu z próbką 4, reprezentującą eklogit o omfacycie prawie całkowicie przeobrażonym w kryptodiablastycznie włóknisty agregat, próbka 6 przedstawiająca amfibolit pochodzenia eklogitowego daleko zaawansowany w procesie wtórnego przeobrażenia wykazuje raczej niewielkie, lecz bardzo charakterystyczne zmiany:

1) niewielkie obniżenie zawartości SiO_2 , FeO , CaO , stosunkowo znaczny zaś spadek zawartości Fe_2O_3 ,

2) wybitny wzrost zawartości Na_2O , K_2O , $\text{H}_2\text{O}+$ i P_2O_5 ,

3) znaczny spadek ciężaru właściwego.

Nasuwa się więc wniosek, że amfibolizacji eklogitu towarzyszy uwagi godny dopływ wody, sodu i potasu, zrównoważony odpływem krzemionki, żelaza i wapnia. Zaskakujący jest parokrotny wzrost fosforu, wyrażający się we wzbogaceniu skały w apatyt, co można by wyjaśnić dopływem kwasu fosforowego w intergranularnych roztworach powodujących amfibolizację skały. Wymienione zmiany chemiczne znajdują częściowe potwierdzenie w obserwacjach mikroskopowych, wykazujących pojawienie się adularu i biotyty, zanik granatu z częściowym zastępowaniem go mętnym plagioklazem, serycytyzację plagioklazu, zanik kwarcu itp. Niestety jednak wykazane analizami chemicznymi zmiany nie nadają się do ścisłego traktowania z następującego zasadniczego powodu: Eklogity wykazują dość znaczną zmienność składu mineralnego — i co za tym idzie, chemicznego — nie tylko w skali jednej odkrywki, ale nawet jednego bloku skalnego. Wobec tego nigdy nie ma bezwzględnej pewności, w jakim stopniu różnice chemiczne pomiędzy próbką eklogitu i próbką amfibolitu, które zebrane zostały w jednym małym odsłonięciu blisko jedna od drugiej, wynikają ze zmian związanych z amfibolizacją, a w jakim stopniu są one spowodowane pierwotną różnicą składu pomiędzy partią eklogitu zachowanego a partią eklogitu, z której powstał amfibolit.

Oto krótki opis mikroskopowy 4 próbek ze skałki III, reprezentujących kolejne stadia amfibolizacji eklogitu, ilustrujący szczegółowo zebrane powyżej ogólne stwierdzenia:

Próbka 4. Eklogit z omfacytem prawie całkowicie kryptodiablastycznie zamfibolizowanym (anal. chemicznie). W niezróżnicowa-

nym tle szarym z ledwie widocznym odcieniem zielonkawym tkwią dość jednostajnie i gęsto rozmieszczone ziarnka brunatnawoczerwonego granatu o przeciętnej średnicy 1 mm. Skała całkiem masywna bez śladów kierunkowości. Pod mikroskopem stwierdza się, że granat nie jest prawie zupełnie zaatakowany amfibolizacją; jego nieregularnie popękane ziarna są czyste i wolne od mętnych plam zagęszczenia inkluzji zamyka natomiast większe, paciorkowate wzrostki rutylu. Tłem dla granatów są mętne, kryptodiablastyczne agregaty powstałe z prawie całkowitego rozkładu omfacytu, wykazujące w promienistych sektorach dość jednolite wygaszanie. Tylko tu i ówdzie, w centrach większych skupień takich sektorów widać jeszcze reliktyniektętego omfacytu, często ograniczone wklęsłymi konturami, do których sektory części nie ustawiają się prostopadle (pl. VII, fot. 5).

Obserwując pod silnym powiększeniem granicę pomiędzy reliktem omfacytu a wypierającą go mętną masą diablastyczną stwierdza się niemal submikroskopową włóknistość tej masy z sektorowo uporządkowanym ułożeniem włókien, co daje dość zgodne efekty zbiorowego wygaszania ukośnego pod małymi kątami; nie ma podstaw do przypuszczenia, by poza włóknistym amfibolem jednoskośnym brał udział w diablastyce jakiś piroksen. Kontury reliktu omfacytowego są ostre, włókna diablastyki nie wnikają do omfacytu, reakcja przeobrażenia idzie równym frontem. Orientacja włókien jest niezależna od orientacji omfacytu, lecz układa się z predylekcją prostopadle do jego konturów a wobec częstej ich wklęsłości przyjmuje dywergentne lub pierzaste ustawienie. Dalej od konturów omfacytu włókna wyraźnie grubieją przez co agregat wyraźnie rozjaśnia się, staje się lepiej przeświecający. Jeszcze dalej, już przy brzegach dawnych ziarn omfacytu, tzn. tam gdzie proces rozpadu omfacytu rozpoczynał się od szwów intergranularnych, wyraźnie już indywidualizuje się bardzo bladozielonkawy amfibol w postaci robaczków i pręcików. Wzdłuż samych szwów kształtują się nawet drobniutkie granoblasty lub słupki tegoż amfibolu, nierazko ograniczone ściankami (110), a pomiędzy nimi wyodrębnia się czyste tło kwaśnego plagioklazu, tu i ówdzie nawet z prążkami bliźniaczymi.

Dokoła granatów formują się z diablastyki nierówne obrąbki, miejscami nawet większe blasty mocniej zielonej i wyraźnie pleochroicznej hornblendy, bez wgryzania się jednak w ziarna granatów. Natomiast dokoła ziarn kwarcu wyodrębniają się z diablastyki dość jednolicie wygaszające i równe, lecz bardzo cienkie obrąbki prawie bezbarwne. Nie ma tu możności sprawdzić, czy tak, jak opisano na str. 34—35 należą one do diopsydu.

Wśród diablastyki widać też liczne, lecz drobne ksenoblasty pierwotnej hornblendy, karyntynu, w bladobrunatnawych odcieniach z wyraźnym pleochroizmem. W pierwotnej skale skupiał się on w zakątkach intergranularnych pomiędzy ziarnami granatu i omfacytu. Ksenoblasty jego mają wyżębione kontury, w środku zawierają wrostki lub robaczkowe przerosty kwarcu, lecz są idealnie czyste i nietknięte przez wtórne procesy. Kwarc spotyka się poza tym w licznych drobnych ziarnkach wśród diablastyki (pierwotnie wrostki w omfacycie), tu i ówdzie także w postaci interstycjalnych gniazdek o mozaikowej budowie. Rutyl w drobnych ziarnkach i pałeczkach jest zupełnie nienaruszony w przypadku, gdy zamknięty jest w granacie lub w kwarcu, natomiast oblany przez wtórne agregaty amfibolowe zaczernia się od wtórnego wydzielania się ilmenitu. Akcesorycznie spotyka się ziarenka apatyty. Nie stwierdzono nawet w śladach obecności jasnego łuszczczyku, ani dystenu, ani żadnych produktów ich rozkładu.

Próbka 5. Bardzo drobnoziarnisty, ciemnoszary amfibolit z licznymi, megaskopowo widocznymi granatami, przecięty dwiema równoległymi żyłkami grubości 2—3 mm, zbudowanymi z mikrokryształicznej białawej substancji. Pod mikroskopem stwierdza się brak zupełny omfacytu i kryptodiablastycznych mętnych agregatów będących początkowym produktem jego rozpadu. Zamiast tego mamy mikrodiaablastyczną masę hornblendowo-plagioklazową, składającą się z dobrze zindywidualizowanych pręcików bardzo bladozielonej hornblendy w tle plagioklazowym zbyt drobno skryształizowanym, by można było oznaczyć mikroskopowo jego skład. Pojawiają się też licznie większe blasty oliwkowej hornblendy wyraźnie pleochroicznej, które powstały po części z masy mikrodiaablastycznej, gdyż są miejscami gęsto sitowo podziurawione plagioklazem. Do budowy tej blastycznej hornblendy jednak znacznie musiał się przyczynić granat, którego ziarna są jeszcze liczne, lecz silnie skorodowane, a w ich otoczeniu właśnie ta hornblenda jest najobficiej i najczyściej skryształizowana. Karyntynu nie można już rozpoznać, gdyż blasty jego pozieleniały i wyrównały się kolorem z blastami wyżej opisanej hornblendy wtórnej.

Kwarcu jest dość dużo w mniejszych i większych ziarnkach i gniazdkach, w niektórych widoczne jest podstawianie ich od zewnątrz przez mętnawy plagioklaz. Trafia się też rudo ubarwiony biotyt w drobnutkich łuseczkach, miejscami gromadnie wrośniętych w mętnawy tle skaleniowym, miejscami pojedynczo wrośniętych w blastach hornblendy. Rutylu zachowało się dużo, znaczna jego część zaczerniona przez wtórny ilmenit, natomiast obwódki tytanitowe

pojawiają się wyjątkowo i w bardzo nikłym wykształceniu.

Rewelacyjnych obserwacji mikroskopowych dostarczają cienkie białe żyłki, nieco kręte i faliste, pochodzenia zagadkowego. W środku są one szczególnie bogate w kwarc w ziarnach stosunkowo grubych, lecz zawierają też pojedyncze duże blasty hornblendy, obrośnięte osobliwym agregatem diopsydowym poprzerastanym plagioklazem, miejscami w sposób diablastyczny (pl. VIII, fot. 2). Odnosi się wrażenie, że agregat ten powstaje wtórnie na koszt zielonej hornblendy. Pośród ziarna kwarcu, a nawet do środka wielu z nich wnika wtórny, nieco mętny plagioklaz, miejscami indywidualizujący się w zbliżone blasty o składzie 12% An. Przy obu brzegach żyłki kwarcowej nagromadzony agregat silnie zserycytyzowanego skalenia, tu i ówdzie również duże bezkształtne ziarna prawie jednoosiowego zoizytu. Tu również występuje licznie tytanit lub ilmenit z grubymi obwódkami tytanitowymi. Ta mętna masa zserycytyzowanego skalenia wnika krętymi fiordami głęboko w amfibolit przytykający do żyłek, rozluźniając wyraźnie jego diablastyczną strukturę. W tych partiach amfibolitu, zwłaszcza w pobliżu podstawionych przez plagioklaz gniazdek kwarcu, rozwijają się drobnoziarniste agregaty bezbarwnego diopsydu, po części diablastycznie wykształcone i zdające się wtórnie zastępować mikrodiaablastyczną masę amfibolową po omfacycie. Agregatów tych nie brak też w środku żyłki kwarcowej albo lokalnie wzdłuż granicy z jej zewnętrzną skaleniową zserycytyzowaną lupiną.

Wszystko to wskazuje na wtórne doprowadzenie plagioklazu do żyłek kwarcowych i ich najbliższego amfibolitowego otoczenia oraz na metasomatyczne wypieranie przez ten plagioklaz kwarcu i części diablastycznej hornblendy, przy czym równocześnie na koszt hornblendy tworzą się agregaty diopsydowe. Ponadto zauważono w amfibolicie cieniutkie żyłeczki adularu, które wchodząc w żyłkę kwarcową gubią się całkowicie i rozpraszają, będąc tu być może przyczyną serycytyzacji plagioklazu. W każdym razie obserwacje mikroskopowe dostarczają dowodów dopływu z zewnątrz do skały substancji skaleniotwórczych i potwierdzają wnioski wyprowadzone z porównania analiz chemicznych.

Próbka 6. Zielonkawoczarny, bardzo drobnoziarnisty amfibolit z niezbyt licznymi, drobnymi granatami i niekształtnymi siwymi plamkami skaleni. Pod mikroskopem widać, że granaty zostały silnie skorodowane i zredukowane do drobnych reliktyw. Mikrodiaablastyczne masy amfibolowe są tu silnie przekryształizowane, w różnych miejscach w różnym stopniu, chociaż wszędzie już oczyszczone z

mętności i dobrze zróżnicowane na hornblendę i tło plagioklazowe. Niektóre ich partie mają strukturę drobną, inne grubszą, przy czym poszczególne pręciki hornblendy uzyskują prawidłowe ograniczenia ścianami (110) (pl. VIII, fot. 3), a w tle plagioklazu prążkowanie bliźniacze staje się dobrze widoczne. Licznie też rozwijają się większe jednorodnie blasty zielonej hornblendy, a skład jej jest wyrównany bez względu na pochodzenie z omfacytu, granatu, czy też pierwotnego karyntynu.

Oprócz przeważającej masy hornblendowo-plagioklazowej pojawiają się w licznych miejscach plamy mikrodiablastycznej masy diopsydowo-plagioklazowej, przeważnie znacznie drobniej krystalicznej (pl. VIII, fot. 4). Diopsyd w niej jest bezbarwny, krótkosłupkowy lub nieprawidłowo ziarnisty, rzadko w elementach dostatecznie dużych, by można było uzyskać obrazy osiowe ze średnim kątem osi optycznych i znakiem dodatnim, albo oznaczyć kąty wygaszania α/γ dochodzące do 40° . Niektóre miejsca mają diopsyd dobrze uporządkowany i zgodnie zorientowany, inne reprezentują agregat prawie bezładny. Mikrodiablastyczne zespoły hornblendowe i diopsydowe mogą występować całkiem oddzielnie, lecz zdarzają się też i agregaty mieszane. Niełatwo określić ich wzajemne stosunki paragenetyczne. Możliwe, że podobnie, jak opisano w próbie 5, diopsyd jest tworem późniejszym od hornblendy i powstałym na jej koszt w czasie metasomatycznego dopływu alkaliów. Możliwe jest jednak również, że diopsyd istniał lokalnie już we wcześniejszej fazie kryptodiablastycznej przeobrażenia się omfacytu i dopiero w czasie rekrytalizacji wyraźnie się ujawnił.

Rutylu jest jeszcze dużo, chociaż część jego wydzieliła ilmenit i obramowała się wyraźnymi obwódkami agregatowego tytanitu. Są jednak również czarne grudki tlenków żelaza pozbawione obwódek tytanitowych i prawdopodobnie od początku nie zawierające tytanu; nie wykluczone, że pochodzą one z całkowitego utlenienia siarczków żelaza, który to proces faktycznie jest obserwowany w wielu eklogitach. Podrzednie występują okrągławe ziarnka apatyty i bardzo rzadkie i małe ziarnka cyrkonu zaciemniające barwę zamykającej je hornblendy na skutek swej działalności promieniotwórczej.

Rzecz szczególna, że nigdzie nie widać w tej próbie ziarek i gniazdek kwarcu, tak powszechnych w eklogitach opisywanej miejscowości i produktach ich amfibolityzacji. Natomiast rolę morfologicznie podobną odgrywają tu rozgałęzione gniazda, niby miarole, wypełnione dość grubosektorowym adularzem o bardzo małym kącie osi optycznych. W obrębie niektórych gniazdek kryje się czasem prehnit,

a w jego otoczeniu adular jest zwykle plamście brunatnawo zmętniały. Dużo widzimy też cieniutkich żyłek adularowych przecinających amfibolit w różnych kierunkach; łączą się one z opisanymi gniazdkami i przedstawiają zapewne drogi, którymi rozprawdane były po skale roztwory potasonośne. Żyłki przecinają ostro plagioklaz diablastyki i powodują w nim serycytowe zmętnienie. W obramowaniu gniazdek adularowych często wykształca się lepiej skrytalizowany diopsyd. Pozwala to wnioskować, że amfibolit pochodzenia eklogitowego doznał infiltracji roztworów przynoszących z zewnątrz do skały składniki skaleni potasowego, które całkowicie podstawili kwarc adularzem, a w plagioklacie wywołały serycytyzację. Czy diopsyd krystalizował w związku z tymi procesami metasomatycznymi, czy też był od początku w diablastyce oraz w obrębie dawnych gniazdek kwarcowych, nie podobna rozstrzygnąć.

Próbka 7 (anal. chemicznie). Zielonkawo-czarny amfibolit ze sporadycznymi granatami, siwymi plamkami skaleni oraz cieniutkimi jasnymi żyłkami. W mikroskopie stwierdza się daleko zaawansowany proces rekrytalizacji hornblendy i plagioklazu. Oliwkowozielona hornblenda już tylko w małej części zdradza drobne i gęste przerosty diablastyczne plagioklazem, przeważnie zaś przekrytalizowała w krótkie i grube słupki z interstycjami wypełnionymi przez oligoklaz o rzadkich prążkach bliźniaczych. Diopsydu nigdzie nie widać, możliwe, że nigdy go tu nie było. Granat ostał się tylko w stosunkowo nielicznych, drobnych i silnie skorodowanych reliktach, otoczonych mętnawą masą o wyglądzie zserycytowanego plagioklazu. W masie tej wrosnięte są długie i cienkie pręciki hornblendy, nierzadko rudobarwiony biotyt. Taki sam biotyt trafia się także i gdzie indziej, np. w środku hornblendy lub przerstającego się z nią plagioklazu i często przeobraża się w chloryt lub bezbarwny, silnie dwójłomny minerał cechami optycznymi zbliżony do prehnitu.

Rutyl jest już bardzo zredukowany, lecz niektóre jego ziarnka nie są wcale zaatakowane. Tytanit tworzy przeważnie zupełnie oddzielne krupkowate agregaty, rzadko wykazujące reliktove jądra ilmenitu, nigdy rutylu. Poza tym występują niekształtne, często rozczłonkowane grudki beztytanowych tlenków żelaza, tu i ówdzie zamykające w środku relikty piryty. Nadto obserwuje się ziarnka apatyty i rzadki cyrkon.

Podobnie jak w próbie 6 nie ma tu nigdzie kwarcu, a jego rolę morfologiczną w budowie skały w postaci rozgałęzionych gniazdek i smug spełnia adular z wykrytalizowanym tu i ówdzie w jego obrębie prehnitem. W sąsiedztwie

tego adularu, z reguły brunatnawo zmętniałego, plagioklaz jest zawsze jednostajnie zmętniały, bardzo delikatnie zsercytyzowany. Trudno wątpić, że mamy tu do czynienia z metasomatozą potasową wywołaną przez impregnację skały z zewnątrz napływającymi roztworami, które spowodowały sercytyzację plagioklazu i wyparcie kwarcu przez skałę potasowy, w drobnej mierze tworzenie się wtórnego biotyту. Mętne pola skaleniowe dokoła reliktyw granatu świadczą o nieco wcześniejszym uruchomieniu sodu, umożliwiającym wkraczanie plagioklazu na miejsce rozkładającego się granatu. W ten sposób wyniki analizy chemicznej znajdują potwierdzenie w obserwacjach mikroskopowych.

Alternacja eklogitów, amfibolitów i gnejsów

W skałkach opatrzonych na szkicu terenowym cyframi IV i V możemy studiować parokrotne zgodne przekładanie się ławic gnejsów różnego rodzaju, nieraz bardzo osobliwych, z ławicami mniej lub więcej zamfibolizowanych eklogitów. Studium tego rodzaju profili jest bardzo ważne dla oceny genezy wtrąceń eklogitowych wśród gnejsów w ogólności. Ponieważ gnejsy te zdradzają wyraźnie znamiona pochodzenia osadowego, musi się dojść do wniosku, że również eklogity są ławicami osadów tej samej serii, a więc mogą pochodzić albo od ławic zasadowych wulkanitów piroklastycznych, albo od ławic osadów uboższych w krzemionkę, a obfitujących w węglany.

W skałce IV odsłania się ławica zamfibolizowanego eklogitu, mająca w spągu i stropie ławice gnejsów.

Ławica eklogitu jest silnie skliważowana i impregnowana jasnymi żyłkami prehnitu. Silne dynamiczne deformacje są przyczyną, że ostrymi granicami stykają się ze sobą partie o różnym stopniu amfibolizacji. Mamy tu partie eklogitu, w których omfacyt uległ całkowitemu przeobrażeniu w bardzo delikatny agregat amfibolowy, natomiast granat i rutyl są jeszcze dobrze zachowane, jakkolwiek zagęszczenia granatów wskutek ruchów doznały kataklasycznego rozkruszenia. Do nich bezpośrednio przytykają partie amfibolitu diablasytowego w daleko zaawansowanym stopniu amfibolizacji i rekrytalizacji, w których granat i rutyl całkowicie już zanikły; widać tylko agregatowe skupienia tytanitu, często z czarnymi jądrami ilmenitu, a tło plagioklazowe pałeczek hornblendy w diablasytowych przerostach jest już dobrze wyodrębnione. Obie partie silnie splekane i infiltrowane licznymi żyłkami prehnitu, miejscami „*en masse*” sprehnityzowane. Są też partie

amfibolitu w tak poważnym stopniu impregnowane i wyparte przez prehnit, że skała staje się jasna, a mikrodiablasytne agregaty amfibolowe rozcieńczają się i redukują do reliktywnych plam i smug. W takich miejscach prehnitowi towarzyszy z reguły w dużych ilościach brunatno zmętniały adular, prehnit zaś przyjmuje formę dużych skomplikowanych ząbionych ksenoblastów, mętnych i przyprószonych nieoznaczalnymi wrostkami.

Na podstawie tych obserwacji można wnioskować, że niegdyś cała opisywana ławica była eklogitem, który w zaawansowanym stadium amfibolizacji został poddany deformacji, lokalnie nawet kataklazie, z pewnym poprzysuwaniem poszczególnych partii, pęknięcia zaś wypełniał prehnit. Bardziej rozarte partie uległy nawet masowej impregnacji i metasomatozie przez prehnit i dołączający doń w pewnej fazie adular.

Skała występująca w spągu wyżej opisanego zamfibolizowanego eklogitu, zupełnie masywna i bezkierunkowa, ma skład tak niezwykle i skomplikowany, że trudno dobrać dla niej odpowiednią nazwę petrograficzną i stworzyć jej genezę. W każdym razie odpowiada ona raczej pewnemu niezwykle typowi gnejsu, jakkolwiek na podstawie wykształcenia pewnych swych składników zdaje się ona wiązać genetycznie z eklogitami. Obfituje ona przede wszystkim w kwarc i kwaśny oligoklaz (10—13% An) oraz w granat, w mniejszych ilościach zawiera biotyt i hornblendę, podrzędnie staurolit, dysten, rutyl, tlenki żelaza, apatyt i cyrkon.

Plagioklaz tworzy ziarna ksenomorficzne, często drobnoagregatowe, wmieszane pomiędzy ziarna mozaiki kwarcowej i robiące w przeważnej części wrażenie produktu wtórnie nagromadzonego (feldspatyżacja plagioklazowa). Niektóre ziarna poprzerastane są niezliczonymi pręcikami i pałeczkami bladej, szarzielonej, słabo pleochroicznej hornblendy. Ziarna takie żywo przypominają mikrodiablasytne amfibole po omfacycie w amfibolitach pochodzenia eklogitowego, lecz przerosty hornblendy są tu jakby rozrzedzone obfitym tłem plagioklazowym. W wielu miejscach zresztą hornblendy uległa chlorytyzacji.

Granat w zmiennej wielkości nieforemnych ziarnach tkwi głównie w mozaice kwarcowej, lecz przeważnie otulony jest obłóczkami plagioklazu, który często wnika kieszeniami do środka ziarn granatu lub wypełnia żyłki przecinające je na wskroś. Nie ulega wątpliwości, że plagioklaz krystalizował wtórnie wzdłuż szwów intergranularnych pod wpływem krążących roztworów i wyzyskiwał też szczeliny w granacie nadgryzając go stopniowo.

Granat był stosunkowo odporny na tę korozję, natomiast staurolit i dysten w podobnej sytuacji były na nią znacznie bardziej podatne, tak że pozostały z nich już tylko relikty silnie nadżarte przez plagioklaz (pl. VIII, fot. 5).

Biotyt rudobrunatny w malutkich łusczkach lub bezkształtnych strzępkach przyrasta do ziarn granatu, staurolitu, tlenków żelaza, albo gromadzi się w skupienia poprzerałane plagioklazem i wówczas przypomina symplektyty tak często powstające z jasnego łyszczyku w amfibolizujących się eklogitach. I tu zresztą widać, że plagioklaz nadżera biotyt i redukuje stopniowo jego ilość, co związane jest z feldspatyzacją całej skały. Biotyt w późniejszym okresie uległ częściowej chlorytyzacji albo przeobrażeniu w jakieś nieoznaczalne produkty podobne do wermikulitu czy też nontronitu. Liczne młode pęknięcia w skałe wypełnione są prehnitem i adularzem.

Jak można sobie wyobrazić, pochodzenie tej skały o tak dziwnie mieszanych cechach? Jedną alternatywę stanowi przypuszczenie, że na granicy eklogitów i paragnejsów pod wpływem silnych ruchów nastąpiło wymieszanie tektoniczne obu skał, a późniejsza rekrytalizacja w warunkach statycznych zatarła całkowicie kierunkowość tekstury. Alternatywa ta wydaje się mniej prawdopodobna z uwagi na brak jakichkolwiek śladów deformacji i kataklazy. Druga alternatywa to przypuszczenie, że mamy tu do czynienia z łupkiem krystalicznym pochodzenia osadowego, który obok szeregu zwykłych w takich skałach minerałów, jak kwarc, muskowit, granat, dysten, staurolit, zawierał również omfacyt, podobnie jak tzw. „eklogitowe łupki mikowe” Alp Graiskich w Italii (Franchi 1902). Uznając to przypuszczenie za bardziej prawdopodobne można by dopatrywać się w obrazach mikroskopowych tej skały następujących 4 etapów jej metamorficznej ewolucji:

1. Parageneza metamorficzna kwarc, muskowit, granat, omfacyt, ubocznie staurolit, dysten.
2. Rozpad omfacytu na diablastyczne agregaty amfibolowo-plagioklazowe i jasnego łyszczyku na agregaty biotytoowo-plagioklazowe.
3. Dopływ sodu, przyrost plagioklazów kosztem wypieranych przezeń minerałów starszych, biotytu, granatu, staurolitu, dystenu, hornblendy.
4. Niskohydrotermalne dopływy dostarczające prehnitu i adularu, chlorytyzacja biotytu i hornblendy itd.

Ławica leżąca w stropie eklogitu zamfibolizowanego przedstawia drobnoziarnisty szary gnejs z bardzo malutkimi, dopiero pod lupą rozpoznawalnymi łusczkami biotytu w rozmieszczeniu równomiernym, bez smużystych

i plamistych zagęszczeń. W takim tle rozsiane są drobne okrągławe blasty skaleni 1—3 mm średnicy. Lokalnie zaznaczają się niekształtne soczewkowate wkładki ciemniejsze, zielonoszare, wzbogacone w amfibol. W gnejsie tym biegnie cienka żyłka pegmatoidu o poszczególnych ziarnach białego skalenia dochodzących do 1 cm średnicy. Przebieg jej nieregularny, falisty; duże skalenie okrągławe wrastają w gnejs i na odwrót gnejs wkracza smugami do żyłki, w której obrębie łyszczyki wzrastają w kilkumilimetrowe blaszki. Megaskopowym wyglądem skała przypomina *paragnejsy serii strońskiej*, a mikroskopowe jej cechy nie pozostawiają cienia wątpliwości co do jej osadowego pochodzenia, przy czym w różnych miejscach skład mineralny wykazuje pewną zmienność. Kierunkowość skały jest wcale wyraźna dzięki dość dobremu uporządkowaniu biotytu i ułożeniu skupień kwarcowych.

Dużo w tej skałe jest kwarcu w wielkich grubomozaikowych gniazdach i smugach. Ze skaleni obecny jest tylko plagioklaz o składzie 29—32% anortytu, w drobnych, zwykle czystych i słabo zbliźniaczonych ksenoblastach. Tu i ówdzie trafiają się duże, owalne plamy szarego mętnego agregatu serycytowego, przepelnione łusczkami biotytu, których pochodzenia trudno się domyślić. Biotyt liczny, przeważnie przeobrażony w różne trudno oznaczalne produkty, w głównej masie skały jest jedynym głównym minerałem barwnym. Nierzadkie są też rozczłonkowane ziarna granatu, akcesoryczny apatyt, tlenki żelaza, rutyl, cyrkon.

W niektórych miejscach jednak biotytoowi towarzyszą drobne niekształtne ziarnka intensywnie zielonej hornblendy. Są też odrębne partie, w których biotyt staje się zupełnie podrzędny, a głównym minerałem staje się hornblendy. Występuje ona wówczas w postaci nieregularnych słupków gromadnie i gęsto przetykających plagioklaz i zdradzających często na większych przestrzeniach jednolitą orientację. Przypomina to mikrodiablastyczne zespoły hornblendowe po omfacycie w zamfibolizowanych eklogitach. Najwyraźniejsze jest to podobieństwo wówczas, gdy takie przerosty hornblendowo-plagioklazowe zamknięte są wewnątrz grubszych gniazd i smug kwarcu i wówczas trudno mieć wątpliwości, że są to pseudomorfozy po słupkach piroksenu, który rozpadł się na plagioklaz i hornblendę. W wielu miejscach hornblendy rekrytalizując zawiera się w większe ziarna jednorodne z sitowymi tylko wrostkami drobnych plagioklazów. W takich partiach nie ma nigdy granatów, natomiast licznie występuje tytanit. Są więc poważne podstawy do przypuszczenia, że w obrębie paragnejsu istnieją drobnitkie sedymentacyjne

przekładki, których natura była zbliżona do eklogitów.

W innym miejscu tego samego paragnejsu nie ma ani śladu tych hornblendowych wkładek ani granatu, a skalenie są inaczej wykształcone. Plagioklaz nieco kwaśniejszy (22—25% An) wykazuje często subtelne użyłkowanie wtórnym albitem. Nie brak tu mikroklinu w ziarnach równorzędnych wielkością plagioklazowi, wżerających się pomiędzy plagioklasy z częstą produkcją myrmekitu, a nawet zamykających w sobie ich mniejsze osobniki. Nigdy natomiast nie obserwuje się penetracji mikroklinu do środka plagioklazu w postaci antypertytowych żyłek i okienek, co jest tak charakterystyczne dla gnejsów gieraltowskich.

Pegmatoidalna partia, składająca się wyłącznie z dużych oligoklazów i kwarcu, nie jest żyłą lecz utworem czysto blastycznym, wcześniejszym od dopływu mikroklinu. Cieniutkie żyłki tnące zarówno pegmatoid, jak i otaczający paragnejs, wypełnione są mętnym adularzem i prehnitem, a w ich otoczeniu zaznacza się w plagioklazu wyraźne zmętnienie i serycytyzacja (pl. VIII, fot. 6).

Drugi bardziej urozmaicony profil przekładających się ławic gnejsów i eklogitów przestudiowany został w skałce V; figura 7 podaje wykonany przez H. Teisseyre'a szkic tego profilu z zaznaczeniem miejsc pobrania próbek do ba-

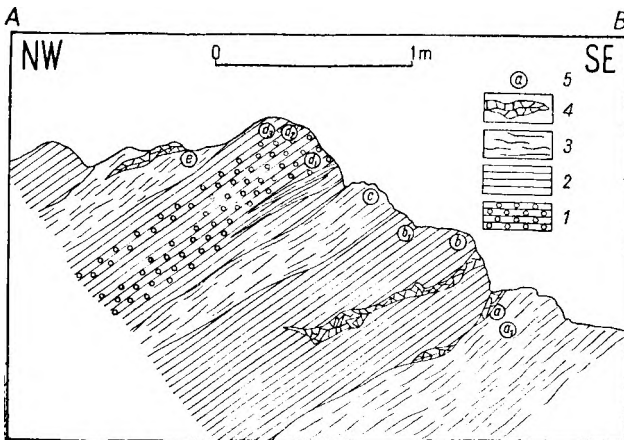


Fig. 7

Naprzemianległość gnejsów i amfibolitów w skałce V wystąpienia eklogitów pod Suszycą w okolicy Nowej Morawy (według rysunku H. Teisseyre'a)

1 — eklogit zamfibolityzowany i amfibolit eklogitowy, 2 — amfibolit zwyczajny i gnejs amfibolowy, 3 — gnejs, 4 — pegmatoid, 5 — miejsca pobrania próbek opisanych w tekście

Alternation of gneisses and amphibolites in the outcrop V on the SE slopes of the Suszyca Mt. near Nowa Morawa (after the sketch of H. Teisseyre)

1 — eclogitic amphibolite, 2 — ordinary amphibolite and amphibole gneiss, 3 — gneiss, 4 — pegmatoid, 5 — points of examined samples

dań mikroskopowych. Widzimy tu trzy ławice paragnejsów biotytowych o nieco zmiennej w różnych miejscach budowie, alternujące z trzema ławicami amfibolitów pochodzenia eklogitowego, przy czym wyraźne relikty eklogitów zachowały się jedynie w centrum ławicy środkowej (d). Zarówno w gnejsach, jak amfibolitach pojawiają się nieregularne żyłki białawych pegmatoidów.

Gnejs ławicy dolnej (a). Skała szara, na ogół drobnoziarnista, pozbawiona laminacji, ze słabą kierunkowością zaznaczoną krótkimi i nieostrymi smużkami zagęszczeń biotyту, rozjaśniona nieregularnymi plamkami skupień skalenio- wych do kilku milimetrów średnicy. Dobrze zachowany biotyt stosunkowo jasno, rdzawo-czerwono ubarwiony, z bardzo mocnymi, prawie czarnymi polami pleochroicznymi, jest bardzo obfity w nieregularnych płytkach, słabo uporządkowanych w niewyraźne, równoległe smużki (przypuszczalne ślady dawnego warstwowania). Minerale jasne tworzą chaotyczną mozaikę postkinematycznie zrekrytalizowaną. Główną w niej rolę odgrywają kwarc i oligoklaz (27—29% An, w jądrach niekiedy kwaśniejszy, 25% An). Hipautomorficzne na ogół, albitowo i peryklinowo prążkowane ziarna oligoklazu zazębiają się z biotytem i miejscami wyraźnie wstrastają jego kosztem. Mikroklinal jest o wiele mniej liczny i nierówno rozmieszczony, najobfitszy w miejscach skały pozbawionych biotyту. Rozrasta się on w zakątkach międzyziarnowych kosztem plagioklazu, wgryzając się weń i tworząc reakcyjne agregaty z częstym myrmekitem. Lokalnie urasta do postaci większych poikiloblastów poprzerastanych relikto- wymi ziarnkami oligoklazu i kwarcu.

W pobliżu żyłki pegmatoidowej, przy granicy z amfibolitem (próbka a) megaskopowo wygląd skały zmienia się na nieregularnie smużysty *gnejs migmatytowy*, przejęty białawymi smużkami wzbogaconymi w większe skalenie. Mikroklinal tu zanika, oligoklaz zaś nieco kwaśniejszy (20—25% An) tworzy ziarna ksenomorficzne, bardzo nierówne, zamykające obfite okrągławe granulki kwarcu. Z minerałów akcesorycznych pojawiają się allanit i granat. Najbardziej jednak charakterystyczne są różne nowotwory w obrębie późniejszych spękań wypełnionych skaleniem potasowym i prehnitem. W niektórych miejscach pomiędzy oligoklazem przeciętym szczeliną a wypełniającym ją skaleniem potasowym zaznaczają się reakcje wymienne. Powstają wówczas strefy agregatowych mas skalenio- wych z bardzo delikatnymi myrmekitami, a miejscami nawet większe blasty faliście wygaszającego mikroklinalu rosnące kosztem wypieranego stopniowo oligoklazu.

Środkowa ławica gnejsowa (c) przedstawia megaskopowo typowy i jednolity szary drobno-

ziarnisty *paragnejs biotytowy* przypominający ławice takich skał z serii strońskiej. Kwarce niezbyt obfity ma tu dwojakie wykształcenie: a) zwarte mozaikowe laminy, żyłki i smużki zgodne z uprzywilejowaną orientacją biotyty i b) niezliczone drobne okrągławe wrostki w plagioklazach, w niektórych ziarnach szczególnie gęste, niemal sitowe, robiące wrażenie reliktyw wypieranych przez plagioklaz. Plagioklaz ten (20—26% An) tworzy ksenoblasy bardzo różnej wielkości, niektóre duże, poikilitowo poprzątkowane drobnymi kwarcami i biotytami i zdradzające uporządkowanie zgodne z ogólną kierunkowością skały. Wskazuje to na ich wtórny wzrost kosztem kwarcu i łyszczyków, a więc na proces feldspatyzacji plagioklazowej. Mikroklin ilościowo podrzędny rozrasta się zawsze kosztem plagioklaz wnikając weń plamkami i żyłkami o wyglądzie antypertytowym. Ukrywając się w interstycjach plagioklazów wytwarza przez reakcję z nimi typowe myrmekity lub mieszane agregaty mikrokryształiczne. Zdarzają się czasem także większe ksenoblasy mikroklinu zamykające reliktywne wrostki nie strawionych plagioklazów. Akcesorycznie występują apatyt, cyrkon, allanit, granat i czarne tlenki Fe.

Górna ławica gnejsowa (e) przedstawia bardzo drobnoziarnisty szary *paragnejs biotytowy z plagioklazem i mikroklinem*, o składzie bardzo podobnym jak w skale poprzednio opisanej, lecz gęsto pocięty cieniutkimi białymi żyłkami. Osobliwością tej skały jest obecność wewnątrz ksenoblastów plagioklaz, obok zwykłych tam wrostków kwarcu i biotyty, także wrostków muskowitu, którego nigdzie w skale poza tym się nie widzi. Na podstawie opisanych przeze mnie (1964b) zjawisk we wkładkach gnejsowych w obrębie eklogitów Międzygórza wnioskuję, że opisywane *paragnejsy* rozwinęły się z łupków dwumikowych przez feldspatyzację plagioklazową, która łatwiej eliminuje muskwit niż biotyt. Później jednak plagioklaz był częściowo wypierany przez mikroklin z różnymi objawami reakcji wtórnych opisanymi przy skałach poprzednich.

Górna ławica *zamfibolizowanego eklogitu* (d) już megaskopowym wyglądem zdradza w różnych miejscach rozmaity stopień wtórnego przeobrażenia „*en masse*”. Najmniej zaawansowane w tym procesie partie skały, odznaczające się jaśniejszą barwą, wyraźniej ziarnistą strukturą i lepszą widocznością granatów, spotyka się najobficiej w środku ławicy (d_1). Lecz nawet w takich partiach omfacyt nie zdołał się zachować, lecz całkowicie przeobraził się w bardzo drobno pręcikowy agregat amfibolowy, lokalnie nawet najbardziej pierwotny, mętny, kryptokryształiczny. Granat natomiast jest w nich dobrze zachowany, słabo zaatakowany

przez agregaty diablastyczne, cienko tylko oskorupiony zieloną wtórną hornblendą, tu i ówdzie jednak wzdłuż spękań drażony przez cienkie żyłki zielonego amfibolu, mozaikowego kwarcu lub wtórnego skalenia. Charakterystyczne jest wydłużenie ziarn granatu zgodne z biegiem ławicy eklogitu, a jednocześnie gęste, równoległe spękanie tych ziarn pod kątem około 30° względem ich wydłużenia, spowodowane zapewne późniejszą deformacją tektoniczną (pl. IX, fot. 1). Dość liczne są ksenoblasy bladoliwkowobrunatnego karyntynu, często poikilitowo lub robaczkowo poprzerastane kwarcem, zupełnie nie atakowane przez wtórne agregaty diablastyczne. Dość dużo tu jest kwarcu i rutylu, a nadto pojawiają się podługowate przekroje, w których drobnocięte łuski bladobrunatnego biotyty osadzone są w mętnym tle skaleniowym, zapewne produkty rozpadu pierwotnych płytek białej miki. W wielu miejscach skała poprzecinana jest żyłkami brunatno zmętniałego skalenia potasowego, pojawiają się nieforemne interstycje wypełnione przez tenże skał, a w końcu miejsca, gdzie gniazdka kwarcu lub lepiej wyodrębnione tło plagioklazowe agregatów diablastycznych amfibolu lub biotyty są stopniowo atakowane i podstawiane przez ten skał. Jednym słowem ujawnia się tu późny metasomatyzm potasowy, któremu ulega zarówno wtórnie przez amfibolizację eklogitu wydzielony plagioklaz, jak i pierwotny mozaikowaty kwarc.

Bliżej stropu tejsze ławicy (d_2, d_3) stwierdzamy znacznie wyższy stopień amfibolizacji eklogitu: jest to już *amfibolit eklogitowy*. Diablastyczne agregaty amfibolowe po omfacycie są w zmiennym stopniu przekryształizowane, miejscami jeszcze delikatne, miejscami już grube, ze słupkami wtórnego oliwkowozielonego amfibolu ograniczonymi ściankami (110) i z dobrze wyodrębnionym tłem plagioklaz, w którym wyraźne albitowe prążki bliźniacze umożliwiają oznaczenie składu (25—29% An). Tu i ówdzie pojawiają się większe poikiloblasy o składzie bardziej sodowym (10—12% An), jak gdyby pod wpływem późniejszych roztworów urosłe w agregacie amfibolowym. Karyntyn pierwotny już nie odbiega barwą od wtórnego amfibolu, prawdopodobnie przebudował się i upodobił składem do tego ostatniego. Granat znacznie zredukowany, ograniczony do reliktyw silniej lub słabiej wyżartych, które często otoczone są mętną skaleniową obwódką z wrostkami igiełek amfibolu i łusek chlorytu, a dopiero dalej na zewnątrz z pierścieniem bardziej zwartej hornblendy zielonej. Mętne plamy skaleniowe z łuskami bladego biotyty, często zresztą schlorityzowanego, które można uważać za produkty rozpadu pierwotnego jasnego łyszczyku, są wszędzie widoczne, miejscami jednak tak duże,

liczne i z udziałem zoizytu, że można podejrzewać ich powstawanie również na jakiejś innej drodze. Rutyl w poważnej mierze zastąpiony ilmenitem, zwykle też z obwódkami tytanitowymi. Żyłki i gniazdka skalenia potasowego atakują kwarc i plagioklasy, chociaż nie wszędzie jest to wyraźnie widoczne.

Dolna ławica metabazytowa (b) przedstawia megaskopowo obraz *amfibolitu zwyczajnego*, bez widocznych znamion pochodzenia eklogitowego. Jest ona przeniknięta wzdłuż biegu nieregularną żyłą białawego pegmatoidu i zresztą w całości ma wygląd nieco migmatyczny wskutek nieregularnych brudnobiałych plamek i smużek skalenia, najprawdopodobniej wtórnie doprowadzonych.

W pobliżu stropu ławicy (b₁) amfibolit jest bardziej jednorodny, ciemnozielonkawoszary z nielicznymi większymi ziarnami amfiboli i rzadkimi plamkami skalenia. W mikroskopie stwierdza się w nim typową diablastyczną strukturę, z bladezielonkawą, dość słabo pleochroiczną hornblendą, wszędzie ściśle poprzerastaną silnie sodowym plagioklazem bliskim albitowi. Granatu nigdzie nie ma nawet w śladach, relikty rutylu bardzo skąpe, przeważa drobnogruźelkowy tytanit w towarzystwie czarnych tlenków żelaza. Pomimo to trudno mieć wątpliwości, że skała ta jest diablastycznym amfibolitem pochodzącym z daleko zaawansowanego przeobrażenia eklogitu. Zaawansowanie to było zapewne spowodowane silną migracją sodu, skutkiem której w pewnych partiach skały dochodziło do wypierania diablastycznej hornblendy przez albit i rozrzedzania się jej agregatów w pewnych strefach w silnie nagromadzonym albitcie. Albit ten zresztą był później w stopniu zmiennym, niekiedy bardzo znacznym, wypierany przez skałę potasowy.

Procesy te w stopniu znacznie silniejszym zaznaczyły się w środkowej partii ławicy (b), na skutek czego pochodzenie eklogitowe prawie zupełnie zostało zatarte. Skała obfituje tu tak dalece w skalenie i w kwarc skupiony w żyły i smugi, że można ją zaliczyć raczej do gnejsu hornblendowego. Diablastyczne, pręcikowe zespoły hornblendy tu i ówdzie dobrze jeszcze się zachowały, lecz przeważnie zostały one silnie wytrawione, powyżerane i zredukowane przez skalenie. Nie ulega jednak wątpliwości, że skała pochodzi z amfibolitu diablastycznego sukcesji eklogitowej i tylko wtórne doprowadzenie skalenia i kwarcu zmieniło jej petrograficzny charakter.

Panującym skaleniem jest tu czysty albit o typowych prążkowaniach bliźniaczych; on właśnie czynnie atakuje hornblendę i stopniowo ją wypiera, co widać dobrze w morfologii obu minerałów. Obok albitu występuje mniej

jednostajnie rozmieszczony skałę potasowy, łatwo odróżniający się niższymi współczynnikami załamania i osobliwym brunatnym zamgleniem. Brak jakichkolwiek zbliżeń nadaje mu wygląd ortoklazu. Skałę ten jest późniejszy od albitu, wgryza się w jego ziarna od zewnątrz, penetruje ich wnętrza skomplikowanymi żyłkami i plamkami o osobliwych nieraz deseniach. Niektóre ziarna albitu zostały tym skaleniem od środka niemal całkowicie wyparte, tak że pozostały po nich tylko cienkie, silnie dwójłomne obwódki. Wypierane w ten sposób są zarówno osobne ziarna albitu, jak też przerosty i wżery tegoż w diablasty hornblendy, lecz najwyższy jego stopień zaznacza się w strefach, gdzie hornblendą została już uprzednio całkiem wyparta przez albit. Rzecz charakterystyczna, że niektórym żyłkom kwarcowym towarzyszą smugi szczególnie wzbogacone w skałę potasowy, co wskazywałoby, że część kwarcu dopływała do skały w związku z metasomatozą potasową. Znamienne, że nigdy nie tworzą się przy tym łyśczyki, często natomiast pennin, co wskazuje na stosunkowo niskotemperaturowe warunki hydrotermalne.

Z opisu profili skałek IV i V wynikają następujące wnioski:

1. Mamy tu do czynienia z sekwencją wybitnie osadową materiałów o naprzemianległe silnie różniącym się składzie: ławice mulkowo-ilaste, które dostarczyły paragnejsów biotytowo-plagioklazowych, i ławice o chemizmie zasadowym (albo bogate w węglany, albo w bazaltowy materiał piroklastyczny), które w najwcześniejszym etapie metamorfozy dostarczyły eklogitów, a później ulegały amfibolizacji. Bezpośrednie sąsiedztwo paragnejsów wpływa zawsze na łatwość amfibolizacji eklogitów, co można by wyjaśnić tym, że omfacyt przestaje być trwały tam, gdzie w pobliżu dokonuje się blasteza jakiegokolwiek plagioklazu.

2. Gnejsy alternujące z eklogitami lub produktami ich amfibolizacji mają wygląd i petrograficzne wykształcenie zbliżone raczej do paragnejsów serii strońskiej, różniąc się wybitnie od gnejsów typu gierałtowskiego szeroko rozwiniętych w zewnętrznym obramowaniu stref występowania eklogitów. Jeśli uznać za słuszną hipotezę, że gnejsy gierałtowskie są produktami znacznie dalej posuniętej ewolucji metamorficzno-metasomatycznej tych samych wyjściowych materiałów osadowych, które dostarczyły serii strońskiej, należałoby wnioskować, że eklogity działały hamująco na czynniki tej ewolucji.

3. Ławice eklogitowe, przeszedłszy przez procesy amfibolizacji w różnym stopniu, narażone były na podobne wpływy metasomatyz-

mu jak alternujące z nimi paragnejsy. Najpierw aktywizacja wędrówki sodu i wzbogacenie skał w albit, wypierający w gnejsach głównie łyszczyki i kwarc, a w zamfibolityzowanych eklogitach głównie wtórną hornblendę, po części granat. Później dopływ potasu powodujący początkowo serycytyzację starszego plagioklastu, następnie nagryzanie i wypieranie przez skałęń potasowy tegoż plagioklastu, miejscami i po części także i kwarcu. Są to te same i tak samo w czasie po sobie następujące fale alkalicznego metasomatyizmu, które na skalę regionalną zostały wykryte na całym obszarze krystalinikum Śnieżnika.

Do eklogitów lepiej zachowanych składniki te doprowadzane są tylko cienkimi szczelinkami tensyjnymi i po całej masie skalnej się nie rozchodzą. W eklogitach silnie zamfibolityzowanych roztwory również zaczynają krążyć począwszy od szczelin i atakują całą masę skalną, w skrajnym przypadku powodując bardziej masywną impregnację i użylenie na wzór migmatytów. W jeszcze wyższym stopniu taka impregnacja intergranularna i masywne objawy metasomatyizmu właściwe są paragnejsom, gdzie normalnie nie widać już szczelinowatych dróg dopływu roztworów z zewnątrz. Gnejsy typu gierałtowskiego są najdalej zaawansowane w takim rodzaju powszechnej metasomatyicznej impregnacji wtórnymi substancjami skaleniotwórczymi, lecz również gruntownie zamfibolityzowane eklogity mogą lokalnie osiągnąć taki stan i nabrać wyglądu migmatytowego, jak np. ławica *b* w profilu skałki *V*. W świetle tych obserwacji zrozumiałe jest hamujące działanie eklogitów (zwłaszcza lepiej zachowanych) na metasomatyyczną przeróbkę alternujących z nimi gnejsów: są one mało przenikliwe dla alkalicznych roztworów i utrudniają ich swobodny dostęp do podatnych na te roztwory paragnejsów.

EKLOGITY JEDNOSTKI MIĘDZYGÓRZA

Punkty *d* (I—V) na fig. 1

Z najwyższej partii jądra jednostki tektonicznej Międzygórze, zbudowanego z typowych gnejsów gierałtowskich, znany jest cały szereg wystąpień eklogitów dość jednolitego typu petrograficznego, nie spotykanego na pozostałym obszarze. O eklogitach tej strefy pierwszą wiadomość w literaturze podał E. Bederke (1943). Odznaczają się one tu na ogół wyraźniej kierunkową teksturą, polegającą z jednej strony na mniej lub więcej wyraźnej laminacji z równoległą naprzemianległością rozmaicie ubarwionych warstewek wzbogaconych raz w jasnoróżowy granat, raz w wyraźnie zielony omfacyt, rzadziej w ciemnobrunatnawoszary karyntyn

albo jasnoszary kwarc z udziałem białej miki i dystenu, z drugiej zaś strony na mniej lub więcej wybitnym uporządkowaniu w płaszczyznach laminacji wydłużonych słupków omfacytu lub karyntynu oraz tabliczek miki i dystenu. W pracy z 1964 r. te teksturalnie kierunkowe odmiany określiłem jako typ *C* eklogitu — ubogi w karyntyn i typ *D* bogaty w karyntyn, podkreślając zarazem, że typ *D* jest ilościowo całkiem podrzędny i tworzy tylko lokalne, cienkie przewarstwienia w typie *C*.

Z rozmieszczenia punktów występowania tych eklogitów na mapie (fig. 8) wynika, że trzymają się one jak gdyby jednego poziomu stratygraficznego w gnejsach gierałtowskich jednostki Międzygórze, blisko ich stropu i granicy z wyższym poziomem, który H. Teisseyre na swej mapce geologicznej z roku 1957 wyodrębnił jako gnejsy przejściowe do jeszcze wyżej leżących typowych gnejsów śnieżnickich. Ów poziom występowania eklogitów układa się na mapie zgodnie z biegiem gnejsów w kierunku S—N i upadem na wschód, oczywiście z lokalnymi odchyleniami spowodowanymi intersekcją w silnie morfologicznie zróżnicowanym terenie. Można przypuszczać, że jest to poziom ciągły. Czy występowanie eklogitów jest w nim również ciągłe, czy też — co bardziej prawdopodobne — tworzą w nim one tylko szereg oddzielnych porozrywanych soczew 5—10 m maksymalnej miąższości, trudno rozstrzygnąć wobec słabego odkrycia terenu. Odslonięcia eklogitów są rzadko rozsiane i skupione w kilku grupach, które niżej będą oddzielnie omówione i petrograficznie opisane, w porządku z południa na północ:

I — Na wschodnich zboczach bocznej dolinki schodzącej od północy do Nowej Wsi, nad zaznaczonymi na mapach niemieckich, lecz dziś już rozzebranymi domostwami, przy trawersującej z bocznej polnej drodze na wysokości 700—710 metrów, niewidoczna z daleka, bo wśród drzew ukryta niewielka skałka (fig. 9) wykryta przez W. Frąckiewicz. Wschodnia jej część odsłania eklogit pocięty w różnych krzyżujących się kierunkach zielonkawoczarnymi żyłami wtórnej amfibolityzacji, przy czym żyły zgodne z biegiem są grubsze, dłuższe i bardziej konsekwentne, poprzeczne zaś cieńsze, krótsze i pourywane. Zachodnia część skałki odsłania kontaktujący ze zamfibolityzowanym eklogitem od spągu gnejs gierałtowski, typu soczewkowo-laminowanego, z wyraźną linearną elongacją soczewek. Eklogit tej skałki przedłuża się około 100 m dalej na północ ukosem w górę zbocza, dając szereg mniejszych odsłonieć, a nawet jeszcze dalej, w polu obecnie zalesianym, na wysokości około 730 m widzi się odosobniony blok podobnego eklogitu.

II — Na przełęczy pod górą Jawor, 600—800 metrów na północ od poprzednio omówionej skałki, na wysokości 760—790 m n.p.m., wśród nieuprawianych i przeznaczonych na zalesie-

nie pól opuszczonego już dziś zupełnie górskiego przysiółka wsi Jaworek, z którego pozostał tylko samotny drewniany kościółek, spotyka się w kilku miejscach duże bloki stosunkowo

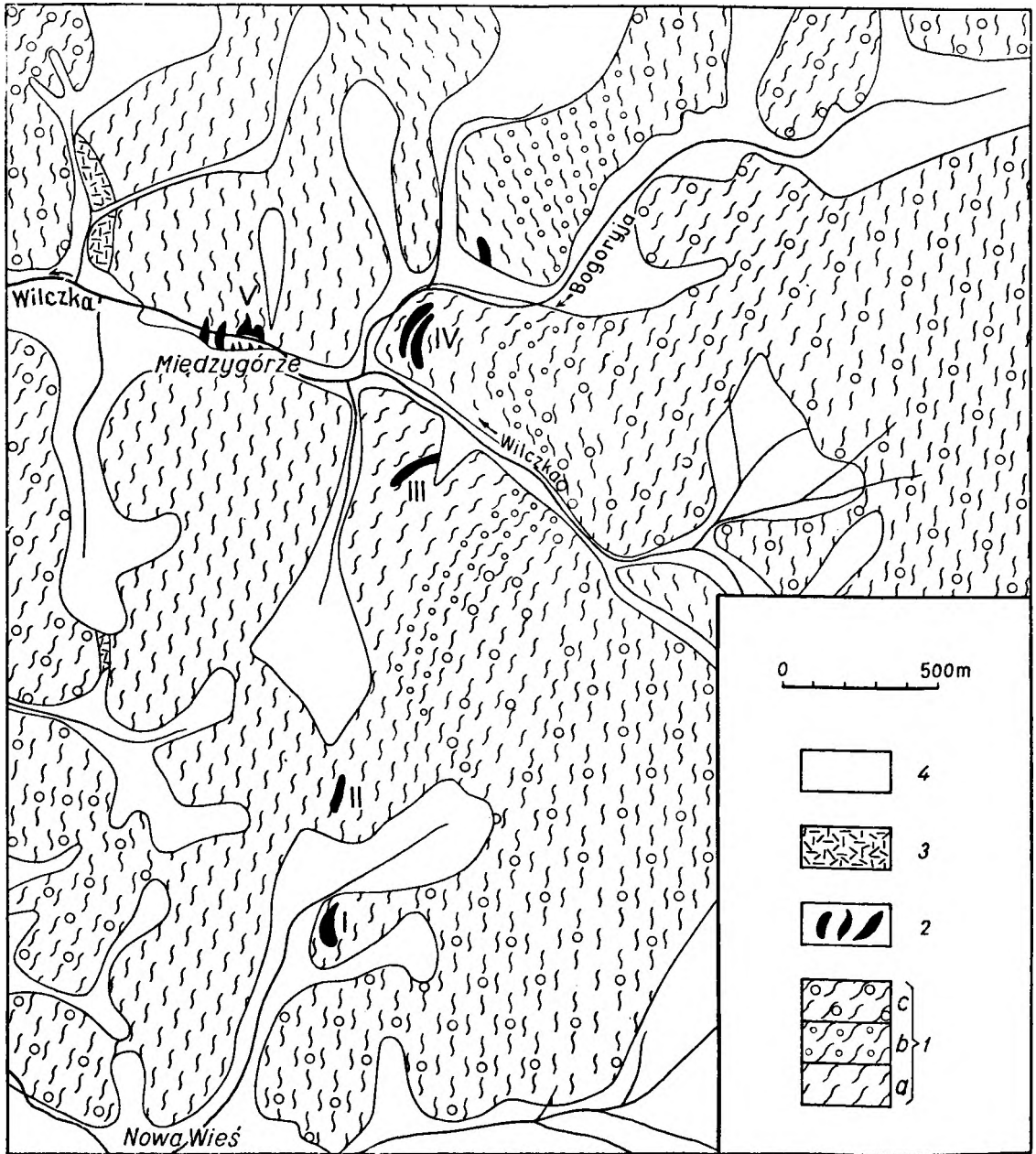


Fig. 8

Szkic geologiczny okolic Międzygórze z wystąpieniami eklogitów (I—V) (na podstawie mapki H. Teisseyre'a — 1957, z pewnymi uzupełnieniami autora)

1 — gnejsy plagioklazowo-mikroklonowe: a — typ gieraltowski, b — typ przejściowy, c — typ śnieżnicki; 2 — eklogity i amfibolity, 3 — mylonity, 4 — czwartorzęd

Geological sketch map of the environs of Międzygórze with indication of eclogite outcrops I—V (after H. Teisseyre — 1957, with some modifications of the present author)

1 — plagioclase-microcline gneisses: a — Gieraltów type, b — transitional type, c — Śnieżnik type; 2 — eclogites and amphibolites, 3 — mylonites, 4 — Quaternary

jasno ubarwionych eklogitów, niewątpliwie miejscowego pochodzenia, z których pobrano do ładań petrograficznych szereg próbek.

III — W Międzygórzu, na południe od doliny Wilczki, na opadających w stronę NNW stokach góry Jawor w poziomie 670—710 m n.p.m., w partii lasu opatrzonej na niemieckich mapach topograficznych nazwą „Wüstlich”, występuje szereg drobnych skałek eklogitów w różnym stopniu amfibolizacji. W kilku miejscach w ich spągu odsłaniają się rozmaicie wykształcone gnejsy. Największa i najbardziej instrykcyjna jest skałka najwyższa III/1 (około 710 m n.p.m.), najdalej w kierunku SW położona (fig. 10). Dwie inne, położone niżej na zboczu północnym III/2 i III/3 dostarczyły mniej ciekawego materiału petrograficznego. Odległość tej grupy skałek od poprzednio wymienionej (Jawrek — II) wynosi w linii prostej około 1300 m i na tej przestrzeni dotąd nie wykryto występowania eklogitów, co prawda brak tu zupełnie odsłoneń.

IV — W Międzygórzu, wąski grzbiet w rozwidleniu dolin Wilczki i Bogoryji, wprost na wschod od domów wczasowych „Gigant”, uwieńczony jest na wysokości 640—660 m w pobliżu szczytowej swej partii szeregiem drobnych skałek eklogitów, z których większość jest w znacznym stopniu zamfibolizowana. Najciekawszą ze względu na doskonałe zachowanie eklogitu i wysoką zawartość w nim pierwotnych węglanów jest mała skałka na samym cyplu grzbietowym (IV/1). Największa skałka IV/6 występuje na południowym zboczu tego grzbietu, powyżej basenu kąpielowego. W niej można obserwować kontakty gnejsów w spągu eklogitów ze zamfibolizowanymi brzeżnymi partiami tychże, jako też późniejsze infiltracje skalenia potasowego w amfibolity pochodzenia eklogitowego wraz z całym zespołem wtórnych zjawisk z tą infiltracją związanych. Na północną stronę doliny Bogoryji eklogity przechodzą również, jak można wnosić z jednego jedyne go wykrytego dotąd punktu IV/8 przy drodze leśnej na wysokości około 600 m. Dalej na północ nie wykryto dotychczas żadnych ich śladów.

V — Międzygórze, wąwóz Wilczki poniżej wodospadu. Miejsce to odpowiada zupełnie innemu poziomowi gnejsów gieraltowskich niż grupy odsłoneń I—IV, przypadając raczej na centrum pasa tych gnejsów w elemencie Międzygórza, a więc znacznie głębiej. Notowane tu były dotąd tylko drobne wkładki amfibolitów (patrz mapka H. Teisseyre'a z 1957 r.). Dopiero ostatnio udało mi się wykryć w tych amfibolitach drobne relikty eklogitowe z zachowanym jeszcze gdzieś tam omfacytem, widocznym megaskopowo tylko dla bardzo wprawnego i doświadczonego oka. Jest to odkrycie o tyle ważne, że dowodzące pierwotnego występowania

eklogitów nie tylko w owym głównym, najwyższym poziomie. Są to zresztą eklogity zupełnie innego typu, masywne, bezkierunkowe, obfitujące w blasty karyntynu, a więc stanowiące pierwotne przejścia do amfibolitów. Zbliżone poniekąd petrograficznie rodzaje skał występują masowo w zupełnie innym rejonie krystaliniku śnieżnickiego, pomiędzy Strachocinem koło Stronia a Starym Gierałtowie (punkt f na fig. 1, patrz str. 13).

I — Nowa Wieś

Jak krótko wspomniano powyżej, skałka, do której szczegółowego opisu petrograficznego przechodzę obecnie, składa się z dwu odmiennych części (fig. 9): z cienko laminowanego gnejsu po stronie NW i z eklogitu pociętego siecią zamfibolizowanych żył po stronie SE. Bezpośredniego zetknięcia obu skał ze sobą obserwować nie można, gdyż oddzielone są one dość szeroką szczeliną zapadającą dość stromo w kierunku E, a ponadto eklogit przy samej szczelinie jest gruntownie zamfibolizowany. Nie ulega wątpliwości, że gnejs znajduje się tu w spągu eklogitu, lecz barzo prawopodobnie, że wstąż owej szczeliny dokonano się pewne przemieszczenie tektoniczne obu skał, byc może ilościowo niewielkie. Opisywana skałka, mimo niewielkich wymiarów, przedstawia najparzej efektowne odsłoneńie eklogitu na obszarze Gór Śnieżnickich, gdyż zarówno gnejs, jak i eklogit odznaczają się tu szczególną świeżością i megaskopowo barwnie zroznicowanym wyglądem.

Opis petrograficzny tutejszego gnejsu, wraz z chemiczną i mikrometryczną analizą, został w skrócie już poprzednio opublikowany (Smulikowski 1964b). Powtórzę go tu dla zachowania pełni opisu całego odsłoneńia. Jest to drobno- i równoziarnisty biotytowy gnejs gieraltowski typu cienko i ostro laminowanego, który według moich przypuszczeń (1960c — typ A) powstał przez laminarną dwuetapową feldspatyzację z łupku mikowego osadowego pochodzenia, zbudowanego z naprzemianległych cienkich warstewek łyszczkowych i kwarcowych. W przekroju równoległym do wyraźnej lineacji gnejs ten wykazuje płaskie, proste, równoległe i naprzemianległe warstewki, dość ostro zroznicowane pod względem barwy i składu: W najcieńszych, czarniawych laminach (1—3 mm) skoncentrowany jest prawie cały biotyt, w nieco grubszych, białawych — większość oligoklażu, w szarych — prawie cały kwarc, w laminach jasnoróżowych — najrzadszych, lecz za to lokalnie nabrzmiewających do grubości 10 mm — prawie sam mikroklin. W przekroju poprzecznym do lineacji (pl. IV, fot. 3) laminy

mikroklinowe przyjmują kształty oddzielnych soczewek, do których łagodnym sfałowaniem dostosowują się laminy pozostałych kategorii. Pozwala to się domyślać, że ruchy tektoniczne

odpowiedzialne za wykształcenie tej mikroklino- nowej lineacji dokonały się po powstaniu laminy biotytowych, kwarcowych i plagioklazowych, a bezpośrednio przed inwazją mikrokli-

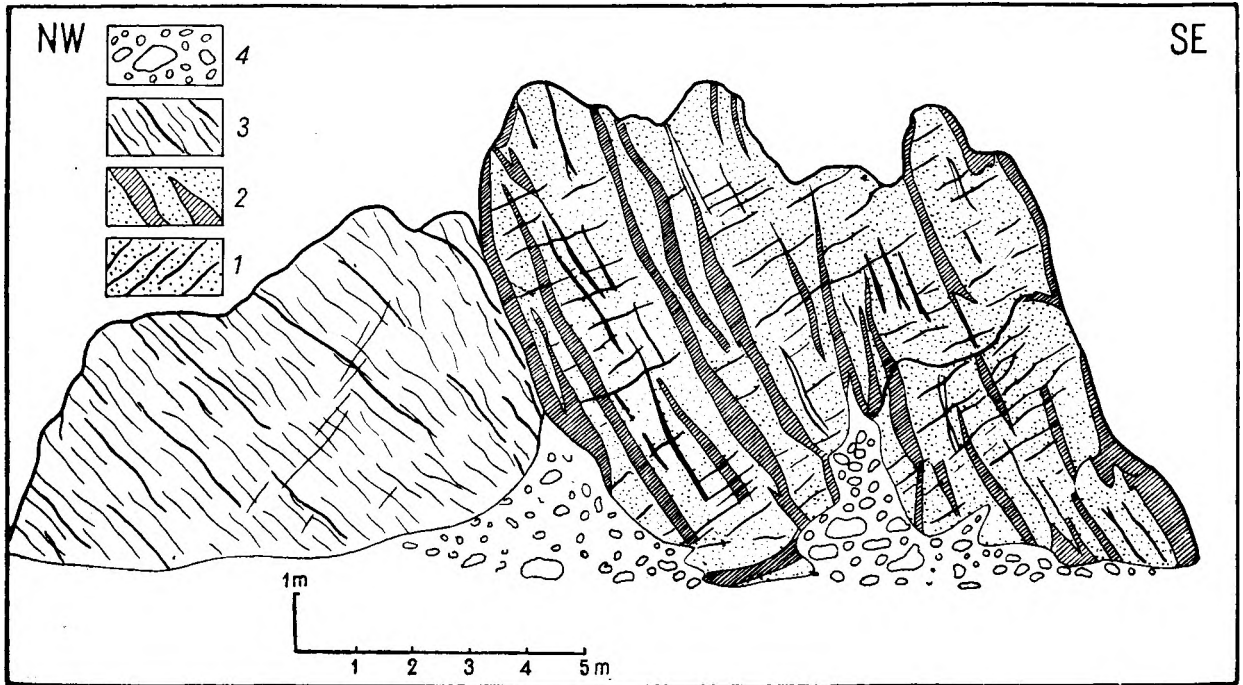


Fig. 9

Kontakt eklogitu z gnejssem w okolicy Nowej Wsi (dI) według rysunku H. Teisseyre'a

1 — eklogit, 2 — żyły wtórnej amfibolizacji w eklogicie, 3 gnejs typu gieraltowskiego, 4 — rumosz skalny

Eclogite-gneiss contact near Nowa Wieś (dI) (after H. Teisseyre)

1 — eclogite, 2 — secondary amphibolitization veins in eclogite, 3 — gneiss of the Gieraltów type, 4 — rock rubble

Tabela 7

Skład gnejsu kontaktującego z eklogitem w Nowej Wsi (dI)
Composition of the gneiss bordering upon the eclogite in Nowa Wieś (dI)

Skład chemiczny (% wag.)		Skład mineralny (% obj.)					
		Laminy kwarcowe	Laminy mi- kroklinowe	Laminy pla- gioklazowe	Laminy biotytowe	Całość skały	Minerały
SiO ₂	71,59						
Al ₂ O ₃	13,72	29,9	0,2	1,1	2,5	33,7	Kwarc
Fe ₂ O ₃	1,27		16,3	3,9	1,9	22,1	Mikroklin
FeO	2,32		2,0	0,2		2,2	Skalenie synantetyczne
MnO	0,01			21,9	8,0	29,9	Plagioklaz
MgO	0,63				0,1	0,1	Klinozoizyt
CaO	1,99		śląd	0,2	10,2	10,4	Biotyt
Na ₂ O	3,09		0,1		0,1	0,2	Chloryt
K ₂ O	4,53				0,8	0,8	Tytanit
H ₂ O+	0,33				0,4	0,4	Granat
H ₂ O—	0,17				0,2	0,2	Apatyt
TiO ₂	0,33				śląd	śląd	Cyrkon
P ₂ O ₅	0,26				śląd	śląd	Allanit
Suma	100,24	29,9	18,6	27,3	24,2	100,0	Suma

nu (feldspatyzacją potasową), to znaczy oznaczają późną fazę tektoniczną w ewolucji kryształnika śnieżnickiego.

W tabeli 7 zestawiono ryczałtową analizę chemiczną opisywanego gnejsu oraz jego analizę mikrometryczną ukończoną niowymi pomiarami w poprzek laminacji na szczególnie dużej płytce cienkiej (około 15 cm²), wyciętej prostopadle do lineacji skały, wyznaczając skład mineralny każdej z czterech kategorii lamin z osobna, oraz skład globalny i przeciętny całości. Ryczałtowy skład chemiczny gnejsu zupełnie odpowiada składowi pospolitego granitu monzonitowego, chociaż tekstura i szczegóły strukturalne poszczególnych lamin obserwowane w mikroskopie stanowczo wykluczają tak proste pochodzenie i wskazują na zgranityzowany łupek mikowy pochodzenia osadowego.

Najbardziej urozmaicony skład mineralny wykazują *czarniawe laminy*, w których skoncentrowany jest ciemnobrunatny biotyt w zwartych pasmach łuseczek prawie równoległe zgodnie z laminacją ułożonych, choć tu i ówdzie pojawiają się grubsze płytki biotyty niezgodnie, skośnie ustawione. Świadczy to o tym, że ostateczna rekryształizacja biotyty odbywała się w warunkach postkinematycznych. W tych pasmach koncentrują się też wszystkie minerały akcesoryczne, jak tytanit, klinoizozyt, apatyt, allanit, cyrkon, muskowitz i zaś nie ma tu ani śladu. Często pasemka biotyty rozluźniają się w tle skaleniowo-kwarcowym z przewagą oligoklazę i podrzędnym tylko udziałem mikroklinu. Charakterystyczne, że granat w bezkształtnych reliktowych gruzełkach, często gromadnych, tkwi przede wszystkim w oligoklazie, tak jak gdyby został on wypreparowany i wytrawiony z pasm łyščzykowych przez feldspatyzację plagioklazową.

Laminy kwarcu składają się wyłącznie z tego minerału w postaci nierównej mozaiki ząbionych ziarn, przeważnie bezładnej, chociaż miejscami można zauważyć, że ziarna są wydłużone i osiami swego wydłużenia ustawiają się równoległe do siebie, lecz skośnie do biegu laminy. Laminy mają zwykle przebieg ciągły i konsekwentny, miejscami jednak urywają się lub dzielą na laminy cieńsze, wciskające się pomiędzy laminy biotyty i plagioklazowe, albo do środka tych ostatnich.

Laminy plagioklazowe bieżą z reguły pomiędzy laminami biotytyowymi a kwarcowymi. Pochodzi to przypuszczalnie stąd, że w okresie parakinematycznego uruchamiania w skale substancji plagioklazowej, być może połączonej z dopływem tej substancji z dalszych miejsc (feldspatyzacją plagioklazową), drogi jej wędrówki były najłatwiejsze wzdłuż granic pomiędzy laminami kwarcowymi i łyščzykowymi pierwotnego łupku i tu odbywała się też głównie blasteza plagioklazę, połączona za-

pewne z częściowym wypieraniem łyščzyków. Ziarna izometryczne plagioklazę, tworzące dość równą granoblastyczną mozaikę, są przeważnie brunatnawoszaro zmętniałe od subtelnego pyłu serycytowego i stosunkowo rzadko zbliżniaczone, przy czym prążkowania albitowe są rzadsze od peryklinowych. Przeważa oligoklazę około 20% anortytu, nierzadko ze słabą odwróconą budową pasową, przy czym w jądrach zawartość anortytu spada do 17%. Pomiedzy ziarna plagioklazę wciska się tu i ówdzie kwarc, częściej jeszcze mikroklin, wyraźnie późniejszy, nadzierający oligoklazę z wytworzeniem różnych synantetycznych agregatów, miejscami wyraźnych i typowych, choć drobnych i delikatnych myrmekitów. Tu i ówdzie w laminach plagioklazowych trafiają się łuski lub grubsze płytki biotyty, przeważnie dowolnie, niezgodnie z kierunkiem laminacji ustawione.

Laminy mikroklinowe, mające w istocie postać barzo spłaszczonych wrzecion wydłużonych zgodnie z lineacją, a w poprzecznych przekrojach dających formy soczewkowate, usytuowane są normalnie w bezpośrednim sąsiedztwie lamin kwarcowych. Wytlumaczyć to można tym, że blasteza mikroklinu była bezpośrednio poprzedzona ruchami tektonicznymi odpowiedzialnymi za lineację, które wytworzyły złuznienia pomiędzy sztywnymi już laminami kwarcowymi i plagioklazowymi, będące drogami rozprzeczania w skale potasonośnych roztworów. Od tych luzów począwszy roztwory te atakowały plagioklazę, wypierały go częściowo i podstawiwały mikroklinem, nie naruszały natomiast kwarcu. Mikroklin ten, na ogół pozabawiony kratki bliźniaczej, co najwyżej plamisto wygaszający, w nielicznych tylko miejscach z lokalnymi prążkami bliźniaczymi, jest przeważnie zupełnie czysty i jednorodny, tu i ówdzie tylko z delikatnymi żyłeczkami pertytyowymi. Tworzy on wyrównaną panksenomorficznie granoblastyczną mozaikę znacznej jednorodności: Tylko w zakątkach pomiędzy jej ziarnami żółtawoszare zmętnienia znaczą resztki prawie zupełnie wypartych plagioklazów. Tu i ówdzie także w środku niektórych ziarn mikroklinu zachował się relik plagioklazę, rozżarty, amebowatego kształtu, wylugowany do czystego niemal albitu albo zmyrmekityzowany. Zdarzają się też rzadkie ziarenka lub małe gniazdzka kwarcu, czasem schlorityzowana łusieczka biotyty, wyjątkowo mikrolity apatyty. Trudno wątpić, że mamy tu do czynienia z wtórną metasomatyczną feldspatyzacją mikroklinową, która dokonała się głównie kosztem starszego plagioklazę w późnym, niemal postkinematycznym okresie rozwoju skały.

Eklogit ze środka odsłoniętej masy, pomiędzy czarniawymi żyłami wtórnie zamfibolizowanymi, przedstawia megaskopo-

też krótkie do 10 mm grubości dochodzące laminy zbudowane niemal wyłącznie z grubokrystalicznego ciemnoszarego karyntynu o blaszkowatej łupliwości, którym można by nadać nazwę *karyntynitów*. Przypisuję im rolę drobnych partii skalnych opóźnionych w krystalizacji w stosunku do głównej masy eklogitu, a więc swoistych metamorficznych „*pegmatoidów eklogitowych*”. Z takiej wkładki pochodzi oczyszczony od domieszek innych minerałów karyntyn, którego analiza chemiczna podana jest w tabeli 9

Tabela 9

Skład chemiczny eklogitów i głównych ich minerałów z Nowej Wsi (dI) (% wag.)

Chemical composition of the eclogites from Nowa Wieś (dI) and of their chief minerals (weight per cent)

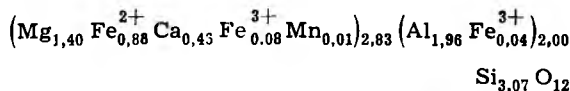
Nr z tabeli 8	8	14	1	Granat	Omfacyt	Karyntyn
SiO ₂	49,31	48,57	48,16	41,38	53,58	49,88
Al ₂ O ₃	16,95	15,45	15,50	22,41	9,92	11,56
Fe ₂ O ₃	2,91	1,82	2,13	2,21	1,77	4,47
FeO	6,85	8,02	8,11	14,16	2,39	2,19
MnO	0,08	0,06	0,09	0,18	0,01	0,03
MgO	9,24	11,93	12,35	12,64	11,85	17,30
CaO	11,44	10,92	10,52	5,81	15,55	9,52
Na ₂ O	2,26	2,64	2,38	—	4,54	3,27
K ₂ O	0,38	0,19	0,25	—	0,24	0,70
H ₂ O+	0,13	0,10	0,32	0,29	0,44	1,18
H ₂ O—	0,13	0,10	0,01	—	0,02	0,20
TiO ₂	0,73	0,90	0,86	0,73	0,32	0,42
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,06	—	0,10	0,05
Suma	100,46	100,73	100,74	99,81	100,73	100,47
C. wł.	3,427	3,435	3,424	3,745	3,255	

Nr 8 — eklogit z dystenem, łyszczkiem, karyntynem i kwarcem III.5.4.(4)5 [(1)2.2.2.2]

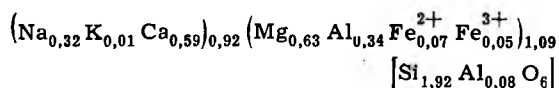
Nr 14 — eklogit z karyntynem III.5.4.5 [1'.3'.2.2]

Nr 1 — eklogit karyntynowy III.5.4.'5 [1(2).3.(1)2.2]

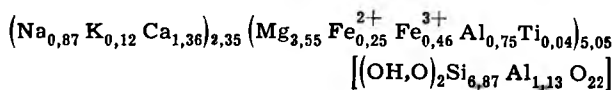
Granat z próbki eklogitu nr 14



Omfacyt z próbki eklogitu nr 14



Karyntyn z grubokrystalicznego wtrącenia z próbki eklogitu nr 5



Pobierając większe próbki eklogitu z opisywanej odsonki trudno uchronić się od tego, by przy brzegach nie były one zrosnięte z zielonkawo czarnym amfibolitem. Pochodzi on z owych niezliczonych żył wtórnej amfibolityzacji, które przecinają eklogit tak równolegle, jak i poprzecznie do laminacji; żyły te tworzą więc niby sieć zamfibolityzowaną w eklogicie, odpowiadającą sieci szczelin tensyjnych, od których rozpoczynała się amfibolityzacja, niektóry eklogit zaś wypełnia tylko jakby oka tej sieci.

W przypadku żył zamfibolityzowanych zgodnych z laminacją eklogitu mogą one stać się podobne do laminacji karyntynowych natury pierwotnej. Dolny brzeg okazu przedstawionego na planszy III, fotografia 3, przedstawia amfibolit wtórny, na oko bardzo podobny do pierwotnej laminy karyntynowej z fotografii 4 planszy II. Barwa wtórnych amfibolitów jest jednak przeważnie wyraźnie odmienna, ciemniejsza, zielonawoczarniawa. Granica pomiędzy nienaruszonym eklogitem a wtórnie z niego powstałym amfibolitem bywa często bardzo ostra, lecz nierzadko też na przestrzeni kilku milimetrów widać pewną przejściowość i zielonkawe relikty większych omfacytów w czarniawym tle amfibolitowym. Gdy żyła amfibolitowa tnie w poprzek laminację eklogitu, można nierzadko zauważyć, że laminy wzbogacone w granat z eklogitu przedłużają się do wnętrza amfibolitu, omfacytowe laminy zaś nie; jest to wynikiem większej odporności granatu na procesy amfibolityzacji. Oprócz grubych żył wtórnej amfibolityzacji, mierzących kilkanaście do kilkudziesięciu centymetrów grubości, widać w niemal nienaruszonych eklogitach również cienkie żyłeczki zamfibolityzowane, grubości rzędu milimetra lub jeszcze mniej. Wszystkie te wtórne twory zostały dokładnie przestudiowane pod mikroskopem i dostarczyły interesujących obserwacji świadczących o wielkim urozmaiceniu wtórnych procesów w eklogitach, o czym ogłosiłem we Francji dwa krótkie artykuły (1963, 1964c).

Zmienność składu mineralnego eklogitów, prawie wcale nienaruszonych lub w niewielkim stopniu dotkniętych wtórnymi procesami, zilustrowana jest w tabeli 8, zestawiającej analizy mikrometryczne 15 próbek pobranych w sposób nieuporządkowany z różnych miejsc skałki, mniej lub więcej oddalonych od kontaktu z gnejssem. Kolejność numeracji różnych próbek w tabeli nie jest związana z miejscami ich pobrania, lecz podyktowana jest stopniowym wzrostem sumy typowych minerałów paragenety eklogitowej, tzn. granat + omfacyt + wtórne produkty ich przeobrażenia (agregat kryptodiablastyczny, wtórna zielona hornblenda, wtórny albit).

Graficzny obraz tej zmienności przedstawia wykres (fig. 10), gdzie na osi poziomej w jednakowych odstępach umieszczone są różne analizowane próbki w kolejności numeracji tabeli, na pionach poszczególnych próbek zaś odcięte są podane w tabeli zawartości ważniejszych minerałów w procentach objętościowych. Ponieważ zależy na wykryciu pewnych współzależności w pierwotnym zróżnicowaniu eklogitów, z eliminacją przeobrażeń wtórnych, przeto do pozycji omfacytu doliczono wszelkie wtórne z niego powstałe produkty amfibolowe wraz z ewentualnie w drobnej ilości wydzielonym albitem, a do jasnego łyszczyku wtórne agregaty biotytowe na jego koszt wytworzone. Takie postępowanie jest uzasadnione tym, że w mikrometrycznie zanalizowanych eklogitach wtórne procesy są na ogół mało zaawansowane i dotyczą niemal wyłącznie omfacytu i jasnego łysz-

czyku, granat natomiast jest prawie nienaruszony. Punkty odpowiadające poszczególnym minerałom w próbkach 1—15 zostały połączone liniami łamanymi, a dla minerałów głównych, tj. granatu, omfacytu i karyntynu poprowadzono też interpolacyjne krzywe zróżnicowania.

Przypatrując się tabeli 8 i figurze 10 stwierdzić można następujące zróżnicowanie ilościowych stosunków mineralnych w eklogitach opisywanego odsłonięcia.

Zawartość granatu zmienia się w granicach 27—48% obj., omfacytu — w granicach 29—70% obj., karyntynu 0—30% obj., przy czym tylko w jednej próbce (nr 11) brak jest prawie zupełnie tego ostatniego. Normalnie omfacyt wyraźnie przeważa nad granatem, tylko w trzech próbkach sytuacja jest odwrotna. Karyntyn zwykle znacznie ustępuje omfacytowi i granatowi, wahając się zwykle w granicach 3—14%

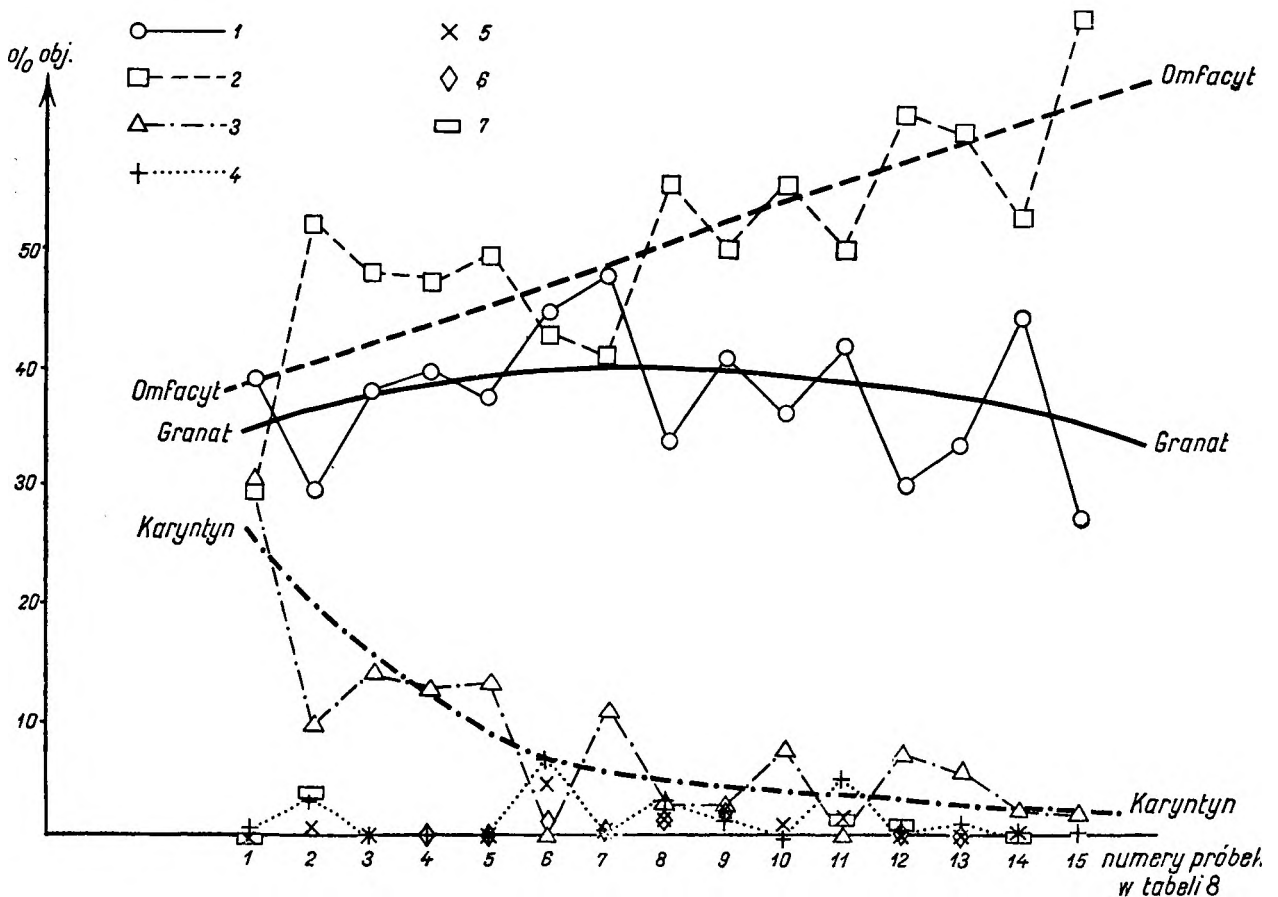


Fig. 10

Wykres zmienności składu mineralnego eklogitu z Nowej Wsi (dI) (analizowane próbki uporządkowane według rosnącej sumy granat + omfacyt + produkty amfibolizacji omfacytu)

1 — granat, 2 — omfacyt, 3 — karyntyn, 4 — kwarc, 5 — jasny łyszczyk, 6 — dysten, 7 — zoizyt

Variation diagram of the mineral composition of the eclogite from Nowa Wieś (dI). Analysed rock samples arranged according to the growing sum of garnet, omphacite and amphibolitization products of omphacite (see table 8 p. 52 of the Polish text)

1 — garnet, 2 — omphacite, 3 — carinthine, 4 — quartz, 5 — white mica, 6 — kyanite, 7 — zoisite

obj., tylko w wyjątkowej próbce 1 (eklogit karyntynowy) przeważa on nieznacznie nad omfacytem. W początkowym odcinku serii (1—7) zawartość granatu i omfacytu rośnie, pierwszego nieco wolniej niż drugiego, gwałtownie zaś maleje ilość karyntynu, który zachowuje się tu antagonistycznie w stosunku do obu poprzednich minerałów, tak jak gdyby zastępował częściowo ich kombinację. W dalszym odcinku serii zawartość karyntynu stale utrzymuje się na niskim poziomie, granatu — łagodnie spada, omfacytu zaś rośnie ustawicznie dalej, tak że zaznacza się pewien antagonizm pomiędzy granatem a omfacytem.

Inne minerały poza trzema omówionymi odgrywają rolę całkiem podrzędną. Kwarc wyjątkowo tylko przekracza 5%, a w połowie próbek brak go prawie zupełnie, podobnie też zachowuje się jasny łyszczyk, którego na ogół jest jeszcze mniej. Bardziej jeszcze sporadyczny jest dysten, który tylko w trzech próbkach pojawia się w uwagi godnych ilościach. Najmniej stały jest zoizyt, który jako istotny składnik występuje tylko w dwu próbkach, rzecz szczególna w takich, które odznaczają się dwiema generacjami omfacytów (patrz niżej). Rutyl jest składnikiem stałym, lecz ilościowo całkiem podrzędnym, wyjątkowo tylko przekraczającym 1% obj.

Z trzech próbek eklogitów, odznaczających się pewnymi odrębnymi cechami składu mineralnego, wykonano analizy chemiczne zestawione w tabeli 9. Próbka 8 odznacza się względną obfitością dystenu, łyszczyku i kwarcu, 14 — zupełnym brakiem wszystkich tych trzech minerałów, 1 — obfitością karyntynu, który nawet nieco przeważa nad omfacytem. Z próbki 14, odznaczającej się szczególnie prostym składem mineralnym, wyseparowano granat, odznaczający się niezwykle bladym różowym zabarwieniem, oraz wyraźnie zielony omfacyt i poddano je analizie chemicznej, której wyniki zamieszczono w tej samej tabeli. Z grubokryształicznej wkładki karyntynowej w próbce nr 5 wykonano też analizę oczyszczonego z wrostków karyntynu, włączając ją również w tę tabelę. Nie można twierdzić, że podane 3 analizy chemiczne skał wyczerpują możliwą w opisywanym odsłonięciu zmienność chemiczną eklogitów, uzasadnione też są wątpliwości, czy granat, omfacyt i karyntyn wszędzie mają taki sam skład jak wykazany w tabeli. Służą one tylko pierwszą orientacją w tym zakresie, szczególnie zaś mogą wynikać dopiero ze specjalnej mineralogiczno-geochemicznej pracy doktorskiej N. Bakun-Czubarow.

Różnice w składzie chemicznym trzech próbek eklogitów są niewielkie, lecz znamienne. Próbka 8 stosunkowo obfitująca w kwarc, dysten i muskowitz, a uboższa w granat, jest bo-

gatsza w SiO_2 , Al_2O_3 , CaO i K_2O a uboższa w MgO , FeO i Na_2O . Próbka nr 1, szczególnie bogata w karyntyn, zawiera też najwięcej MgO i H_2O , a najmniej CaO .

Z kolei przejdźmy do charakterystyki mikroskopowej skał i ich minerałów.

Granat rozmieszczony jest bardzo nierównomiernie, zagęszczając się w zmiennej grubości smugi prawie monomineralne, w których tylko drobne interstycje między ziarnkami granatu wypełnione są innymi minerałami, przeważnie drobnokryształicznym omfacytem (pl. IX, fot. 2), w innych zaś smugach są one wybitnie rozrzedzone w stosunku do innych minerałów. W smugach swego zagęszczenia ziarna granatu są zwykle wyraźnie drobniejsze i nieforemne, ząbiając się ze sobą, tam, gdzie rzadziej rozsiadane, bywają zwykle większe i często ukształtowane w prawidłowe dwunastościany rombowe. Wymiary ich przeciętnie są zawsze znacznie mniejsze niż omfacytu, kształty często mniej lub więcej spłaszczone w płaszczyźnie laminacji (długość 0,18—1,18, przeciętnie 0,4 mm, szerokość 0,10—0,71, przeciętnie 0,25 mm). Stosunkowo niskie współczynniki załamania ($n^D = 1,756—1,759$) wskazują na niezbyt wysoki udział cząsteczki almandynowej, co zgadza się z wynikiem analizy chemicznej. W niektórych próbkach zaznacza się wybitnie równoległe splekanie ziarn granatu zgodne z laminacją skały, które zapewne spowodowane zostało późniejszymi naciskami.

Większość ziarn jest zupełnie czysta, pozbawiona wrostków, z wyjątkiem sporadycznych drobnych rutyli. Niektóre ziarna jednak zawierają drobnitkie gromadnie występujące wrostki rutyłowe, często spadające do wymiarów submikroskopowych i tworzące ciemnoszare mętne plamy w centralnych ich partiach, a pozostawiające obwódki zupełnie czyste i klarowne. Rzadko trafiają się ziarna, w których owe ciemne submikroskopowe wrostki układają się w szereg cienkich równoległych kreseczek (pl. IX, fot. 3), nieraz w dwu systemach nawzajem się krzyżujących. W niektórych próbkach nierzadkie bywają ziarna z drobnitkami nieoznaczalnymi wrostkami bezbarwnymi. Czasem wymiary tych wrostków rosną na tyle, że można stwierdzić ich znacznie niższy od granatu relief i słaba dwójłomność, co pozwala przypuszczać ich kwarcową naturę, albo też relief znacznie niższy od granatu, wydłużone kształty, dość silną dwójłomność i duże kąty wlgaszania, co zda się wskazywać na jednoskośny piroksen. W dwu próbkach (2 i 11), wykazujących dwie różne generacje piroksenu, granat są przeważnie szczególnie drobnitkie i zawierają obok rutyłu często stosunkowo duże i dobrze oznaczalne wrostki piroksenu, kwarcu, muskowitzu, karyntynu, nieraz zamykając je w

postaci obrączek lub podkowiastych, wydrążonych i niedokończonych ziarn. W tych stosunkowo rzadkich przypadkach można wnioskować, że granat rozpoczynał krystalizację później niż wymienione minerały, krystalizował szybko i zamykał je w sobie bez możliwości ich wyparcia, lecz wcześniej od nich kończył krystalizację, gdyż później minerały te urastały do większych blastów zamykających niedokończone drobne granaty w swym obrębie.

Omfacyt tworzy ziarna bardzo różnej wielkości, przeważnie ksenoblasty znacznie większe od granatów (dł. 0,28—2,81, przeciętnie 1,30 mm, szer. 0,13—2,23, przeciętnie 0,64 mm). Większość omfacytu wykształcona jest zwykle w postaci zupełnie bezbarwnych ksenoblastów wydłużonych według osi z i ułożonych tym kierunkiem w rozmaitych położeniach w płaszczyźnie laminacji, co stwarza teksturę wyraźnie kierunkową. W mniejszej ilości obserwujemy większe izometryczne ksenoblasty omfacytu, przeważnie przyprószone plamiście ciemnymi nieoznaczalnymi wrostkami i zamykające w sobie drobniejsze ziarna innych minerałów, jak granat, dysten, kwarc, muskowitz itp. (pl. IX, fot. 4). Te duże ziarna nie zdradzają wyraźnej uprzywilejowanej orientacji i rozwijają się najliczniej w laminach zubożonych w granat. W grubych preparatach (około 0,1 mm) zwykle widzi się w nich wybitnie zielone zabarwienie, nierówno rozmieszczone, plamiście skoncentrowane w partiach centralnych obfitujących w ciemne wrostki; często można nawet stwierdzić w tych plamach słaby, lecz wyraźny pleochroizm (α — wyraźnie zielony, γ — bladzielonkawy prawie bezbarwny), świadczący o podwyższonej zawartości cząsteczki egirynowej. Oznaczenia krystalooptyczne dały w omfacytach wyniki następujące:

$$\begin{array}{ll} n_{\gamma} = 1,692 - 1,695 & n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0213 - 0,0240 \\ n_{\beta} = 1,674 - 1,678 & \angle z/\gamma = 38 - 44^{\circ} \\ n_{\alpha} = 1,668 - 1,671 & 2V_{\gamma} = 65 - 71^{\circ} \end{array}$$

W próbkach 2 i 11 występują wyraźnie rozdzielone dwie generacje omfacytu (pl. IX, fot. 5): 1). Wcześniejsza w postaci ksenoblastycznych mikrolitów o wyraźnej skłonności do pręcikowego wydłużenia, pozbawionych ciemnych wrostków, często zamkniętych wewnątrz innych minerałów, w tym również granatów. 2). Późniejsza w postaci większych izometrycznych poikiloblastów zamykających w sobie liczne drobne granaty, mikrolity omfacytu wcześniejszej generacji, kwarc, zoizyty, muskowitz itp. W tych późniejszych poikiloblastach omfacytu pospolite jest przyprószenie ciemnymi nieoznaczalnymi wrostkami i plamiste zielone zabarwienie dostrzegalne w preparatach grubych. Trudno wątpić, że skład chemiczny omfacytów obu generacji nie jest jednakowy, lecz niestety

stereotypowymi metodami petrograficznymi nie da się to wykazać.

Karyntyn, tj. pierwotna hornblenda eklogitów, jest prawie zawsze obecna w opisywanych skałach, często w pokaźnej ilości. Rozmieszczony w skałach bardzo nierównomiernie, tworzy osobniki trojkiej postaci: 1). Drobne ksenoblasty ukrywające się w zakamarkach pomiędzy innymi minerałami, często przerosłe cieniutkimi robaczkami i hieroglifami jakiegoś bezbarwnego minerału o słabym reliefie i słabej dwójłomności, któremu najłatwiej przypisać naturę kwarcu, lecz nie można też wykluczyć, że jest to silnie sodowy plagioklaz (zbyt drobny dla konoskopowej identyfikacji) (pl. IX, fot. 6). 2). Ksenoblasty pręcikowo wydłużone według z o roli analogicznej do omfacytu i razem z nim uporządkowane w płaszczyznach laminacji. 3). Duże poikiloblasty obrastające i zamykające w sobie drobne granaty, omfacyty, kwarc, muskowitz itp. Niektóre z dużych blastów stanowią jakby mozaikę wielu mniejszych, nieco różnie zorientowanych (pl. X, fot. 2). Nie ulega zwykle wątpliwości, że we wszystkich trzech wymienionych formach występowania karyntyn jest minerałem krystalizującym najpóźniej, lecz nigdy kosztem któregośkolwiek minerału paragenezy eklogitowej, tak iż jego pierwotny charakter jest niezaprzeczalny. Tylko w próbkach nr 2 i 11, odznaczających się dwiema wyraźnie odrębnymi generacjami omfacytu, widać, że rozpoczął on krystalizować przed granatem i omfacytem młodszej generacji, gdyż tu i ówdzie był przez nie obrastany.

Karyntyn jest zawsze bardzo blado zabarwiony, w cienkich płytkach zupełnie bezbarwny i niepleochroiczny. Aby w każdym dowolnym przekroju odróżnić go od równie bezbarwnego omfacytu, trzeba się posługiwać osobno spreparowanymi płytkami grubości około 0,1—0,15 mm, gdyż wtedy uwidacznia się specyficzne jego zabarwienie i pleochroizm: α — bezbarwny, β — bladobrunatnawożółty, γ — bladooliwkowobrunatnawy. Tylko w próbkach 2 i 11 z dwiema generacjami omfacytu karyntyn objawia zabarwienie dostrzegalne w płytkach normalnej grubości (około 0,03 mm). Inne optyczne dane są następujące:

$$\begin{array}{ll} n_{\gamma} = 1,666 & n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0212 - 0,0232 \\ n_{\beta} = 1,654 & \angle z/\gamma = 15 - 23^{\circ} \\ n_{\alpha} = 1,644 & 2V_{\alpha} = 80 - 88^{\circ} \end{array}$$

Grubokrystaliczne wtrącenie karyntynitowe w eklogicie nr 5, z którego wykonano podaną w tabeli 9 analizę chemiczną oraz kilka płytek cienkich, wykazało w jednym odosobnionym miejscu zawartość *pierwotnego plagioklazu*, którego nie wykryto nigdzie poza tym w opisywanym odsłonięciu eklogitu. Wypełnia on tu na drobnej przestrzeni kanciaste interstycje po-

między automorficznymi słupkami karyntynu (pl. X, fot. 3). Pozbawiony normalnych albitowych prążków bliźniaczych, wykazuje zupełnie szczególny rodzaj rekurencyjnej budowy pasowej, objawiający się wielokrotnymi prążkami i polami o zmiennej zawartości anortytu układającymi się zgodnie ze ścianami krystalograficznymi (001) i (010). Procent anortytu waha się między 24 a 30 (zasadowy oligoklaz). W jego najbliższym sąsiedztwie w obrębie karyntynu nigdzie nie widać wrostków granatu ani omfacytu. Dopiero dalej, przy granicy grubokrystalicznego karyntynu z normalnym eklogitem widać w tym karyntynie zamknięte nieliczne granaty oraz diablastyczne mętne agregaty, które należy uważać za rozłożone omfacyty.

Znaczy to, że wkładka karyntynitowa krystalizowała w warunkach zmienionych w stosunku do głównej masy eklogitu, gdy najpierw omfacyt utracił trwałość, a potem w równowadze z karyntynem zaczął krystalizować oligoklaz. Lecz nawet karyntyn był wówczas na granicy swej równowagi, gdyż niektóre słupki karyntynu wrastające w oligoklaz na swych zakończeniach wykształcają strzępiaste frędzle zbliżone do aktynolitu. Na granicy wtrącenia karyntynitowego z eklogitem kosztem omfacytu i granatu rozwija się również obficie zielona hornblenda wtórna. Wszystko to oznacza początek instalowania się normalnej paragenezy amfibolitowej: plagioklaz + hornblenda aktynolitowa. Stąd wniosek, że wkładka karyntynitowa w eklogicie jest frakcją szczególnie opóźnioną w krystalizacji na wzór „pegmatoidu metamorficznego”, na przejściu do warunków tworzenia się amfibolitów właściwych.

K w a r c, nie w każdej próbce obecny i zwykle skąpy, tworzy przeważnie izolowane drobne ziarnka w zakątkach pomiędzy innymi minerałami oraz drobne wrostki w omfacycie, karyntynie, rzadziej w łyszczyku lub granacie. Rzadko trafiają się drobne mozaikowate gniazda, wyjątkowo dłuższe mozaikowate smugi ogólnym swym biegiem stosujące się do laminacji.

J a s n y ł y s z c z y k, również nie zawsze obecny, ma najczęściej postać drobnych płytek mniej lub więcej uporządkowanych zgodnie z laminacją skały. Gdy jest go mało, bywa zaklinowany pomiędzy innymi minerałami lub tworzy wrostki w omfacycie i karyntynie. Więcej jest go zwykle w skałach bogatszych w kwarc i wtedy chętnie towarzyszy jego mozaikowatym gniazdom i smużkom, zawiera w sobie drobne wrostki dystenu, omfacytu i granatu. Zauważono, że w partiach bogatych w kwarc i łyszczyk omfacyt i karyntyn zawierają liczniejsze wrostki obu tych minerałów. Odznacza się on chwiejnym, z reguły małym kątem osi optycznych, często spadającym do zera ($2V_{\alpha} = 14^{\circ}$ lub $33-$

35°) przy zupełnej bezbarwności i braku pleochroizmu. Robi więc czasem wrażenie *fengitu magnezowego*, chociaż nie wiadomo, czy jego jednoosiowość jest naprawdę związana z chemizmem fengitowym, czy z wielowarstwowością strukturalną zwykłego muskowitu. Biotyt towarzyszy mu tylko w formie delikatnych symplektytowych agregatów wtórnie na jego koszt powstających przy procesie amfibolizacji eklogitu (pl. X, fot. 4). W dwu sporadycznych przypadkach jednak zauważono odosobnione płyteczki biotyту zamknięte wewnątrz karyntynu (próbka nr 1) lub omfacytu (próbka nr 4). Stąd przypuszczenie, że biotyt razem z kwarcem mógł wchodzić w skład pierwotnych skał stanowiących materiał wyjściowy dla eklogitów.

D y s t e n rzadko obecny w ilościach godnych uwagi i wówczas tworzący samodzielne kryształki, zawsze znacznie mniejsze od omfacytu. Częściej tylko akcesoryczny, tworzący drobne wrostki w omfacycie, karyntynie, kwarcu i łyszczyku. Występuje w postaciach wydłużonych według osi z i wybitnie spłaszczonych według (100), przy czym kierunki te są wybitnie uporządkowane w płaszczyźnie laminacji. Kształty przekrojów często soczewkowate, płasko zaokrąglone. Niektóre często usiane nieoznaczalnymi drobnymi wrostkami dwójłomnymi.

Z o i z y t rzadki i akcesoryczny, tylko w próbkach z dwiema generacjami omfacytu (nr 2 i 11) pojawia się w większej ilości. Tworzy on tu większe i mniejsze pręciki, towarzyszące omfacytowi starszej generacji i często wraz z nim i z granatem zamykane w dużych poikiloblastach omfacytu i karyntynu. Jest on bezbarwny, o niezbyt słabej dwójłomności bez subnormalnych barw interferencyjnych, z bardzo małym kątem $2V_{\gamma}$ i płaszczyzną osi optycznych $\xi\xi$ odną z wydłużeniem słupków ($n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,006 \ 2V_{\gamma} = 33,5^{\circ}$).

R u t y l w bardzo zmiennej ilości w różnych próbkach, miejscami prawie zupełnie zanikający. Czerwonawo- lub złotobrunatny, silnie żelazisty, tworzy albo większe zupełnie nieregularne ziarna, często rozczłonkowane, albo drobne paciorki tu i ówdzie gromadnie zagęszczające się. Tworzy wrostki we wszystkich bez wyjątku minerałach, zwłaszcza w granatach; tu widać niejednokrotnie, jak większe ziarno rutylu wkraczając w obręb granatu jest jakby rozsadzone przez jego wzrost i rozbite na drobne krupki. Często paciorki rutylu szeregują się w smużki zgodne z laminacją skały.

P i r y t jest rozpowszechnionym, lecz akcesorycznym tylko składnikiem, w postaci drobnych, zwartych, nieforemnych grudek tkwiących pomiędzy innymi składnikami. Zawsze jest on powierzchniowo utleniony i grubiej lub cieniejsze oskorupiony nieprzeźroczystymi tlen-

kami żelaza, brunatnawoczerwonymi w świetle odbitym i często rozprzestrzeniającymi się w postaci subtelnego pigmentu w intergranularne szczelinki najbliższego otoczenia. Proces utlenienia pirytu nie ma nic wspólnego z wtórnymi przeobrażeniami eklogitu, występuje stale nawet w partiach zupełnie nienaruszonych. Nierzadko obserwuje się grudki takich samych tlenków bez osródek pirytowych, co oznacza, że znaczna część pirytu została całkowicie utleniona.

Cyrkon daje się zauważyć w większości preparatów w rzadkich i sporadycznych ziarnkach, zwykle zaokrąglonych. Tkwią one w postaci drobnych wrostków w omfacycie, granacie lub innych minerałach. Skłonny jestem widzieć w nich cyrkon detrytyczny z pierwotnych osadów.

Struktura opisywanych eklogitów wykazuje również w mikroskopie wyraźną kierunkowość (pl. X, fot. 5). Składa się na nią zarówno laminacja spowodowana warstwową koncentracją granatu i omfacytu, rzadziej karyntynu, kwarcu, dystenu, łyszczyku, jak i uporządkowanie osi wydłużenia względnie płaszczyzny spłaszczenia poszczególnych minerałów zgodnie z płaszczyzną laminacji. Granaty są często spłaszczone w taki sposób, dysteny i łyszczyki ustawione swymi tabliczkowymi formami zgodnie z tym kierunkiem. Słupkowe omfacyty, rzadziej karyntynu lub zoizyty dostosowują przeważnie swą oś wydłużenia (z) do płaszczyzny laminacji, lecz w obrębie tej płaszczyzny osie te nie muszą być równoległe ustawione i zajmują zwykle różne położenia. Również rutyl często zagęszcza swe paciorkowate mikrolity zgodnie z tą samą płaszczyzną. Natomiast duże omfacyty i poikiloblasty karyntynu późnej generacji nie są uporządkowane. Jednakże megaskopowo widoczne bywa układanie się dużych karyntynów w kierunkach skośnych do laminacji (pl. II, fot. 4). Być może w końcowym stadium blastezy eklogitów zaistniały w niektórych miejscach ruchy i naciski ścinające, które wytworzyły ukośne do laminacji spękania. W tych szczelinach krążące roztwory sprzyjały wzrostowi późnych dużych blastów bardzo bladego karyntynu, które wobec tego zagęściły się właśnie wzdłuż kierunków tych późnych zluźnień. Lecz i to odbyło się jeszcze przed wtórną amfibolizacją.

Struktura eklogitów bywa zmienna w różnych warstwach. Laminy zagęszczonego granatu mają oczywiście strukturę granoblastyczną, laminy ubogie w granat a bogate w słupkowaty omfacyt, rzadko karyntyn lub zoizyt, mają mniej lub więcej wybitną strukturę nematoblastyczną. Zdarzają się też warstwy o drobniejszym ziarnie z rozszanymi dużymi blastami karyntynu lub omfacytu, które uży-

skują strukturę porfiroblastyczną lub poikiloblastyczną, gdyż owe duże blasty zwykle są gęsto naładowane wrostkami granatu, zoizytu, piroksenu i miejscami wybitnie się nagromadzają.

Amfibolizacja eklogitów może być w opisywanym odsłonięciu studiowana szczegółowo w różnych kolejnych etapach swego rozwoju. Jest to proces skomplikowany i bardzo urozmaicony w różnych przejawach tak, że drobiazgowo jego opisanie zajęłoby zbyt wiele miejsca. W formie uproszczonej i uogólnionej dla całości eklogitów Śnieżnika opisałem go w pracach z lat 1963 i 1964b; tu ograniczę się do omówienia tych zjawisk tylko w opisywanym odsłonięciu. Tak jak w innych wystąpieniach eklogitów, również i tu trzeba oddzielnie omówić proces amfibolizacji wzdłuż cienkich szczelinek tnących nienaruszone eklogity w rozmaitych kierunkach, oddzielnie zaś amfibolizację ogarniającą większe masy tych skał.

Wzdłuż cienkich szczelinek proces atakowania minerałów odbywa się zwykle gwałtownie i rozwija się szybko. Pierwsze są nim dotknięte omfacyty, które od brzegów otaczają się mętnoszarym kryptokrystalicznym agregatem postępującym w głąb i wypierającym całość ziarna. Front tego wypierania jest zazwyczaj nieostry, z włóknistym wnikaniem wtórnego produktu do atakowanego omfacytu. Tak więc ten kryptokrystaliczny agregat ma od razu strukturę włóknistą, ze skłonnością do równoległego porządkowania się włókien, a sądząc po niższym od omfacytu reliefie i małych kątach wygaszania ma od razu naturę amfibolową. To atakowanie omfacytu szybko rozchodzi się w obie strony od szczelinki wzdłuż szwów międzyziarnowych i obejmuje pas szerokości zwykle nie przekraczającej 1—2 mm. Równocześnie zaś przy samej szczelinie szybko zachodzi rekrytalizacja mętnego agregatu w grubiej włóknisty, szarozielony amfibol aktynolitowy, przy czym gwałtownie atakowany jest biały łyszczyk otaczający się symplektytowym kryptoagregatem bladobrunatnego biotyту, wolniej, lecz również wyraźnie granat. Rutyl oskorupia się czarnym ilmenitem. Włóknisty amfibol rekrytalizuje w blasty bladozielonej jednorodnej hornblendy, przyjmującej na styku z nadgryzanymi granatami mocniejsze zabarwienie zielone z wyraźnym pleochroizmem. W zakątkach rekrytalizujących amfiboli wyodrębnia się wtórny albit pochodzący z jadeitowego składnika rozłożonego omfacytu, najwyraźniej w środku zamfibolizowanej żyłki, czyli wzdłuż początkowej, dziś już zabliznionej szczelinki.

Rzadziej zdarza się, że omfacyt wypierany jest w postaci żył przecinających go przez środek i zbudowanych z równoległych włóknistego

wtórnego amfibolu, który krystalograficznie dostosowuje się do wypieranego omfacytu (wspólna oś z). Granice takiej żyły z omfacytem mogą być całkiem ostre, lecz kiedy indziej są zamazane, przejściowe i wówczas można pod dużym powiększeniem dostrzec, że tkwią tam jeszcze rozdrobnione relikty skorodowanego omfacytu przemieszane w zgodnej orientacji z wtórnym włóknistym amfibolem, a tu i ówdzie nadto z najdelikatniejszymi interpozycjami albitu. Tak więc przebudowa metamorficzna omfacytu na amfibol i albit może dokonywać się w rozmaity sposób zależnie od mikroskopowo nieuchwytnych lokalnych warunków fizyczno-chemicznych.

Rzecz charakterystyczna, że tam, gdzie zamfibolizowana wtórnie żyłka napotyka na swojej drodze duży blast karyntynu, zdaje się być przzerwana. Karyntyn bowiem nie jest podatny na opisane wtórne procesy, jest on trwały w warunkach paragenezy amfibolitowej. Bliższe jednak przyjrzenie się karyntynowi blokującemu wtórną żyłkę pokazuje, że on również był przecięty szczeliną z widocznym nawet rozstępem pękniętych części, lecz przerwa ta została zabliźniona bladożółtawozielonym amfibolem wtórnym w zgodnej z karyntynem orientacji krystalograficznej i prawie identycznej pozycji wygaszania, może tylko o nieco wyższej barwie interferencyjnej.

Oprócz owych szczelinek, wzdłuż których dokonana się wtórna amfibolizacja, eklogity wraz ze zamfibolizowanymi żyłkami są w niektórych miejscach poprzecinane młodszymi szczelinami, wzdłuż których procesy amfibolizacji wcale się nie odbywały. Drobnego rozsunięcia w tych szczelinach zostały następnie wypełnione dobrze i czysto skrytalizowanym albitem lub prehnitem, bliżej kontaktu z gnejsem również adularem. Oba rodzaje skaleni w żyłce są zwykle przetkane cieniutkimi igłami amfibolowymi, wyrastającymi ze ścian żyłki i często zagęszczającymi się w pomosty w poprzek niej. Ani pierwotne minerały eklogitów, ani wtórne nie były w dostrzegalny sposób atakowane przez roztwory, z których wykrytowały albit, adular i prehnit (pl. X, fot. 6). Widocznie w tym późnym okresie warunki były już zmienione tak, że zarówno omfacyt, jak granat i amfibole były trwałe w tych roztworach, jakkolwiek te ostatnie skłonne były do rekrystalizacji w nich w nowej igielkowej postaci.

Masowa amfibolizacja eklogitów w pewnych strefach i warstwach odbywała się wolniej i może być śledzona w mikroskopie w różnych swych stadiach. Czynnikiem jej musiały być również roztwory cyrkulujące w skale wzdłuż szwów międzyziarnowych, lecz tekstura skały była w tych miej-

scach bardziej luźna, szwy międzyziarnowe lepiej ze sobą połączone. Nie wykluczone, że równocześnie skład głównych minerałów eklogitowych był tu nieco inny, warunkujący większą podatność na działanie cyrkulujących roztworów. Takie przypuszczenie zdaje się być uzasadnione w przypadkach, gdy amfibolizacja chwyta niektóre warstwy zgodne z laminacją. Stopniowy rozwój procesów amfibolizacji można studiować w cienkich płytkach wyciętych z parti kontaktowych pomiędzy eklogitem nienaruszonym i gruntownie zamfibolizowanym, w których widać nieostre granice i stopniowe przejścia. Opiszę tu dwa odmienne w swym przebiegu procesy stopniowej amfibolizacji eklogitu, przy czym różnice pomiędzy nimi są być może uzależnione od początkowego składu skały.

I — Eklogit stosunkowo ubogi w karyntyn, a zawierający w niewielkiej ilości muskowit, dysten i kwarc. Najpierw ziarna omfacytu zaczynają być od brzegów atakowane przez szary mętny agregat kryptodiablastyczny, który rozszerza się i postępuje w ich głąb pozostawiając z czasem tylko drobne, niekształtne ich relikty. W toku tego procesu agregat jaśnieje, staje się lepiej przeświecający, nabiera struktury wyraźnie włóknistej, z porządkowaniem się włókien w pewnych nieregularnych polach i sektorach, co objawia się ich dość ujednorodnionym wygaszaniem. Nie ulega wątpliwości, że ten włóknisty minerał ma od początku naturę amfibolową. Prawie jednocześnie atakowany jest też jasny lyszczyk, który od brzegów wypierany jest przez kryptokrystaliczny początkowo symplektyt barwy bladoszarobrunatnawej (pl. X, fot. 4), który później rekrystalizuje w drobne łuseczki jasnobrunatnego, wyraźnie pleochroicznego biotyту zlepione nieoznaczalnym, jasnym, lecz mętnawym tłem skaleniowym. Drobnego ziarnka dystenu są również atakowane w tym wczesnym etapie i wypierane od zewnątrz przez drobnolusieczkowate agregaty o wyglądzie serycytowym, lecz nie tak silnie dwójłomne (pl. XI, fot. 1). Muskowit i dysten znikają szybciej niż omfacyt, tak że zwykle nie ma już ich zupełnie wtedy, gdy relikty omfacytu jeszcze się utrzymują.

Dopiero, gdy omfacyt całkiem zniknie wyparty przez diablastyczne agregaty amfibolowe, zaczyna być atakowany granat, co prawda opornie, z wydzielaniem się cienkich rąbków wyraźnie zielonej, bogatszej w żelazo hornblendy. Karyntyn nie jest wcale atakowany, lecz chroni zamknięte w sobie granaty; nie jest on natomiast zdolny — z wyjątkiem rzadkich przypadków — do uchronienia zamkniętych w sobie omfacytów, co najwyżej opóźnia ich rozkład i rekrystalizację powstających z nich wtórnych produktów. Ziarnka rutylu wydzie-

lają czarne punkciki i plamki ilmenitu. Mętne agregaty amfibolowe wytworzone z omfacytu rekrytalizują coraz wyraźniej, granaty są coraz silniej nadżerane i redukują się do nieforemnych reliktyw, wydzielając zieloną hornblendę, która coraz obficie dołącza się do diablastycznych agregatów po omfacycie. Dalsza rekrytalizacja doprowadza do wymieszania i wyrównania składu hornblendy pochodzącej od omfacytu i od granatu, w końcu wykształcają się z niej bardziej jednorodne pręciki, a nawet większe blasty o jednolitym, bladezielonym zabarwieniu i kącie $z/\gamma = 15^\circ$. W tym etapie blasty karyntynu zaczynają zielenieć od brzegów lub od rozłożonych w ich środku wrostków granatów i omfacytów, z czasem upodabniając się do hornblendy wtórnej i tracąc swą mineralogiczną indywidualność. Z rekrytalizującej diablastyki hornblendowej wyodrębnia się już wyraźne wtórny albit stanowiący bezbarwne tło pogrubionych elementów zielonej hornblendy, zazwyczaj pozbawiony prążkowania albitowego. Dokoła gruntownie już zilmenityzowanych rutyli wydzielają się obwódki agregatowego tytanitu. Końcowym produktem jest *amfibolit diablastyczny*, prawie pozbawiony już reliktyw granatu, lecz często z zachowanymi poikiloblastami hornblendy zielonej, które swe formy odziedziczyły po pierwotnym karyntynie.

Ciekawych obserwacji dostarcza płytka cienka wycięta z granicy pomiędzy eklogitem bardzo wybitnie laminowanym naprzemianległymi zagęszczeniami granatu i omfacytu a amfibolitem; granica ta jest nieostra i poprzeczna do laminacji, tzn. front amfibolityzacji postępował wzdłuż laminacji. Widać tu, że amfibolityzacja rozwijała się selektywnie, szybciej w laminach omfacytowych, wolniej i inaczej w laminach granatowych w związku z większą odpornością granatu. Wobec tego widzi się, że lamiiny granatowe z nienaruszonego eklogitu przedłużają się bez zmiany kierunku w głąb amfibolitu. Jest to oczywistym dowodem, że amfibolityzacja była procesem statycznym, nie skojarzonym z ruchami tektonicznymi i zatem nie może być zaliczana do efektów diafazy.

II — Eklogit pozbawiony kwarcu, muskowitu i dystenu, bogaty zaś w karyntyn, został w swym stopniowym procesie amfibolityzacji przestudiowany w dwu płytkach cienkich z dwu różnych próbek. Charakterystyczne jest tu prawie równoczesne zaatakowanie omfacytu i granatu oraz powstawanie wtórnego chlorytu kosztem granatu, czego w poprzednio opisanym przypadku nie obserwowano. Front amfibolityzacji jest tu zgodny z wybitną laminacją skały.

Od pewnej zgodnej z tą laminacją granicy rozpoczyna się gwałtownie wtórne przeobrażenie, które niemal jednocześnie dotyka omfacytu

i granatu. Z omfacytu powstaje początkowo szary, mętny agregat kryptodiablastyczny, który od razu atakuje granat i daje zielony, włókniasty agregat amfibolowy. Gdy w interstycjach rekrytalizacja tego amfibolu jest już wyraźnie zaawansowana, nadżarte relikty omfacytu i granatu ciągle jeszcze się zachowują. Duże blasty karyntynu nie są atakowane i początkowo ochraniają zamknięte w sobie omfacyty i granaty, lecz wkrótce najpierw omfacyt, później granat i tam również zostają dotknięte diablastyczną amfibolityzacją. Wówczas karyntyn od zewnętrznych konturów i od tych wrostków zaczyna stopniowo zielenieć. Relikty omfacytu nikną już wszędzie, natomiast granat silnie nadżarty trwa dłużej, lecz teraz jego kosztem nie hornblendą, lecz drobniutkie blaszki prawie bezbarwnego chlorytu zaczynają się rozwijać, przy czym pozostają one w równowadze z rekrytalizującą bladezieloną hornblendą diablastyczną. Tam, gdzie pręcik hornblendy swym zakończeniem zbliża się do reliktu granatu, zostaje on frędzlowato rozstrzępiony, gdyż nowo powstające najdelikatniejsze łuseczki chlorytu tworzą tam z hornblendą przekładki. Dopiero jeszcze dalej, gdzie relikty granatu zupełnie już znikły, chloryt ten rekrytalizuje w dywergentne lub prawie równoległe agregaty większych blaszek w równowadze z coraz grubiej rekrytalizującą diablastyką amfibolową.

Tu widać, że chloryt ten jest bladezielonkawo zabarwiony, bardzo słabo pleochroiczny, niezbyt bogaty w żelazo, przypuszczalnie bliski klinochlorowi. Optycznie dodatni z wektorem γ prawie prostopadłym do (001). W przekrojach poprzecznych blaszek często ujawnia się kilkustopniowa ukośność wygaszania umożliwiająca stwierdzenie prążkowania bliźniaczego według (001). Obrazy osiowe niewyraźne, z nieregularnymi ruchami izogir, bliskie jednoosiowym, co jednak może być spowodowane wielokrotną superpozycją bliźniaczą. Dwójłomność około 0,01. Tu i ówdzie wśród tych chlorytowych agregatów pojawiają się malutkie łuseczki bladebrunatnego biotyty, które również są późnym produktem metamorficznym pozostającym w równowadze z chlorytem i hornblendą.

Plagioklaz nigdzie nie zdołał się wyraźnie wyodrębnić spośród diablastyki hornblendowej, lecz niewątpliwie musi się on w niej ukrywać. Rutil wszędzie zczerniał na ilmenit, lecz lokalnie został cienko oskorupiony tytanitem. W kilku miejscach widać ziarnka cyrkonu, wskutek swej promieniotwórczości przyciemniające zieloną barwę wtórnego amfibolu, w którym są wrośnięte.

Masowy rozwój tego nowego rodzaju chlorytu kosztem granatu, jak opisany powyżej, stwierdzono też w innej próbce amfibolitu po-

chodzenia eklogitowego. Jest to amfibolit wybitnie laminowany z naprzemianległymi smugami obfitującymi w ów chloryt i smugami złożonymi głównie z diablastycznych amfiboli. Nie ulega wątpliwości, że pierwsze reprezentują dawne laminy koncentracji granatu, drugie — laminy przeważnie omfacytowe w pierwotnym eklogicie. Chloryty tworzą większe i mniejsze skupienia bezkształtnych przeważnie i różnie zorientowanych płytek nawzajem się przerastających. Wewnątrz takich skupień widoczne są jeszcze tu i ówdzie bezkształtne i wyżarte relikty granatu. Amfibole przerastają często te skupienia, a blaszki chlorytu wrastają również do wnętrza amfiboli, nie ulega więc wątpliwości, że rekrytalizowały one wspólnie we wzajemnej równowadze. W laminach ubogich w chloryt przeważa diablastyczny amfibol pochodzący z omfacytu, w wysokim już stopniu przekrytalizowany i ujednorodniony, lecz gęsto podziurawiony kanalikami wypełnionymi bezbarwnym minerałem o słabym reliefie, przypuszczalnie albitem. W mniejszej ilości występują tu jednorodne blasty karyntynu, w środku prawie bezbarwne, od brzegów wyraźnie zazielenione, a w ich wnętrzu trafiają się tu i ówdzie drobne relikty granatu.

Charakterystyczne, że nigdzie w opisywanym odsłonięciu nie zauważono robaczkowych symplektytów piroksenowych jako pierwszych objawów atakowania omfacytu przy rozpoczynającej się amfibolizacji eklogitów. Zawsze od razu tworzą się najpierw mętne i kryptokrystaliczne, później wyraźnie włókniste agregaty amfibolowe.

Skały bliskie kontaktu z gnejssem wykazują szereg specyficznych cech odmiennych od skał ze środka skałki eklogitowej, a zarazem zdradzają wyższy na ogół stopień amfibolizacji, aż do właściwych amfibolitów przy samym kontakcie.

Lepiej zachowane eklogity z tych partii odznaczają się obfitością kwarcu i białego łyszczyku, czasem z dodatkiem zoizytu, podrzędnie też i dystenu, natomiast brakiem karyntynu (typ C). Kwarce tworzy liczne wrostki w omfacycie, lecz poza tym większe i mniejsze gniazda o drobnomozaikowej budowie, wciskające się odnogami pomiędzy inne składniki. Przeważnie jednak — i to jest najbardziej charakterystyczne — gromadzi się w nieregularne smugi zgodne z ogólną laminacją skały, po prostu włącza się w postaci osobnych lamin obok zwykłych kierunkowych koncentracji granatu i omfacytu. W tych laminach albo w ich bezpośrednim sąsiedztwie koncentruje się większość białego łyszczyku w blaszkach i płytkach szczególnie dużych i grubych, ustawionych mniej lub więcej zgodnie z laminacją. Jest on zawsze zupełnie jednoosiowy, o wyglądzie fengitu. W jed-

nej z próbek w laminy kwarcowe włącza się obfity zoizyt, w dużych, często silnie wydłużonych słupkach zgodnie z laminacją ułożonych. Sporadyczny dysten, towarzyszący łyszczykowi lub tworzący w nim wrostki, z reguły otoczony jest wtórnym drobnouseczkowym, do serycytu podobnym agregatem.

Te kwarcowe przekładki z udziałem muskowitu, czasem zoizytu i dystenu, nie są późniejszymi infiltracjami z gnejsowego sąsiedztwa. Pochodzą one z bogatych w krzemionkę i glinokrzemiany potasu cienkich przewarstwień w pierwotnym materiale skalnym, który dostarczył eklogitu. Dowodem tego wrośnięte w laminy kwarcowe granat i omfacyt, tworzące częste wrostki w fengicie i na odwrót wrostki kwarcu i fengitu w omfacycie. Godne podkreślenia jest, że omfacyty tkwiące w laminach kwarcowych zawierają znacznie więcej wrostków kwarcu i muskowitu niż omfacyt spoza nich. Wzrastały one w pierwotnym ośrodku mikowo-kwarcowym. Brzeżne partie ciała skalnego, z którego wytworzył się eklogit, były więc od początku przewarstwione materiałem osadowym bogatym w SiO_2 , Al_2O_3 i K_2O , analogicznym do tego, który dostarczył gnejsu laminowanego kontaktującego dziś z eklogitem. Stąd dalsze przypuszczenie, że eklogit na równi z gnejsami jest pochodzenia osadowego.

Jedną z próbek takiego eklogitu z pobliza kontaktu z gnejssem ujawnia interesujące deformacje młodsze, przedstawione na fotografii 3, plansza II. W bardzo drobnokrystalicznym, prawie afanitowym tle szarym z ledwo widocznym odcieniem zielonkawym, bez megaskopowo dostrzegalnych granatów, widać cieniutkie, jasne laminki bogate w kwarc, mniej więcej równoległe, lecz silnie zaburzone, miejscami zmierzwiłone. Ostrzej odcinają się grubsze białawe żyłki kwarcowe upstrzone, zwłaszcza po brzegach, brunatnawymi plamkami zbiotytowanego jasnego łyszczyku; żyłki te, reprezentujące grubsze laminy łyszczykowo-kwarcowe, są również porozrywane i silnie zdeformowane przez młodsze ruchy. W poprzek tej zaburzonej laminacji pod różnymi kątami biegnie cały system wtórnie zamfibolizowanych żyłek (czarniawych na fotografii) odpowiadający systemowi młodszych spękań, wzdłuż których krążące roztwory dokonały amfibolizacji przyległych partii eklogitu. Żyłki te omijają większe koncentracje kwarcu lub też przerywają się na nich, gdyż w obrębie tychże brakowało materiału do wydzielenia wtórnego amfibolu, natomiast jasny łyszczyk wrośnięty w kwarc na drodze żyłek ulegał częściowej lub całkowitej biotytyzacji.

W płytce cienkiej widzi się, że smugi kwarcowe, powszechnie poprzerastane zoizytem i fengitem, rzadziej dystenem, granatem i omfa-

cytem, mają nierówno mozaikową strukturę, przy czym poszczególne elementy mozaiki wykazują wybitnie faliste i smużyste wygaszanie, nigdy w tym stopniu w eklogitach nie spotykane. Niektóre partie tych smug kwarcowych zdradzają wtórną drobną granulację kierunkową z ostrym ząębaniem elementów, co wskazuje na mocne dynamiczne odkształcenia. Granat niezbyt obfity, w drobnutkich ziarnkach chętnie zwierających się w krótkie kierunkowe skupienia, omfacyt natomiast często w stosunkowo dużych ksenoblastach obfitujących we wzrostki zoizytu, kwarcu, fengitu, granatu i rutylu. W zamfibolizowanych żyłkach omfacyt, granat, fengit redukują się do reliktyw, z mętnych agregatów diablastycznych rekrystalizują brudnooliwkowe, włókniste agregaty uralitowe, miejscami nawet jednorodne pręciki czystej bladezielonej hornblendy i w takich partiach wyodrębnia się zwykle niepozorne, bezbarwne tło wtórnego albitu.

Z opisów tych jasno wynika, że ta przybrzeżna partia eklogitów narażona była na silne deformacje w dwu oddzielnych etapach: jednym — sprzed ustalenia się paragenezy eklogitowej, drugim — znacznie późniejszym, po-eklogitowym, związanym z wtórną amfibolizacją eklogitów. Wniosek stąd, że już pierwotne wtrącenie o chemizmie zasadowym wśród osadów, które później dostarczyły gnejsów, było w okresie ruchów fałdowych narażone na silne deformacje, prawdopodobnie typu budinażu, i dopiero potem nastąpiła eklogityzacja tego wtrącenia. W późniejszym etapie ruchów gotowy już eklogit również inaczej reagował mechanicznie niż jego gnejsowa osłona i stąd jego szczególnie gęste na peryferii spękanie i wzmożona wtórna amfibolizacja, a gdzieś tam jeszcze późniejsza infiltracja z zewnątrz różnych innych wtórnych minerałów.

Te późne zjawiska można było przestudować w innej próbce, poprzenikanej mniej lub więcej równolegle jasnymi żyłkami i mającej jak gdyby wygląd „migmatytu eklogitowego” przy kontakcie z gnejsiem. Mikroskopowe studium takich partii wykazało jednak, że chodzi tu o hydrotermalne infiltracje całkiem późne, dokonane już po częściowej amfibolizacji eklogitu wzdłuż spękań i atakujące najłatwiej te partie skały, których struktura została rozluźniona przez amfibolizację. Mineralami infiltrowanymi są adular, prehnit i węglany, nigdy zaś nie ma wśród nich kwarcu i łyszczyku.

W partiach eklogitu o dobrze zachowanym omfacycie i fengicie infiltracje te reprezentowane są głównie przez adular, czysty, dość grubo skrysztalizowany w ziarnisty, nieuporządkowany agregat nieregularnych ziarn o charakterystycznym sektorowym wygaszaniu. Agregat ten wciska się pomiędzy ziarna nienaruszonych

granatów, omfacytów, fengitów, tu i ówdzie zamykając w sobie niektóre z nich lub nawet infiltrując do wnętrza słupków omfacytowych, lecz nigdzie z żadnym z tych minerałów w sposób widoczny nie reagując. Natomiast w partiach skały silniej dotkniętych amfibolizacją adular staje się mętny, być może zmieszany z jakimiś nieoznaczalnymi plagioklazami, i zawsze towarzyszą mu prehnit i węglany w ilości i wykształceniu zmieniających się od miejsca do miejsca. Infiltracje te są tu obfitsze i bardziej rozgałęzione, oblane nimi agregaty diablastyczne po omfacycie łatwiej rekrystalizują na pręcikowe zespoły hornblendy osiągające nieraz znaczną jednorodność. Nie ulega więc wątpliwości, że infiltracje te atakowały eklogit już poprzednio zamfibolizowany i dostawały się doń z luzów strukturalnych wytworzonych na granicy pomiędzy eklogitem a gnejssem.

II — Jaworek Górny

Miejsca pobrania do badań próbek eklogitów w tym rejonie zaznaczone są na figurze 8. Eklogity tutejsze mają wykształcenie i skład dość monotonne i wygląd megaskopowy o wiele mniej efektowny niż opisane poprzednio z Nowej Wsi. Różnią się też one od nich prawie zupełnie brakiem karyntynu oraz stałą zawartością dystenu, kwarcu i jasnego łyszczyku, w ilościach czasami dość pokaźnych. Pod tym względem zbliżone są one do eklogitów z Międzygórza (III i IV) opisanych szczegółowo w następnym rozdziale (typ C). Są one drobnoziarniste, stosunkowo jasnoszare, z lekkim różowym odcieniem, z laminacją mało wybitną, zamazaną lub bardzo delikatną i mało konsekwentną. Miejscami tylko widać krótkie, pourywane lub kręte smużki naprzemianległych zagęszczeń różowego granatu i zielonkawoszarego omfacytu. Tu i ówdzie z takiego tła wybija się większy blast mocno zielonego omfacytu, tu i ówdzie połyskuje nieco większa blaszka jasnego łyszczyku. Widoczne są też sporadyczne, cienkie, czarniawe żyłki wtórnej amfibolizacji.

Pięć próbek poddano analizie mikrometrycznej, dwie z nich zostały również zanalizowane chemicznie. Wyniki tych analiz zestawione są w tabeli 10. Jak widać z tego zestawienia, skład eklogitów jest tu mało zróżnicowany. Również struktura i tekstura są tu dość wyrównane. Struktura odznacza się nierównością ziarn zarówno granatu jak omfacytu, przy czym ostatni tworzy zwykle ksenoblasty znacznie większe i często zamykające w swym wnętrzu wszystkie inne minerały. Laminacja nie jest nigdy bardzo wybitna ani regularna, lecz w niektórych partiach staje się wyraźna głównie dzięki zagęszczaniu się granatu w krótkie, pou-

Tabela 10

Skład mineralny i chemiczny eklogitów z okolicy Jaworka (dII)
 Mineral and chemical composition of the eclogites from the environs of Jaworek (dII)

% obj. — volume per cent	1	2	3	4	5	% wag. — weight per cent	1	3
Granat	30,6	40,5	32,2	39,3	32,7	SiO ₂	48,82	49,01
Omfacyt	45,8	39,3	56,4	45,9	55,5	Al ₂ O ₃	17,54	17,50
Agregaty diablastyczne po omfacycie	6,9	3,7	0,7	5,5	4,3	Fe ₂ O ₃	1,65	1,98
Hornblenda wtórna	—	0,4	—	—	—	FeO	7,14	6,85
Karyntyn	ślad	0,2	ślad	—	—	MnO	0,14	0,13
Dysten	5,7	3,2	2,7	4,5	4,3	MgO	9,40	9,57
Jasny łuszczek	2,3	1,6	4,0	1,1	0,9	CaO	11,23	10,70
Symplektyty biotytowe	1,8	ślad	—	—	0,6	Na ₂ O	2,72	2,83
Zoizyt	—	0,5	—	0,1	—	K ₂ O	0,30	0,35
Węglany pierwotne	—	ślad	—	0,2	—	H ₂ O+	0,23	0,29
Kwarc	6,2	8,6	3,3	2,0	0,8	H ₂ O—	0,05	0,03
Rutyl	0,6	1,4	0,5	1,4	0,9	TiO ₂	0,92	0,97
Tlenki żelaza	—	—	ślad	—	—	P ₂ O ₅	0,07	0,08
Piryt	0,1	0,5	0,2	—	0,1	S	0,10	0,10
<i>E</i>	91,7	84,9	99,2	93,9	95,4	Suma	100,31	100,39
<i>C</i>	—	0,2	—	—	—	C. wł.	3,430	3,432
<i>A</i>	8,3	4,9	0,8	6,1	4,6			
<i>P</i>	—	—	—	—	—			
<i>e</i>	91,7	95,1	99,2	93,9	95,4	1) (II)III. 5. 4. '5 [1(2). 3. '2. 2]		
<i>a</i>	8,3	5,1	0,8	6,1	4,6	3) (II)III. 5. 4. '5 [(1)2. 3. '2. 2]		
<i>p</i>	—	0,2	—	—	—			
ε	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0			
κ	—	0,2	—	—	—			
π	—	—	—	—	—			

rywane smużki oraz kwarcu w mozaikowe, w tym samym kierunku wydłużone skupienia. W takich partiach uwydatnia się też uprzywilejowane ustawienie ziarn różnych minerałów: ziarna granatu są wówczas wyraźnie spłaszczone zgodnie z laminacją, płytki dystenu i łuszczku według niej uporządkowane, ksenoblasty omfacytu swymi osiami wydłużenia również ułożone w tej samej płaszczyźnie, ziarenka rutylu zagęszczone w tych samych kierunkach. Takie uporządkowanie jednak jest niestałe, bardzo często się zaciera: ziarenka granatu stają się izometryczne, dysten i muskowitz dowolnie ustawione z przyjęciem grubych, mało spłaszczonych form, ksenoblasty omfacytu bez wyraźnego wydłużenia.

Granat w zmiennej wielkości ziarnkach, przeważnie klarownych, pozbawionych wrostków; nieliczne z nich w jądrach zawierają chmurzaste mętne zagęszczenia delikatnych, ciemnych punkcików lub odosobnione wrostki. Jednak w próbkach 2 i 4 wrostki w granatach stają się częstsze i grubsze, należąc do rutylu, rzadziej do dystenu i kwarcu, niektóre zaś ziarna granatu są przeładowane dużymi agregata-

mi nieoznaczalnego minerału o reliefie znacznie niższym od granatu i niewysokiej dwójłomności (może dysten?), robiącymi wrażenie niedotrawionych reliktyw paragenety poprzedzającej eklogit.

Omfacyt w ksenoblastach zawsze znacznie większych, wydłużonych lub spłaszczonych zgodnie z płaszczyzną laminacji, lecz w jej obrębie różnie ustawionych, tylko w zagęszczeniach granatu drobno skryształizowany i zredukowany do interstycjów. Zamyka częste wrostki rutylu, kwarcu, granatu, dystenu, jasnego łuszczku, w próbce nr 4 również pierwotnego węglanu. W niektórych miejscach odznacza się obecnością cienkich prążków bliźniaczych według (100). $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0215 - 0,0230$, $\chi_{z/\gamma} = 38 - 41^{\circ}$, $2V_{\gamma} = 67 - 70^{\circ}$. Przeważnie dobrze zachowany, zwykle zdradzający tylko początkowe stadia amfibolizacji w postaci mętnych kryptodiablastycznych obrąbków lub żyłek wzdłuż pęknięć centralnych.

Dysten w drobnych lub średniej wielkości grubych tabliczkach i listewkach o obłych kształtach, z częstym zbliźniaczeniem według (100). Zoizyt miejscami nierzadki w dość gru-

bych słupkach. *Jasny łyszczyk* w płytkach różnej wielkości odznacza się bardzo zmiennym kątem osi optycznych (fengit — $2V_a = 9 - 11^\circ$, muskowit — $2V_a = 32 - 35^\circ$). Z wyjątkiem cienkich żyłek zamfibolizowanych zdradza zwykle tylko początkowe objawy wtórnego zatakowania od zewnątrz subtelnym symplektytowym agregatem biotyту. *Karyntyn* zupełnie sporadyczny w drobnych ksenoblastach, przerosłych cieniutkimi robaczkami jasnego minerału (kwarc czy plagioklaz?).

Kwarc zawsze prawie wykształcony w interstycjalnych ziarnkach lub rozgałęzionych gniazdkach, często w kierunkowo wydłużonych smużkach o mozaikowej budowie, zamykający w sobie łyszczyk, dysten, omfacyt, granat, rutyl zawsze poza tym tworzący drobne okrągławe wzrostki w omfacycie, rzadziej w łyszczyku i dystenie. Lokalnie ilość kwarcu maleje i wówczas redukuje się on wyłącznie do roli wzrostków.

Rutyl z reguły nieliczny, w większych i mniejszych nieforemnych ziarnkach, tu i ówdzie szeregujących się wzdłuż kierunków laminacji. Pospolity *piryt* w grudkach zawsze grubo oskorupionych tlenkami żelaza czerwono-brunatnymi w świetle odbitym. To wtórne utlenienie pirytu nie jest wynikiem wietrzeń, gdyż dotyka nawet wzrostków zamkniętych w omfacycie lub kwarcu. Musiało ono nastąpić w czasie ustalania się paragenezy eklogitowej, co świadczy o utleniającym środowisku tego procesu. Tu i ówdzie pojawiają się drobne *cyrkonowy* w postaci wzrostków w innych minerałach, m. in. w granatach.

Na szczególną uwagę zasługuje obecność węglanów w próbkach 2 i 4, albo w postaci interstycjalnych wypełnień pomiędzy ziarnami granatu, albo w postaci wzrostków uwieczonych w omfacycie. Pomimo mętnego wyglądu i upstrzenia jakimś czarnymi punkcikami muszą one być uznane za pierwotne, stanowiące relikty pierwotnej paragenezy sprzed powstania eklogitu, podobnie jak to nierazdo i w znacznie większej mierze zdarza się w eklogitach Międzygórze (patrz str. 72—73).

III i IV — Eklogity znad Międzygórze

Opisy ogólne eklogitów i ich kontaktów z gnejsami

Zgodnie z opisem terenowym (str. 49) odsłonięcia eklogitów rozsiane są w różnych miejscach na grzbietach i zboczach górskich ponad tą miejscowością (patrz fig. 8). Zróżnicowanie eklogitów i różnych produktów ich wtórnego przeobrażenia jest tu bardzo duże, nie wykryto jednak jakiegokolwiek jego zależności od po-

łożenia odkrywek, wobec czego petrograficzny opis skał zostanie w niniejszym rozdziale potraktowany łącznie. Tylko w sygnaturze analizowanych próbek będzie podkreślone pochodzenie z różnych punktów w terenie.

Typowe eklogity w dobrym stanie zachowania występują przede wszystkim w skałkach oznaczonych na figurze 11 sygnaturą III/1,

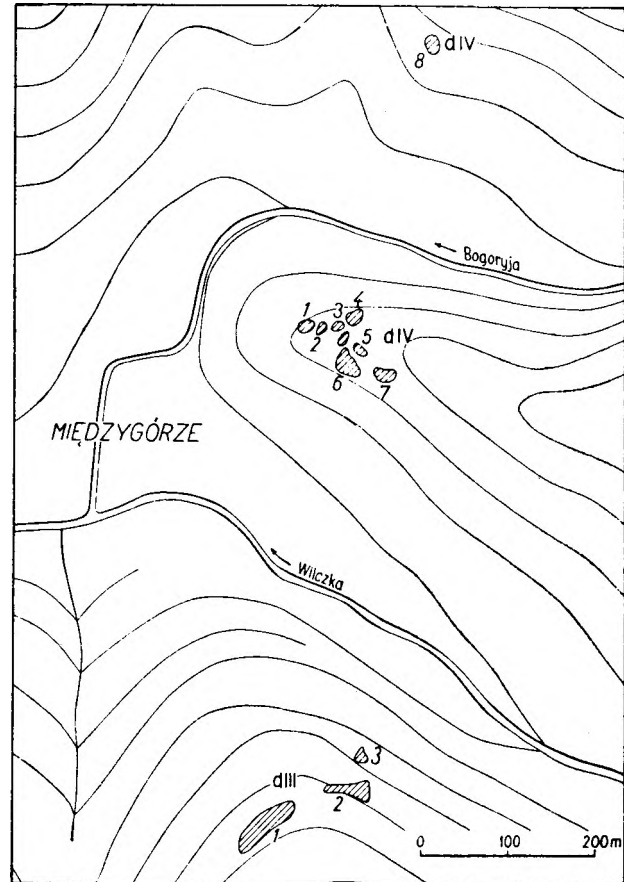


Fig. 11
Plan odsłoneń eklogitów nad Międzygórzem (dIII i dIV)

Position plan of the eclogite outcrops above Międzygórze (dIII and dIV)

III/2, III/3, IV/1, IV/3 i IV/6. Wszystkie dają się zaliczyć do typu C z tym, że tekstura kierunkowa jest często niezbyt wyraźna, laminacja zamazana i niezbyt konsekwentna, uporządkowanie orientacji omfacytu, dystenu i jasnego łyszczyku prawie niewidoczne. Megaskopowy wygląd takiego eklogitu w próbce IV/6b mamy przedstawiony na fotografii 4, plansza I. Bardzo drobnosiarnista skała, stosunkowo jasna, różowoszara z brudnoróżowymi zagęszczeniami granatów, układającymi się w krótkie, cienkie i niekonsekwentne smużki wśród zie-

lonkawoszaręgo tła obfitującego w omfacyt. Tu i ówdzie mocniejszym zielonym kolorem odcinają się większe, paromilimetrowe blasty omfacytu lub całe ich skupienia. Drobnutkie łuseczki jasnego łyszczyku w drobnej tylko części są megaskopowo dostrzegalne. Nie cała jednak skałka IV/6 zbudowana jest z tak niewyraźnie kierunkowego eklogitu. Są tam partie o wyraźnie równoległe smużystym zagęszczeniu się granatu i omfacytu w naprzemianległe, krótkie i pourywane laminki, oraz wyraźnym uporządkowaniu omfacytu, dystenu i łyszczyków zgodnie z tą laminacją, czego przykładem chemicznie zanalizowana próbka IV/6a.

Megaskopowy wygląd wyraźnie uwarstwionej odmiany eklogitu ilustruje fotografia (pl. III, fot. 1) dużej próbki IV/1b, z której wykonano dwie analizy chemiczne ryczałtowe oraz analizy wyseparowanego granatu, omfacytu i łyszczyku (patrz tab. 12). Próbka ta odznacza się nadto szczególnie wysoką zawartością węglanów. W prawej części widać dość regularną i cienką laminację naprzemianległych warstewek szarolilioworóżowych z zagęszczonym granatem i warstewek szarozielonych z zagęszczonym omfacytem. W obrębie tej całkiem drobnokrystalicznej masy z rzadka pojawiają się wydłużone skupienia mocniej zielonego, grubiej krystalicznego omfacytu. W tej laminacji wplecione są zgodnie cienkie żyłki lub wydłużone gniazdzka jasnoszaręgo kwarcu. W lewej części okazy laminy stają się grubsze, nieregularne, bardziej zaburzone i wzajemnie pomieszane. Dotyczy to zarówno granatu, który w jednym miejscu skupia się w 3 cm grubą warstwę prawie czystego „granatytu”, jak omfacytu, a także kwarcu, przy czym laminy narzmiewają lokalnie w soczewkowate gniazdzka i żyłki plastycznie ze sobą mieszające się.

W środku pomiędzy obu wymienionymi częściami zaznacza się zgodna z laminacją warstwa grubości około 3 cm, w której pojawiają się dość liczne brunatnoszare blasty karyntynu, miejscami łączące się w faliste smużki, po części tylko zgodne z laminacją, czasami skośnie ją przecinające. Podobnie jak w eklogitach Nowej Wsi (patrz str. 52) stwierdza się bardzo nierówne rozmieszczenie w skałach karyntynu, koncentrowanie się jego w niektórych tylko warstwach i lokalnie skośne układanie się go względem głównej laminacji, co nasuwa przypuszczenie, że krystalizował on w późniejszym okresie pod wpływem roztworów o zmienionym składzie, których cyrkulacja była uprzywilejowana przez nowopowstałe szczeliny skośnie przecinające starszą laminację. W całym okazie z rzadka połyskują drobne blaszki jasnego łyszczyku. Nadto widać pojedyncze, cienkie, zielonoczarne żyłki wtórnej amfibolizacji szczeli-

nowej ciągnące się tu i ówdzie przez całą skałę, albo zgodnie z laminacją albo skośnie względem niej.

Na ogół można powiedzieć, że typowe eklogity Międzygórze są bardzo podobne do eklogitów z Jaworka (II), różnią się zaś dość wyraźnie od typowych eklogitów ze środka wtrącenia eklogitowego Nowej Wsi (I), odznaczających się zawsze barwnie kontrastową i wybitną laminacją. Obok typowych eklogitów w niektórych skałkach Międzygórze pojawiają się lokalnie i w masie podrzędnej pewne szczególne odmiany petrograficzne, z warstwami o osobliwie zróżnicowanym składzie mineralnym. Opisy petrograficzne tych podrzędnych elementów będą podane osobno ze względu na znaczenie, jakie zdają się one mieć dla odczytania genezy wtrąceń eklogitowych.

Zjawiska wtórnej amfibolizacji eklogitów występują powszechnie we wszystkich odsłonięciach i jak zwykle różnicują się na procesy późnej amfibolizacji żyłowej wzdłuż cienkich szczeliniek tnących nienaruszone eklogity w różnych kierunkach, oraz na amfibolizację masową większych partii eklogitów na granicy ich wtrąceń z otaczającymi gnejsami lub w pewnych ich warstwach w środku wtrąceń. Cienkie żyłki zamfibolizowane nie będą tu szczegółowo omawiane, gdyż nie różnią się niczym istotnym od tego, co opisano z Nowej Wsi. Natomiast większe masy amfibolitowe powstałe wtórnie z eklogitów dostarczają szeregu nowych obserwacji, zwłaszcza jeśli idzie o późną ich infiltrację skaleniemi napływającymi z otaczającego środowiska gnejsowego. Zjawiska te można dokładnie studiować w odsłonięciach III/1 i IV/6 (porównaj fot. 2, pl. IV). W skałce III/1 wtórny amfibolit w zewnętrznym kontakcie wtrącenia eklogitowego, bardzo drobno- i równoziarnisty, ciemnoszarozielony, przejęty jest różowokremowymi infiltracjami drobnokrystalicznych skaleni grubości 0,5—1,5 cm, nieregularnie rozgałęzionymi i wsiąkającymi w ciemne tło amfibolitu w postaci drobnych wypustek i plamek. W skałce IV/6 brzeżne amfibolity poprzenikane są w różnych kierunkach białymi, cielistymi lub mocno różowymi żyłkami, plamkami, gniazdkami plagioklazów lub skaleni potasowych. Różne zjawiska metasomatycznego wypierania minerałów amfibolitu przez te napływowe substancje są interesujące i ważne ze względu na genetyczne stosunki pomiędzy eklogitami, amfibolitami i kontaktującymi z nimi gnejsami.

W obu wymienionych skałkach widać poza tym w brzeżnym wtórnym amfibolicie inne ważne zjawiska. Jest on tu często poprzerastany grubszymi i cieńszymi wtrąceniami dwumikowych gnejsów bardzo drobnoziarnistych,

szaro-fiolkowo-brunatnych, zupełnie niepodobnych do otaczających gnejsów gierałtowskich, a przypominających raczej paragnejsy z serii strońskiej. W skróconej formie opisałem je mikroskopowo już dawniej (1964b) interpretując genetycznie zjawiska wypierania łyszczyków przez plagioklaz w ich obrębie. Najlepiej wykształcone widzimy je w spągu wtrącenia eklogitowego w skałce III/1, gdzie amfibolit pochodzenia eklogitowego przy kontakcie z gnejsiem zewnętrznym zawiera grubsze i cieńsze przekładki paragnejsowe oraz kręte smugi, żyłki i plamy analogicznego materiału (pl. IV, fot. 1). Trudno mieć wątpliwości, że są to przewarstwienia sedymentacyjne, przy małej grubości zwykle silnie zaburzone i przemieszane, prawdopodobnie za sprawą ruchów tektonicznych w okresie poprzedzającym powstanie eklogitu, na granicy dwu ośrodków skalnych o różnej plastyczności.

Materiał pierwotny, który dał początek eklogitowi, przypuszczalnie dolomityczno-marglisty, na przejściu do głównej masy osadów mułkowo-piaszczystych, które później przekształciły się w gnejsy gierałtowskie, dawał drobne alternacje obu rodzajów materiału osadowego, przetworzone w końcu na przekładki paragnejsów dwułyszczykowych w amfibolitach. Znaczna różnica w wykształceniu petrograficznym pomiędzy przekładkami paragnejsowymi w amfibolicie a gnejsami gierałtowskimi znajdującymi się na zewnątrz mogła być spowodowana różnicą pierwotnego materiału osadowego, lecz na pewno wynika ona także z różnicy warunków metamorficznego przekształcenia i odmiennej ewolucji metamorficznej. Procesy feldspatyzacji w drobnych przekładkach paragnejsowych w amfibolitach, które poprzednio były eklogitami, musiały być silniej hamowane niż w gnejsach rozprzestrzeniających się w wielkich masach na zewnątrz wtrącenia eklogitowego i skutkiem tego o wiele dalej zaawansowanych w procesach granityzacji.

Te gnejsy zewnętrzne w kontakcie z eklogitami — a właściwie z amfibolitami pochodzenia eklogitowego tworzącymi zawsze przykontaktową osłonę eklogitów — widzimy najwyraźniej odsłonięte przy spągu skałki IV/6. W bezpośrednim kontakcie z takim amfibolitem widać bardzo drobnoziarnistą skałę ciemnoszarą, bez megaskopowo widocznej laminacji i foliacji, przypominającą raczej paragnejsy serii strońskiej. W mikroskopie jednak kierunkowość występuje całkiem wyraźnie. Cienkie, pourywane laminki drobnomozaikowego kwarcu, zageszczenia równoległe przeważnie ustawionych blaszek biotyty i muskowitu, zgodnie z tym ułożone długie poikiloblasty klino-

zozytu poprzetykane zorientowanymi łuseczkami biotyty i wrostkami kwarcu. Niemało jest tu granatu w dużych ziarnach obficie przerosłych wrostkami i zazębiających się z otoczeniem. Oligoklaz prawie pozbawiony zbliżniaczeń tworzy albo drobne niekształtne ziarna, prawdopodobnie pochodzące z pierwotnego osadu (mułowiec szarogłazowy), albo większe blasty obficie, nieraz niemal sitowo poprzerastane drobnymi wrostkami kwarcu i biotyty i niewątpliwie wrosłe wtórnie na miejscu wypieranych kwarców i łyszczyków, przy czym różne stadia nadgryzania i wypierania obu tych minerałów można dobrze śledzić. Mikroklin, w ilości znacznie mniejszej i nierówno rozmieszczony, rozrasta się w przestrzeniach międzyziarnowych atakując plagioklaz i wnikając doń drobnymi antypertytowymi żyłkami, nigdzie natomiast nie tworząc myrmekitu. Akcesorycznie występują tytanit, apatyt, cyrkon i żółty, silnie promieniotwórczy allanit.

Dopiero około 10 cm od kontaktu megaskopowo widoczne stają się różowawe, niezbyt ostre i poprzerywane laminy w coraz jaśniejszym szarym tle, skutkiem czego skała zaczyna stopniowo przyjmować wygląd typowego gnejsu gierałtowskiego. Korodowanie obu łyszczyków przez oligoklaz jest równie dobrze widoczne, przy czym ofiarą tego procesu w wyższym stopniu pada jasny łyszczyk (jednoosioowy fengit), skutkiem czego jego ilość w stosunku do kasztanowobrunatnego biotyty wyraźnie się redukuje. Znacznie zmniejsza się tu również ilość granatu, silnie nadżeranego przez plagioklaz, przy czym w otoczeniu jego reliktyw pojawiają się drobne łuseczki wtórnego biotyty oliwkowego. Wyraźnie więcej jest tu natomiast mikroklinu, który skupia się w sąsiedztwie kwarcu w laminy i tworzy tu liczne większe poprzerastane kwarcem ksenoblasty. W najbliższym sąsiedztwie tychże oligoklaz jest silnie zmętniały, zserycytyzowany, co jest wstępną oznaką metasomatozy potasowej. Dalszym dopiero jej objawem jest atakowanie i korodowanie plagioklazu przez mikroklin. Akcesoryczne minerały identyczne jak w gnejsie poprzednio opisanym.

Jeszcze dalej od kontaktu różowe laminy mikroklinowe grubieją i zaczynają się ostro odcinać od lamin kwarcowych i szarych lamin łyszczykowo-plagioklazowych. Skała przyjmuje wygląd typowego gnejsu gierałtowskiego o teksturze soczewkowo-laminarnej, takiego jak opisany z Nowej Wsi I (str. 50—51, pl. IV, fot. 3). W laminach łyszczykowo-plagioklazowych jasny łyszczyk zanikł zupełnie, pozostał sam brunatny biotyt. Granat już tylko reliktowy spadł do roli składnika akcesorycznego,

inne minerały akcesoryczne pozostały bez zmiany. Skoncentrowany w tych laminach oligoklaz, po części zserycytyzowany, po części czysty, zdradza często nieostrą odwróconą budowę pasową ze zmianą składu od 16% An w jądrach zmian do 23% An w obwódkach. Mikroklinu jest tu bardzo mało w interstycjalnych zakątkach pomiędzy plagioklazami. Mineral ten jest skoncentrowany w osobne soczewkowato nabrzmiewające laminy o strukturze ksenoblastycznie mozaikowej, a wewnątrz jego ziarn często zamknięte są skorodowane relikty prawie całkowicie już wypartego plagioklazu, często typowo choć delikatnie zmyrmekityzowane.

Analogiczne przejścia skalne, choć nie tak ciągle i wyraźne, studiować można w spągu wtrącenia eklogitowego III/1 i III/3. Wynika stąd, że gnejsy typu gierałtowskiego zamykające wtrącenia eklogitowe w najbliższym sąsiedztwie kontaktu są nietypowo wykształcone i dopiero na przestrzeni 20—30 cm od kontaktu uzyskują swój normalny rozwój. Przyczyną tego może być nieco inny rozwój pierwotnego sedymentu przy wtrąceniu przeobrażonym w eklogit, lecz na pewno istotną rolę odgrywa tu także różny stopień metasomatyczno-metamorficznej ewolucji gnejsów, przy samym wtrąceniu eklogitowym mniej zaawansowanej niż nieco dalej od niego.

Eklogity Międzygórza, podobnie jak innych okolic badanego terenu, wolne są z reguły od znamion postkrystalizacyjnych deformacji tektonicznych wyższego stopnia. Zaburzenia laminacji nienaruszonych eklogitów lub cienkich wkładek paragajensowych w brzeżnych zamfibolityzowanych partiach wtrąceń eklogitowych dokonały się przed końcowymi etapami blastezy eklogitów, zapewne jeszcze w pierwszych fazach fałdowania się całego suprakrustalnego kompleksu skalnego, który dostarczył zróżnicowanej petrograficznie formacji metamorficznej Śnieżnika. Późniejsze od utworzenia eklogitów ruchy tektoniczne zaznaczyły się w nich tylko sztywnymi spękaniem, które otwierały drogi cyrkulacji nowych roztworów i wywoływały procesy wtórnej szczelinowej amfibolityzacji tych skał, a później jeszcze młodsze pęknięcia, którymi krążyły hydrotermalne roztwory osadzające adular, prehnit, albit, kalcyt, chloryt itp. W rzadkich przypadkach, zupełnie lokalnie, możemy stwierdzić poważniejsze przemieszczenia spowodowane w eklogitach tymi młodszymi ruchami.

W skałce IV/6 zaznacza się gęsto spękana partia eklogitu wyraźnie laminowanego i wtórnie dość silnie zamfibolityzowanego. Pierwotna laminacja skały wybitna i cienka, polegająca na równoległych i naprzemianległych zagęsz-

czeniuach granatu, omfacytu i kwarcu z łyszczikiem i dystenem. Niezależnie od tego przebiegają w skale cienkie strefy, w których omfacyt jest porozrywany i w wysokim stopniu przeobrażony w kryptodiablastyczne mętne agregaty, kwarc drobno zgranulowany, płytki muskowitu pogieęte lub nawet rozarte na drobnołuseczkowaty agregat po części brunatniący wskutek biotytyzacji. Te strefy wykazują miejscami wtórne pofałdowania i najczęściej stosują się do laminacji, często jednak ścinają ją skośnie pod małymi kątami, miejscami wykrawając z niej kliny lub soczewki. Trudno wątpić, że chodzi tu o młodsze od blastezy eklogitu ruchy dyferencjalne, których kierunki były w znacznej mierze predysponowane pierwotną laminacją, lecz często wytwarzały skośne względem niej młodsze złupkowanie ścinające.

Charakterystyka petrograficzna eklogitów normalnych

Dobrze zachowane eklogity Międzygórza reprezentują w grubej skali na całym obszarze jeden typ petrograficzny, jakkolwiek w każdym większym odsłonięciu zdradzają pewne warstwowe zróżnicowanie, niekiedy nawet kontrastową drobną laminację z dużą rozmaitością składu mineralnego. Obok ogromnie przeważających skał głównego typu występują często poszczególne warstewki o składzie niezwykłym, znacznie odbiegającym od tego typu głównego, które zasługują na osobną analizę i odrębny opis petrograficzny.

W tabeli 11 mamy zestawionych 21 analiz mikrometrycznych nieznacznie przeobrażonych eklogitów z różnych punktów zaznaczonych na figurze 11. Dla różnych próbek pochodzących z jednej odsłonki do sygnatury tejże dodano litery alfabetu. Analizy te w procentach objętościowych są w tabeli uporządkowane według rosnącej sumy minerałów paragenezы eklogitowej (granat + omfacyt) z uwzględnieniem ich produktów amfibolityzacji (agregaty diablastyczne + hornblendy wtórne + albit wtórny). Obok analiz 16 próbek eklogitów występujących w większych masach, podano również 5 analiz odmian o składzie nietypowym i osobliwym, tworzących cienkie warstewki lokalne rzędu paru centymetrów miąższości i te wyróżniono gwiazdkami przy numerach porządkowych. Graficzny obraz zmienności składu mineralnego przedstawia diagram wariacyjny (fig. 12) sporządzony według tych samych zasad, co diagram dla eklogitów z Nowej Wsi przedstawiony na figurze 10 i omówiony na str. 54. Z tabeli tej i diagramu wyciągnąć można wnioski następujące:

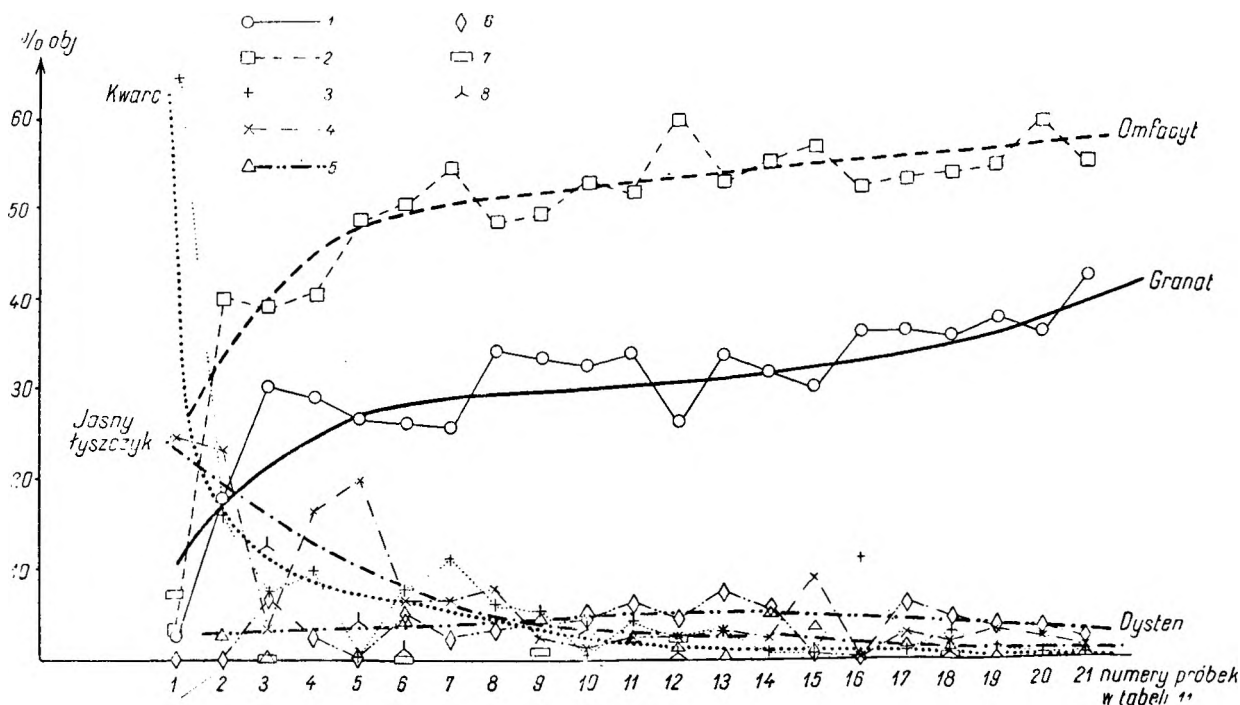


Fig. 12

Wykres zmienności składu mineralnego eklogitów z Międzygórze (analizowane próbki uporządkowane według rosnącej sumy granatu + omfacytu + produkty amfibolizacji omfacytu)

1 — granat, 2 — omfacyt, 3 — kwarc, 4 — jasny łyszczczyk 5 — karyntyn, 6 — dysten, 7 — zoizyt, 8 — węglan

Variation diagram of the mineral composition of eclogites from Międzygórze (dIII and dIV). Analysed rock samples arranged according to the growing sum of garnet, omphacite and amphibolitization products of omphacite (see table 11 p. 54 of the Polish text)

1 — garnet, 2 — omphacite, 3 — quartz, 4 — white mica, 5 — carinthine, 6 — kyanite, 7 — zoisite, 8 — carbonate

Eklogity głównego typu Międzygórze wykazują zmienność zawartości granatu w granicach 25—42% obj., omfacytu (wraz z produktami jego rozkładu) — 39—59% obj., jasnego łyszczczyku (wraz z produktami jego przeobrażenia) — 0—9% obj., dystenu 0—7% obj., kwarcu 0—11% obj., rutylu 0,4—1,4% obj. Karyntyn, w wielu próbkach w ogóle nieobecny, może dojść do 5% obj.; bardziej sporadyczny zoizyt wyjątkowo dochodzi do 2,5% obj. Szczególnie interesującym składnikiem są węglany pierwotne wchodzące w skład sześciu próbek z czterech różnych odślonień, w skrajnym przypadku dochodzące do 12,5% obj.

Porównując eklogity z Międzygórze i Nowej Wsi stwierdzamy, że pierwsze zawierają przeważnie nieco mniej granatu i znacznie mniej karyntynu, więcej natomiast kwarcu, dystenu i jasnego łyszczczyku. Zawartość omfacytu jest w eklogitach Międzygórze znacznie mniej zmienna, nie osiągając cyfr ani tak niskich ani tak wysokich jak w eklogitach Nowej Wsi. Na podkreślenie zasługuje również rozpowszechnienie w eklogitach Międzygórze węglanów pierwotnych, których nigdzie w skałach Nowej Wsi nie zauważono. Przebieg

krzywych interpolacyjnych granatu i omfacytu w diagramach wariacyjnych Międzygórze i Nowej Wsi jest wyraźnie różny. W diagramie Międzygórze obserwujemy na całej przestrzeni zgodny przebieg obu tych krzywych (pomijając skoki krzywych łamanych, które mogą wykazywać w poszczególnych próbkach ich przeciwstawność); obie krzywe wznoszą się od strony lewej ku prawej najpierw gwałtowniej, potem wolniej, przy czym przy prawym końcu omfacyt wzrasta wolniej niż granat. W diagramie Nowej Wsi jest inaczej, gdyż w prawej części wykresu granat i omfacyt zachowują się antagonistycznie: ciągły szybki przyrost omfacytu jest związany z wyraźnym choć wolniejszym ubytkiem granatu. Za spadek omfacytu i granatu w lewej części wykresu Nowej Wsi jest odpowiedzialny przyrost samego tylko karyntynu, w wykresie Międzygórze natomiast przyrost kwarcu i jasnego łyszczczyku.

Z eklogitów Międzygórze wykonano cztery analizy chemiczne ryczałtowe. Dwie z nich dotyczą próbek ze skałek III/2 i IV/6 reprezentujących normalny typ eklogitów Międzygórze, pozbawiony węglanów, dwie inne zaś szczególnie dużej próby eklogitu (ok. 30 kg) (pl. III,

Tabela 12

Analizy chemiczne skał i minerałów z Międzygórze (dIII i dIV) (% wag.)
Chemical analysis of the rocks and minerals from Międzygórze (dIII & dIV) (weight per cent)

Nr terenowy	Eklogit III/2a	Eklogit IV/6a	Eklogit IV/1b	Eklogit IV/1b'	Amfibolit IV/6	Granat z eklogitu IV/b1'	Omfacyt z eklogitu I/1b'	Fengit z eklogitu I/1b'
Nr w tab. 11	9	14	3	3				
SiO ₂	49,36	48,52	46,76	45,60	52,53	39,98	55,28	50,00
Al ₂ O ₃	18,03	18,22	16,66	17,64	15,40	22,75	13,21	29,00
Fe ₂ O ₃	0,37	1,77	2,64	0,27	2,10	—	—	1,04
FeO	7,25	7,11	6,71	7,98	7,98	18,86	3,38	0,44
MnO	0,21	0,08	0,13	0,13	0,15	0,06	0,04	—
MgO	9,36	9,68	7,78	9,32	7,27	9,00	9,78	4,58
CaO	10,45	11,25	11,63	10,50	9,56	7,90	12,74	1,61
Na ₂ O	2,83	2,18	2,55	3,31	3,15	0,15	4,50	2,50
K ₂ O	0,31	0,41	0,41	0,38	0,77	śląd	0,15	8,05
H ₂ O+	0,23	0,16	0,19	0,28	0,45	0,78	0,36	2,00
H ₂ O—	0,21	0,12	0,07	0,12	0,13	0,11	0,06	0,08
TiO ₂	0,52	0,90	1,05	0,75	0,93	0,35	0,30	0,70
P ₂ O ₅	0,09	0,17	śląd	0,09	0,05	0,04	0,05	
CO ₂	0,12		3,15	3,24				
S	0,10		0,13	0,07				
Cr ₂ O ₃	0,05							
V ₂ O ₃	0,06							
NiO	0,01							
CuO	0,016							
Suma	99,576	100,57	99,86	99,68	100,47	99,85	99,98	100,00
C. wł.		3,384			3,010			

Eklogit III/2a (anal. S. Rossól) (II)III. 5. 4. 5 [1. 3. 2. 2]

Eklogit IV/6a (anal. H. Pendas) 'III. 5. 4. (4)5 [1(2). 2(3). (1)2. 2]

Eklogit IV/1b (anal. H. Pendas) 'III. 5. 4. '5 [2. 1. 1. 2]

Eklogit IV/1b' (anal. S. Rossól) (II)III. 5. '4. '5 [2. 4. 1. 2]

Amfibolit eklogitowy IV/6 'III. 5. 3(4). (4)5 [1(2). 1. 2. (2)3]

Skład mineralny w % obj.: granat — 6,5; hornblenda diablastyczna — 52,8; hornblenda zrekrytalizowana — 4,0; tło plagioklazowe — 2,4; kwarc — 7,4; biotyt — 6,2; symplektyt biotytowo-plagioklazowy — 17,2; klinozoizyt — 2,0; zoizyt — 0,1; rutyl — 0,5; tlenki żelaza — 0,3; tytanit — 0,3; apatyt — 0,2.

Granat z eklogitu IV/1b' (anal. S. Rossól) $(\text{Fe}_{1,20}^{2+} \text{Mg}_{1,02} \text{Ca}_{0,64}) \text{Al}_{2,04} \text{Si}_{3,04} \text{O}_{12}$

Omfacyt z eklogitu IV/1b' (anal. S. Rossól) $(\text{Na}_{0,31} \text{Ca}_{0,48}) (\text{Mg}_{0,52} \text{Fe}_{0,10}^{2+} \text{Al}_{0,51}) (\text{Si}_{1,96} \text{Al}_{0,04}) \text{O}_6$

Fengit z eklogitu IV/1b' anal. S. Rossól $(\text{K}_{0,66} \text{Na}_{0,31} \text{Ca}_{0,11}) (\text{Al}_{1,45} \text{Mg}_{0,44} \text{Fe}_{0,05}^{3+} \text{Fe}_{0,02}^{2+} \text{Ti}_{0,03})$
 $[(\text{OH})_2 \text{Al}_{0,76} \text{Si}_{3,24} \text{O}_{10}]$

fot. 1) ze skałki IV/1 odznaczającej się niezwykłą obfitością dolomitu pierwotnego*. Z tej samej próby wyseparowano również granat, omfacyt i jasny łyszczyk i poddano je osobnym analizom chemicznym. Wszystkie te analizy zestawione są w tabeli 12.

* Analiza mikrometryczna tej próbki podana w tabeli 11, nr 3 przedstawia średnią arytmetyczną dla jej całości i została uzyskana na podstawie pomiarów 10 płytek cienkich wyciętych z różnych części próbki prostopadle do laminacji.

Zamieszczono tu również analizę ryczałtową amfibolitu eklogitowego z tego samego odsłonięcia co eklogit IV/6a. Ilościowy skład mineralny tego amfibolitu uzyskany z analizy mikrometrycznej podany jest w objaśnieniu do tabeli. Porównując skład chemiczny eklogitu i amfibolitu z tego odsłonięcia stwierdzamy poważne między nimi różnice: w amfibolicie jest znacznie więcej SiO₂, FeO, Na₂O, K₂O i H₂O⁺, znacznie mniej zaś Al₂O₃, MgO i CaO, przy znacznie też zmniejszonym ciężarze właści-

wym. Nie wolno jednak tych poważnych różnic kłaść w całości na karb procesów metasomatycznych, które przy procesie amfibolizacji doprowadziły jedne składniki chemiczne, a odprowadziły inne.

Wobec dużej zmienności ilościowego składu mineralnego w różnych alternujących ze sobą warstwach eklogitu, nawet w obrębie jednego odsłonięcia, nie mamy prawa przypuszczać, że skład mineralny, a co za tym idzie i chemiczny, tej partii eklogitu, z której powstał amfibolit, był identyczny ze składem próbki niezamfibolizowanego eklogitu IV/6a. W eklogicie przedamfibolitowym mogło być od razu więcej kwarcu, łyszczyku, omfacytu, a mniej granatu i dystenu, przy czym granat mógł być uboższy w MgO, a bogatszy w FeO, co tłumaczyłoby większość różnic chemicznych pomiędzy porównywanymi skałami. Według mojego zdania przy daleko posuniętej amfibolizacji eklogitów zachodzą istotnie poważne zmiany stosunków chemicznych, na co wskazują również obserwacje mikroskopowe. Wykazanie jednak tego w sposób ilościowy jest trudne i wykonalne tylko pod warunkiem analizowania amfibolitu i nienaruszonego eklogitu z bezpośredniego sąsiedztwa po biegu, w tej samej warstwie pozbawionej laminacji. To zaś jest trudno osiągalne w eklogitach obszaru Śnieżnika.

Porównując pod względem chemicznym eklogity Międzygórza i Nowej Wsi stwierdzamy bardzo bliskie ich podobieństwo. Wyraźniejszą różnicę widzimy tylko w pozycjach Al_2O_3 i K_2O , przeważnie wyraźnie większych w Międzygórzu, i MgO — wyraźnie na ogół większych w Nowej Wsi. Jest to uzasadnione większą obfitością muskowitu i dystenu w eklogitach Międzygórza, większą zaś obfitością bardziej magnezowego granatu w eklogitach Nowej Wsi. Co do składu granatu i omfacytu w skałach obu tych miejscowości, różnice są wyraźne, chociaż nie zasadnicze. Granat eklogitu z Międzygórza jest uboższy w magnez, a bogatszy w żelazo i wapń, wykazując wyraźną przewagę cząsteczki almandynowej nad piropową, skutkiem czego ma skład typowy dla III grupy genetycznej eklogitów w mojej klasyfikacji (1964a, 1965). Natomiast granat eklogitu z Nowej Wsi, bogatszy w magnez, a uboższy w żelazo i wapń, wykazuje przewagę cząsteczki piropowej nad almandynową i zbliża się wyraźnie do granatów właściwych I grupie genetycznej eklogitów. Omfacyt z Międzygórza jest wyraźnie bogatszy w glinę, a uboższy w magnez i wapń niż omfacyt z Nowej Wsi, co odzwierciedla chemizm całej skały i wiąże się z pewnym nadmiarem glinki wyrażonym mineralogicznie obecnością dystenu w eklogitach z pierwszej miejscowości. Zawar-

tość składnika jadeitowego jest jednak prawie jednakowa w omfacytach obu miejscowości.

Również pod mikroskopem wykształcenie minerałów w głównym typie eklogitów Międzygórza jest bardzo podobne jak w zewnętrznych częściach wtrącenia eklogitowego Nowej Wsi i Jaworku. W strukturze i teksturze zaznaczają się pewne statystyczne różnice. Nie spotkano w Międzygórzu typów wyraźnie porfiroblastycznych z wybitnie rozdzielonymi dwiema generacjami piroksenu, jakkolwiek i tu zdarzają się bardzo duże izometryczne blasty omfacytu późnej krystalizacji, mocniej zielono zabarwione, przepelnione gęsto ułożonymi wrostkami najróżniejszych minerałów (pl. XI, fot. 2). Równoległa laminacja i zgodne z nią ułożenie osi wydłużenia lub spłaszczenia składników zaciera się bardzo często. Zagęszczenia granatów mają często postać nieregularnych plam, a nie równoległych smug, a kształty poszczególnych ziarn granatu są z reguły nie kierunkowo spłaszczone, lecz z grubsza izometryczne. Pospolite jednak są warstwy eklogitów z wybitnie kierunkowym zagęszczeniem się granatów i zgodnym uporządkowaniem wydłużonych omfacytów oraz spłaszczonych dystenów i łyszczyków (pl. XI, fot. 3).

G r a n a t ($n = 1,767$) w ziarnkach przeważnie znacznie mniejszych od omfacytu (dł. 0,16—0,64, przeciętnie 0,36 mm, szer. 0,10—0,36, przeciętnie 0,22 mm). W środkach ziarn często występują mętne plamki zagęszczenia submikroskopowych ciemnych wrostków (pl. XI, fot. 4) czasem uporządkowanych w krótkie równoległe kreseczki (pl. XI, fot. 5).

O m f a c y t w ksenoblastach przeciętnie znacznie większych od granatu, albo silnie wydłużonych według osi z, spłaszczonych według (100), albo prawie izometrycznych (dł. 0,16—1,36, przeciętnie 0,66 mm, szer. 0,10—0,68, przeciętnie 0,30 mm), $n_\gamma = 1,692$, $n_\beta = 1,677$, $n_\alpha = 1,670$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0216 - 0,0222$, $\angle z/\gamma = 32 - 42^\circ$, $2V_\gamma = 65 - 71^\circ$. Czasami występują w nim prążki bliźniacze według (100). Często zawiera liczne wrostki, rutyłu, kwarcu, jasnego łyszczyku, dystenu, lokalnie też pierwotnego dolomitu. W próbce III/1c, dość silnie zaatakowanej wtórnymi procesami, obserwuje się we wnętrzu niektórych ziarn omfacytu duże, okrągławe wrostki mozaikowego albitu (pl. XI, fot. 6), przypuszczalnie jako wtórne podstawienie wrostków kwarcu wypartego pod działaniem infiltrujących z zewnątrz spękaniami roztworów. W tej samej próbce stwierdzono również wyjątkowe w eklogitach Międzygórza wypieranie od zewnątrz omfacytu przez robaczkiowy symplektyt piroksenowy (pl. XII, fot. 1). Robaczki piroksenowe mają zgodną z wypieranym omfacytem orientację optyczną i

barwę interferencyjną i przypuszczalnie przedstawiają produkt kanalikowej korozji omfacytu przez późne roztwory intergranularne, działające bezpośrednio przed początkiem amfibolizacji eklogitu. Mętna, kryptokrystalicznie włóknista diablastyka amfibolowa jako zwykły produkt przeobrażenia omfacytu pojawia się tu również, lecz zdaje się być produktem późniejszym, nałożonym na kanalikową korozję.

K a r y n t y n w ilości zawsze podrzędnej, często w ogóle nieobecny, tworzy ksenoblasty raczej drobne, często większe od omfacytu, lecz nigdy nie osiągające wymiarów wielkich poikiloblastów, tak pospolitych w innych eklogitach (dł. 0,60—2,29 przeciętnie 1 mm, szer. 0,11—0,34 przeciętnie 0,26 mm). Zamyka często wrostki wszystkich bez wyjątku minerałów. W niektórych skałach bardzo słabo zabarwiony, o pleochroizmie dostrzegalnym dopiero w grubszych płytkach, w innych wyraźnie żółtawy nawet w płytkach cienkich. $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0207 - 0,0220$, $\angle z/\gamma = 17-22^{\circ}$, $2V_{\alpha} = 83-88^{\circ}$.

J a s n y **ł y s z c z y k** wszędzie obecny. W drobnych płytkach zaklinowany pomiędzy innymi minerałami lub tworzący wrostki w kwarcu, omfacycie, karyntynie. W gniazdkach i laminach kwarcowych często występuje licznie i w większych płytkach, stowarzyszony zwykle z dystenem i drobnymi omfacytami (pl. XII, fot. 2). Często są w nim wrostki kwarcu i dystenu, rzadsze granatu, omfacytu i innych. Przy zupełnej bezbarwności odznacza się nawet w obrębie jednej płytki cienkiej bardzo zmiennym kątem osi optycznych, spadającym często od około 40° do 0 stopni, co wskazuje na przejścia do fengitu (muskowit — $32-39,5^{\circ}$, fengit — $5-16,5^{\circ}$). Analiza chemiczna łyszczyku z próbki eklogitu IV/1b podana w tabeli 12 wskazuje na typowy fengit bardzo ubogi w żelazo a bogaty w magnez, zawierający wśród kationów międzywarstwowych niezwykle mało potasu a dużo sodu i wapnia. Taki szczególny chemizm łyszczyku jest niewątpliwie wynikiem szczególnego składu globalnego całej skały. Nie wiadomo, czy łyszczyki z innych próbek nie mają składu odmiennego, na co mogłyby wskazywać ich zmienny kąt osi optycznych.

Przy rozpoczynającej się amfibolizacji skały przeobraża się od brzegów w delikatne agregaty bladego biotytu.

Dane optyczne fengitu: $n_{\gamma} = 1,588$, $n_{\beta} = 1,584$, $n_{\alpha} = 1,547$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,041$, $2V_{\alpha} = 32 - 36^{\circ}$.

D y s t e n zawsze obecny w typowych skałach w krótkich i grubych tabliczkach obło zaokrąglonych i często zbliźnionych według (100), bardzo różnej wielkości, czasem bardzo dużych (pl. XII, fot. 3). Tworzy częste wrost-

ki w kwarcu, omfacycie, karyntynie, łyszczyku i nawet w granacie (pl. XII, fot. 4), co jest rzeczą stosunkowo rzadką. W dystenie wrostki innych minerałów są na ogół rzadkie, lecz w niektórych próbkach występuje on w postaci większych nieforemnych poikiloblastów gęsto natkanych drobnymi wrostkami kwarcu, dolomitu, granatu, rutylu (pl. XII, fot. 5). W przypadku młodszych deformacji tektonicznych dysten najłatwiej ze wszystkich minerałów ulega trwałym odkształceniom, np. wygięciu, skręceniu itp. Wśród amfibolizacji skały ziarna dystenu najpierw otaczają się drobnouseczkowatą obwódką reakcyjną o wyglądzie serycytowym, później zaś wypierane są stopniowo w całej swej masie przez grubiej łusczkowy agregat o słabszej od łyszczyków dwójłomności (?), dając czasem bardzo wyraźne pseudomorfozy (pl. XII, fot. 6).

Z o i z y t występuje raczej sporadycznie w niektórych próbkach typowych eklogitów, lecz lokalnie może się pojawiać w uwagi godnej ilości. Tworzy zwykle wydłużone słupki gromadkami równoległe ustawione (pl. XIII, fot. 1), o niezbyt słabej dwójłomności ($n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0065$) bez subnormalnych barw interferencyjnych, z kątem $2V_{\gamma} = 15^{\circ}$ i ustawieniem płaszczyzny osi optycznych $\perp z$.

K w a r c jest obecny prawie wszędzie. Gdy jest go mało, tworzy tylko wrostki w omfacycie, karyntynie, łyszczyku, dystenie lub drobne odosobnione ziarenka zaklinowane między tymi minerałami. Gdy jest go dużo, gromadzi się w mozaikowate gniazdko skomplikowanie rozgałęzione i krętymi odnogami łączące się ze sobą albo nawet w kręte laminy o przebiegu dostosowanym do ogólnej kierunkowości skały. W kwarcu tym tkwią najliczniej jasny łyszczyk i dysten, czasem zoizyt, lecz również i inne minerały eklogitowe, granat, omfacyt, karyntyn, rutyl. Miejscami kwarc odgrywa jakby rolę ksenoblastycznego spoiwa, w którym tkwią idioblasty innych minerałów. Sprawia on wrażenie pierwotnego składnika skały wyjściowej, z której później wykrystalizowała parageniza eklogitowa.

Minerały akcesoryczne, jak *rutyl*, *tlenki żelaza*, *piryt*, *cyrkon* nie zasługują na oddzielny opis będąc identycznie wykształcone jak w eklogitach z Nowej Wsi i Jaworka. Szczególną natomiast uwagę trzeba poświęcić węglanom, które w kilku próbkach pojawiają się w ilości godnej uwagi, a w chemicznie analizowanej próbce IV/1b dochodzą do kilkunastu procent objętości.

Węglany występujące w drobnej ilości (np. w próbkach III/2a, III/2b i IV/3) wypełniają lokalnie drobne interstycje pomiędzy granatami, omfacytami, karyntynami i z rzadka two-

rzą wrostki wewnątrz omfacytu (pl. XIII, fot. 2). O ile granaty są w stosunku do tych węglanów idealnie idioblastyczne, o tyle omfacyt często zazębia się z nimi i przerasta. Węglany te rzadko są czyste i klarowne, przeważnie upstrzone ciemnymi punkcikami i brunatno zmętniałe (tlenki żelaza), zawsze pozbawione prążków bliźniaczych.

Gdy występują w większej ilości, jak w próbce IV/1b (ok. 12,5% obj.), węglany stają się przeważnie czyste i jednorodnie skryształizowane. W skale rozmieszczone są one bardzo nierównomiernie i albo samodzielnie (pl. XIII, fot. 3), albo zmieszane z kwarcem, tworzą obfite dobrze skryształizowane tło poikiloblastyczne, w którym tkwią idioblastyczne granaty, rzadziej omfacyt, dysten i jasny łuszczczyk. Gniazdowe koncentrowanie się węglanów w skale, podobnie jak i kwarcu, układa się jakby w niewyraźne warstewki, będące prawdopodobnie śladami uwarstwienia pierwotnej skały osadowej.

Charakterystyczne jest wzajemne przerastanie się węglanów i kwarcu bez znamion jakichkolwiek nowotworów krzemianowych na granicy; rekrystalizowały one równocześnie w warunkach równowagi. Tak samo w równowadze pozostają węglany z innymi minerałami eklogitu, z granatem, omfacytem, dystenem i łuszczczykiem. Granaty tkwiące w węglanach miejscami obfitują w ich wrostki wykazujące grupami jednakową orientację, tak jak gdyby były one relikdami większych ziarn węglanów strawionych przez rosnący ich kosztem granat. To samo da się powiedzieć również o omfacytach i dystenach tkwiących w węglanach. Sitowo poikiloblastyczne dysteny (pl. XII, fot. 5) zamykają niezliczone wrostki kwarcu i węglanów, będące relikdami wypartych przez wzrost dystenu większych ziarn tych minerałów. Wielki poikiloblast omfacytu przedstawiony na planszy XI fotografii 2 również zamyka niezliczone wrostki kwarcu i węglanów, po części robaczkowo łączące się ze sobą i na większych polach zdradzające zgodne wygaszanie. Trudno mieć wątpliwości co do tego, że omfacyt ten wzrastał stosunkowo szybko w dawnej skale zawierającej mozaikę ziarn węglanów i kwarcu, i że wzrastając nie zdołał całkowicie strawić obu tych składników, lecz zachował je po części w postaci reliktowych wrostków.

Jakość tych węglanowych minerałów trudno określić metodami mikroskopowymi, zwłaszcza wobec faktu, że przeważnie graniczą one z minerałami o silnym reliefie, jak granat, omfacyt, dysten. Dlatego składniki węglanów z próbki IV/1b określono na drodze chemiczno-analitycznej w wyciągu ze sproszkowanej skały trawionej silnie rozcieńczonym kwasem sol-

nym. Według oznaczeń dr M. Borkowskiej węglany zawierają tu 3,14 CaO, 1,12 MgO i 0,60 FeO% wag. w odniesieniu do całej skały, co w przeliczeniu na minerały daje 6,9% wag. żelazistego dolomitu i 2,0% wag. kalcytu (w przeliczeniu na % obj. 8,0 — dolomitu i 2,5 — kalcytu).

W celu rozpoznania rozmieszczenia w skale obu tych minerałów węglanowych zastosowano znaną metodę mikrochemiczną, a mianowicie traktowanie dwu nie nakrytych płytek cienkich wyciętych z dwu różnych miejsc próbki IV/1b najpierw roztworem azotanu srebra, następnie po opłukaniu wodą chromianem potasu. Wbrew oczekiwaniu nie wykryto nigdzie odrębnie wykryształizowanego kalcytu, który w przeciwieństwie do dolomitu powinien by powlec się charakterystycznym brudnoczerwonym nalotem chromianu srebra. Całość węglanów w skale wykazała więc własności dolomitu. Sporadyczne i bardzo drobne plamki i żyłeczki barwnika wskazującego na kalcyt ograniczają się do pewnych punktów i szczelinek i dalekie są od udziału kalcytu 2,5% obj. wykazanego przez analizę chemiczną. Współczynniki załamania wyseparowanego ze skały dolomitu oznaczone przez A. Nowakowskiego metodą immersyjną dały wartości: $n_o = 1,683$, $n_e = 1,507$.

Wynikałoby stąd, że węglany w opisywanej skale należą zasadniczo do *dolomitu żelazistego* (ok. 10% FeCO₃), odznaczającego się niezwykle wysokim nadmiarem wapnia nad magnezem, bez wyodrębnienia tego nadmiaru w osobną fazę mineralną kalcytu. Ta niezwykła cecha tutejszego dolomitu związana być może ze specyficznością warunków powstawania paragenety eklogitowej, wymagałaby sprawdzenia i dokładniejszego zbadania przy pomocy badań specjalnych. Fakt istnienia w eklogicie dolomitu w niewątpliwie pierwotnej paragenecie z granatem, omfacytem, dystenem i kwarcem jest zaskakujący. Wiadomo bowiem, że parageneta dolomitu z kwarcem uważana jest dotąd za możliwą tylko w najniższych stopniach metamorfizmu (facja zieleńcowa) i jest zupełną nowością w skałach stref głębszych.

Próbka eklogitu IV/1b, znaleziona i dokładnie zbadana przeze mnie dopiero w roku 1964, dostarczyła więc nowych mocnych argumentów na korzyść moich dawniejszych przypuszczeń, że eklogity Śnieżnika, szczególnie z elementu Międzygórze, pochodzą ze skał osadowych bogatych w węglany o składzie żelazisto-dolomitycznym. Skałą macierzystą tutejszych eklogitów były więc prawdopodobnie wtrącenia silnie marglistych mułowców żelazisto-dolomitycznych wśród przeważającej serii mułowców

szarogłazowych o zmiennym składzie, lecz ubogich w węglany, która w efekcie końcowym ewolucji metasomatyczno-metamorficznej dostarczyła kompleksu gnejsów gierałtowskich.

Interkalacje o składzie osobliwym w obrębie eklogitów i przejścia na kontakcie z gnejsami

Po opisie głównego typu eklogitów Międzygórze trochę uwagi poświęcić należy warstwowo wtrąconym w nie tu i ówdzie interkalacjom o składzie osobliwym, które również dostarczają argumentów na rzecz osadowego pochodzenia eklogitów.

Próbka IV/7 (nr 4 w tabeli 11) przedstawia eklogit szczególnie obficie poprzerastany mniej więcej równoległymi choć zaburzonymi laminami kwarcu z bardzo obfitym, zupełnie jednoosiowym jasnym łyszczykiem i podrzędnym dystenem. Nie brak w nich też drobnych granatów wrośniętych w kwarcu i łyszczyku. Laminę skoncentrowanego omfacytu są w dość wysokim stopniu zaatakowane przez mętne kryptokrystaliczne agregaty amfibolowe, które miejscami rekrystalizują w brudnozieloną hornblendę. Jasny łyszczyk prawie w 50% jest wyparty przez wtórny szarozółtawy prawie kryptokrystaliczny agregat biotytowy. Silnie zaatakowany jest tu również dysten. Skala pierwotna musiała tu mieć więcej niż zwykle cieniutkich przewarstwień materiału ilasto-mułkowego ubożego w węglany.

Dobrze wyodrębnione i ostrzej od eklogitu odcinające się jasne przewarstwienia spotykamy niejednokrotnie w innych skalkach tego regionu. Materiał tych przewarstwień drobnoziarnisty, brudno białawy lub jasnoszary w różnych odcieniach, odznacza się wybitną przewagą kwarcu ze zmiennym udziałem fengitu, dystenu, zoizytu, czasem granatu i innych minerałów. Skaleni brak w pierwotnym składzie tych utworów, lecz mogą się one pojawiać w wyniku późniejszej infiltracji i częściowego wypierania minerałów pierwotnych. W sąsiedztwie tych przewarstwień eklogit zdradza zawsze wysoki stopień wtórnej amfibolizacji. Przewarstwienia te uważam za sedymentacyjne przekładki mułkowo-piaszczyste wśród pokładów margli żelazisto-dolomitycznych przeobrażonych w eklogity.

W małym odsłonięciu IV/5 spotykamy zielonawoszary, silnie zamfibolizowany eklogit, poprzerastany równoległe 1—3 cm grubymi warstewkami barwy różowoszarej, obfitującymi w kwarc i łyszczyki. W tabeli 11 skład ilościowy eklogitu podany jest pod numerem 2*, skład jasnego przewarstwienia pod numerem 1*. Sam eklogit jest tu silnie kierunkowy dzięki wydłużeniu ziarn granatu, ustawieniu

plytek bardzo obfitego jasnego łyszczyku i rozmieszczeniu równie obfitego mozaikowego kwarcu w wydłużone gniazdzka lub nieciągłe laminki, do których przywiązana jest zresztą większość łyszczyku. Granatu jest stosunkowo mało, lecz jest on dobrze zachowany, słabo nagryziony i cienko oskorupiony bladezieloną wtórną hornblendą. Omfacyt ostał się tylko w reliktach, przeważnie przeobrażony został w mętne kryptodiablastyczne agregaty amfibolowe, również jasny łyszczyk o cechach fengitu (zupełnie jednoosiowy) jest w $\frac{4}{5}$ przeobrażony w nadzwyczaj delikatny agregat biotytowy. Nierzadki jest karyntyn w drobnych ksenoblastach nietkniętych przez wtórne procesy. Jasna warstwa składa się w $\frac{2}{3}$ z kwarcu w postaci nierównej, na ogół dość grubej mozaiki i w $\frac{1}{4}$ z prawie jednoosiowego jasnego łyszczyku w nierównych płytkach i blaszkach, obrzeżonych frędzlą wtórnego agregatu biotyowego. Szczególnie charakterystycznym składnikiem jest tu zoizyt w dość dużych słupkach ułożonych równoległe do granicy z eklogitem, zawierających często drobne wrostki kwarcu lub zazębionych z tłem kwarcowym. Granat mniej liczny i nierówno rozmieszczony, raz idioblastyczny, drugi raz nadzarty przez otoczenie i wywiązujący wtórne agregaty brunatnooliwkowego biotytu. Akcesoryczny żółty allanit, rutyl i tlenki żelaza. Trudno wątpić, że warstwy te stanowią przekładki sedymentacyjne materiału mułkowego ubożego w węglany, w materiale dolomityczno-marglistym.

W skałce IV/1 widzi się przewarstwienie zmiennej grubości dochodzącej do 6 cm, drobnoziarniste, jasnoszare w różnych zmiennych odcieniach. W tle o znacznej przewodzie kwarcu megaskopowo wyróżnia się tylko drobne łuseczki łyszczyku rozmieszczone nierównomiernie, przy samej granicy z eklogitem również jasno brunatnoczerwone ziarenka granatu. Na wyszlifowanej powierzchni widzi się falisto-warstwowe zróżnicowanie tej skały, mniej więcej równoległe do granicy z eklogitem: pomiędzy jasno brunatnawoszarymi warstwami bogatszymi w łyszczyki warstwa jaśniejsza, brudnobiaława, zdradzająca drobne dysharmoniczne pofałdowanie, nie udzielające się warstwowo sąsiednim. Granica tego przewarstwienia z eklogitem ostra, lecz nierówna, z licznymi występami eklogitu wkraczającymi do przewarstwienia lub z jasnymi zatoczkami wdzierającymi się do eklogitu. W pewnej odległości od kontaktu z głównym przewarstwieniem pojawiają się w obrębie eklogitu równoległe ciągnące się cieńsze, kilkumilimetrowe przewarstwienia, ciemniej ubarwione od przewarstwienia głównego, gdyż bogatsze w zbrunatniały łyszczyk i granat. Mikrometrycznie

wyznaczony skład przewarstwienia głównego wykazał następujące proporcje minerałów (w %% obj.): kwarc — 61, zoizyt — 11, fengit — 9, symplektyty biotytowo-plagioklazowe po fengicie — 0,5, dysten — 3,5, wtórne agregaty muskowitowe — 8, wtórny agregat plagioklazowy — 7.

Kwarc tworzy główne tło mineralne utworu w postaci grubej, lecz nierównej mozaiki ziarn zygakowato wzajemnie pozazębianych; ziarna te wykazują spokojne wygaszanie, rzadko nieco faliste (brak późniejszych deformacji). W mozaice tej nierówno rozsiiane są zmiennej wielkości i kształtu ziarna innych minerałów. *Dysten* przedstawia ziarna bezkształtne, często ponadgryzane i zredukowane do drobnych reliktyw i wówczas otoczone drobnofuseczkowatymi agregatami jasnego łyszczyku. Częste są w dystenie drobne okrągławe wrostki kwarcu, bardzo rzadkie zoizytu. *Zoizyt* też zmienne kształtowany: grube pręciki osią wydłużenia równoległe ustawione do kontaktu z eklogitem, duże ziarna izometryczne, całkiem drobne ziarenka bezkształtne. Jest to zoizyt zupełnie jednoosiowy, o ledwo dostrzegalnych subnormalnych barwach interferencyjnych, przynależny raczej do odmiany β . Częste są w nim drobne okrągławe wrostki kwarcu, nierzadkie — dystenu. Niektóre ziarna zoizytu były atakowane przez roztwory intergranularne i zredukowane do drobnych reliktyw, z wytwarzaniem drobnofuseczkowych skupień jasnego łyszczyku i szarobrunatnego nieokreślonego pigmentu. *Jasny łyszczyk* tworzy duże i grube płytki, lecz wewnątrz ziarn mozaiki kwarcowej spotyka się często cieniutkie jego blaszki. Jest on zupełnie bezbarwny, jednoosiowy — przypuszczalnie bezzelazisty *fengit*. W zespołach grubszych lub drobniejszych łusek często oblepia z zewnątrz dysteny i zoizyty, nigdy nie tworząc wrostków w ich wnętrzu. Bardzo drobnofuseczkowe agregaty, otaczające relikty dystenu i zoizytu i zapewne wtórnie na ich koszt wytworzone, rzadko dają możliwość użycia obrazów osiowych, lecz wówczas zdradzają wyraźną dwuosiowość. Wynika stąd, że wtórny łyszczyk ma skład różny od pierwotnego i zbliżony jest do zwykłego muskowitu.

Przeobrażenia dokonywujące się wzdłuż szwów międzyziarnowych pod wpływem roztworów późniejszych atakowały pierwotny fengit, wytwarzając drobnutkie łuseczki bardzo bladego biotyty osadzone w bezbarwnym tle kwaśnego plagioklaz (*symplektyty biotytowo-plagioklazowe*). Jest to proces identyczny z obserwowanym powszechnie w eklogitach w czasie diablastycznego rozkładu omfacytu i bez wątplenia z nim równoczesny. Jednakże

blaszki fengitu całkowicie zamknięte wewnątrz ziarn kwarcu pozostają nietknięte. Wiadąc więc że fengit nie przestał być trwały sam przez się, lecz był tylko wrażliwy na późne roztwory intergranularne przynoszące sól. Zresztą również dokoła dystenów i zoizytów szwy międzyziarnowe były widownią działania tych roztworów. Bardzo często tworzył się wzdłuż nich *agregat kwaśnego plagioklaz*, zwykle przetykany strzępkami łyszczykowatymi i tak drobny, że wyjątkowo tylko można w nim dostrzec prążkowania bliźniacze. Tylko na podstawie reliefu względem kwarcu można w przybliżeniu ocenić jego skład (kwaśny oligoklaz). W niektórych partiach skały każde ziarno dystenu, zoizytu, fengitu jest odgraniczone od otaczającego kwarcu obwódką takiego plagioklaz.

Eklogit stykający się z opisanym przewarstwieniem różni się od skały głównej z tego samego odsłonięcia (*IV/1a* i *IV/1b*). Nie zawiera wcale węglanów, jest znacznie uboższy w omfacyt i dysten, bogatszy zaś w kwarc i fengit, gromadzące się często w rozgałęzione gniazda i pasma oraz łączące się miejscami z jasnym przewarstwieniem. Eklogit ten jest silnie diablastycznie zamfibolityzowany, z dość wybitną rekrytalizacją na bladą wtórną hornblendę i z mocniej zielonymi obrąbkami hornblendy dokoła granatów tkwiących w diablastyce. Fengit silnie zaatakowany z wytworzeniem symplektytów bladego biotyty z plagioklazem. Relikty omfacytu zachowały się wyjątkowo. Kilkumilimetry przerost jasny w tym eklogicie, w przybliżeniu równoległy do głównego jasnego przewarstwienia, różni się od tego ostatniego większą obfitością fengitu i sporadyczną obecnością granatu.

Zarówno przez zamfibolityzowany eklogit, jak i przez jasne przewarstwienia w nim, biegnie kilka cienkich żyłek adularu, będących wypełnieniem najmłodszych szczelinek tensyjnych. Tną one obojętnie wszystkie składniki i ostro się od nich odgraniczają. Tylko w obrębie wtórnych agregatów plagioklazowych gubią się one i rozplywają, przypuszczalnie na skutek reakcji z nimi.

Jasne przewarstwienie jest utworem syngenetycznym i równoczesnym z eklogitem, lecz powstałym z materiału o zupełnie różnym składzie. Można wykluczyć ewentualność, że jest to młodsza infiltracja żylna. Brak skaleni w jej pierwotnym składzie i procesy wtórne czasowo odpowiadające amfibolityzacji eklogitu są tu argumentami decydującymi. Można by natomiast zastanawiać się, czy jest to produkt dyferencjacji metamorficznej w toku powstawania eklogitu, czy też od samego początku odmienny materiał skalny. Ta druga ewen-

tualność wydaje mi się bardziej prawdopodobna i ze względu na skład materiału skłania mnie do upatrywania w tym utworze przeławienia mułkowo-piaszczystego, bogatszego w SiO_2 i K_2O , a uboższego w Na_2O , FeO i MgO niż materiał pierwotny eklogitów. W czasie wtórnej amfibolizacji eklogitów, może też nieco później, wzdłuż szwów intergranularnych dopływał w roztworach do przewarstwienia sód, powodując wstępne objawy feldspatyzacji plagioklazowej. Dalszy rozwój tego procesu doprowadziłby do obfitszego rozwoju kwaśnego plagioklazu kosztem łyszczyków, dystenu i kwarcu i do wytworzenia się paragnej-su plagioklazowego, co w rzeczywistości zaobserwowano w skałach opisanych poniżej (str. 82—84).

W skałce IV/6 obok typowych eklogitów obficie występują wtórnie z nich powstałe *amfibolity*, przeważnie stosunkowo bogate w biotyt. Jedna z typowych próbek takiego amfibolitu została zanalizowana chemicznie i mikrometrycznie (patrz tab. 12). Główna masa skały składa się z diablastycznych agregatów bladzielonej hornblendy powstałych z omfacytu. Grubość tych agregatów zmienna w różnych miejscach. Bywają one bardzo delikatne, mętne, z indywidualizacją pręcików widoczną dopiero przy najsilniejszych powiększeniach, miejscami grubsze i tylko w takich miejscach wyodrębnia się z nich wyraźniej kwaśny plagioklaz. Orientacja tych agregatów hornblendowych jest zawsze ujednorodniona na mniejszych lub większych polach. Relikty granatów w tym tle bardzo już zredukowane, nadżarte i rozdrobnione przez proces amfibolizacji, w ich otoczeniu hornblenda mocniej zielona, grubiej i bardziej jednorodnie skryształizowana, niewątpliwie głównie kosztem granatu powstała. W niektórych z takich blastów hornblendy widać budowę pasową z bladzielonym jądrem i mocniej zieloną obwódką przechodzącą w igiełkowate lub strzępiaste wypustki. Dokoła niektórych reliktyw granatu hornblenda układa swe słupki promienisto, prostopadłe do powierzchni reliktu, co stwarza jakby zawiązkowe obwódki kelyfitowe.

Kwarc tworzy rozgałęzione gniazda lub smugi o mozaikowatej strukturze, zwykle skłonne do wydłużania się w zgodnym kierunku, nadto drobne ziarnka zamknięte w diablastycznych agregatach hornblendowych. Wykształcenie jego jest więc identyczne jak w typowych, nienaruszonych eklogitach, skąd wniosek, że przy amfibolizacji eklogitu kwarc nie był wcale uruchamiany. W większych gniazdach i smugach kwarcu zamknięte bywają diablastyczne agregaty amfibolu, niewątpliwie pseudomorfozy po wrosniętych omfacy-

tach oraz podługowate plamy delikatnych łuseczek bladego biotyty w tle nieoznaczalnego plagioklaz, pochodzące przypuszczalnie z płytek jasnego łyszczyku, być może też z dystenu. Sporo takich plam biotytytych z tłem plagioklazowym występuje też poza kwarcem wśród diablastycznej masy amfibolowej i widać gdzieś niedzie, że plagioklasy spomiędzy pręcików hornblendy i spomiędzy łuseczek biotytyty muszą mieć skład bardzo podobny. Na granicy plam biotytytych i diablastyki hornblendowej widać często cienkie rąbki tła plagioklazowego wolne od biotytyty i hornblendy, co świadczy, że plagioklaz był uruchomiony w całej masie skalnej.

Łuseczki biotytyty w niektórych plamach mają wyraźnie równoległe ułożenie, w innych są pomieszane, tu ciasno się zwierając, tam znów wybitnie się rozcieńczając, miejscami zaś urastają do grubszych płytek. Dokoła niektórych reliktyw granatu włączają się w budowę obwódek kelyfitowych układając się wachlarzowato lub promieniście. Wplątując się pomiędzy pręciki hornblendy wchodzi z nimi w reakcje wyraźnie je atakując. Barwa biotytyty zmienna, od bladooliwkowobrunatnej do rudobrunatnej, najwyraźniej zależy od sąsiedztwa minerałów tytanowych (rutyl — ilmenit — tytanit). W kontakcie z nimi biotyt uzyskuje odcienie rudobrunatne z wybitnym pleochroizmem, co świadczy o wchodzeniu w jego skład tytanu uruchamianego przez równoczesne przeobrażenie się rutylu w ilmenit i dalej w tytanit.

W plamach biotytytych wśród amfibolowych agregatów diablastycznych nigdy nie brak klinozoizytu w postaci nieregularnych ziarenek, często pręcików o bardzo słabej dwójłomności i mocnych barwach subnormalnych. Poza sąsiedztwem z biotytem klinozoizytu brak. Wynika stąd, że do powstawania klinozoizytu niezbędny był wapń z amfibolizującego się omfacytu i glinka z biotytytyzującego się jasnego łyszczyku lub dystenu w pierwotnym eklogicie. W sumie można sobie wyobrazić, że biotyt pochodzi w głównej mierze z pierwotnego jasnego łyszczyku i zserycytyzowanego dystenu. Lecz później biotyt rozszerzał się kosztem diablastycznej hornblendy po omfacycie i granatach, chwytając gdzie się dało tytan i żelazo, równocześnie zaś uwalniające się wapń, glin i krzemionka dostarczały klinozoizytu, wszystko razem w tle bardzo kwaśnego plagioklaz uruchamianego przy amfibolizacji omfacytu.

Z minerałów akcesorycznych najważniejsze są minerały tytanowe. Rutyl wydzielił czarne plamki ilmenitu, a wśród agregatów hornblendowych i biotytytych otoczył się obwódkami agregatowego tytanitu. Potrzebne przy tym

wapno musiało być pobierane z amfibolizującego się omfacytu. Brak tytanitu na rutylu tkwiącym wewnątrz kwarcu lub nienaruszonych granatów oznacza, że wapń nie wniknął do tych minerałów. Charakterystyczne są sporadyczne, wydłużone osobniki, kształtem przypominające cygara, które należą do jakiejś osobliwej odmiany zoizytu (słaba dwójłomność bez barw subnormalnych, wygaszanie proste, zabarwienie żółtawe, w środku nawet brunatnawe, od zewnątrz oznaki zaatakowania przez agregaty amfibolowe lub biotytowe). Musi to być odmiana o silnej α -promieniotwórczości, gdyż na styku z nią amfibol i biotyt silnie ciemnieją i potęgują swój pleochroizm (pl. XIII, fot. 6). Trafiają się też nieforemne ziarnka apatyty i malutkie cyrkony wytworzone w biotycie bardzo ciemne pola pleochroiczne.

Charakterystyczna jest zupełna bezkierunkowość wykształcenia wszystkich wtórnych produktów, co przy zachowaniu różnych subtelnych struktur reakcyjnych świadczy o tym, że proces amfibolizacji eklogitu odbywał się w warunkach zupełnie statycznych, bez deformacji. Trudno więc proces ten zaliczać do diaforezy. Pewne ślady ukierunkowania zostały odziedziczone po pierwotnych eklogitach i zostały raczej zatarte przez przeobrażenia, albo też wynikły z przebudowy z częściowym zachowaniem struktury pierwotnych minerałów (biotytacja muskowitu). Przy tym procesie musiało nastąpić uruchomienie wszystkich składników chemicznych. Najwyraźniejsze są oznaki uruchomienia sodu i potasu. Nie wykluczone, że oba te pierwiastki były do skały z zewnątrz doprowadzone w drobnej ilości, na co wskazywałyby wyniki analizy chemicznej (porównaj str. 70), lecz wyraźnych dowodów tego nie można uzyskać.

W samym spągu wtrącenia eklogitowego w tej samej skałce IV/6 odsłonięty jest kontakt amfibolitu biotytowego pochodzącego z eklogitu z ciemnopopielatym, bardzo drobnoziarnistym paragnejsem. Pochodzenie eklogitowe jest tu już bardzo zatarte przez rekrystalizację, nie widać już prawie żadnych reliktyw pierwotnych minerałów, tylko w niektórych miejscach zachowało się jeszcze typowe mikrodiablastyczne wykształcenie wtórnej hornblendy. Amfibolit jest wybitnie laminowany: najobfitsze są nematoblastyczne laminy drobnych słupków szarozielonej hornblendy, dość dobrze uporządkowanych zgodnie z laminacją, z udziałem kwaśnego oligoklaz, klinozoizytu i zoizytu. W osobne laminy skupia się jasnobrunatny biotyt w płytkach na ogół równolegle uporządkowanych, z których znaczna część wykazuje w środku zgodne z łupliwością cieniutkie wkła-

deczki jakiegoś nieokreślonego bezbarwnego minerału o silniejszym reliefie i dość wysokiej dwójłomności przy wydłużeniu negatywnym. Osobne laminy wreszcie tworzy mozaikowaty kwarc. Cała ta wybitna laminacja zdaje się być w głównej mierze odziedziczona po kontaktowej facji teksturalnej eklogitu.

Zrośnięty z tym amfibolitem paragnejś zdradza w mikroskopie dość wyraźną kierunkowość polegającą na uprzywilejowanym ułożeniu łusek łyszczyków i naprzemianległym zgodnym przebiegu poprzerrywanych smużek kwarcowych i smużek bogatszych w oligoklaz (20—26% An). Plagioklaz ten wyraźnie nadgryzał łyszczyki rosnąc ich kosztem i tworząc tło dla równolegle ustawionych blaszek biotytu, lecz na pewno nie cała jego ilość była doprowadzona, znaczna część jego musiała już wchodzić w skład pierwotnego osadu. W paragnejśie można wyróżnić dwie odmiany. Jedna obfitująca w większe płytki muskowitu obok mniej licznych i drobniej łuseczkowego biotytu, wykazująca poza tym w drobnych zakątkach między oligoklazem ślady mikroklinu lub antypertytowe wrostki w oligoklazie (początki feldspatyzacji potasowej); druga pozbawiona muskowitu, z samym biotytem i obfitująca w klinozoizyt w drobnych ziarnkach i większych poikiloblastach różnokierunkowo poprzerastanych biotytem. W obu odmianach akcesoryczne są granaty w rozczłonkowanych ziarnach ząbionych i poprzerastanych innymi minerałami, tytanit, żółty, silnie promieniotwórczy allanit obrosnięty klinozoizytem i apatyt.

Próbka III/1d—e z bliskości spągu wtrącenia eklogitowego, tuż przy kontakcie z zewnętrznym amfibolitem, wykazuje skałę wybitnie warstwowaną, z dużą różnicą składu mineralnego i struktury pomiędzy sąsiadującymi warstwami. Fotografia 4 na pl. XIII przedstawia obie graniczące ze sobą różne warstwy dość wyraźnie od siebie się odcinające.

Górna warstwa odznacza się nieznaczną kierunkowością wydłużenia ziarn omfacytu i granatu, większą obfitością i gęstym granoblastycznym ułożeniem obu tych minerałów, minimalnym stopniem zaatakowania omfacytu przez mętne kryptokrystaliczne agregaty amfibolowe, zupełnym brakiem łyszczyku a obfitością kwarcu, który tworzy tu liczne interstycjalne gniazda i gdzieniegdzie (poza polem objętym fotografią) gromadzi się w cienkie laminki poprzerastane głównie granatami. Skład ilościowy tej warstwy podany jest w tabeli 11 pod numerem 16*) (III/1d).

Dolna warstwa zajmująca $\frac{2}{3}$ pola fotografii, różni się wybitnie kierunkowym, zgodnym z uwarstwieniem wydłużeniem ziarn granatu i omfacytu, przy czym niektóre ziarna tego ostatniego są znacznie większe. Omfacyt ten

jest poza tym silnie zaatakowany przez mętną kryptokrystaliczną masę amfibolową tworzącą obfite szare tło skalne. Kwarcu nie ma tu wcale, dużo natomiast jest tu płytek jasnego, zupełnie jednoosiowego łyszczyku, uporządkowanych zgodnie z laminacją, w przeważającej części przeobrażonych w szarobrunatny kryptokrystaliczny agregat biotytowy dołączający się do mętnego tła diablastyki amfibolowej wytworzonej z omfacytu. Dość dużo jest tu również węglanów, przeważnie dość niejednorodnych, przetkanych łuszczkami, czarno i brunatno punktowanych, pochodzących z pierwotnego macierzystego osadu. Skład mineralny podany jest w tabeli 11 pod numerem 5 (III/1e).

Na szczególną uwagę zasługuje doskonale widoczne na fotografii 4, na planszy XIII równoległe spękanie ziarn granatu i omfacytu, jednokierunkowe w obu odmiennych zrastających się warstwach i tworzące z ich wzajemną granicą kąt około 45°. Musi to być efekt naprężeń tektonicznych młodszych od blastezy eklogitowej, które jednak nie ujawniły się makroskopowymi spękaniem.

Z sąsiedniego miejsca kontaktu pomiędzy laminowanym eklogitem a powstałym z niego wtórnym amfibolitem w spągu skałki III/1 wzięto inną próbkę pozwalającą na wyśledzenie stopniowego przebiegu procesu amfibolizacji. Przy brzegu próbki widać jeszcze lepiej zachowany jasnoszary laminowany eklogit, dalej mamy już ciemnozielonoszary amfibolit, gęsto naprzemianległe szaro i brunatno laminowany. Kontakt obu skał mamy przedstawiony na fotografii 5 na planszy XIII, z widoczną laminacją nieco skośnie na prawo w dół przebiegającą.

Prawa górna część tej fotografii przedstawia jeszcze eklogit silnie łyszczykowy i wybitnie kierunkowy, identyczny z opisanym poprzednio III/1e, może trochę silniej przeobrażony. Wzdłuż dolnej jej granicy przebiega lamina obfitująca w kwarc mozaikowaty, obficie, lecz nierówno przerosła dużymi niekształtymi granatami, które przeważnie wykazują w cienkiej płytce wyraźnie różowe zabarwienie, a zatem różnią się składem od granatów typowych eklogitów, są na pewno bogatsze w żelazo. Omfacytu tu bardzo mało, łyszczyku nie ma wcale, natomiast znacznie tu więcej rutylu w bezkształtnych większych ziarnkach. Poniżej tej laminy kwarcowej przebiega grubsza lamina złożona w $\frac{3}{4}$ z gęsto zwartych ziarn granatu, kwarc zaś i doskonale zachowany omfacyt ograniczone są tu do drobnych zakątków między granatami. Łyszczyków brak zupełnie. Poniżej tej laminy zaczyna się nagle eklogit uboższy w granat i wolny od kwarcu, natomiast bogaty w omfacyt i łyszczyk, przy czym oba te minerały są w przeważnej części

przeobrażone w mętne wtórne agregaty i zachowane raczej tylko w reliktach. Dalej relikty omfacytu stają się coraz mniejsze i coraz rzadsze, diablastyka amfibolowa coraz czystszej zrekrytalizowana z lokalnym wydzielaniem bladej aktynolitowej hornblendy, granaty coraz mocniej nadżerane, węglany pierwotne ciągle obecne w lokalnie oczyszczonych i zrekrytalizowanych ksenoblastach. Skała przechodzi więc w amfibolit eklogitowy.

Próbka z innej partii kontaktowego przejścia eklogitu we wtórny amfibolit odznacza się ubóstwem jasnego łyszczyku i względnym bogactwem dystenu. Równocześnie z zanikiem omfacytu na rzecz wtórnych włóknistych agregatów amfibolowych dysten nadżerany jest od zewnątrz przez niezbyt silnie dwójłomne agregaty łusczkowate i otacza się polami żółtawej agregatowej substancji. Dalej z minerałów pierwotnych pozostaje już tylko coraz silniej nadżerany granat. W tej partii biegnie cienka warstewka kwarcowa przerosła obficie zupełnie nienaruszonym granatem i zakonserwowanym jeszcze omfacytem. Nie ulega wątpliwości, że w tym kwarcowym ośrodku zarówno granat, jak i omfacyt były o wiele trwalsze. Tu i ówdzie snują się tu też pasemka drobnoluszczkowatego bladego biotyty w tle skaleniowym. Jeszcze dalej relikty granatu znikają prawie zupełnie, panuje w skale diablastyka amfibolowa o promienisto pierzastym układzie, lokalnie w grubsze pręciki zrekrytalizowana, z plamkami bladobrunatnawych agregatów biotytowych. Mamy tu stopniowe przejście eklogitu poprzez amfibolit eklogitowy do amfibolitu diablastycznego, z przerwą spowodowaną ową silnie kwarcową laminką z lepiej zachowanym granatem i omfacytem.

W obrębie tego typu amfibolitów w spągu eklogitu, na granicy z podścielającymi go gnejsami, często spotyka się wkładki, przewarstwienia, smugi drobnodziarniste, brunatnawoszary barwą nieraz z nieco fiołkowym odcieniem odcinające się od czarnozielonego, prawie afanitowego tła amfibolitów. Obserwuje się je w wielu miejscach, najlepiej jednak w skałce III/1. W przerostach tych dostrzega się pod lupą malutkie brązowe łuszczyki biotyty, często też srebrzyste jasne — muskowitu. Grubość tych przekładek zmienna i chwiejna, rzędu 1—4 cm, rzadko ponad 5 cm, kształty urozmaicone, sfalowane, kręte, poprzerywane lub rozgałęziające się, często w skomplikowany sposób mieszające się z tłem amfibolitowym lub rozdzielające się w plamy (pl. IV, fot. 1).

Mikroskopowe studium pozwala stwierdzić, że mamy tu do czynienia z materiałem paragnejsów dwułyszczykowych o bardzo zmiennym w różnych miejscach ilościowym składzie przy

równie zmiennej strukturze i teksturze. Jasny łyszczyk w płytkach zwykle większych i grubszych oraz czerwono-brunatny biotytyt w blaszkach silnie rozdrobnionych ułożone są zwykle mniej lub więcej równolegle i zgodnie z granicą przyległego amfibolitu, lecz wobec komplikacji tej granicy i częstych jej zmian kierunku — chwiejnie. Często zagęszczają się w smużki i pourywane laminki. Bardzo dużo jest zawsze kwarcu, który też często gromadzi się w grubomozaikowe zwarte laminy. Wiele wkładek, zwłaszcza grubszych, zdradza prawie zupełny brak kierunkowego uporządkowania i laminacji: W nierównej mozaice kwarcowej łyszczyki rozmieszczone są zupełnie prawie beładnie i nierówno.

Jedynym skaleniem jest zwykle silnie sodowy plagioklaz, zdradzający skład różny w różnych wkładkach, od albitu (4—6% An) do oligoklaz (12—14% An). Proporcje jego bardzo zmienne w różnych partiach tej samej wkładki i nawet w tej samej płytce cienkiej. Miejscami jest go tak mało, że lokalne partie zastępowałyby raczej na nazwę łupku dwumikowego lub kwarcytu dwumikowego. Gdzie indziej rozrasta się do dużych i bardzo licznych ksenoblastów. Tam, gdzie go jest mało, plagioklaz rozwija się niemal wyłącznie na granicy kwarcu i łyszczyków, tworząc dokoła tych ostatnich cieńsze lub grubsze obwódki. Widać tu wyraźnie, jak nadgryza on płytki łyszczyków — łatwiej i szybciej muskowitzu niż biotytytu — i redukuje ich wymiary. Można śledzić stopniowy rozwój tego procesu, tj. rozrost plagioklaz w coraz większe blasty i zmniejszanie się grubszych płytek łyszczyku do drobnych skorodowanych wrostków wewnątrz blastów plagioklaz. Często w jednym blacie plagioklaz tkwi kilka małych reliktywów miki w zgodnej orientacji, które niegdyś należały do jednej większej płytki strawionej przez ten blast.

W pierwszych stadiach atakowania łyszczyków plagioklaz jest zwykle nieczysty, zmącony pyłkami lub submikroskopowymi łuseczkami podobnymi do serycytu i pozbawiony prążków bliźniaczych. W dalszych stadiach oczyszcza się i ujednorodnia, lecz raczej rzadko uzyskuje wyraźne i prawidłowe zbliźniczenia. Kształty ziarn kwarcu przytykające do rosnącego kosztem łyszczyku plagioklaz wskazywały, że były one też nieco korodowane przy tym procesie. Krzemionka była więc również potrzebna do budowy plagioklaz. Rozrastający się plagioklaz często wnika wypustkami w szwy między poszczególnymi ziarnami kwarcu, a więc rozrasta się także i ich kosztem, czerpiąc glinę z wypieranego w sąsiedztwie łyszczyku. Godne uwagi, że drobne płytki łyszczyku całkowicie i ściśle

zamknięte we wnętrzu jednorodnych ziarn kwarcu są długo chronione od zaatakowania. Wypieraniu przez plagioklaz ulegają przede wszystkim łyszczyki tkwiące w szwach międzyziarnowych mozaiki kwarcowej. Wniosek stąd, że przebudowa łyszczyków przy udziale kwarcu na plagioklaz odbywała się za sprawą krążących w przestrzeniach międzyziarnowych rozтворów, które przynosiły sód z podrzędnym udziałem wapnia, uprowadzały zaś potas z udziałem magnezu i drobnych ilości żelaza. W nielicznych miejscach zauważono w interstycjach między ziarnami kwarcu drobne ilości skalenia potasowego, co wskazuje, że małe ilości potasu były w skale na miejscu związane.

Powyższy proces wypierania łyszczyków i kwarcu przez plagioklaz w omawianych utworach został już przeze mnie gdzie indziej opisany i zilustrowany schematycznym szkicem (1964b, str. 21). Proces ten określiłem jako metasomatyczną feldspatyzację plagioklazową skały łyszczykowo-kwarcowej pod wpływem napływających z zewnątrz sodonośnych rozтворów. Nie ma bowiem w tej skale plagioklazów starszych, które można by odnieść do materiału detrytycznego pierwotnych osadów. Sód musiał napłynąć z otaczających skał, które skutkiem późniejszego dopływu potasu przekształciły się w gnejsy gieraltowskie, lecz poprzednio przeszły również okres uruchomienia sodu i wzbogacenia w kwaśne plagioklasy (K. Smulikowski 1960c). Można więc powiedzieć, że przeławienia detrytyczne zamknięte w amfibolite zatrzymały się na wcześniejszym etapie ewolucji metasomatyczno-metamorficznej i skutkiem tego zamknięcia uchroniły się od późniejszej metasomatozy potasowej.

W niektórych wtórnych paragnejsowych w amfibolitach, odznaczających się wybitną kierunkowością i laminarnym zagęszczaniem się naprzemian łyszczyków i kwarcu, wtórny plagioklaz rozrastał się oczywiście głównie w laminach łyszczykowych i skutkiem tego sam również skoncentrował się warstwowo. Z łupku dwumikowego przez feldspatyzację plagioklazową powstał dwułyszczykowy paragnejs plagioklazowy.

Z minerałów pobocznych i akcesorycznych w omawianych przekładkach paragnejsowych wymienić trzeba pospolity granat, inny niż w eklogitach, silnie żelazisty, poprzerastany kwarcem i rozczłonkowany. Charakterystycznym składnikiem jest tu zawsze żółty epidot zbliżony optycznie do klinozoiyitu, o bardzo słabej dwójłomności i wybitnych subnormalnych barwach interferencyjnych spowodowanych silną dyspersją kierunków optycznych i bardzo dużym kącie osi optycznych, lecz o bardzo silnej promieniotwórczości objawiającej się mocnym przyciemnieniem stykającej

go się z nim biotytem. Jest to więc jakaś mało znana odmiana epidotu pośrednia pomiędzy klinozoiytem a allanitem. Jego drobne okrągławe lub wrzecionowate ziarnka często wykazują budowę pasową z ciemniejszymi rdzawo-brunatnymi jądrami, z zewnątrz zaś obrośnięte są zgodnie zorientowaną obwódką klinozoiyту zwyczajnego, na samej peryferii nieco silniej dwójłomną, czyli bogatszą w żelazo. Zdarza się zresztą również klinozoiyt w ziarnach niezależnych. Sporadycznie trafiają się tu i ówdzie tytanit, apatyt i cyrkon. Biotyt miejscami ulega chlorytyzacji.

Amfibolit zamykający opisane wyżej wtrącenia przedstawia zazwyczaj zmienny typ amfibolitu diablastycznego, pozbawionego już reliktyw granatu, lecz nie nastroczającego wątpliwości co do swego pochodzenia z eklogitu, gdyż diablastyczne przerosty hornblendy bladezielonej z kwaśnym plagioklazem w zmiennym stopniu rekrytalizacji są pod tym względem zupełnie przekonywujące. Charakterystyczne są poza tym bezkształtne plamy skupień łusek bladordzawego biotyту w tle bardzo sodowego plagioklazę, w których zawsze występuje jeszcze klinozoiyt w cienkich pręcikach o silnych subnormalnych barwach interferencyjnych. Często w tych gniazdach występuje też zwykła hornblendę. Można przypuszczać, że owe skupienia biotytowe pochodzą w głównej mierze z zbiotyzowanego jasnego łyszczyku pierwotnych eklogitów po gruntownej rekrytalizacji. Są one jednak zbyt duże i zbyt liczne, a do tego przerosnięte klinozoiytem i hornblendą, co sugeruje, że musiała się tu dołączyć późna biotytyzacja hornblendy pochodzącej z rozkładu granatu i omfacytu. Rzadko spotyka się wrzecionowate zoiyty z płaszczyzną osi optycznych równoległą do wydłużenia. Agregatowe krupki tytanitu są pospolite, czasem jeszcze z reliktem rutylu w środku, grudki tlenków żelaza rzadkie.

W pobliżu kontaktu amfibolitu z wkładką paragnejową gniazda biotyowe z klinozoiytem w amfibolicie wydłużają się w kierunku równoległym do kontaktu, tworząc niekiedy nawet całe laminy przebiegające faliście i często przeplatające diablastykę amfibolową, która ze swej strony jak gdyby rozrzedza się w tle plagioklazowym, co mogłoby oznaczać dopływ plagioklazę od strony paragnejęsu. Biotyt jest tu ciemniejszy, klinozoiyt obfitszy, oba ustawiają się równolegle do kontaktu, dołącza się tu też kwarc tworzący gniazda i laminki o zgodnym z kontaktem przebiegu. Sama granica z paragnejsem jest ostra, lecz nierówna, skomplikowana przez kulisowe zachodzenie na siebie wypustek amfibolowych i paragnejęsowych. Niektóre takie wypustki paragnejęsowe mogą wkraczać nawet bardzo głąbo-

ko w amfibolit w postaci żył, nieraz krętych i rozczłonkowanych na plamki. Po stronie gnejęsu przy kontakcie zaznacza się czasem wąska strefa o ziarnie drobniejszym i obfitszym lepiej uporządkowanym biotycie, podczas gdy udział muskowitu i kwarcu maleje.

Do takich amfibolitów z przekładkami paragnejęsowymi przytyka od zewnątrz czysty szary gnejęs bardzo drobnokrystaliczny, zupełnie pozbawiony laminacji i słabo kierunkowy, z jednostajnym rozmieszczeniem malutkich łuseczek obu łyszczyków. Skała ta ma również wygląd paragnejęsu i niepodobna jest do laminowanych różowo gnejęsów gieraltowskich, w które dalej ku dołowi przechodzi, lecz mikroskopowe jej cechy nawiązują już wyraźnie do tych gnejęsów. Reprezentuje ona jednostajną i wymieszaną mozaikę drobnych izometrycznych ziarn kwarcu i skaleni, w której tkwią liczne łuski jasnobrunatnego biotyту i rzadkie — muskowitu, bez widocznego przestrzennego uporządkowania. Akcesoryczne tytanit, apatyt, słabo dwójłomny epidot, żółtawe obłe przekroje allanitu przejściowego do klinozoiyту, sporadyczne relikty skorodowanego granatu. Oligoklazę o słabej odwróconej budowie pasowej (jądra 18 — obwódki 22% anortytu) również pospolity jak mikroklin niekratkowy, plamiście wygaszający. Nadżeranie oligoklazę przez mikroklin wyraźne, choć nigdy nie przyjmuje typowych form antypertytowych lub myrmitowych. Muskowit silnie nadżarty przez oligoklazę i skutkiem tego mocno zredukowany, biotyt znacznie mniej wyraźnie atakowany. Można przypuścić, że znaczna część oligoklazę ma pochodzenie detrytyczne z pierwotnego osadu. Widać stąd, że gnejęs znajdujący się na zewnątrz wtrącenia eklogitowego — w przeciwieństwie do cienkich wkładek w jego zewnętrznych partiach — uległ silnemu wzbogaceniu w mikroklin na równi z całym kompleksem gnejęsów gieraltowskich. Stąd wniosek, że eklogit i jego wtórnie wytworzona skorupa amfibolitowa były na ogół nieprzenikliwe dla roztworów potasonośnych.

Interpretacja powyższych opisów profilu kontaktowego w skałce III/1, od eklogitu przez amfibolity i ich przekładki paragnejęsowe aż do gnejęsu zewnętrznego, prowadzi do następującego ważnego wniosku: Stosunek wtrącenia eklogitowego do otaczających gnejęsów ma charakter przejścia rytmicznie sedymentacyjnego. Mięzsza seria osadów drobno-detrytycznych przeobrażona ostatecznie w gnejęsy gieraltowskie, potem sedymentacja materiału dolomityczno-marglistego z kilkoma krótkimi nawrotami osadzania się materiału detrytycznego, następnie dłuższa sedymentacja prawie samego materiału dolomityczno-marglistego, który w toku wczesnej fazy metamorfizmu dostarczył

eklogitu. Przejściowe, grubiej i gęściej prze-warstwione bezwęglanowymi mułowcami partie osadu dolomityczno-marglistego, pierwotnie również eklogitowe, uległy później amfibolityzacji i przedstawiają dziś amfibolity diablasytyczne z przekładkami paragnejsowymi. Na tych przejściowych partiach, złożonych z materiału o różnej podatności na odkształcenia, najsilniej skrupiły się ruchy tektoniczne owej wczesnej fazy orogenicznej, której wtrącenia eklogitowe w gnejsach zawdzięczają swe formy soczewkowe i budinowe. Dlatego też paragnejsowe przekładki w amfibolitach poeklogitowych wykazują tak wielkie komplikacje formy. Amfibolityzacja eklogitów dokonała się jednak po tych ruchach, gdyż w przeciwnym przypadku delikatne struktury diablasytyczne musiałyby odzwierciedlić odkształcenia wywołane tymi ruchami.

Paraamfibolity pierwotne oraz młodsze infiltracje skaleniowe w obrębie amfibolitów różnego pochodzenia

W rumoszu odłamków skalnych u stóp opisywanej skałki IV/6 znaleziono parę próbek amfibolitów, które po zbadaniu mikroskopowym określono jako paraamfibolity bez przeszłości eklogitowej. Nie odnaleziono tych skał „*in situ*”, nie wiadomo więc nic o ich pozycji w skałce i stosunku do eklogitów i ich produktów amfibolityzacji. Ważne jest jednak nawet samo stwierdzenie ich obecności w tutejszej serii skalnej, gdyż świadczy to o możliwości powstawania amfibolitów pierwotnych w bezpośrednim sąsiedztwie eklogitów w tym samym kompleksie polimetamorficznych gnejsów, a więc wyklucza istnienie dwu odrębnych stref głębokościowych w sensie odrębnych facji mineralnych Eskoli: eklogitowej i amfibolitytowej. Wobec położenia skałki, tuż pod samym grzbietem zbudowanym w całości z tego samego kompleksu gnejsowego, można wykluczyć przyniesienie tych pierwotnych amfibolitów z dalszych okolic, gdzie występuje seria strońska.

Opisywany *paraamfibolit pierwotny* jest skałą zielonoczną, prawie afaniczną, z cienkimi laminami (1—3 mm) jasnymi, szarozłtawymi, w odstępach $\frac{1}{2}$ do paru centymetrów. Lamin są prawie równoległe, o prostym lub nieco pofałdowanym przebiegu. Na oko duże podobieństwo do paraamfibolitów serii strońskiej. Cały układ lamin skośnie przecięty 2 mm grubą szarą afaniczną żyłką, powierzchniowo zażółconą wodorotlenkami żelaza.

Pod mikroskopem główne ciemne tło skały przedstawia drobno-nematoblastyczny amfibolit z dość dobrym równoległym uporządkowaniem słupków brudnoszarzielonej, raczej słabo ple-

ochroicznej *hornblendy zwyczajnej*. W tej gęstwie nematoblastycznej tkwią drobne ziarnka niezblizniaczonego i nieoznaczalnego *plagioklażu* oraz *kwarcu*. W niektórych laminach gęstwa *hornblendy* rozrzedza się, a *plagioklażu* przybywa, przy czym wykazuje on mocniejsze serycytowe zmętnienie. Pojawiają się też blaski bladobrunatnego *biotytu*, przeważnie silnie schlorytyzowane. Kwarc skupia się w cienkie równoległe laminki, po części porozrywane na soczewki. Dość licznie rozsiane są czarne grudki *tlenków żelaza*, jedne beztytanowe — pierwotnie już magnetytowe, drugie tytanowe, grubo obwiedzione tytanitem, niekiedy zawierające jądra rutyłowe. Rozdrobniony *tytanit* układa się poza tym w cienkie smuzki zgodne z laminacją. Nierzadkie są też drobne nieforemne ziarnka *apatytu*, miejscami układające się w zgodne z laminacją sznureczki, zwłaszcza na granicy lamin kwarcowych. Na uwagę zasługuje też obecność silnie promieniotwórczego minerału epidotowego wywołującego silne przyciemnienie i spotęgowanie pleochroizmu w stykających się z nim *hornblendach* i *biotytach*. Zaokrąglone ziarnka i słupki tego minerału barwy brudnożółtawej do rudobrunatnej z nieznacznym pleochroizmem upodabniają się optycznie do *zoizytu* ze względu na słabą dwójłomność z barwami subnormalnymi i mały kąt osi optycznych.

Jasne cienkie laminy w tym amfibolicie okazują się znacznie zubożone w *hornblendę*, a wzbogacone w mętny *plagioklaz*. Kwarc jest tu również liczny jak w laminach amfibolowych. Głównym barwnym minerałem jest *biotyt*, silnie, miejscami nawet doszczętnie schlorytyzowany. Nierzadkie są tu również owe żółte silnie promieniotwórcze *zoizyty*, stosunkowo jasno ubarwione, oraz duże rozczłonkowane granaty.

Cała skała przedstawia obraz laminacji pierwotnej, sedymentacyjnej: warstewki dolomityczno-margliste naprzemian z mułkowymi. Po zakończonej metamorfozie tego mieszanego osadu w laminowany paraamfibolit otworzyły się cieńsze i grubsze szczelinki tensyjne, którymi krążyły roztwory potasonośne i wypełniły luzy sektorowo agregatowym adularem. Te *żyłki adularowe* tną laminację poprzecznie, miejscami z drobnymi przemieszczeniami, gdzie indziej skośnie albo nawet wzdłuż laminacji rozprawdzając ten skałę w niektórych partiach skały niemal w całej jej masie (*adularyzacja*). Miejscami można obserwować atakowanie przez adular *plagioklażu* i *kwarcu*, gdy cienkimi infiltracjami międzyziarnowymi wnika on pomiędzy te minerały.

Inna próbka amfibolitu, niczym nie zdradzającego swego pochodzenia z eklogitu, wykazuje już megaskopowo białawe lub cieliste infiltra-

cje skaleniove nieprawidłowych, fantastycznych kształtów, rozgałęziające się lub gromadzące się w gniazda parocentymetrowej średnicy. W amfibolite blada szarozielona hornblenda zmiennie w różnych miejscach wykształcona — tu w nematoblastycznych skupieniach, tam w dużych nieforemnych blastach — rozmieszczona jest też bardzo nierówno: miejscami bardzo gęsta, niewiele miejsca zostawia plagioklazowi, gdzie indziej rozrzedza się w nim lub tworzy w jego tle oddzielne wyspy. Towarzyszy jej często bladozielony chloryt o bardzo słabej dwójłomności z oliwkowobrunatnymi barwami subnormalnymi. Oligoklaz przeważnie zmetniały od serycytu, w zwartych mozaikowych skupieniach lub w dużych ksenoblastach, musiał być w skale silnie uruchomiony i rozrastał się kosztem hornblendy. Z takiego samego plagioklazu składają się owe jasne gniazda w amfibolite, lecz ziarna jego są tu szczególnie duże. Granica gniazda z amfibolitem nieregularna, zazębiona: do amfibolitu wciskają się gruboziarniste masy plagioklazu i na odwrót do gniazda wdzierają się wypustki amfibolitowe rozdrabniając się tam na oddzielne wysepki. Nie ma w tym znamion iniekcji aplitowego materiału w amfibolite, wszystko przemawia za metasomatycznym wypieraniem skupień hornblendy amfibolitu przez plagioklaz albo koncentrujący się lokalnie za sprawą dyferencjacji metamorficznej, albo też napływający z dala. W interstycjach ziarn tego plagioklazu pojawia się często adular, a w jego otoczeniu serycytyzacja plagioklazu jest szczególnie intensywna, przypuszczalnie właśnie w związku z dopływem potasu.

Takie późne infiltracje skaleniove można obserwować również w zamfibolityzowanych eklogitach, o czym wzmiankowano już poprzednio, oraz w przewarstwieniach amfibolitowo-paragnejsowych. Najpiękniejsze przykłady tych późnometamorficznych zjawisk badano właśnie na materiale pochodzącym ze skałki IV/6, lecz spotykano je również i w innych odsłonięciach regionu Międzygórze. Ważny jest fakt, że infiltracja skalenia potasowego była zawsze poprzedzona maszyną inwazją plagioklazu o składzie różnym w rozmaitych miejscach. Wynika to z szeregu poniższych opisów szczegółowych.

W jednej z próbek ciemnoszarozielonego afaicznego amfibolitu pochodzenia eklogitowego widać różową infiltrację skaleniową, która szeroko wsiąka w amfibolite, rozcieńczając i rozjaśniając go stopniowo w szaroróżową i jasnozielonawoszarą drobnoziarnistą masę skalną. W czystej infiltracji otwierają się tu i ówdzie drobne próżnie wyścielone czarniawym minerałem o wyglądzie strigowitu. W czystym am-

fibolite panują krótkosłupowe blasty bladozielonej i słabo pleochroicznej hornblendy po brzegach rozstrzępione na pręciki, w środku drobnodiablastycznie przetkane albitem i skutkiem tego mętne, lecz nawet i tu zdradzające jednolitą orientację optyczną. Często prawie całe ziarno ma taką drobnodiablastyczną budowę i tylko cienka zewnętrzna obwódka jest jednorodnie zrekrystalizowana wysyłając w otoczenie jednako zorientowane wypustki (pl. XIV, fot. 1). Świadczy to niewątpliwie o eklogitowym pochodzeniu amfibolitu, chociaż granat nie zachował się nawet w reliktach. Charakterystyczne jest też wykształcenie minerałów tytanowych: reliktowe jądro rutylu obwiedzione ilmenitem w grubej skorupie agregatowego tytanitu, niekiedy z nieco promienistym ustawieniem.

W obrębie skaleniowych infiltracji opisana masa amfibolowa przenikana jest kanałami mętnych, bliżej nieoznaczalnych substancji skaleniowych. W ich sąsiedztwie tytanit często zrekrystalizuje w jednorodne automorficzne kryształy, apatyt w krótkie sześcioboczne słupki. Rzadziej trafia się żółtawy allanit, wskutek promieniotwórczości silnie przyciemniający barwę stykającej się z nim hornblendy (pl. XIII, fot. 6). Rekrystalizuje pręcikowo również hornblenda tracąc wszelkie ślady struktury diablastycznej.

W większych i czystszych partiach infiltracji skaleniowych udaje się rozpoznać polysyntetycznie zbliżniaczone *albity* i słabiej dwójłomny niezbliniaczony *adular* o wyglądzie jednoskośnym. Albit jest bardziej czysty, adular bardziej skłonny do plamistego brunatnego zmetnienia. Oba te skalenie przerastają się wzajemnie, reagują ze sobą i tworzą jeden w drugim wrostki. Adular jest wyraźnie późniejszy, w większych ziarnach otacza albity i pochłania je, redukując je z czasem do reliktowych wrostków. W miejscach, gdzie pozostał już sam prawie adular, albit ogranicza się do cienkich rąbków wzdłuż szwów między ziarnami adularowymi. Wśród adularu z mniejszymi i większymi relikdami albitu często występują skupienia chlorytu, często w robaczkowych lub półsferolitycznych agregatach (pl. XIV, fot. 2). Barwa jego bladozielona z wyraźnym pleochroizmem, subnormalne barwy oliwkowobrunatnawe, $\gamma \perp (001)$.

Następstwo opisanych procesów wtórnych jeszcze lepiej można było przestudiować w innej próbce amfibolitu pochodzenia eklogitowego, bardzo silnie rozjaśnionego do barwy zielonkawoszarej i impregnowanego w całej swej masie różowymi infiltracjami skalenioowymi. Widać tu, jak diablastyczne agregaty hornblendy po omfacycie są stopniowo wypierane przez plagioklaz, a pręciki hornblendy rozcień-

czane w jego tle. Równocześnie wydzielal się ubocznie słabozelazisty epidot. Dopływ plagioklazu z bliższego czy też dalszego otoczenia nie ulega wątpliwości. Później nastąpiła infiltracja skalenia potasowego w postaci typowo trójskośnego adularu z charakterystycznym sektorowo-prążkowym wygaszaniem i małym kątem 2V_a. Trudno wątpić, że dopływ ten nastąpił spoza wtrącenia eklogitowego, tj. z gnejsowego otoczenia. Adularowe infiltracje mają postać licznych gniazdek i żyłek przenikających całą skałę. W niezliczonych miejscach widzi się, jak plagioklaz z niedotrawionymi pręcikami hornblendy tonie w ogarniającym go adularze, rozluźnia się w mętne plamy kontrastujące z czystym adularem i stopniowo w nim się rozpluwające (pl. XIV, fot. 3). Tak więc adular stopniowo podstawił starszy plagioklaz, w pierwszym momencie wykazując niejednorodnie punktowane wygaszanie światła, potem zupełnie się oczyszczając i ujednorodniając odziedzicza po nim relikty hornblendy i wrostki tytanitu. Oba te minerały wcale z adularem nie reagują, lecz rekrystalizują w nim w czyste automorficzne kryształki. Rekrystalizował również epidot dobudowując cienkie obwódki bogatsze w żelazo. Częste są żyłki chlorytu, który — sądząc ze szczegółów morfologicznych — krystalizował równocześnie z adularem, choć krócej, tj. później zaczął i wcześniej skończył krystalizację. Jako najmłodsze utwory spotyka się czasem cienkie żyłki przecinające wszystkie inne składniki, zbudowane z czystego i regularnie zbliźniaczonego albitu.

Jeszcze inna próbka diablastycznego amfibolitu przecięta jest kremową żyłką skaleniową. Składa się ona w głównej mierze z nierównej mozaiki albitu niejednostajnie, przeważnie dość silnie zmętniałego, identycznego z tłem diablastycznej hornblendy w amfibolicie. Tu i ówdzie widzi się wśród tego mętnego albitu kanciaste interstycje wypełnione albitem późniejszym, idealnie czystym i prawidłowo zbliźniaczonym. W niektórych partiach żyły pojawiają się ziarna skalenia potasowego brudnoszaro zmętniałego, o wygaszaniu niejednorodnym, drobno cętkowanym, przypominającym nieuporządkowany mikropertyt. Czystego adularu się nie spotyka. Duże ziarna tego skalenia zamykają drobne albity, nadżerane i rozdrabniające się w małe plamki. Stąd wniosek, że wspomniana plamistość wynika z rozdrobnionych reliktyw niedotrawionego albitu. Granica pomiędzy żyłą skaleniową a amfibolitem zatarta, gdyż albit tu i tam identyczny, a diablasty hornblendowe licznie wkraczają z amfibolitu do środka żyłki, rozrzedzając się tu, rozdrabniając i rekrystalizując na oddzielne pręciki. Widać, jak są one tu trawione przez albit i re-

dukowane do reliktyw. Wynika stąd, że jasna skaleniowa żyłka nie jest iniekcją skaleniowego materiału z zewnątrz, lecz lokalnie skoncentrowanym produktem feldspatyzacji albitowej w rodzaju „replacement dike”.

Zupełnie odmienną genezę ma megaskopowo podobna, jasnożółtawoszara, centymetrowa żyłka w innej próbce amfibolitu diablastycznego z tego samego odsłonięcia (IV/6). Zwraca uwagę cienka (2—3 mm) czysto biała łupina na granicy tej żyły z amfibolitem. Amfibolit składa się głównie ze słabo przekrystalizowanych, bardzo delikatnych diablastów amfibolowych i nielicznych reliktyw granatu w skomplikowanej sieci żyłek i łączących się ze sobą plamek mętnych i zanieczyszczonych skaleni. Żyłki te i plamki na przemian grubiejąc i cieniejąc, łącząc się i rozdzielając, rozrzedzają i rozrywają diablastyczne tło amfibolowe na plamy i porzrywane smugi. Głównym ich składnikiem jest nieoznaczalny plagioklaz gęsto przetykany łuseczkami o wyglądzie serycytowym. Lokalnie dołączają się drobne łuski chlorytu, jasnego rdzawobrunatnego biotyty, pręciki słabodwójłomnego epidotu, tu i ówdzie też drobne zakamarki czystego adularu. Tkwiące w masie plagioklazowej diablasty amfibolowe często po brzegach są zrekrystalizowane na bardziej jednorodną hornblendę o mocniejszym niebieskawozielonym zabarwieniu, zdarzają się też i większe blasty zrekrystalizowanej hornblendy również silniej na peryferiach ubarwione.

„Jasna żyła” w swym środku obfituje w kwarc i muskowitz wyraźnie zgodnie z biegiem żyły uporządkowany, mało zaś zawiera skaleni. Sporo tu natomiast dużych słupków zoizytu także dobrze kierunkowo uporządkowanych. Płytki muskowitzu oddzielone od kwarcu rąbkami mętnego plagioklazu, który powstawał wtórnie na koszt obu tych minerałów. Ku brzegom żyły rośnie ilość plagioklazu kosztem kwarcu, muskowitzu i zoizytu, najwyraźniej przez plagioklaz nadżeranych i stopniowo redukujących się do reliktyw. Zgodna z biegiem „żyły” kierunkowość jest nadal doskonale widoczna. Plagioklaz agregatowy, mętny i nieoznaczalny, tylko partiami oczyszczony i dający się optycznie zidentyfikować jako albit. Blisko kontaktu z amfibolitem znikają prawie zupełnie relikty kwarcu, muskowitzu, pozostaje sam mętny agregat albitowy ze sporadycznymi tylko reliktywami zoizytu, tytanitu, hornblendy. Skalenia potasowego nigdzie się nie dostrzega. Sam kontakt z amfibolitem ostry, podkreślony zresztą od strony amfibolitu zagęszczeniem równoległe do kontaktu ustawionych pręcików hornblendy.

Z powyższego wynika, że „jasna żyła” jest w istocie warstewką sedymentacyjną, mułko-

wą, w osadzie, który dostarczył eklogitu. Po amfibolizacji eklogitu nastąpił dopływ plagioklazowy czyli feldspatyzacja plagioklazowa, atakująca zarówno zamfibolizowany eklogit, jak i wtrąconą w nim warstwę łuszczycowo-kwarcową. Proces rozpoczął się od kontaktu i tam doprowadził do stuprocentowego niemal nagromadzenia się bliskiego albitowi plagioklazowy. Stąd wysyłane były w głąb amfibolitu cienkie i rozgałęzione żyłki plagioklazowe rozrzedzające jego diablastyczną strukturę, w głąb warstewki kwarcowo-łuszczycowej zaś infiltracje międzyziarnowe atakujące i podstawiające stopniowo kwarc, muskowitz i zoizyt. Do feldspatyzacji potasowej tu nie doszło. Widocznie dopływ roztworów potasonośnych był utrudniony i ograniczył się głównie do serycytyzacji plagioklazowy.

Z przytoczonych opisów wynika, że zamfibolizowane eklogity, na równi z osadowymi paragnejowymi ich przewarstwieniami i spotykanymi tu i ówdzie pokładami amfibolitów pierwotnych, ulegały urozmaiconym późniejszym przekształceniom, w szczególności wielce skomplikowanym i zmieniającym się od miejsca do miejsca. Przytoczone przykłady i opisy nie wyczerpują całej różnorodności i komplikacji tych zjawisk i nie mogą objaśnić ich w sposób wyczerpujący. Potrzebne byłyby tu studia specjalne z zastosowaniem innych poza mikroskopowymi metod identyfikacji poszczególnych minerałów. Z dotychczasowych obserwacji wynika jednak, że eklogity po swym przeobrażeniu w amfibolity ulegały kolejnym fazom przeróbki metasomatycznej. Najpierw uruchomienie kwaśnych plagioklazów, najczęściej albitu, i wypieranie w różnym stopniu amfiboli, kwarcu, łuszczyców itp., czyli tzw. *feldspatyzacja plagioklazowa*. Później dopływ potasu i metasomatyczne wypieranie wcześniejszego plagioklazowy przez skałki potasowy, czyli tzw. *feldspatyzacja potasowa*. W obrębie amfibolitów skałki ten przyjmuje najczęściej postać adularu, lecz zdarzają się też i formy mikropertytowe nieokreślonej symetrii. Lokalnie i rzadko zdarzają się jeszcze *najmłodsze żyłki albitowe*, świadczące o powtórnym, bardzo późnym uruchomieniu sodu w nowopowstałych szczelinach. Podkreślić należy równoległość tych przemian z fazami ewolucji zaobserwowanymi już dawniej w otaczających gnejsach.

V — Międzygórze — wąwóz Wilczki

Głęboki i przepaścisty wąwóz potoku Wilczka poniżej wodospadu w Międzygórzu odsłania różnorodnie wykształcone gnejsy migmatytowe typu gierałtowskiego. W tutejszej serii gnejsowej, budującej centralny pas elementu Mię-

dzygórza, przeważają na ogół odmiany mniej wybitnie laminowane lub z laminami nieostrymi, zamazanymi, pofałdowanymi, a nawet odmiany nebulitowe, podobne do lekko smużytych granitoidów. Wśród tych gnejsów występują niewielkie zgodne wtrącenia amfibolitów, o kształtach często tektonicznie skomplikowanych, zaznaczone na mapce i profilu H. Teisseyre'a z 1957 r. Próby tych amfibolitów zostały zebrane jeszcze w 1954 r., a jedna z nich została chemicznie zanalizowana przez M. Gadowską-Juskowiakową w ramach pracy dyplomowej w Katedrze Petrografii U. W. (Pendias H. i Maciejewski S. 1959). Wyraźnych śladów pochodzenia eklogitowego w nich nie zauważono. Dopiero w 1963 r. dokonałem dokładnej rewizji tych zbiorów i powtórnym poszukiwań w terenie, co doprowadziło do wykrycia licznych dowodów obecności w tym miejscu zamfibolizowanych eklogitów, lokalnie nawet z zachowanym jeszcze omfacytem. Oprócz tego stwierdzono tam również amfibolity pierwotne, które na pewno nie mają za sobą przeszłości eklogitowej. Niestety, z powodu trudnych warunków terenowych nie udało się wysledzić w ścianach skalnych wzajemnych stosunków między eklogitami a amfibolitami pierwotnymi. Relikty omfacytu wykryto tylko w wielkich blokach leżących na dnie wąwozu, nie ulega jednak wątpliwości, że bloki te nie zostały przyniesione przez potok, lecz oderwały się ze ścian skalnych w tym miejscu.

W tabeli 13 zestawiono wyniki trzech analiz mikrometrycznych zamfibolizowanych eklogitów z tego miejsca oraz analizę chemiczną próbki Vb. Próbka Vc odpowiada amfibolitowi eklogitowemu z karyntynem, gdyż relikty omfacytu znikły tu zupełnie.

Najwięcej omfacytu zachowało się w próbce Va, drobnoziarnistej, bezkierunkowej, megaskopowo wykazującej jasnozielonkawoszare plamki omfacytu, czarne ziarnka karyntynu i gruzełki szarego kwarcu w nieodróżnicowanym ciemnoszarym tle, z granatami ledwo pod lupą dostrzegalnymi. *Omfacyt* tworzy tu ksenoblasty różnej wielkości ($\angle z/\gamma = 39-41^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0219-0,0221$, $2V_\gamma = 70-71^\circ$). Małe zostały całkowicie przeobrażone w mętne kryptodiablastyczne agregaty amfibolowe, duże zostały przez te agregaty silnie zaatakowane od zewnątrz i od spękań przecinających je przez środek, lecz pozostały większe i mniejsze relikty o ostrych konturach. Agregaty wgrzają się w omfacyt wypukłymi kształtami i często objawiają włóknistość z kierunkiem włókien prostopadłym do konturów reliktu. Po brzegach agregaty te oczyszczają się nieco i rekrytalizują w wyraźnie zieloną hornblendę diablastyczną ($\angle z/\gamma = 20-22^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0220$, $2V_\alpha = 83^\circ$).

Tabela 13

Skład mineralny zamfibolizowanych eklogitów z wąwozu Wilczki w Międzygórzu (dV) (% obj.) i analiza chemiczna próbki Vb (% wag.)

Mineral composition of amphibolitized eclogites from the gorge of Wilczka stream in Międzygórze below the waterfall (dV) (volume per cent) and chemical analysis of the sample Vb (weight per cent)

	Va	Vb	Vc	II(III). 5. 3. 4	
Granat	20,9	25,1	15,5	SiO ₂	51,83
Omfacyt	9,1	3,5	—	Al ₂ O ₃	16,44
Diablast. agregaty amfibolowe po omfacycie	43,8	50,9	49,3	Fe ₂ O ₃	2,15
Hornblendą wtórna	1,1	1,1	4,5	FeO	5,86
Karyntyn	16,4	16,0	9,4	MnO	0,15
Jasny łyszczyk			1,0	MgO	6,82
Agregaty biotytowe po jasnym łyszczyku	0,7		7,7	CaO	9,44
Klinozoizyt			0,6	Na ₂ O	3,71
Zoizyt			0,2	K ₂ O	2,34
Plagioklaz	0,7	0,2	1,3	TiO ₂	1,08
Węglany	0,7	0,9	0,3	P ₂ O ₅	0,28
Kwarc	5,0	1,3	8,5	H ₂ O	0,65
Rutyl	1,1	0,7	1,3	Suma	100,75
Tlenki żelaza	0,2	0,1	0,1		
Tytanit			0,2		
Pirynt	0,2	0,2	0,1		
<i>E</i>	32,6	29,5	19,4		
<i>C</i>	17,8	16,5	11,7		
<i>A</i>	48,8	53,7	68,9		
<i>P</i>	0,8	0,2	—		
<i>e</i>	50,4	46,0	31,1		
<i>a</i>	66,6	70,2	80,6		
<i>p</i>	18,6	16,7	11,7		

Granaty drobne, nieregularnych kształtów, ubogie we wzrostki, są bardzo nierówno rozmieszczone i miejscami skupiają się w zwarte gniazdko. Prawie wcale nie atakowane, na granicy z agregatami amfibolowymi po omfacycie często obrębione mocno zieloną wtórną hornblendą. Karyntyn obfity w ksenoblastach drobnej i średniej wielkości, z których większe zamykają poikilitowo po kilka ziarn granatu, kwarcu i rutylu. Nadto pospolite są w karyntynie cieniutkie robaczkowate jasne wzrostki, co do których nie można zdecydować, czy należą do kwarcu, czy plagioklazu. Optycznie prawie neutralny, zabarwienie blade z wyraźnym pleochroizmem: α — prawie bez-

barwny, β — bladobrunatnawożółtawy, γ — bladooliwkowożółtawy ($\angle z/\gamma = 22^\circ$, $n_r - n_a = 0,0218$, $2V_a = 85-86^\circ$). Na styku z agregatem amfibolowym po omfacycie lub z obręzionymi hornblendą granatami, karyntyn zielenieje od zewnątrz i upodabnia się do hornblendy wtórnej. Charakterystycznym składnikiem są również pierwotne węglany wrosnięte wewnątrz karyntynu, rzadziej omfacytu, lub wypełniające ksenomorficzne zakątki pomiędzy innymi minerałami. Na pograniczu z węglanami karyntyn przyjmuje także zabarwienie zielonawe. Od granatu węglany oddzielone są z reguły również taką samą zielonkawą hornblendą, która jak gdyby powstawała przez reakcję między tymi minerałami.

Kwarc w zmiennej ilości, w postaci drobnych ziarek wrosnięty w karyntynie, w omfacycie i agregatach amfibolowych powstałych jego kosztem lub zaklinowanych pomiędzy ziarnami innych minerałów. Rzadziej tworzy lokalne grubomozaikowe wydłużone gniazda poprzerastane głównie karyntynem i granatem, rzadziej jasnym łyszczkiem niemal doszczętnie przeobrażonym w agregat biotytowy. Poza gniazdami kwarcowymi i ich najbliższym sąsiedztwem łyszczków się nie spotyka. W postaci cienkich wypełnień intergranularnych obserwuje się tu i ówdzie drobne ilości oligoklazu, najliczniej w kwarcowych gniazdach i ich obrzeżeniach. Trudno rozstrzygnąć, czy jest to składnik pierwotny, czy też wtórnie uruchomiony i wysączony z rekrystalizujących agregatów amfibolowych po omfacycie. Rutyl dość liczny w drobnych ziarnkach, po części zaczerpnięty wtórnym ilmenitem. Akcesoryczny pirynt oskorupiony tlenkami żelaza, zupełnie sporadyczny cyrkon. Tu i ówdzie snują się cieniutkie żyłki adularu.

Tekstura skały zupełnie masywna, bez śladu ukierunkowania lub laminacji. Zanik relików omfacytu, postępująca rekrystalizacja wytworzonych z niego agregatów amfibolowych i coraz wyraźniejsze nadgryzanie granatów, powodują stopniowe przejścia do amfibolitów eklogitowych, dokonywane przez czasem nawet w obrębie jednego okazu i megaskopowo objawiające się zanikiem jasnoszarzielonych plamek omfacytu. Z takiej przejściowej próbki (Vb) została właśnie wykonana analiza chemiczna.

W próbce analizowanej diablastyczne agregaty amfibolowe po omfacycie w nielicznych tylko miejscach pozostają mętne, kryptokrystaliczne, przeważnie podlegają rekrystalizacji, stając się dobrze przeświecające kolorem bladzielonym. Po brzegach, wzdłuż międzyziarnowych szwów dawnego omfacytu rekrystalizacja postępuje jeszcze dalej, wytwarzając bardziej jednorodne obwódki hornblendy i drobne

niepozorne wydzielenia wtórnego plagioklazu. Granat silnie ponagryzany i zredukowany, każde ziarno otoczone obwódką reakcyjną hornblendy. Również ksenoblasty karyntynu nagryzane są przez diablastykę po omfacycie, drażnione przez nią dość głęboko i rozczłonkowane na nieregularne płyty o zabarwieniu wybitnie zielonym, tak iż tylko w samych centrach zachowuje się jeszcze pierwotna barwa bladeżółtawą. Jasny łyszczyk znika zupełnie dostarczając gromadek rudobrunatnego biotyty, w obrębie których — lub czasem w ich bezpośrednim sąsiedztwie — pojawiają się silnie wydłużone mikrolity klinozoizytu. Rutyl mocniej poczerniały od ilmenitu zaczyna otaczać się skorupką drobnoagregatowego tytanitu.

Osobna próbka *amfibolitu eklogitowego (Vc)* zdradza wyraźną laminację, niewątpliwie odziedziczoną po pierwotnym eklogicie. Widać tu megaskopowo równoległe szarofiołkowe laminki łyszczykowo-kwarcowe, czasem grubiej krystalicznego kwarcu z blaszkami jasnej miki do 1 cm średnicy, wśród czarniawego drobnoziarnistego tła z dopiero pod lupą dostrzegalnymi drobniutkimi granatami i skupieniami brązowego biotyty. W mikroskopie widać wyraźnie, że kwarc i łyszczyki są ściśle ze sobą związane. *Jasny łyszczyk* zachował się tylko w środku lamin kwarcowych, w grubszych — w postaci większych płytek, w cieńszych — w postaci drobnych tylko łusek. Tkwią tam również odosobnione *granaty* i kierunkowo ustawione pręciki *zoizytu*. Natomiast w łupinie lamin i w obrębie przyległych partii amfibolowych jasny łyszczyk przeobraził się całkowicie w drobnoblastkowe agregaty rudobrunatnego *biotytu* ciągnące się dłuższymi smugami równoległymi do lamin kwarcowych. W obrębie biotytych agregatów wszędzie niemal widać bezładnie ułożone cieniutkie pręciki *klinozoizytu*, przy grubszej rekrytalizacji zaś wyodrębnia się tło *kwaśnego plagioklazu*. W obrębie lamin kwarcowych brak tego plagioklazu, lecz wszędzie tam, gdzie z kwarcem graniczy agregat biotytyowy po jasnym łyszczyku, zjawia się rąbek plagioklazowy.

Przeważająca masa skały składa się z delikatnego *agregatu diablastycznego bladezielonej hornblendy* po omfacycie. Stopień jej rekrytalizacji zmienny, od bardzo delikatnych robaczkowatych przerostów do dość grubych z wyodrębnionym plagioklazem, przy czym na dużych polach orientacja jej jest jednolita. Na obwodzie tych pól rekrytalizacja posuwa się aż do utworzenia jednorodnych obwódek hornblendy, co prowadzi do wytworzenia pasowych blastów z dobrze skrytalizowaną łupiną i diablastycznym jądrem. W obrębie diablastycznej bladej hornblendy po omfacycie granaty rozmieszczone są dość rzadko w postaci drobnych

nieregularnych ziarn, przeważnie spłaszczone zgodnie z laminacją i często zagęszczających się w grupki rozciągnięte w tym samym kierunku. Są one nieco nadżarte i obrębione albo litą zieloną hornblendą, albo krótkimi jej trzonkami poprzegradzanymi plagioklazem. Dużo tu jest również drobnych ksenoblastów *karyntynu*, w środku wykazujących pierwotne bardzo bladobrunatnawe zabarwienie, na obwodzie zaś wtórnym pozieleniałych. Częste są w nich dobrze skrytalizowane przerosty *pierwotnych węglanów*. Rutyl dość obfity, z reguły zaczerpiony ilmenitem, na styku z diablastyczną hornblendą oskorupia się agregatowym tytanitem. Sporadycznie spotyka się *piryt* i *apatyt*.

Z opisu powyższego wynika, że tutejszy eklogit powstał z osadu żelazisto-dolomitowo-marglistego z cieniutkimi przewarstwieniami ilasto-mułowymi, bardzo podobnie jak eklogity znad Międzygórza (III i IV). Skład osadu musiał jednak być nieco odmienny i nieco inne były przypuszczalnie warunki metamorfozy, gdyż nie tworzył się tu dysten, mniej powstało granatu, a znacznie więcej karyntynu. Bardziej ułatwiona tu była również wtórna amfibolizacja omfacytu, przebiegająca w warunkach absolutnie statycznych, jak się zdaje w bezpośrednim dalszym ciągu ewolucji skały. Pod wymienionymi względami eklogity i amfibolity eklogitowe z wąwozu Wilczki upodabniają się raczej do równoziarnistych odmian skał granatowo-karyntynowych ze Strachocina koło Stronia Śląskiego (patrz str. 95—120).

Napotkano w tym samym miejscu również amfibolity diablastyczne z granatem całkowicie już zniszczonym przez proces amfibolizacji. Pochodzenie z eklogitu karyntynowego bywa całkiem wyraźne skutkiem zachowania się diablastycznego wykształcenia wtórnej hornblendy, a obok tego większych jednorodnych ksenoblastów, które niegdyś były karyntynem, lecz później pozieleniały. Zmienne ilości biotyty i klinozoizytu. Zdarzają się cienkie przewarstwienia paragnejisu biotytyowo-plagioklazowego, a w łupinie ich pojawiają się większe blasty zielonej hornblendy rzadko rozmieszczone w tle kwarcowo-plagioklazowym.

Znaleziono tam wreszcie i takie amfibolity, których pochodzenie z eklogitów jest wątpliwe albo nawet zupełnie nieprawdopodobne. W tym ostatnim przypadku nie ma nawet śladu diablastycznego wykształcenia hornblendy ani dużych jej ksenoblastów, które mogłyby być związane z pierwotnym karyntynem. Hornblenda wykształcona jest jednolicie w postaci bladezielonej odmiany w większych i mniejszych słupkach zlepionych i poprzerastanych oligoklazem w stosunkowo dużej obfitości. Często zaznacza się wyraźna równoległa laminacja, nieraz nawet megaskopowo dobrze widocz-

na, wynikająca ze zmiennej proporcji hornblendy do tła plagioklazowego: naprzemianległe warstewki z wybitnie zagęszczoną hornblendą, często o nematoblastycznym typie struktury, i z hornblendą wybitnie rozrzedzoną w obfitym tle oligoklazu przeważnie zupełnie kwarcu pozbawionym. Hornblendą zdradza nieraz formy ponadżerane przez oligoklaz, co nasuwa przypuszczenie późniejszego dopływu oligoklaz (początki feldspatyzacji plagioklazowej). Biotyt, po części schlorytyzowany, obecny jest w drobnych ilościach, dołącza się zwykle klinozoizyt, rzadziej zoizyt. Rutylu z reguły brak, panuje tytanit, albo w ziarnistych agregatach, albo jednorodnych ziarnkach.

We wszelkich amfibolitach — tak eklogitowej przeszłości, jak i pierwotnych — często obserwuje się drobne infiltracje późnego adularu, niekiedy stowarzyszonego z *prehnitem*. W ich pobliżu plagioklaz ulega silnej serycycyzacji. Szczególnie typowy okaz amfibolitu silnie impregnowanego najpierw plagioklazem, później adularem mamy przedstawiony na fotografii 2, na planszy IV. W mikroskopie stwierdzamy dość wyraźną laminację, polegającą na naprzemianległym zagęszczaniu się i rozrzedzeniu blastów i pręcików bardzo bladej seledynowej hornblendy w tle silnie zmętniałego plagioklaz (około 30% An). Hornblendą ta jest wyraźnie korodowana i wypierana przez plagioklaz, podobnie jak i tkwiący w nim tu i ówdzie klinozoizyt (feldspatyzacja plagioklazowa). Dość dużo tytanitu w oddzielnych kryształkach lub ziarnistych agregatach. Grubsze blasty hornblendy są często w środku zmętniałe i rozłożone; pod dużym powiększeniem wśród produktów tego rozkładu stwierdza się klinozoizyt, chloryt i węglany w zmiennych stosunkach.

Zgodnie z laminacją i poprzecznie do niej przebiegają cieńsze i grubsze żyłki adularu, miejscami brunatno zmętniałego, miejscami klarownego. W cieńszych żyłkach adular drobnokrystaliczny, w grubych — grubokrystaliczny, typowo sektorowo wygaszający z małym 2V_z. W adularze tym częste są gniazda i smugi bardzo bladezielenkawe chlorytu z brunatnawymi subnormalnymi barwami interferencyjnymi. Chloryt ten w agregatach drobnoferolitycznych tworzy też często grube, kręte „robaczki” wśród adularu. W obrębie adularu hornblendą rekrytalizuje w charakterystyczne igły, grubsze jej blasty zaś przyjmują mocniejszą oliwkową barwę i silniejszy pleochroizm, przy czym zachowują one wewnątrz włóknistą strukturę i rozstrzępiają się na brzegach w igły i włoski. Należy domyślać się, że adular powodował zmętnienie starszego plagioklaz, potem zaś częściowo go podstawił odziedziczając po nim wrosnięte blasty horn-

blendy i zmuszając je do rekrytalizacji wśród pewnej zmiany składu chemicznego. W ten sposób w amfibolicie zaznaczyły się te same dwie fazy wzbogacenia w skalenie, które wykryto w otaczających gnejsach: wczesna — plagioklazowa i późna — potasowo skaleniowa z tym, że ta druga nie reprezentuje typowego mikroklinu, lecz trójskośny adular. Najmłodsza żyłka tnąca wszystkie składniki, łącznie z adularem i chlorytem, wypełniona jest kalcytem.

EKLOGITY SPOD CZERNICY W GÓRACH BIALSKICH

Punkt e na fig. 1

Na północno-zachodnich zboczach grzbietu Czernicy (na mapach niemieckich „Schwarzer Berg” — 1062 m), na południe od wsi Gierałtów, w pobliżu leśnej drogi trawersującej prawie poziomo te zbocza na wysokości około 950 m, wykryto dwa oddzielne punkty występowania skał eklogitowych. Jeden z nich, położony tuż powyżej wspomnianej drogi, wykrył dawniej i opisał w swej pracy doktorskiej J. Ansilewski (1966), stwierdzając, że jest to amfibolit pochodzenia eklogitowego; w okazie przez niego znalezionym odnalazłem później drobną partię reliktową z zachowanym jeszcze po części omfacytem (próbka 1 w poniższych opisach). Niedaleko stąd, lecz w poziomie około 20 m niższym od tej samej drogi, odkryłem w 1963 r. strefę występowania bloków amfibolitowych, z których tylko jeden, pokaźnej wielkości ujawnił w swym środku wyraźne relikty eklogitowe (próbki 2a—2d w dalszych opisach).

Ze względu na zasadniczo różne cechy petrograficzne skał z obu tych punktów należy przypuszczać, że mamy tu do czynienia z dwoma oddzielnymi, choć blisko sąsiadującymi wtrąceniami skał eklogitowych, być może o zupełnie innej genezie. Niestety, nie można było sprawdzić tego przypuszczenia. Całe zbocze górskie, zupełnie pozbawione naturalnych odsłoneń przedstawia jednolicie zalesione blokowisko gnejsowe. Poszczególne bloki zdradzają wielką różnorodność petrograficzną materiału gnejsowego, przy czym jednak mieści się ona dobrze w ramach zmienności kompleksu gnejsów gieraltowskich. Obok bardzo jasnych i drobnoziarnistych skał o wyglądzie prawie aplitowym spotyka się tam skały bogatsze w łyszczyk, mniej lub bardziej smużyste, o charakterze migmatytowym, a wreszcie drobnoziarniste skały szare, dość ciemne, o wyglądzie paragnejsowym. Mamy więc tu prawdopodobnie do czynienia z serią zmetamorfizowanych i zgranityzowanych osadów, w której

przypuszczalnie tkwią dwa małe zgodne wtrącenia metabazytowe o naturze eklogitowej.

Próbka 1 przedstawia raczej pospolity typ *eklogitu właściwego* o najprostszym składzie mineralnym (granat + omfacyt + kwarc), który uległ daleko posuniętej amfibolizacji kryptodiablastycznej. Megaskopowo przedstawia ona skałę bardzo drobnoziarnistą, gdzie w ciemnozielonkawoszarym tle z trudem tylko dostrzega się małe szaroczerwone granaty. Brzeźna partia okazy silniej zamfibolizowana jest nieco grubiej ziarnista i oprócz czerwonych granatów ujawnia jasnoszare plamki kierunkowo wydłużone i nadające skale wybitnie równoległą teksturę.

Pod mikroskopem w partii słabiej zamfibolizowanej stwierdza się, że *omfacyt* ostał się tylko w reliktach, licznych wprawdzie, lecz objętościowo bardzo znacznie zredukowanych. Przeważnie został on wyparty przez mętne, brunatnawoszare, kryptokrystaliczne agregaty, włókniste układające się w sektory i smugi o dość jednolitych pozycjach zbiorowego wygaszania. Włókna te najchętniej ustawiają się prostopadle do konturów reliktu omfacytowego, widać ich słabszy od omfacytu relief i niewielkie kąty wygaszania, trudno więc mieć wątpliwości, że należą one do prawie bezbarwnego amfibolu jednoskośnego (aktynolit). *Granat* w ziarnach zawsze silnie spłaszczonych w jednym kierunku i zgodnie z nim spękanych chętnie zwiera się w ciasne skupienia, czasem dłuższe laminy biegnące w tym samym kierunku. Ziarna granatu nieforemne, lecz nie ząbione z otoczeniem, czyste, bez wzrostków lub z odosobnionymi tylko wrostkami rutyłu. Na granicy z otaczającymi agregatami amfibolowymi wytworzonymi z omfacytu ziarna granatu wykazują cienkie obrąbki jednorodnie wykryształizowanej jasnozielonej hornblendy, która tu i ówdzie wypełnia również grubsze szczelinki wewnątrz ziarn. Dość dużo jest *kwarcu*, chętnie łączącego się w mozaikowe smugi przebiegające zgodnie z kierunkiem uporządkowania granatu. *Rutyl* dość skąpy i nierówno rozmieszczony, dość silnie zacierzony wtórnym ilmenitem, *piryt* rzadki, *apatyt* sporadyczny w nieforemnych izometrycznych ziarnkach. Zupełny brak karyntynu, dystenu, zoizytu, łyszczyku, tak pospolitych w innych eklogitach całego regionu. Opisany eklogit najlepiej odpowiada wyróżnionemu przeze mnie typowi B („*typ Bielic*”).

Próbki 2a—2e, pobrane z różnych miejsc jednego wielkiego bloku, reprezentują silnie wtórnie przeobrażone eklogity zupełnie szczególnego typu, nie napotkanego dotąd nigdzie indziej w górach Śnieżnickich i w ogólności przedstawiającego rzadkość w skali światowej.

Należałoby z niego utworzyć typ osobny, E, dotąd nie opisywany („*typ Czernicy*”). Dlatego też warto je opisać bardziej szczegółowo.

Megaskopowo reprezentują one zupełnie masywne, ciemno ubarwione i nierównoziarniste skały z granatami ciemnoszaroczerwonymi lub brunatnoczerwonymi, osiagającymi często stosunkowo duże wymiary (około 3 mm) (pl. IV, fot. 4). Ziarna granatu nieforemne, ząbione z otaczającym tłem drobnokrystalicznym, prawie afanicznym, składającym się jak gdyby z dwu różnie ubarwionych frakcji, nieregularnie plamiście ze sobą poprzerastanych: a) ciemnozielonoszara, przeważnie ilościowo przeważająca i b) jaśniejsza, szarozielonkawa, przeważnie podrzędna, w małych nieregularnych plamkach przerastająca poprzednią. W tym mieszanym tle widnieją ponadto w zmiennej ilości większe nieregularne ziarna zielonoczarnej hornblendy, dochodzące miejscami do 1 cm średnicy i połyskujące jednolitymi płaszczyznami łupliwości. Różne próbki (2a—2d) różnią się pomiędzy sobą stosunkiem ilościowym obu frakcji tła oraz wymiarami i obfitością blastów hornblendy. W próbce 2e te ostatnie są bardzo obficie i gęsto nagromadzone, tło afaniczne ulega silnej redukcji, granaty zanikają, pomiędzy blastami hornblendy zaś pojawiają się plamki jasnoszarych skaleni; skała staje się wówczas podobna do gruboziarnistego masywnego amfibolitu. Tu i ówdzie przebiegają w skale cienkie, nie zawsze ostro od tła odcinające się żyłki jasne, obfitujące w skalenie.

Niezwykłość opisywanej skały ujawnia się w całej pełni dopiero pod mikroskopem, okazując się wynikiem zarówno pierwotnych warunków powstawania paragenezy eklogitowej, jak i wtórnych procesów przeobrażenia. Osobliwość jej polega głównie na tym, że granat krystalizował pod koniec ustalania się paragenezy eklogitowej obrastając wszystkie inne pierwotne minerały, przede wszystkim omfacyt i hornblendę, oraz że omfacyt przeobraził się prawie całkowicie w robaczkowatą diablastykę piroksenową, pozostając w nietkniętych reliktach prawie wyłącznie w postaci opancerzonych wrostków wewnątrz granatów. Z tymi faktami wiąże się też szereg ubocznych właściwości normalnie w eklogitach niespotykanych.

Granat występuje w ziarnach bardzo różnej wielkości, czasami stosunkowo dużych, zupełnie nieregularnie ukształtowanych, często rozczłonkowanych i fantastycznie pozazębionych z otoczeniem. Sądząc z widocznego nawet w cienkim szlifie zabarwienia i stosunkowo wysokiego współczynnika załamania ($n = 1,798 - 1,803$) jest to granat bogaty w żelazo. W szlifach grubszych często wyraźnie różnicuje się budowa pasowa: centralne partie ziarn bogatsze w żelazo wykazują szarobrunatnawe zabar-

wienie, podczas gdy partie peryferyczne są prawie bezbarwne, przypuszczalnie mniej żelaziste.

Rozczłonkowanie ziarn granatu, zwłaszcza większych, częste zatokowate wnikanie do ich środka tła innych minerałów nie jest wynikiem korozji przez te inne minerały. Przyczyna tego leży w stosunkowo późnej i ksenoblastycznej krystalizacji granatu, który najwidoczniej nie miał normalnej w eklogitach zdolności wypierania minerałów poprzednio istniejących i był w swym rozwoju silnie krępowany ich obecnością. Z tym wiąże się niezwykle obfitość wrostków różnych minerałów wewnątrz granatów, często wielkich lub zwartych w ciasne agregaty, tworzących duże wyspy w środku ziarn granatów i obrastanych z zewnątrz przez te ziarna (pl. XIV, fot. 4), co w szlifach często daje obraz atolowego rozwoju granatu. Obok dużych ziarn zamkniętych w granatach mnóstwo jest też wrostków drobnitkich, nierówno rozsianych i lokalnie bardzo gęstych.

Pośród minerałów wrosniętych w granatach na szczególną uwagę zasługuje *omfacyt*, który poza obrębem granatów z reguły nie zdołał się zachować, lecz przeobraził się w osobliwy typ robaczkowej diablastyki opisanej poniżej ($\angle z/\gamma = 40^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0221$, $2V_\gamma = 68 - 69^\circ$). Najwidoczniej obrośnięcie omfacytu przez granat uchroniło go od wtórnych przeobrażeń (relikty opancerzone). Gdziekolwiek jednak nawet wewnątrz granatu omfacyt zaatakowany został przez mętną włóknistą diablastykę, która przez wtórną reakcję z granatem i rekrytalizację przeobraziła się w dość jednorodną optycznie, wtórną zieloną hornblendę. Są to prawdopodobnie te wrostki omfacytu, do których za pośrednictwem spękań w granacie dotarły z zewnątrz roztwory powodujące w późniejszym okresie rozkład omfacytu. Zdarzają się całe duże ziarna omfacytowe, czasem po kilka razem ciasno pozrastane i ściśle z zewnątrz obrośnięte granatem, albo też małe mikrolity omfacytu luźno wewnątrz granatu rozsiane, jak gdyby relikty przez granat nie strawione.

Jeszcze częstsze od omfacytu wrostki w granatach tworzy *hornblenda pierwotna*, również zmiennie ubarwiona jak ta, która tworzy w skale samodzielne blasty poza granatami. Wrostki te mogą być duże, nieregularnie z granatem ząbione, albo też drobne, czasem gromadne, raz ułożone równolegle, innym razem chaotycznie. Zaobserwowano przypadki, kiedy hornblenda ta obrasta z zewnątrz ziarna omfacytu i wraz z nim jest zamknięta w środku granatu. Pospolite są też w granacie wrostki minerałów tytanowych, *rutylu* stowarzyszonego z *ilmenitem* oraz *tytanitu*, które zresztą bywają też wrosnięte w zamkniętej w grana-

cie hornblendzie. Rutyl i tytanit mogą tworzyć duże, dobrze wyodrębnione wrostki, w niektórych granatach jednak tworzą też lokalne, subtelnie rozpylone chmury. Czasami hornblendzie zamkniętej w granacie towarzyszą delikatne mikrolity bezbarwnego, bardzo słabo dwójłomnego *klinozoizytu*, wywołujące w hornblendzie brunatnawe lub oliwkowe obwódki pleochroiczne. Dość częste są też stosunkowo duże wrostki *apatytu* (pl. XIV, fot. 5).

Jak już wspomniano, poza obrębem granatu omfacyt normalnie nie zdołał się uchronić od późniejszych przeobrażeń, lecz dostarczył *tworów symplektytowych* o osobliwym wykształceniu, nie spotykanych niemal nigdy w innych zbadanych dotąd eklogitach Gór Śnieżnickich. Są to nieregularnie ukształtowane, w postaci mozaiki ze sobą pozazębiane ziarna o jednolitym wygaszaniu, z których każde przerośnięte jest robaczkami substancji bardzo słabo dwójłomnej i słabo łamiącej światło (pl. XIV, fot. 6). Robaczki te przedstawiają wygląd kanalików korozyjnych, mających w rozmaitych ziarnach różną grubość. W niektórych ziarnach są one dość grube, nie na tyle jednak, by można było optycznie oznaczyć wypełniającą je substancję. W innych ziarnach są one bardzo delikatne, ledwo widoczne nawet pod najsilniejszym powiększeniem i wówczas ziarno przyjmuje szaromętny wygląd, pomimo że nadal w całym swym przekroju wykazuje wygaszanie jednolite. Taka najdelikatniejsza kanalikowość znamionuje zwłaszcza ziarna ukryte w głębokich kieszeniach tła wnikających z zewnątrz w granaty; wydaje się więc, że osłona granatu utrudnia powstawanie kanalików grubszych.

Robaczki-kanaliki miewają też różne kształty i ułożenie. Czasami są w przybliżeniu równoległe, choć nigdy całkiem proste, czasami powyginane i kręte, miejscami promieniste, wachlarzowo rozbieżne itp. Żywo wówczas przypominają myrmekit. Jeśli przekrój trafia je poprzecznie, przyjmują wygląd poddzielanych okrągławych dziurek, przetykających ziarno na wzór gęstego sita.

Minerał tworzący bezkształtne kanalikami przerosłe ziarna, prawie bezbarwny, leciutko zielonkawy, nie wykazuje żadnych kierunków łupliwości, prawdopodobnie właśnie dlatego, że jest tak gęsto podziurawiony. Nie ma więc kierunków krystalograficznych, względem których można by ustalać jego optyczną orientację. Jego współczynniki załamania są nieco wyższe niż hornblendy, dwójłomność tego samego rzędu, nieco powyżej 0,02. W konoskopie daje zamglone, lecz dość wyraźne obrazy osiowe z kątem $2V_\gamma$ dość dużym, około 60° i dodatnim znakiem optycznym. Wystarcza to

do stwierdzenia, że jest to piroksen jednoskośny, nie można jednak określić, czy jest to diopsyd lub augit zwyczajny, czy też omfacyt, gdyż jak wiadomo cechy optyczne tych minerałów zbyt mało różnią się pomiędzy sobą. Mamy tu więc do czynienia z *symplektytami piroksenowymi*, lecz nie można odgadnąć, czy jest to diablastyczny produkt wtórnego rozpadu omfacytu na diopsyd i kwaśny plagioklaz wypełniający kanaliki, czy też produkt kanalikowej korozji omfacytu przez napływające roztwory. Ta druga ewentualność wydaje się bardziej prawdopodobna na podstawie obserwacji szczególnych partii skały z lepiej zachowanym omfacytem pierwotnym, o czym będzie osobno mowa poniżej.

Wśród takich robaczkowych symplektytów piroksenowych, zwłaszcza na ich brzegach, pojawiają się małe, nieregularne plamki *bladzielonej hornblendy* albo większe nieregularne jej blasty ($\angle z/\gamma = 20^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$, $2V_\alpha = 84^\circ$), albo jednorodne, albo diablastycznie poprzerastane plagioklazem. Nie można rozstrzygnąć, czy są to produkty wtórnej rekrystalizacji tych symplektytów, czy też hornblenda powstająca niezależnie od nich przy atakowaniu wprost pierwotnego omfacytu przez intergranularne roztwory.

Na styku granatów z piroksenowymi symplektytami zwykle pojawiają się obwódki reakcyjne mocniej ubarwionej hornblendy zwyczajnej o wyraźnym pleochroizmie w tonach zielonych. Czasem są to zwarte, drobnoziarniste agregaty, lecz często ujawniają one również wykształcenie symplektytowe: prostopadłe do powierzchni nadżartego granatu ustawione cieńsze lub grubsze nieregularne robaczki hornblendy, pooddzielane od siebie słabo dwójłomnym i nisko łamiącym światło, bezbarwnym tłem skaleniowym. Na krzywiznach konturów granatu wytwarza się promienisty układ tych robaczek. Można to uważać za typowe, choć bardzo cienkie *obwódki kelyfytowe symplektytu hornblendowo-plagioklazowego* (pl. XV, fot. 1).

Hornblenda pierwotna występuje w skale przeważnie w niezbyt wielkiej obfitości, albo w postaci małych rozczłonkowanych ksenoblastów, szczególnie często przyrośniętych do granatów, albo w postaci rzadkich, lecz bardzo dużych poikiloblastów, zamykających liczne wrostki rozmaitych minerałów. Z wrostków tych największe i najczęstsze są granaty oraz ziarna symplektytów piroksenowych, które niegdyś były jednorodnymi omfacytami (pl. XV, fot. 2). Omfacyt w stanie nienaruszonym rzadko tylko zdołał się zachować wewnątrz hornblendy. Pospolite natomiast są wrostki rutylu, ilmenitu i tytanitu, rzadsze klinozoizytu, apatytu i węglanów.

Sposób wykształcenia tej hornblendy zupełnie przypomina karyntyn z innych eklogitów Gór Snieżnickich, różnicę stanowi tu jednak zmienność zabarwienia. Zdarzają się blasty blade pleochroiczne w tonach żółtawobrunatnawych typowych dla karyntynów z innych miejscowości ($\angle z/\gamma = 21^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0217$, $2V_\alpha = 83^\circ$). Częstsze są jednak blasty ubarwione bladooliwkowo lub nawet seledynowo bladzielone (pleochroizm: α — bardzo bladżółtawa, β — bladooliwkowa, γ — bladoszarzielona). Zdarzają się większe blasty o pasowo zróżnicowanym zabarwieniu, w środkach bladooliwkowe, po brzegach bladzielone, oraz małe blasty w całości bladzielone, na styku z granatami nawet seledynowe (bladoniebieskozielone). Nie wiadomo, czy te różnice w zabarwieniu oznaczają jakieś konkretne zróżnicowanie w składzie chemicznym i czy w pewnym stopniu nie zależą od lokalnie zmiennych warunków krystalizacji. Stąd też wątpliwości, czy wolno tę hornblendę ryczałtem zaliczać do karyntynu. Faktem jest, że taką samą zmienność ubarwienia obserwujemy we wrostkach hornblendy zamkniętych wewnątrz granatów. Fakt, że tak powszechnie stwierdzamy wrostki hornblendy w granatach i na odwrót wrostki granatów w dużych poikiloblastach hornblendy, świadczy, że oba te minerały krystalizowały przez pewien czas równocześnie, chociaż hornblenda rozpoczęła krystalizować jeszcze przed granatem i kończyła krystalizować po granacie.

Wpływ tytanu w składzie hornblendy na jej ubarwienie ujawnia obserwacja wrostków minerałów tytanowych w hornblendzie. Wrostki rutylu i ilmenitu często, wrostki tytanitu zawsze otoczone są w hornblendzie polami wybitnie brunatnawymi o wzmocnionym pleochroizmie. Znaczący to, że tytan wchodząc na drodze wtórnej dyfuzji w sieć hornblendy mniej lub więcej zielonkawej nadaje jej brunatne zabarwienie. Inaczej wrostki klinozoizytu, które wywołują w hornblendzie mocne brudnooliwkowe pola pleochroiczne, prawdopodobnie na skutek swej promieniotwórczości.

Prawie wszędzie w skale występują większe i mniejsze plamy diablastycznych *agregatów biotytowych*, znaczące miejsca, w których pierwotnie występował jasny łyszczyk. W niektórych partiach skały jest ich mało, w innych dużo, i wówczas bywają one nawet wrośnięte wewnątrz dużych granatów lub poikiloblastów hornblendy. Znaczący to, że jasny łyszczyk istniał w skale przed krystalizacją hornblendy i granatu. Dowodem tego zaobserwowany mały relik *jasnego łyszczyku* w obrębie agregatu biotyтового zamkniętego w granacie. Jak wiemy z obserwacji innych eklogitów, jasny łyszczyk bardzo szybko przestaje być trwały w

tych skałach z chwilą, gdy zaczynają w nich działać krążące w intergranularnych przestrzeniach późniejsze roztwory, i może się zachować tylko w wyjątkowych miejscach, do których dostęp tych roztworów był szczególnie utrudniony. Biotyt diablastycznych agregatów jest rudoczerwono-brunatny, stosunkowo mocniej niż w innych eklogitach ubarwiony, po części w nieuporządkowanych robaczkowych tworach nieraz nadzwyczaj delikatnych, po części — zwłaszcza po brzegach agregatów — zrekrystalizowany w większe blaszki, czasem równolegle ułożone. Jasne skaleniowe tło tych agregatów nie wyodrębnia się wyraźnie, co najwyżej w postaci cienkiego rąbka na ich obwodzie.

W niektórych partiach skały, najliczniej zaś w próbce 2c szczególnie obfitującej w agregaty biotytowe, występuje *klinozoizyt*, bardzo słabo dwójłomny, z mocnymi subnormalnymi barwami interferencyjnymi, optycznie dodatni przy bardzo dużym kącie 2V. Jego pręciki różnej wielkości, czasem gromadnie zagęszczone, występują zarówno w diablastycznych agregatach biotytowych, jak też wśród symplektytów piroksenowych, w granatach zaś i w blastach pierwotnej hornblendy tworzą izolowane wrostki. Na uwagę zasługuje silna promieniotwórczość tego klinozoizytu, objawiająca się mocnymi obwódkami pleochroicznymi dokoła jego wrostków w hornblendzie.

Niezwykłe okazale i obficie jak na eklogity wykształcony jest *apatyt*, w ziarnach nieforemnych, często dużych, oddzielnych lub skupionych po kilka razem, pospolicie wrośniętych w granatach i w blastach pierwotnej hornblendy. Wiele z tych ziarn wykazuje osobliwą budowę pasową: tylko obwódka jest czysta i bezbarwna, duże jądro zaś jest szaroniebieskawo zmętniałe z wyraźnym często pseudopleochroizmem od odcienia szaroniebieskiego do szarofioletowego (pl. XIV, fot. 5). Wygląd ten jest tak dalece nietypowy, że konieczne było zastosowanie prób mikrochemicznych na cienkiej płytce, by upewnić się co do natury tego minerału.

Niezwykłe dużo jest w tej skałe również minerałów tytanowych wśród których obok *rutylu ilmenit* odgrywa poważną rolę, obecny zaś jest również *pierwotny tytanit*, okoliczność w eklogitach całkiem wyjątkowa. Stosunki genetyczne rutylu i ilmenitu są odmienne niż w normalnych eklogitach, gdzie ilmenit zawsze wytwarza się wtórnie z rutylu w czasie procesu późniejszej amfibolizacji skały. Tu zaś jest inaczej. Ilmenit występuje w ziarnkach samodzielnych i często, choć nie zawsze, bywa z zewnątrz obrastany rutylem. Osobne ziarnka rutylu są często w środku przerośnięte ilmenitem. Tak samo zachowują się ilmenit i rutyl zamknięte wewnątrz granatów i blastów pier-

wotnej hornblendy, które powinny były chronić wrośnięte w nich minerały od wtórnych procesów później uruchamianych przez intergranularne roztwory. Stąd wynika wniosek, że ilmenit jest tu przeważnie minerałem starszym i był częściowo wypierany przez rutyl, lecz jeszcze w okresie poprzedzającym blastezę granatu i hornblendy. Tytanit również jest tu pierwotny, z okresu poprzedzającego ustalanie się paragenezy eklogitowej, tworzy bowiem liczne miejscami większe i mniejsze wrostki w granatach i pierwotnych hornblendach, wykazując z reguły formy skorodowane i reliktowe. Tu i ówdzie widzi się go również w postaci cienutkich obrąbków dokoła ziarna rutylu i ilmenitu i wówczas należy przypuścić jego późniejsze tworzenie się.

Zupełnie sporadycznie trafia się w skałe *piryt* i *cyrkon*. Nigdy nie spotyka się tu nawet w śladach kwarcu, dystenu, zoizytu, tak pospolitych w eklogitach innych miejscowości.

Natomiast w jednej z pobranych próbek stwierdzono *węglany* w uwagi godnej ilości i w formie wykluczającej ich doprowadzenie z zewnątrz przez roztwory późniejsze, postmeta-morficzne. Pojawiają się one gromadnie w nieprawidłowych przerostach z drobnymi blastami bladezielonej wtórnej hornblendy, szczególnie w tych miejscach, gdzie symplektyty piroksenowe zajmują duże zwarte pola pomiędzy granatami. Węglany te występują po części w postaci interstycjalnej pomiędzy ziarnami hornblendy, po części przerastają je na wskroś w postaci rozgałęzionych żyłek i plamek (pl. XV, fot. 3). Wygląda na to, że krystalizowały równocześnie z hornblendą. W takich miejscach mozaika ziarn symplektytów piroksenowych ulega redukcji, bywa wypierana od zewnątrz przez wtórną bladą hornblendę zachowując się relikotowo w środku niektórych jej blastów, albo nawet w całości przeobraża się w hornblendę z grubszymi przerostami diablastycznymi. Wydaje się więc, że węglany krystalizowały z roztworów, które powodowały amfibolizację symplektytów piroksenowych. Roztwory te nie dopływały jednak późnymi pęknięciami tnącymi już zamfibolizowaną skałę. Musiały one być czynne jeszcze w końcowych etapach ewolucji metamorficznej skały. Czy węglany były doprowadzane do skały dopiero w tym późnym okresie jej rozwoju, czy też istniały na miejscu w skałe już poprzednio? Można raczej przypuszczać tę drugą ewentualność, gdyż w poikiloblastach hornblendy pierwotnej dostrzega się miejscami odosobnione wrostki węglanów.

W próbce 2d poczyniono pewne szczególne spostrzeżenia ważne dla odczytania późnych procesów w ewolucji skały. Próbką ta różni się od wszystkich innych tym, że omfacyt zachowuje

wał się nie tylko w postaci opancerzonych reliktyw w środku granatów lub w obrębie poikiloblastów pierwotnej hornblendy, lecz również tu i ówdzie wśród symplektytów piroksenowych. Można więc tu obserwować początkowe objawy wtórnego atakowania omfacytu. Widocznie próbka ta reprezentuje taką szczególną partię eklogitu, w której krążenie późniejszych roztworów wzdłuż szwów międzyziarnowych było trudniejsze niż gdzie indziej i wszelkie przeobrażenia wtórne są znacznie mniej zaawansowane.

Wrostki omfacytu w granatach są zupełnie nietknięte. Hornblendą pierwotną w stopniu mniej doskonałym chroniła zamknięta w niej omfacyty, roztwory mogły penetrować łatwiej do środka i atakować niektóre omfacyty, choć w sposób znacznie zwolniony. Dzięki temu można obserwować w różnych wrostkach omfacytu różne stadia wtórnego ich zaatakowania. W jednym i tym samym blacie hornblendy dostrzec można dwa różne sposoby zaatakowania zamkniętych w nim omfacytów:

a — Kanalikowa korozja, pozostawiająca żeberka omfacytu w niezmienionej orientacji, przez co powstaje symplektyt wygaszający zgodnie z reliktem pierwotnego ziarna omfacytu.

b — Gęsta, mętna masa kryptokrystaliczna, o włóknistości ledwie widocznej nawet przy najsilniejszych powiększeniach, o reliefie wyraźnie niższym od omfacytu i o zbiorowym wygaszaniu niezgodnym z omfacytem. Granica pomiędzy tymi mętными produktami a omfacytem zatokowata, lecz ostra, lokalnie wgrzyzająca się w omfacyt brodawkami bardzo delikatnie włókniste z dywergentnym, a więc prostopadłym do granic brodawki ułożeniem włókien. Jest to kryptodiablastyczny produkt rozkładu omfacytu, mający prawdopodobnie od początku naturę amfibolową.

Te same dwa typy zaatakowania omfacytu stwierdzić można w jego relikwach tkwiących w głównym tle skalnym poza blastami granatu i hornblendy. Typ *a* odpowiada właśnie symplektytom piroksenowym panującym wszędzie w opisywanych skałach. Natomiast typ *b*, tzn. mętny produkt kryptodiablastyczny o naturze przypuszczalnie amfibolowej rozwija się — rzecz szczególna — tylko przy samej granicy reliktu omfacytowego (fig. 13). Robaczkowaty symplektyt piroksenowy (*a*) rozwija się dopiero dalej od tej granicy, lecz pomimo to stosuje się swą orientacją optyczną do oddzielnego odeń produktem *b* reliktu omfacytowego. Jak to wyjaśnić?

Rozumując w sposób banalny — przy założeniu, że przeobrażenie postępowało od brzegów ku środkowi ziarna omfacytu — doszłoby się do wniosku, że omfacyt przeobrażał się naj-

pierw w mętny kryptodiablastyczny agregat amfibolowy, a ten z kolei przekształcał się w robaczkowate symplektyty piroksenowe. Oczywiście robaczki w tych ostatnich nie mogłyby wówczas być kanalikami korozyjnymi, a piroksen musiałby być diopsydem wtórnie wytworzonym z amfibolu. Takie przejściowe tylko tworzenie się z omfacytu diablastyki amfibolowej i powrotna jej przebudowa na strukturę piroksenową wydają mi się mało prawdopodobne, zwłaszcza że z obserwacji mikroskopo-

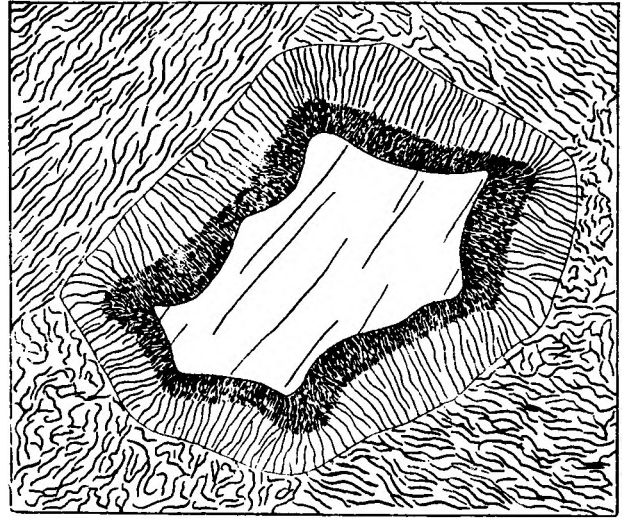


Fig. 13

Relikt omfacytu z obwódką symplektytu piroksenowego powstałego przez kanalikową korozję. Dokoła takie same robaczkowate symplektyty powstałe przez całkowite skorodowanie omfacytu. Na granicy reliktu omfacytowego z symplektytem piroksenowym strefa później powstałego mętnego kryptodiablastycznego agregatu amfibolowego. Eklogit z Czernicy (*e*)

Omphacite relict with the aureole of pyroxene symplectite produced by canaliculate corrosion. All around similar vermiculate symplectite formed by total corrosion of omphacite. At the boundary between the omphacite relict and the pyroxene symplectite a zone of cloudy amphibole aggregates formed somewhat later at the expense of omphacite. Eclogite of the type *E* from Czernica

wych innych eklogitów Gór Śnieżnickich wiadomo, że przejście piroksenów w amfibole jest procesem jednokierunkowym i amfibole w późniejszych etapach ewolucji metamorficznej tych skał pozostają już trwałe. Lepsze wydaje mi się tłumaczenie następujące:

We wcześniejszym etapie wtórnego działania roztworów intergranularnych w eklogitach na ziarna omfacytu dokonywała się w całej masie skalnej kanalikowa korozja omfacytu, skutkiem czego wytworzyła się przeważająca masa symplektytu piroksenowego. Tylko w niektórych partiach skały zdołały się zachować nieliczne relikty nie skorodowanego omfacytu,

które przetrwały do późniejszego etapu wtórnych zmian, w którym struktury piroksenowe przestały być trwałe, a trwałe natomiast stały się wyłącznie struktury amfibolowe (amfibolowy etap ewolucji metamorficznej). W tym etapie relikty omfacytu były dalej atakowane przez roztwory intergranularne, lecz teraz wtórnie z nich tworzył się już amfibolowy agregat diablastyczny, formując rąbki pomiędzy relikdami omfacytu a powstałymi poprzednio symplektytami piroksenowymi. Symplektyty te zostały jakby utrwalone przez uprzednią kanalikową korozję i dlatego w początkach etapu amfibolitowego nie ulegały tak łatwo diablastycznej amfibolizacji jak reliktowy omfacyt. Później jednak, gdy etap amfibolitowy był już w pełnym biegu, i one również ulegały działaniu roztworów dając bladzielonkową wtórną hornblendę, po części diablastyczną, tak obficie występującą w innych próbkach opisywanej skały, dalej zaawansowanych w metamorficznej ewolucji.

W niektórych miejscach skały widać przebiegające w różnych kierunkach jasne żyłki, stanowiące hydrotermalne wypełnienia późnych spękań. Jedna z takich żyłek, grubsza, nieco kręta i miejscami rozdawająca się, okazała pod mikroskopem wypełnienie drobnokrystalicznym agregatem skalenia alkalicznego, na niektórych odcinkach stowarzyszonego z prehnitem. Skaleń ten o romboidalnych często kształtach przekrojów z plamisto-smużystym i prążkowym wygaszaniem, o wyraźnym ujemnym w stosunku do balsamu kanadyjskiego reliefie, miejscami brunatnawo zmętniał, jest niewątpliwie trójskośnym adularzem. Inna żyłka, cieńsza i prostolinijna, robiąca wrażenie szczeliny ślizgowej, wypełniona jest różnymi mętnymi, nieoznaczalnymi produktami. Ściany jej wyścielone są tu i ówdzie chlorytem, środkiem lub bokiem biegnie cieniutka żyłka drobnoagregatowego prehnitu.

Z tego samego bloku, co opisane wyżej próbki 2a—2d, wydobyto próbkę skały zielonkawoczarnej szczególnie obfitującej w duże, do 1 cm dochodzące błyszczące czarne ziarna hornblendy. Granat zanika tu prawie zupełnie, a pomiędzy blastami hornblendy pojawiają się ziarenka jasnoszare. Jest to bardzo osobliwy amfibolit genetycznie związany z eklogitami, o niezwykłych cechach mikroskopowych.

Z górą 80% objętości skały zajmują duże, nieforemne i pozazębiane ze sobą blasty mocno zielonej hornblendy zwyczajnej (optycznie ujemna, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,0261$, $2V_{\alpha} = 83-86^{\circ}$, $\angle z/\gamma = 18-23^{\circ}$, pleochroizm: α — żółtawa, β — ciemnooliwkowa, γ — soczystzielona). Hornblenda ta wcale nie przypomina karyntynu, lecz nic nie wskazuje na to, by była wtórna. Wszędzie równomiernie przerosnięta jest

ona cieniutkimi nieregularnymi żyłkami oligoklaz, które całymi grupami i ciągami na pewnych polach w obrębie jednego blastu hornblendy wygaszają jednocześnie (pl. XV, fot. 4). Przypomina to do pewnego stopnia mikropegmatytowe przerosty kwarcu w skaleniach. Nie ma podstaw do twierdzenia, że są to późniejsze infiltracje oligoklaz w gotowe już blasty hornblendy. Znamienne jest jednak, że oligoklaz ponadto chętnie wykorzystuje granice pomiędzy wrostkami różnych innych minerałów w hornblendzie a samą hornblendą i tworzy wówczas cienkie obwódki dokoła tych wrostków.

Najliczniejsze są w hornblendzie wrostki tytanitu, niektóre drobne, nieforemne i rozczłonkowane, inne duże, nieprawidłowo rozgałęzione, jeszcze inne duże, geometrycznie prawidłowe. Niezależnie od tego liczne drobne wrostki w hornblendzie tworzy rutyl zaczerniony ilmenitem albo sam ilmenit. Dokoła wszelkich wrostków minerałów tytanowych wytwarzają się w hornblendzie obwódki i pola mocniej brunatnawo zabarwione. Tytanit tworzy miejscami i poza hornblendą oddzielne większe blasty z przerostami hornblendy oraz wrostkami apatyty i oligoklaz.

Charakterystyczne są dość liczne ziarenka apatyty wrosnięte w hornblendzie w ułożeniu szeregowym. Rzadkie natomiast są w niej wrostki granatu, drobne zazwyczaj i niedorozwinięte. Tylko w jednej partii szlifów pojawiają się drobne gęste granaciki w niezwykłej ilości, poprzerastane drobnymi blastami takiej samej hornblendy w towarzystwie tytanitu i apatyty, zlepione tłem oligoklaz, który w całej tej partii (o powierzchni około 1 cm²) ma jednolitą orientację optyczną. Sąsiadujące z tym miejscem duże blasty hornblendy zawierają również liczne wrostki nieskorodowanego granatu, które dopiero dalej stają się jak zwykle sporadyczne.

W niektórych dużych blastach hornblendy zamknięte bywają też nieregularne plamki utworzone z delikatnych przerostów diablastycznych bladzielonej hornblendy z plagioklazem (pl. XV, fot. 4). Znacznie rzadsze są plamki jeszcze delikatniejszych symplektytów piroksenowych, zupełnie bezbarwnych, o wyższych współczynnikach załamania. I jedno i drugie są zapewne śladami po przeobrażonych ziarnach omfacytu.

Opiasaną skałę można uważać za swoisty typ „pegmatoidu metamorficznego” w obrębie tu-tejszego specyficznego eklogitu z tym, że skład chemiczny pierwotnej materii skalnej w tym szczególnym miejscu mógł być odmienny. Decydujący i optymalny okres krystalizacji został tu w stosunku do otoczenia opóźniony do daleko posuniętego etapu amfibolitowego, kiedy

łatwo krystalizowały hornblenda zwyczajna z tytanitem i oligoklazem zamiast omfacytu, granatu i rutylu. Ostatnio wymienione minerały, znamionujące wcześniejszy etap eklogitowy, nie zdołały się w całej pełni rozwinąć w tej ściśle lokalnej partii masy skalnej i zostały zastąpione szybko i „*en masse*” krystalizującą silnie żelazistą hornblendą z tytanitem. Na podstawie znajomości objawów amfibolizacji innych eklogitów trudno jest przypuścić, aby hornblenda o tym wykształceniu i do tego sto-

warzyszona z gruboblastycznym tytanitem mogła być produktem wtórnej amfibolizacji gotowego poprzednio eklogitu. Tak więc mielibyśmy tu do czynienia ze szczególnym amfibolitem pierwotnym, lecz najściślej genetycznie związanym z eklogitami.

Ilościowy skład mineralny pięciu próbek eklogitów z NW zboczy Czernicy zestawiony jest w tabeli 14. Widać wyraźnie, że eklogity z obu punktów 1 i 2 są zupełnie różne w swym pierwotnym wykształceniu i w sposobie wtór-

Tabela 14

Skład eklogitów z północno-zachodnich zboczy góry Czernica (e)
Composition of the eclogites of the NW — slopes of Czernica Mt. (e)

	Analizy mikrometryczne (% obj.)					Analiza chemiczna próbki nr 2a (w % wag.)	
	1	2a	2b	2c	2d		
Granat	35,2	29,3	26,5	28,2	34,0	SiO ₂	43,72
Omfacyt	0,9	0,5	1,5	—	1,1	Al ₂ O ₃	15,73
Symplektyty piroksenowe	—	44,6	47,9	38,7	43,8	Fe ₂ O ₃	3,57
Amfibole diablastyczne	48,3	—	—	—	—	FeO	11,27
Hornblenda wtórna i kelyfitowa	3,0	11,9	7,9	11,2	6,7	MnO	0,14
Hornblenda pierwotna — blasty	—	5,8	5,8	5,8	8,0	MgO	6,45
Hornblenda pierwotna — wrostki w granacie	—	0,6	0,7	0,3	1,3	CaO	11,50
Symplektyty biotytowe	—	0,9	3,2	6,5	0,1	Na ₂ O	2,13
Klinozoizyt	—	—	—	1,4	0,1	K ₂ O	0,78
Węglany	—	0,5	—	—	—	TiO ₂	4,23
Kwarc	11,3	—	—	—	—	P ₂ O ₅	0,14
Rutyl	0,7	1,6	1,8	1,5	1,8	CO ₂	0,35
Tlenki żelaza	0,4	2,6	3,2	2,5	2,1	S	0,01
Tytanit	—	0,2	—	0,9	0,2	H ₂ O+	0,45
Piryty	0,2	—	—	0,1	—	H ₂ O—	0,05
Apatyt	—	1,4	1,4	1,0	0,8	Suma	100,52
Cyrkon	—	—	—	—	śląd	C. wł.	3,324
Prehinit	—	—	—	śląd	—	III. 5. 4. 4 [2. 2(3). 2. 2']	
Adular	—	—	—	2,0	—		
Chloryt	—	—	—	śląd	—		
<i>E</i>	41,3	80,3	84,1	79,5	83,1		
<i>C</i>	—	6,9	7,2	7,2	9,8		
<i>A</i>	58,7	12,8	8,7	13,3	7,1		
<i>P</i>	—	—	—	—	—		
<i>e</i>	41,3	87,2	91,2	86,7	92,9		
<i>a</i>	58,7	19,7	15,9	20,6	16,9		
<i>p</i>	—	6,9	7,2	7,2	9,8		
<i>ε</i>	—	92,1	92,2	91,5	89,4		
<i>η</i>	—	7,9	7,8	8,5	10,6		
<i>π</i>	—	—	—	—	—		

nego przeobrażenia. Z próbki 2a wykonana została ryczałtowa analiza chemiczna. Widać w niej wyraźnie pewne charakterystyczne różnice w porównaniu ze składem innych eklogitów Gór Śnieżnickich, przede wszystkim znacznie niższa zawartość krzemionki, wyższa zawartość żelaza trój- i dwuwartościowego, niższa magnezu, a znacznie wyższa tytanu i fosforu. Niska pozycja wody związanej, pomimo obfitości amfiboli i daleko posuniętego wtórnego przeobrażenia skały, spowodowana jest tym, że w skale przeważa nie wtórna amfibolowa masa diablastyczna, lecz symplektyty piroksenowe. To również jest przyczyną dość wysokiej ciężaru właściwego skały.

Odmierny chemizm skały, związany zresztą z bardzo szczególnym wykształceniem mineralnym, spowodowany jest najprawdopodobniej odmienną genezą tego eklogitu, tzn. innym materiałem wyjściowym. Skała ma chemizm gabroidalny, lecz zawartość tytanu i fosforu jest uderzająco wysoka, na ogół nie spotykana w zwykłych gabrach i bazaltach. Raczej żyłne skały typu lamprofirowego mają skłonność do takiego podwyższenia zawartości obu tych pierwiastków. Obfitość tytanu wyklucza pochodzenie z jakichkolwiek skał osadowych. O ile dla większości innych eklogitów masywu Śnieżnika z różnych względów uważam za prawdopodobne pochodzenie z osadów mniej lub więcej węglanowych, o tyle dla próbek 2a—2e z Czernicy skłonny jestem przyjąć pochodzenie z żyłowej skały magmowej o ogólnym chemizmie gabroidalnym, lecz o typie raczej lamprofirowym (np. kamptonit).

Specyficzność w wykształceniu mineralnym tego eklogitu wyraża się w cechach następujących, nie spotykanych dotąd w żadnym innym eklogicie badanego obszaru:

1. Silna żelazistość granatu, późna jego krystalizacja i niezdolność wypierania przezeń wszystkich wcześniejszych minerałów, które pozostają w nim zamknięte w niezliczonych dużych wrostkach.

2. Hornblendy o charakterze pierwotnym, niepodobna jednak z barwy do typowych karyntynów ze względu na przeważające zielonkawo-odcienie barwne.

3. Niezwykła obfitość apatytu o szczególnym wykształceniu, tj. o grubym ziarnie z częstym pseudopleochroizmem.

4. Niezwykła obfitość minerałów tytanowych, z których na pierwsze miejsce wysuwa się ilmenit wydzielony wcześniej od rutylu, obecny zaś jest również tytanit pierwotny w postaci reliktowych wrostków w granacie i hornblendzie.

5. Panująca w całej skale wtórna kanalikowa korozja omfacytu, który w nienaruszonej postaci zachowuje się niemal wyłącznie w sta-

nie opancerzonych reliktyw zamkniętych w granacie, rzadziej w hornblendzie, podczas gdy poza tym przechodzi w formę robaczkowych symplektytów piroksenowych.

6. Bardzo słaby i ściśle lokalny rozwój mętnych kryptodiablastycznych agregatów amfibolowych na koszt omfacytu i to tylko w miejscach, w których omfacyt został zaoszczędzony przez kanalikową korozję.

7. Stały i bezwzględny brak kwarcu i dystenu, pojawienie się zaś w miejsce zoizytu — klinozoizytu.

Cechy powyższe, zwłaszcza zaś 1, 2, 4, 6 i 7 pozostają w związku z tym, że ze wszystkich eklogitów Gór Śnieżnickich skała omawiana najbardziej zbliża się do wyróżnionej przeze mnie II grupy genetycznej eklogitów, jakkolwiek w całej pełni nie da się do nich zaliczyć ze względu na zbyt niską zawartość sodu.

EKLOGITY I AMFIBOLITY Z OKOLICY STRACHOCINA KOŁO STRONIA ŚLĄSKIEGO

Punkt f na fig. 1

W s t ę p

W odległości około 2 km na północny wschód od Stronia Śląskiego a na wschód od osady Strachocin mapy geologiczne znaczą grupą „*żyłę skały gabroidalnej*”, która prostoliniźnie w kierunku SE—NW przecina niewysoki lesisty grzbiet biegnący z NE na SW, stromo kończący się nad Stroniem i z trzech stron (SE, SW i NW) otoczony doliną Białej Łądeckiej. Żyła ta tkwi wśród gnejsów typu gieraltowskiego, jak się zdaje w przybliżeniu zgodnie z ich ogólnym biegiem. Przyjmując magmowe jej pochodzenie można by jej przypisać formę sillu.

Na mapie geologicznej Finckha, Fischera, Meistera i Bederkego 1 : 25 000, arkusz Łądek (1942), żyła ta określona jest jako gabro i zaliczona do magmowych skał intruzywnych wieku paleozoicznego bez bliższego określenia. Jest to oczywiście mylne i wynika chyba z nieznamomości petrograficznej tej skały, odznaczającej się w istocie bardzo głębokim i silnym stopniem przebudowy metamorficznej, który na tym terenie oznaczać musi przynależność do prekambryjskiego kompleksu metamorficznego. Na szkicu geologicznym 1 : 25 000 zestawionym przez J. Oberca (1957) żyła oznaczona jest jednakową sygnaturą jak inne metabazyty metamorfiku śnieżnickiego pod zbiorową nazwą „*skały eklogitowe gabroidalne i amfibolity*”.

Omawiana skała była w latach 1955—1956 przedmiotem pracy dyplomowej P. Wesołow-

skiego wykonanej pod moim kierunkiem w Katedrze Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego, w 1957 r. zaś został z niej wyseparowany i chemicznie zanalizowany granat w ramach pracy dyplomowej B. Rodackiej wykonanej tamże również pod moim kierunkiem. Z obu tych prac wynikało, że skały opisywanego wystąpienia należą do amfibolitów o dość zmiennym wykształceniu. Obok typów zwykłych składających się głównie z zielonej hornblendy w większych i drobniejszych blastach jednorodnych, oligoklazę i kwarcu, często z dodatkami biotyту i zoizytu, licznie występują tu amfibolity obfitujące w granat i hornblendę drobnodiablastyczną, która musiała wtórnie wytworzyć się z piroksenu. Nie wykryto nigdzie reliktyw tego piroksenu, nie można więc było stwierdzić, czy hornblendę diablastyczną rozwinęła się z omfacytu, nie było zatem podstaw do przypuszczenia, że wyjściową skałą dla tych diablastycznych amfibolitów granatowych był eklogit. Wydawało się to tym mniej prawdopodobne, że w amfibolitach tych poważny z reguły udział bierze oligoklazę o wykształceniu przemawiającym raczej za blastę pierwotną, nie w wyniku rozkładu omfacytu, ponadto zaś często biotyt i zoizyt. Z drugiej strony jednak granat wykazał skład chemiczny dobrze pasujący do granatów eklogitowych. Fakty powyższe nasunęły przypuszczenie, że pierwotna skała magmowa o składzie gabrowym, być może gruba żyła diabazowa, najpierw została zmetamorfizowana w facji granulitowej w skałę plagioklazowo-granatowo-piroksenową, później zaś w płytszej strefie przeszła w fację amfibolitową, dając najpierw granatowe amfibolity diablastyczne, a przez dalszą rekrystalizację połączoną z zanikiem granatu — w amfibolity zwyczajne.

Do zagadnienia genezy tych skał powróciłem szereg lat później po zaawansowaniu swych badań nad eklogitami innych okolic krystaliniku Śnieżnika, które wykazały, że w paragenezie tych eklogitów uczestniczyć mogą różne minerały pierwotne, jak karyntyn, zoizyt, jasny lyszczyk, oraz że wykrycie reliktyw eklogitowych w masach wtórnie z nich wytworzonych amfibolitów jest często trudne i wymaga bardzo szczegółowych poszukiwań w terenie. Pierwsza wyprawa w tym celu podjęta w 1959 r. w towarzystwie profesorów H. Teisseyre'a i J. Oberca nie doprowadziła do wykrycia zakonserwowanych eklogitów, natomiast stwierdziła obecność zgodnych przewarstwień paragenezy w brzeźnych partiach pasma amfibolitowego. Dopiero w 1963 r. trzydniowe poszukiwania na tym terenie zostały uwieńczone powodzeniem. W piętnastu punktach odnaleziono skały granatowo-piroksenowe zbliżone składem do eklogitów i tworzące nie-

pozorne megaskopowo, lokalne relikty w obrębie przeważających mas amfibolitowych o dość różnorodnym wykształceniu.

Następnie przeprowadziłem staranną rewizję mikroskopową okazów zebranych w 1955 r. przez P. Wesołowskiego, które nie zostały wykorzystane przy kameralnych badaniach jego pracy dyplomowej i stwierdziłem wśród nich również kilka próbek skał z granatem i piroksenem. Ich przeoczenie było spowodowane ich wyglądem megaskopowym zupełnie niepodobnym do jakichkolwiek eklogitów nie tylko z terenu masywu Śnieżnika, lecz z różnych innych znanych wystąpień w Europie. Mamy tu do czynienia z zupełnie nowym typem skalnym, który pod względem pierwotnego składu mineralnego i struktury stanowi ogniwo pośrednie między eklogitami a specyficzną odmianą amfibolitów z karyntynem jako głównym minerałem barwnym i z tego powodu zasługuje na szczegółowe opracowanie petrograficzne. Przedstawione tu dane petrograficzne tych skał są wynikiem wstępnego opracowania i wymagają szczegółowych uzupełnień.

Metabazytowe pasmo okolic Strachocina jest bardzo fragmentarycznie odsłonięte, wobec tego bez rozległych robót odkrywkowych trudno określić jego formę geologiczną i stosunek do otaczających gnejsów. Naturalne odsłonięcia spotykamy w postaci licznych drobnych skałek na małym garbie grzbietowym bez nazwy, opatrzonym na mapach niemieckich 1 : 25 000 kotłą wysokości 647 m, oraz w postaci kilku małych zrębów skalnych około 400 m stąd na NW, już na stokach opadających ku Strachocinowi. W otoczeniu skałek na wspomnianym

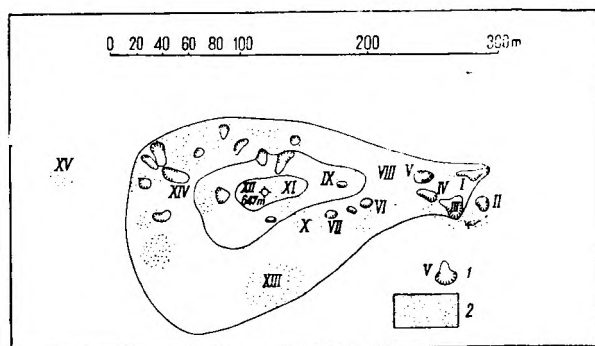


Fig. 14

Szkic sytuacyjny wzgórze 647 m na wschód od Strachocina z odsłonięciami eklogitów i amfibolitów
1 — skałki, 2 — blokowiska świeżej skały. Cyfry rzymskie — numery porządkowe zbadanych miejsc występowania lepiej zachowanych eklogitów

Position plan of the eclogite-and amphibolite outcrops on the hill 647 m E of Strachocin near Stronie
1 — outcrops, 2 — blocks of fresh rocks. Roman numerals — points where better preserved eclogites have been found

garbie rozprzestrzeniają się blokowiska porośle lasem, reprezentujące takie same skały w stanie stosunkowo świeżym. Przedstawione na mapach wystąpienia metabazytów w postaci jednolitego pasa długości około 1500 m i szerokości około 150 m opiera się więc tylko na luźnych blokach, po większej części całkiem sporadycznych, i wymaga w przyszłości kontroli. Szkic terenowy garbu 647 m i jego najbliższego otoczenia w podziale 1 : 25 000 przedstawiony jest na figurze 14 z oznaczeniem miejsc pobrania próbek do badań (skałki i nie zarośnięte blokowiska). Punkty, w których wśród amfibolitów znaleziono skały z dobrze zachowanymi piroksenami (relikty eklogitowe) wyróżniono cyframi rzymskimi I—XV. Poddano również badaniom próbki tych samych skał z luźnych bloków otoczenia garbu oraz z odsłoneń dalej na NW położonych, co nie jest objęte załączonym szkicem.

Przeławicenia metasedymentów w amfibolitach

U podnóża wschodniego zakończenia garbu (I) odsłonięte jest wtrącenie paragnejsu w obrębie amfibolitu przedstawione na osobnym szkicu (fig. 15) wzorowanym na rysunku terenowym prof. H. Teisseyre'a z 1959 r. Miejsce to zostało szczegółowo zbadane pod względem petrograficznym, gdyż wydawało się ono szczególnie ważne dla określenia wzajemnego stosunku gnejsu i amfibolitu i dla odczytania ge-

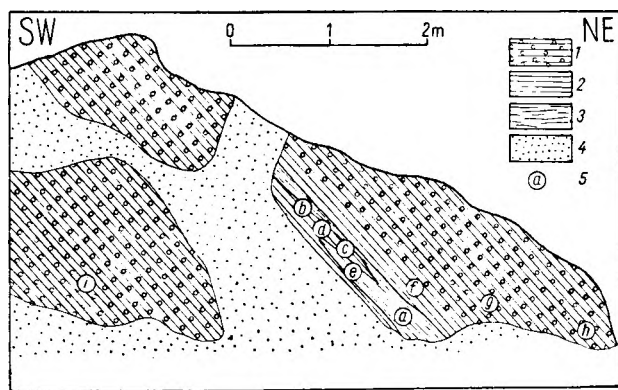


Fig. 15

Przeławicenie paragnejsu w amfibolitach eklogitowych we wschodniej ostrodze skałki I na wzgórzu 647 m koło Strachocina (według H. Teisseyre'a)

1 — amfibolit eklogitowy, 2 — amfibolit zwyczajny, 3 — paragnejs, 4 — gruz zboczowy, 5 — miejsca pobrania próbek opisanych w tekście

Paragneiss intercalation in the eclogite amphibolites in the eastern point of the outcrop I on the hill 647 m near Strachocin (after H. Teisseyre)

1 — eclogitic amphibolite, 2 — common amphibolite, 3 — paragneiss, 4 — rock rubble, 5 — points of described samples

nezy całego ciała amfibolitowego. Wtrącenie gnejsowe cienie, rozdwojone, ma charakter sedimentacyjnego zgodnego przewarstwienia z amfibolitem i wraz z nim zapada pod kątem 30—40° na NE. Gnejs jest szary, bardzo drobnoziarnisty, z nieostrą laminacją cienkich równoległych białawych warstewek, często wyklinowujących się lub rozplywających. Amfibolit zrastający się bezpośrednio z gnejssem jest ciemnozielonkawoszary, bardzo drobnoziarnisty, często niemal afaniczny, z udziałem biotyty, i warstwowo przechodzi w mało od niego megaskopowo różniący się bardzo drobnoziarnisty gnejs hornblendowo-biotytowy. W spągu i w stropie tych przekładek rozwinięte są w większych masach amfibolity odmiennego typu, bardziej masywne, obfitujące w granat i karyntyn i zdradzające wyraźnie pochodzenie z eklogitów. Miejsca pobrania próbek do badań mikroskopowych oznaczone są na szkicu literami alfabetu.

Paragnejs z punktu *a* zawiera przede wszystkim *oligoklaz*, w jądrach mający skład 15% An często z plamkami o nieco podwyższonej wapienności i z obwódkami dochodzącymi do 20% anortytu. *Skaleń potasowy* zupełnie podrzędny, ukrywa się w intergranularnych zakątkach, tu i ówdzie wżerając się nieco w oligoklaz bez tworzenia myrmekitu. *Kwarc* nie skupia się w laminy ani gniazda, lecz tworzy oddzielne ziarna lub drobne okrągławe wrostki w ziarnach oligoklazu. *Fengit* przedstawia przeważnie grubsze płytki ułożone w sposób nieuporządkowany. Natomiast czerwobrązowy *biotyt* tworzy łuski bardzo zmiennej wielkości, często grupkami prawie równoległe ułożone. W oligoklazu występuje on często w gromadnych, zgodnie zorientowanych wrostkach, nieco robaczkowatych i jak gdyby skorodowanych, przedstawiających prawdopodobnie relikty po wyżartych przez oligoklaz większych płytkach. Akcesoryczną rolę odgrywają *apatyt*, *tlenki żelaza*, *tytanit*, relikty *granatu* oraz okrągławe skupienia drobniutkich łusek jasno-oliwkowego biotyty przedstawiające prawdopodobnie pseudomorfozy po granacie.

Paragnejs z punktu *b* różni się poważnie wykształceniem skaleni. I tu przeważa *oligoklaz*, często z wyraźną odwróconą budową pasową (główna masa około 11% An, ostro odgraniczona obwódka do 22% An). Jest on tu jednak wybitnie pertytowy, z regularnymi i jednostajnymi włóknikowatymi przerostami skaleni potasowego w postaci tak charakterystycznej dla granulitów. Stopień tej pertytyzacji jest różny w rozmaitych ziarnach plagioklazu, niektóre zaś są jej całkowicie pozbawione. Jedne ziarna tylko w części są gęsto pertytowe, reszta ich jest jednorodna z nor-

malnym albitowym prążkowaniem bliźniaczym (pl. XV, fot. 5). Inne ziarna są w całości jednostajnie i gęsto włókienkowe przedstawiając wygląd *mezopertytów* właściwych granulitom (pl. XV, fot. 6). Takie twory zwykle się w petrografii interpretować jako produkty odmieszania skałeni potasowo-sodowych. Tu jednak mamy dowody, że powstały one z infiltracji skałeni potasowego w plagioklaz, czyli że są one swoistym przejawem *metasomatozy potasowej*. Widzimy bowiem, jak miejscami włókna grubieją w żyłki nieforemne i jak rozpoczynają się od brzegów ziarn, gdzie w intergranularach ukrywa się trochę odrębnego *skalenia potasowego*. Są też przejścia od włókien poprzez żyłki do dużych i niekształtnych wżerów i plam, penetrujących ziarna plagioklazu od zewnątrz i tam rozrastających się w sposób tak charakterystyczny dla gnejsów gierałtowskich. Natomiast tworzenie się myrmekitu należy w tej skale do wyjątków.

Z łyszczyków przeważa wybitnie czerwono-brunatny *biotyt*, przeważnie w cienkich łusczkach prawie równoległe zagęszczonych w podługowate skupienia zlepione plagioklazem. W mniejszych ilościach występuje bardzo blade żółtawozielonkawy, zupełnie jednoosiowy *fengit*, w grubszych przeważnie płytkach zamykający nierzadko drobne biotyty, sam zaś wyzerany przez plagioklaz. Falisto równoległe przebiegają przez skałę pasy zubożone w biotyt, a złożone niemal wyłącznie ze skałeni i kwarcu. Są to właśnie owe białawe warstewki dostrzegalne megaskopowo.

Amfibolit przytykający do przekładki gnejsowej nie zdradza żadnych śladów pochodzenia eklogitowego. Próbką z punktu c przedstawia banalny i zwykły amfibolit z drobnymi, dość równymi i nieuporządkowanymi słupkami szarooliwkowozielonej *hornblendy*, drobnymi, czystych ziarnek *plagioklazu* i skupiających się lokalnie malutkich płytek czerwono-brunatnego *biotytu*. Dość dużo tu *tytanitu* w osobnych ziarnkach lub agregatowych oskorpicieniach czarnych tlenków żelaza. Osobliwością są sporadyczne duże *cyrkony* wywołujące swą promieniotwórczością w *hornblendzie* przyciemnione barwy i wzmocnienie pleochroizmu. Natomiast w punktach d i e oprócz drobnych słupków *hornblendy* występują też większe ksenoblasty, często poikiloblastyczne, w których domyślać się można pierwotnego *karyntynu*. Amfibolity z tych punktów zraśćają się ze skałami bogatszymi w skałenie, kwarc i biotyt, a uboższymi w *hornblendę*, które należy wyróżnić nazwą *paragnejsów hornblendowo-biotytowych*.

W *paragnejsach* tych zwyczajna zielona *hornblenda*, zupełnie podobna jak w amfibolite, stowarzyszona jest z dorównyującym jej

ilościowo czerwono-brunatnym *biotytem*, nie powstałym z *hornblendy*, lecz pierwotnym. Oba te minerały, w zmiennej proporcji ze sobą zmieszane, mają skłonność do koncentrowania się w niewyraźne warstewki poprzedzielane warstewkami o wybitnie przewadze jasnym minerałom, tj. plagioklaz i kwarcu, gdzie są one silnie rozcieńczone. Kwarc tworzy zwykle mozaikowe ziarna, często skupiające się w gniazda lub nawet w pourywane laminy równoległe do kontaktu z amfibolitem, poza tym zaś tworzy niezliczone drobne wrostki sitowo przetykające plagioklaz. *Plagioklaz* ma skład andezynu (35—45% An) i tworzy ksenoblasty bardzo różnej wielkości, niektóre duże, wciskające się zatokowato pomiędzy inne minerały i wyraźnie je korodujące, a potem zamykające je w postaci wrostków. Zwłaszcza morfologia ziarn *hornblendy* i płytek *biotytu* świadczy wyraźnie o takiej korozji. Wrostki kwarcu w plagioklazu, niektóre większe, przeważnie jednak drobnutkie i gęste, okrągławe lub robaczkowate, czasami przypominające myrmekit, czasami przerosły mikrogranofirowe ze zgodną na pewnych polach orientacją optyczną, są również objawem korozji kwarcu przez plagioklaz. Nie mają genetycznie nic wspólnego z myrmekitem. Skałeni potasowego nie ma ani śladu. Takie same duże sitowo kwarcem przetkane andezyny pojawiają się również w przyległych partiach amfibolitu. Trudno wątpić, że skała ta jest osobną warstewką sedymentu, która wraz z sąsiednimi warstwami o innym składzie doznała w toku metamorfozy feldspatyzacji plagioklazowej.

Amfibolit w stropie wtrącenia *paragnejsowego* (f) nie zdradza również żadnych śladów pochodzenia eklogitowego. Był to więc od razu amfibolit, lecz genetycznie o tyle związany z eklogitami, że zawierający dobrze zachowany *karyntyn* w postaci dużych ksenoblastów obficie podziurawionych sporymi wrostkami kwarcu i plagioklazu, w środku jeszcze jasnobrunatnooliwkowych, po brzegach pozieloneńskich (amfibolit z *karyntynem*). Przeważa jednak *zwykła hornblenda*, brudnozielona, w małych ziarnkach pozazębionych z plagioklazem, z przejściami do blastów większych obfitujących we wrostki. Z jasnym minerałom obfity *oligoklaz* (około 20% An) i *kwarc* tworzący drobne mozaikowate skupienia. Dość dużo też wyblakłego zwermikulityzowanego lub schlorytyzowanego *biotytu*. *Rutyl* i obfitsze czarne *tlenki żelaza*, charakterystyczny zupełny brak *tytanitu*.

Dopiero dalej od stropu wtrącenia *paragnejsowego* (punkty g i h) pojawiają się amfibolity obfitujące w granat i wyraźnie zdradzające pochodzenie eklogitowe (*amfibolity eklogitowe z karyntynem*). Amfibole są tu różni-

cowane na cztery genetycznie różne rodzaje: 1. *Duże blasty jasnooliwkowobrunatnawego karyntynu* zamykające w sobie drobne granaty, rutyle, zoizyty, apatyty i robaczkowo drobnodiablastyczne agregaty stanowiące pseudomorfozy po wrostkach omfacytu. 2. *Delikatne pręciki niebieskozielonej hornblendy* wtórnie wytworzone z granatu i nieraz tworzące dookoła nagryzanych ziarn tegoż równoległe promieniste frędzle w tle plagioklazowym. 3. *Agregaty diablastyczne bladzielonej hornblendy* z nie wyodrębnionym tłem plagioklazowym, będące produktem amfibolizacji omfacytu. 4. *Mocno oliwkowozielona hornblendy* będąca produktem rekrytalizacji odmian 2 i 3 w tle wyodrębnionego oligoklaz (około 20% An), często wykształcająca automorficzne ścianki słupowe (110).

Granaty odznaczają się obfitością nieoznaczalnych ciemnych i jasnych wrostków, skutkiem czego często stają się one zupełnie mętne. Gdy tkwią w środku poikiloblastów karyntynu, są przez nie dobrze chronione, poza nimi są energicznie atakowane. W końcu pozostają po nich okrągławe pseudomorfozy składające się z zasadniczego tła agregatowego nieoznaczalnego plagioklaz, w którym w zmiennym zagęszczeniu tkwią drobne pręciki hornblendy, łuseczki bladooliwkowobrunatnego biotyty, niekiedy zresztą schlorotyżowane, i inne nieoznaczalne wtórne produkty (pl. XVI, fot. 1). Często w środku takiej pseudomorfozy tkwi jeszcze większy lub mniejszy relikty granatu (pl. XVI, fot. 2). Również zoizyt jest dobrze zachowany tylko w postaci wrostków w karyntynie, natomiast wśród diablastycznych agregatów wtórnej hornblendy otacza się mętną szarą obwódką nieoznaczalnego wtórnego agregatu. *Kwarc* pospolity, poza wrostkami w karyntynie i granacie często stowarzyszony z oligoklazem lub skupiony w mozaikowe gniazdko. Dość liczny jest *apatyt*, *rutyl* dobrze zachowany tylko w postaci wrostków w karyntynie lub granacie, poza tym przeważnie czerniały na ilmenit, z cienkimi skorupkami agregatowego tytanitu.

W próbce *h* pojawia się obfity jasnorudobrunatny *biotyt* w dwojakim wykształceniu: 1. Jednorodne blaszki i płytki zachowane w postaci nienaruszonej tylko we wnętrzu blastów karyntynu (prawdopodobnie biotyt pierwotny); 2. Symplektytowe agregaty takiego samego biotyty w postaci nieforemnych, czasem robaczkowatych elementów zlepionych tłem plagioklazowym, tworzące często wydłużone przekroje, niby pseudomorfozy po jakimś innym mineralu (sądząc po obserwacjach eklogitów innych miejsc — po jasnym łyszczyku).

A m fibolity ze spągu wtrącenia paragnejsowego (*i*) swym megaskopowym wyglą-

dem przypominają prawdziwe eklogity. Są to drobnoziarniste brudnoszare skały z dobrze pod lupą dostrzegalnymi granatami, które koncentrując się miejscami powodują brunatno-różowe odcienie barwne. Widać tu też paromilimetrowe białawe warstewki i żyłki, w których obrębie czarne ziarna hornblendy urastają do większych wymiarów. Są też warstewki ciemnoszare, prawie afaniczne, przypuszczalnie bogatsze w hornblendę i czerwono-brunatnawo bogatsze w granat. Podstawowa skała przedstawia typowy *amfibolit eklogitowy z karyntynem* z jasnymi laminami zubożonymi w granat i hornblendę, a wzbogaconymi w oligoklaz i kwarc. W pewnej partii bardzo drobnoziarnistej, ubarwionej szaro-różowo, hornblendy prawie zanika, a tłem dla obfitego granatu są tylko kwarc i plagioklaz, skutkiem czego skała przyjmuje skład granulitowy (patrz tabela 15D nr 47). W partii objętej szkicem (fig. 15) właściwego eklogitu z zakonserwowanym omfacytem nie znaleziono. Lecz w przedłużeniu tej samej ławicy w górę skałki *I* wykryto *relikty eklogitowy* z częściowo zachowanym omfacytem (próbka *j*), którego skład ilościowy podany jest w tabeli 15A nr 6. Typowy amfibolit eklogitowy z punktu *i* na figurze 15 ma ilościowy skład mineralny wymieniony w tabeli 15C pod numerem 31.

Tekstura bywa całkiem bezładna albo słabo kierunkowa dzięki zagęszczaniu się drobnych granacików w równoległe smugi. *Granaty* nienaruszone tylko wewnątrz karyntynu, często zamykające drobne wrostki rutylu, kwarcu, oligoklaz, poza tym wyraźnie nagryzane przez *diablastyczne agregaty amfibolowe* po omfacycie, które zajmują najwięcej miejsca w skale i lokalnie rekrytalizują na drobne blasty *wtórnej bladzielonej hornblendy*. Liczne są duże poikiloblasty *karyntynu* zamykające większe i mniejsze nieuporządkowane ziarna granatu, oligoklaz, kwarcu, diablastyki amfibolowej po omfacycie, blaszki biotyty, słupki zoizytu i rutyl. Sporadycznie spotykano tu ocalałe od biotytyzacji drobne płytki *jasnego łyszczyku*. *Biotyt* rudobrunatny przeważnie przeobraża się w jakieś wermikulitowe produkty, przy czym bez zmiany barwy i pleochroizmu wybitnie słabnie w nim dwojłomność, a następnie przechodzi w prawie bezbarwny chloryt. *Zoizyt* pojawia się tylko w niektórych partiach skały w postaci dłuższych lub krótszych słupków. Nietknięty jest on tylko w obrębie poikiloblastów karyntynu, poza tym przeobraża się w mętne, szare, kryptokrystaliczne agregaty nieznanej natury. *Rutyl* nierównomiernie rozsiany w postaci nieforemnych większych i mniejszych ziarenek, lokalnie skoncentrowany, wydziela wtórnie

ilmenit, a czasem otacza się cieniutkimi rąbkami tytanitu.

Kwarc przeważnie nieliczny w postaci drobnych wrostków w karyntynie i diablastyce amfibolowej lub towarzyszący oligoklazowi w interstycjach między barwnymi minerałami. *Oligoklaz* o składzie wahającym się koło 20% An znacznie obfitszy, przerasta się z kwarcem, karyntynem i diablastyką amfibolową po omfacycie. Główna jego część nie wydzieliła się wtórnie przy amfibolizacji omfacytu, lecz istniała już w pierwotnym eklogicie, krystalizując nieco przed karyntynem lub równocześnie z nim. Dowody na to mamy w eklogitach o zachowanym omfacycie i przy sposobności ich opisu omówione będzie zagadnienie możliwości równowagi omfacytu z kwaśnym plagioklazem.

W paromilimetrycznych białawych żyłkach biorą udział duże ziarna tego samego oligoklazu i kwarcu oraz odosobnione duże automorficzne blasty karyntynu. Większe wymiary osiągają też sporadyczne zoizyty. Ilość granatu znacznie się tu redukuje, ziarna diablastyki po omfacycie i rutyl znikają prawie zupełnie. Granice żyłek z amfibolitem są nieostre i zatokowato zazębione. Ze stopniowym zmniejszaniem się ziarna przechodzą one w amfibolit, który jednak staje się tu grubiej ziarnisty, bogatszy w duże ziarna karyntynu i plagioklazu, a uboższy w granat i diablasty amfibolowe po omfacycie. Najślusniejsze chyba wydaje się uważać te żyłki za produkt dyferencjacji metamorficznej, a więc za rodzaj *sekrecyjnego pegmatoidu metamorficznego* wydzielonego w późnym etapie ewolucji metamorficznej skały i koncentrującego najdłużej ruchliwe i najpóźniej krystalizujące składniki, w każdym razie jednak jeszcze przed początkiem wtórnej amfibolizacji eklogitu.

Później, już po amfibolizacji, powstałe w skale szczelinki zostały wypełnione *prehnitem* i to w dwu generacjach: Starsze szczelinki, połączone z drobnymi przesunięciami uskokuwymi, wypełnione grubszymi żyłkami prehnitu grubokrystalicznego, lecz szaro przyprószonego, mętnego. Młodsze cieńsze szczelinki, przecinające poprzednie, wypełniły się prehnitem klarownym, drobno- i równokrystalicznym. Tu i ówdzie widać też skąpe plamki i infiltracje brunatno żółtego *adularu*, powodujące w sąsiadujących plagioklazach serycytyzację.

Wtrącenia paragnejsowe w amfibolizatach natury przewartwień osadowych, których przykład dobrze odsłonięty opisano dokładnie powyżej, spotyka się w wielu innych punktach wzgórza 647 m. Oto kilka dopełniających opisów ważnych dla odczytania formy i genezy całego ciała eklogitowo-amfibolitowego wśród gnejsów gierałtowskich.

Ciemnoszarzielony *amfibolit eklogitowy* ze stromej północno-wschodniej skarpy wzgórza wykazuje kilka równoległych warstewek jasnoszarych, drobnoziarnistych, o wygładzie apłitowym lub kwarcytowym, grubości zmiennej od 0,2 do 2 cm. Trudno wątpić, że chodzi tu o sedymentacyjne warstwowanie z rytmicznie zmienną jakością materiału. W amfibolicie przeważa grubodiablastycznie plagioklazem przerosła hornblenda wtórna, a w niej lokalnie partie robaczkowatych symplektytów piroksenowych czasem przekrystalizowanych w agregaty o dość uporządkowanej orientacji, stanowiących wcześniejszy produkt zaatakowania omfacytu. Duże, lecz nieliczne poikiloblasty karyntynu zamykają drobne granaty oraz ziarna piroksenowego symplektytu ocalałe od amfibolizacji. Poza tym ziarna granatu są liczne, lecz mocno ponadżerane. Jasne składniki, tj. pierwotny oligoklaz o składzie zmiennym w różnych ziarnach (16—18, 20, 23, brzegi do 31% An) oraz kwarc koncentrują się w porrywanych równoległych laminach, a w ich obrębie pręciki zrekrystalizowanej hornblendy i zoizytu także porządkują swe położenia.

Jasne warstewki mają skład *paragnejsu oligoklazowego*, z niewielką ilością biotyty i powyżeranych ziarn oliwkowej hornblendy, nadto z nielicznymi relikdami skorodowanego granatu i mętnymi pseudomorfozami po zoizycie. Skład plagioklazu podobny jak w amfibolicie, lecz szczególnie nierówny, plamiście zmienny. Alternujące z gnejszem warstwy amfibolitu mają hornblendę lepiej przekrystalizowaną, bez śladów symplektytów piroksenowych, nieliczne już tylko relikty granatu i dość dużo biotyty. Wszystkie barwne minerały są tu wybitnie rozcieńczone w tle plagioklazu i kwarcu, tak że skład mineralny jest pośredni pomiędzy główną masą a warstewkami paragnejsowymi.

W innej próbce amfibolitu z tego samego miejsca podobna warstewka paragnejsowa, zawierająca szczególnie dużo zoizytu, wykazuje osobliwy rozwój plagioklazu i to dwojakiej natury. *Oligoklaz pierwotny* o mało zmiennym składzie (16—20% An) wykazuje w większości ziarn delikatne równoległe włókienka skalenia potasowego, a więc wyjątkowo subtelną i regularną *strukturę antypertytową*. Powstanie tego na drodze odmieszania jest zupełnie nieprawdopodobne w takiej skale, tym bardziej że nie wszystkie ziarna wykazują to zjawisko. Należy raczej przypuścić, że chodzi tu o zjawisko wtórnej infiltracji potasu w strukturę oligoklazu. Znamienne jednak, że osobnych ziarn skalenia potasowego nigdzie się nie spotyka. Istnieje w tej skale również inny plagioklaz bliski składem albitowi, młodszy i wtórny, zamykający gromadki zgodnie zorientowanych łuseczek jasnoczerwono-brunatnego biotyty. Jest to pla-

gioklaz, który wypierał płytki łyszczyku, podobnie jak to opisywano w innych występowaniach eklogitowych, szczególnie we wkładkach paragnejsowych wśród amfibolitów Międzygórze (patrz str. 79). Prawdopodobnie potas uwalniany przy wypieraniu łyszczyków infiltrował sąsiednie starsze oligoklasy i produkował z nich antypertyty.

W rozsypanym na bloki skałce VI tuż pod samym grzbietem, wśród bogatego w karyntyn amfibolitu eklogitowego zawierającego biotyty wtórny po jasnym łyszczyku, zoizyt i relikty dystenu, tkwi parocentymetrowa wkładka bezkierunkowej jasnokremowoszarej skały o wyglądzie aplitowym. Studium mikroskopowe wykazuje, że jest to *sfeldspatyzowany kwarcyt* pochodzenia niewątpliwie osadowego.

Ponad 60% skały stanowi dość gruba ksenoblastyczna mozaika ziarn *kwarcu*. Pomędzy nimi ksenomorficzne i rozgałęzione przekroje mętnego nieoznaczalnego skalenia o wyglądzie zserycytyzowanego *plagioklazu*. W międzyziarnowych zakątkach między ziarnami kwarcu i dokoła mętnych plagioklazów, często w postaci plam i zatok w tychże, rozwinął się o wiele czystszy skałek *potasowy*. Dość dużo jest też *muskowitu*, w grubszych płytkach lub mniejszych blaszkach, zawsze odgrodzonych od kwarcu skaleniami. Płytki tkwiące wewnątrz skaleni są zwykle przez nie zatokowo skorodowane, często rozdzielone na fragmenty lub drobne strzępy o zgodnej orientacji. Są to niewątpliwie oznaki stopniowego wypierania łyszczyku przez te skalenie. W plagioklazach, oprócz różnie zorientowanych kłaczek serycytu i reliktowych strzępków wypartego muskowitu w orientacji równoległej, tkwią też rzadkie łuseczki wyblakłego *biotytu* i wrostki lub żyłki *prehnitu*. Akcesorycznie trafiają się szkieletowe i rozczłonkowane granaty, allanit i apatyt.

Można sobie wyobrazić, że pierwotnie skała ta tworzyła piaszczyste przewarstwienie w obrębie osadów, które utworzyły później serię eklogitowo-karyntynitową. Pierwotny osad zawierał zapewne oprócz kwarcu sporo substancji hydromikowej, która w pierwszym etapie metamorfizmu, współcześnie z tworzeniem się serii eklogitowo-karyntynitowej dostarczyła muskowitu, podrzędnie też biotyty. Wytworzyło się więc wtrącenie kwarcytu mikowego wśród eklogitu karyntynowego z fengitem, zoizytem i dystenem. Później uruchomienie w całej serii kwaśnego plagioklazu doprowadziło ten składnik do wtrącenia kwarcytowego i spowodowało w nim wzbogacenie w plagioklaz kosztem łyszczyków i częściowo kwarcu. Jeszcze później wędrówka i dopływ potasu spowodowały serycytyzację plagioklazu i dalej stopniowe wypieranie jego przez skałek potasowy.

W rozległym blokowisku amfibolitów eklogitowych na SE od szczytu 647 m znajdowano także okazy jasno ubarwionych przewarstwień w tych skałach. Jedną okazała próbka przedstawia czarniawy afaniczny *amfibolit diablastyczny wielokrotnie przewarstwiony jasnożółtawoszarą aplitowatą skałą* o zmiennej strukturze i zmiennej grubości warstw (0,5—2 cm). Międzyległe warstwy amfibolitu są wyraźnie rozjaśnione, jak gdyby mieszane lub sfeldspatyzowane. Granice amfibolitu i aplitoidu nieostre, zawile zazębione. W amfibolicie nie ma już ani śladu granatu, lecz wyraźne w wielu miejscach struktury diablastyczne, choć przeważnie przekryształizowane w grubsze przerosty bladozielonej hornblendy z plagioklazem, niewątpliwie wskazują na pochodzenie eklogitowe. Dość dużo jest tu kwarcu w oddzielnych ziarnach lub mozaikowych smuzkach. Hornblenda obficie przerośnięta blaszkami bladego chlorytu, w którym miejscami jeszcze widać ślady brunatnego zabarwienia, co wskazuje na ich pochodzenie z biotyty. Zaskakujący jest zupełny brak jakichkolwiek minerałów tytanowych.

Przewarstwienia aplitoidowe przedstawiają zmienną skałę heterogeniczną o ogólnym typie *paragnejsu plagioklazowego*, lecz o znamionach skomplikowanej ewolucji metasomatycznej. Składają się one głównie z kwarcu w ziarnach łączących się często w laminki równoległe do kontaktu z amfibolitem oraz z dość czystych, nie zserycytyzowanych plagioklazów o bardzo zmiennym składzie i formie wykształcenia. Są tam drobne ziarna i duże blasty mackowato rozgałęzione i zazębające się z otoczeniem. W małym blaszce oznaczono skład 27% An z dużą ekscentryczną plamą prawie czystego albitu. W jednym z dużych blastów stwierdzono skład dość wyrównany około 14% An. Większość plagioklazów — choć nie wszystkie — wykazuje osobliwe wrostki i przerosty. Duże okrągławe wrostki kwarcu są jak wszędzie pospolicie spotykane. Oprócz tego jednak wiele ziarn dużych i małych zawiera delikatne i gęste robaczki kwarcowe przypominające myrmekit, często dywergentnie z pewnych centrów się rozchodzące, albo krótkie pourywane pałeczki na pewnych polach zgodnie wygaszające i skutkiem tego przypominające przerosty mikropegmatytowe (pl. XVI, fot. 3 i 4).

Niezależnie od tego niektóre ziarna — zwłaszcza większe — wykazują cieniutkie, równoległe ułożone włókienka skalenia potasowego, dające typowy obraz *antypertytów* z odmieszania (pl. XVI, fot. 5). Nawet w jednym i tym samym ziarnie plagioklazu bywają partie gęsto antypertytowe, inne zaś rzadko lub wcale nie poprzerastane. Zdarzają się ziarna, gdzie mikrointerpozycje kwarcowe i antypertytowe występują obok siebie, choć zwykle w innych par-

tiach, częściej jednak przywiązane są one do ziarn odrębnych. Znamienne, że nigdzie nie widać skalenia potasowego w ziarnach oddzielnych.

Wśród takiej mozaiki kwarcowo-skaleniowej rozsiane są plamy plagioklazu bardzo drobno-kryształicznego i zmętniałego od serycytyzacji, w których tkwią grupkami cienkie, zwykle równolegle ułożone blaszki wyblakłego biotyту. Muskowitu nie ma wcale. Są to przypuszczalnie partie, w których plagioklaz wtórnie wyparł łyżczyki, tak jak to obserwowano wielokrotnie w innych miejscach. Być może właśnie z wypartych łyżczyków uwolniony potas dokonywał antypertytyzacji plagioklazów.

Kilka przytoczonych i szczegółowo opisanych przykładów wystarczy do stwierdzenia, że przedstawienie na dotychczasowych mapach geologicznych pasa „metabazytów” w postaci jednolitego ciała geologicznego, niby żyły intruzyjnej, jest niezgodne z rzeczywistością. W istocie obserwujemy tu wśród skał eklogitowo-amfibolitowych niezliczone drobne i zgodne z przedstawieniem metasedymentów w dzisiejszej postaci sfeldspatyzowanych kwarcytów i paragnejsów. Bardzo dokładne skartowanie geologiczne tego pasa dostarczyłoby więc zupełnie odmiennego obrazu, pozwalającego właściwie odtworzyć formę geologiczną tych skał i ich stosunek geometryczny względem otaczających gnejsów.

Moje dotychczasowe obserwacje nie wystarczają do tego celu. Dają one jednak podstawy do przypuszczenia, że całość około 100-metrowej serii eklogitowo-amfibolitowej okolic Strachocina wraz z interkalacjami paragnejsowymi przedstawia uwarstwione osady. Jest zupełnie nieprawdopodobne, aby materiałem wyjściowym dla skał eklogitowo-amfibolitowych mogły być gabroidalne intruzje magmowe lub lawy wulkaniczne. Mogły nim być albo pokłady tułów bazaltowych, albo pokłady żelazisto-dolomitczno-margliste, z rytmicznymi przewarstwieniami mułkowo-piaszczystymi, przy czym ta druga ewentualność wydaje mi się bardziej prawdopodobna. Cała ta seria byłaby więc syngenetycznym poziomem litologicznym w grubej geosynkinalnej serii osadowej, która dostarczyła całego kompleksu gnejsów gierałtowskich.

W serii eklogitowo-amfibolitowej odbywały się skomplikowane i wieloetapowe przeobrażenia metamorficzne, połączone z objawami dyferencjacji metamorficznej i metasomatyizmu. Reakcje kolejnego wypierania jednych minerałów przez drugie, opisane powyżej w przewarstwieniach paragnejsowych, okazały się bardzo różnorodne i skomplikowane i nie mogły na razie uzyskać pełnego wyjaśnienia. Wymagałoby to o wiele bardziej drobiazgowych studiów

specjalnych opartych na znacznie szerszym ze-spole metod badawczych niż zastosowane dotąd przeze mnie.

Skały karyntynitowo-eklogitowe i ich produkty amfibolityzacji

Skały te budują główną masę opisywanego pasa metabazytowego okolic Strachocina. Zajmują one pod względem petrograficznym pozycję zupełnie osobliwą, wyraźnie wyróżniającą się wśród skał eklogitowych innych wystąpień w obrębie metamorfiku Śnieżnika. Odznaczają się one bowiem dwiema cechami: 1. Do właściwej paragenezy eklogitowej, tj. granat + piroksen jednoskośny zbliżony do omfacytu, dołącza się zawsze karyntyn ilościowo często przeważający nad piroksemem lub nawet prawie całkowicie go zastępujący, skutkiem czego zjawiają się skrajne ogniwa zasługujące na nazwę karyntynitów; 2. Prawie zawsze pojawia się plagioklaz pierwotny, tzn. nie uzależniony od wtórnego rozpadu omfacytu, nierzadko w poważnej ilości. Piroksen jest tu stosunkowo krótkotrwały, szybko ulega korozji i łatwo przeobraża się w diablastyczne agregaty amfibolowe, które dalej łatwo rekrytalizują we wtórną zieloną hornblendę. Skutkiem tego relikty eklogitowe są małe i w terenie niełatwe do wykrycia wśród przeważających mas amfibolitowych.

Omawiane wystąpienie stanowi więc szczególnie wdzięczny obiekt badania stosunków genetycznych pomiędzy eklogitami a amfibolitami: z jednej strony możliwości *pierwotnego różnicowania się skał od eklogitów poprzez eklogity karyntynowe do karyntynitów*, oraz z drugiej strony *wtórnego różnicowania się od eklogitów poprzez amfibolity eklogitowe i diablastyczne do amfibolitów zwyczajnych*. Zagadnieniu temu poświęciłem dwa specjalne artykuły (1963, 1964d), w których jednak skały obecnie omawiane nie mogły być jeszcze uwzględnione. Dane poniżej przedstawione dostarczają cennych uzupełnień i nowych pozytywnych argumentów dla wyrażanych dawniej moich poglądów. Zagadnienie jednak jest tak trudne i skomplikowane, że potrzeba dalszych specjalnych studiów dla pełnego i nie budzącego wątpliwości jego rozwiązania.

Zmienność składu mineralnego omawianych skał w obu seriach różnicowania — pierwotnej i wtórnej — starałem się uchwycić przy pomocy licznych analiz mikrometrycznych. Z ogólnej ich liczby 51, 34 wykonałem osobiście, 17 zaczerpnąłem z pracy dyplomowej P. Wesołowskiego (1956). Dane te zebrane są w tabeli 15 rozbitej na 4 części: A — *Eklogity niezbyt bogate w karyntyn* (stosunek omfacyt + produkty jego rozkładu: karyntyn > 3), B — *Eklogity*

bardzo bogate w karyntyn (stosunek powyższy < 3), C — *Amfibolity*, w których piroksen uległ całkowitej amfibolizacji, D — *Karyntynity* i przekładki różnych innych skał, głównie paragnejów. W tabelach 15A i 15B skały uporządkowane są według stopnia zaniku amfibolizującego się piroksenu, w tabeli 15C — według zaniku granatu, w tabeli 15D według wzrostu karyntynu. Analizy próbek zebranych w terenie osobiście przeze mnie mają pod numerami bieżącymi tabeli podaną sygnaturę punktów pobrania według szkicu terenowego (fig. 14). Dane tabeli posłużyły do wykonania zbiorczego wykresu tetraedrycznego (fig. 17), który zostanie omówiony i zinterpretowany przy końcu niniejszego rozdziału. Proporcje liczbowe poszczególnych rodzajów skał w tabelach nie mają żadnego związku z ich ilościowymi proporcjami w terenie. Eklogity bowiem były analizowane szczególnie pilnie ze względu na całość problematyki niniejszej pracy, jest ich więc w tabelach 45%, podczas gdy w budowie terenu uczestniczą, według mojej oceny, co najwyżej w 5%.

W tabeli 16 zestawiono analizy chemiczne kilku typowych skał tej serii oraz wyodrębnionych z nich głównych barwnych minerałów.

Eklogity z lepiej zachowanym piroksenem przedstawiają pod względem megaskopowym dwa różne typy, oba zupełnie niepodobne do eklogitów zwyczajnych innych znanych wystąpień krajowych i zagranicznych. Mamy je przedstawione na fotografiach (pl. V, fot. 1 i 2).

Typ F (pl. V, fot. 1) z dużymi poikilitycznymi porfiroblastami brunatnoczarnego karyntynu w stosunkowo jasnym, szarym lub zielonkawoszarym tle bardzo drobnociarnistym, złożonym z wszystkich innych poza karyntynem minerałów. Typ ten megaskopowo odróżnia się dość wybitnie od amfibolitów i jest łatwiej wykrywalny w terenie. Przypomina on na pierwszy rzut oka niektóre odmiany typu A z Wojtówki wykazujące większe poikiloblasty karyntynu w jasnym, prawie afanicznym tle (pl. I, fot. 1); różni się jednak od nich brakiem porfiroblastów omfacytowych, widocznością drobnych granatów i stałą obecnością pierwotnych plagioklazów w tle. W tabelach analiz mikrometrycznych próbki tego typu oznaczone są przy numerze porządkowym symbolem (F).

Typ G (pl. V, fot. 2) — równociarnisty, przeważnie drobnociarnisty, z izometrycznymi drobnymi i błyszczącymi ziarnami karyntynu i małutkimi brudnoczerwonymi ziarnkami granatu, zlepionymi szarym tłem innych składników. Nie jest podobny do żadnego innego typu eklogitów. Ze względu na ciemną barwę i drobnociarnistość jest w poszukiwaniach terenowych trudno rozpoznawalny wśród przeważających mas amfibolitowych.

W obu typach nierzadko dostrzega się mniej lub więcej wyraźne ślady laminacji i kierunkowego uporządkowania niektórych składników, lecz równie pospolite są też tekstury zupełnie masywne.

Jak widać z tabel 15A i 15B, stałymi składnikami mineralnymi eklogitów są granat, karyntyn, omfacyt w zmiennym stopniu zaatakowany i wyparty przez kryptodiablastyczne agregaty amfibolowe, kwarc i rutyl. W większości skał obecne są nadto: jasny łyszczyk (w znacznej części lub całkowicie wyparty przez symplektyty biotytowe), dysten, zoizyt oraz pierwotny oligoklaz. Charakterystyczne, że rozwój dużych poikiloblastów karyntynu (typ F) zaznacza się przede wszystkim w skałach, gdzie karyntyn znacznie ustępuje ilościowo omfacytowi (liczonemu wraz z jego produktami amfibolizacji) i gdzie jasny łyszczyk jest nieobecny lub występuje w małej ilości.

Granat występuje na ogół w ilości mniejszej niż w eklogitach z innych punktów metamorfizmu śnieżnickiego, normalnie nie dochodząc do 30%, a nierzadko spadając poniżej 20% obj. skały. Granaty są bardzo rozmaicie wykształcone nie tylko w różnych skałach, lecz nawet w tej samej płycie cienkiej. Większość ziarn bardzo zmienna, od dużych do całkiem drobnych, te ostatnie zwłaszcza w formie wrostków w poikiloblastach karyntynu. Na ogół przeważają ziarna nieforemne, często ząbione z otoczeniem, prawidłowe kształty dwunastościanów rombowych zdarzają się częściej tylko w przypadku zamknięcia zewsząd przez jasne minerały, tj. kwarc i plagioklaz.

W większości obserwujemy obfitość różnych wrostków w granacie, czasem do tego stopnia, że ziarna jego stają się mętne i niejednorodne (pl. XVI, fot. 6). Tylko drobne ziarna bywają niekiedy całkiem klarowne. Rozmieszczenie wrostków rozmaite. Czasem są one rozsiane w całym ziarnie, czasem tylko w środku zostawiając czystą obwódkę, kiedy indziej z jednego boku ziarna. Bywają przypadki zagęszczania się wrostków we współśrodkowe pasy lub smugi. Wrostki mogą być ciemne i jasne, jedne i drugie zbyt drobne, by można było określić ich naturę mineralogiczną. Często jednak rosną one do większych rozmiarów umożliwiając ich oznaczenie. Z ciemnych wrostków oznaczalnych najczęstszy jest rutyl, niekiedy szczególnie skoncentrowany w pewnych ziarnach granatu w postaci gęstych i grubych przerostów (pl. XVII, fot. 1). Z jasnych częsty jest kwarc, plagioklaz, karyntyn lub inne amfibole, nierzadko zoizyt, rzadkie: dysten, piroksen, muskowitz i cyrkon. Szczególnie duże bywają wrostki karyntynu optycznie niczym nie różniące się od osobnych blastów karyntynowych, często zamkniętych w sobie granaty. Czasami można

Tabela 15B

Skład mineralny eklogitów karyntynowych ze Strachocina (f) i ich produktów amfibolizacji (w porządku rosnącego stopnia rozpadu omfacytu) (% obj.)

Mineral composition of the carinthine eclogites from Strachocin (f) and of their products of amphibolization (volume per cent)

Numer porządkowy i typ megaskopowy próbki	13 (G)	14 (G)	15 (F)	16 (G)	17 (G)	18 (F)	19 (F)	20 (G)	21 (G)	22 (G)	23 (G)
Lokalizacja na figurze 14	Xa	XV ₆		XIII		XIV	IXa	VII	Xc	IIIa	XII
Granat	24,9	20,5	28,6	18,7	16,0	29,2	41,3	16,3	16,5	19,3	14,4
Omfacyt	13,3	12,0	11,9	9,7	9,0	6,7	5,6	3,3	1,6	0,6	0,4
Diablastyka po omfacycie	7,5	18,4	23,8	20,1	33,6	33,4	25,3	35,7	18,3	36,7	12,9
Hornblenda wtórna	0,3	—	—	—	1,1	—	1,8	0,6	—	1,3	11,8
Karyntyn	39,8	31,9	22,5	28,6	20,0	14,8	12,6	25,8	32,1	14,7	46,1
Jasny łyszczyk	—	0,7	—	1,1	0,5	0,3	—	ślad	2,2	—	—
Biotyt diablastyczny	0,4	2,2	—	6,0	2,1	ślad	—	2,3	5,1	8,1	2,6
Dysten	1,8	1,0	—	3,1	3,8	0,1	—	4,4	ślad	4,1	0,6
Agregaty wtórne po dystenie	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
Zoizyt	0,6	5,7	5,5	1,6	—	7,4	—	0,1	7,8	0,6	—
Kwarc	10,3	0,4	5,5	9,9	11,7	4,8	4,1	8,3	11,3	7,7	10,6
Oligoklaz pierwotny	—	1,1	0,5	0,5	1,6	2,1	4,6	3,2	4,4	6,1	—
Rutyl	0,4	0,2	1,4	0,4	0,1	1,1	3,5	ślad	0,8	0,1	ślad
Tlenki żelaza	0,3	0,1	0,3	ślad	0,2	ślad	0,6	—	—	—	—
Tytanit	—	—	—	—	—	ślad	—	—	—	—	—
Piryt	0,3	ślad	—	—	0,3	—	ślad	ślad	ślad	0,2	0,1
Apatyt	ślad	—	—	ślad	—	—	0,1	—	ślad	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	ślad
Plagioklaz wtórny	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Prehnit	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
E	44,5	38,7	46,3	36,6	30,8	41,7	51,4	23,1	24,8	25,2	17,3
C	46,3	38,0	25,8	36,8	24,5	17,2	13,8	30,4	44,0	18,6	53,9
A	9,2	21,9	27,3	25,9	42,7	38,7	29,7	42,7	25,1	48,5	28,8
P	—	1,3	0,6	0,7	2,0	2,4	5,1	3,8	6,0	7,7	—
e	90,8	76,7	72,1	73,4	55,3	58,9	65,2	53,5	68,8	43,8	71,2
a	55,5	59,9	53,1	62,7	67,2	55,9	43,5	73,1	69,1	67,1	82,7
p	46,3	39,3	26,4	37,5	26,5	19,6	18,9	34,2	50,0	26,3	53,9
ε	49,0	49,6	63,6	49,5	—	—	—	—	33,0	—	24,3
κ	51,0	48,7	35,5	49,8	—	—	—	—	58,6	—	75,7
π	—	1,7	0,8	0,9	—	—	—	—	8,4	—	—

Tabela 15C

Skład mineralny amfibolitów ze Strachocina (f) (w porządku malejącej ilości granatu) (% obj.)
 Mineral composition of the amphibolites from Strachocin (f) (volume per cent)

Numer porządkowy	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Lokalizacja na figurze 14	XVb ₁	XVb ₂					VIII	i ₁		XVa ₂			XVa ₁			
Granat	29,2	23,1	20,6	20,1	18,7	18,7	15,5	14,4	14,3	10,3	5,9	4,5	1,3	0,5	—	—
Diablastyka hornblendowa	32,7	31,0	33,2	23,0	52,9	55,1	60,0	36,1	20,8	54,1	—	40,1	—	—	58,8	—
Hornblenda mono-blastyczna	2,8	—	—	—	—	—	2,5	1,5	—	—	53,6	—	42,9	26,9	5,2	50,8
Karyntyn	12,3	13,6	16,5	29,3	7,6	3,6	9,9	22,3	9,3	13,6	12,7	13,2	25,7	22,1	12,0	—
Jasny łyszczyk	—	—	2,9	—	—	—	ślad	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Biotyt	—	—	2,9	—	—	—	6,2	7,3	—	8,8	—	2,0	—	1,1	0,6	1,3
Dysten	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	—	—	—	—	—	—
Zoizyt	—	—	6,8	4,3	—	2,6	2,0	ślad	0,4	0,7	3,0	—	0,7	—	—	—
Oligoklaz	6,8	8,9	2,6	7,7	10,7	7,3	—	13,7	31,5	1,3	8,7	16,3	12,9	24,1	19,9	16,0
Serycyt + epidot	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,1	2,2	—	3,2	—	15,9
Kwarc	10,8	15,0	12,4	8,7	6,5	11,5	2,8	1,7	21,0	7,4	7,7	19,3	12,9	19,5	2,6	13,3
Rutyl	—	0,4	2,3	6,4	2,2	1,1	0,1	0,8	2,0	1,0	—	—	—	—	ślad	—
Tlenki żelaza	3,6	5,5	—	—	1,3	—	0,2	0,4	0,1	0,2	1,0	0,6	1,0	0,7	0,1	0,6
Tytanit	1,3	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7	0,3	2,8	—	0,6	0,6
Piryt	0,1	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—
Apatyt	0,3	0,4	—	0,4	—	0,1	0,1	—	0,7	0,1	0,5	—	—	—	—	—
Węglany	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—
Prehnit	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Adular infiltracyjny	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	2,1
E	34,8	30,2	28,3	25,1	20,8	22,1	17,6	16,4	18,8	13,0	7,3	6,1	1,6	0,7	—	—
C	14,7	17,8	22,6	36,6	8,5	4,2	11,3	25,3	12,2	17,1	15,7	17,7	31,0	30,0	12,5	—
A	42,4	40,5	45,5	28,7	58,8	65,1	71,1	42,7	27,4	68,2	66,2	54,2	51,8	36,5	71,7	76,0
P	8,1	11,5	3,6	9,6	11,9	8,6	—	15,6	41,5	1,6	10,8	22,0	15,6	32,8	15,8	24,0
e	49,5	48,0	50,9	61,7	29,3	26,3	28,9	41,7	31,0	30,1	23,0	23,8	32,6	30,7	12,5	—
a	57,1	58,3	68,1	65,3	67,3	69,3	82,4	68,0	39,6	85,3	81,9	71,9	82,8	66,5	84,2	76,0
p	22,8	29,3	26,2	46,2	20,4	12,8	11,3	40,9	53,7	18,7	26,5	39,7	46,6	62,8	28,3	24,0
ε	—	—	—	35,2	—	—	—	—	25,9	—	—	—	—	—	—	—
κ	—	—	—	51,3	—	—	—	—	16,7	—	—	—	—	—	—	—
π	—	—	—	13,5	—	—	—	—	57,4	—	—	—	—	—	—	—

Tabela 15D

Skład mineralny karyntynitów i innych skał ze Strachocina (f) w % obj.
 Mineral composition of carinthinites and other rocks from Strachocin (f) in volume per cent

Numer porządkowy Lokalizacja na figurze 14	Karyntyny										Skały różne				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51			
Granat	30,8	0,9	0,3	5,4	—	2,4	śląd	51,4	4,7	—	—	—			
Diablastyka hornblendowa	6,6	4,5	—	7,9	—	0,5	1,5	9,6	9,4	—	—	—			
Hornblendą monoblastyczna	—	—	—	5,1	—	—	—	—	—	13,1	—	—			
Karyntyn	36,1	43,8	49,8	51,1	62,7	69,4	79,4	1,7	6,3	—	—	—			
Zoizyt	śląd	—	—	0,5	—	—	—	0,3	0,2	—	—	—			
Agregaty po zoizycie	—	—	—	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—			
Biotyt	—	5,2	1,3	—	—	0,9	1,1	—	—	1,8	—	—			
Chloryt po biotycie	—	0,2	0,5	—	—	0,6	0,4	—	—	19,6	1,1	3,1			
Chloryt blastyczny	—	—	—	—	2,6	—	1,0	—	—	—	—	—			
Kwarc	7,5	8,6	10,6	6,9	15,3	11,8	—	25,0	25,1	33,3	50,1	43,0			
Oligoklaz	13,1	36,3	35,0	20,7	9,5	3,9	15,8	8,8	53,9	27,8	32,4	53,2			
Rutyl	—	śląd	—	0,1	0,6	—	śląd	2,7	0,3	—	—	—			
Tlenki żelaza	2,1	—	1,0	0,1	—	1,1	0,1	0,1	0,2	—	—	—			
Tytanit	3,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—			
Piryt	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Apatyt	0,5	0,2	—	—	—	—	śląd	0,3	—	—	—	—			
Węgliny	—	0,2	1,2	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—			
Agregaty nieokreślone	—	0,2	0,3	—	9,3	8,7	0,6	—	—	2,0	—	—			
Prehnit	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—			
Muskowit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	16,4	0,7			
E	35,6	1,0	0,3	6,0	—	3,1	—	71,9	6,3	—	—	—			
C	41,7	51,2	58,6	56,6	86,8	91,2	82,1	2,4	8,5	—	—	—			
A	7,6	5,3	—	14,5	—	0,6	1,6	13,4	12,6	32,0	—	—			
P	15,1	42,5	41,1	22,9	13,2	5,1	16,3	12,3	72,6	68,0	100,0	100,0			
e	77,3	52,2	58,9	62,6	86,8	94,3	82,1	74,3	14,8	—	—	—			
a	49,3	56,5	58,6	71,1	86,8	91,8	83,7	15,8	21,1	32,0	—	—			
p	56,8	93,7	99,7	79,5	100,0	96,3	98,4	14,7	81,1	68,0	100,0	100,0			
ε	38,5	1,1	0,4	7,0	—	3,2	—	83,0	7,3	—	—	—			
κ	45,1	54,0	58,4	66,2	86,8	91,7	83,4	2,8	9,7	—	—	—			
π	16,4	44,9	41,2	26,8	13,2	5,1	16,6	14,2	83,0	100,0	100,0	100,0			

Tabela 16

Analizy chemiczne skał ze Strachocina (f) i wyodrębnionych z nich minerałów
 Chemical analyses of the rocks from Strachocin (f) and of some minerals separated out of them

Nr w tab. 15 A—D	Skały				Minerały				
	4	4'	16	29	Granat-4	Granat-29	Omfacyt-4	Karyntyn-4	Karyntyn-46
SiO ₂	46,80	46,98	52,20	48,62	38,70	38,12	49,88	46,36	44,44
Al ₂ O ₃	17,62	16,04	16,28	17,25	19,60	21,76	10,38	16,30	15,98
Fe ₂ O ₃	0,20	4,73	0,21	4,77	1,33	1,99	0,14	3,55	4,17
FeO	10,70	8,42	17,16	6,78	22,66	22,25	6,30	5,14	7,68
MnO	0,16	0,16	0,15	0,50	0,12	0,31	0,10	0,15	0,20
MgO	7,90	6,23	9,73	6,00	7,14	8,55	10,86	11,50	12,56
CaO	11,05	11,76	9,75	11,14	8,62	7,20	16,28	11,90	10,36
Na ₂ O	2,70	2,70	2,22	2,96	0,15	—	2,76	1,58	1,34
K ₂ O	0,26	0,35	0,35	0,11	ślad	—	0,16	0,64	0,58
TiO ₂	1,32	2,09	1,05	1,39	1,00	0,20	2,44	0,92	0,88
P ₂ O ₅	0,17	0,06	0,45	ślad	0,09	—	0,04	—	ślad
S	0,06	0,02	0,14	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	0,26	0,42	0,45	0,91	0,46	—	0,32	1,46	1,05
H ₂ O—	0,12	0,05	0,06	0,08	0,10	—	0,15	0,22	0,28
Suma	99,60	100,02	100,20	100,51	99,97	100,38	99,81	99,78	99,52
Gęstość		3,341	3,233			3,91			

4 — eklogit z poikiloblastami karyntynu (anal. S. Rossól) (II)III.5.4.'5[1(2).3(4).2(2)3]

4' — eklogit z poikiloblastami karyntynu (anal. labor. chem. Wrocław) III. 5. 4. '5[2. '2. 2'. 2]

16 — eklogit karyntynowy (anal. labor. chem. Wrocław) III. 5. 4. 4 5[1'. 1. 1(2). 2]

29 — amfibolit eklogitowy (anal. P. Wesółowski) (II)III. 5. 4. 5[2. 1. 2. 2]

Granat z eklogitu nr 4 (anal. S. Rossól) $(\text{Fe}_{1,49}^{2+} \text{Mg}_{0,84} \text{Ca}_{0,73} \text{Mn}_{0,01}) (\text{Al}_{1,82} \text{Fe}_{0,08}^{3+}) \text{Si}_{3,05} \text{O}_{12}$

Granat z amfibolitu eklogitowego nr 29 (anal. B. Rodacka) $(\text{Fe}_{1,43}^{2+} \text{Mg}_{0,98} \text{Ca}_{0,59}) (\text{Al}_{1,97} \text{Fe}_{0,11}^{3+}) \text{Si}_{2,93} \text{O}_{12}$

Omfacyt z eklogitu nr 4 (anal. S. Rossól) $(\text{Na}_{0,20} \text{Ca}_{0,64}) (\text{Al}_{0,26} \text{Mg}_{0,59} \text{Fe}_{0,19}) (\text{Si}_{1,82} \text{Al}_{0,18}) \text{O}_6$

Karyntyn z eklogitu nr 4 (anal. S. Rossól) — nadto $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06$

$(\text{Na}_{0,43} \text{K}_{0,12} \text{Ca}_{1,98}) (\text{Mg}_{2,41} \text{Al}_{1,24} \text{Fe}_{0,61}^{2+} \text{Fe}_{0,38}^{3+} \text{Ti}_{0,10}) [(\text{OH}, \text{O})_2 (\text{Si}_{6,53} \text{Al}_{1,47}) \text{O}_{22}]$

Karyntyn z karyntynitu nr 46 (anal. S. Rossól) — nadto $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,045$, $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,063$

$(\text{Na}_{0,35} \text{K}_{0,10} \text{Ca}_{1,50}) (\text{Mg}_{2,52} \text{Fe}_{0,87}^{2+} \text{Fe}_{0,42}^{3+} \text{Al}_{0,53} \text{Ti}_{0,11} \text{Mn}_{0,02}) [(\text{OH}, \text{O})_2 (\text{Si}_{5,99} \text{Al}_{2,01}) \text{O}_{22}]$

dostrzec, że takie duże wrostki, niby wysepki, powstają przez atolowy lub półpięścienny wzrost ziarn granatu zamykających w końcu mieszczące się w ich kręgu ziarna karyntynu lub kwarcu. Przykład takiego wzrostu granatu zamykającego karyntyn przedstawia fotografia 2 na planszy XVII. Znaczy to, że granat krystalizując w skale zastał już w niej starszy kwarc i różne inne minerały i że przez pewien okres krystalizował równocześnie z karyntynem, jakkolwiek ten ostatni musiał dłużej krystalizować, skoro zdołał zamknąć granaty w swych poikiloblastach.

Oznaczenie współczynnika załamania granatu ze skały nr 4 dało liczbę 1,767. Jak widać z analiz chemicznych w tabeli 16, granaty te wykazują znaczną przewagę Fe^{2+} nad Mg przy poważnym udziale Ca. Mieszczą

się one dobrze w zakresie zmienności granatów eklogitowych, w szczególności III grupy genetycznej eklogitów według mojej klasyfikacji (1964a, 1965). Należy jednak przewidywać, że skład granatów w opisywanych skałach nie był wszędzie jednakowy i niekiedy zmieniał się nawet w ciągu wzrostu jednego i tego samego ziarna. W niektórych bowiem większych ziarnach prawie pozbawionych wrostków można zauważyć, że jądro jest wyraźnie brunatnawo zabarwione, a brzegi prawie bezbarwne. Domyślać się więc należy, że w początkach krystalizacji granat przyjmował w swój skład więcej żelaza niż przy końcu. Wszystkie powyższe obserwacje zdają się wskazywać, że warunki wzrostu granatu układały się bardzo rozmaicie, zależnie od lokalnego składu materii skalnej i

od tego zależał skład granatu oraz jakość i ilość zamkniętych w nim wrostków obcych.

Wtórne zaatakowanie granatu jest na ogół mało zaawansowane i jak zwykle rusza szybszym krokiem dopiero po całkowitym rozkładzie omfacytu. Jednakże już znacznie wcześniej, gdy reliktyw omfacytu jest jeszcze bardzo dużo, pojawiają się pierwsze oznaki korozji granatu przez wtórne produkty. Najsilniej działają na granat biotytowe symplektyty powstałe na koszt jasnego łyśczyku, wżerające się weń głębokimi zatokami korozyjnymi. Znacznie słabiej nadziera ją go diablastyczne agregaty amfibolowe po omfacycie, produkując na granacie rąbki reakcyjne wyraźnie zielonej lub nawet niebieskozielonej hornblendy o dość dużej jednorodności, rozrastające się tu i ówdzie w większe wypustki blastyczne. Często przy samym granacie hornblenda ta tworzy krótkie słupki prostopadłe ustawione do powierzchni nadgryzanego granatu i poprzegradzane kwaśnym plagioklazem, przez co tworzy się jakby zawiązkowa promienista obwódka kelyfitowa. Sporadycznie w analogicznej roli rozwija się reakcyjny symplektyt plagioklazowo-biotytowy. W spękanych granatach obfitujących w jasne wrostki nawet w ich środku może zacząć się rozwijać wtórna zielona hornblenda, albo całe kanały drażące granat i wypełnione taką hornblendą. Są to niewątpliwie produkty działania roztworów intergranularnych, które szczelinami zdołały przeniknąć do środka ziarn granatu. Lokalnie nawet na styku z karyntynem wytwarzają się na granacie cieniutkie symplektytowe rąbki reakcyjne wtórnej hornblendy. Wszystko to są objawy dowodzące, że nie tylko sam granat przestał być trwały w zmienionych warunkach i zaczął spontanicznie produkować wtórna hornblendę, lecz roztwory intergranularne krążące w skale w czasie rozkładu muskowitu i omfacytu nabrały zdolności korodowania granatu i produkowania przy współdziałaniu uruchamianych z niego chemicznych składników wtórnej zielonej hornblendy.

O m f a c y t tworzy ksenoblasty różnej wielkości, przeważnie drobne, zupełnie bezbarwne, o własnościach optycznych następujących:

$$n_r = 1,691, n_p = 1,675, n_a = 1,668$$

$\angle z/\gamma = 37-41^\circ$, $2V_r = 67-70^\circ$, $n_r - n_a = 0,0217-0,0223$. Rzadko tylko występujące większe blasty omfacytu zamykają wrośnięte drobne granaty, rutyle, kwarcy. Drobne omfacyty tworzą często wrostki w karyntynie, w kwarcu i plagioklazu pierwotnym, rzadko w granacie. Skład chemiczny omfacytu w próbki XVf uwidoczniiony w tabeli 16 wykazuje poważne różnice w porównaniu do składu omfacytów wszystkich innych poprzednio opisanych skał. Jest tu wyraźnie mniej SiO_2 i Na_2O , więcej zaś FeO , CaO i TiO_2 . Z przeliczenia analizy wynika

o wiele niższa w tym omfacycie zawartość cząsteczki jadeitowej (ok. 23% mol.), znacznie wyższa zaś cząsteczki hedenbergitowej oraz większe podstawienie glinu w miejsce krzemu w koordynacji 4. Jest to więc omfacyt stosunkowo ubogi w jadeit, wyraźnie grawitujący w kierunku augitów zwyczajnych, co związane jest zapewne z współobecnością w skale oligoklazu pierwotnego, obcego typowym eklogitom. Nie normalnie wysoka zawartość tytanu wynika w dużej części z obfitości wrostków rutytowych, od których nie udało się uwolnić omfacytu separowanego do analizy przy pomocy ciężkich cieczy. Możliwe jednak, że omfacyt tej szczególnej skały, w związku z jej paragenetyczną odrębnością, przyjął również pewną ilość tytanu do swej struktury krystalicznej. Z tego powodu wprowadzono tytan w całości do wyliczonej z analizy formuły krystalochemicznej.

Charakterystyczna dla opisywanych eklogitów — nawet w najlepszym stanie zachowania — jest mała trwałość omfacytu, skutkiem czego jest on zawsze w poważnym stopniu zaatakowany przez procesy wtórne i to w sposób rozmaity w różnych miejscach w obrębie jednej i tej samej płytki cieniwej, a nawet z różnych stron jednego i tego samego ziarna. Widocznie w różnych miejscach, zależnie od lokalnych warunków drożności szwów międzyziarnowych, roztwory miały zróżnicowaną możliwość atakowania omfacytu i niekiedy bezpośrednio sąsiedztwo tego czy innego minerału miało wpływ na przebieg procesu. W każdym razie okres bezwarunkowej trwałości omfacytu musiał być w tych skałach szczególnie krótki, prawdopodobnie w związku z pojawieniem się plagioklazu pierwotnego. Dlatego widzimy tu omfacyt przeważnie w postaci reliktyw w mętnych agregatach wtórnych rozmaitej natury i wykształcenia, często tylko plamy mętnych pseudomorfoz, w których przeświecają drobne resztki nie rozłożone. Produkty wtórne mają różnorodną naturę mineralogiczną, którą często trudno pewnie oznaczyć metodami mikroskopowymi.

W niektórych miejscach, na styku z pierwotnym plagioklazem, widzimy, jak omfacyt drażony jest cieniutkimi kanalikami głównie w kierunku osi z, dzięki czemu zakończenia słupków zostają rozstrzępione w postaci frędzli, a drobne słupki w całości zmienione na równoległe pręcikowy symplektyt z jednolitą nie zmienioną w stosunku do pierwotnego omfacytu orientacją (pl. XVII, fot. 3). Przeważnie ta korozyjna struktura staje się mniej przejrzysta i tworzy się szaromętny, lecz dobrze jeszcze przeświecający symplektyt o zgodnych z reliktem omfacytu pozycjach wygaszania. Oprócz tego występuje bardziej mętny i słabo tylko przeświecający brunatnoszary agregat krypto-

krystaliczny, mający skłonność do lokalnego porządkowania się we włókniste pola o różnych i na ogół odmiennych od macierzystego omfacytu pozycjach wygaszania, przy kątach raczej małych. Na styku z omfacytem stwierdza się w nim niższe współczynniki załamania. Trudno mieć wątpliwości, że ma on naturę amfibolową i że jest on tym samym wtórnym produktem, który we wszystkich innych eklogitach regionu Śnieżnika sam zwykle bezpośrednio wypiera omfacyt. Tu natomiast widać, że nakłada się on plamami na symplektyty piroksenowe jako twór wyraźnie późniejszy. Jeszcze późniejsze są wyraźnie diablastyczne agregaty bladego amfibolu, bardziej przejrzyste i często robaczkowate, występujące po brzegach rozłożonych omfacytów i przy ich dawnych konturach jako produkty amfibolizacji i rekrytalizacji obu poprzednio opisanych typów produktów wtórnych.

Ciekawe jest rozmieszczenie symplektytów piroksenowych i amfibolowych w aspekcie kolejności ich powstawania z omfacytu. Jeśli jedno ziarno omfacytu jest częściowo wypierane przez oba rodzaje symplektytów, wówczas z reguły front przeobrażenia na bezpośrednim styku z reliktem omfacytowym utworzony jest przez bardzo mętny i gęsty, kryptokrystaliczny agregat amfibolowy, a dopiero na jego zapleczu, a więc dalej od reliktu, widoczny jest mniej mętny symplektyt piroksenowy (podobnie jak na fig. 13 str. 92). Pozornie oczywisty stąd wniosek, że z omfacytu najpierw powstaje agregat amfibolowy, a po nim dopiero piroksenowy, jest jednak mylny.

Atakowanie omfacytu przez roztwory intergranularne było najpierw powolne i rozpoczęło się od kanalikowej jego korozji produkującej symplektyt piroksenowy w zgodnej z pierwotnym omfacytem orientacji. Dopiero później ruszyło ono energiczniej skutkiem wzrostu aktywności roztworów i zmniejszonej odporności omfacytu, i wtedy postępujący dalej w głąb ziarna omfacytu front przeobrażenia produkował już bezpośrednio agregat amfibolowy. Wcześniej wytworzony, a pozostały teraz w zapleczu frontu ataku symplektyt piroksenowy był nieco odporniejszy niż nietknięty omfacyt i utrzymywał się jeszcze czas jakiś, lecz potem i on ulegał mętno agregatowej amfibolizacji i stopniowo zanikał. Tylko dokoła wrostków kwarcu w pierwotnym omfacycie cienkie rąbek piroksenowy utrzymywał się dłużej, zachowując ciągle swą pierwotną orientację optyczną zgodną z pierwotnym ziarnem omfacytu, chociaż wszystko dokoła uległo amfibolizacji. Nie znajduję dotychczas wytłumaczenia tego konserwującego wpływu kwarcu. Analiza mikroskopowa nie może zresztą dać pewności, czy owe rąbki piroksenowe dokoła kwarcu i pręciki

symplektytów piroksenowych mają skład pierwotnego omfacytu, czy też może zostały przez ługowanie odbudowane do diopsydu; zbyt bliskie są własności optyczne obu tych piroksenów. W końcu wszelkie struktury piroksenowe wtórne zanikają, mętne agregaty amfibolowe przekształcają się na diablastyczne zespoły bladej hornblendy, a równocześnie doszczętnie zniszczone zostają relikty pierwotnych ziarn omfacytu i wtedy eklogit przechodzi już w amfibolit eklogitowy.

Karyntyn przedstawia odmianę stosunkowo wyraźnie zabarwioną i pleochroiczną, wyraźnie różną od występujących w eklogitach Międzygórze i Nowej Wsi, porównywalną zaś pod tym względem z poikiloblastyczną formą w eklogitach Wojtówki. W różnych próbkach skał ze Strachocina stwierdzamy zresztą pewne zróżnicowanie w intensywności barwy, co musi być spowodowane jakimiś różnicami składu: α — prawie bezbarwna do bladżółtawej, β — żółtawa do różowobladobrunatnej, γ — bladooliwkobrunatna ($\alpha < \gamma < \beta$), $\angle z/\gamma = 19-22^\circ$, kąt osi optycznych $2V_\alpha = 85-86^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0215-0,0219$. Skład chemiczny karyntynu poikiloblastycznego z eklogitu nr 4 i granoblastów z karyntynitu nr 46 przedstawia tabela 16. Widać stąd, że oba karyntyny ze skał Strachocina wyraźnie różnią się składem od karyntynu z eklogitu Nowej Wsi, na co zresztą wskazuje również ich silniejsze zabarwienie i pleochroizm. Są one znacznie bogatsze w glinę, żelazo dwuwartościowe, wapń i tytan, uboższe zaś w krzemionkę, magnez i sód. Specyficzne tutejszych karyntynów, w połączeniu z odmiennością omfacytu, podkreśla odrębność skał strachocińskich wśród wszystkich innych występowań eklogitów na badanym obszarze i sugeruje odmiennosc warunków tworzenia się tych skał.

Karyntyn z eklogitu 4: $n_\gamma = 1,664$, $n_\beta = 1,651$, $n_\alpha = 1,642$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,022$, $\angle 2V_\alpha = 85^\circ$, $\angle z/\gamma = 19-20^\circ$;

Karyntyn z karyntynitu 46: $n_\gamma = 1,668$, $n_\beta = 1,656$, $n_\alpha = 1,647$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,021$, $\angle 2V_\alpha = 83-84^\circ$, $\angle z/\gamma = 15,5-16$.

Wykształcenie karyntynu w omawianych skałach jest dość zmienne. W wielu skałach przeważają drobne ksenoblasty wielkości podobnej jak ksenoblasty omfacytu i nie obrastające ziarn innych minerałów. W innych obok tamtych występują ksenoblasty większe, zamykające po kilka drobnych ziarn granatu, omfacytu, kwarcu, plagioklastu i innych minerałów, lecz bez typowo poikiloblastycznego charakteru. Wreszcie karyntyn tworzyć może prawdziwe duże, lecz niekształtne poikiloblasty mierzące kilka do kilkunastu milimetrów średnicy, przeładowane dziesiątkami lub nawet setkami drobnych ziarn wszystkich innych minerałów.

Ta forma wykształcenia daje megaskopowy typ *F* eklogitu opisany na str. 103. Zdarza się, że wrostki te gęsto na sposób „sitowy” przetykają karyntyn, będąc tej samej wielkości i równie gęsto rozmieszczone jak poza obrębem karyntynu w całej masie skalnej, i że wobec tego karyntyn w jednolitej orientacji odgrywa jakby rolę „lokalnego spoiwa” dla wszystkich innych minerałów. Czasem takie duże, megaskopowo porfiroblastycznie prezentujące się karyntyny pod mikroskopem okazują się złożone z kilku lub kilkunastu różnie zorientowanych mniejszych poikiloblastów, gęsto naładowanych drobnymi ziarnami minerałów. Rzecz charakterystyczna, że rozwój karyntynu w postaci dużych poikiloblastów przywiązany jest do eklogitów, w których karyntynu nie ma zbyt wiele, w każdym razie mniej niż omfacytu w pierwotnym wykształceniu skały. W tych przypadkach centrów krystalizacji było znacznie mniej, za to wzrastał on w znacznie większe osobniki. W eklogitach bardzo bogatych w karyntyn ziarna jego są normalnie średniej lub małej wielkości i megaskopowy wygląd skały odpowiada równoziarnistemu typowi *G* (pl. V, fot. 2). Podobnie też karyntynity, tj. skały w których omfacyt spadł do roli podrzędnego składnika, normalnie również granat uległ znacznej redukcji, a karyntyn stał się minerałem barwnym znacznie przeważającym, przedstawiają zwykle równoziarnistą mozaikę granoblastyczną karyntynu (pl. XVII, fot. 4).

Jak już wspomniano, karyntyn zamykał przy swym wroście wszystkie inne minerały pierwotne eklogitów, w największej ilości drobne granaty, omfacyty, dysteny, zoizyty, muskowiety, kwarcy, rutyle, a nawet plagioklasy bez znamion reakcji, czyli krystalizował w równowadze z tymi minerałami. Oprócz właściwych wrostków o charakterze ziarn indywidualnych, w niektórych ziarnach karyntynu widzimy cienkie, pozakrzywiane, często robaczkowe wrostki jasnych minerałów, przypominające czasem mikropegmatyt lub nawet myrmekit (pl. XVII, fot. 5). Takie jasne przerosty w karyntynie były przeze mnie wymieniane również w karyntynach eklogitów z innych miejscowości, zwłaszcza z jednostki Międzygórze, były one tam jednak tak delikatne, że nie można było w mikroskopie rozpoznać, czy należą one do kwarcu, czy plagioklazu. Tu, w eklogitach Strachocina bywają one niekiedy grubsze i w znacznej części mogą być rozpoznane jako oligoklaz. Są one, w moim przekonaniu, świadectwem częściowej równoczesności krystalizacji karyntynu z oligoklazem pierwotnym. Potwierdza się to w wielu eklogitach obfitujących w interstycjalny plagioklaz pierwotny, z którym karyntyn po brzegach zazębia się często w skomplikowany sposób. W takich wypustkach i brzeż-

nych interpenetracjach z plagioklazem karyntyn przyjmuje zresztą bladezielone odcienie barwne, przypominające pod tym względem hornblendę wtórną po omfacycie, lecz nie tracąc jednorodności krystalograficznej z centralną częścią swych ziarn, odznaczającą się barwami bladobrunatnymi.

Na wtórne procesy amfibolizacji jest karyntyn bardzo odporny i zachowuje swą genetyczną i morfologiczną odrębność bardzo długo, nawet w eklogitach gruntownie już zamfibolizowanych i przekrystalizowanych na amfibolity eklogitowe i diablastyczne. Tylko barwa jego przy tym zielenieje, najpierw od brzegów stykających się z diablastycznymi agregatami amfibolowymi po omfacycie, potem w całej masie ziarn. Zamknięte w sobie wrostki innych minerałów eklogitowych nieodpornych na amfibolizację karyntyn początkowo ochrania od przeobrażeń, albo przynajmniej opóźnia ich zanik i rekrystalizację wtórnych po nich produktów. Tak więc drobne granaty dłużej trwają w nim nienaruszone, a po zaniku zostawiają dłużej wyraźne pseudomorfozy. Tak samo omfacyt wrośnięty w środku karyntynu lepiej opiera się atakowi roztworów intergranularnych, a powstałe zeń agregaty diablastyczne wolniej rekrystalizują. To samo powiedzieć można o muskowiecie, dystenie i innych minerałach. Miejscami jednak działanie intergranularnych roztworów amfibolizujących omfacyt musiało być tak energiczne, że nawet karyntyn został nimi nadwreżony. Ziarna jego na brzegach ulegają gruborobaczkowej korozji i powstaje rąbek diablastyczno-symplektytowy karyntynowo-plagioklazowy, przy czym orientacja karyntynu w tych symplektytach nie ulega zmianie, tylko barwa lekko zielenieje.

J a s n y ł y s z c z y k występuje nie we wszystkich eklogitach, lecz często w pokaźnej ilości w cienkich blaszkach lub nawet w grubych płytkach. Kąt osi optycznych wykazuje zmienny, przeważnie 36—40°, rzadziej malejący do zera, co sugeruje przejścia do fengitu. Szczególnie chętnie i w większych płytkach gromadzi się on w gniazdach i smugach kwarcu, tworzy często wrostki w karyntynie, kwarcu, plagioklazie, rzadko w dystenie i granacie. Łatwo i szybko ulega od brzegów przeobrażeniu w symplektyt biotytyowy tworzący po nim wyraźne pseudomorfozy — świeżo wytworzony bardzo delikatny, niemal kryptokrystaliczny, mętno brunatnawoszary — później rekrystalizujący w wyraźne łuski, często równolegle ustawione. Często środki pseudomorfoz są jeszcze mętne i kryptokrystaliczne, po brzegach zaś indywidualizują się wyraźne łuski biotyty — raz bladebrunatne, raz ciemniej brunatne — a pomiędzy nimi wyodrębnia się jasne tło wtórnego plagioklazu. Rzecz charakterystyczna, że takie pseu-

domorfozy zamknięte w mozaice kwarcowej są obrębione kwaśnym plagioklazem wysączonym z agregatu biotytowego. Wrostki muskowitu w karyntyńskie konserwują się znacznie dłużej, przechodząc niekiedy nawet do stadium amfibolitu eklogitowego. W karyntyńskich nigdy nie ma pierwotnego muskowitu i zapewne nigdy go nie było. Występujący tu w płytkach i łuskach różnej wielkości biotyt jest najprawdopodobniej pierwotny. Często zresztą ulega on wtórnej chlorytazacji.

Dysten obecny nie wszędzie, tworzy przeważnie drobne tabliczki o nieco zaokrąglonych obłych przekrojach, często zbliżonych według (100), rzadziej w większych płytkach. Czasami zdradza wyraźne objawy deformacji mechanicznych (pl. XVII, fot. 6). Megaskopowe ziarna dystenu są wielką rzadkością, zauważono je tylko w próbce nr 11 w obrębie lamin i gniazd kwarcu. Tworzy częste wzrostki w kwarcu, plagioklazie i karyntyńskie, rzadko w muskowicie, omfacycie, zoizycie i granacie; sam zamyka niekiedy drobnutkie wzrostki granatu, omfacytu, dystenu, kwarcu, zoizytu. W karyntyńskich nie był nigdy zauważony, trzyma się on wyraźnie paragenetycznie czysto eklogitowej. W eklogitach zaatakowanych wtórną amfibolizacją zachowuje się on dwojako: 1) Albo otacza się ciemnoszarą, prawie nieprzeźroczystą obwódką, która pod bardzo silnym powiększeniem zdradza najdelikatniejsze mętne robaczki wnikaające od zewnątrz w dysten (korozja przez roztwory intergranularne), co przypomina sposób zaatakowania omfacytu. 2) Albo też wypierany jest od zewnątrz przez drobnołuszczkowate agregaty, raz przypominające serycyt swą wysoką dwójłomnością, raz niżej dwójłomne nieokreślonej natury mineralogicznej, aż do powstania wyraźnych pseudomorfoz z relikami dystenu pośrodku. W tej postaci niekiedy może on przechodzić do skał silnie amfibolizowanych, do amfibolitów eklogitowych.

Zoizyt jest obecny w większości opisywanych skał, niekiedy w ilości tak znacznej, że można mówić o eklogitach zoizytowo-karyntyńskich. W karyntyńskich spada do roli składnika akcesorycznego lub zanika zupełnie. Przeważnie wykształcony jest on w mniejszych i większych pręcikach, mających skłonność do lokalnego skupiania się w skale w mniej więcej równoległe wiązki (pl. XVIII, fot. 1), rzadziej w krótkich blastach lub nieforemnych ziarnach. Często tworzy wzrostki w karyntyńskie, kwarcu, plagioklazie, omfacycie, rzadziej w dystenie i granacie. Jest to zawsze odmiana β , niezbyt słabo dwójłomna i pozbawiona subnormalnych barw interferencyjnych. ($n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,006$, $2V_{\gamma} = 20-34^{\circ}$). W przeciwieństwie do eklogitów innych okolic, gdzie jest na równi z karynty-

nem bardzo odporny na procesy amfibolizacji, tu zoizyt okazuje się dość wrażliwy, zwłaszcza gdy tkwi wśród amfibolizującego się omfacytu. Atakowany jest on od zewnątrz przez mętny brunatnoszary kryptokrystaliczny agregat, prawie izotropowy, z przeblaskującymi tu i ówdzie, silniej dwójłomnymi strzępkami o wygładzie serycytu. W dalszych stadiach przeróbki, w amfibolitach eklogitowych widziemy przeważnie już tylko pseudomorfozy tego agregatu, ewentualnie z tkwiącymi w ich środku relikami zoizytu, a z czasem kształty tych pseudomorfoz rozlewają się i zamazują, dając nieregularne mętne plamy. Tylko zoizyty tkwiące wewnątrz karyntyńskie mogą czasem dłużej się zachować, choć i tu najczęściej padają pastwą tego samego procesu nie dającego się bliżej określić metodami mikroskopowymi.

Kwarc jest obecny zawsze we wszystkich skałach tej serii, często w ilości poważnej, tylko w jednym karyntyńskie ilość jego maleje do zera (próbka nr 46). Jest on składnikiem, który musiał być obecny w skałach wyjściowych od samego początku. Tworzy on większe lub mniejsze wzrostki we wszystkich bez wyjątku minerałach, wypełnia zakątki pomiędzy innymi minerałami, niekiedy tworzy mozaikowate tło dla tych minerałów, często w towarzystwie pierwotnego plagioklazu, wreszcie skupia się w mozaikowe gniazda, często wydłużone i przechodzące w dłuższe warstewki. W tych lokalnych skupieniach kwarcu uczestniczą często w zwiększonej ilości muskowit i dysten, poza tym wrosnięte są tam również granaty, omfacyty, karyntyńskie, zoizyty. Nie można mieć wątpliwości, że nie są to późniejsze infiltracje kwarcowe, lecz koncentracje pierwotne, często w postaci lamin, odpowiadające warstewkom bardzo piaszczystem w wyjściowym osadzie. W procesach amfibolizacji nie bierze istotnego udziału, przechodząc niemal bez uszczerbku do składu amfibolitów.

Plagioklaz przedstawia w omawianych skałach minerał specyficzny, odróżniający je wyraźnie od wszystkich poprzednio opisanych eklogitów. W eklogitach jest to prawie zawsze kwaśny oligoklaz o składzie wahającym się w niewielkim interwale 15—20% anortytu, przy czym w większych ziarnach stwierdza się często słabą odwróconą budowę potasową od 15 do 16 w środkach do 20% anortytu przy brzegach. Wyjątkowo stwierdzono do 23% po brzegach i do 13% anortytu w środkach. W jednej jedynej próbce nr 19 stwierdzono albit-oligoklaz 8—11% anortytu. W karyntyńskich przeważnie spotykamy ten sam skład plagioklazu co w eklogitach (15—20% An), choć kilka próbek dostarczyło znacznie wyższych wartości: od 25—27% w środkach, do 20—25% anortytu przy brzegach ziarn. Również większość amfibolitów

eklogitowych zawiera plagioklaz taki sam jak eklogity, lecz tutaj częściej pojawiają się większe odstępstwa i większa chwiejność składu, przypuszczalnie w związku z gruntowną przebudową głównych minerałów barwnych, granatu i omfacytu (od 25—28 do 32—40% anortytu).

Ten oligoklaz w eklogitach uznać się musi za pierwotny, gdyż brak jest wszelkich oznak, by pojawienie się jego było uzależnione od uruchomienia sodu z glinem przy wtórnym rozkładzie omfacytu. Nie wszędzie zresztą jest on tu obecny i to bez względu na lepszy czy gorszy stan zachowania omfacytu. W wielu próbkach pojawia się on w ilości całkiem znikomej, w postaci cieniutkich tylko błonek pomiędzy ziarnami innych minerałów, zwłaszcza dobrze widocznych na granicy kwarcu i minerałów barwnych, ponadto zaś tworzy wrostki i przerosty w karyntynie. Gdzie indziej jest go więcej, wypełnia sam albo w towarzystwie kwarcu większe zakątki pomiędzy ciemnymi minerałami lub uczestniczy z kwarcem w budowie obfitszego tła jasnego. W jeszcze innych próbkach góruje on wyraźnie nad kwarcem i niezależnie od roli obfitych wrostków i przerostów w karyntynie tworzy samodzielnie duże partie jasnego tła w postaci dużych rozczłonkowanych osobników, prawidłowo polisyntetycznie zbliżniaczonych, zamykając poikiloblastycznie dziesiątki drobnych ziarn omfacytu, granatu, kwarcu, dystenu, zoizytu itp. W tej roli wymienia się on czasem z poikiloblastami karyntynu: w jednych partiach tej samej płytki cienkiej eklogitu — plagioklaz, w innych karyntyn tworzą poikiloblastyczne tło dla innych minerałów, a na ich wzajemnej granicy pojawiają się ich skomplikowane przerosty świadczące o równoczesnej krystalizacji.

Sprawa stosunku paragenetycznego oligoklazu do omfacytu jest szczególnie interesująca ze względu na zakorzenione w petrografii przekonanie, że te dwa minerały powinny się wzajemnie wykluczać przy paragenezach metamorficznych, gdyż każdy z nich odpowiada zupełnie innemu układowi *p/t* (odrębne „*facje mineralne*”). Należy więc w opisywanych skałach dokładnie prześledzić tę sprawę.

Oligoklaz, podobnie jak karyntyn, krystalizował niewątpliwie później od omfacytu i oblewał poikiloblastycznie gotowe już ziarna tego minerału. W tym okresie omfacyt musiał jeszcze być trwały w zetknięciu z oligoklazem. Lecz nieco później trwałość ta poczęła zanikać. Widzimy bowiem, jak omfacyt zaczyna być w sposób kanalikowy korodowany przez roztwory intergranularne, najłatwiej w kierunku swych łańcuchów strukturalnych ($\parallel z$), przez co zakończenia jego słupków zostają wystające na delikatną frędzlę, a następnie powstaje *sym-*

plektyt piroksenowy (pl. XVII, fot. 3). Dzieje się tak nie tylko na granicy omfacytu z oligoklazem, lecz i z kwarcem, co wskazuje, że nie chodzi tu o działanie oligoklazu na omfacyt, lecz o wzrost rozpuszczalności omfacytu w krążących podówcach w skale roztworach intergranularnych. Nie jest to jeszcze proces amfibolizacji i związanego z nim rozkładu omfacytu. Amfibolizacja zaczyna się jeszcze później, zapewne pod wpływem dalszej zmiany właściwości roztworów intergranularnych, nakłada się na kanalikową korozję omfacytu i produkuje kosztem częściowo skorodowanego omfacytu kryptodiablastyczny agregat amfibolowy. Dopiero teraz omfacyt wychodzi poza zakres swej trwałości i ulega amfibolizacji, na skutek czego eklogit zaczyna przeobrażać się w amfibolit.

Równoczesna krystalizacja oligoklazu z karyntynem, stanowiąca specyfikę eklogitów ze Strachocina, przedstawia więc osobną, końcową fazę blastezy tych skał, na pograniczu czasowym i paragenetycznym z następnym okresem ich ewolucji metamorficznej, okresem amfibolitowym. Przejście to odbywa się łagodnie i stopniowo, w warunkach statycznych, bez jakichś zaburzeń tektonicznych, które by nagle zmieniały warunki ciśnienia i temperatury w skale.

Niezależnie od oligoklazu pierwotnego może pojawiać się w eklogitach, a przede wszystkim w powstałych z ich przeobrażenia amfibolitach eklogitowych, kwaśny *plagioklaz wtórny*, uruchomiony z rozkładu omfacytu. Wydziela się on częściowo na miejscu w diablastycznych agregatach amfibolowych, przekłada pręciki hornblendy w zawiązkowych obwódkach kelyfitowych dokoła granatu, wysącza się z symplektytów biotytowych po muskowicie i wypiera sąsiadujące granaty. Poza tym jednak składniki jego przechodzą częściowo do roztworów, wędrują w nich i wydzielają się w przestrzeniach intergranularnych atakując często, lecz przeważnie na drobną skalę inne minerały. Stąd w skałach o omfacycie całkowicie już rozłożonym, w amfibolitach eklogitowych, trudno już rozdzielić plagioklaz pierwotny od wtórnego, stąd też skład plagioklazów w tych skałach okazuje się często chwiejny i zmienia się od miejsca do miejsca nawet w jednym i tym samym preparacie mikroskopowym.

Węglany spotyka się rzadko w skałach omawianej serii. W postaci dobrze skryształizowanej choć często zanieczyszczonej ciemnymi punkcikami, tworzą one wrostki lub przerosty w karyntynie świadczące o równoczesnej z nim krystalizacji. Nie są to więc węglany doprowadzone później do skały przez krążące szczelinami roztwory, lecz pierwotne, należące jeszcze do paragenezy eklogitowej, podobnie jak

w opisanych poprzednio eklogitach Międzygórze (patrz str. 73).

Rutyl w bardzo chwiejnej ilości i bardzo nierówno rozmieszczony. Zdarzają się próbki eklogitu, w których nie widać ani śladu jakiegokolwiek minerału tytanowego. Czy pierwotna skała była zupełnie wolna od tytanu? Czy też może wbrew regule dotyczącej eklogitów i granulitów tytan ukrywa się tu diadochowo w głównych krzemianach, np. w karyntynie? Drobnutki lub większe nieforemne ziarna rutylu rozsiane są nierówno, miejscami koncentrując się w smużki lub w gęste gniazda. W drobnych wrostkach występuje we wszystkich minerałach, najliczniej zaś w granatach. W niektórych próbkach zdarzają się bezkształtne ziarna granatu przerosłe w środku szczególnie gęstymi skupieniami grubokrystalicznego rutylu (pl. XVII, fot. 1). Wydaje się prawdopodobne, że w wyjściowej skale musiało tu istnieć skupienie jakiegoś innego minerału tytanowego (może tytanitu albo ilmenitu), które przy blastezie granatu zostało na miejscu odbudowane do samego TiO_2 . W toku amfibolizacji eklogitu z rutylu — zwłaszcza wrośniętego w diablastycznych agregatach amfibolowych po omfacycie — wydzielają się czarne plamki tlenku żelaza, najprawdopodobniej ilmenitu, zagęszczające się stopniowo i wypierające rutyl całkowicie. W dalszych stadiach, już w amfibolitach eklogitowych, dokoła grudek tych tlenków, rzadziej bezpośrednio dokoła rutylu, wydziela się w postaci drobnoagregatowej otoczki tytanit.

Czy istnieją w eklogitach poza tym niezależne, pierwotne tlenki żelaza, nie łatwo rozstrzygnąć. Jest to natomiast pewne w większości karyntynitów, gdzie rutylu brak nieraz zupełnie, występują zaś czarne grudki *tlenków żelaza* — albo tytanowych, gdyż powlekających się wtórnie tytanitem, albo beztitanowych (magnetyt), wolnych od tych naskorupień. W tym ostatnim przypadku mogą w karyntynitach wystąpić nawet osobne ziarna *tytanitu* przypuszczalnie pierwotnego. W eklogitach rozstrzygnięcie jest trudniejsze dlatego, że pospolite są w nich grudki *pirytu*, zawsze na powierzchni utlenione na magnetyt, który kosztem pirytu rozrasta się, redukuje go do drobnych reliktyw, a nawet wypiera całkowicie, tak że w końcu mamy osobne czarne grudki magnetytu wolnego od tytanu. Jest to ważny fakt zauważony również w eklogitach innych miejscowości, świadczący, że blasteza paragenezy eklogitowej odbywała się w warunkach utleniających. Jednakże z tej właśnie przyczyny nie można mieć pewności, czy grudki czarnych beztitanowych tlenków żelaza, nierazkie w wielu eklogitach, są ich składnikami pierwotnymi. Z drugiej strony jednak czarne plamki

tlenków żelaza w niektórych eklogitach, nawet słabo wtórnie zmienionych, tkwią w środku ziarn rutylu i wyglądają tak, jak gdyby istniały w skale przed rutylem, który na ich koszt krystalizował. W tych przypadkach wolno przypuszczać, że w skale istniał ilmenit pierwotny, przedeklogitowy.

Pośród minerałów akcesorycznych eklogitów i karyntynitów najpospolitszy jest *apatyt* w drobnych przeważnie granulach, mający często skłonność do skupiania się w pewnych miejscach. Rozpowszechniony, lecz sporadyczny wszędzie jest *cyrkon* w drobnutkich zwykle i okrągłych ziarnkach wrośniętych w najróżniejszych minerałach nie wyłączając granatów. Robi on takie wrażenie, jak gdyby był rzadkim minerałem detrytycznym pierwotnych sedymentów. Trafia się też jakiś *minerał epidotowy* bliski allanitowi, żółtawy lub brunatnawy. Oba ostatnio wymienione minerały wykazują silną α -promieniotwórczość, gdyż zamknięte w postaci wrostków czy to w karyntynach, czy też zielonawych hornblendach wtórnych wywołują w nich silnie przyciemnione obwódki pleochroiczne.

Struktury eklogitów są normalnie drobno- lecz nierówno granoblastyczne, często poikiloblastyczne ze względu na rozwój tła oligoklazu pierwotnego i karyntynu oraz porfiroblastyczne wobec wykształcenia pojedynczych, bardzo dużych poikiloblastów karyntynu (typ F). Tekstury masywne, bezkierunkowe są regułą w karyntynitach, lecz pospolite są również w eklogitach. W tych ostatnich często jednak z mniejszą lub większą wyrazistością zaznacza się tekstura kierunkowa. Polega ona z jednej strony na równoległym warstwowym zagęszczaniu się na przemian omfacytu z granatem i karyntynu, niekiedy dystenu, muskowitu, zoizytu, rutylu, często kwarcu w wyraźne kierunkowe gniazda i laminy, pierwotnego oligoklazu w tle albo samego, albo zmieszanego z kwarcem. Z drugiej strony w obrębie tych kierunkowych zagęszczeń niektóre minerały układają się swymi kierunkami spłaszczenia lub osiowego wydłużenia mniej lub więcej równoległe do warstwowych zagęszczeń. Najwyraźniej ukierunkowane są płytki dystenu i muskowitu oraz pręcikowe skupienia zoizytu, lecz również omfacyt wykazuje to w niemalym stopniu. Natomiast karyntyn, choć także warstwowo koncentrujący się, ma orientację blastów zupełnie nieuporządkowaną.

Przyczynę tej równoległości teksturalnej upatruję w uwarstwieniu pierwotnego materiału skalnego, najprawdopodobniej osadowego. Postblastyczne deformacje kierunkowe są z reguły niedostrzegalne, ujawniają się co najwyżej w większych blastach dystenu. Jeśli w ogóle były, zostały całkowicie zablźnione przez bla-

steżę w schyłkowej fazie etapu eklogitowego, głównie przez wzrost karyntynu i oligoklazę pierwotnego w tej fazie. Ta kierunkowość pierwotna przechodzi do etapu amfibolitowego i ślady jej, zwykle mniej lub więcej zatarte, dostrzegamy nieraz w amfibolitach eklogitowych. Jest to najważniejsza wskazówka na to, że amfibolizacja eklogitów była procesem statycznym, któremu nie towarzyszyły żadne ważne wydarzenia tektoniczne.

W skałach tej serii często natrafia się na *białawe żyłki* zmiennej grubości i urozmaiconych kształtów, które według utartych szablonów opisów geologicznych można by określić jako iniekcje lub infiltracje apłitów lub pegmatytów. Niektóre z nich wykazują megaskopowo większe błyszczące ziarna białych skaleni i istotnie przypominają pegmatyty, zwłaszcza gdy odznaczają się większą grubością, np. do kilku centymetrów. Większość z nich jednak nie przekracza kilku milimetrów. Przebieg ich jest albo w przybliżeniu zgodny z laminacją, albo poprzeczny czy też ukośny pod różnymi kątami. Pospolite są one zwłaszcza wśród karyntynitów, lecz zdarzają się też w eklogitach i amfibolitach karyntynowych. Nie studiowałem ich szczegółowo, gdyż wykraczało to poza zamierzenia niniejszej pracy. Na podstawie pobieżnych obserwacji makro- i mikroskopowych stwierdziłem, że zawierają one zwykle te same minerały jak skały otaczające, lecz w zupełnie zmienionych proporcjach: znacznie mniej granatu i produktów rozkładu omfacytu, a znacznie więcej oligoklazę, który urasta tu w ziarna bardzo duże, zazwyczaj stowarzyszone z rzadkimi, lecz bardzo dużymi karyntynami. Na tej podstawie przypuszczam, że są to produkty lokalnej *dyferencjacji metamorficznej*, które wypełniały sekrecyjnie diaklasy otwierające się w schyłkowej fazie blastozy eklogitów, kiedy to głównie karyntyn i oligoklazę wzrastały z roztworów intergranularnych. Są to więc nie iniekwane apłity lub pegmatyty, lecz metamorficznie dyferencyjne *pegmatoidy*.

Wiele megaskopowo podobnych, jasnych żył zgodnych z laminacją wynikło z przeobrażenia sedimentacyjnych przewarstwień bardziej piaszczystych, o czym dość szeroko pisałem na str. 97—102. Opisane tam zjawiska wtórnego dopływu plagioklazę do tych przewarstwień ze skał otaczających odbywały się przynajmniej po części równocześnie z ową metamorficzną dyferencjacją w schyłkowej fazie ewolucji eklogitów, stąd częste podobieństwo tych przewarstwień do żył sekrecyjnych. Nie wykluczone jednak, że również uwalnianie sodu z amfibolizującego się omfacytu w okresie jeszcze późniejszym mogło być dalszym źródłem dla feldspatytacji plagioklazowej tych przewar-

stwień. Są to skomplikowane zagadnienia wymagające studiów specjalnych.

Jak już wspomniano, największy procent mas skalnych odsłoniętych na wzniesieniu 647 m koło Strachocina przypada na amfibolity eklogitowe powstałe z przeobrażenia eklogitów mniej lub więcej bogatych w karyntyn i zawierających często pokaźne ilości oligoklazę pierwotnego. Można tu do woli studiować w mikroskopie kolejne stadia tego procesu, nieraz nawet w obrębie jednej płytki cienkiej. Końcowe stadia tego ciągu ewolucyjnego, którego nie ma powodu nazywać metamorfizmem regresyjnym czy też diaforezą, odznaczają się zupełnym zanikiem granatu i dostarczają amfibolitów diablastycznych z zachowanym jeszcze karyntynem i w końcu przez gruntowną rekrystalizację struktur diablastycznych i blastów karyntynu na amfibolity zwyczajne, jak się zdaje rzadkie na opisywanym terenie. Różne stadia tego procesu znajdują zresztą odbicie w ilościowym składzie mineralnym całej serii próbek, zestawionym w tabeli 15C. Oto wybrane przykłady opisu mikroskopowego tych stopniowych przekształceń zaobserwowane w obrębie poszczególnych płytek cienkich.

Eklogit pierwotny, równoziarnisty, lecz niejednorodny, z wyraźnie warstwowym zagęszczaniem się poszczególnych minerałów w równoległe warstewki. *Granaty* raczej drobne, nierówno rozmieszczone, stosunkowo ubogie we wrostki, zupełnie nie zaatakowane. *Omfacyt* w licznych i dużych reliktach obramowanych mętnym kryptodiablastycznym agregatem amfibolowym. *Karyntyn* w ilości umiarkowanej w postaci małych i średnich ksenoblastów, te ostatnie z wrostkami granatu, omfacytu, dystenu, muskowitu i kwarcu. *Dysten* dość obfity w drobnych silnie spłaszczonych listewkach. *Muskowit* w blaszkach często dość dużych, które są dobrze zachowane, gdy są wrosnięte w laminach mozaikowego kwarcu, poza nim jednak silnie od zewnątrz zaatakowane przez mętny, niemal kryptokrystaliczny agregat biotytowy. *Oligoklazę pierwotnego* niewiele, tylko lokalnie tworzy on interstycjalne tło dla pozostałych składników. *Rutyl* w drobnych ziarnkach układa się w wydłużone gniazdko i sznureczki zgodne z laminacją.

Taki eklogit w sposób nieostry przechodzi w *amfibolit eklogitowy*. Omfacyt zanikł już zupełnie, mętny agregat diablastyczny wytworzony na jego miejsce tworzy liczne zagęszczone miejscami plamy, lecz w znacznej części ulega rekrystalizacji i samooczyszczeniu. Powstają z niego robaczkowe agregaty diablastyczne bladej hornblendy lub nawet grubsze jej blasty. Często widać, jak mętne plamy początkowego agregatu po brzegach rekrystalizują w grubo-

diablastyczną *hornblendę*, wyodrębniający się zaś przy tym *plagioklaz wtórny* dołącza się w interstycjach do oligoklazu. *Granat* jest wyraźnie nagryzany z wydzielaniem *hornblendy* mocniej zielonej. *Dysten* jeszcze obfity, lecz mocno nadgryziony i otoczony najpierw mętną skorodowaną obwódką, na zewnątrz jaśniejszym rąbkiem agregatu kryptokrystalicznego o wygładzie serycytowym. Zachowało się jeszcze trochę *muskowitu*, lecz ogromna większość jego wyparta została przez *symplektyt biotytowy*, miejscami wyraźnie już zrekrystalizowany. Charakterystyczne, że amfibolowe agregaty diablastyczne po omfacycie, biotytowe symplektyty po muskowicie i relikty dystenu wtedy, gdy tkwią w kwarcu, otoczone są zawsze ostro odcinającymi się obwódkami wtórnego plagioklazu. Plagioklaz ten wżera się również od zewnątrz w karyntyn, który w tych miejscach przyjmuje zabarwienie zielonkawe, lecz w środku ziarn zachowuje nadal pierwotny odcień żółtawy. W rutyli obficie wydzielili się wtórne plamki ilmenitu.

Dalej skała przechodzi w *amfibolit diablastyczny* ze stopniowym zanikiem delikatnych struktur i rekrytalizacją wtórnej *hornblendy* na grubsze elementy. Zacierają się też różnice pomiędzy wtórną *hornblendą* a karyntynem, który w drobniejszych ziarnach w całości staje się bladooliwkowy i co najwyżej w środkach największych ziarn zachowuje ślad swego pierwotnie żółtego zabarwienia. Dystenu i muskowitu nie ma już ani śladu. *Granat* znikł również prawie doszczętnie, tylko w największych ziarnach karyntynu ocalało tu i ówdzie parę jego reliktyw. Plagioklaz pierwotny i wtórny nie dają się już odróżnić. Zmalała wybitnie ilość rutyli, zamiast niego pojawił się tytanit.

Jako obserwację ogólną trzeba podkreślić, że front przeobrażenia przesuwają się w skale bardzo nierówno, w różnych miejscach zaawansowanie procesów wtórnych jest bardzo różne. Wniosek stąd, że zależy ono od lokalnie zmieniających warunków drożności przestrzeni międzyziarnowych dla roztworów uruchamiających wtórne reakcje. Nie należy więc wyobrażać sobie, że minerały eklogitów same ze siebie tracą trwałość i spontanicznie przeobrażają się w produkty wtórne. Bez roztworów intergranularnych reakcje te przebiegać nie mogą.

Szczełinowa amfibolityzacja produkująca czarniawe żyłki w eklogitach jest w omawianych skałach często spotykana, nie jest ona jednak nigdy tak wyrazista jak w eklogitach innych poprzednio opisanych wystąpień. Przyczyną jest tu stała obfitość ciemno zabarwionego karyntynu i większa przenikliwość skały dla roztworów intergranularnych, powodująca raczej łatwe ich rozchodzenie się po skale i stosunkowo szybszą jej amfibolityzację

„*en masse*”. Młodsze pęknięcia, którymi krążą późne roztwory, wypełnione są najczęściej prehnitem, nierzadko adularzem i kalcytem. Oto konkretny przykład ilustrujący te zjawiska.

Eklogit jest skałą dość wyraźnie kierunkową, stosunkowo jasnoszarą, drobnokrystaliczną, z rzadko rozsianymi dużymi plamami karyntynu. Jej ilościowy skład mineralny reprezentuje analiza nr 7 w tabeli 15A. *Granaty* często automorficzne, stosunkowo ubogie we wrostki. *Omfacyt* w silnym stopniu zaatakowany robaczkową korozją produkującą piroksenowe symplektyty, na co później nałożył się mętny kryptodiablastyczny agregat amfibolowy, lecz relikty omfacytu jeszcze liczne. *Muskowit* w znacznym stopniu wyparty przez symplektyt biotytowy, *dysten* bardzo liczny, lecz w tabliczkach i listewkach bardzo drobnych. *Zoizyt* mniej liczny w małych i średnich słupkach. *Karyntyn* tworzy przeważnie małe i średnie blasty poikilitowo poprzerastane wszystkimi innymi minerałami, zwierające się tu i ówdzie w gniazda widoczne megaskopowo jako ciemne plamy. *Kwarc* skupia się w wydłużone gniazdzka i laminy, *pierwotny oligoklaz* interstycjalny (16—17% anortytu) tworzy miejscami obfitsze tło dla wszystkich minerałów. *Rutyl* dość skąpy z punktikami ilmenitu chętnie skupia się w gniazdzka i sznureczki. Tekstura kierunkowa wyraźna dzięki uporządkowanemu ułożeniu omfacytu, dystenu, muskowitu, zoizytu, rutyli, a także skupianiu się kwarcu w zgodne z tym laminki.

W pewnych partiach skały biegną ciemniejsze smugi i przecinające wszystko białawe młodsze żyłki. Duża płytka cienka wycięta z takiego miejsca jest szkiełkowo przedstawiona na figurze 16. Widać tam, jak w kierunkowym tle eklogitu (1) biegnie po przekątnej ciemniejsza smuga (2), która okazuje się wtórnie wytworzonym amfibolitem eklogitowym, całość zaś przecięta jest młodszymi żyłkami prehnitu (3).

W smudze wtórnego amfibolitu nieostro i stopniowo przechodzącej w otaczający eklogit widać postęp tego procesu. Omfacyt zanika, mętne kryptodiablastyczne agregaty po nim rekrytalizują w bardzo *drobnodiablastyczną hornblendę*, która ku środkowi smugi staje się coraz grubiej skrytalizowana i w końcu wytwarza oddzielne blasty oliwkowozielonej *wtórnej hornblendy*. Równocześnie coraz silniej nagryzany jest granat, tak iż w środku smugi pozostają już tylko jego relikty. Zoizyt znika zupełnie, natomiast utrzymują się miejscami relikty muskowitu i dystenu, te ostatnie otoczone grubszymi łupinami agregatu przypominającego serycyt. Rutyl oskorupia się agregatowym tytanitem. Nienaruszone pozostają blasty karyntynu, choć zielenieją one w swych

wypustkach i obrzeżeniach upodabniając się do wtórnej hornblendy. Nienaruszone pozostają też kwarc i tło oligoklazu pierwotnego, z którym zresztą miesza się i łączy plagioklaz wtórny wyodrębniający się z agregatów diablastycznych po omfacycie. Charakterystyczne, że kierunkowość eklogitu przechodzi bez zakłóceń w smugę amfibolitową, zaznaczając się tu ułożeniem reliktyw dystenu i muskowitu, rutylu z tytanitem, wydłużoną formą pasemek kwar-

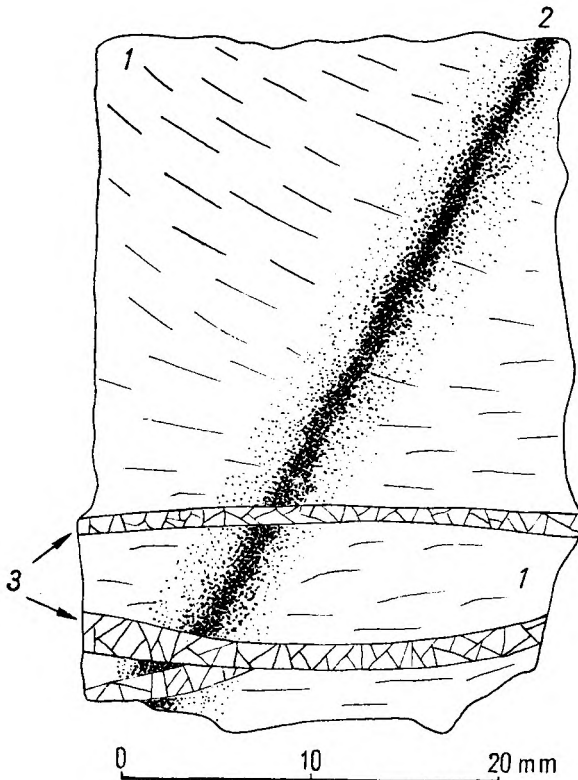


Fig. 16

Nieostra smuga zamfibolityzowana (2) w eklogicie ze Strachocina (1) z późniejszymi żyłkami prehnitu (3). Punkt XV

Amphibolitized streak (2) in a thin section of the eclogite (1) of Strachocin (point XV) with later prehnite veinlets (3)

cu, zagęszczeń karyntynu, a nawet układem hornblendy wtórnej pochodzącej od omfacytu. Nie ulega więc wątpliwości, że amfibolityzacja eklogitu odbywała się tu bez żadnych deformacji w warunkach absolutnie statycznych.

Żyłki prehnitowe (3) tną zarówno eklogit, jak powstały z niego amfibolit i są niewątpliwie tworem młodszym od amfibolityzacji. Pod mikroskopem widać, że nie mają one budowy tak prostej, jak można by sądzić na podstawie rysunku, dzielą się one, rozgałęziają i łączą z powrotem w dość skomplikowanym

systemie cieńszych żyłeczek. W grubszej żyłce można wyróżnić kilka równoległych stref o różnej strukturze, oznaczających zapewne wypełnienia kilku kolejnych faz otwierania się i wypełniania szczeliny. W jednej strefie prehnit przedstawia duże, mętne, ksenomorficznie pozazębiane ziarna, w sąsiedniej — drobne klarowne słupki przenikające się w różnych kierunkach. Z żyłek tych prehnit przenika nieco w głąb zamfibolityzowanego eklogitu i widać, jak sprzyja tam szybszej rekrytalizacji diablastycznych agregatów hornblendy. Granat ani karyntyn nie są wcale wrażliwe na infiltrację prehnitu. W niektórych miejscach prehnitowi towarzyszy wtórny kalcyt. W innych miejscach skały (poza partią objętą fig. 16) dołącza się adular, tworzący zresztą także osobne żyłki.

Powstanie smugi amfibolitowej musiało być uwarunkowane zmianą składu roztworów intergranularnych krążących w eklogicie. W pewnym momencie wytworzyło się w eklogicie złużnienie w kierunku poprzecznym do jego słabej foliacji, jakiś rodzaj szczeliny, którą roztwory te łatwiej cyrkulowały i mocniej działały na pobliskie partie eklogitu. W tych partiach nastąpiła gruntowniejsza amfibolityzacja i powstała żyłka amfibolitu eklogitowego. Im dalej od tego głównego kanału cyrkulacji roztworów, tym wolniej rozwijały się reakcje wtórne i procesy rekrytalizacji wtórnej hornblendy. W odległości większej od paru milimetrów działanie ich było już bardzo słabe, ograniczone tylko do dyfuzji w filtrze intergranularnym i tam eklogit zdołał się nieźle zachować, chociaż początkowe objawy amfibolityzacji i tam się już zaznaczyły. W ten sposób wytworzyło się stopniowe przejście od eklogitu mało zmienionego do prawdziwego amfibolitu eklogitowego. Oczywiście nie ma żadnej racji doszukiwania się na tych milimetrych odległościach jakichś nagłych zmian warunków *p/t*, jak chcieliby zwolennicy klasycznych poglądów na stosunki pomiędzy głębszą facją eklogitową a płytszą — amfibolitową.

Zróżnicowanie petrograficzne serii eklogitowo-amfibolitowej z okolic Strachocina

Skały tej serii są wyjątkowo szeroko zróżnicowane i reprezentują urozmaicone przejścia pomiędzy różnymi głównymi typami petrograficznymi. Zmienność składu mineralnego ujęta w tabelach 15 A—D jest bardzo duża, natomiast zmienność składu chemicznego, sądząc na podstawie dotychczasowego materiału analitycznego, jest raczej niewielka. Wynika to stąd, że przy podobnym ryczałtowym składzie chemicznym materii skalnej istniały różne możli-

wości wzajemnego zastępowania się w odpowiednich proporcjach minerałów blastezy pierwotnej, takich jak piroksen — granat — karyntyn — plagioklaz, a ponadto również możliwości późniejszego podstawiania na miejsce piroksenu i granatu minerałów wtórnych, głównie hornblendy zwyczajnej i plagioklazu. Dokładniejsze przestudiowanie tych przejść petrograficznych — zarówno pierwotnych, jak i wtórnych — miałyby zasadnicze znaczenie dla określenia stosunków genetycznych pomiędzy eklogitami a amfibolitami. Seria strachocińska wydaje się obiektem wiele obiecującym pod tym względem, lecz dane petrograficzne zebrane w tej pracy są na pewno zupełnie niewystarczające do rozwiązania tego problemu.

Dla graficznego zobrazowania zmienności mineralogiczno-petrogenetycznej serii eklogitowo-amfibolitowej Strachocina zastosowano metodę następującą:

Wyznaczone przy pomocy analizy mikrometrycznej proporcje objętościowe minerałów mogą posłużyć jako parametry ilościowego wykresu. Z minerałów paragenety pierwotnej uwzględniamy tylko minerały główne — granat, piroksen (omfacyt), karyntyn i plagioklaz, pozostawiając poza nawiasem obliczeń minerały poboczne, takie jak kwarc, muskowitz, dysten, zoizyt, rutyl itp. *Granat z omfacytem* przedstawiają klasyczną dwumineralną paragenetę eklogitową, ich suma tworzy dla nas podstawę do obliczenia jednej współrzędnej wykresu oznaczonej symbolem *E*. Drugiej współrzędnej dostarcza *karyntyn* (symbol *C*), trzeciej *plagioklaz pierwotny* (symbol *P*).

Za czwartą współrzędną wykresu, będącą miarą wtórnej amfibolizacji skał, przyjmujemy sumę wszelkich kryptokrystalicznych agregatów i diablastycznych utworów amfibolowych po omfacycie, wtórnej hornblendy wytworzonej z granatu, i blastów wtórnej hornblendy powstałej z gruntownej rekrytalizacji poprzednio wymienionych produktów, określając tę sumę symbolem *A*. Pomiędzy natomiast wszelkie inne wtórne minerały tworzące się ubocznie przy amfibolizacji, jak np. symplektyty biotytowe w tle plagioklazowym, powstałe z muskowitzu i in. Kłopotliwa jest sprawa plagioklazu wtórnego wydzielającego się przy wymienionych wtórnych procesach. We wczesnych etapach amfibolizacji jest on tak ściśle diablastycznie spleciony z wtórnymi amfibolami, że nie da się mikrometrycznie od nich oddzielić. Przy daleko posuniętej rekrytalizacji wtórnych amfibolitów łączy się on z plagioklazem pierwotnym i nie da się od niego odróżnić. Wynikający stąd błąd metodyczny jest z reguły niewielki i stać się może poważny tylko w amfibolitach, które zatraciły zupełnie

ślady pochodzenia eklogitowego, lecz takich skał w zanalizowanym materiale jest zaledwie kilka.

Cztery wymienione współrzędne wykresu — *E*, *C*, *P*, *A* — uzyskujemy z odpowiednich danych z tabel 15A—D przeliczywszy je na sumę 100. Wartości te podane są na dole tabel. Są to współrzędne poszczególnych próbek skalnych w czworościanie koncentracyjnym, którego rysunek przedstawiony jest w prawej górnej części figury 17. Ściana *ECP* tego czworościanu jest trójkątem koncentracyjnym podającym stosunki w obrębie minerałów paragenety pierwotnej — granat z omfacytem, karyntyn, plagioklaz. Przy samym narożu *E* normalne i typowe eklogity, przy narożu *C* skały z przygniatającą przewagą karyntynu czyli karyntynity; pomiędzy nimi tuż przy krawędzi *EC* skały pośrednie pomiędzy eklogitami i karyntynitami czyli eklogity karyntynowe bez plagioklazu, oraz dalej ku środkowi trójkąta przesunięte eklogity karyntynowe z plagioklazem. Przy samym wierzchołku *P* jest miejsce zwyczajnych gnejsów łuszczkowych, przy krawędzi *PE* zaś mieszcza się granulity ze względu na zawartość granatu wchodzącego w skład parametru *E*.

Jak wynika z opisów i tabel 15A—D, w serii strachocińskiej nie ma prawie skał, które byłyby zupełnie pozbawione amfiboli wtórnych i które z tego powodu leżałyby w płaszczyźnie trójkąta *ECP*. Wszystkie prawie (z wyjątkiem paru paragnejsów i karyntynitów) wykazują większą lub mniejszą wartość parametru *A*, tzn. ich punkty leżą w mniejszej lub większej odległości od ściany *ECP* w środku czworościanu. Przy samej krawędzi *EA* leżą bliżej wierzchołka *E* eklogity zamfibolizowane z zachowanym granatem i omfacytem w mniejszym lub większym procencie zamfibolizowanym, bliżej wierzchołka *A* amfibolity eklogitowe z omfacytem całkowicie wypartym przez diablastyczną hornblendę i z granatem w różnym stopniu wypieranym przez różne wtórne produkty, i jedne i drugie jednak pozbawione karyntynu i plagioklazu pierwotnego. Jak wiemy, nie ma takich skał w Strachocinie, wszystkie zawierają sporo karyntynu i najczęściej też mniejszy lub większy procent pierwotnego plagioklazu; punkty ich muszą się mieścić w głębi czworościanu.

Na tylnej ścianie czworościanu *APC* leżą amfibolity z karyntynem, nierzadkie w serii strachocińskiej jako odmiany z zupełnie rozłożonym omfacytem i granatem, natomiast z dobre jeszcze wyróżniającym się, choć mniej lub więcej pozieleniałym, karyntynem. Wzdłuż boku *AP* leżą bliżej *A* amfibolity zwyczajne, bliżej *P* — gnejsy hornblendowe. Nie brak ich w serii strachocińskiej, choć tworzą one drobne

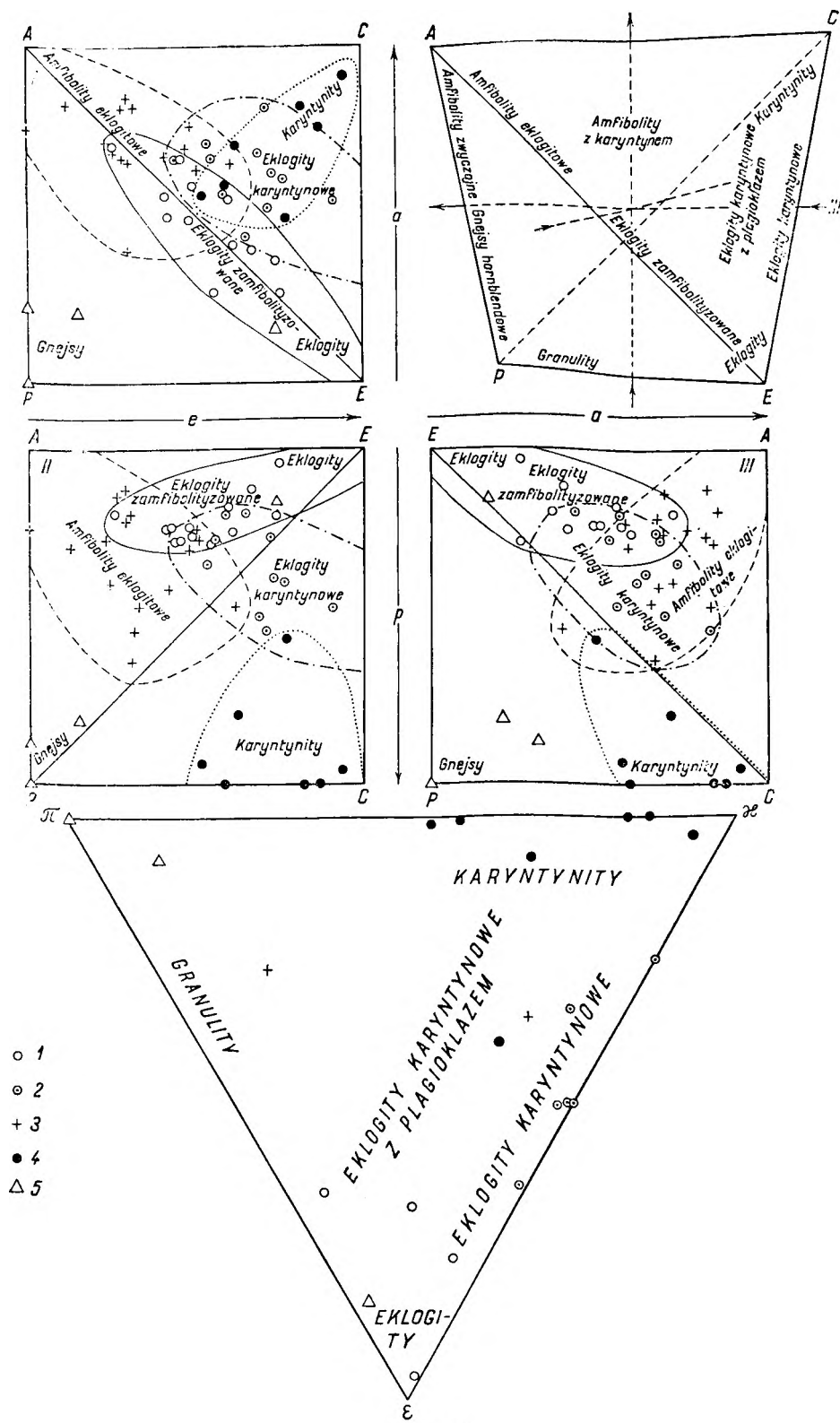


Fig. 17

Wykres tetraedryczny ECAP dla serii skał ze wzgórza 647 m koło Strachocina. Rzut I: $\perp EA$ (e/a), Rzut II: $\perp EP$ (e/p), Rzut III: $\perp EC$ (a/p). Trójkąt $EKII$ ilustruje stosunki między pierwotnymi składnikami mineralnymi $E-K-P$, a jego współrzędne oblicza się w sposób objaśniony na stronie 149

- 1 - eklogity z karyntynem, 2 - eklogity karyntynowe, 3 - amphibolity, 4 - karyntynity, 5 - skały różne

Tetrahedron diagram ECAP for the eclogite-amphibolite series of the hill 647 m near Strachocin. Projection I: $\perp EA$ (e/a), projection II: $\perp EP$ (e/p), projection III: $\perp EC$ (a/p). Triangle $EKII$ illustrates primary mineral contents of $E-K-P$, his co-ordinates are calculated as is shown on p. 149

- 1 - carinthine bearing eclogites, 2 - carinthine eclogites, 3 - amphibolites, 4 - carinthinites, 5 - other rocks

i lokalne przekładki. Przeważnie nie wykazują one żadnych śladów pochodzenia eklogitowego, prawdopodobnie reprezentują one warstwy osadów o zrębnym składzie, które nigdy nie przeszły przez eklogitowe stadium ewolucji metamorficznej.

Rysunek czworościanu *ECPA* (fig. 17), ze względu na skróty perspektywiczne, nie może ilościowo odzwierciedlić wzajemnych położzeń i odległości pomiędzy punktami reprezentującymi różne, mikrometrycznie zanalizowane próbki skał. Przestrzenne ich stosunki nie dadzą się oczywiście ilościowo odwzorować w jednym rzucie na płaszczyznę rysunku. Wobec tego sporządzono trzy rzuty w kierunkach trzech prostopadłych do siebie osi czworościanu: *I* — $\perp EA$ i CP , *II* — $\perp EP$ i AC , *III* — $\perp EC$ i AP *. Rzuty te oczywiście przyjmują postać kwadratów. W każdym z nich wrysowano przekątnię reprezentującą tę krawędź czworościanu, do której prostopadle wykonano rzut i która jest widoczna z kierunku rzutowania. Te trzy kierunki rzutowania wrysowane są na figurze 17. W każdym z tak uzyskanych rzutów kwadratowych czworościanu mamy teraz dla każdego punktu inną parę współrzędnych prostokątnych, z których każda przedstawia sumę innej pary współrzędnych czworościanu *ECPA*.

W rzucie *I* współrzędnymi są $e = E + C$ i $a = C + A$

W rzucie *II* współrzędnymi są $e = E + C$ i $p = P + C$

W rzucie *III* współrzędnymi są $a = C + A$ i $p = P + C$.

Figura 17 przedstawia trzy w powyższy sposób sprzężone rzuty czworościanu *ECPA* z punktami projekcyjnymi wszystkich zanalizowanych próbek, przy czym punkty pięciu wyróżnionych w tabelach 15A—D grup petrograficznych oznaczone zostały odrębną sygnaturą. Punkty każdej z tych grup obwiedzione zostały liniami. Widać, jak pola te we wszystkich rzutach częściowo na siebie zachodzą, co oznacza powiązanie tych grup stopniowymi przejściami w jeden zespół petrogenetyczny, z wyjątkiem gnejsów stanowiących przewarstwienia genetycznie odmienne. Układ pól jest w każdym rzucie inny, gdyż przestrzenne rozmieszczenie grup w obrębie czworościanu przedstawia się inaczej przy rzutowaniu na płaszczyznę z różnych kierunków*.

* W zasadzie dla jednoznacznego określenia każdego punktu w przestrzeni czworościanu wystarczyłyby tylko dwa spośród trzech wykonanych rzutów. Wykonano jednak wszystkie trzy rzuty, gdyż w każdym z nich sposób powiązania ze sobą grup petrograficznych przedstawia odmienny i pouczający aspekt.

Z przytoczonych opisów, tabel i wykresu (fig. 17) wynika, że strachocińska seria eklogitowo-amfibolitowa w pierwotnym swym zróżnicowaniu nie zawiera typowych eklogitów, lecz ciągnie się od eklogitów niezbyt bogatych w karyntyn przez eklogity silnie karyntynowe do karyntynitów prawie pozbawionych granatu i omfacytu, a więc skał przedstawiających swoisty rodzaj amfibolitów paragenetycznie powiązanych z eklogitami. We wszystkich ogniach tego ciągłego szeregu zróżnicowania pojawiać się zwykły pierwotny oligoklaz w większej lub mniejszej ilości. Do eklogitów typowych zbliża się tylko skała nr 1, w mniej wyraźny sposób skały nr 2 i 6. Od eklogitów mniej lub więcej bogatych w karyntyn procesy wtórnej amfibolizacji dają nieprzerwany ciąg przejść do amfibolitów eklogitowych z karyntynem, przedstawiających typ petrograficzny najbardziej rozpowszechniony na opisywanym obszarze. Dalej jeszcze, zupełny zanik wszelkich śladów paragenetyki eklogitowej prowadzi do amfibolitów zwyczajnych z karyntynem lub bez, lecz nie są to już skały bardzo pospolite. Nie wykryto wyraźnych przejść od karyntynitów do amfibolitów zwyczajnych, przypuszczalnie w związku z dużą odpornością karyntynu na procesy regionalnej wtórnej amfibolizacji.

EKLOGITY SERII GRANULITOWEJ STAREGO GIERAŁTOWA

Punkt *g* na fig. 1

Wstęp

Na szczegółowej mapie geologicznej czterech autorów niemieckich (Finckh, Meister, Fischer, Bederke 1942) arkusz Łądek 1 : 25 000, wśród granulitów budujących północne zbocza doliny Białej Łądeckiej nad wsią Stary Gierałtów, zaznaczona jest mała soczewka eklogitu. W tekście do tej mapy (1942) czytamy o tym eklogicie, co następuje: „W jasnych granulitach występują w postaci pasm odmiany bardzo bogate w granat, w których zjawiają się również niebieskie hornblendy, dysten, korund i omfacyt. Ze wzrostem przewagi tego ostatniego znika składnik skaleniowy, tak że takie krańcowe typy skalne winny być określone jako eklogity”. Wynika stąd, że zaznaczona na mapie jedyna soczewka eklogitowa, na zboczach pozbawionych zupełnie odsłoneń, gdzie próbki skalne można zbierać tylko ze stosów kamieni polnych wzdłuż miedz, jest sygnaturą symboliczną i czysto schematyczną.

Równie schematycznie i to z tego samego powodu potraktował eklogity na swoim szkicu geologicznym z 1957 r. J. Oberc, znacząc na

tych terenach kilka równoległych wtrąceń soczewkowatych o biegu SW—NE. Jedno z tych wtrąceń doprowadził on słusznie do samego dna doliny, gdyż istotnie w stromej skarpie nad samą rzeką w dwu oddzielnych miejscach odsłaniają się ciemnoszare, bogate w granat skały, które megaskopowo zupełnie przypominają bardzo drobnoziarniste odmiany eklogitów. Z chwalebłą ostrożnością nie przypisał on im zresztą na swym szkicu jednoznacznie tej nazwy, gdyż w owym czasie brak było jeszcze szczegółowego opracowania petrograficznego tych skał (por. K. Smulikowski 1957), a zwłaszcza analizy chemicznej wyodrębnionego z nich piroksenu, na tej zaś tylko podstawie można ponad wszelką wątpliwość ustalić jego przynależność do omfacytu i w konsekwencji zaliczyć skałę do eklogitów.

Takiego dowodu dostarczył po raz pierwszy komunikat K. Kozłowskiego (1958) podający ryczałtową analizę chemiczną skały z odsłonięcia nad rzeką oraz analizy chemiczne wyodrębnionych z tej skały piroksenu i granatu. Okazało się z nich, że piroksen ma istotnie skład omfacytu, a granat ma skład właściwy eklogitom. W ten sposób udowodniona została słuszność opinii cytowanych wyżej autorów niemieckich. Z drugiej strony jednak analiza mikrometryczna tej skały wykazała, że zawiera ona ponad 30% minerałów jasnych, w tym połowę prawie oligoklazu występującego w równowadze z nienaruszonym omfacytem i mającego wobec tego charakter minerału pierwotnego. Na szczególne znaczenie tego faktu dla problemu eklogitów w ogólności, a zwłaszcza ich mineralno-facjalnej odrębności w sensie nauki o facjach Eskoli zwracałem uwagę w całym szeregu swych artykułów (1960b, 1962, 1964a, 1964b). W każdym razie zanalizowanej skały nie podobna uważać za typowy eklogit, lecz raczej za ogniwo przejściowe pomiędzy eklogitami a granulitami.

W roku 1965 ukazała się w druku większa praca K. Kozłowskiego, obejmująca całość kompleksu granulitowego wraz z drobnymi wtrąceniami ciemnych skał mniej lub więcej zbliżonych do eklogitów. Na podstawie dużej serii analiz mikrometrycznych różnych skał tego kompleksu oraz szeregu analiz chemicznych autor ten dochodzi do wniosku, że mamy tu do czynienia z dość pełnym ciągiem zróżnicowania od zwyczajnych granulitów jasnych ubogich w granat, poprzez granulity ciemne wzbogacone w granat, dalej granulity oprócz granatu obfitujące w omfacyt, aż do właściwych eklogitów złożonych głównie z tych dwu minerałów i zawierających już zupełnie podrzędne ilości minerałów jasnych, tj. skaleni i kwarcu. Te eklogity właściwe mają ilościowo zupełnie znikomy udział w całości kompleksu

granulitowego, tworząc tylko rzadkie i bardzo cienkie, kilkunastocentymetrowe wkładki w obrębie zwykłych granulitów, zgodne z ogólnym uławiczeniem tychże. Drobne ziarna takiego samego omfacytu jak w eklogitach trafiają się miejscami również w granulitach jasnych.

Charakterystyczne jest zgodne, równoległe i naprzemianległe przekładanie się różnych skał tej serii, na przemian jasnych i ciemnych, w postaci cienkich warstewek o miąższości rzędu centymetrów lub nawet jeszcze cieńszych. Taka drobna alternacja przypomina, zdaniem K. Kozłowskiego, warstwowe migmatyty (arteryty) i najpowszechniej występuje w pewnym ograniczonym obszarze na stokach doliny ponad wsią Stary Gierałtów. W każdym razie całe zróżnicowanie petrograficzne kompleksu, zarówno w skali drobnej, jak i dużej, nosi charakter izofacjalny, lub ściślej wyrażając się izofizyczny, tzn. uzyskany w jednakowych mniej lub więcej warunkach *p/t*.

Materiałem wyjściowym dla kompleksu granulitowego Starego Gierałtowa była, według przypuszczeń K. Kozłowskiego, seria osadowa o warstwowo zróżnicowanym składzie. Jej ewolucja metamorficzna odbyła się prawdopodobnie w trzech kolejnych etapach: 1) *Etap przedgranulitowy*, w którym przeważający materiał osadowy przyjął postać bogatych w łyszczyki paragnejsów; 2) *Etap granulitowy*, w którym kosztem biotyty powstał granat (proces granatyzacji skał), potas zaś obu łyszczyków wraz z częścią glinki i krzemionki związała się w skałki potasowe. W bogatszych w wapno warstwach wytworzył się wówczas obok granatu omfacyt, dając skały mniej lub więcej zbliżone do eklogitów; 3) *Etap pogranulitowy*, w którym przy pewnym dopływie z zewnątrz potasu granat ulegał biotytyzacji i krystalizowały większe blasty mikropertyty mikroklinoowego. W tym etapie prawdopodobnie tracił swą trwałość omfacyt i przeobrażał się w amfibole. Ostatnie procesy, słabo zaawansowane w samym Starym Gierałtowie, nasilają się w kierunku północnym, zwłaszcza w pasie granulitowym na terenie czechosłowackim, gdzie granulity stają się mniej typowe, a eklogity zostają przeważnie zastąpione przez amfibolity.

Zagadnienie stosunku strefy granulitowej do ograniczających ją od zachodu i wschodu gnejsów gierałtowskich zostało tylko połowicznie rozwiązane w pracy K. Kozłowskiego. Wykazał on, że od wschodu kontakt granulitów z gnejsami gierałtowskimi nie jest tektoniczny ani w ogólności wyraźny, gdyż granulity i gnejsy alternują tam wielokrotnie w zgodnych ławicach, z wystąpieniem przejściowej odmiany gnejsów granatowych. Tak więc prowadząca do powstania granulitów granatyzacja starszych paragnejsów odbywała się w różnym

Tabela 17

Skład mineralny (w % obj.) serii granulitowo-eklogitowej ze Starego Gieraitowa według K. Kozłowskiego
(kolejność według rosnącej sumy granat + omfacyt + wtórne amfibole po omfacycie)

Mineral composition of the granulite-eclogite series from Stary Gieraitów after K. Kozłowski (volume per cent)

Skaly	Granulity jasne										Granulity ciemne										Granulity eklogitowe				
	(19)	(18)	(3)	(20)	(1)	(7)	(2)	(21)	(17)	(13)	(10)	(12)	(14)	(8)	(11)	(4)	(6)	(16)	(15)	(9)	(5)				
Numer próbek z pracy K. Kozłowskiego — 1965																									
Kwarc	35,6	31,6	35,6	37,5	30,8	36,4	27,3	27,6	25,3	23,5	15,9	11,8	14,3	15,0	11,2	23,1	19,3	20,8	17,3	10,3	1,1				
Skaleń potasowy	26,3	30,1	25,3	26,0	26,2	24,9	28,1	17,4	17,5	1,6	3,6	6,9	4,2	0,5	2,1	0,5	1,6	1,2	2,3	0,5	—				
Oligoklaz	31,4	30,7	31,4	27,4	35,0	28,7	33,8	35,1	30,5	36,1	42,2	38,3	36,2	33,4	36,4	24,5	16,8	14,5	15,4	20,0	2,3				
Muskowit lub fengit	—	—	—	—	0,2	—	ślad	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—				
Biotyt	1,8	1,1	1,1	2,4	0,6	1,6	0,9	2,4	7,4	2,3	2,2	3,0	2,1	4,2	1,0	3,1	3,4	4,2	—	—	—				
Granat	4,7	3,5	6,3	6,4	7,0	7,8	9,8	16,1	17,5	31,4	29,3	25,3	20,5	30,4	28,5	46,4	22,1	23,4	20,8	31,6	15,6				
Omfacyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,3	1,2	5,0	0,3	—	25,6	26,3	27,6	3,9	77,0				
Amfibole wtórne	—	2,3	—	—	—	—	—	—	1,7	2,3	4,9	6,0	21,4	9,5	20,4	3,7	10,5	8,9	11,5	32,4	2,5				
Rutyl	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	ślad	0,7	0,1	0,4	0,3	1,4	0,1	1,3	0,1	0,8	1,0	1,3	0,9	0,6	1,5				
Tlenki żelaza	ślad	0,3	0,1	0,1	ślad	0,3	ślad	0,3	—	0,3	0,8	ślad	ślad	0,2	ślad	ślad	ślad	0,2	—	0,7	ślad				
Tytanit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—				
Dysten	—	—	—	—	ślad	—	0,1	0,4	ślad	0,1	—	—	—	—	ślad	ślad	—	ślad	—	—	ślad				
Apatyt	—	—	ślad	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Cyrkon	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ślad	—	ślad	—	—	ślad	ślad	—	—				
E	13,0	9,6	16,7	18,9	16,7	21,4	22,5	31,4	35,2	45,0	38,3	42,4	27,4	45,2	33,6	62,2	63,6	68,0	64,3	40,4	95,0				
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
A	—	6,3	—	—	—	—	—	—	3,4	3,3	6,5	7,8	27,0	12,1	23,8	5,0	14,0	12,2	15,3	36,9	2,6				
P	87,0	84,1	83,3	81,1	83,3	78,6	77,5	68,6	61,4	51,7	55,2	49,8	45,6	42,7	42,5	32,8	22,4	19,8	20,4	22,7	2,4				
e	13,0	9,6	16,7	18,9	16,7	21,4	22,5	31,4	35,2	45,0	38,3	42,4	27,4	45,2	33,6	62,2	63,6	68,0	64,3	40,4	95,0				
a	—	6,3	—	—	—	—	—	—	3,4	3,3	6,5	7,8	27,0	12,1	23,8	5,0	14,0	12,2	15,3	36,9	2,6				
p	87,0	84,1	83,3	81,1	83,3	78,6	77,5	68,6	61,4	51,7	55,2	49,8	45,6	42,7	42,5	32,8	22,4	19,8	20,4	22,7	2,4				
ε	13,0	10,2	16,7	18,9	16,7	21,4	22,5	31,4	36,4	46,5	41,0	46,0	37,5	51,4	44,2	65,5	74,0	77,4	75,9	—	97,5				
π	87,0	89,8	83,3	81,1	83,3	78,6	77,5	68,6	63,6	53,5	59,0	54,0	62,5	48,6	55,8	34,5	26,0	22,6	24,1	—	2,5				
Gr.	13,0	9,6	16,7	18,9	16,7	21,4	22,5	31,4	35,2	45,0	38,4	32,9	25,9	38,8	33,3	62,2	29,5	32,0	27,6	35,9	16,0				
Om.	—	6,3	—	—	—	—	—	—	3,4	3,3	6,4	17,3	28,5	18,5	24,2	5,0	48,1	48,2	51,9	41,3	81,6				
Pl.	87,0	84,1	83,3	81,1	83,3	78,6	77,5	68,6	61,4	51,7	55,2	49,8	45,6	42,7	42,5	32,3	22,4	19,8	20,5	22,8	2,4				

stopniu w alternujących ławicach, najprawdopodobniej w zależności od różnic ich składu i drożności przestrzeni intergranularnych dla krążących roztworów. Dlaczego jednak cały gruby pakiet skalny, poprzez granulity, odbył tu właśnie i nigdzie więcej w podobnym stopniu odmienną ewolucję metamorficzną niż reszta metamorfiku Gór Żółtych i Śnieżnickich, tego nie udało się wyjaśnić w sposób zadowalający.

Seria granulitowa Starego Gierałtowa z warstwowymi przekładkami mniej lub więcej zbliżonymi do eklogitów stanowi osobliwość petrologiczną w skali światowej. Parageneza pierwotna omfacytu z oligoklazem świadczy, że wbrew dotychczasowym poglądom oba te minerały nie zawsze się wykluczają i w pewnym

zakresie warunków mogą współistnieć w równowadze, a to przekreśla odrębność eklogitów w facjalno-mineralnym znaczeniu Eskoli. Znać są wprowadzić na światło przypadki występowania „eklogitów” w asocjacji z seriami granulitowymi lub charnockitowymi niedaleko od Sudetów, np. w Moldanubiku Czech i Austrii oraz w Saksonii. Tam jednak są one związane genetycznie z ultrabazytami magmowego pochodzenia, przede wszystkim z perydotytami względnie serpentynitami zawierającymi pypop, a do tego piroksen tych „eklogitów” jest normalnie ubogi w sól, a więc dość daleki od prawdziwego omfacytu, wobec czego nazywanie tych skał eklogitami musi budzić zastrzeżenia ze strony petrografa (patrz moje artykuły 1964a, 1965). Natomiast eklogity ze Sta-

Tabela 18

Skład mineralny (w % obj.) ciemnych granulitów bogatych w omfacyt i eklogitów ze Starego Gierałtowa (g) (kolejność według rosnącej sumy granat + omfacyt + wtórne amfibole po omfacycie)
Mineral composition of omphacite — rich dark granulites and eclogites from Stary Gierałtów (g) (volume per cent)

Skały Numer porządkowy	Granulity eklogitowe						Eklogity				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Granat	27,5	31,4	39,5	35,9	23,3	62,0	25,6	31,7	27,2	36,0	27,8
Omfacyt	22,5	24,7	21,9	39,9	46,1	8,4	35,7	50,9	47,7	31,7	62,8
Symplektyty piroksenowe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,4	—
Agregaty amfibolowe po omfacycie	0,4	0,1	10,2	0,1	7,6	6,2	—	6,3	15,2	12,7	3,1
Amfibol włóknisty	—	—	—	—	—	—	17,6	—	—	—	—
Hornblenda wtórna	—	0,3	1,5	—	—	0,8	—	0,6	1,0	0,4	—
Biotyt	0,8	0,2	—	—	—	—	0,1	0,2	0,5	—	1,8
Oligoklaz	25,8	21,0	5,3	5,0	9,0	3,6	1,9	3,0	5,2	0,2	1,9
Skaleń potasowy	1,0	0,6	—	—	0,4	1,1	6,3	0,5	0,5	—	0,8
Kwarc	19,2	19,6	17,6	18,3	10,0	14,7	9,4	3,9	1,9	6,8	0,2
Dysten	1,1	0,6	—	—	2,9	—	—	—	—	—	—
Rutyl	1,4	1,4	2,9	0,9	0,2	2,0	2,0	2,6	0,7	1,2	1,3
Tlenki żelaza	0,1	ślad	0,7	ślad	0,2	0,9	0,5	0,2	0,1	0,4	0,1
Piryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Apatyt	0,2	—	0,4	—	0,1	0,2	0,2	0,1	—	—	0,2
Cyrkon	ślad	ślad	ślad	ślad	ślad	ślad	ślad	—	ślad	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
<i>E</i>	65,6	72,4	78,3	93,7	80,7	86,9	75,8	89,3	77,8	85,5	94,8
<i>C</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>A</i>	0,5	0,5	14,9	0,1	8,8	8,6	21,8	7,5	16,8	14,3	3,2
<i>P</i>	33,9	27,1	6,8	6,2	10,5	4,5	2,4	3,2	5,4	0,2	2,0
<i>e</i>	65,6	72,4	78,3	93,7	80,7	86,9	75,8	89,3	77,8	85,5	94,8
<i>a</i>	0,5	0,5	14,9	0,1	8,8	8,6	21,8	7,5	16,8	14,3	3,2
<i>p</i>	33,9	27,1	6,8	6,2	10,5	4,5	2,4	3,2	5,4	0,2	2,0
ε	66,0	72,7	92,0	93,8	88,5	95,1	97,0	96,5	93,5	99,7	97,9
π	34,0	27,3	8,0	6,2	11,5	4,9	3,0	3,5	6,5	0,3	2,1
Gr.	36,1	40,5	50,4	44,4	27,1	76,6	31,7	34,3	28,2	39,4	29,1
Om.	30,0	32,4	42,9	49,4	62,4	19,0	66,0	62,5	66,3	60,4	68,9
Pl.	33,9	27,1	6,7	6,2	10,5	4,4	2,3	3,2	5,4	0,2	2,0

Tabela 19

Skład chemiczny skał i minerałów serii granulitowo-eklogitowej ze Starego Gierałtowa według K. Kozłowskiego (1965)

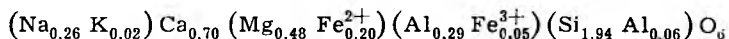
Chemical composition of rocks and minerals of the granulite-eclogite series from Stary Gierałtów, after K. Kozłowski (1965)

Skały i minerały (Numer w tabeli 17)	Granulity jasne				Granulity ciemne			Granat	Granat	Omfacyt
	a	b	c (3)	d (7)	e	f (6)	g (9)	h	i (6)	k (6)
SiO ₂	73,48	73,08	71,54	70,81	54,10	56,10	50,81	38,00	38,29	52,76
Al ₂ O ₃	13,88	13,18	14,22	12,95	13,96	13,10	15,85	21,10	21,60	8,11
Fe ₂ O ₃	1,32	0,82	1,77	2,25	1,91	1,30	3,85	0,87	0,71	1,88
FeO	1,44	2,11	1,39	0,65	7,56	9,27	11,28	26,90	23,20	6,50
MnO	—	—	0,02	0,03	0,12	0,04	0,12	0,29	0,14	0,02
MgO	0,26	0,46	0,60	0,46	5,06	4,92	4,18	4,05	5,91	8,81
CaO	1,75	1,64	2,49	1,65	9,68	9,80	9,50	8,50	10,11	17,90
Na ₂ O	2,73	4,19	3,11	3,09	4,31	2,67	2,12	—	—	3,58
K ₂ O	5,31	3,49	3,88	4,01	0,82	0,56	0,35	—	—	0,37
H ₂ O+	0,16	0,89	0,22	0,20	0,25	—	0,11	—	—	—
H ₂ O—	0,16	0,24	0,16	0,20	0,18	0,30	0,15	—	—	—
TiO ₂	0,33	0,61	0,40	0,21	1,60	1,78	1,33	0,22	0,21	0,23
P ₂ O ₅	—	0,22	0,03	0,03	0,23	—	0,08	—	—	—
Suma	100,82	100,93	99,83	100,74	99,77	99,84	99,73	99,93	100,17	100,16

h — granat z jasnego granulitu (anal. J. Dekert) $(\text{Fe}_{1,77}^{2+} \text{Mg}_{0,48} \text{Ca}_{0,72})(\text{Al}_{1,96} \text{Fe}_{0,03}^{3+})\text{Si}_{3,00} \text{O}_{12}$

i — granat z granulitu eklogitowego nr 6 (anal. K. Kozłowski) $(\text{Fe}_{1,50}^{2+} \text{Mg}_{0,68} \text{Ca}_{0,84})(\text{Al}_{1,97} \text{Fe}_{0,04}^{3+})\text{Si}_{2,97} \text{O}_{12}$

k — omfacyt z granulitu eklogitowego nr 6 (anal. K. Kozłowski)



regu Gierałtowa są zupełnie inne, tworzą warstewki nie mając nic wspólnego z ultrabazytami, a piroksen ich jest najprawdziwszym omfacytem, zawierającym około 26% wag. jadeitu. Oczywiście do takich osobliwych eklogitów i związanych z nimi przejściami granulitów nie może się stosować reguła A. J. R. White'a (1964) mówiąca, że pirokseny eklogitów muszą mieć stosunek cząsteczki jadeitowej do glinokrzemianu Tschermarka większy od 0,8, pirokseny jednoskośne ciemnych granulitów zawsze mniejszy od 0,5.

Ze względu na doniosłość tych skał dla problemu eklogitów w ogólności, uzupełniłem dane przytoczone w pracy K. Kozłowskiego własnymi szczegółowymi obserwacjami mikroskopowymi skał obfitujących w omfacyt, opartymi zarówno na zbiorach tego autora, jak i na próbkach przez siebie zebranych. Ograniczyłem się przy tym do terenów znad samej rzeki Białej Łądeckiej oraz z pobliskich partii stoków jej doliny, gdyż tam późniejsze procesy przetwórcze najmniej zmieniły pierwotny skład skał. Powyżej przytaczam w tabeli 17 analizy mikrometryczne K. Kozłowskiego cał-

kowitej serii skał z wymienionej części terenu z oryginalną numeracją tego autora, w tabeli 18 zaś także analizy własne. W obu tabelach skały analizowane uporządkowane są według rosnącej sumy minerałów czystej paragenety eklogitowej: granat + omfacyt + amfibolowe produkty przeobrażenia tego ostatniego. W tabeli 19 zestawione są zaczerpnięte z pracy K. Kozłowskiego analizy chemiczne skał i wyodrębnionych z nich minerałów, z podaniem zarazem numerów próbek mikrometrycznie zanalizowanych z tabeli 17. Dane analityczne tabel 17 i 18 zostaną użyte do sporządzenia paru wykresów różnicowania całej serii, które zostaną omówione i zinterpretowane przy końcu niniejszego rozdziału.

Opis minerałów i skał serii granulitowo-eklogitowej

Skały całej serii są zawsze drobnoziarniste, z drobnymi brunatnoczerwonymi ziarnkami granatu 0,5—2 mm średnicy. Megaskopowo są one najlepiej widoczne w typowych jasnych granulitach, gdyż rzadko rozsiane najwybitniej

odcinają się od jasnego tła, szaropopielatego w stanie idealnej świeżości, bielejącego łatwo przy chociażby słabym nadwietrzeniu. Ciemne granulity ubogie w omfacyt mają barwę ciemniejszą, różowoszarą, bogate w omfacyt wykazują w tle pomiędzy granatami zielonoszare ziarenka omfacytu przemieszane z szarymi skupieniami skaleniuowo-kwarcowymi. Prawdziwe eklogity mają tło granatów jeszcze ciemniejsze, szarozielone.

Tekstura większości skał całej serii jest prawie masywna. W jasnych granulitach przeważnie dostrzega się jednak zagęszczanie się granatu w cieniutkie sznureczki i warstewki, co najwyraźniejsze staje się przy wybieleniu skały skutkiem wietrzenia. W ciemnych granulitach jest to zwykle mniej widoczne, lecz i tu również często dostrzega się mniej lub więcej wyraźną skłonność do warstwowego zagęszczania się na przemian granatu i omfacytu. Również eklogity właściwe nie są od tego wolne. Wtórna amfibolizacja omfacytu często podkreśla jeszcze ślady tego uwarstwienia produkując większe i mniejsze czarniawe plamki zagęszczające się wzdłuż warstw. Rzadziej natomiast niż w eklogitach innych miejsc występowania widzi się czarniawe żyłki wtórnej amfibolizacji wzdłuż młodszych szczelinek. Fotografia 3 na planszy V przedstawia ciemny granulit bogaty w omfacyt, fotografia 4 na planszy V — eklogit, oba ze śladami takiego uwarstwienia. Bardzo wybitna warstwowość znamionuje mieszane skały, nazywane przez K. Kozłowskiego „*migmatytami granulitowymi*”. Białe warstewki jasnych granulitów alternują tu z warstewkami czerwonoszarymi lub zielonoszarymi czerwono nakrapianymi, wykazującymi bardzo zmienne stosunki ilościowe pomiędzy omfacytem, granatem i mieszaniną kwarcu z oligoklazem. Według moich obserwacji mamy tu do czynienia z drobnowarstewkową zmiennością składu pierwotnego osadu, nie zaś z późniejszą napływową migmatytyzacją.

Do opisu mikroskopowego takich drobnych przearstwień powrócę jeszcze później. Teraz tylko ogólnie zasygnalizuję widoczne pod mikroskopem objawy kierunkowej orientacji, rzadko zresztą bardzo wyraźne: Ziarna granatu bywają wydłużone w jednym kierunku zgodnym z uwarstwieniem, a także poikiloblasty omfacytu swą osią wydłużenia z niekiedy wykazują uprzywilejowaną równoległość do tego kierunku. Warto przy tym wspomnieć, że K. Kozłowski statystycznie na stoliku uniwersalnym stwierdził wybitne uporządkowanie osi z omfacytu w ciemnym granulacie i eklogicie według schematu pierścieniowego z symetrią rombowa. Przypuszczam, że chodzi tu o uprzy-

wilejowany wzrost omfacytu w płaszczyźnie pierwotnej laminacji.

Przechodzę teraz do fizjografii minerałów wchodzących w skład skał przejściowych od granulitów do eklogitów.

Granaty w całej serii od granulitów jasnych do eklogitów zdają się mieć skład dość podobny, o ile sądzić z podanych przez K. Kozłowskiego współczynników załamania (od 1,775 w eklogitach i granulitach eklogitowych do 1,777 w jasnych granulitach). Wnioskując z danych tabeli 19 można by powiedzieć, że w granatach granulitów jasnych jest więcej żelaza a mniej wapnia i magnezu niż w granatach z granulitów eklogitowych, co zgadza się z dotychczas znanymi prawidłowościami w tym zakresie (w granatach granulitów jasnych w % wag. 61,1 almandynu, 13,5 piropu, 22,6 grossularu; w granatach granulitów eklogitowych — 52,4 almandynu, 19,5 piropu, 27 grossularu). Przewaga almandynu nad piropem jest więc bardzo wielka jak na granaty eklogitowe. Według mojej klasyfikacji granatów w tych skałach (1965) granat z granulitu eklogitowego nr 6 mieści się w trójkącie Fe^{2+} Ca Mg na samym skraju pola zmienności granatów właściwych III grupie genetycznej eklogitów. Granat z granulitu jasnego wykracza już zdecydowanie poza to pole. W związku z tak wielką przewagą żelaza nad magnezem granaty skał Starego Gieraltowa wykazują nawet w cienkich płytkach dość wyraźne choć bardzo blade brunatnaworóżowe zabarwienie.

Wymiary i kształty ziarn granatu bardzo rozmaite, rozmieszczenie ich zaś z reguły nierówne. Często jest skłonność zagęszczania się nieforemnych ziarn granatu w osobne warstewki, gdzie inne minerały w drobniejszych ziarnkach w ilości podrzędnej zakleszczone są w zakątkach pomiędzy granatami. Warstewki takie można by nazwać *granatytami*. Przykładem może być analiza nr 6 w tabeli 18. W innych znów warstewkach granat rozrzedza się ustępując miejsca omfacytowi. Dwie warstwy ograniczające granatyt nr 6 są przedstawione w tej samej tabeli pod numerami 3 i 9. W jednych warstwach ziarna granatu są izometryczne, w innych wyraźnie spłaszczone zgodnie z laminacją. W granulitach jaśniejszych często górują one znacznie wymiarami nad wszystkimi innymi składnikami i mają kształty rozczłonkowane, wypustkami i mackami wnikające pomiędzy ziarna kwarcu i skalenia, ogarniające je i w skrajnym przypadku zamykające w swym wnętrzu, z czego powstają duże wrostki minerałów w granatach. W ten sam sposób powstają ziarna granatu wydrażone, nieraz atolowe. Stąd przypuszczenie, że granat krystalizował w środowisku, gdzie już przed nim istniały kwarc i skalenie.

W podobny sposób obrastał granat ziarna *dystenu* zamieniając je na duże wrostki (pl. XVIII, fot. 2). W wielu granulitach ciemnych i eklogitowych wszystkie prawie dysteny w skale są w ten sposób oskorupione granatem; można się domyślać, że dysten istniejący wcześniej stanowił centra, dokoła których krystalizacja granatu była ułatwiona. Pospolite wrostki w granatach tworzy rutil, znacznie rzadsze kwarc i plagioklaz. Przeważnie jednak — zwłaszcza w eklogitach właściwych — granaty poza sporadycznymi rutilami wolne są całkowicie od wrostków, same natomiast w postaci drobniejszych ziarek są często wrosnięte w omfacytach.

Omfacyt ma prawdopodobnie nieco zmienny skład w serii granulitowo-eklogitowej. W eklogitach właściwych i w granulitach eklogitowych, gdzie jest go dużo, jest on przeważnie w cienkiej płycie prawie bezbarwny lub bardzo bladzielonawy i ma skład zbliżony do wykazanego przez analizę *k* w tabeli 19, tzn. zawiera 25—29% cząsteczki jadeitowej i mało glinu w koordynacji 4. Optyczne dane oznaczone przez K. Kozłowskiego: $\angle z/\gamma = 38-41^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0195-0,020$, $2V_\gamma = 65-69^\circ$ (w moich próbkach $n_\gamma = 1,694$, $n_\beta = 1,677$, $n_\alpha = 1,669$, $\angle z/\gamma = 38-42^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,0217-0,0223$, $2V_\gamma = 68-72^\circ$). Jest to więc omfacyt o składzie normalnym dla wyróżnionej przez mnie III grupy genetycznej eklogitów. Natomiast w granulitach ciemnych ubogich w omfacyt lub w nielicznych granulitach jasnych zawierających nieco omfacytu minerał ten jest zwykle nawet w cienkiej płycie wyraźnie zabarwiony na kolor szarzielonawy, przypuszczalnie bogatszy w żelazo. Przypuścić więc można, że skład omfacytu jest nieco zróżnicowany w całej serii zależnie od stosunków chemicznych w całych skałach: w granulitach uboższych w ciemne składniki Fe wyraźnie przeważa nad Mg i również omfacyt jest bardziej żelazisty, natomiast w granulitach eklogitowych i eklogitach przewaga ta zwykle zanika i skutkiem tego omfacyt staje się bardziej magnezowy.

Forma wykształcenia omfacytu jest bardzo zróżnicowana w skałach całej serii i zdaje się podlegać pewnej ogólnej prawidłowości o dużym znaczeniu petrogenetycznym. Można wyróżnić 3 główne rodzaje wykształcenia omfacytu, powiązane przejściami i mogące występować obok siebie w tej samej skale, chociaż najczęściej jeden z nich zdecydowanie przeważa i jest dla danej skały charakterystyczny:

1. Drobne ksenoblasty wzrosłe intergranularnie pomiędzy ziarnami kwarcu i skaleni, odnogami wnikające pomiędzy nie, tu i ówdzie oblewające je i zamykające w postaci dużych

wrostków. Dominują one w granulitach ubogich w omfacyt.

2. Duże ksenoblasty gęsto naładowane dziesiątkami i setkami ziarek oligoklazu i kwarcu, często także z wrosniętymi drobnymi łuskami biotyту, ziarnami granatu, drobnymi rutilami. Często ten rozwój omfacytu można określić jako „gąbczasty”, gdyż łączna objętość wszystkich wrostków zdaje się górować nad tłem omfacytowym w całkowitej objętości ziarna. Orientacja tego omfacytowego tła jest jednolita, jest to więc jeden kryształ, podczas gdy poszczególne wrostki w nim są różnie zorientowane (pl. XVIII, fot. 3). Można więc mówić o poikiloblastach omfacytu. Nierzadko jednak sąsiadujące ze sobą wrostki kwarcu lub plagioklazu w ich obrębie mają grupkami jednokową orientację krystalooptyczną, tak jak gdyby należały niegdyś do jednego większego ziarna kwarcu, albo też plagioklaz, rozżartego i rozczłonkowanego przez omfacyt. W skałach o wyraźniejszej teksturze kierunkowej wrostki kwarcu i plagioklazu miewają czasem postacie wybitnie wydłużone w kierunku laminacji skały, a omfacyt ogarniający je również stosuje się do tego samego kierunku. Rozwój omfacytu nabiera więc charakteru diablastycznego (pl. XVIII, fot. 4). Te różne formy są szczególnie pospolite w skałach o średniej zawartości tego minerału, a więc w ciemnych granulitach bogatych w omfacyt i w granulitach eklogitowych.

3. Duże ksenoblasty omfacytu pozbawione wrostków kwarcu, oligoklazu i biotyту lub bardzo w nie ubogie, natomiast drobne granaty i rutyle nierzadko są w nich zamknięte. Ziarna omfacytu odznaczają się więc znaczną jednorodnością, choć nie są pozbawione wrostków bardzo drobnutkich, nieoznaczalnych, przeważnie ciemnych i koncentrujących się tu i ówdzie w plamiste lub smużyste zagęszczenia, mączących lokalnie czystość kryształu. Co najwyżej tylko przy brzegach ziarn, wzdłuż szwów pomiędzy nimi pozostaje jeszcze owa gąbczasta forma omfacytu, obficie przerosła drobnymi ziarnkami kwarcu i oligoklazu (pl. XVIII, fot. 5). Ta najlepiej ujednorodniona forma wykształcenia omfacytu jest właściwa skałom najbogatszym w ten minerał a najuboższym w minerały jasne (kwarc i skalenie), a więc eklogitom właściwym.

Uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że opisane 3 formy wykształcenia omfacytu przedstawiają 3 ewolucyjnie po sobie następujące stopnie ilościowego przyrostu omfacytu w skałach omawianej serii: od granulitów poprzez granulity eklogitowe do eklogitów właściwych. Nasuwa się więc hipoteza, że w pewnym etapie ewolucji metamorficznej skał omfacyt zaczynał wzrastać w zakątkach między-

ziarnowych kwarcu i plagioklazu kosztem jakiejś substancji mineralnej nie dającej się już dziś określić, wzrastając zamykał w sobie ziarna tych minerałów, a następnie stopniowo je trawił i likwidował. Opisane formy omfacytu byłyby więc stadiami progresywnej blastezy tego minerału, przy czym plagioklaz i kwarc byłyby zużywane na jego przyrost. Oczywiście różne stopnie tego procesu musiały być uzależnione od warstwowo zmiennego składu dawniejszych skał, a zapewne również i od ich struktury warunkującej cyrkulację roztworów intergranularnych i dlatego w różnych warstwach mogła się z czasem wytworzyć różna ilość omfacytu.

Obserwując pod silniejszym powiększeniem w bardzo cienkich płytkach kontury omfacytu, przede wszystkim na styku z jasnymi minerałami, tj. kwarcem i oligoklazem, dostrzegamy w wielu miejscach subtelne wystrzępienie omfacytu, niby delikatną frędzlę (pl. XVIII, fot. 6). Nie wszędzie jest ona widoczna. Najlepiej wykształcona jest na konturach poprzecznych do kierunku osi z omfacytu. Widzimy wówczas cieniutkie równoległe kanaliki wnikaające w głąb omfacytu mniej więcej zgodnie z kierunkiem osi z i pozostawiające pomiędzy sobą równie cieniutkie żeberka omfacytowe idealnie zgodne pod względem krystalooptycznym z główną masą nienaruszonego ziarna omfacytowego. W sumie daje to efekt owej frędzli. Przypuszczam, że chodzi tu o korozję omfacytu przez roztwory intergranularne bezpośrednio po ukończeniu blastezy wszystkich głównych składników skały. Korozja ta odbywała się z reguły kierunkowo, wzdłuż łańcuchów Si_2O_6 w strukturze omfacytu jako kierunku uprzywilejowanego dla penetracji składników z zewnątrz. Ściany pasa słupowego są bardziej odporne i dlatego frędzli nie wykazują (fig. 18).

Kanaliki korozyjne wypełnione są bezbarwną, słabo dwójłomną substancją o znacznie niższym od omfacytu współczynniku załamania, której nie da się bezpośrednio określić metodami mikroskopowymi z powodu zbyt cienikości kanalików. Na granicy omfacytu z oligoklazem można jednak stwierdzić zgodność optyczną substancji kanalików z tym skalaniem. Prawdopodobnie są to więc kanaliki wypełnione kwaśnym plagioklazem. Czy jest to więc korozja wywołana plagioklazem na skutek tego, że omfacyt przestał być trwały, a więc początek odbudowy omfacytu?

Może jednak zachodzi tu zjawisko wprost odwrotne, korozja plagioklazu przez omfacyt? Jeśli słuszne jest przypuszczenie wyrażone poprzednio, że omfacyt wzrastał kosztem plagioklazu i kwarcu, frędzla omfacytowo-plagioklazowa mogłaby być symplektytową formą pro-

gresji omfacytu w stosunku do plagioklazu. Wydaje mi się, że oba te sprzeczne wyjaśnienia są mało prawdopodobne.

Frędzla omfacytowo-plagioklazowa występuje zarówno na granicy z oligoklazem, jak z kwarcem i to zarówno na zewnętrznych konturach omfacytu, jak i na granicy z niektórymi wrostkami wewnątrz poikiloblastów. Zdarza się ona, chociaż rzadziej, na granicy z granatem, albo z biotytem z tym, że w ostatnim przypadku tworzy się frędzla biotyto-omfacytowa. Trudno więc myśleć o regresji omfacytu na rzecz korodującego go plagioklazu, tym bardziej że nie wszędzie na styku z plagioklazem — nawet w pomyślnej orientacji krystalograficznej — do niej dochodziło. Procesy wtórnego atakowania omfacytu są często obserwowane, lecz nakładają się na istniejącą już frędzlę jako zjawisko późniejsze, co będzie opisane w rozdziale następnym (str. 132). Trudno również

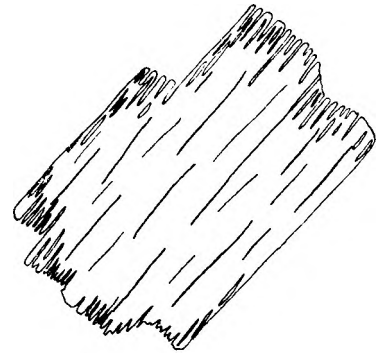


Fig. 18

Frędzla korozyjna ziarn omfacytu w granulitach eklogitowych Starego Gieraltowa (powiększenie około 400 ×)

Corrosion fringe on omphacite grains in the eclogitic granulites of Stary Gieraltów (magnified about 400 ×)

wyobrazić sobie frędzlę omfacytowo-plagioklazową na granicy z kwarcem jako zjawisko przyrostu omfacytu. Skąd brałyby się Mg, Fe, Ca potrzebne omfacytowi przy wzroście? Dlatego najbardziej prawdopodobne wydaje mi się przypuszczenie, że opisywane zjawiska zachodziły wkrótce po zakończeniu blastezy omfacytu i plagioklazu, lecz jeszcze przed okresem kiedy omfacyt przestał być trwały i zaczął przeobrażać się we wtórne symplektytowe produkty, oraz że sprawcami korozji omfacytu były gorące roztwory krążące w skale wzdłuż szwów międzyziarnowych.

Jasne składniki tworzą z reguły drobnoziarnistą panksenoblastyczną mozaikę, złożoną z kwarcu, oligoklazu i skalenia potasowego o wyglądzie jednoskośnego ortoklazu.

W przeciwieństwie do klasycznych terenów granulitowych w innych krajach, plagioklaz i skałen potasowy nie tworzą tu ścisłych przerostów mikropertytowych o charakterze mezopertytu, lecz przeważnie występują w ziarnach oddzielnych. Występujące często, lecz nie wszędzie, większe ksenoblasty delikatnie mikropertytowe mają według oznaczeń K. Kozłowskiego naturę mikroklinową i powstały jego zdaniem w okresie późniejszym („pogranulitowym”). W granulitach jasnych drobna mozaika tych składników buduje przeważającą masę skały i składa się z kwarcu, oligoklazu i skalenia potasowego w ilościach w przybliżeniu równorzędnych. W granulitach ciemnych redukuje się ona do roli tła dla barwnych minerałów, przy czym proporcja skalenia potasowego gwałtownie maleje, a często spada do zera (porównaj wykres fig. 19, str. 135). W eklogitach jasne składniki stają się bardzo skąpe, wypełniając tylko drobne zakątki pomiędzy ziarnami granatu i omfacytu lub tworząc w tym ostatnim wrostki.

K w a r c tworzy ziarna nierówne i często niejednostajnie rozmieszczone. Większe ziarna wykazują często nieco faliste wygaszanie lub rozpad na drobną mozaikę, czasami mają płaskie kształty i łączą się wzdłuż w osobne laminy zgodne z ogólnym uwarstwieniem. W mozaikowatym tle granulitów ciemnych kwarc koncentruje się często w niektórych miejscach tak, że pewne partie tego tła składają się głównie z kwarcu, inne — z oligoklazem. W granulitach jasnych tworzy częste wrostki w dużych granatach i mikropertytach, w granulitach ciemnych i eklogitowych — w omfacytach i oligoklazach, gdy te urastają do większych rozmiarów; w eklogitach rzadko tworzy wrostki w minerałach ciemnych, głównie ogranicza się do zakamarków pomiędzy nimi i wówczas często znacznie góruje nad oligoklazem.

Oligoklaz ma w całej serii dość stały skład (15—18% An., czasem na brzegach ziarn do 21% An) i jest z reguły czysty, nie zserycytowany. Prążkowanie albitowe delikatne i pospolite, peryklinowe rzadkie. Regułą są ziarna drobne, ksenomorficzne, pozbawione wrostków. Stosunkowo rzadko i lokalnie ziarna uzyskują większe wymiary i wtedy często zamykają w swym wnętrzu drobne okrągławe wrostki kwarcu, co uważam za wskazówkę przyrostu oligoklazem kosztem kwarcu. Największą przewagę w jasnym tle mozaikowatym uzyskuje on w granulitach ciemnych. Tam również zaznacza się jego przewaga wśród jasnych wrostków w omfacycie, przy czym nierzadko wrostki te przyjmują postacie w jednym kierunku wydłużone i gęsto ułożone w dużych poikiloblastach omfacytu, nadając im wygląd szkiele-

towy lub grubodiablastyczny. W jasnych granulitach tworzy często duże wrostki w granatach. We wszystkich opisanych formach występowania oligoklaz musi być uznany za minerał pierwotny, pochodzący z okresu poprzedzającego blastezę granatu i omfacytu.

W granulitach ciemnych bogatych w omfacyt i w eklogitach zjawiają się jednak inne formy pojawiania się plagioklazem — co prawda ilościowo zupełnie podrzędne — które przypuszczalnie ukształtowały się po ukończonej blastezie innych minerałów. Ziarna kwarcu, rzadziej mikropertytu, zamknięte w zakątkach pomiędzy ciemnymi minerałami eklogitów, oddzielone są od tychże cienkim rąbkiem kwasnego plagioklazem. Wrostki rutyłu, biotyty, kwarcu w omfacycie są bardzo często obrobione cieniutką warstewką takiegoż plagioklazem, która oddziela je od kontaktu z omfacytem. Kanałki korozyjne powodujące frędzlowate wystrzępienie niektórych konturów omfacytu są również wypełnione tymże plagioklazem. Plagioklaz tych kategorii, którego skład jest mikroskopowo nieoznaczalny z powodu delikatnego wykształcenia, jest moim zdaniem produktem roztworów intergranularnych z okresu następującego bezpośrednio po zakończeniu blastezy minerałów eklogitowych, granatu i omfacytu. Roztwory te musiały zatem prowadzić sód. Jeszcze później trwałość i odporność omfacytu na ich działanie wybitnie zmalała i rozpoczęły się już w sposób wyraźny procesy jego wtórnego rozkładu, które będą później opisane, a które wydzielały już plagioklaz niewątpliwie wtórny.

Skałen potasowy obfituje tylko w jasnych granulitach, gdzie zdaniem K. Kozłowskiego reprezentuje dwie generacje: 1. Generacja starsza, pochodząca z okresu granulitacji skał, przedstawia całkiem drobne ziarnka w dużej części intergranularnie rozwijające się w mozaice kwarcowo-oligoklazowej, bez wyraźnych znamion atakowania obu jej składników. Mikroskopowy wygląd ortoklazem bez mikropertytowych przerostów. 2. Generacja młodsza, z pogranulitowego okresu ewolucji skał, kiedy zaznaczył się pewien dopływ potasu z zewnątrz powodujący wtórną biotytację granatu, reprezentuje większe blasty o symetrii trójskośnej (mikroklin), agresywnie atakujące elementy starszej mozaiki, zamykające ich relikty w postaci wrostków i wykazujące delikatną, typową dla granulitów budowę pertytową. Ta młodsza generacja nie wszędzie jest obecna. Według K. Kozłowskiego procesy okresu pogranulitowego nasilały się stopniowo w kierunku północnym, wobec czego na samym południu strefy granulitowej, w Starym Gierałtowie, skąd pochodzą skały przeze mnie opisywane, młodszy

mikropertyt mikroklinowy na ogół odgrywa rolę podrzędną.

W granulitach ciemnych bogatych w omfacyt i w eklogitach, na których skoncentrowałem swą uwagę, skałek potasowy jest przeważnie również obecny, choć zwykle w ilości bardzo drobnej. Są to jedyne znane mi dotąd z całego świata eklogity zawierające ten składnik w postaci nie później szczelinami przez roztwory doprowadzonej (adular), lecz genetycznie z samą skałą związaną. Obecność takiego skalenia potasowego jest zapewne jedną z cech specyficznych eklogitów związanych genetycznie z granulitami bez udziału ultrabazytów.

W ciemnych granulitach bogatych w omfacyt w jasnym tle mozaiki kwarcowo-oligoklazowej często pojawiają się interstycjalnie w podrzędnej ilości drobniutkie ziarnka o wyglądzie ortoklazu, niepertytowe, a więc odpowiadające pierwszej generacji granulitów jasnych. Często jednak pojawiają się też ziarnka większe o strukturze mikropertytowej, porównywalne do drugiej generacji. Mogą one też samodzielnie wypełniać interstycje pomiędzy ciemnymi minerałami, zwłaszcza granatami. Przerosty pertytowe w nich mają postać delikatnych, mniej więcej równoległych włókienek lub wrzecionek, uważaną normalnie za typowe objawy odmieszania w stanie stałym (pl. XIX, fot. 1). Zagęszczenie tych włókienek zmienne w różnych ziarnach albo nawet w obrębie jednego ziarna: w jednym miejscu bywają one bardzo rzadkie, prawie nieobecne, w innym bardzo gęste, jak w mezopertytach. Często największe ich zagęszczenie przypada na środek ziarna, podczas gdy brzegi są od nich prawie wolne (pasowe rozmieszczenie sodu z koncentracją w jądrze).

W jednym z granulitów eklogitowych, wykazujących nieco pofałdowane cienkie warstwy o zmiennym składzie, zauważono małe, silnie wydłużone białawe gniazdko, zubożone w granat i omfacyt, a wzbogacone w kwarc i skałenie o wiele grubiej krystaliczne niż w skałe otaczającej. Jest to według mego przypuszczenia rodzaj *pegmatoidu metamorficznego* powstałego przez sekrecję najłatwiej uruchamianych składników w lokalnym złuźnieniu wywołanym fałdowaniem niekompetentnych warstw. Oligoklaz jest tu bardziej sodowy niż w otaczającej skałe (11—13% An), szczególnie dużo jest tu też wspaniale wykształconego *mikropertytu*, z bardzo gęstymi włókienkami albitowymi. Tło tych włókienek nie wykazuje wyraźnej trójskości. Orientacja optyczna włókienek jednolita, niezgodna z orientacją drobnych ziarenek oligoklaz wrośniętych tu i ówdzie w mikropertycie; trudno więc myśleć, że mikropertyt ma charakter reliktowy,

zn. powstał przez wypieranie plagioklaz przez skałek potasowy. Powstanie mikropertytu z odmieszania jest jednak równie mało prawdopodobne, gdyż wypełnienie kryształami dokonało się przypuszczalnie w temperaturze obniżonej. Czyż byłby to więc mikropertyt pierwotny od razu krystalizujący dwufazowo?

W eklogitach spotykamy często *mikropertyt* o podobnym wykształceniu, zawsze jednak w bardzo drobnej ilości i tylko w postaci interstycjalnej pomiędzy ciemnymi minerałami. Często wtedy widzimy, że mikropertyt tworzy tylko środek interstycjalnego wypełnienia, brzegi zaś zajęte są przez kwaśny plagioklaz oddzielający mikropertyt od konturów otaczających barwnych minerałów (pl. XIX, fot. 2). Orientacja optyczna tego plagioklaz jest identyczna z orientacją włókienek i wrzecionek pertytowych. To zaś pozwala sądzić, że plagioklaz wydzielił się później od skalenia potasowego z roztworów penetrujących szwy międzyziarnowe gotowej już skały i wtórnie infiltrował ten skałek żyłkami pertytowymi.

W innej znów próbce eklogitu (nr 7, tab. 18) oligoklaz zanika, zaś mikropertyt jest stosunkowo obfity, lecz inaczej wykształcony: Zamiast ostro odcinających się włókienek i wrzecionek widzimy tu nieostre żyłki i plamki plagioklazowe, miejscami rzadkie, miejscami zagęszczające się, i w takich miejscach skałek jest wybitnie zmetniały. Miejscami czysty skałek potasowy wypełnia tu przestrzenie intergranularne pomiędzy innymi minerałami, obręb ziarna kwarcu i odgranicza je od granatów i omfacytów, krótko mówiąc, spełnia tę samą rolę składnika wydzielającego się z roztworów intergranularnych pod koniec blastazy skały, jaką w przypadkach poprzednio opisanych spełniał kwaśny plagioklaz. W roztworach tych aktywnym był więc tu nie sól, lecz potas i dlatego zapewne większość wczesnego plagioklaz została wtórnie podstawiona przez skałek potasowy, dając w końcu ową plamistą odmianę wtórnego mikropertytu.

Z opisów powyższych wynika, że geneza mikropertytu w granulitach eklogitowych i eklogitach jest bardzo skomplikowana i prawdopodobnie różnaita w różnych miejscach, zależąc w dużej mierze od lokalnie i czasowo zmieniających się warunków i właściwości roztworów intergranularnych działających w skałach przy końcu głównego okresu ich blastazy. Rozwikłanie tych komplikacji wymagałoby o wiele bardziej szczegółowych i systematycznych studiów niż dotychczas przeze mnie przeprowadzone.

Biotyt spotyka się w większości skał całej serii, lecz przeważnie w ilości całkiem pod-

rzędnej. W granulitach może on przedstawiać dwie całkowicie różne generacje: Starszy biotyt, w drobnych przeważnie łuseczkach barwy rdzawobrunatnej do brunatnej, jest starszy od granatu, pochodząc z przedgranulitowego okresu blastezy; rozsiany jest on sporadycznie w mozaice jasnych składników lub zagęszcza się tu i ówdzie w warstewki, często z równoległym do warstwowania uprzywilejowanym ułożeniem; może przylepiać się z zewnątrz do granatów, rzadko tworzy w ich wnętrzu wrostki, lecz nie jest związany z ich korozją. Młodszy biotyt w równie drobnych łuseczkach obrasta lub wrasta z zewnątrz do środka granatów, które w tych miejscach są wyraźnie nadgryzione; nieraz okrągławe skupienia łuseczek tego biotyту, zlepione mętnawym, bliżej nieoznaczalnym tłem skaleniowym, tworzą prawdziwe pseudomorfozy po granatach. Ten młodszy biotyt, powstały w okresie pogranulitowym kosztem granatu, miewa przeważnie zabarwienie oliwkowe do oliwkowobrunatnego, chociaż, jak słusznie obserwuje K. Kozłowski, bywa on nierazko brunatny, podobnie jak biotyt starszy. Wynika to moim zdaniem stąd, że biotyt starszy zawiera w swym składzie tytan i żelazo trójwartościowe, nadające mu odcienie czerwawobrunatne, natomiast biotyt młodszy wytworzony wtórnie z granatu składników tych nie zawiera i dlatego wykazuje odcienie mniej lub więcej oliwkowe. Wszędzie tam jednak, gdzie ten wtórny biotyt znalazł się w kontakcie z minerałami tytanowymi, np. rutylem lub drobnymi nawet punkcikami ilmenitu, przyjął on znów w swój skład Ti i Fe^{3+} i uzyskał barwy podobne do biotyту pierwotnego.

W granulitach eklogitowych i eklogitach biotyt jest niemal wyłącznie pierwotny, czerwawobrunatny, w drobnych, rzadko większych łuseczkach wrośnięty w omfacycie lub w mozaikowym tle jasnych składników. Ułożenie tych łuseczek jest zawsze chaotyczne, nawet w skałach wykazujących wyraźne uwarstwienie i zgodne z tym wydłużenie ziarn granatu i omfacytu. Jest to jednym z dowodów, że takie kierunkowe uporządkowanie tych minerałów jest podyktowane uprzywilejowanym ich wzrostem w płaszczyźnie laminacji, nie zaś ruchami kierunkowymi, na które powinnyby zareagować w pierwszym rzędzie blaszki biotyту. Zupełnie szczególne wykształcenie biotyту obserwujemy w eklogicie nr 11 z tabeli 18. Jest go tu stosunkowo dużo w postaci rozczłonkowanych, dość dużych poikiloblastów obrastających mniejsze ziarna granatu, omfacytu i rutylu (pl. XIX, fot. 3), przy czym barwa jego jest wyjątkowo intensywna, ciemnoczerwobrunatna. Poza tym spotykamy też drobne łuski takiegoż biotyту wrośnięte w omfacyt, czę-

sto jakby przezeń nadgryzione i nierzadko obrebione późnym plagioklazem. Na styku omfacytu z biotytem występuje synantetyczna frędzla biotyтуowo-omfacytowa. Wszystko to świadczy, że biotyt pochodzi nie tylko ze starszego etapu metamorfozy sprzed krystalizacji omfacytu, lecz że rekrystalizował z nim później równocześnie i nie pozostawał też obojętny dla reakcji najpóźniejszych, po zakończeniu właściwej blastezy.

Dysten jest minerałem rozpowszechnionym, choć nigdy obfitym we wszystkich skałach serii granulitowej, z wyjątkiem właściwych eklogitów, gdzie zwykle brak go zupełnie. Zdarza się on w postaci drobnych albo dość dużych nieraz ksenoblastów, często rozczłonkowanych i ząbionych z jasnymi składnikami, z częstymi objawami deformacji mechanicznych (wygięcia płytek i faliste wygaszania itp.). Niektóre blasty pełne wrostków, wśród których rozpoznac można kwarc, biotyt wczesny, rutyl, plagioklaz. Najczęściej jednak tworzy większe i mniejsze wrostki w granacie, niektóre nieforemne, jakby skorodowane i nasuwające myśl, że dysten zużywał się na produkcję granatu. Nierzadko, zwłaszcza w granulitach eklogitowych, widzi się dość duże nieforemne ziarna dystenu oskorupione zewnątrz granatem (pl. XVIII, fot. 2), wydaje się więc jak gdyby dysten tworzył ośrodki sprzyjające blastezie granatu. Z powyższego wynika, że dysten razem z kwarcem, starszym oligoklazem i biotytem należy do paragenezy okresu przedgranulitowego ewolucji metamorficznej całej serii, a nawet często jest jedynym minerałem, który zachował deformacje dynamiczne z tego dawnego okresu fałdowania się tej serii. W granulicie eklogitowym nr 5 z tabeli 18, gdzie dystenu jest szczególnie dużo, na granicy jego z kwarcem widzi się wydzielony późny intergranularny plagioklaz, przy czym dysten jest przez niego strzępiasto atakowany podobnie, jak to opisywano przy omfacycie. Wskazuje to wyraźnie, że plagioklaz ten powstał z późnych roztworów intergranularnych zawierających sód, który nie pochodzi z rozkładu omfacytu.

Rutyl w jasnych granulitach bardzo skąpy, w ciemnych granulitach i eklogitach zwykle obfitszy (do 3% obj.), jest często nierówno rozmieszczony i różnie wykształcony. W tle jasnych minerałów widzimy często bardzo delikatne mikrolity prawidłowo wykształcone lub cieniutkie igiełki; większość rutylu jednak występuje w postaci grubszych niekształtnych ziarenek i ich skupień, domieszką żelaza bardzo ciemno, brunatno zabarwionych, związanych przeważnie z ciemnymi minerałami i często tworzących w nich wrostki. Często, zwłaszcza w granulitach z omfacytem mniej lub więcej

wtórnie zaatakowanym, tworzą się w nim czarne płameczki ilmenitu. Zdarzają się jednak często niezależne od rutylu grudki nieprzeźroczystych tlenków żelaza, czasem nawet dość duże, które w świetle odbitym wykazują czerwone naloty lub naskorupienia. W nielicznych tylko skałach we wnętrzu takich grudek zauważono relikty *pirytu*, lecz mimo to można przypuścić, że po większej części powstały one wtórnie z utlenienia siarczków. W niektórych granulitach jasnych i ciemnych ubogich w omfacyt zauważono oprócz rutylu *tytanit* nie mający charakteru wtórnego, lecz najwidoczniej powstały w toku blastezy całej skały. Czasem bywają to nawet uderzająco duże idioblasty, kiedy indziej drobne, nieforemne, lecz jednorodnie skryształizowane. Zamykając wrostki rutylu nie zdradzają niczym, że powstały kosztem tego minerału.

Z minerałów akcesorycznych rozpowszechniony wszędzie jest *apatyt* w drobnych ziarnkach, w jasnych granulitach — *allanit* i *cyrkon* obecny we wszystkich ogniach całej serii aż do właściwych eklogitów w postaci wrostków we wszystkich minerałach, nie wyłączając granatu; jego stała forma drobniutkich doskonale zaokrąglonych ziarek, lokalnie nawet stosunkowo dość licznych, nasuwa przypuszczenie, że pochodzi on z pierwotnych drobnodetrytycznych osadów (mułowców).

Jak już poprzednio wspomniano, skały serii granulitowo-eklogitowej Starego Gierałtowa odznaczają się wyraźnym, równoległym uwarstwieniem, miejscami w skali całkiem drobnej, z miąższością poszczególnych alternujących warstewek od kilku milimetrów do paru centymetrów. Często w jednej płytce cienkiej możemy studiować to warstewkowe zróżnicowanie pod względem jakości, ilościowych proporcji i sposobu wykształcenia minerałów składowych. Obserwujemy więc alternację warstewek jasnych granulitów ubogich w granat i ciemnych granulitów bogatych w granat. Czasem większe serie takiej alternacji wykazują zupełne podobieństwo wszystkich jasnych warstewek i wszystkich ciemnych warstewek, tak iż można mówić o doskonałej i stale powtarzającej się rytmiczności zmian składu.

Częściej jednak sąsiadujące ze sobą warstewki jasne wykazują pewne charakterystyczne różnice w składzie mineralnym lub strukturze. Np. w jednej warstewce takiej pojawia się dość licznie dysten, w drugiej nie ma go zupełnie, w jednej jest dość dużo pierwotnego biotyту zageszczzonego w zgodne z uwarstwieniem smużki, w drugiej jest on tylko w znikomej ilości, w jednej duże rozczłonkowane i pełne wrostków granaty tkwią w bardzo drobnej i równoziarnistej mozaice skaleniowo-kwarcowej, w drugiej granaty są mniejsze,

izometryczne, ubogie we wrostki, mozaika jasna zaś grubsza i o ziarnie bardzo nierównym. Zdarza się, że w obrębie jednej parocentymetrowej warstewki granulitu jasnego występuje w jej poprzecznym przekroju konsekwentne zmiany w składzie i sposobie wykształcenia poszczególnych minerałów.

Podobnie ma się sprawa z warstewkami ciemnych granulitów przegradzanych warstewkami jasnymi. Jedne z nich są bogatsze w granat, drugie — uboższe, w jednych omfacyt jest zupełnie podrzędny w odosobnionych małych interstycjalnych ksenoblastach, w innych urasta on do dużych i licznych poikiloblastów wypierających jasne tło i przybliżających skałę do składu eklogitowego, w jednych jest dysten, w drugich brak go zupełnie, w jednych jest stosunkowo dużo pierwotnego biotyту, w drugich redukuje się on do nieznacznych śladów. Także w obrębie jednej grubszej warstwy ciemnego granulitu zaznacza się zwykle podrzędne warstewkowanie: Np. jedna z tych warstewek ma skład granulitu eklogitowego z obfitym grubo poikiloblastycznym omfacytem i dużą ilością kwarcu i plagioklazę zarówno w postaci wrostków w omfacycie, jak w postaci drobno-mozaikowego tła. W sąsiedniej warstewce omfacytu i jasnych minerałów nagle ubywa, koncentruje się zaś znacznie granat dając rodzaj skały zasługującej na nazwę granatyту. W dalszej warstewce znów granat redukuje się nagle do 1/3, urasta zaś omfacyt w dość dużych jednorodnych blastach wypierających prawie całkowicie plagioklazę, wobec czego skała przyjmuje skład prawdziwego eklogitu.

Takich i tym podobnych przykładów prze-studiowałem bardzo wiele, nie zamierzam jednak mnożyć ich szczegółowych opisów. Jeden przykład takiej warstewkowej zmienności składu określony został ilościowo i zamieszczony w tabeli 18. Analizy nr 3, 6 i 9 wykonane zostały z trzech różniących się składem kolejnych warstewek w obrębie jednej płytki cienkiej dużego formatu wyciętej z próbki pobranej z grubszej ławicy ciemnego granulitu eklogitowego, tworzącej naturalną odkrywkę nad samą rzeką w Starym Gierałtowie. Oto ich krótka charakterystyka mikroskopowa:

Nr 3, warstwa 2 cm gruba, *granulit eklogitowy*. Duża ilość średniej wielkości ziarn granatu. Omfacyt wyłącznie w dużych poikiloblastach, tak gęsto utkanych wrostkami oligoklazę i kwarcu, że wyglądają one jak lokalne spoiwo ziarek obu tych minerałów. Wtórna korozja tego omfacytu i nałożona na to późniejsza kryptodiablastyczna jego amfibolityzacja powodują miejscami jego agregatowe zmętnienie, skutkiem czego poikiloblasty jego w istocie upodabniają się do osadowego spoiwa w mułowcu szarogłazowym (pl. XIX, fot. 4).

W interstycjach granatów i omfacytów duże mozaikowe gniazda kwarcu z zupełnie porządnym tylko oligoklazem. Skalenia potasowego brak prawie zupełnie. Stosunkowo dużo rutylu i apatyty.

Nr 6, warstwa 1,5 cm gruba, *granatyt*. Znaczna przewaga ilościowa granatu w większych nieforemnych ziarnach. W zakątkach pomiędzy nimi zakleszczone duże dość jednorodne kwarcie, drobne omfacyty jednorodne lub poikiloblastyczne z wrostkami oligoklazu, lokalnie też mikropertyt. Niezbyt mało tu rutylu i tlenków żelaza, mało apatyty.

Nr 9, warstwa 1 cm gruba, *eklogit*. Granat mniej liczny i w drobniejszych ziarnach. Znacznie przeważa omfacyt w dużych ksenoblastach, w głównej masie jednorodnych i bardzo ubogich w drobne wrostki, natomiast po brzegach ząbionych i poprzerastanych drobnymi ziarnkami oligoklazu. Od tych brzegów rozpoczyna się jego wtórne przeobrażenie w mętne, kryptodiablastyczne agregaty amfibolowe. Kwarcu tu bardzo mało, pojawia się natomiast czerwono-brunatny bioty w drobnutkich łuseczkach z rzadka rozsianych pomiędzy blastami omfacytu lub w brzeźnych ich partiach poprzerastanych plagioklazem. Równie mało jest tu też mikropertytu w niektórych zakątkach między ziarnami granatu i omfacytu. Znacznie mniej jest tu rutylu i tlenków żelaza, apatyty nie ma prawie wcale.

Z powyższych opisów wynika, że warstwowanie serii granulitowej, spadające często do drobnej skali i wykazujące przy tym kontrastową zmienność składu, trudno odnosić do zjawisk dyferencjacji metamorficznej lub migracji substancji chemicznych w obrębie skał. Nie widzi się bowiem tu wyraźnych oznak metasomatycznego wypierania jednych minerałów przez drugie, które są cechą migmatytyzacji warstwowej w skałach czysto metamorficznych. Wobec tego trzeba przyjąć, że warstwowość i drobna często laminacja w serii granulitowej są odziedziczone po pierwotnym uwarstwowaniu sedymentacyjnym. Była to więc zapewne seria mułowcowa z wahającą się rytmicznie zawartością substancji ilasto-hydromikowej i skalenia, w pewnych poziomach zaś dolomityczno-marglistej. Możliwe też, że materiał tufo-geniczny dołączał się okresami. Możliwości regionalnej feldspatyzacji tej serii w przedgranulitowym okresie jej ewolucji metamorficznej nie podobna wykluczyć, lecz w przeciwieństwie do innych serii łupkowo-paragnejsowych w metamorfiku Śnieżnika nie widać tu żadnych podstaw do jej przyjmowania. Na tym właśnie polega specyficzna wyjątkowość tej serii na tym obszarze, trudno jednak na razie domyślić się, jakie czynniki geologiczne o niej zadecydowały.

Wtórne przeobrażenia granulitów eklogitowych i eklogitów

Jak we wszystkich eklogitach, tak i tu przeobrażenia wtórne skały rozpoczynają się od omfacytu, który pierwszy przestaje być trwały w toku postępującej ewolucji metamorficznej i zaczyna ulegać niszczącemu działaniu intergranularnych roztworów zmieniających stopniowo swe właściwości i sposób działania. Pierwsze objawy atakowania omfacytu przez te roztwory zaczynają się prawdopodobnie tuż po zakończonej blastezie skały i wyrażają się opisaną poprzednio (str. 127) kanalikową korozją w uprzywilejowanym kierunku osi z, wytwarzającą strzępiaste zakończenia i subtelne frędzle na omfacycie. Fakt, że nie w każdej skale to występuje, a nawet nie wszędzie w jednej płytce cienkiej, może mieć różne przyczyny: różna drożność szwów międzyziarnowych, różny stopień defektów sieciowych w strukturze omfacytu wzmagających z reguły rozpuszczalność minerałów, nie wszędzie jednakowy chemizm roztworów. W każdym razie te pierwsze objawy korozji omfacytu są wybitnie selektywne pod względem kierunków strukturalnych kryształów omfacytu i pod względem miejsca, nie dotyczą zaś całości omfacytu. Główna jego masa pozostaje trwała, zwiększa się tylko lokalnie jego rozpuszczalność. Dlatego tych objawów nie zaliczam jeszcze do etapu wtórnych przeobrażeń skał omfacytowych.

Później jednak rozpuszczalność omfacytu gwałtownie wzrasta. Korozja jego ziarna zaczyna się odbywać grubszymi kanalikami, w różnych jego kierunkach krystalograficznych — nie tylko w uprzywilejowanym kierunku osi z — i ze wszystkich stron. Powstają grubsze *symplektyty* o żeberkach mających identyczne własności optyczne i orientację optyczną jak atakowane ziarno omfacytu i będące niewątpliwie relikdami korozyjnymi tegoż. Żeberka te, często pokrzywione, pooddzielane są kanalikami wypełnionymi substancją o niskich współczynnikach załamania i słabej dwójłomności, przypuszczalnie kwaśnym plagioklazem. Symplektyty te obramowują z zewnątrz ziarna omfacytu i często brodawkowato wżerają się do ich środka, przypominając niekiedy myrmekit, tym bardziej że ułożenie żeberk i kanalików zbliża się do prostopadłego względem zatokowato wyżartej granicy ziarna nie-naruszonego, a więc symplektyt przyjmuje układ dywergentny, promienisty lub pierzasty. To stadium oznacza już wybitny objaw zaniku trwałości omfacytu i musi być zaliczone do wtórnych przeobrażeń skały. Nie wszędzie jednak zdołało się ono wyraźnie zachować, gdyż przeważnie szybko, często prawie bezpo-

średnio nastąpił dalszy etap przeobrażenia zawierający zupełnie początkowe symplektyty korozyjne.

W tym nowym etapie z omfacytu powstaje zupełnie mętny *kryptokrystaliczny agregat gęstych włókienek amfibolowych*. Rozwija się on przede wszystkim przy granicy nienaruszonego ziarna omfacytu i postępuje całą masą w jego głąb ostrym frontem ze wszystkich stron, często w formie zatokowatej, redukując stopniowo ziarno do coraz mniejszego reliktu. Taki sam agregat rozwija się również wzdłuż spękań przecinających ziarno omfacytu przez środek. Jeśli symplektyt piroksenowy zdołał się zachować, znajduje się on na zapleczu tego frontu (pl. XIX, fot. 5), przy czym jednak przynależność tego symplektytu do reliktu omfacytowego, mimo oddzielenia go mętnym agregatem, jest nadal widoczna dzięki wspólnej ich orientacji optycznej. Wkrótce jednak mętny agregat amfibolowy atakuje również symplektyt korozyjny i doprowadza do jego zaniku. Tylko w jednym eklogicie (nr 10, tab. 18) udało się mikrometrycznie uchwycić proporcję ilościową korozyjnego symplektytu piroksenowego względem późniejszego agregatu amfibolowego. W wielu skałach wydaje się, że kryptokrystaliczna agregatowa amfibolizacja chwyciła omfacyt od razu, bez uprzedniego wyraźnego oddzielenego etapu korozji. Gęsto, sitowo poprzerastane jasnymi wrostkami poikiloblasty omfacytowe w granulitach eklogitowych szczególnie łatwo ulegają temu procesowi i dają w końcu owe osobliwe przekroje podobne do fragmentów mułowców szarogłazowych (pl. XIX, fot. 4). Oczywiście, że delikatne frędzle korozyjne sprzed właściwego okresu zaniku omfacytu najłatwiej padają ofiarą amfibolizacji i widoczne pozostają tylko w partiach skały oszczędzonych przez ten proces.

W miarę jak omfacyt był w coraz większym stopniu wypierany przez mętne kryptokrystaliczne agregaty amfibolowe, gromadzące się w coraz większych zwartych masach, dokonywało się w nich stopniowe strukturalne porządkowanie i oczyszczanie. Stawały się one lepiej przeświecające z brunatnoszarym odcieniem, różnicowały się w nich w układzie pierzastym lub plamistym pola i smugi o ujednoczonym wygaszaniu światła, uwidoczniała się równoległe włóknista struktura. Następnie oczyszczały się one i bladeły dalej, zaczynając przeświecać już barwami zielonkawymi i tworząc już wyraźnie *diablastyczny agregat wtórnej hornblendy*. W niektórych uprzywilejowanych miejscach wykrywały się nawet dobrze wyodrębnione i *jednorodne blasty wtórnej zielonej hornblendy*; odznacza się ona często mocnym ubarwieniem i silnym pleochroizmem, czego

w innych amfibolizujących się eklogitach rejonu Śnieżnika nigdy w tym stopniu się nie obserwuje. Przyczyna leży zapewne w większej żelazistości omfacytu w skałach serii granulitowo-eklogitowej Starego Gierałtowa.

W próbie eklogitu nr 7 (tab. 18) zauważono zupełnie inną formę amfibolizacji omfacytu. Wypierany jest on od razu nie przez mętne, nieuporządkowane i kryptokrystaliczne agregaty amfibolowe, lecz przez *amfibol równoległe włóknisty*, optycznie dość jednorodny, dostosowujący kierunek włókien do osi z omfacytu. Znacznie wyższa dwójłomność tego amfibolu od omfacytu, kąt $z/\gamma \sim 20^\circ$, oczyszczające się bladezielone barwy pozwalają zaliczyć go do hornblendy aktynolitowej. Mamy tu więc do czynienia z prawdziwą *uralizacją omfacytu*. Dlaczego w tej jednej skale amfibolizacja odbywała się w sposób zupełnie inny — trudno odgadnąć. Drugą cechą specyficzną tej skały jest ubóstwo plagioklazów, a względna obfitość mikropertytu wykazującego skłonność wypierania plagioklazów i późnego wydzielania się wzdłuż szwów międzyziarnowych. Widoczne późne roztwory intergranularne miały tu inny skład (ruchliwość potasu) i być może to właśnie wpłynęło na przebieg wtórnych procesów.

Granat jak zwykle jest znacznie bardziej od omfacytu odporny na reakcje wtórne. W jasnych granulitach ulega on wtórnej biotytyzacji. To samo obserwuje się też w granulitach ciemnych ubogich w omfacyt, który równocześnie jest gruntownie zamfibolizowany. W takich skałach jednak często obserwuje się drobne blasty silnie żelazistej, intensywnie zielonej wtórnej hornblendy grupujące się nie tylko dokoła pseudomorfoz po omfacycie, lecz w otoczeniu reliktów biotytyzujących się granatów. Można przypuszczać, że do powstania tej hornblendy przyczyniły się zarówno omfacyt, jak granat. W skałach bardzo bogatych w omfacyt biotytyzacji granatu nie obserwowałem. Tu granat zaczyna być wyraźnie nagryzany przez agregaty amfibolowe po omfacycie, lecz zwykle dopiero wtedy, gdy jest ich już bardzo dużo, gdy zaczynają one już oczyszczać się i rekrytalizować, a omfacyt jest zredukowany do reliktów. Granat oskorupia się wówczas rąbkami jednorodnej zielonej hornblendy, albo — przy silniejszym nadżeraniu — otoczony zostaje obwódką reakcyjną złożoną z promieniście ułożonych pręcików tejże hornblendy, pooddzielanych wtórnym kwaśnym plagioklazem (pl. XIX, fot. 6). Większe i bardziej jednorodne blasty wtórnej hornblendy rozmieszczają się dalej na zewnątrz tych zarodkowych obwódek kelyfitywych.

Czasem te różne opisane wyżej stadia wtórnego przeobrażenia można studiować w jednej płytce cienkiej. Na przykład eklogit nr 11 o

składzie mineralnym podanym w tabeli 18 w jednej połowie preparatu jest prawie zupełnie nienaruszony przez wtórne procesy, w drugiej połowie — na przestrzeni 15 mm — objawia następujące zmiany:

Najpierw wzdłuż samych szwów międzyziarnowych omfacytu zaczynają się tu i ówdzie na jego koszt wytwarzać zupełnie mętne, kryptokrystaliczne, brunatnoszare agregaty amfibolowe. Rozprzestrzeniają się one wzdłuż szwów międzyziarnowych, łączą w dłuższe obrąbki, nadgryzając omfacyt coraz głębiej. Front ataku staje się nierówny, niektóre miejsca w postaci brodawk rozszerzają się ku środkowi ziarna omfacytu, równocześnie zaś to samo dzieje się wzdłuż pęknięć biegnących przez środek ziarn.

Dalej agregaty te rozszerzają się kosztem omfacytu w większe i nieregularne plamy, stają się nieco przeświecające szarobrunatnym odcieniem nabierając włóknistej struktury z pierzastym układem smug i plam o mniej więcej jednolitym wygaszaniu światła. Rutyl zamknięty w nich zaczyna wydzielać po brzegach czarne plamki ilmenitu łączące się z czasem w obwódki. Na granicy z granatem pojawiają się cieniutkie rąbki zielonej hornblendy, jednak jeszcze bez wyraźnego nagryzania granatu.

Jeszcze dalej proces ten stopniowo się rozwija, ziarna omfacytu redukują się do reliktyw, mętne agregaty zaczynają nad nim przeważać i układają się w fantastycznie ukształtowane i łączące się plamy i smugi, tworzące skomplikowaną grubą sieć, w której oczkach tkwią przejrzyste granaty i relikty omfacytu. Teraz dopiero granat zaczyna być wyraźnie nagryzany, przy czym wywiązują się wokół jego ziarn obwódki złożone z promienistych pręcików zielonej hornblendy w tle plagioklazowym. Mętne agregaty amfibolowe stają się jeszcze lepiej przeświecające, z odcieniem zielonawym. Rutyl wcześniej całkowicie na ilmenit.

W skałach wyraźnie laminowanych, z koncentracją na przemian granatu i omfacytu, proces amfibolizacji przebiega selektywnie, szybciej w laminach bardziej omfacytowych niż bardziej granatowych. Jest to często widoczne megaskopowo i może sprawiać mylne wrażenie, że amfibolizacja rozchodzi się w skałę wzdłuż płaszczyzn laminacji. W istocie proces ten rozprzestrzenia się w skałę dość równomiernie, świadcząc o stosunkowo dobrej drożności przestrzeni międzyziarnowych dla roztworów. Z tego powodu ciemne żyłki amfibolizacji wzdłuż spękań niezgodnych z laminacją, tak pospolite w eklogitach innych okolic w Górach Śnieżnikich, tu są rzadkie lub zamazane. Roztwory szybciej krążące wzdłuż takich szczelin i powodujące intensywną i skoncentrowaną wzdłuż nich amfibolizację stosunkowo łatwo rozchodziły się od nich na boki uruchamiając tam

stopniowo coraz słabsze reakcje przetwórcze omfacytu.

Ciekawe, że granat wzdłuż takiej szczeliny jest atakowany równie szybko jak omfacyt i wypierany jest nie przez wtórną hornblendę, lecz przez mętą, brunatną, kryptokrystaliczną masę, z której rychło wyodrębniają się strzępki, później wyraźne łuseczki wtórnego oliwkowobrunatnego biotyty, analogicznego do biotyty tworzącego się kosztem granatu w granulitach jasnych podczas pogranulitowego okresu ich ewolucji. Roztwory krążące w szczelinie musiały zatem dostarczać potasu. W skałach bogatych w omfacyt nie obserwowano dotąd poza szczelinami powstawania wtórnego biotyty z granatu. Natomiast omfacyt przy szczelinie bezpośrednio i szybko przeobraża się w mętne agregaty amfibolowe, które łatwo rekrystalizują na zielono przeświecającą wtórną hornblendę. Wzdłuż samej szczeliny wyrastają nawet jednorodne drobne blasty mocno zielonej wtórnej hornblendy. Ciekawe, że nie widać szczeliny w gniazdkach mozaikowatego jasnego tła kwarcowo-skalieniowego; najwidoczniej zablizniło ją ono rekrytalizując po jej utworzeniu. Z tego wynika, że szczelina utworzyła się przed końcem blastezy w pogranulitowym okresie ewolucji skał. Amfibolizacja głównej masy nie może być późniejsza, lecz raczej wcześniejsza. Wobec braku szczegółowych obserwacji w tym kierunku nie można na razie powiedzieć nic bliższego na ten temat.

Zbiorcza charakterystyka petrograficzna serii granulitowo-eklogitowej

Przypatrując się wynikom analiz mikrometrycznych zestawionych w tabelach 17 i 18 stwierdzamy, że seria ta jest bardzo szeroko zróżnicowana pod względem ilościowych proporcji pomiędzy różnymi minerałami, natomiast pod względem jakościowego doboru minerałów jest raczej uboga i monotonna. W zastosowanym w obu tabelach uporządkowaniu zanalizowanych próbek od jasnych granulitów poprzez granulity ciemne do eklogitów ważniejsze minerały pierwotne zmieniają w tych skałach swój udział w następujących granicach:

	minerały ciemne
Granat	3,5 — 62,0% obj.
Omfacyt	0 — 77,0% obj.
Biotyt	0 — 7,4% obj.
Rutyl	śląd — 2,9% obj.
	minerały jasne
Kwarc	37,5 — 0,2% obj.
Oligoklaz	42,2 — 0,2% obj.
Skaleń potasowy	30,1 — 0% obj.
Dysten	2,9 — 0% obj.

W ogniwach tej serii zawierających omfacyt, którymi zajmę się bardziej szczegółowo ze względu na ich powiązania z eklogitami, spotykamy skojarzenia minerałów zupełnie specyficzne, których nigdy nie stwierdziłem w eklogitach innych miejsc występowania Gór Żłoty i Śnieżnickich, a nawet w znanych mi z całej Europy materiałach porównawczych. Świadczy to o genetycznej osobliwości tych skał w skali ogólnosiwiatowej i o niezwykłych raczej warunkach powstawania. Mam tu na myśli występowania biotyty i mikropertyty w pierwotnej paragenezie z omfacytem i granatem, współwystępowanie pierwotne oligoklaz z omfacytem, stały zaś brak pierwotnych amfiboli (karyntynu), pierwotnego łyśczyku jasnego i zoizytu. Osobliwości te niewątpliwie są wynikiem powiązania tych skał z granulitami i to reprezentującymi typ szczególny, odbiegający pod niektórymi względami od granulitów uważanych w literaturze światowej za typowe i klasyczne.

Dla zilustrowania zmienności proporcji minerałów głównych w całej serii posłużyłem się wykresem wariacyjnym (fig. 19) tego samego rodzaju, jak w przypadku eklogitów

strefy Międzygórze. Na osi poziomej umieszczone są tu w równych odstępach analizy poszczególnych próbek z obu tabel 17 i 18 w porządku rosnącej sumy paragenezy czysto eklogitowej wraz z jej produktami wtórnego przeobrażenia (granat + omfacyt + pseudomorfozy po tym ostatnim). Na pionach naniesione są zacerpnięte z tabel procenty objętościowe pięciu głównych minerałów całej serii, tj. kwarcu, skalenia potasowego, oligoklaz, granatu i omfacytu, do którego dołączone są też produkty jego przeobrażenia. Dla każdego z tych minerałów z osobna połączono jego punkty analityczne liniami łamanymi. Linie te wykazują oczywiście większe i mniejsze skoki w dół i w górę, co przy warstwowo zmiennym składzie skał i oznaczeniu go w płytkach cienkich jest zupełnie usprawiedliwione. Niemniej jednak w przebiegu linii łamanych uwidaczniają się pewne ogólniejsze tendencje, które starano się uchwycić przez swobodną interpolację wyrównanymi liniami krzywymi. Całą serię podzielono podobnie jak w tabelach na 4 odcinki przedstawiające kolejno od strony lewej do prawej: *granulity jasne*, *granulity ciemne*, *granulity eklogitowe* i *eklogity*. Dla każdego z tych minerałów z osobna połączono jego punkty analityczne liniami łamanymi. Linie te wykazują oczywiście większe i mniejsze skoki w dół i w górę, co przy warstwowo zmiennym składzie skał i oznaczeniu go w płytkach cienkich jest zupełnie usprawiedliwione. Niemniej jednak w przebiegu linii łamanych uwidaczniają się pewne ogólniejsze tendencje, które starano się uchwycić przez swobodną interpolację wyrównanymi liniami krzywymi. Całą serię podzielono podobnie jak w tabelach na 4 odcinki przedstawiające kolejno od strony lewej do prawej: *granulity jasne*, *granulity ciemne*, *granulity eklogitowe* i *eklogity*.

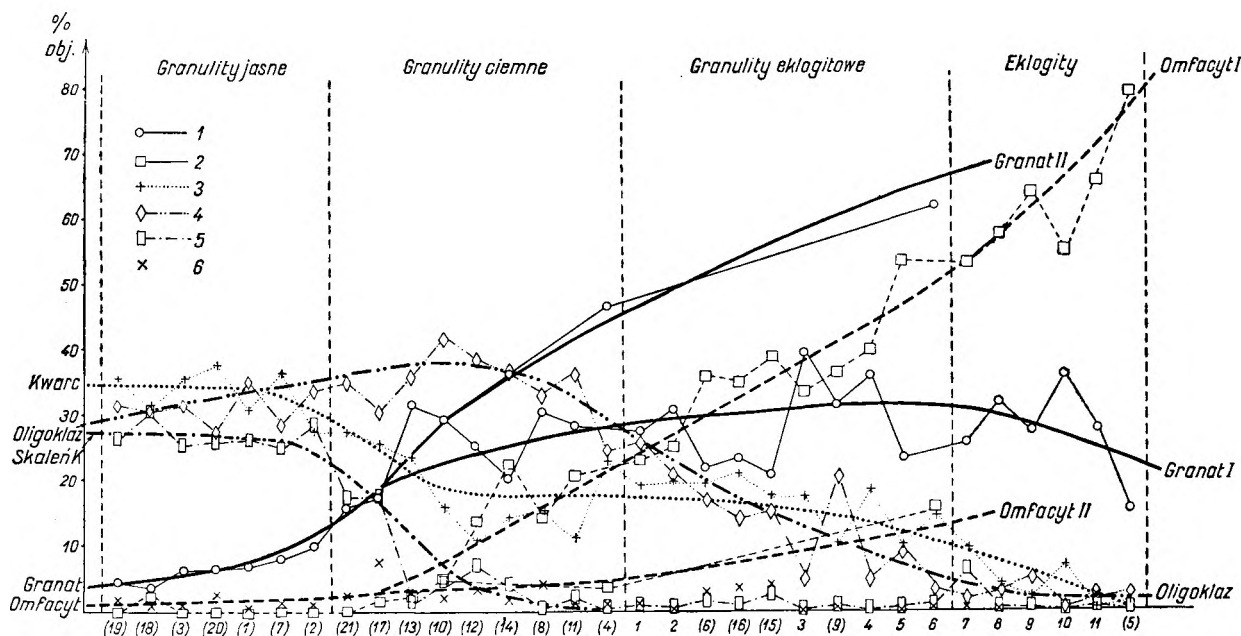


Fig. 19

Wykres zmienności składu mineralnego w serii eklogitowo-granulitowej Starego Gierałtowa (analizowane próbki uporządkowane w kolejności rosnącej sumy granat + omfacyt + produkty amfibolizacji). Liczby porządkowe analiz własnych bez nawiasów, analiz K. Kozłowskiego (1965) — w nawiasach

1 — granat, 2 — omfacyt, 3 — kwarc, 4 — oligoklaz, 5 — skalen potasowy, 6 — biotyt

Variation diagram of the mineral composition in the eclogite-granulite series of Stary Gierałtów. Analysed rock samples arranged according to the increasing sum of garnet + omphacite + its amphibolitization products (see tables 17 and 18 p. 122—123 of the Polish text; numerals in parentheses indicate the analyses made by K. Kozłowski — 1965)

1 — garnet, 2 — omphacite, 3 — quartz, 4 — oligoclase, 5 — K-feldspar, 6 — biotite

Z wykresu tego możemy odczytać następujący obraz zmienności udziału poszczególnych minerałów w serii:

Granat jest najmniej liczny w granulitach jasnych (poniżej 10%) i wyraźniej przybywa dopiero w granulitach ciemnych. Tu jednak następuje rozdwojenie jego linii: Linia I wznosi się tylko łagodnie uzyskując maksimum w obrębie granulitów eklogitowych (30—35%), aby dalej już obniżyć się łagodnie na odcinku eklogitów właściwych (20—30%). Linia II granatu wznosi się jednostajnie ku górze przekraczając nawet 60%. Linia I łączy większość zanalizowanych próbek przedstawiając główny ciąg zróżnicowania przez granulity eklogitowe do eklogitów właściwych. Linia II oznacza skłonność do monomineralnego nagromadzenia się granatu w postaci osobnych warstewek granatytu; w zanalizowanym materiale reprezentowana jest ona tylko przez 2 płytki cienkie (4 i 6), lecz, jak wynika z przytoczonych opisów, występuje w serii bardzo często w postaci cienkich warstewek.

Omfacyt zjawia się dopiero w ciemnych granulitach i rośnie dość jednostajnie, aby osiągnąć maksimum w eklogitach właściwych (linia I). W zakresie granulitów eklogitowych omfacyt zdobywa nad granatem przewagę, która rośnie wybitnie w eklogitach, zwłaszcza że odpowiednia krzywa granatu I opada na tym odcinku. Już od samego początku oddziela się linia II omfacytu bardzo słabo wznosząca się i odpowiadająca granatytom.

Kwarc zaczyna się najwyższymi wartościami w granulitach jasnych, potem silnie opada w granulitach ciemnych, dalej od granulitów eklogitowych utrzymuje się na jednakowym poziomie, aby w końcu zacząć znów obniżyć się w stronę eklogitów właściwych i zbliżyć się w ich obrębie do zera.

Oligoklaz występuje w wysokich proporcjach od razu w granulitach jasnych (28—35%), lecz dalej w granulitach ciemnych jeszcze go przybywa (35—40%) tak, że uzyskuje tu znaczną przewagę nad kwarcem. Dalej, w miarę przyrostu omfacytu stale i dość jednostajnie ubywa, aby w końcu w eklogitach właściwych spaść do ilości całkiem podrzędnej. Wyraźnie widoczny w wykresie i konsekwentny antagonizm pomiędzy omfacytem a oligoklazem popiera wyrażone poprzednio przypuszczenie, że omfacyt rozwijał się w skałach w znacznej części na koszt oligoklazu.

Skałen potasowy wykazuje wysokie wartości (25—30%) tylko w granulitach jasnych. W granulitach ciemnych bardzo szybko spada, aby dalej aż do eklogitów właściwych utrzymywać się w ilościach całkiem podrzędnych. Tylko w próbce 7 wykazuje wartość anormalnie podwyższoną, lecz tu został on za-

pewne wtórnie dostarczony za sprawą późnych roztworów intergranularnych.

Z analizy wykresu wynika, że zróżnicowanie mineralogiczne serii granulitowo-eklogitowej układa się na ogół jednolicie i konsekwentnie. Szczególnie wszystkie trzy minerały jasne przedstawiają linie zróżnicowania pojedyncze i jednolite w swych tendencjach. Natomiast granat i omfacyt przedstawiają komplikację i ujawniają dwie przeciwstawne sobie tendencje dyferencyacyjne: eklogitową z przewagą omfacytu i granatytową ze znaczną koncentracją granatu.

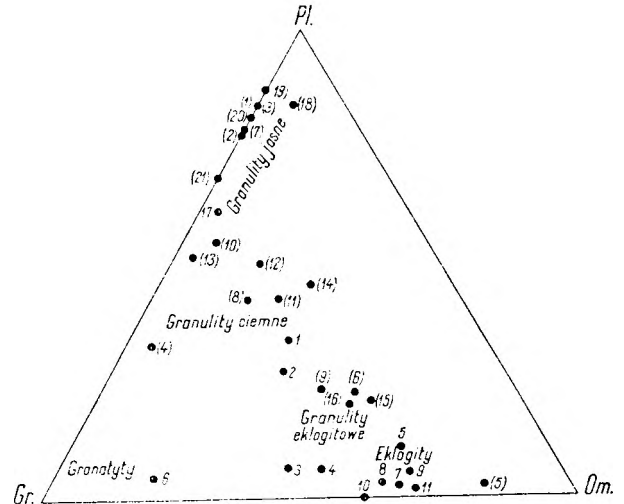


Fig. 20

Skały serii granulitowo-eklogitowej w trójkącie Plagioklaz — Granat — Omfacyt (stosunki objętości)

The rocks of the granulite-eclogite series of Stary Gieraltów in the triangle Plagioclase — Garnet — Omphacite (volume prop.)

Zróżnicowanie omawianej serii można też w pewnym uproszczeniu przedstawić w wykresie trójkąta koncentracyjnego trzech najbardziej symptomatycznych w tej serii minerałów: plagioklazu, omfacytu i granatu. Procenty objętościowe tych 3 minerałów z tabel 17 i 18 przelicza się na sumę 100 celem uzyskania współrzędnych trójkąta Pl-Om-Gr; kwarc, skałen potasowy i inne minerały zostają w ten sposób wyeliminowane z rozważań. Rozmieszczenie wszystkich 32 zanalizowanych skał w takim trójkącie podaje figura 20.

Granulity jasne szeregują się tu wzdłuż boku Pl-Gr, bliżej Pl, tylko próbka 18 zawierająca nieco zamfibolizowanego omfacytu przesunięta jest ku środkowi. Granulity ciemne przedstawiają punkty najbardziej rozproszone pomiędzy bokiem Pl-Gr a środkiem trójkąta. Bardziej skoncentrowane w polu zbliżonym do boku Om-Gr są granulity eklogito-

we. Wreszcie przy samym boku *Om-Gr* w pobliżu stosunku $Gr/Om = 1/2$ położone jest pole *eklogitów właściwych*. Te cztery grupy skalne reprezentują główny ciąg zróżnicowania litologicznego i wykazują pomiędzy sobą przejścia. W kierunku wierzchołka *Gr* odskakują dwa punkty o skłonnościach do *granatytów*. Byłoby ich oczywiście więcej, gdyby analizowano osobno pospolite w granulitach ciemnych i eklogitowych warstewki z zagęszczonymi granatami.

Gdyby skały serii granulitowo-eklogitowej umieścić w wykresie tetraedru *ECAP* objaśnionym na str. 118—120 i przedstawionym na figurze 17, uszeregowaliby się one wzdłuż krawędzi *EP*, po części — w przypadku silniejszej amfibolizacji omfacytu — blisko tej krawędzi na ścianie *EPA*. Nie zawierają one bowiem wcale karyntynu. Wśród innych skał związanych z eklogitami zajmują one położenie zupełnie swoiste, co wiąże się niewątpliwie z ich genezą. Zróżnicowanie ich bardzo szerokie, a przy tym warstewkowo zmienne, najprawdopodobniej wynika ze zmienności drobnowarstwowych pierwotnych osadów. Metamorficzna przeróbka tej serii zróżnicowania tego nie zatarła, lecz być może nawet jeszcze silniej je podkreśliła. Na metasomatyczne przemiany i dopływy substancji w okresie poprzedzającym granulitizację serii nie znaleziono dotąd żadnych dowodów.

DODATEK

Eklogit z okolicy Chrastic z terytorium czeskiego na południe od Śnieżnika

Występowanie tej skały w towarzystwie serpentynitu w tej miejscowości krótko opisał J. Skacel (1964). Próbki eklogitu i serpentynitu zebrane przez B. Wierchołowskiego zostały mi udostępnione do badań mikroskopowych, za co mu uprzejmie dziękuję.

Eklogit przedstawia megaskopowo skałę bardzo podobną do typu B z okolic Bielic i Nowej Morawy, co jest geologicznie uzasadnione bliskością w terenie i przynależnością do tej samej strefy tektonicznej. W skale tej przeważa szare afaniczne tło, w którym rozsiane są szaroróżowe ziarna granatu o średnicy 0,5—2 mm. Tu i ówdzie pod lupą dostrzega się małe luseczki jasnego łyszczuku.

Pod mikroskopem stwierdza się, że omfacytu nie ma już nawet w reliktach. W jego miejsce występują *robaczkowate symplektyty piroksenowe* przypominające tło eklogitu typu E spod Czernicy i zapewne powstałe również przez kanalikową korozję omfacytu. Różne ich pola, dość dobrze okonturowane, wykazują jednolite wygaszanie i dają dość wyraźne obrazy osiowe wskazujące na optyczne cechy diopsydu lub omfacytu. Na ogół są one dość dobrze przeświecające, lecz często — szczególnie w środkach poszczególnych pól — zjawia się brunatno-szare zmętnienie nałożone na symplektytową strukturę piroksenu, miejscami dość gęste, przypuszczal-

nie spowodowane wydzieleniem się submikroskopowych igiełek amfibolu.

W takim tle rozsiane są nierówno zupełnie nieforemne i nieregularnie spękane ziarna *granatu*. Są one czyste, jednorodne, z reguły pozbawione wrostków innych poza nieforemnymi mikrolitami rutylu. Bardzo rzadkie są drobne wrostki minerałów bezbarwnych, tj. kwarcu, apatyty i cyrkonu, zaczerpniętych zapewne ze składu przedeklogitowego materiału skalnego. Na granicy granatów z symplektytami po omfacycie wytwarzają się obwódki reakcyjne bladezielonej, lecz wyraźnie pleochroicznej *hornblendy wtórnej*. Obwódki te mają postać albo krótkich słupków ustawionych prostopadle do powierzchni granatu, albo nieforemnych gruzełków, albo wreszcie jednolicie na dłuższych odcinkach skryształizowanych rąbków rozrastających się tu i ówdzie w większe wypustki i nieforemne blasty. Miejscami ma to wyraźny charakter zawiązkowych obwódek kelyfitowych. Znamienne, że dokoła wrostków minerałów tytanowych, zwłaszcza zilmenityzowanego rutylu, barwa tej hornblendy brunatnieje, przez co upodabnia się ona do karyntynu. Ta zmiana barwy jest więc spowodowana wchodzeniem tytanu do sieci hornblendy. Znamienne też, że rąbki wtórnej hornblendy tworzą się na granacie tylko na styku z produktami przeobrażenia omfacytu, nigdy zaś na styku z kwarcem. Oznacza to, że granat sam przez się nie traci trwałości, lecz tylko reaguje z produktami zatakowania omfacytu. Początki amfibolizacji eklogitu nie są więc związane z utratą trwałości przez granat.

Dość obficie występuje w tej skale *kwarc*. Widzimy go wśród symplektytów w postaci drobnych, nieforemnych i odosobnionych ziarek, przedstawiających albo wrostki w dawnych ziarnach omfacytu, albo wypełnienia drobnych interstycjów pomiędzy nimi. Główna jednak część kwarcu przedstawia nierówno mozaikowe gniazda nieraz duże i zawile rozgałęzione.

Niemal jest tu również *agregatów biotytowych*, powstałych niewątpliwie kosztem płytek *jasnego łyszczuku*, którego skałe relikty zdołały się zresztą tu i ówdzie zachować. Agregaty biotytowe przedstawiają różne stopnie rekrystalizacji. Miejscami są one bardzo delikatne, niemal submikroskopowe, nieuporządkowane i odznaczają się mieszanym szaro-żółtym zabarwieniem. Przeważnie jednak są one dobrze przekryształizowane w zespoły często równoległe ustawionych luseczek brunatnorudego *biotytu* w tle nieoznaczalnego *kwaśnego plagioklaz*. Spośród luseczek plagioklaz ten często wyszcza się na zewnątrz, tworzy dokoła ich zespołów nieregularne obrąbki lub wciska się odnogami pomiędzy sąsiednie minerały. Zawsze ujemny jego relief względem kwarcu świadczy, że jest to albit-oligoklaz.

Tu i ówdzie trafiają się w tle symplektytów piroksenowych drobne zazwyczaj przekroje, postrzępione i robaczkowo poprzerastane plagioklazem, należące do bladej hornblendy słabo pleochroicznej w tonach bladobrunatnych do oliwkowych i przypominające skutkiem tego karyntyn. Jednakowoż ich morfologia, zazębianie z symplektytowym tłem, niemal diablastyczne poprzerastanie plagioklazem, przechodzenie na styku z granatami w kelyfitowe obwódki hornblendy zielonej budzą podejrzenie, że nie jest to prawdziwy pierwotny karyntyn, lecz lokalne wtórne produkty.

Rutyl w umiarkowanej ilości, w mniejszych i większych nieforemnych ziarnkach, rzadko w przeciekawych mikrolitach, po części zaczerpnięty wtórnym ilmenitem. Rzadko zdarzają się osobne grudki pierwotnych *tlenków żelaza*, przypuszczalnie magnetytu. *Apatyt* w drobnych niekształtnych granulach występuje

gromadnie, lecz rzadko. *Cyrkon* w stosunkowo licznych, lecz bardzo małych okrągłych ziarnkach tworzy wrostki we wszystkich innych minerałach, nie wyłączając granatu. Zamknięty w obu rodzajach hornblendy lub w biotycie wywołuje w nich wybitne obwódki pleochroiczne.

Tekstura zupełnie masywna, bez śladu kierunkowości. Ilościowy skład mineralny w procentach objętości wyznaczony metodą mikrometryczną przedstawia się następująco:

Granat	26,1	Plagioklaz wtórny	0,6
Symplektyty po omfacycie	55,7	Kwarc	9,2
Hornblenda zielona	2,6	Rutyl	0,7
Hornblenda brunatna	0,7	Tlenki żelaza	0,1
Jasny łyszczyk	0,3	Apatyt	0,2
Agregaty biotytowe	3,8	Cyrkon	ślad

Serpentynit z Chrastic przedstawia megaskopowo nierówno złupkowaną czarną i afaniczną skałę z jasnooliwkowymi gruzkami i pofałdowanymi łuskowatymi płatami szarej barwy, które na ślizgowych powierzchniach złupkowania połyskują srebrzyście perłowo. Pod mikroskopem główna masa skały przedstawia strukturalnie bardzo niejednorodną tkaninę blaszkowatych i włóknistych minerałów serpentynowych, prawie bezbarwną w cienkim szlifie i przenizaną w różnych kierunkach sznureczkami

czarnych tlenków żelaza. Tu i ówdzie pojawiają się zwarte po kilka ziarn zespoły bezbarwnego amfibolu jednoskośnego o wyglądzie tremolitu (dwójłomność wysoka, $\angle z/\gamma = 17^\circ$, kąt $2V_a \approx 80^\circ$, znak optyczny ujemny). Są to zapewne relikty wcześniejszej paragenety metamorficznej, wypierane od zewnątrz przez serpentyn tworzący główną masę skały. W tle serpentynowym widzi się liczne drobne łuseczki i skupienia łusieczkowe podobnego do muskowitu bezbarwnego minerału, przypuszczalnie talku. Nadto obficie występują sfalowane i pofałdowane smugi ciasno równoległe ułożonych łusek prawie bezbarwnego, lekko szarozółtawego chlorytu o bardzo słabej dwójłomności, z brunatnawooliwkowymi subnormalnymi barwami interferencyjnymi i z orientacją optyczną $\gamma \perp (001)$. Niektóre z tych smug są obficie poprzerastane czarnymi tlenkami żelaza, w innych kryją się rozdrobnione agregaty węglanowe, przypuszczalnie magnezyt.

Wydaje mi się, że serpentynit i eklogit nie mogą być ze sobą związane pod względem genetycznym i że należą do zupełnie innych serii litologicznych. Serpentynit jest silnie stektonizowany i reprezentuje produkt epimetamorficzny jakiegoś ultrabazytu. Eklogit nie zdradza żadnych oznak tektonizacji i diafotrezu, obfituje w kwarc i łyszczyki, należy bez wątpienia do III grupy genetycznej tych skał, związanej z kompleksami gnejsowo-migmatytowymi jako produkt głębokiego metamorfizmu regionalnego.

CHARAKTERYSTYKA ZBIOROWA OPISANYCH EKLOGITÓW

MIEJSCA WYSTĘPOWANIA

Na terenie metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego i Łądka występowanie eklogitów dobrze zachowanych lub niezupełnie zamfibolityzowanych stwierdzono dotychczas w następujących punktach lub strefach, zaznaczonych na przeglądowej mapce geologicznej (fig. 1, str. 13):

a) *Wojtówka* na N od *Łądka* (brak odsłonięcia, luźne bloki w lesie);

b) *Bielice* powyżej wsi w dolinie *Bielawki* (małe odsłonięcie);

c) na SE od szczytu *Suszycy w Bielawach*, w dnie doliny potoku, na NE od miejscowości *Nowa Morawa* (szereg skałek, jedna z nich bardzo okazała);

d) strefa S-N w *jednostce Międzygórza*, grupująca szereg miejsc występowania wyróżnionych liczbami I—V (fig. 8 str. 48): I — na NE od *Nowej Wsi* (niewielka skałka przedłużająca się ku N w mniejsze odsłonki), II — na przełęczy ponad wsią *Jaworek Górny* (szereg dużych bloków „in situ”), III — na północno-zachodnich zboczach *góry Jawor* tuż nad miejscowością *Międzygórze* (parę skałek w lesie), IV — nad miejscowością *Międzygórze* na grzbiecie górskim w widłach dolin potoków *Wilczka* i *Bogoryja* (kilka większych i mniejszych skałek), V — w głębokim wąwozie *Wilczki* poniżej wodospadu w *Międzygórzu* (luźne bloki pod północnymi ścianami wąwozu);

e) na NW zboczach *góry Czernica w Bielawach* (luźne bloki w lesie);

f) strefa o kierunku SE—NW na wschód od *Strachocina*, a na północ od *Goszowa* w okolicy *Stronia Śląskiego* (na szczycie 647 m i w jego otoczeniu liczne skałki i rozległe blokowiska w lesie);

g) *Stary Gieraltów* (małe odsłonięcie tuż nad północnym brzegiem rzeki *Białej Łądeckiej*, liczne bloki na hałdach kamieni polnych wzdłuż miedz na północnych zboczach doliny tej rzeki, nad wsią).

Jest bardzo prawdopodobne, że dokładniejsze badania geologiczne w przyszłości wykryją na tych samych terenach nowe punkty występowania eklogitów.

TYPY PETROGRAFICZNE

Wykształcenie petrograficzne eklogitów na omawianym terenie jest bardzo różnorodne. Każde niemal oddzielne miejsce występowania ujawnia swe własne specyficzne cechy. Pozwala to przypuszczać, że w różnych miejscach eklogity rozwijały się z niejednakowych materiałów wyjściowych albo też w odmiennych do pewnego stopnia warunkach przebudowy metamorficznej. Do roku 1962 znane mi były cztery megaskopowe typy eklogitów, które określiłem literami A—D; każdy z nich zresztą

wykazał również pewne specyficzne cechy mikroskopowe. Późniejsze badania tych skał z innych miejsc występowania pozwoliły mi wyróżnić cztery dalsze typy (E—G), tak że dziś w sumie z całego terenu poznałem ich już osiem. Całkiem możliwe, że odkryte w przyszłości nowe miejsca występowania eklogitów na tym terenie dostarczą jeszcze jakichś innych typów petrograficznych. Znałe mi obecnie główne typy wyróżniają się cechami następującymi:

A — Typ Wojtówki, charakterystyczny przede wszystkim dla skał z tego punktu występowania (a), lecz podrzędnie zauważony również w odsłonięciu z Nowej Wsi (dI). Typ ten megaskopowo odznacza się strukturą porfiroblastyczną z dość jasno przeważnie ubarwionym, bardzo drobnokrystalicznym, prawie afanitowym tłem skalnym, w którym tkwią paromilimetrowe blasty omfacytu (pl. I, fot. 2), najczęściej też równie duże albo większe brunatnawoczarniawe blasty pierwotnej hornblendy, karyntynu (pl. I, fot. 1). Granaty bardzo drobne, megaskopowo niewidoczne. Karynty nowe odmiany zawierają z reguły sporo mikrolitycznego zoizytu i jasny łyszczyk. Charakterystyczne jest występowanie omfacytu w dwu generacjach: starszych mikrolitach i młodszych porfiroblastach zamykających często starsze mikrolity omfacytowe, drobnutki granaty, zoizyty i in. Karyntyn tworzy duże poikiloblasty szczególnie gęsto przetkane mikrolitami tych samych minerałów, krystalizujące w późnym okresie blastezy — równocześnie z drugą generacją omfacytu i nawzajem z nią się przerastające. Tekstura przeważnie całkiem masywna, nieuporządkowana, rzadko ze słabymi oznakami ukierunkowania.

B — Typ Bielic, typowo wykształcony w odsłonięciu z tej miejscowości (b) oraz w lepiej zachowanych eklogitach spod Suszycy koło Nowej Morawy (c); tu również zaliczyć można silnie przeobrażony eklogit z czeskiej strony Śnieżnika, z okolic miejscowości Chrastice. Skała przeważnie równomiernie drobnziarnista, z granatami brunatnoczerwonymi do 2 mm średnicy w zielonkawoszarym tle bardziej drobnziarnistego z reguły omfacytu (pl. I, fot. 3; pl. II, fot. 1 i 2). Karyntyn, zoizyt, jasny łyszczyk odgrywają tylko rolę podrzędną lub są nieobecne. Tekstura masywna, rzadziej i lokalnie słabo warstwowa. Typ ten jest szczególnie skłonny do diablastycznej amfibolizacji omfacytu w całej masie skalnej, co pociąga za sobą ciemnienie barwy tła skalnego.

C — Typ Międzygórz (pl. III, fot. 1), szczególnie charakterystyczny dla skałek eklogitowych znad tej miejscowości (dIII i dIV), z przełęczy Jaworka Górnego (dII) i z zewnętrznych partii skałki znad Nowej Wsi (dI). Wła-

ściwą mu jest tekstura wybitnie kierunkowa, polegająca na zagęszczaniu się głównych minerałów — przede wszystkim ciemnoróżowego granatu, omfacytu i kwarcu — w równoległe, często nieco faliste warstewki, oraz na ułożeniu mniej lub więcej wydłużonych omfacytów ich osiami wydłużenia zgodnie z płaszczyznami tego uwarstwienia (pl. XI, fot. 3). Skutkiem tego struktura, z reguły bardzo drobnziarnista, często miewa charakter nematoblastyczny. Karyntyn pospolity, lecz z reguły całkiem podrzędny, zawsze obecne dysten i jasny łyszczyk, nierzadko również zoizyt, przeważnie też zgodnie z laminacją ułożone, i — rzecz miejscami bardzo znamienna — węglany pierwotne, pochodzące sprzed okresu blastezy granatu i omfacytu. Ziarna granatu bardzo drobne, nie przekraczające 1 mm średnicy, a przeważnie znacznie mniejsze, mają szczególną skłonność do ciasnego zagęszczania się w szaroróżowe warstewki.

D — Typ Nowej Wsi, znany wyłącznie ze skałki znad tej miejscowości (dI), gdzie współwystępuje z typem poprzednim, lokalnie i raczej wyjątkowo z typem A. Pod względem struktury i tekstury zupełnie podobny do typu C, różni się zaś od niego obfitym udziałem karyntynu barwy od ciemnobrunatnej do czarniawoszarej, który rozsiany w oddzielnych blastach koncentruje się tu i ówdzie w osobne laminy, odcinające się od reszty skały ciemną barwą. Lokalnie zdarzają się drobne warstewki zbudowane z prawie samego karyntynu i zasługujące na nazwę karyntynitu, o strukturze szczególnie grubokrystalicznej. W sumie ten typ eklogitu przedstawia megaskopowo wygląd szczególnie efektowny dzięki alternacji wybitnie ubarwionych lam — jasnoróżowych z zagęszczonym granatem, zielonych z zagęszczonym omfacytem, rzadziej ciemnobrunatnawoszarych z zagęszczonym karyntynem (pl. II, fot. 3 i 4). Kwarc, dysten, jasny łyszczyk, zoizyt skąpe albo w ogóle nieobecne.

E — Typ Czernicy, znany dotychczas tylko z jednego dużego bloku spod szczytu góry Czernica (e). Megaskopowo odznacza się on stosunkowo ciemną barwą, nierównoziarnistą strukturą i zupełnie masywną teksturą (pl. IV, fot. 4). Ciemnoszaroczerwone lub brunatnoczerwone granaty, dochodzące do 3 mm średnicy, szczególnie nieregularnych kształtów, ząbione są z otaczającym tłem bardzo drobnziarnistym, po części ciemniejszym zielonoszarym, po części jaśniejszym szarozielonkawym, w którym tkwią nadto w zmiennej ilości i nierównym rozmieszczeniu duże, nieregularne ziarna zielonoczarnej hornblendy pierwotnej, dochodzące czasem do 1 cm średnicy. Mikroskopowymi cechami tego typu są: późna

krystalizacja i bogactwo żelaza granatu obrastającego wszystkie inne składniki i zamykającego je w postaci dużych wrostków, oraz skłonność do gęstej robaczkowej korozji omfacytu, który w stanie nienaruszonym zachowuje się tylko w nielicznych reliktach, najczęściej zamkniętych wewnątrz granatów. Niezwykle wysoka jak na eklogity jest tu zawartość minerałów tytanowych, z których obok przeważającego rutyłu obecne są również pierwotne ilmenit i tytanit. Dużo jest także grubych ziarn apatyty. Brak natomiast zawsze kwarcu i dystenu.

F — Porfiroblastyczny typ Strachocina odznacza się dużymi, kilka do kilkanaście milimetrów mierzącymi porfiroblastami lub gęstymi skupieniami mniejszych blastów brunatnawoczarnego karyntynu w drobnoziarnistym szarawym tle, będącym mieszaniną pozostałych składników (pl. V, fot. 1). Blasty te mają zupełnie nieregularne rozstrzępione kształty i są gęsto jak sito przetkane drobnymi wrostkami innych minerałów. Megaskopowo typ ten może przypominać typ A (Wojtówki), różni się jednak grubszą, nieafaniczną strukturą tła oraz tym, że omfacyt nie występuje tu w dwu generacjach i nie tworzy nigdy większych blastów.

G — Równoziarnisty typ Strachocina (pl. V, fot. 2), ciemnoszare drobnoziarniste skały z drobnymi, izometrycznymi, czarnymi i błyszczącymi ziarnami karyntynu oraz małutkimi, brudnoczerwonymi ziarnkami granatu, zlepienymi szarym tłem nierozpoznawalnych megaskopowo innych składników. W terenie trudno rozpoznawalny od współwystępujących z nim różnych rodzajów amfibolitów i dający stopniowe przejścia do szczególniego rodzaju tych skał — karyntynitów.

Oba ostatnie typy, ograniczone do osobnej strefy eklogitowo-amfibolitowej okolic Strachocina, występują zawsze razem. Zawierają one zwykle kwarc, dysten, jasny łyszczyk, zoizyt oraz mniejsze lub większe ilości intergranularnego oligoklazu pierwotnego. Omfacyt występuje w nich w drobnych ziarnach i najczęściej ulega kanalikowej korozji w kierunkach osi z. Tekstura najczęściej masywna, rzadziej słabo kierunkowa.

H — Typ Starego Gierałtowa, występuje wyłącznie w postaci licznych, lecz cienkich warstw wśród różnorodnych granulitów tej miejscowości i jest skrajnym ogniwem ich zróżnicowania w kierunku zaniku kwarcu i skaleni. Są to z reguły drobnoziarniste, ciemnoszarozielone, czerwono granatami nakrapiane skały, zwykle wyraźnie równoległe laminowane skutkiem warstewkowego koncentrowania się granatów. Warstewki bogatsze w

omfacyt czernieją w przypadku bardziej zaawansowanej amfibolizacji omfacytu (pl. V, fot. 4). Podrzednymi składnikami są często kwarc, oligoklaz, biotyt, czasami mikropertyt, rzadko dysten. Nigdy nie ma karyntynu, jasnego łyszczyku, zoizytu.

SKŁAD CHEMICZNY

Ze wszystkich wymienionych typów wykonano w sumie dziewiętnaście ryczałtowych analiz chemicznych (tab. 21, str. 160). Wykazały one, że zmienność chemiczna tych wszystkich skał jest mniejsza, niż można by oczekiwać na podstawie ich wielkiej różnorodności pod względem składu mineralnego, struktury i tekstury. Zawartość poszczególnych, głównych tlenków waha się w następujących granicach (w % wag.):

SiO ₂	43,7—54,1	CaO	8,8—12,0
Al ₂ O ₃	13,9—18,2	Na ₂ O	2,1— 4,3
Fe ₂ O ₃	0,2— 4,7	K ₂ O	0,1— 0,8
FeO	6,7—11,3	TiO ₂	0,5— 4,2
MgO	5,1—12,4	H ₂ O+	0,1— 1,0
		CO ₂	0 — 3,2

Wahania te uzależnione są oczywiście od jakościowego i ilościowego składu mineralnego skały, a zarazem od chemicznego składu głównych minerałów składowych, tj. granatu i omfacytu, które to cechy kształtują się nieco różnie w różnych wyróżnionych typach petrograficznych eklogitów. Wynika to również z szeregu analiz wyodrębnionych składników, których do chwili obecnej wykonano w sumie piętnaście (sześć — granatu, pięć — omfacytu, trzy — karyntynu i jedna — jasnego łyszczyku; tab. 22, str. 162). Okazało się na przykład, że granat z typu D — Nowej Wsi jest szczególnie bogaty w magnez a ubogi w wapń i żelazo w porównaniu do granatów wszystkich innych typów. Omfacyt typu B — Bielic jest w proporcji do swej zawartości sodu niezwykle bogaty w glinę. Granat typu E — Czernicy, jak wynika z jego danych optycznych, jest szczególnie bogaty w żelazo a ubogi w magnez. Te wszystkie osobliwości składu minerałów są bardzo ważne dla interpretacji zróżnicowania petrograficznego eklogitów, niestety ich analiz chemicznych jest w tej chwili za mało, by można było podjąć bardziej wnikliwie rozważania na te tematy.

Niemniej, nawet na podstawie tych niedostatecznych danych, można wytłumaczyć, dlaczego skały reprezentujące różne typy wykazują pewne skrajne zawartości poszczególnych głównych składników chemicznych. Zrozumiałe jest więc np., że typ D mający granat silnie magnezowy, a przy tym bogaty w karyn-

tyń, wykazuje maksymalną zawartość magnezu. Typ *C*, względnie obfitujący w dysten, musi wykazywać najwyższą zawartość glinki. Typ *E* jest najbogatszy ze wszystkich w żelazo i tytan, a najuboższy w krzemionkę. Typ *H* osiąga najwyższe wartości krzemionki, sodu i potasu, a najniższe glinki i magnezu na skutek tego, że z serii skał granulitowych, z którą jest ściśle związany, przechodzą doń pewne ilości kwarcu, oligoklaz, skalenia potasowego i biotyty.

Pomimo tych różnic skład chemiczny wszystkich skał eklogitowych bliski jest składowi silnie wapiennych skał magmowych z rodziny gabra. Oto zestawienie obliczonych dla wszystkich zanalizowanych skał parametrów magmowych CIPW (tab. 20):

Tabela 20

Parametry magmowe C.I.P.W. zanalizowanych eklogitów

Nr porządkowy	Typ petrograficzny	Parametry
1	A	III. 5. 3(4). (4)5 [1'. '3. 2. 2(3)]
2	A	(II)III. 5. (3)4. (4)5 [1'. 3'. 1(2). (2)3]
3	B	III. 5. 4. 5 [1'. '3. 2. (2)3]
4	B	III. 5. (3)4. 5 [(1)2. 2(3). 2. 2']
5	B	III. 5. '4. '5 [1(2). 2. 2. 2']
6	C	(II)III. 5. 4. 5 [1. 3. 2. 2]
7	C	(II)III. 5. 4. '5 [(1)2. 3. '2. 2]
8	C	(II)III. 5. 4. '5 [1(2). 3. '2. 2]
9	C	(II)III. 5. '4. '5 [2. 4. 1. 2]
10	C	'III. 5. 4. '5 [2. 1. 1. 2]
11	C	'III. 5. 4. (4)5 [1(2). 2(3). (1)2. 2]
12	C	III. 5. 4. (4)5 [(1)2. 2. 2. 2]
13	D	III. 5. 4. 5 [1'. 3. '2. 2]
14	D	III. 5. 4. '5 [1(2). 3. (1)2. 2]
15	E	III. 5. 4. 4 [2. 2(3). 2. 2']
16	F	III. 5. 4. '5 [2. '2. 2'. 2]
17	F	(II)III. 5. 4. '5 [1(2). 3(4). '2. (2)3]
18	G	III. 5. 4. (4)5 [1'. 1. 1(2). 2]
19	H	'III. 5. '3. 4(5) [(1)2. 1. 2. 3]
20	H	'III. 4'. 3(4). (4)5 [(1) (2). 1. 2. 3]

Z punktu widzenia chemiczno-magmowego eklogity wszystkich typów są bardzo podobne i odpowiadają rodzinie gabra. Nie uprawnia to oczywiście do wyciągania wniosku, że wszystkie one musiały powstać przez bezpośrednią przebudowę metamorficzną takich skał, jak to często zbyt pochopnie czyniono w dotychczas-

szej literaturze w odniesieniu do eklogitów całego świata. Jak to wykazałem już w poprzednich pracach, eklogity śnieżnickie są znacznie mniej zróżnicowane niż wszystkie eklogity światowe i koncentrują się mniej więcej w środku ich ogólnego pola zróżnicowania chemicznego.

W trójkącie ACF Eskoli (fig. 21a i b str. 164 tekstu angielskiego) zanalizowane chemicznie eklogity koncentrują się w polu ciasno ograniczonym. W trójkącie 21a wyszczególnione są również położenia wszystkich minerałów typomorficznych tych skał, tj. pola zmienności omfacytu, granatu, karyntynu, fengitu oraz punkty dystenu, zoizytu i dolomitu. Jest tam również grubą linią wyznaczony trójkąt częściowy, który w powiększeniu przedstawiony jest na fig. 21b. Tu można przestudiować różnice położenia odmiennych typów petrograficznych. Główne pole zróżnicowania eklogitów śnieżnickich mieści się pomiędzy polami granatu i omfacytu. Pozycję centralną w tym polu zajmują eklogity typu *B*. W kierunku wierzchołka trójkąta *F* przesunięte są eklogity karyntynowe typu *D* z Nowej Wsi, typu *A* z Wójtówki i typu *G* ze Strachocina. Najdalej w kierunku wierzchołka *A* trójkąta przesunięte są eklogity *C* z Międzygórza, co jest zrozumiałe wobec stałej zawartości w nich dystenu i fengitu. W kierunku zoizytu najdalej wysunięty jest eklogit typu *F* ze Strachocina, w istocie szczególnie bogaty w ten minerał. Najbardziej do pola omfacytu zbliżone są skały eklogitowe typu *H* z serii granulitowej Starego Gierałtowa odznaczające się brakiem karyntynu, fengitu i zoizytu i stosunkowo niewysokim procentem granatu.

O wiele szerzej i w sposób bardziej charakterystyczny zróżnicowane są zbadane eklogity w wykresie mego pomysłu (1960b, 1964b), opartym na tzw. *eklogitowej normie mineralnej* JDG (*A, K*) (fig. 22, str. 165 tekstu angielskiego). Wszystkie punkty tych eklogitów rozsiane są w polu IIi grupy genetycznej eklogitów (1964a), najpospolitszej na całym świecie, związanej z kompleksami regionalnie zmetamorfizowanych gnejsów i migmatytów i stowarzyszonej tam z amfibolitami. Odpowiada to całkowicie rzeczywistości geologicznej na terenie metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego i Łądką. Różne typy petrograficzne tutejszych eklogitów rozmieszczone są w tym polu w sposób wyraźnie zróżnicowany. W centrum pola mieszczą się przede wszystkim eklogity typów *A, B* i *E*. Typ *D* z Nowej Wsi mieści się przy granicy pola *I* grupy genetycznej związanej z ultrabazytami. Eklogit typu *H* z serii granulitowej Starego Gierałtowa wyraźnie odskakuje od innych typów, będąc szczególnie ubogi w granat (parametr *G*). Do boku *JG* najbar-

dziej przybliżają się eklogity bogatsze w dysyten, tj. należące do typu C oraz jedyny przedstawiciel typu G, a także bogaty w zoizyt typ F. Nie stwierdzono natomiast do tej pory możliwych w III grupie eklogitów typów peraluminowych, tzn. zawierających normatywny dysyten (parametr K).

Z przynależnością do III grupy genetycznej wszystkich eklogitów śnieżnickich zgadzają się według moich ustaleń (1965) również analizy chemiczne wyodrębnionych z nich dotychczas granatów i omfacytów. Aby to jednak stwierdzić z całą stanowczością trzeba by mieć więcej materiału analitycznego. Wydaje mi się, że granaty i omfacyty niektórych wyżej wymienionych typów eklogitowych wykazują chemizm skrajny w tej grupie i wyznaczają jak gdyby przejścia do innych grup genetycznych. Tak więc silnie magnezowy granat typu D z Nowej Wsi zbliża się chemicznie do granatów właściwych grupie I eklogitów związanej genetycznie z ultrabazytami. Granaty typu E z Czernicy zdają się wykazywać tak wielką przewagę żelaza nad magnezem, że upodabniają się do granatów właściwych II grupie genetycznej eklogitów pochodzącej według moich przypuszczeń z wulkanitów wczesno-geosynklinalnych. Ku tej samej grupie zdają się też grawitować często granaty typu F i G ze Strachocina i typu H z serii granulitowej Starego Gierałtowa. Wszystko to są sprawy bardzo ważne dla pochodzenia eklogitów i ich geologicznego stanowiska w metamorfiku Śnieżnika, brak mi jednak dotychczas dostatecznego materiału rzeczowego do ściślejszych rozważań na te tematy.

MINERAŁY PIERWOTNE

Pierwotny skład mineralny eklogitów zbadanego terenu jest mało urozmaicony pod względem jakościowym, natomiast w niektórych miejscach występowania wykazuje szeroką zmienność stosunków ilościowych. Zmienność tę próbowałem uchwycić przez większą liczbę analiz mikrometrycznych różnych próbek pochodzących z jednego odsłonięcia lub z blisko ze sobą sąsiadujących różnych odsłonień należących do tego samego wtrącenia eklogitowego. Próbowałem też scharakteryzować zbiorowo tę zmienność przy pomocy odpowiednio dobranych wykresów wariacyjnych; tabele analiz mikrometrycznych i wykresy wariacyjne dla poszczególnych miejsc występowania (a—g) rozmieszczone są w odpowiednich rozdziałach opisów szczegółowych. Komplikacje w składzie mineralnym eklogitów spowodowane są przez różnorodne produkty procesów wtórnych, zmierzających zawsze w kie-

runku amfibolizacji tych skał. Będą one krótko omówione w rozdziale następnym.

Stałymi i głównymi składnikami pierwotnymi paragenczy eklogitowej są *granat* i *omfacyt*, przy czym ich ilościowy stosunek zmienia się w szerokich granicach w różnych próbkach jednej i tej samej odsłonki, a nawet w różnych miejscach jednej i tej samej próbki. W typach eklogitów C, D i H, rzadko w typie B, spotyka się wybitne zagęszczenia się jednego i drugiego z tych minerałów w osobne naprzemianległe laminy. Zmienność składu chemicznego obu jest dość poważna i to nie tylko w różnych wtrąceniach eklogitowych, lecz nawet w jednym i tym samym wtrąceniu lub w różnych warstewkach w jego obrębie. Liczba dotychczas wykonanych analiz chemicznych jest jednak zupełnie niewystarczająca do uchwycenia zakresu i jakiegokolwiek prawidłowości tej zmienności. W niektórych próbkach zauważyłem też u granatu i omfacytu oznaki zmienności chemicznej w obrębie jednego ziarna. W granatach jądra ziarna bywają czasem bogatsze w żelazo niż obwódki. W dużych blastach omfacytowych dostrzega się w grubszych przekrojach plamiste koncentrowanie się barwnika zielonego, związanego przypuszczalnie z domieszką izomorficzną egirynu. Wydaje się również, że obfitość wrostków różnych minerałów w ziarnach granatu pozostaje w związku z jego składem chemicznym, fakt zauważony przez niektórych innych autorów. Granaty bogatsze w magnez są wolne od wrostków lub zamykają co najwyżej drobne rutyle; bogate w żelazo — oprócz rutylu — zamykają często większe i mniejsze wrostki różnych innych minerałów, czasem dużych wymiarów i mające niekiedy charakter opancerzonych reliktyw uwięzionych przez wzrastający granat.

Inne minerały pierwotne opisywanych skał nie wszędzie są obecne, a nagromadzając się w godnej uwagi ilości dają początek szczególnym odmianom, specyficznym dla pewnych typów lub miejsc występowania:

K a r y n t y n, pierwotna brunatnawa hornblenda, krystalizuje w równowadze z granatem i omfacytem, lecz normalnie pod koniec blastezy eklogitowej. Jest rozpowszechniony we wszystkich typach z wyjątkiem typu H, lecz w typie D i F, a zwłaszcza G, może pojawiać się w poważnej ilości, lokalnie dorównującej ilości granatu i omfacytu (*eklogity karyntynowe*). W typie D wyjątkowo, w typie G zaś nierzadko stać się może nawet minerałem dominującym, przy czym omfacyt i granat zanikają; takich skał nie można już nazywać eklogitami, odpowiednią zaś jest dla nich nazwa *karyntynit*. Karyntyny, o ile sądzić na podstawie dotychczasowych badań, nie stano-

wią jakiegś wyraźnie wyodrębnionej odmiany w obrębie szeroko zróżnicowanej grupy hornblend skałotwórczych, pomimo że specyficzność ich występowania w eklogitach — w postaci minerału pierwotnego — powinny na to wskazywać. W opisanych eklogitach zarysowały się dwie różne odmiany karyntynu: a) karyntyn bardzo słabo zabarwiony, prawie bezbarwny, z typów petrograficznych C i D, odznaczający się wyższą zawartością SiO₂, MgO i Na₂O, a niższą — Al₂O₃, FeO, CaO i TiO₂; b) karyntyn silniej brunatnawo zabarwiony, nawet w cienkich płytkach wyraźnie pleochroiczny, uboższy w SiO₂, MgO i Na₂O, a bogatszy w Al₂O₃, FeO, CaO i TiO₂, charakterystyczny szczególnie dla skał typów F i G ze Strachocina, zawierających przeważnie bodaj drobne ilości oligoklazę pierwotnego. Należy przypuszczać, że obie wyróżnione odmiany przywiązane są do nieco odmiennych warunków tworzenia się paragenezy eklogitowej.

Dysten charakterystyczny jest szczególnie dla typu C i dla niektórych odmian typów F i G, nigdy zresztą nie dochodząc do 10% obj. Jako minerał podrzędny lub akcesoryczny trafia się też w typach D i H oraz w niektórych szczególnych smugach i laminach kwarcowych w typie B.

Zoizyt (przeważnie odmiana β) jako pierwotny minerał paragenezy eklogitowej jest dość rozpowszechniony w większości typów; lokalnie w większej ilości stwierdzałem go w typach A, F i G, w drobnej ilości w B i C; nie zauważyłem go dotąd w typach H i E. W tym ostatnim typie natomiast stwierdzałem lokalnie sporo drobnych mikrolitów *klinozoyitu*, lecz wykształcenie tego minerału dopuszcza możliwość powstania na drodze wtórnej.

Jasny łyszczyk, mający po części skład *fengitu magnezowego*, jest pospolity w eklogitach typów A, C, F i G, lecz normalnie w ilości zaledwie paru procent. W laminach i gniazdach kwarcowych w obrębie eklogitów, a także w niektórych laminach eklogitowych bliskich kontaktu z gnejsami (zwłaszcza w typie C) może koncentrować się do 20%. Obecność jego w postaci wrostków w karyntynie, dystenie, omfacycie, rzadko granacie, świadczy niewątpliwie o jego przynależności do pierwotnej paragenezy eklogitowej. Nigdy nie zauważono go w typie H eklogitu, bardzo rzadko w typie B, D i E.

Biotyt jest wszędzie produktem wtórnym przeobrażenia jasnego łyszczyku i najwidoczniej nie jest w równowadze z omfacytem. Wyjątek stanowią eklogity typu H z serii granulitowej, gdzie biotyt jest w trwałej równowadze z omfacytem i granatem i niekiedy nawet

poikilitowo je obrasta, natomiast jasny łyszczyk nigdy tu nie występuje.

K w a r c jest obecny we wszystkich prawie eklogitach całego obszaru z wyjątkiem typu E; brak jego zupełny lub minimalne jego ilości stwierdzałem też najczęściej w typie D, w innych typach jest on z reguły pospolity. Tworzy on drobne ziarenka, mozaikowate gniazdka, rozczłonkowane smugi pomiędzy minerałami i często — szczególnie w typie C — koncentruje się w równoległe laminy, będąc w nich z reguły poprzerastany granatem, omfacytem, dysteniem, zoizytem, jasnym łyszczykiem itp. Niezależnie od tego tworzy liczne większe i mniejsze wrostki w omfacycie, dystenie, karyntynie, czasem w granacie. Często stwierdza się, że wrostki kwarcu we wszystkich tych minerałach są tym liczniejsze, im więcej kwarcu jest w gniazdkach pomiędzy tymi minerałami. Fakty powyższe dowodzą, że kwarc nie jest minerałem doprowadzonym później do gotowych już eklogitów, lecz zwykle istniał w nich od samego początku, będąc składnikiem skał wyjściowych.

Węglany są w większości eklogitów nieobecne lub zjawiają się sporadycznie w wypełnieniach cienkich szczelin jako minerały później doprowadzone. W niektórych jednak odślonięciach eklogitów, zwłaszcza typu C z nad Międzygórzem, zjawiają się one w uwagi godnych ilościach jako równouprawniony, pierwotny składnik paragenezy eklogitowej (lokalnie do 12% objętości skały). Tworzą one tam wrostki w omfacycie, granacie, dystenie, karyntynie, a równocześnie stanowią lokalnie obfite tło dla wszystkich tych minerałów. Nie ulega wątpliwości, że — podobnie jak kwarc i w towarzystwie tegoż — są one składnikiem pierwotnym skał sprzed powstania eklogitów, że przez blastezę paragenezy eklogitowej były stopniowo zużywane i wypierane, lecz w niektórych szczególnych miejscach zdołały się częściowo zachować.

W niektórych z poprzednich swych prac (1963, 1964b) sygnalizowałem już ich obecność opisując je jako kalcyt, przy niemożności ich mikroskopowego oznaczenia wobec drobnych ilości i zamknięcia wśród minerałów o silnym reliefie. Znalezienie w ostatnim czasie próbki eklogitu IV/1b szczególnie bogatej w węglany umożliwiło zastosowanie metod chemicznych i mikrochemicznych i pozwoliło stwierdzić, że należą one tu w całości do *dolomitu* z domieszką około 10% węglanu żelaza i zawierającego około 20% nadmiaru CaCO₃ nie wyodrębnionego w postaci kalcytu. Osobliwość ta wymaga jeszcze potwierdzenia specjalnymi metodami. Fakt odkrycia dolomitu w pierwotnej paragenezie z kwarcem i krzemianami takimi,

jak granat, omfacyt i dysten, jest niespodzianką w skałach o tak wysokim stopniu metamorfozy jak eklogity i świadczy o niezwykle trudnych warunkach fizyczno-chemicznych powstawania tych skał i stosunkowo niskich temperaturach blastezy głównej paragenezy eklogitowej. Wiadomo bowiem, że współobecność dolomitu z kwarcem w warunkach równowagi znamionuje niskie stopnie regionalnego metamorfizmu (facja zieleńcowa). Ma to oczywiście duże znaczenie dla odgadnięcia warunków powstawania i genezy eklogitów. W eklogitach innych poza Międzygórzem miejscowości węglany są składnikiem sporadycznym i raczej wyjątkowym.

Plagioklaz jest w eklogitach normalnie składnikiem wtórnym, wydzielonym wskutek amfibolizacji omfacytu. Zupełnie inaczej jest jednak w skałach typu *F*, *G* i *H*, gdzie zjawia się on jako składnik pierwotny, nie uzależniony w swym powstaniu od omfacytu. Skład jego odpowiada *oligoklazowi* 16—22% anortytu. W typie *F* i *G* tworzy on rodzaj interstycjalnego tła lub mezostazy dla granatu, omfacytu, karyntynu i innych minerałów, w karyntynie zaś tworzy często różne ukształtowane, często robaczkowate wrostki. Można przypuszczać, że krystalizował on równocześnie z karyntynem pod koniec blastezy eklogitowej. Jeszcze później nieco korodował on omfacyt cieniutkimi kanalikami w kierunku osi z tegoż, nie powodując jednak jego przeobrażenia w amfibol. W typie *H* eklogitów, połączonych stopniowymi przejściami z granulitami, oligoklaz nie jest czasowo związany z karyntynem, którego w tych skałach brak zawsze zupełnie. Wypełnia on tu drobne interstycje między granatami i omfacytami, często w towarzystwie drobnych ilości mikropertytu, oraz tworzy wrostki w omfacycie, zwłaszcza w brzeżnych partiach blastów tegoż, często koroduje go cieniutkimi kanalikami wzdłuż osi z. W skałach przejściowych od granulitów do eklogitów oligoklaz wraz z kwarcem tworzy niezliczone większe i mniejsze wrostki w omfacycie, którego blasty tworzą jak gdyby spoiwo dla drobnych ziarek obu tych minerałów. Studium mikroskopowe całej serii takich stopniowych przejść nasuwa przypuszczenie, że chodzi tu o progresywne rozrastanie się omfacytu kosztem oligoklazu, będącego składnikiem starszej skały sprzed początków blastezy eklogitowej. Wrostki oligoklazu w omfacycie byłyby w takim razie niedotrąwionymi relikdami paragenezy starszej od eklogitów.

Rutyl jest normalnie jedynym minerałem tytanowym w eklogitach, obecnym we wszystkich niemal skałach bez względu na typ

petrograficzny. Ilość jego waha się zwykle w granicach 0,3—2% obj., tylko w typie *E* jest go znacznie więcej, zwykle ponad 4%. Tylko w tym typie, całkiem osobliwym również i pod różnymi innymi względami, towarzyszą mu w mniejszej ilości dwa inne minerały tytanowe w charakterze pierwotnym, *ilmenit*, i *tytanit*, które normalnie zjawiają się w eklogitach w następstwie daleko posuniętej amfibolizacji. W typach *F* i *G* zawartość rutylu jest szczególnie chwiejna w różnych próbkach, przekraczając w jednych 2%, a w innych spadając zupełnie do zera.

Z minerałów akcesorycznych *apatyt* jest przeważnie całkiem niedostrzegalny, tylko w typach *F*, *G* i *H* staje się często dobrze widoczny, a w typie *E* zjawia się w szczególnie dużych i licznych ziarnach. *Cyrkon* jest bardzo rozpowszechniony we wszystkich typach, lecz w całkiem sporadycznych malutkich, zaokrąglonych ziarnkach tworzących wrostki we wszystkich minerałach, nie wyłączając granatu. Jego promieniotwórczość ujawnia się zwykle dopiero w skałach wtórnie zamfibolizowanych, gdy obrosnięty wtórna hornblendą lub biotytem wywiązuje w nich ciemne aureole pleochroiczne. W większości przypadków skłonny jestem widzieć w nich cyrkon detrytyczny odziedziczony przez eklogity po pierwotnych osadach. Charakterystycznym minerałem jest sporadyczny, lecz we wszystkich typach eklogitów spotykany *piryt*. W każdym przypadku, nawet wówczas, gdy jest szczególnie zamknięty wewnątrz blastów omfacytu lub karyntynu, oskorupiony jest on tlenkami żelaza, czarnymi lub czerwono naleciałymi w świetle odbitym, często w postaci drobnych tylko reliktyw we wnętrzu nieforemnych ich grudek. Obserwacja ta prowadzi do wniosku, że blasteza eklogitu odbywała się w warunkach utleniających, skoro siarczki mogły przechodzić w tlenki. W żadnym razie nie jest to utlenienie późniejsze, w gotowej już skale, gdyż wówczas wrostki pirytu w nietkniętych omfacytach i karyntynach pozostałyby nienaruszone.

PRZEOBRAŻENIA WTÓRNE

W poprzednich swych pracach (1963, 1964c) omówiłem dość dokładnie procesy wtórne, które na terenie metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego i Łądka zaznaczyły się w całkowitej ewolucji eklogitów. W ewolucji tej wyróżniłem trzy kolejne etapy:

1 — *Etap eklogitowy*, w czasie którego z różnych materiałów wyjściowych wywiązywała się parageneza eklogitowa, głównie granat + omfacyt (*eklogityzacja*).

2 — Etap amfibolitowy, w którym parageneza eklogitowa przestała być trwała i ulegała stopniowej przebudowie na paragenezę amfibolitową, głównie hornblendę zwyczajną + plagioklaz (*amfibolizacja*). Procesy te albo rozpoczynały się w eklogitach od spękań, albo też od razu rozchodziły się w całej ich masie. W toku amfibolizacji skały przechodziły normalnie przez następujące kolejne stadia: *eklogity nienaruszone* → *eklogity zamfibolizowane* → *amfibolity eklogitowe* → *amfibolity diablastyczne* → *amfibolity zwyczajne*. Zależnie od warunków możliwe jednak było przeskoczenie stadium trzeciego lub czwartego. Wszystkie te procesy odbywały się w warunkach absolutnie statycznych, bez udziału gwałtownych deformacji i ruchów tektonicznych, wyłącznie za sprawą roztworów intergranularnych. Nie ma mowy o wiązaniu amfibolizacji eklogitów z diaforezą.

3 — Etap migmatytowy, w którym amfibolity pochodzenia eklogitowego ulegały metasomatycznemu wpływowi roztworów sodo- i potasowych, które rozprzestrzeniały się w całym kompleksie gnejsowym zamykającym w sobie eklogity i które ten kompleks doprowadziły do stanu plagioklazowo-mikroklonowych gnejsów migmatytowych typu gieraltowskiego (*migmatytyzacja* i *metasomatyczna granityzacja*).

Eklogity były całkowicie odporne na wpływy trzeciego etapu, o ile nie przeszły wcale przez etap drugi. Dopiero parageneza amfibolitowa (hornblendą zwyczajną + plagioklaz) była wrażliwa na migmatytyzację względnie granityzację. Pominę tu argumentację szczegółową tych twierdzeń i tylko całkiem krótko zestawie procesy przeobrażania się minerałów w toku tej ewolucji, uwypuklając mocniej tylko niektóre nowe obserwacje dostarczone po raz pierwszy w niniejszej pracy. Te nowe obserwacje dotyczą przede wszystkim początkowych procesów wtórnych w eklogitach, rozpoczynających się u schyłku etapu eklogitowego, lecz jeszcze przed rozpoczęciem się etapu amfibolitowego. Te pograniczne zjawiska udało mi się zaobserwować w niektórych tylko skałach, przede wszystkim w nowo opracowanych typach *E*, *F*, *G* i *H*.

Najwrażliwszy w tym okresie okazuje się omfacyt, zwłaszcza gdy obok niego wykrywał pierwotny oligoklaz. Omfacyt zaczyna w pewnym momencie okazywać zwiększoną rozpuszczalność w ówczesnych roztworach intergranularnych, które zaczynają go delikatnie korodować. Korozja ta odbywa się jednak nie równomiernie ze wszystkich stron, lecz selektywnie w kierunku strukturalnie uprzywilejowanym, tj. w kierunku łańcuchów Si_2O_6 czyli w kierunku osi krystalograficznej z om-

facytu. Powstaje system cieniutkich, równoległych kanalików wypełnionych plagioklazem, dzięki czemu zakończenia słupków omfacytu zostają rozstrzępione na *subtelną frędzlę* (fig. 18 str. 127 pl. XVII, fot. 3 i pl. XVIII, fot. 6), mniejsze słupki nawet w całości zostają przelenizowane tymi kanalikami. Amfibole wtórne jeszcze nie powstają.

Później rozpuszczalność omfacytu jeszcze wzrasta. Wówczas roztwory intergranularne zaczynają drażnić omfacyt ze wszystkich stron, bez wyboru kierunku, kanalikami grubszymi, często nieco pokrzywionymi, lecz skierowanymi mniej lub więcej prostopadle do atakowanej powierzchni ziarna omfacytowego. Powstają *robaczkowate symplektyty piroksenowe* przypominające poniekąd myrmekit, często brodawkowato wgryzające się w omfacyt i wtedy ujawniające dywergentny układ robaczków. Robaczki te jednak są skorodowanymi relikami omfacytu, gdyż zachowują jednolitą orientację optyczną z nienaruszoną resztą ziarna. Amfibol nadal nie powstaje, etap amfibolitowy nie rozpoczął się jeszcze na dobre, choć omfacyt już wyraźnie traci trwałość. W eklogitach typu *E* cały prawie omfacyt, z wyjątkiem nielicznych relików, przyjął taką postać symplektytową (pl. XIV, fot. 6).

Wreszcie rozpoczyna się amfibolizacja. Rusza ona najpierw na granicy pomiędzy niepokrzywionym ziarnem omfacytu a strefą robaczkowatych symplektytów i postępuje ostrym frontem w głąb ziarna. Tworzy się *mętny, brunatnoszary kryptokrystaliczny agregat*, o ledwo pod największym powiększeniem dostrzegalnej włóknistości i o wyraźnie niższych od omfacytu współczynnikach załamania. Nie ulega wątpliwości, że jest to jakiś amfibol o źle uporządkowanych włóknienkach; mętność jego jest poza tym spowodowana zapewne submikroskopowymi interpozycjami kwaśnego plagioklazu o reliefie znacznie niższym od włóknienek amfibolowych. Symplektyt robaczkowaty początkowo nie jest tym procesem dotknięty, tak jak gdyby był on nieco odporniejszy od nie skorodowanego omfacytu. Tylko w kanalikach korozyjnych pojawia się zmętnienie, zapewne i tam zaczynają wydzielać się włoski amfibolowe. Na tym etapie wytwarza się więc budowa strefowa. Jądro nienaruszonego ziarna omfacytu, dokoła niego obwódka kryptokrystalicznego mętnego agregatu amfibolowego, a jeszcze dalej robaczkowy symplektyt piroksenowy wygaszający zgodnie z nienaruszonym jądrem (pl. XIX, fot. 5 i fig. 13 str. 92).

Później relikty omfacytu redukują się, mętny agregat amfibolowy rozszerza się na symplektyty omfacytowe i doprowadza do ich zaniku. Amfibolizacja jest już w pełnym toku, nie widać już zupełnie owych wstępnych do

niej stadiów polegających na selektywnej korozji omfacytu. W większości eklogitów te wstępne stadia zostały tak szybko przekroczone, że nigdzie prawie nie mogą być zauważone. I to właśnie jest normą w typach eklogitów A, B, C, D, wyjątkowo tylko i lokalnie udało mi się dostrzec je w niektórych płytkach cienkich typów B i C. Zależy to prawdopodobnie od szybkości zmiany składu roztworów intergranularnych i drożności przestrzeni intergranularnych dla tych roztworów. Tylko tam, gdzie zmiany były bardzo powolne, albo w tych szczególnych miejscach, gdzie dostęp roztworów był utrudniony, atakowanie omfacytu było tak zwolnione, że wczesne jego stadia miały szansę się zachować.

Z czasem omfacyt zanika zupełnie, mętne agregaty amfibolowe nieco oczyszczają się, porządkują się kierunkowo, stają się lepiej przeświecające i nieregularnymi smugami i polami przyjmują dość jednolite pozycje wygaszania. Niemal równolegle z omfacytem atakowany jest jasny łuszczyk, zastępowany przez bardzo delikatny, brunatnawoszary *agregat biotytowy*. Dysten od zewnątrz wypierany jest przez drobnołuseczkowe agregaty, aż do utworzenia pełnych pseudomorfoz (pl. XII, fot. 6). Rutyl wydziela drobne punkciki ilmenitu. Niektóre pozostają w tej fazie granat, karyntyn, zoizyt. Tak wygląda przeważnie stadium eklogitu zamfibolizowanego.

Później mętne agregaty amfibolowe rekrytalizują stopniowo na *mikrodiablastyczne zespoły bardzo bladej hornblendy* przeświecające już wyraźnymi odcieniami barwy zielonkawej, przy czym proces ten w różnych partiach skały postępuje w różnym tempie. Plagioklaz nie wyodrębnia się jeszcze w sposób wyraźny. Granat zaczyna być od zewnątrz atakowany przez te agregaty, osadzony w kwarcu jednak nie ponosi uszczerbku. Znaczący to, że sam ze siebie nie przestaje być trwały, natomiast nie jest już w równowadze z diablastycznymi agregatami wtórnego amfibolu. Na granicy z nimi oskorupia się rąbkami reakcyjnymi mocniej zielonej, a więc bardziej żelazistej *zwyczajnej hornblendy*, które albo uzyskują dość zwarte i jednorodne wykształcenie, albo przyjmują postać krótkich pręcików takiej samej hornblendy, prostopadle ustawionych do nagryzanej powierzchni granatu i poprzegradzanych cieniutkimi interpozycjami kwaśnego plagioklazu, tworząc w ten sposób rodzaj *zawiązkowych obwóddek kelyfitytowych* (pl. XV, fot. 1). Dalsza redukcja granatu odbywa się tym samym trybem, często jednak rozwijają się pola jasne mętnych, źle skrytalizowanych *agregatów plagioklazowych* poprzątkanych igielkami amfibolu, bladych

łuszczyków lub chlorytowych, a w środku tych pól tkwi powygryzany relikw granatu (pl. XVI, fot. 2). W końcu i on znika całkowicie i tworzy się *okrągława pseudomorfoza* takich niejednorodnych i nieoznaczalnych, jasnych mieszanych produktów po granacie (pl. XVI, fot. 1).

Mikrodiablastyczne agregaty hornblendy stają się coraz grubsze i coraz wybitniej zielone, gdyż żelazo pochodzące z granatu wchodzi coraz obficie w ich skład i wyrównują się różnice barwy pomiędzy hornblendą pochodzącą z omfacytu i hornblendą pochodzącą z granatu. Równocześnie w diablastycznej hornblendzie zaczyna się wyodrębniać *kwaśny plagioklaz*, najczęściej bliski albitowi, pochodzący od jadeitowego składnika omfacytu; przypuszczalnie był on od samego początku obecny w kryptokrystalicznych agregatach, lecz w formie mikroskopowo niewidocznej. Drobnokrystaliczne symplektyty biotytove po jasnym łuszczyku rekrytalizują w wyraźne łuszczyki bladobrunatnego biotytu, osadzone — często w prawie równoległych położeniach — w tle mętnawego kwaśnego plagioklazu nie różniącego się składem od tego, który wyodrębnił się w diablastycznych agregatach hornblendy po omfacycie. Pseudomorfozy po dystenie nikną z reguły bez śladu. Znika również pierwotny zoizyt, natomiast często zjawiają się cienkie mikrolity wtórnego *klinozoizytu*, najchętniej w obrębie wtórnych biotytowych agregatów lub w diablastycznych zespołach hornblendowych w ich sąsiedztwie. Nie wykluczone, że są one produktem biotytyzacji wtórnej hornblendy. Rzadko w podobnej roli pojawia się wtórny zoizyt o własnościach różnych od zoizytu pierwotnego (odmianna a).

Karyntyn zaczyna w tym etapie przyjmować zabarwienie zielone, przez co upodabnia się do hornblendy wtórnej. Często konserwuje on dość długo zamknięte w swych poikiloblastach ziarna granatu, rzadziej innych minerałów, opóźniając ich rozkład. Rutyl czernieje prawie całkowicie na *ilmenit*, a od zewnątrz zaczyna oskorupiać się drobnoagregatowym *tytanitem*. W niektórych próbkach zdarzają się różne dodatkowe komplikacje, np. powstawanie kosztem granatu lub karyntynu pewnych gatunków *chlorytu* w równowadze z wtórną hornblendą. Naszkicowany powyżej przebieg procesu amfibolizacji przedstawia tylko obraz najczęstszy i najbardziej typowy. Konkretnie przykłady zostały przedstawione w części opisowej, m. in. w postaci wykresów paragenetycznych (fig. 3 str. 23, fig. 4 str. 30). Przy końcu dochodzi często do tak grubego przekrytalizowania struktur diablastycznych, że osob-

niki hornblendy w tle plagioklazowym uzyskują prawidłowe ograniczenia krystalograficzne ścianami słupowymi (110) (pl. VIII, fot. 3). Powstają więc w końcu *prawdziwe amfibolity pochodzenia eklogitowego*.

Mają one dwojakie wykształcenie, które może być wynikiem sukcesji w czasie i odpowiadać kolejnym stadiom amfibolityzacji, lecz może być także równoległe i jednoczesne. Gdy zanik granatu jest mocno opóźniony w stosunku do tempa rekrytalizacji produktów amfibolityzacji omfacytu, powstają *amfibolity eklogitowe*, zawierające liczne i duże relikty granatu w diablastycznym tle amfibolitowym. Gdy dalszy bieg amfibolityzacji doprowadził do zupełnego prawie zaniku granatu, albo gdy od samego początku granat szybko zanikał w miarę jak rekrytalizowały agregaty amfibolowe po omfacycie, powstały *amfibolity diablastyczne*, zbudowane z diablastycznych przerostów hornblendy wtórnej i plagioklazu, bez udziału granatu. Tempo zaniku granatu w miarę postępu amfibolityzacji może zależeć od różnych czynników:

1. Od składu pierwotnego granatu w eklogitach, który może warunkować różną jego odporność na procesy amfibolityzacji omfacytu w bezpośrednim sąsiedztwie; można sobie wyobrazić, że granat barziej piropowy jest — „*ceteris paribus*” — mniej odporny na amfibolityzację niż granat silnie almandynowy, występujący często w amfibolitach zwyczajnych w równowadze z hornblendą zwyczajną i plagioklazem.

2. Od tempa zmian warunków fizycznych, tj. ciśnienia i temperatury.

3. Od chemizmu roztworów intergranularnych, uzależnionych nie tylko od czynnika poprzedniego, lecz w jeszcze większej mierze od chemizmu i składu mineralnego całego eklogitu oraz od składu skał gnejsowych otaczających wtrącenie eklogitowe i mogących zasilać roztwory intergranularne pewnymi dodatkowymi składnikami chemicznymi.

4. Pewien wpływ dodatkowy na opóźnienie zaniku granatu może mieć obfitość poikloblastów karyntynu chroniących zamknięte w sobie granaty od destrukcji.

Szybkie i łatwe dochodzenie eklogitów do stadium amfibolitu diablastycznego obserwowałem szczególnie w eklogitach z Międzygórza i Nowej Wsi (dI, III, IV), natomiast w występowaniu okolic Strachocina (f) i spod Suszycy (c) przeważnie stwierdzałem długotrwałość stadium amfibolitu eklogitowego. Wy tłumaczenie różnic tego rodzaju byłoby możliwe tylko w oparciu o bardziej szczegółowe studia, niż przeprowadzone przeze mnie dotychczas. Osobiście przypuszczam, że czynnik drugi odgry-

wa ze wszystkich wymienionych najmniejszą rolę.

W końcu rekrytalizacja amfibolitów pochodzenia eklogitowego może doprowadzić do zupełnego zaniku delikatnych struktur diablastycznych wskazujących na takie pochodzenie, do zaniku granatu i rutylu i zastąpienia tego ostatniego całkowicie przez magnetyt i tytanit itd. Mogą powstać więc *amfibolity zwyczajne* o normalnej grano- lub nematoblastycznej strukturze przerostów hornblendy z plagioklazem, niczym już nie zdradzające swego wtórnego rozwoju z eklogitów. Takie amfibolity spotykałem wielokrotnie w różnych miejscowościach przy kontaktach wtrąceń eklogitowych z otaczającymi gnejsami lub w alternacjach z warstwami paragnejsowymi wewnątrz wtrąceń eklogitowych (np. w Międzygórzu pod Suszycą, w okolicach Strachocina). Przypuszczam, że ten skrajny stopień amfibolityzacji pozostaje w przyczynowym związku z bezpośrednim sąsiedztwem gnejsów, albo w tym znaczeniu, że procesy przekształcania się gnejsów zwiększały tempo amfibolityzacji, albo dlatego, że skład chemiczny i mineralny eklogitów na przejściu do gnejsów był inny, bardziej wrażliwy na amfibolityzację. Z drugiej jednak strony mogły tu powstać od razu *amfibolity pierwotne*, bez przeszłości eklogitowej czego teoretyczną możliwość przedyskutowałem w jednym z ostatnich swych artykułów (1964c). W Międzygórzu i pod Suszycą spotykałem tuż przy eklogitach amfibolity o charakterze wybitnie pierwotnym, przypominające niektóre zwykle paraamfibolity serii strońskiej.

Amfibolity pochodzenia eklogitowego, na równi z towarzyszącymi im tu i ówdzie poprzednie amfibolitami pierwotnymi, podlegały wpływom późniejszych roztworów, które krążyły w otaczającej serii gnejsowej i w pewnej kolejności czasowej doprowadziły ją do obecnego stanu mniej lub więcej migmatytowych gnejsów typu gieraltowskiego. Chodzi tu już o procesy etapu trzeciego, *migmatytyzacji i metasomatycznej granityzacji*. Najlepiej objawy tych procesów przestudiowałem w okolicy Międzygórza (dIV i V), pod Suszycą (c) i w okolicach Strachocina (f). Objawy te zaznaczają się albo w infiltracji nowych składników w otwierające się spękania, albo w przesiąkaniu przez nie amfibolitu w całej jego masie i metasomatycznym przekształcaniu jego składników, albo wreszcie — i to najczęściej — na oba sposoby równocześnie.

Zaczyna się zwykle od inwazji sodu. Cienkie szczelinki w dobrze zachowanych eklogitach lub w pochodzących z nich amfibolitach wypełniają się *albitem*. W takich żyłkach albitowych często wykrywane są *igły amfi-*

bolowe, nieraz zagęszczające się i zwierające w poprzek żyłki w mostki. W paragnejsowych przekładkach wśród zamfibolizowanych eklogitów widzi się wypieranie łyżczyków i części kwarcu przez kwaśny oligoklaz lub albit. W kwarcowo-dystenowych żyłach i smugach w takich eklogitach atakowany jest dysten z wytworzeniem *opacytowej obwódki korozyjnej* i szerokich *aureoli albitowych* dokoła nich (pl. VIII, fot. 1 i fig. 5 str. 31). Diablastyczna tkanina wtórnej hornblendy po omfacycie ulega miejscami w amfibolitach wyraźnemu rozcieńczeniu przez napływowy kwaśny plagioklaz mieszający się z plagioklazem wtórnym miejscowego pochodzenia z omfacytu, a elementy hornblendy są wyraźnie przez niego korodowane. Agregaty biotytowe po muskowicie także bywają rozrzedzane przez plagioklaz dzięki jego wtórnemu dopływowi.

W niektórych amfibolitach ten napływowy plagioklaz formuje większe blasty o osobliwych robaczkowatych przerostach kwarcu (pl. XVI, fot. 3), nie mających jednak charakteru myrmekitowego. Kwarc odziedziczony przez amfibolity po eklogitach zostaje czasem całkowicie wyparty przez albit, krzemionka była więc również uruchamiana w skałach w toku tych procesów. Często pojawiają się przy tym nowe *wtórne epidoty*, głównie *klinozoizyt* i — rzecz znamienna — żółtawo ubarwione, silnie promieniotwórcze odmiany podobne do *allanitu*, lecz bardzo słabo dwójłomne z wybitnymi subnormalnymi barwami interferencyjnymi, wywiązujące w hornblendach i biotytach silne obwódki pleochroiczne (pl. XIII, fot. 6). Nierzadko tworzą się w amfibolitach większe i mniejsze smugi, gniazda i żyły kwarcowo-plagioklazowe, czasem dość gruboziarniste, białawe lub kremowe, o wyglądzie iniekcji apłitowo-pegmatytowych. Są to oczywiście *metamorficzne pegmatoidy*, sekrecyjnie wydzielające się w zluźnieniach strukturalnych w związku z uruchomieniem i wędrówką kwaśnego plagioklaz i krzemionki.

W późniejszym okresie zaznacza się wyraźnie dopływ potasu. Cienkie szczelinki w mniej lub więcej zamfibolizowanych eklogitach lub w amfibolitach wypełniają się *skalaniem potasowym* o cechach mikroskopowych *adularu*, często też w towarzystwie *prehnitu*. Żyłki te są młodsze od żyłek albitowych, ponieważ je przecinają. I w nich również pospolite są cieniutkie *igły amfibolowe* ustawione w poprzek żyłki. O ile żyłki takie przecinają eklogit nie naruszony i pozbawiony plagioklaz, nie wywierają one żadnego wpływu na którykolwiek z jego minerałów. Natomiast w amfibolitach z dobrze wyodrębnionym plagioklazem, czy to miejscowego pochodzenia, czy to doprowadzonym w poprzednim etapie, wpływ doprowa-

dzzonego adularu staje się często wyraźny. W sąsiedztwie adularu plagioklaz zostaje zwykle zmaczony serycytyzacją, co oznacza początek metasomatozy potasowej (pl. VIII, fot. 6). W niektórych miejscach adular jednak penetruje szwy między ziarnami plagioklaz i kwarcu, tu i ówdzie zaś wnika żyłkami i plamkami do środka plagioklaz; to są początki metasomatycznego podstawiania plagioklaz przez skałę potasowy na modłę antypertytową.

W wielu amfibolitach pochodzenia eklogitowego adular rozchodzi się przestrzeniami intergranularnymi w całej masie skalnej i wszędzie wywiera swój wpływ metasomatyczny na starszy plagioklaz, czasem również na kwarc. Miejscami skupia się w większe gniazda, rozgałęzione smugi lub nieregularne żyły, jest albo klarowny albo brunatnawo zmaczony, często stowarzyszony z prehnitem albo ze sferolityczno-robaczkowym chlorytem. Względem plagioklaz zachowuje się rozmaicie: czasami tylko go *serycytyzuje*, kiedy indziej przenika go *żyłkami antypertytowymi* (pl. XVI, fot. 5), nieraz tak gęsto i regularnie, że powstają formy zupełnie podobne do mezopertytów powszechnie uważanych za produkty odmieszania wysokotemperaturowych skałeni potasowo-sodowych (pl. XV, fot. 6). Jeszcze w innych miejscach wypiera ziarna plagioklaz w całej ich masie zostawiając tylko skąpe ich relikty (pl. XIV, fot. 3). Znam przypadek, gdy mocnej inwazji adularu uległ amfibolit diablastyczny z pseudomorfozami po granacie wypełnionymi mętnym agregatem plagioklazowym; adular wyparł te agregaty i sam utworzył pseudomorfozy po granacie, osobliwość jedyna w swoim rodzaju. Znam przypadki, gdy amfibolit diablastyczny został najpierw wtórnie wzbogacony w napływowy plagioklaz, który skorodował i zredukował znaczną część diablastycznej hornblendy, następnie zaś przysła inwazja skaleni potasowego, który w poważnej mierze wyparł ów plagioklaz; w rezultacie skała uległa leukokratyzacji i uzyskała wtórnie skład *gnejsu hornblendowego*.

Przeróżne te ciekawe zjawiska opisane zostały w części szczegółowej na str. 81—84. W przypadku, gdy są one bardzo intensywne, uwidaczniają się też w skali megaskopowej, w postaci kremowych, białawych, różowych impregnacji, żył, smug i lamin w zielonoczarowym tle amfibolitów. W największej rozmaitości studiować je można w grupach odsłonięć *dIII*, *IV*, *V* w Międzygórzu. Okaz przedstawiony na planszy IV, fotografia 2 stanowi szczególnie dobry przykład migmatytu, który wytworzył się ze zamfibolizowanego eklogitu przez dwuetapową metasomatyczną feldspatyzację.

Najważniejsze jest stwierdzenie, że amfibolizacja eklogitu zawsze poprzedza migmatyzację i że w magmatyzacji tej zaznaczyły się te same dwa główne etapy metasomatyecznej feldspatyzacji, które wyróżniłem (1960c) w ewolucji otaczających eklogity gnejsów typu gieraltowskiego: starszy *etap feldspatyzacji plagioklazowej* i młodszy *etap feldspatyzacji potasowej*.

ZRÓŻNICOWANIE PETROGRAFICZNE

Zróźnicowanie petrograficzne eklogitów na terenie metamorfiku Ładka i Śnieżnika Kłodzkiego jest bardzo duże, pomimo że wszystkie dotychczas poznane typy mieszczą się w obrębie tej samej grupy genetycznej tych skał, wydzielonej przeze mnie jako grupa III, związana genetycznie z kompleksami gnejsów i migmatytów (1964a). Świadczy o tym chociażby fakt, że siedem dotychczas poznanych miejsc lub stref występowania (*a—g*) dostarczyło aż osiem odrębnych typów petrograficznych eklogitów. Niemal każde miejsce lub każda grupa odsłoneń przedstawia pewne, sobie tylko właściwe cechy petrograficzne i sposób zróźnicowania materiału skalnego, co zostało dokładniej omówione w części szczegółowej, a w przypadku bogatszego materiału mikroskopowo-analitycznego zilustrowane także przy pomocy odpowiednich wykresów (fig. 10 str. 54, fig. 12 str. 69, fig. 17 str. 119, fig. 19 str. 135, fig. 20 str. 136).

Obecnie rozpatrzymy zróźnicowanie omawianych skał zbiorczo dla całości terenu, aby uchwycić pewne generalne jego tendencje i ewentualnie wyróżnić pewne odrębne serie, pozostające w związku przyczynowym z odmienną genezą. Posłużymy się w tym celu tym samym typem wykresu, który został zastosowany do przedstawienia zmienności skał z okolic Strachocina (patrz str. 118—120 i fig. 17), tzn. czworościanem koncentracyjnym ECAP i jego trzema rzutami o współrzędnych prostokątnych: I — *e/a*, II — *e/p*, III — *a/p*.

Do tego dołączmy jednak jako wykres dodatkowy trójkąt równoboczny ECP będący ścianą czworościanu przeciwległą narożu A. Na tej ścianie będą leżeć punkty projekcyjne tych wszystkich skał, których parametr *A = 0*, a więc takich eklogitów, w których brak zupełnie hornblendy wtórnej, inaczej mówiąc eklogitów zupełnie nie dotkniętych wtórną amfibolizacją. Wiemy jednak, że takie eklogity trafiają się zupełnie wyjątkowo, gdyż prawie zawsze omfacyt wykazuje bodaj początki amfibolizacji w postaci mętnych kryptokrystalicznych agregatów zaliczanych już do parametru A. W rzeczywistości więc prawie wszystkie analizowane skały będą dawać w

czworościanie punkty pomiędzy ścianą ECP a wierzchołkiem A, i to tym bliżej tego wierzchołka, im wyższy stopień wtórnej amfibolizacji.

Trójkąt ECP ilustruje więc stosunki pomiędzy parą granat + omfacyt, karyntynem i plagioklazem pierwotnym i może dać cenny obraz zróźnicowania skał pod tym względem. Można przyjąć, że dałby on się zużytkować również dla eklogitów dotkniętych amfibolizacją, byleby ilość wtórnych produktów amfibolowych nie była zbyt wielka, bo wówczas proporcje parametrów *E, C, P* mogłyby ulec poważnemu zniekształceniu, przede wszystkim na skutek pojawienia się plagioklazu wtórnego wyodrębniającego się przy daleko posuniętej amfibolizacji. Jako nieprzekraczalną górną granicę pod tym względem przyjmę umownie sumę wtórnych produktów amfibolowych równą 25% obj. Wszystkie punkty skał poniżej tej granicy rzutujemy z punktu A na płaszczyznę trójkąta ECP i otrzymujemy w jego obrębie wtórne punkty projekcyjne tych skał. Współrzędne tego trójkąta wyróżnione literami greckimi ϵ , κ , π otrzymujemy z przeliczenia współrzędnych czworościanu E—C—P na sumę 100:

$$\epsilon = \frac{100}{E + C + P} E, \quad \kappa = \frac{100}{E + C + P} C,$$

$$\pi = \frac{100}{E + C + P} P$$

Wszystkie trzy serie współrzędnych dla omówionych wykresów (tj. *E, C, A, P — e, a, p — \epsilon, \kappa, \pi*) zostały podane w tabelach analiz mikrometrycznych zamieszczonych w odpowiednich rozdziałach części szczegółowej. Wykresy czworościanu ECAP, jego trzech rzutów (I, II, III) oraz trójkąta koncentracyjnego $\epsilon\kappa\pi$ mamy przedstawione na fig. 23 na str. 173 streszczenia angielskiego. Z analizy tych wykresów wynikają wnioski następujące:

Ogromna większość eklogitów z miejsc występowania *a—e* (Wójtówka, Bielice, pod Suszycą, Nowa Wieś, Międzygórze, pod Czernicą) koncentruje się w polu eklogitów właściwych, przy samym narożu E. Nie zawierają one wcale plagioklazu, karyntynu zaś są albo zupełnie pozbawione mieszcząc się razem w punkcie E (ϵ), albo też zawierają go poniżej 10%; w tym ostatnim przypadku należy je określić nazwą *eklogit z karyntynem*. Nieliczne z eklogitów Wójtówki, Czernicy, Nowej Wsi zawierają karyntynu więcej, do 30%, i wtedy zasługują na nazwę *eklogitu karyntynowego*. Główne zróźnicowanie tej najliczniejszej klasy eklogitów rozciąga się wzdłuż krawędzi czworościanu EA i polega na postępującej wtórnej amfibolizacji przechodząc najpierw przez odcinek eklogitów *zamfibolizacji*

wanych, dalej odcinek *amfibolitów eklogitowych*, a w skrajnym przypadku, przy dobrym wyodrębnieniu się wtórnego plagioklazu, do *amfibolitów właściwych*. Zupełnie inaczej różnicują się skały okolic Strachocina (f) i Starego Gierałtowa (g).

Skały ze Strachocina są zróżnicowane wyjątkowo szeroko, ich punkty rozproszone są po całym czworościanie. W swym zróżnicowaniu pierwotnym, widocznym z trójkąta $\epsilon\kappa\pi$, wykazują one kilka różnych tendencji. Nieliczne z nich włączają się do pola *eklogitów właściwych*, gdyż są prawie pozbawione plagioklazu i ubogie w karyntyn, dwa przybliżają się do *granulitów eklogitowych*, gdyż zawierają sporo plagioklazu, lecz bardzo mało karyntynu. Liczniejsze są *eklogity karyntynowe*, bardzo ubogie w plagioklaz a bogate w karyntyn, lecz jeszcze częściej występują eklogity karyntynowe obfitujące w pierwotny plagioklaz. Osobną, dość liczną klasę skał, nie spotykaną w innych miejscach występowania, stanowią karyntynity rozmieszczone wzdłuż boku $\kappa\pi$ i podchodzące do samego wierzchołka κ . W punkcie π lub w jego pobliżu znajdują się rozmaite *gnejsy* przewarstwiające skały eklogitowo-amfibolitowe. Najwięcej jednak zanalizowanych próbek z omawianego wystąpienia wykazuje tak zaawansowany stopień wtórnej amfibolizacji, że nie mogły być uwzględnione w trójkącie $\epsilon\kappa\pi$. Są one rozproszone w środku czworościanu i — jak widać w jego trzech rzutach — należą bądź do *zamfibolizowanych eklogitów z karyntynem*, bądź do *amfibolitów eklogitowych z karyntynem*; nieliczne tylko spośród nich zbliżają się do *amfibolitów właściwych*.

Skały ze Starego Gierałtowa różnicują się również bardzo szeroko, lecz zupełnie inaczej. Zawsze zupełnie pozbawione karyntynu, układają się one w prawie nieprzerwaną serię wzdłuż krawędzi czworościanu PE (na trójkącie $\pi\epsilon$). W miarę wzrostu proporcji parametru E (lub ϵ) od naroża P idą kolejno po sobie *granulity jasne*, *granulity ciemne*, *granulity eklogitowe* i w końcu bardzo już ubogie w plagioklaz *eklogity właściwe* oraz zbudowane z samego prawie granatu *granulity*. Omfacyt, jak zawsze, stosunkowo łatwo pada ofiarą amfibolizacji i w miarę jej postępu rośnie parametr A . Takie zamfibolizowane skały tej serii leżą już nie na samej krawędzi PE , lecz ponad nią, na ścianie PEA . Stąd na rzutach I i III czworościanu większość punktów projekcyjnych skał tej serii (trójkąci) leży nie na samym boku PE , lecz wewnątrz kwadratów.

Z analizy omówionego wykresu oraz szczegółowych opisów petrograficznych wynika, że na terenie metamorfiku Łądką i Śnieżnika ma-

my rozwinięte trzy wyraźnie różne serie *petrograficzne*, mieszczące w swym składzie eklogity właściwe, z których każda przez postępujący proces wtórnej amfibolizacji może dawać stopniowe przejścia do amfibolitów właściwych:

I. Seria eklogitów bezplagioklazowych, obejmująca po większej części skały ściśle odpowiadające petrograficznej definicji eklogitów, tj. w stanie dobrze zachowanym składające się głównie z granatu i omfacytu. Inne towarzyszące minerały pierwotne, jak karyntyn, dysten, łyszczyk, zoizyt, kwarc, rzadko węglany, mogą występować oddzielnie lub łącznie w różnych kombinacjach, przy czym normalnie żaden z nich nie przekracza kilku procent objętości skały, albo też mogą być nieobecne. Najbardziej z nich wszystkich rozpowszechniony jest kwarc, którego rzadko tylko brak zupełnie. Zdarzają się lokalne odmiany, w których niektóre z wymienionych minerałów pobocznych nagromadzają się w wybitnie zwiększonej ilości. Często zdarza się to z kwarcem, rzadziej z jasnym łyszczkiem, jeszcze rzadziej z dystenem lub zoizytem, bardzo rzadko z węglanami. Najbardziej znamienne jest to jednak dla karyntynu, który może dochodzić do kilkunastu procent, wyjątkowo w cienkich laminach do 30% obj. (Nowa Wieś). Takie szczególne odmiany zasługują na nazwę *eklogitów karyntynowych*. Omfacyty tej serii odznaczają się dość znaczną zawartością sodu (około 30% mol. cząsteczki jadeitowej), ubóstwem żelaza dwuwartościowego i bardzo małym podstawieniem glinu w miejsce krzemu w koordynacji 4. Granaty wykazują znaczny udział cząsteczki piropowej, chociaż przeważnie ustępuje ona wyraźnie pierwszeństwa cząsteczce almandynowej. Karyntyn jest stosunkowo bogaty w sód i magnez, a podstawienie glinu w miejsce krzemu w koordynacji 4 jest niezbyt wielkie. Eklogity tej serii są najbardziej rozpowszechnione na zbadanym obszarze, występując w największej liczbie oddzielnych miejscowości: Wójtówka, Bielice, pod Suszycą, Nowa Wieś, Jaworek Górny, Międzygórze, pod Czernicą.

II. Seria eklogitowo-karyntynitowa, poznana dotąd tylko w dość rozległej strefie występowania koło Strachocina (f), odznacza się bardzo szerokim i mineralogicznie urozmaiconym zróżnicowaniem, tak w znaczeniu pierwotnym, jak i wtórnym (różne stopnie wtórnej amfibolizacji i przejścia do amfibolitów właściwych). Główny ciąg zróżnicowania pierwotnego idzie od *eklogitów ubogich w karyntyn* przez *eklogity karyntynowe* do *karyntynitów*, przy czym wszędzie zwykły się zjawiać interstycjalny *oligoklaz pierwotny* w ilości od paru do dwudziestu kilku procent.

Eklogity właściwe, w których zawartość pierwotnego oligoklazę spada do zera, a karyntyn jest nieliczny, są stosunkowo bardzo rzadkie i stanowią tylko skrajne człony powyższego szeregu. Nieco częstsze są eklogity ubogie w karyntyn, lecz zawierające sporo oligoklazę pierwotnego; składem swym zbliżają się do ogniwi przejściowych między granulitami a eklogitami (tzw. granulity eklogitowe). Najliczniejsze są eklogity karyntynowe, w których udział granatu i omfacytu maleje, karyntynu zaś rośnie do 40 i więcej procent, co prawie nigdy nie było zauważone w skałach serii I. Oligoklazę pierwotną towarzyszy w nich karyntynowi w ilości pokaźnej, choć zdarzają się też odmiany, gdzie spada on do zera. W eklogitach wymienionych rodzajów nigdy nie brak kwarcu, bardzo często pojawiają się jako minerały pierwotne dysten, jasny łyszczyk i zoizyt, nieraz wszystkie trzy jednocześnie. Przy dużych ilościach karyntynu struktura jest zawsze równoziarnista (typ G), przy mniejszych ilościach karyntynu tworzy często odosobnione, lecz bardzo duże poikiloblasty (typ F). Skrajnym członem zróżnicowania się tej serii w kierunku zaniku omfacytu i granatu są karyntynity, zawsze równoziarniste, czarne, składające się z przeważającego karyntynu i zmiennych ilości oligoklazę pierwotnego. Dystenu i jasnego łyszczyka nigdy w nich nie ma, zoizyt jest bardzo rzadki, kwarc natomiast prawie zawsze obecny. Karyntynity reprezentują bardzo szczególny typ amfibolitów, powiązany pierwotnymi przejściami z eklogitami. Granaty tej serii skał odznaczają się przeważnie większą zawartością żelaza i większą przewagą cząsteczki almandynowej nad piropową niż granaty serii I. Omfacyt jest tu znacznie uboższy w sód (zawartość cząsteczki jadeitowej spada tu do około 20% mol.), bogatszy zaś w żelazo, wykazując równocześnie większe podstawienie Al w miejsce Si w koordynacji 4, wskutek czego bardziej zbliża się do augitów zwyczajnych niż omfacyt serii I. Analogiczne różnice wykazuje też karyntyn, który jest tu uboższy w Na i Si, a bogatszy w Al, Ca, Fe²⁺ i Ti, i w związku z tym silniej brunatnawo zabarwiony w cienkich płytkach.

III. Seria eklogitowo-granulitowa, znana wyłącznie z jednego dość rozległego obszaru na północ od Starego Gierałtowa (g). Seria ta łączy następujące rodzaje skał kolejno w siebie przechodzące w miarę wzrostu udziału granatu i omfacytu, a spadku udziału minerałów jasnych — kwarcu i skaleni (patrz fig. 19 i 20 str. 135 i 136): *Granulity jasne* — *granulity ciemne* — *granulity eklogitowe* — *eklogity*. Ogromną przewagę na wymienionym obszarze mają granulity jasne, zawierające poniżej 10% granatu i z reguły pozbawione om-

facytu. Wszystkie pozostałe rodzaje skał tworzą w nich tylko stosunkowo cienkie wtrącenia, o grubości przeważnie rzędu 1 metra, eklogity najrzadsze i najcieńsze od paru do kilkunastu centymetrów; zdarzają się też wśród nich cienkie warstewki silnie skoncentrowanego granatu pozbawione litologicznej samodzielnosci, które można by określić jako *granatyty*. Granulity ciemne zawierają zwykle 15—50% granatu, omfacytu jednak są zupełnie pozbawione lub zawierają go niewiele. Granulity eklogitowe różnią się od poprzednich poważną ilością omfacytu, który łącznie z granatem stanowi 50—75% objętości skały, zawartość zaś skaleni spada bardzo znacznie. W eklogitach wreszcie, stanowiących tylko skrajny człon serii, ilościowo najzupełniej podrzędny, skalenie zbliżają się do zera, omfacyt wybitnie się wzbogaca przewyższając znacznie granat i razem z nim osiąga 80—95% obj. skały. Nie ma tu oczywiście zastosowania reguła White'a (1964), że klinopirokseny granulitów mają stosunek jadeitu do molekuly Tschermarka mniejszy od 0,5, eklogitów zaś większy od 0,8. Omfacyt tutejszy ma zawartość sodu pośrednią pomiędzy omfacytami serii I i II (około 25% cząsteczki jadeitowej), zawartość żelaza jest w nim znacznie większa niż w serii I, a podobna jak w serii II, natomiast podstawienie glinu w miejsce krzemu w koordynacji 4 jest w nim bardzo nieznaczne, podobnie jak w serii I, a znacznie mniejsze niż w serii II. Przewaga żelaza nad magnezem w granacie jest tu bardzo duża, jeszcze większa niż w serii II. Częstym składnikiem dodatkowym bywającym w całej serii biotyt i dysten, nigdy natomiast nie występują w niej karyntyn, zoizyt ani jasny łyszczyk.

Stojąc na gruncie nauki o facjach mineralnych, której na całym prawie świecie ciągle jeszcze wiernie trzyma się większość petrografów skał metamorficznych, można by owe trzy odrębne serie traktować jako trzy *odrębne subfacje*, dopuszczające przy pewnym ograniczonym składzie możliwość powstawania paragenety eklogitowej omfacyt + granat. Eklogity z wszystkich tych trzech serii mają bardzo zbliżony ryczałtowy skład chemiczny i w trójkącie ACF Eskoli wypełniają jedno pole, a różnice w minerałach dodatkowych do tej paragenety byłyby interpretowane jako różnice warunków fizycznych blastezy (p/t).

Seria I, charakteryzująca się obok granatu i omfacytu możliwością pojawienia się poważnych ilości karyntynu, ewentualnie też kwarcu, dystenu, jasnego łyszczyka, zoizytu, węglanów, przy niemożliwości pojawienia się plagioklazę, mogłaby być określona jako *karyntynowo-eklogitowa subfacja w obrębie facji eklogitowej*.

Seria II, odznaczająca się możliwością pojawienia się plagioklaz obok granatu, omfacytu i karyntynu, ewentualnie też kwarcu, dystenu, jasnego łyszczyku i zoizytu, mogłaby być nazwana *subfacją plagioklazowo-karynty-nowo-eklogitową w obrębie facji amfibolito-wej*.

Seria III, wyróżniająca się możliwością pojawiania się plagioklaz i mikropertytu obok granatu, omfacytu i kwarcu, ewentualnie też dystenu i biotyty, przy niemożliwości pojawienia się karyntynu, jasnego łyszczyku i zoizytu, mogłaby być określona jako *granulito-wo-eklogitowa subfacja w obrębie facji granulitowej*.

W innych obszarach występowania eklogitów na całym świecie można by niewątpliwie wyróżnić jeszcze inne serie, w których składzie jako skrajne produkty zróżnicowania mineralnego pojawiają się eklogity. Jestem przekonany o tym na podstawie studium światowej literatury i własnych obserwacji. Na przykład asocjacja eklogitów z łupkami epidotowo-glaukofanowymi i glaukofanitami, znana mi z okolicy Zermatt w Alpach Wallijskich, z rejonu dolnej Leary, z wyspy Groix przy południowych wybrzeżach Bretanii, mogłaby być uznana jako *subfacja glaukofanitowo-eklogitowa facji łupków glaukofanowych*.

Wstrzymuję się jednak od propagowania takich subfacji, stałem się bowiem sceptykiem w sprawie powszechnej stosowności koncepcji facji mineralnych Eskoli w dzisiejszym ujęciu, z wszelkimi, nowszymi nawet specyfikacjami, do całego zakresu metamorfizmu, w szczególności zaś do utworów głębokiego metamorfizmu regionalnego. W tych bowiem warunkach, generalnie biorąc, nie może być mowy o systemach zamkniętych i wędrówka materii chemicznej w stanie rozproszonym poprzez całe kompleksy skalne odgrywa najprawdopodobniej rolę istotną w skali regionalnej. Nabrałem przeświadczenia, że obok ciśnienia i temperatury rolę ważną, albo nawet ważniejszą od obu wymienionych czynników, odgrywa skład mineralny, struktura, i tekstura skał poprzednio istniejących, skład i własności roztworów intergranularnych zmieniające się w toku ewolucji metamorficznej, oraz warunki ich krążenia w skałach.

W każdym razie bezsporny jest fakt możliwości pojawiania się eklogitów w różnych asocjacjach mineralno-facjalnych, co w moim przekonaniu sprzeczne jest z dotychczasowym przeświadczeniem większości petrografów i geologów o mineralno-facjalnej jednolitości eklogitów związanej z określonymi fizycznymi warunkami ich tworzenia się (wysokie temperatury, bardzo wysokie ciśnienia).

GENEZA

Wszystkie poznane dotychczas miejsca występowania eklogitów na terenie metamorfiku Łądka i Snieżnika Kłodzkiego — z wyjątkiem jednego w Starym Gierałowie (g) — związane są z kompleksem gnejsów mikroklinowo-plagioklazowych, tradycyjnie określanym mianem *typu gieraltowskiego*. Są to gnejsy dość monotonne pod względem składu mineralnego, zróżnicowane natomiast pod względem struktury, tekstury i wyglądu megaskopowego. Przeważnie drobno- i równoziarniste, szare lub czerwone, przedstawiają one cały szereg odmian teksturalnych od wybitnie laminowanych, z mniej lub bardziej wyraźną lineacją i zróżnicowaniem na równoległe warstwy i smugi wzbogacone na przemian w łyszczyki, kwarc, plagioklaz oraz często soczewki i spłaszczone wrzeciona skoncentrowanego mikroklinu, przez odmiany o zatartej foliacji i laminacji, typu nebulitowego, lokalnie bardzo podobne do słabo ukierunkowanych granitów, aż do bardzo ubogich w łyszczyki, jasnych odmian o wyglądzie aplitowym, zwykle prawie maszynowych. Często wtrącone są zgodnie wśród nich warstwy ciemnoszare, bogatsze w biotyt i zwykle uboższe w mikroklin, przypominające *paragnejsy serii strońskiej*, a grubsze ich pakiety wyróżniane są nawet przez kartujących geologów na mapach geologicznych taką właśnie sygnaturą (Oberc 1957, Kasza 1964) lub pod osobną nazwą *paragnejsów młynowskich* nawiązującą do nomenklatury G. Fischera (1936). W dużych seriach te różne alternujące ze sobą odmiany gnejsów na różnych obszarach w zmiennym doborze i układzie dają obraz *kompleksu migmatytowego*. Rzadkie i drobne wtrącenia w nim tworzą *amfibolity i eklogity*.

Na podstawie własnych obserwacji i długiego szeregu opublikowanych i nie opublikowanych jeszcze prac swych współpracowników (Ansilewski 1966, Borkowska 1954, Butkiewiczowa 1966, Kozłowska 1954, W. Smulikowski 1958, 1959a i b, Wierzchołowski 1966) umocniłem się w przekonaniu już dawniej opublikowanym (1960c), że *kompleks ten ma w całości pochodzenie osadowe* i że do dzisiejszego stanu wykształcenia doszedł na drodze długiej ewolucji metamorficznej połączonej z uruchomieniem i wędrówką substancji skaleniotwórczych. Gruba seria osadów przeważnie drobnotetrytycznych, zapewne typu geosynklinalnego, z obfitym udziałem mułowców szarogłazowych zawierających od początku mniejsze lub większe ilości skaleni, głównie plagioklaz, doznała we wcześniejszym etapie ewolucji wzbogacenia w plagioklaz za sprawą dopływu z głębszych stref sodu, w późniejszym etapie

wzbogacenia w skałach potasowy w następstwie dopływu potasu. Obecna *seria strońska* łączy skały mniej zaawansowane w całości tej ewolucji, w szczególności w późniejszym jej etapie, wskutek trudniejszego i słabszego dopływu migrujących od dołu substancji skaleniotwórczych, przypuszczalnie głównie w związku z położeniem w wyższych poziomach metamorfizującego się kompleksu osadowego. *Seria gierałtowska* jest dalej zaawansowana w tej ewolucji, zwłaszcza w jej późniejszym etapie, gdyż przypuszczalnie w całości odpowiada głębszym poziomom metamorfozy kompleksu osadowego; chociaż niektóre ławice w jej obrębie, wskutek innego składu lub struktury, mogły być mniej przenikliwe lub mniej chłonne dla wędrujących roztworów i dlatego względnie opóźnione w ewolucji, przez co zachowały jeszcze pewne cechy niektórych skał serii strońskiej. Według obecnie przeważających poglądów całość ewolucji metamorficznej dokonała się w najpóźniejszym prekambrze, w toku *asyntyjskiego cyklu orogenicznego*.

Eklogity tworzą zgodne wtrącenia w gnejsach typu gierałtowskiego, o kształtach soczewkowatych, zapewne tektonicznie powyłlaczanym, porozrywanych, tu i ówdzie z cechami budinażu. Nic jednak nie wskazuje na to, by ruchy tektoniczne, które zadecydowały o tych formach, dotknęły już gotowego eklogitu. Przeciwnie, cały długi szereg wtórnych przeobrażeń eklogitów odbywał się zasadniczo w warunkach statycznych, bez wielkich deformacji. Znaczący to, że obecne kształty wtrąceń eklogitowych są odziedziczone po jakichś skałach starszych, które dostarczyły eklogitów, a więc po jakichś wtrąceniach w pierwotnym kompleksie osadowym, które skutkiem właściwości mechanicznych odmiennych od swego otoczenia zostały ukształtowane w formy soczewek i bochnów we wczesnych etapach fałdowania się kompleksu. Często obserwuje się późniejsze spękanie eklogitów siecią szczelin, wzdłuż których następuje ich amfibolizacja lub infiltracja z zewnątrz różnych późnych minerałów. Zdarzają się też pewne lokalne zluźnienia na granicy eklogitu i zamykającego go gnejsu, lecz nie mogą one mieć nic wspólnego z tektonicznymi ruchami, które nadały formę wtrąceniu eklogitowemu.

Eklogity są z zewnątrz otulone przez gnejsy typu gierałtowskiego, przy czym na samej granicy występuje zawsze amfibolit, którego wtórne pochodzenie z eklogitu bywa często wątpliwe. Nie można więc wykluczyć, że ta pograniczna materia skalna miejscami krystalizowała od razu w paragenezie amfibolitowej, nie eklogitowej. Natomiast wewnątrz wtrące-

nia eklogitowego często obserwuje się drobne *przekładki gnejsowe*, nieraz wielokrotne, które swym wyglądem, składem mineralnym i strukturą przypominają raczej *skały serii strońskiej* niż gierałtowskiej. Takie przekładki zostały w niniejszej pracy szczegółowo przestudiowane pod względem petrograficznym i ujawniły szereg interesujących i skomplikowanych procesów przeobrażania się i kolejnego wypierania jednych minerałów przez drugie, które w sąsiadujących od zewnątrz gnejsach gierałtowskich nigdy tak wyraźnie nie występują. Widocznie przekładki osadów detrycznych wewnątrz wtrącenia eklogitowego ulegały regionalnym przeobrażeniom metasomatyczno-metamorficznym znacznie wolniej i z większą trudnością niż osady znajdujące się na zewnątrz.

Takie przekładki paragnejsowe we wtrąceniach eklogitowych obserwowałem i zbadałem w trzech miejscach występowania eklogitów wśród gnejsów gierałtowskich: nad Międzygórzem (*dIII i IV*), pod Suszycą (*c*) (fig. 7 str. 44) i koło Strachocina (*f*) (fig. 15 str. 97). Nie stwierdziłem ich w miejscach pozostałych, być może z powodu niedostatecznego odsłonięcia. Zawsze na granicy przekładki paragnejsowej z eklogitem, podobnie jak i w zewnętrznym obramowaniu wtrącenia eklogitowego, występuje amfibolit, czasem zdradzający wtórne pochodzenie z eklogitu, czasem nie pozwalający na stwierdzenie takiego pochodzenia. W jednej z odsłonek nad Międzygórzem (*III/1*) w zewnętrznej powłoce amfibolitowej soczewki eklogitowej stwierdziłem drobne wkładeczki paragnejsowe bardzo zaburzone, porozrywane, przemieszane z amfibolitem pochodzenia eklogitowego (pl. IV, fot. 1). Jest to zapewne objaw tektonicznych komplikacji na granicy pierwotnego materiału skalnego, mającego w przyszłości dostarczyć eklogitu i materiału, mającego dostarczyć gnejsu gierałtowskiego, które dokonały się w fazie owych wczesnych ruchów sprzed wykrystalizowania eklogitu, odpowiedzialnych za wykształcenie soczewki.

Nad Międzygórzem (*III i IV*) stwierdzono najwyraźniej fakt, że owe przekładki paragnejsowe są zgodne z laminacją samego eklogitu, składającego się z alternujących warstewek zaęszczeni granatu, omfacytu, jasnego łyszczyku, kwarcu z dystenem i łyszczkiem, miejscami kwarcu samego lub z granatem, tu i ówdzie z pokaźnym udziałem pierwotnych węglanów itp. Trudno mieć wątpliwości, że *całe wtrącenie eklogitowe jest drobno warstwowanym utworem pochodzenia osadowego*. Nie ma powodu przypuszczać, że laminacja ta jest tworem wtórnym dyferencjacji metamorficznej. Podobne wnioski nasuwają się z obserwa-

cji eklogitowo-amfibolitowych alternacji z paragnejsami w odsłonkach pod Suszycą i koło Strachocina. Pomimo braku bezpośrednich obserwacji, lecz ze względu na analogie petrograficzne, można by to samo przypuszczać dla występowań eklogitów w Wojtówce, Bielicach, Jaworku i Nowej Wsi.

Jakie materiały osadowe mogły dostarczyć tych eklogitów? Trudno jest odpowiedzieć na to pytanie z większą dozą pewności, skoro nie ma w tych skałach żadnych reliktyw strukturalnych ani mineralnych, które można by odnieść do tych najbardziej pierwotnych materiałów. Nie można zresztą w ogóle oczekiwać tego rodzaju reliktyw w skałach tak gruntownie zmetamorfizowanych jak eklogity. Można by co najwyżej spodziewać się w nich reliktyw z etapu metamorfozy bezpośrednio poprzedzającego instalowanie się paragenezy eklogitowej, tj. granatu + omfacytu. Do takich minerałów, które z reguły zachowują się w zbadanych eklogitach jako tego typu relikty, tworząc wrostki w granacie i omfacycie, należą kwarc, w eklogitach z Międzygórze oprócz niego dolomit, czasem też dysten i jasny łyszczyk, niekiedy może częściowo zoizyt. Nie daje to jednak wyraźnych wskazówek.

Jeśli chodzi o eklogity typu C z Międzygórze, uważam za najbardziej prawdopodobne, że wyjściowymi materiałami były ławice skał bogatych w węglany, wtrącone w grubych seriach mułowcowych, które następnie przeobraziły się w gnejsy gierałtowskie, a więc jakiegoś *margle żelazisto-dolomityczne cienko laminowane materiałem kwarcowo-mułkowym*. Byłyby one odpowiednikiem erlanów wtrąconych w serii strońskiej zbadanych petrograficznie przez J. Teisseyre'a (1961), lecz zmetamorfizowane w głębszej strefie. Jednakże temperatura przeobrażenia nie mogła być wysoka, skoro dolomit zdołał zachować się częściowo w licznych miejscach i przekształcić wspólnie z kwarcem wśród minerałów eklogitowych. Poza tym trzeba by założyć, że przed przeobrażeniem w eklogity wtrącenia takich skał osadowych doznały doprowadzenia z zewnątrz w ilości niezbyt wielkiej niektórych składników chemicznych, w pierwszej linii sodu, i odprowadzenia może części innych składników, jak wapń i magnez. Podobne pochodzenie można by z pewnym prawdopodobieństwem przypisać i innym typom petrograficznym eklogitów: A, B, D, F, G.

Można też dopuścić możliwość, że wyjściowym materiałem osadowym dla tych eklogitów były materiały o chemizmie od początku gabroidalnym, a więc *piroklastika bazaltowe* (tufy lub tufity), przewarstwione miejscami materiałem mułkowym i piaszczystym. W tym

przypadku nie potrzeba by przyjmować żadnych wędrowek substancji chemicznych dla wyjaśnienia chemicznego składu eklogitów. Pewien kłopot w przyjęciu takiej hipotezy stanowiłby jednak fakt, że tufy bazaltowe — w przeciwieństwie do tufów kwaśniejszych wulkanitów — rzadko tworzą cienkie wtrącenia wśród serii osadowych bez towarzystwa większych mas odpowiednich law, tych zaś w obrębie kompleksu gnejsu gierałtowskiego nigdzie nie ma. Dla eklogitu z Nowej Wsi (typ D), który w centralnych partiach soczewki wykazał granat szczególnie bogaty w pirop, a więc zbliżony do właściwego I grupie genetycznej eklogitów wywodzących się z silnie zasadowych magmowców, takie pochodzenie mogłoby być uznane za bardziej prawdopodobne.

Nigdzie natomiast nie znajduje się podstaw do przypuszczenia, że eklogity powstały z masywnych bazaltów lub sillii czy też dajek diabazowych wtrąconych w osadowego pochodzenia serię gnejsową. Jedynie typ E spod szczytu Czernicy, nie odsłonięty i zaobserwowany tylko w pojedynczym bloku, swoim chemicznym składem nasuwa podejrzenia co do swego pochodzenia z masywną skałą magmową o chemizmie zasadowym. Jego obfitość żelaza, tytanu i fosforu, a względne ubóstwo krzemionki nasuwają przypuszczenie, że powstał on z jakiegoś *zasadowej żyły magmowej typu lamprofirowego*. To miejsce występowania wymagałoby dalszych szczegółowych poszukiwań w terenie.

Zupełnie osobnego omówienia wymaga występowanie eklogitów typu H wśród serii granulitowej Starego Gierałtowa. Ewolucja metamorficzna musiała tu przebiegać innym trybem i w odmiennych warunkach niż ewolucja gnejsów gierałtowskich z wtrąconymi w nie eklogitami wszystkich innych typów. Niezależnie od tego jednak, obserwacje K. Kozłowskiego (1965) i moje własne prowadzą do konkluzji, że geneza tego kompleksu skalnego w ogólności, a w szczególności wtrąceń eklogitowych w nim jest bardzo podobna. Różnica istotna polega głównie na tym, że eklogity wśród gnejsów gierałtowskich wraz ze swymi pochodnymi amfibolitowymi są przeważnie ostro odcięte od gnejsu pod względem właściwości petrograficznych, nie ma na ogół pomiędzy nimi skał przejściowych. Natomiast w obrębie granulitów Starego Gierałtowa istnieją przejścia petrograficzne od eklogitów właściwych, stosunkowo bardzo rzadkich, poprzez granulity eklogitowe bogate w omfacyt, granulity ciemne ubogie w omfacyt, granulity bogate w granat a pozbawione omfacytu, aż do granulitów jasnych ubogich w granat. Te ostatnie tworzą główne tło skalne całego kom-

pleksu, inne zaś granulity, łącznie z eklogitami, tworzą cieńsze lub grubsze warstwy w ich obrębie, często w drobnej alternacji warstewkowej wyraźnie zróżnicowane.

Obserwacje całego tego drobnowarstwowanego zespołu prowadzą do wniosku, że była to niegdyś *seria osadów mułkowych*, zapewne od początku dość bogatych w detrytyczne skalenie, która w pewnych poziomach, a w ich obrębie w alternujących ze sobą warstewkach, obfitowała w różnym stopniu w węglany Ca, Mg i Fe (mułowce margliste i margle żelazisto-dolomityczne). Eklogity właściwe powstały z rzadkich i cienkich warstw najbogatszych w te składniki. Nie można oczywiście wykluczyć ewentualności, że zasadowy materiał piroklastyczny w pewnych warstwach odegrał zasadniczą rolę, lecz wydaje mi się to mało prawdopodobne z powodów już poprzednio wymienionych. Nie wydaje mi się też prawdopodobne, by za ową drobną laminację mogła być odpowiedzialna dyferencjacja metamorficzna.

W ogólności zagadnienie jakości materiałów wyjściowych dla eklogitów jest bardzo trudne i przy obecnym stanie wiedzy rzadko tylko w pewnych konkretnych przypadkach można spodziewać się jego rozwiązania z dużą dozą pewności. Dotyczy to w szczególności eklogitów III grupy genetycznej (K. Smulikowski 1964a), najpospolitszych na całym świecie, będących wytworem głębszych stref regionalnego metamorfizmu. Ponieważ zaś w tych warunkach, w moim przekonaniu, musi się skały traktować jako systemy otwarte i dopuszczać szerokie możliwości migracji bardziej ruchliwych elementów chemicznych, końcowy chemizm skał nie może dawać pewnych informacji o ich chemizmie wyjściowym. Być może ilościowe analizy asocjacji pewnych pierwiastków śladowych w eklogitach i ich minerałach oraz w skałach ich otoczenia mogłyby dać mocniejsze podstawy do wnioskowania o genezie eklogitów. Prace tego rodzaju są ostatnio coraz liczniejsze na całym świecie, a również w Polsce zostały już zapoczątkowane (N. Bakun — Czubarow 1967). Lecz również i przy tych pracach należy zachować wiele ostrożności i sceptycyzmu. Nie ma bowiem powodu zakładać, że przy migracji pierwiastków głównych w warunkach głębokiego metamorfizmu nie zachodziła również w pewnej skali wędrówka przeróżnych pierwiastków śladowych.

W eklogitach III grupy genetycznej na całym świecie, których typowym przykładem są eklogity metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego, należy się zawsze liczyć z następującym tokiem ewolucji metamorficznej, rozłożonym zazwyczaj na etapy w kolejności cza-

sowej bezpośrednio przechodzące jedno w drugie:

1. **Etap przedeklogitowy.** Suprakrystalna seria skalna, w głównej mierze osadowa, z ewentualnymi żyłami i interkalacjami magmowców o składzie gabroidalnym, zostaje sfałdowana i wstępnie zmetamorfizowana.

2. **Etap eklogitowy.** W głębszych partiach zmetamorfizowanego kompleksu wszelkie interkalacje o chemizmie zasadowym, tak magmowego jak osadowego pochodzenia, ulegają w sprzyjających warunkach *eklogityzacji*, tzn. rozwija się w nich parageneza omfacyt + granat. Temperatura tego procesu nie musi być wysoka, skoro czasami zdołał zachować się pierwotny dolomit zrekrystalizowany wspólnie z kwarcem w czasie blastezy granatu i omfacytu. Nadmiar pewnych składników chemicznych nie mogących pomieścić się w strukturach sieciowych tych dwu minerałów powoduje wydzielanie się kwarcu, dystenu, jasnego łyszczyku i zoizytu. Pod koniec tego etapu mogą, lecz nie zawsze muszą zaistnieć takie warunki działania roztworów intergranularnych, że krystalizuje pierwotna hornblenda — karyntyn, niekiedy zaś pierwotny plagioklaz. To oznacza już stopniowe przejście do etapu następnego.

3. **Etap amfibolitowy.** Omfacyt przestaje być trwały, pod działaniem roztworów intergranularnych rozkłada się na amfibole i kwaśny plagioklaz, następnie reakcje te rozkładają granat. Ustala się i rekrystalizuje parageneza amfibolitowa: wtórna hornblenda zwyczajna i wtórny plagioklaz (*amfibolityzacja*). Przejście z etapu drugiego do trzeciego może dokonać się też nagle wśród deformacji tektonicznych (diaforeza — na badanym terenie prawie nigdy nie obserwowana).

4. **Etap migmatytowy.** Wzrost uruchomienia sodu w całym kompleksie i jego wędrówka, wzbogacenie produktów trzeciego etapu w sól. Następnie uruchomienie potasu i regionalny jego dopływ z głębszych horyzontów. Migmatytyzacja metasomatyczna i selektywnie, warstwowo zróżnicowana granityzacja całego kompleksu, z większym oporem infiltracja tymi samymi składnikami amfibolitów.

W aspekcie tej ewolucji zachowane dziś w całym kompleksie *wtrącenia eklogitowe są metastabilnymi relikdami utworów lokalnie i przejściowo wytworzonych w jednym z wcześniejszych etapów ewolucji metamorficznej tego kompleksu.*

LITERATURA

- ANDREATTA C., 1956 — Il problema delle facies metamorfiche et delle fasi petrogenetiche nelle formazioni del cristallino antico alpino. *Renc. Soc. Miner. Italiana* 12.
- ANSILEWSKI J., 1966 — Petrografia metamorfiku Gór Bialskich w Sudetach. Petrology of the gneiss areas of Bialskie Góry in the Sudetes. *Geologia Sudetica* v. 2. Warszawa.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1967 — Geochemiczna charakterystyka eklogitów okolic Nowej Wsi w rejonie Śnieżnika Kłodzkiego. *Arch. miner.* t. 27.
- BEDERKE E., 1943 — Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rdsch.* 34.
- BLOXAM T. W., 1959 — Glaucofane schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Amer. J. Sc.* v. 257.
- BORKOWSKA M., 1954 — Główne typy gnejsów Międzygórza. *Archiwum Inst. Geol.* Warszawa.
- BUTKIEWICZOWA T., 1968 — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. *Geologia Sudetica* t. IV (w druku).
- ESKOLA P., 1920/1921 — The mineral facies of rocks. *Norsk geol. tidsskr.* v. 6.
- ESKOLA P., 1921 — On the eclogites of Norway. *Vid. Skr. I, Mat.-Nat. Kl.* No 8.
- FINCKH L., FISCHER G., MEISTER E., BEDERKE E., 1942 — Geologische Karte des Deutschen Reiches, 1:25 000, Blatt: Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläuterungen) H. 343.
- FISCHER G., 1936 — Der Bau des Glatzer Schneegebirges. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 56.
- FRANCHI S., 1902 — Ueber Feldspath-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graische Alpen). *N. Jb. Min., Geol. Paleont.* II B.
- KASZA L., 1964 — Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. *Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. Geologia Sudetica* v. 1. Warszawa.
- KOZŁOWSKA M., 1954 — Kontakty gnejsów typu Śnieżnika z łupkami mikowymi w rejonie Międzygórza. *Archiwum Inst. Geol.* Warszawa.
- KOZŁOWSKI K., 1958 — On the eclogite-like rocks of Stary Gierałtów (East Sudeten). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr.* v. 6 nr 11.
- KOZŁOWSKI K., 1965 — Kompleks granulitowy Starego Gierałtowa w Górach Złotych. The granulitic complex of Stary Gierałtów — East Sudetes. *Arch. miner.* t. 25.
- OBERC J., 1957 — Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Bialskich i obniżenia Stronia Śląskiego. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.* Wrocław.
- PENDIAS H. i MACIEJEWSKI S., 1959 — Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. *Pr. Inst. Geol.* 24.
- RAVIFR J., 1964 — Ariégites et éclogites. *Bull. Soc. franç. Minér. Cristal.* 87.
- RODACKA B., 1957 — Granat z amfibolitu okolic Starego Gierałtowa. *Praca magisterska. Katedra Petrografii, Uniw. Warsz.*
- SKACEL J., 1964 — Eklogit od Chrastie u Starego Mesta pod Śnieżnikiem. *Acta Musei Silesiae, ser. A,* 13.
- SMULIKOWSKI K., 1957 — Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.* Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1960a — Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* v. 8, nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1960b — Comments on eclogite facies in regional metamorphism. *Report 21 st Intern. Geol. Congr. Copenhagen, Part. 13.*
- SMULIKOWSKI K., 1960c — Evolution of the granite gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. *Report 21 st Intern. Geol. Congr. Copenhagen. Part 14.*
- SMULIKOWSKI K., 1962 — Les éclogites et leur genèse au cours de métamorphisme régional. *Acad. Pol. Sc., Centre Scient. à Paris, fasc. 30, Conférences.*
- SMULIKOWSKI K., 1963 — Les éclogites et leurs transformations au milieu des gneiss du massif de Śnieżnik dans les Sudètes. *Bull. Soc. Géol. France* 1-e série, t. 5, no 5.
- SMULIKOWSKI K., 1964a — An attempt at eclogite classification. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* v. 12. nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1964b — Le problème des éclogites. *Geologia Sudetica* v. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1964c — Les relations pétrogénétiques entre les éclogites et les amphibolites dans le massif cristallophyllien du Mont Śnieżnik. *Bull. Soc. Géol. France, 7-e série, t. 6, no 2.*
- SMULIKOWSKI K., 1964d — On s. c. „Dry Metamorphism”. *Report of Int. Geol. Congr. XXII India, Section XIII.* (in press).
- SMULIKOWSKI K., 1965 — Chemical differentiation of garnet and clinopyroxene in eclogites. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. géogr.* v. 13, no 1.
- SMULIKOWSKI W., 1958 — The metamorphic evolution of the gneisses of Mount Cierniak — Eastern Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr.* v. 6, nr 8.
- SMULIKOWSKI W., 1959a — Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. *Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes).* *Arch. miner.* t. 22, z. 1.
- SMULIKOWSKI W., 1959b — Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East Sudetes) *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr.* v. 7, nr 9.
- СУДОВИКОВ Н. Г., 1964 — Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрографии. *Ленинград.*
- TEISSEYRE H., 1957 — Budowa geologiczna okolic Międzygórza. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.* Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1964 — Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta geol. pol.* v. 14, nr 4.
- TEISSEYRE J., 1961 — Skały wapienno-krzemianowe Śnieżnika. Lime silicate rocks of the Śnieżnik Mts. in the Sudeten. *Arch. miner.* t. 23, z. 1.
- WESOŁOWSKI P., 1956 — Amfibolit okolic Gierałtowa. *Praca magisterska. Katedra Petrografii Uniw. Warsz.*
- WHITE A. J. R., 1964 — Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Amer. Miner.* v. 49, nr 7/8, nr 7/8.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1966 — Granitoidy Bielicy i ich osłona łupkowa. Bielice granulitoids in the Sudetes and their metamorphic mantle. *Arch. miner.* t. 26.

Kazimierz SMULIKOWSKI

ECLOGITES OF THE ŚNIEŻNIK MTS. IN THE SUDETES

Summary

Abstract: This paper offers a full account of eclogites and allied rocks in the metamorphic areas of the Śnieżnik Mts. and the Łądek region, SE of Kłodzko in the Polish part of the Sudetes. Detailed descriptions deal with geologic circumstances and petrographic characters of those rocks, in well preserved condition and also in various stages of their secondary transformation. General conclusions drawn from those observations may be summarized as follows:

1°. All described eclogites belong to the *III-rd genetic group*, as defined by the author, they are intimately connected with gneisses and migmatites of supracrustal origin as products of deep regional metamorphism.

2°. Eclogites from different localities belong to any one of the three rock series possible in that genetic group, which diverge in their mineralogical differentiation and association with other rock kinds: I — *Normal eclogite series* (devoid of primary feldspar),

II — *Eclogite-carinthinite series*, III — *Eclogite-granulite series*.

3°. Most of the examined eclogites, together with the surrounding gneisses, are derivatives of sedimentary rocks, probably of some layers enriched in Ca-Mg-Fe carbonates, sometimes possibly in basaltic pyroclastics.

The author does not believe in the existence of a separate eclogite mineral facies in the domain of regional metamorphism and, in general, he doubts about the wide applicability of the doctrine of mineral facies of rocks to the classification of the products of deep regional metamorphism. Instead of speaking about mineral facies he prefers to speak about mineral parageneses and about successive stages of metamorphic evolution of the rocks. In the evolution of eclogites he perceives 4 successive stages: 1 — *Pre-eclogitic stage*, 2 — *Eclogitic stage*, 3 — *Amphibolitic stage*, 4 — *Migmatitic stage*. Eclogites are *metastable relicts* formed temporarily in stage 2. This is the best explication of their relative rarity in most metamorphic formations.

INTRODUCTION

The present paper offers the completion of my petrographic studies on the eclogites and allied rocks in the metamorphic areas of the Śnieżnik Mountains in the Polish part of the Sudetes. It was preceded by several publications dealing with some partial descriptions and some particular problems relative to the rocks under consideration (1960a, 1960b, 1962, 1963, 1964b, 1964c) or with some general questions concerning those interesting forma-

tions (1964a, 1964d, 1965). Detailed petrographical descriptions of the Śnieżnik eclogites, accompanied by many tables of analyses, diagrams and maps with Polish and English explanations are included in the Polish text. The English text of the present paper is restricted to general petrographic characteristics of those rocks and to the discussion of some most important results of petrographic and geologic observations.

LOCATION OF ECLOGITE OUTCROPS

Well preserved or not entirely amphibolitized eclogites are actually known from the following localities of the Łądek and Śnieżnik metamorphic areas (see the geologic sketch-map fig 1, p. 13 of the Polish text):

a) *Wojtówka N from Łądek* (no outcrop, loose blocks in the forest),

b) *Bielice*, a small outcrop SW from the village in the valley of the Bielawka stream,

c) Several cliffs SE of *Mt. Suszyca*, NE of Nowa Morawa,

d) S — N zone of the *Międzygórze tectonic unit* comprising separate groups of eclogite outcrops marked by Roman numerals I—V (see sketch map fig. 8, p. 48 of the Polish text): I — NE of *Nowa Wieś*, II — *Jaworek*

Górny, III — S of *Międzygórze*, IV — NE of *Międzygórze*, V — below the waterfall of *Międzygórze*,

e) NW-slopes of *Mt. Czernica* (no outcrop, loose blocks in the forest),

f) Several outcrops and blocky slopes on the hill 647 m. E of *Strachocin* near *Stronie Śląskie* (see position plan fig. 14, p. 96 of the Polish text),

g) *Stary Gieraltów*, a small outcrop on the *Biała Łądecka* river and numberless blocks on the slopes N of the village.

It seems quite probable that future geologic studies will enable new eclogite findings in those mountainous and forested areas.

PETROGRAPHICAL TYPES OF ECLOGITES

Petrographic features of the eclogites of the Łądek and Śnieżnik areas are very diversified. Different outcrops display for the most part quite particular attributes. This lets us suppose that in different places the eclogites developed from different primary materials or in somewhat different conditions of metamorphic rebuilding. Till 1962 I knew only 4 megascopic eclogite types determined by capitals A—D, each of them characterized, moreover, by some particular microscopic features (1964b). Later studies in other localities allowed to discriminate four new eclogite types (E—H), so that now, in the whole area, I know 8 fairly different petrographic types of those rocks. I cannot, evidently, exclude that some new findings in the future may furnish more eclogite types. Those known to me actually display the following distinctive qualities:

A — Type of *Wojtówka*, especially characteristic for this locality (a), but detected also in minor amounts in the outcrop dI near *Nowa Wieś*. Its megascopic appearance is marked by porphyroblastic texture: In a rather light coloured nearly aphanitic groundmass appear greenish omphacite blasts up to 5 mm. in diameter (pl. I, phot. 2), usually also equal or somewhat bigger brownish black poikiloblasts of primary hornblende, called carinthine (pl. I, phot. 1). Garnets are always very small, never visible with the naked eye. Carinthine-bearing varieties contain microlitic zoisite and very small white mica scales. Omphacite presents two different generations, older microlites and younger porphyroblasts enclosing older microlitic omphacites, minute

garnets, zoisites etc. Carinthine forms big poikiloblasts densely pierced by the same microlitic minerals; it crystallized in a late period of eclogite blastesis, together with the 2-nd omphacite generation. Structure normally quite massive, without any trace of preferred orientation, rarely with indistinct traces of foliation.

B — Type of *Bielice*, appropriate to the outcrop of this locality (b) and to the best preserved eclogites from the foot of *Mt. Suszyca* near *Nowa Morawa* (c). Here belongs also a strongly transformed eclogite from the Czech territory south of *Mt. Śnieżnik* (near *Chrastice*). The eclogites of that type are mostly even- and fine-grained, with brownish red garnets up to 2 mm in diam. in a greenish gray groundmass of smaller omphacites (pl. I, phot. 3 and pl. II, phot. 1 and 2). Carinthine, zoisite and white mica absent or in very small amounts only. Massive structure, locally with indistinct lamination. This type is particularly susceptible to diablatic alteration of omphacite in the whole rock-mass, which implies the darkening of the groundmass.

C — Type of *Międzygórze* (pl. III, phot. 1) especially characteristic of all eclogite outcrops above this locality (dIII and dIV), of the rocks of *Jaworek Górny* (dII) and of the external parts of the eclogite intercalation of *Nowa Wieś* (dI). Its structural feature is parallel lamination of alternate concentrates of chief minerals (garnet, omphacite and quartz) and preferred orientation of elongated omphacite prisms in the lamination planes (pl. XI,

phot. 3). Texture usually very fine-grained with somewhat nematoblastic habit. Carinthine very common, but quantitatively quite subordinate, kyanite and white mica always present and disposed in the planes of lamination, zoisite not rare, sometimes also primary dolomite prior to the blastesis of garnet and omphacite. Garnet grains very small, never exceeding 1 mm. in diam. and usually much smaller, very often concentrate in grayish pink layers.

D — Type of Nowa Wieś, known exclusively from the outcrop *dI* of this locality, where it is accompanied by the foregoing type. In its structure and texture it is very similar to type *C*, differing from the latter chiefly in high proportion of carinthine. Dark brown or grayish black blasts of this primary hornblende are scattered unequally through the whole rock, or they concentrate into separate laminae differing from the other rock parts in their dark colouration. Locally appear small stripes consisting of nearly pure carinthine, particularly coarse-grained and deserving a special designation as carinthinites. As a whole this eclogite type is a very spectacular one, owing to the alternation of fairly coloured stripes of pink garnet- and green omphacite concentrations, here and there interposed with dark brownish black carinthine-rich stripes (pl. II, phot. 3 and 4). Quartz, kyanite, white mica and zoisite absent or in subordinate amounts only.

E — Type of Czernica, actually known from a single block of Mt. Czernica (*e*), of distinctive megascopic appearance, with very dark colouration, heteroblastic texture and quite massive structure (pl. IV, phot. 4). Dark grayish red or brownish red garnets up to 4 mm. in diam., of very irregular shapes, are strongly indented with the surrounding very fine-grained groundmass with somewhat patchy, darker or lighter grayish green colouration. Here and there appear also irregular big grains of greenish black primary hornblende up to 10 mm. in diam. Microscopic features of that rock are: late crystallization and very high iron content of the garnet enclosing all the other minerals, and dense vermiculate corrosion of omphacite, preserved only in rare relicts, for the most part imprisoned in the

garnets. Unusually high content of titanium present not only in rutile, but also in primary ilmenite and sphene, and abundant big grains of apatite are other peculiarities of that rock type. Quartz and kyanite are always lacking.

F — Porphyroblastic type of Strachocin (pl. V, phot. 1) displays big porphyroblasts or glomeroblasts of brownish black carinthine in a fine-grained mixture of other minerals. These blasts have irregular and fringed outlines and they are interwoven in a sieve-like manner with small inclusions of garnet, omphacite, zoisite etc. This eclogite type megascopically resembles carinthine-bearing rocks of the type *A*, but differs in coarser grained nonaphanitic groundmass with fairly visible garnets and only one generation of omphacite.

G — Homeoblastic type of Strachocin (pl. V, phot. 2), representing dark gray fine-grained rocks with small isometric grains of black and lustrous carinthine and minute dirty red garnets cemented with a gray matrix of other minerals. They are hardly discernible in the field from different kinds of amphibolites and they present gradual transitions to the carinthinites.

Both latter types are restricted to a separate metabasite zone near Strachocin (*f*) and occur there always side by side. They usually contain quartz, kyanite, white mica, zoisite and variable amounts of interstitial primary oligoclase. Omphacite occurs there in small grains subject to canaliculate corrosion along the *C* axis. The rocks are usually massive, sometimes slightly foliated.

H — Type of Stary Gieraltów occurs exclusively in numerous thin layers within various granulites and presents the extreme product of differentiation of those rocks in gradual decline of quartz and feldspars. Eclogites of that type are fine-grained dark grayish green rocks dotted with red garnets, which often concentrate in separate laminae. Omphacite-rich laminae are more susceptible to secondary amphibolitization and easily grow black with advanced alteration (pl. V, phot. 4). Minor primary components are quartz, oligoclase, biotite, rutile, sometimes micropertite, rarely kyanite. Carinthine, white mica and zoisite are never present.

CHEMICAL COMPOSITION OF ECLOGITES

20 chemical bulk analyses have been executed from the rocks under consideration. They are collected in table 21. It may be deduced therefrom that the chemical composition of

rocks is less variable than could be expected in view of their wide mineralogical differentiation. The variation limits of main oxides are as follows:

Pyroxene aggregates after omphacite													44,6			22,7	20,1					
Amphibole aggregates after omphacite	2,7	0,3	19,2	30,4	55,9	7,5	6,9	0,7	4,7	1,6	2,5	4,9	0,1					10,5				
Secondary horn- blende	0,6			0,5	1,8	1,0			0,2			1,8								2,0		
Secondary plagio- clase																						
Carinthine		8,0		0,8	7,4	4,3	trace	trace	0,4	5,1	2,8	2,5	30,2		6,4	11,6	28,6					
Kyanite						3,9	5,7	2,7	6,4	5,5	3,2						3,1					
Zoisite		4,5	0,3	0,5		0,7			trace			trace	0,1			5,4	1,6					
White mica	0,5	3,0				2,6	2,3	4,0	2,4	2,1	1,6		trace				1,1					
Biotite aggregates after white mica							1,8		1,1					0,9							6,0	
Quartz	3,1	4,5	5,0	7,1	4,8	5,0	6,2	3,3	7,4	0,4	3,0		0,7			5,4	9,9				19,3	
Primary oligoclase																	9,7	0,5			16,8	
K-feldspar																						1,6
Primary biotite																						3,1
Primary carbonates																						
Rutile	0,6	1,1	0,7	1,0	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,8	0,4	1,6								
Iron oxides	0,1	0,2	0,1	0,2	0,5	0,2		trace	trace	0,1		0,1	0,3	2,6							trace	1,0
Sphene																						trace
Pyrite				0,1			0,1	0,2	0,2													
Apatite				0,2	0,1									1,4							0,1	trace

1. Carinthine free eclogite from Wojtówka, anal. H. Pendias. 2. Carinthine bearing eclogite from Wojtówka, anal. S. Rossół. 3. Eclogite from Bielice, anal. S. Rossół. 4. Eclogite from Suszyca, anal. H. Pendias. 5. Strongly amphibolitized eclogite from Suszyca, anal. H. Pendias. 6. Kyanite-phengite-carinthine bearing eclogite from Międzygórze, anal. S. Rossół. 7. Kyanite and phengite bearing eclogite from Jaworek, anal. H. Pendias. 8. Kyanite and phengite bearing eclogite from Międzygórze, anal. S. Rossół. 9. Carbonate rich eclogite from Międzygórze, anal. H. Pendias. 10. Carbonate rich eclogite from Międzygórze, anal. H. Pendias. 11. Kyanite-phengite-carinthine bearing eclogite from Międzygórze, anal. H. Pendias. 12. Kyanite-phengite-carinthine bearing eclogite from Nowa Wieś, anal. H. Pendias. 13. Carinthine bearing eclogite from Nowa Wieś, anal. H. Pendias. 14. Carinthine eclogite from Nowa Wieś, anal. H. Pendias. 15. Pyroxene symplectite eclogite from Czernica, anal. H. Pendias. 16. Zoisite-oligoclase-carinthine eclogite from Strachocin, anal. H. Pendias. 17. Zoisite-oligoclase-carinthine eclogite from Strachocin, anal. S. Rossół. 18. Kyanite-phengite-carinthine eclogite from Strachocin, anal. H. Pendias. 19. Eclogitic granulite from Stary Gieraltów, anal. H. Pendias. 20. Eclogitic granulite from Stary Gieraltów, anal. K. Kozłowski.

Table 22

Chemical composition of the eclogite minerals (weight per cent)

Minerals	Garnets					Omphacites					Carinthines			Phen- gite	
	3	9	13	17	20	3	9	13	17	20	D/c	G/c	17	9	
No. of rock analysis in table 21															
Rock type	B	C	D	F	H	B	C	D	F	H	D	G	F	C	
SiO ₂	38,82	39,98	41,38	38,70	38,29	55,73	55,28	53,58	49,88	52,76	49,88	44,44	46,46	50,00	
Al ₂ O ₃	23,01	22,75	22,41	19,60	21,60	12,76	13,21	9,92	10,38	8,11	11,56	15,98	16,30	29,00	
Fe ₂ O ₃	0,09	—	2,21	1,33	0,71	0,07	—	1,77	0,14	1,88	4,47	4,17	3,55	1,04	
FeO	17,54	18,86	14,16	22,66	23,20	3,23	3,38	2,39	6,30	6,50	2,19	7,68	5,14	0,44	
MnO	0,35	0,06	0,18	0,12	0,14	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,20	0,15	—	
MgO	8,40	9,00	12,64	7,14	5,91	9,07	9,78	11,85	10,86	8,81	17,30	12,56	11,50	4,58	
CaO	11,04	7,90	5,81	8,62	10,11	14,07	12,74	15,55	16,28	17,90	9,22	10,36	11,90	—	
Na ₂ O	—	0,15	—	0,15	—	4,40	4,50	4,54	2,76	3,58	3,27	1,34	1,58	2,50	
K ₂ O	—	trace	—	trace	—	trace	0,15	0,24	0,16	0,37	0,70	0,58	0,64	8,05	
H ₂ O+	—	0,78	—	0,46	—	0,02	0,36	0,44	0,32	—	1,18	1,05	1,46	2,00	
H ₂ O—	0,04	0,11	0,29	0,10	—	trace	0,06	0,02	0,15	—	0,20	0,28	0,22	0,08	
TiO ₂	0,40	0,35	0,73	1,00	0,21	0,27	0,30	0,32	2,44	0,23	0,42	0,88	0,92	0,70	
Cr ₂ O ₃	0,13	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	0,045	0,06	—	
V ₂ O ₃	0,03	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	0,063	—	—	
P ₂ O ₅	—	0,04	—	0,09	—	0,12	0,05	0,10	0,04	—	0,05	trace	—	—	
	99,85	99,98	99,81	99,97	100,17	99,98	99,85	100,73	99,81	100,16	100,47	99,628	99,78	100,00	
Optical data	<i>n</i> ^D	1,766	1,767	1,756	1,769	1,778	—	—	—	—	—	—	—	—	
	<i>n</i> _γ	—	—	—	—	—	1,688	1,692	1,692	1,691	1,694	1,666	1,668	1,664	1,588
	<i>n</i> _β	—	—	—	—	—	1,673	1,677	1,674	1,675	1,677	1,654	1,656	1,651	1,584
	<i>n</i> _α	—	—	—	—	—	1,665	1,670	1,668	1,668	1,669	1,644	1,647	1,642	1,547
	<i>n</i> _γ — <i>n</i> _α	—	—	—	—	—	0,0225	0,022	0,0236	0,023	0,025	0,0216	0,021	0,022	0,041
	2 <i>V</i> _γ	—	—	—	—	—	71–72°	68–70°	67–69°	69°	68–70°	—	—	—	—
	2 <i>V</i> _α	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	84–86°	83,5–84°	85°	32–36°
	∠ <i>z</i> / <i>γ</i>	—	—	—	—	—	37–40°	38–41°	44°	40°	40°	23°	15,5–16°	19–20°	—

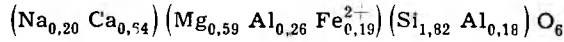
Garnets from:

- 3 — B Eclogite of Bielice, anal. S. Rossół ($\text{Fe}_{1,12}^{2+} \text{Mg}_{0,95} \text{Ca}_{0,90}$) $\text{Al}_{2,02} \text{Si}_{2,96} \text{O}_{12}$
- 9 — C Dolomite rich kyanite eclogite of Międzygórze, anal. S. Rossół ($\text{Fe}_{1,20}^{2+} \text{Mg}_{1,02} \text{Ca}_{0,64}$) $\text{Al}_{2,04} \text{Si}_{3,04} \text{O}_{12}$
- 13 — D Carinthine bearing eclogite of Nowa Wieś, anal. H. Pendias
($\text{Mg}_{1,40} \text{Fe}_{0,88}^{2+} \text{Ca}_{0,48}$) ($\text{Al}_{1,96} \text{Fe}_{0,12}^{3+}$) $\text{Si}_{3,07} \text{O}_{12}$
- 17 — F Zoisite-oligoclase-carinthine eclogite of Strachocin, anal. S. Rossół
($\text{Fe}_{1,49}^{2+} \text{Mg}_{0,84} \text{Ca}_{0,73}$) ($\text{Al}_{1,82} \text{Fe}_{0,08}^{3+}$) $\text{Si}_{3,05} \text{O}_{12}$
- 20 — H Eclogitic granulite of Stary Gierałtów, anal. K. Kozłowski
($\text{Fe}_{1,50}^{2+} \text{Ca}_{0,84} \text{Mg}_{0,68}$) ($\text{Al}_{1,97} \text{Fe}_{0,04}^{3+}$) $\text{Si}_{2,97} \text{O}_{12}$

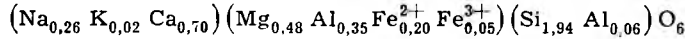
Omphacites from:

- 3 — B Eclogite of Bielice, anal. S. Rossół ($\text{Na}_{0,31} \text{Ca}_{0,58}$) ($\text{Al}_{0,50} \text{Mg}_{0,48} \text{Fe}_{0,10}^{2+}$) ($\text{Si}_{1,97} \text{Al}_{0,03}$) O_6
- 9 — C Dolomite rich kyanite eclogite of Międzygórze, anal. S. Rossół
($\text{Na}_{0,31} \text{K}_{0,01} \text{Ca}_{0,48}$) ($\text{Al}_{0,51} \text{Mg}_{0,52} \text{Fe}_{0,10}^{2+}$) ($\text{Si}_{1,96} \text{Al}_{0,04}$) O_6
- 13 — D Carinthine bearing eclogite of Nowa Wieś, anal. H. Pendias
($\text{Na}_{0,32} \text{K}_{0,01} \text{Ca}_{0,59}$) ($\text{Mg}_{0,63} \text{Al}_{0,34} \text{Fe}_{0,07}^{2+} \text{Fe}_{0,05}^{3+}$) ($\text{Si}_{1,92} \text{Al}_{0,08}$) O_6

17 — *F* Zoisite-oligoclase-carinthine eclogite of Strachocin, anal. S. Rossól

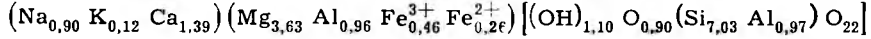


20 — *H* Eclogitic granulite of Stary Gieraltów, anal. K. Kozłowski

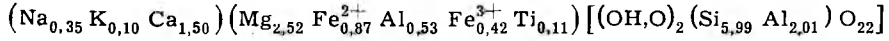


Carinthines from:

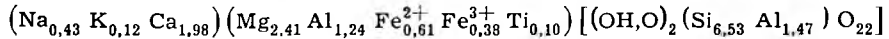
D/c Coarse grained segregation in the carinthine eclogite of Nowa Wieś, anal. T. Morawski



G/c Carinthinite of Strachocin, anal. S. Rossól

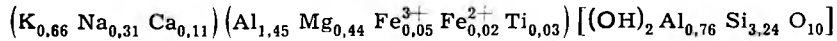


17 — *F* Zoisite-oligoclase-carinthine eclogite of Strachocin, anal. S. Rossól



Phengite from:

9 — *C* Dolomite rich kyanite eclogite of Międzygórze, anal. S. Rossól



SiO ₂	43,7—54,1	Na ₂ O	2,1—4,3
Al ₂ O ₃	13,9—18,2	K ₂ O	0,1—0,8
Fe ₂ O ₃	0,2—4,7	TiO ₂	0,5—4,2
FeO	6,7—11,3	H ₂ O	0,1—1,0
MgO	5,1—12,4	CO ₂	0—3,2
CaO	8,8—12,0		

lite series attains the highest contents of SiO₂, Na₂O, K₂O and the lowest ones of Al₂O₃ and MgO in consequence of the presence of

Table 23

Magmatic C.I.P.W. parameters of eclogites

No.	Rock type	Parameters
1	A	III. 5. 3(4) (4)5 [1'. '3. 2. 2(3)]
2	A	(II)III. 5. (3)4. (4)5 [1'. 3'. 1(2). (2)3]
3	B	III. 5. 4. 5 [1'. '3. 2. (2)3]
4	B	III. 5. (3) 4. 5 [(1) 2. 2 (3). 2. 2']
5	B	III. 5. '4. '5 [1 (2). 2. 2. 2']
6	C	(II)III. 5. 4. 5 [1. 3. 2. 2]
7	C	(II)III. 5. 4. '5 [(1)2. 3. '2. 2]
8	C	(II)III. 5. 4. '5 [1 (2). 3. '2. 2]
9	C	(II)III. 5. '4. '5 [2. 4. 1. 2]
10	C	'III. 5. 4. '5 [2. 1. 1. 2]
11	C	III. 5. 4. (4)5 [1(2). 2(3). (1)2. 2.]
12	C	III. 5. 4. (4)5 [(1)2. 2. 2. 2.]
13	D	III. 5. 4. 5 [1'. 3. '2. 2]
14	D	III. 5. 4. '5 [1(2). 3. (1)2. 2]
15	E	III. 5. 4. 4 [2. 2(3). 2. 2']
16	F	III. 5. 4. '5 [2. '2. 2'. 2]
17	F	(II)III. 5. 4. '5 [1(2). 3(4). '2. (2)3]
18	G	III. 5. 4. (4)5 [1'. 1. 1(2). 2]
19	H	'III. 5. '3. 4(5) [(1) 2. 1. 2. 3]
20	Eclogitic granulite	'III. 4'. 3(4). (4)5 [(1)2). 1. 2. 3]

This variation depends evidently on the qualitative and quantitative mineralogical composition of rocks and on the chemical composition of principal minerals, i.e. garnet and omphacite, which vary in some extent in the above distinguished petrographic types. This is evident from the chemical analyses of separate minerals set in table 22. For instance, the garnet of the eclogite type *D* from Nowa Wieś is especially rich in magnesia and poor in lime and iron as compared with the garnets of other rock types. Omphacite of the eclogite type *B* from Bielice is particularly rich in alumina in proportion to soda. Optical properties of the garnet from the eclogite type *E* of Czernica indicate that it is abnormally rich in iron, and this agrees with the high iron content of this rock shown by its chemical bulk analysis. All those particularities of the chemical composition of minerals are very important for the interpretation of petrographical and petrogenetical differentiation of eclogites, unfortunately, however, available chemical data are insufficient to undertake an exhaustive discussion of those problems.

But even now it is possible to explain why particular eclogite types display extreme contents of some chemical components: Eclogite type *D* rich in carinthine and highly magnesian garnet must show the highest MgO figure in its bulk analyses. Eclogite type *C* relatively rich in kyanite must be the most aluminous one. Eclogite type *H* from the granu-

quartz, feldspars and biotite, which pass from the surrounding granulites in strongly reduced proportion into the eclogite intercalations.

In spite of such differences, the chemical bulk composition of all eclogite types approaches closely to that of lime-rich igneous rocks of the gabbro family. This does not, however, itself justify the conclusion they all must be direct metamorphic derivatives of such rocks, as it was often too rashly claimed in the geologic literature all over the world. The C. I. P. W. magmatic parameters of all analysed eclogites are presented in table 23.

As shown in my previous papers (1960b, 1962, 1964b) the eclogites of the Śnieżnik and Łądek areas are chemically much less differentiated than eclogites from all the other European areas and they concentrate in the middle of the whole field of chemical differentiation of these rocks.

In Eskola's triangle ACF (fig. 21a and b) the eclogites of Śnieżnik are crowded in a very restricted area. In figure 21a are also indicated the positions of all *typomorphic minerals* of those rocks, i.e. the variation areas of *omphacite*, *garnet*, *carinthine* and *phengite* and the points of *kyanite*, *zoisite* and *dolomite* as well. A heavy line contours there the partial triangle magnified in fig. 21b for better specification of the positions of individual eclogite types. The main field of the Śnieżnik eclogites lies between the garnet and omphacite areas. The central position in this field is occupied by the type B of rocks. Carinthine eclogites of the types A, D and G are displaced in the direction of the F corner of the triangle and they fall into the carinthine field. Toward the A corner of the triangle draw the eclogites of the type C, a fact easily explained by the constant presence of kyanite and white mica in this rock type. The zoisite-rich eclogite of the type F distinctly approaches to the zoisite point of the triangle. The type H of rocks connected with the granulitic series draws near the omphacite field, because it is relatively poor in garnet and devoid of kyanite, phengite, zoisite and carinthine.

The eclogites in question are more broadly differentiated in my triangular diagram of the eclogite mineral norm JDG (A, K) (fig. 22 — 1960b, 1964b). All representative points of those rocks are scattered in the area of the *III-rd genetic group* of eclogites, most common the world over, occurring within regionally metamorphosed gneisses and migmatites and intimately connected with various amphibolites. This accords perfectly with the geologic realities of the metamorphic areas of Łądek and Śnieżnik. Different eclogite types are dis-

tributed in that diagram in a significant manner. In the center are situated the eclogites of the types A, B, and E. The eclogite type D lies on the boundary of the field characteris-

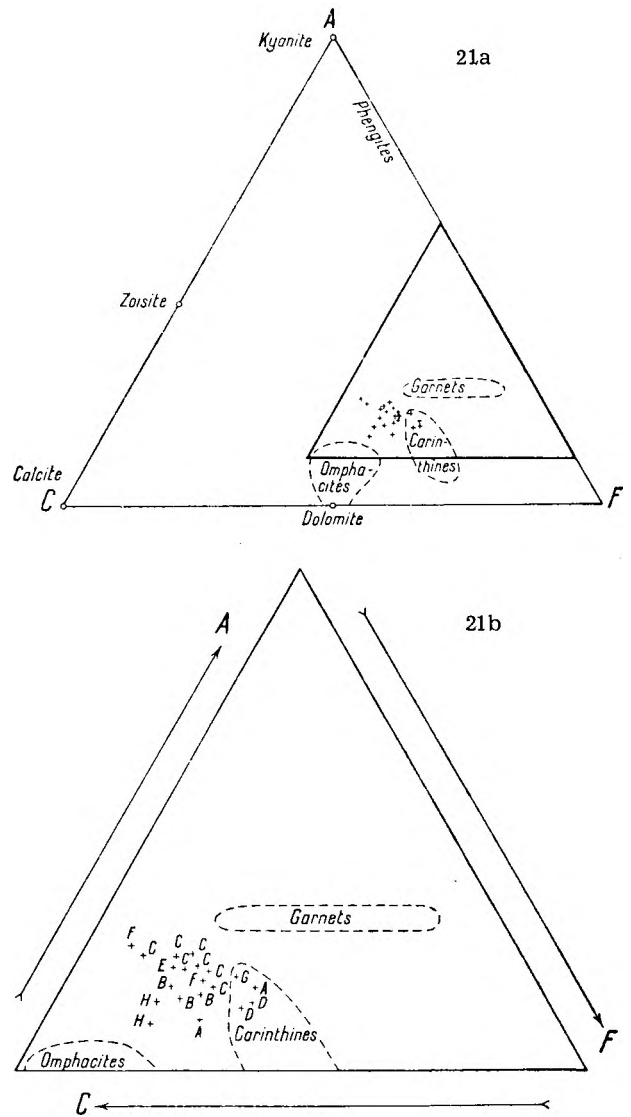


Fig. 21

Chemically analysed eclogites from the Śnieżnik area in the triangle ACF of Eskola with marked typomorphic minerals. Triangle 21b presents the magnification of the part of triangle 21a marked there by heavy line. This magnification permits to specify the particular points corresponding to different petrographical types of eclogite (A—H)

Chemicznie zanalizowane eklogity z terenów Śnieżnika w trójkącie ACF Eskoli z wyznaczeniem minerałów typomorficznych. Trójkąt 21b przedstawia powiększenie części trójkąta 21a, okonturowanej grubą linią. Dzięki takiemu powiększeniu możliwe jest opatrzenie poszczególnych punktów literami A—H określającymi przynależność skał do wyróżnionych typów petrograficznych. Widać stąd pewne charakterystyczne, choć drobne różnice pomiędzy typami

tic for the Ist eclogite group genetically connected with ultrabasites. Eclogite of the type *H* withdraws from the other rocks in the direction opposite to the *G*-corner, being as a matter of fact rather poor in garnet. Kyanite-

-bearing eclogites of the types *C* and *G* and the zoisite rich eclogite of the type *F* draw nearer to the *JG* side of the triangle. No peraluminous eclogites (with kyanite in the mineral norm) possible in the IIIrd genetic group, have been found till now in the Śnieżnik area.

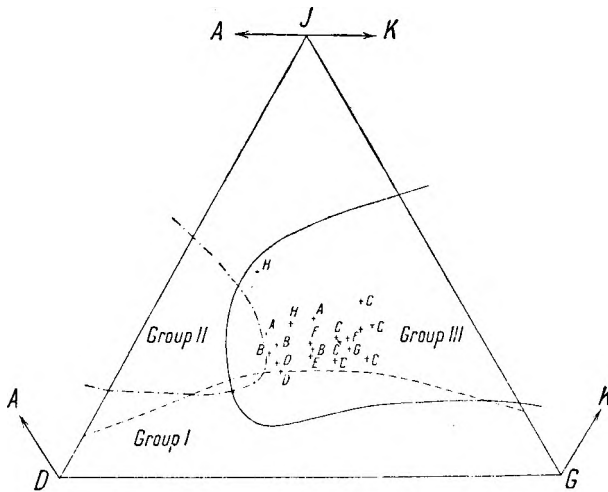


Fig. 22

Chemically analysed eclogites from the Śnieżnik area in the eclogite-norm diagram *JDG*. All representative points are scattered in the field characteristic for the group III distinguished by the present author in his genetic classification of eclogites

Chemicznie zanalizowane eklogity z terenów Śnieżnika w trójkącie normy eklogitowej *JDG* autora. Wszystkie punkty mieszczą się w polu charakterystycznym dla III grupy genetycznej eklogitów w klasyfikacji autora

Chemical composition of garnet and omphacite from the rocks under consideration is also in rather good agreement with my statement about the garnets and omphacites of the IIIrd genetic group of eclogites (1965a). However, the garnets of some petrographic eclogite types seem to have rather extreme chemical compositions admissible in that eclogite group and to mark some transitions to other genetic groups. For instance, magnesia-rich garnet of the eclogite type *D* approaches the garnets of the Ist eclogite group genetically connected with ultrabasites. Garnets of the rock of Czernica (eclogite type *E*) seem to display such a great preponderance of iron over magnesia that they are similar rather to those of the IIrd genetic group derived from early geosynclinal basic volcanites. Garnets of some rocks of the petrographical types *F*, *G* and *H* seem sometimes to gravitate toward the same group. These are, certainly questions very important for the petrogenesis and geological position of particular eclogite intercalations in the gneissous series of Łądek and Śnieżnik, the chemical data are, however, quite insufficient today for serious and exhaustive discussion.

PRIMARY MINERALS OF ECLOGITES

The primary mineral composition of examined eclogites is often very varied as regards quantitative proportions of the main components. I tried to seize this variability by many micrometric analyses of numerous samples taken from the same eclogite outcrop or from several outcrops of the same eclogite intercalation. I tried also to characterize that variability by means of some variation diagrams. Tables of analyses and variation diagrams are inserted in the Polish text of this paper. Many complications in the mineral composition of the eclogites are caused by secondary transformations leading chiefly to their amphibolitization and they will be treated in the next chapter.

The chief and constant primary components of eclogite paragenesis are only *garnet* and *omphacite*, their quantitative proportions varying widely not only in different samples of the same outcrop, but even in various parts of

the same sample. In the eclogite types *C*, *D* and *H*, rarely in the type *B*, both minerals are usually concentrated in alternate layers. Chemical variability of both is quite important and that not only in different eclogite bodies but also in different layers of the same body. The number of chemical analyses is, however, by far insufficient to investigate the range or any rules of that variability. Several analyses presented in table 22 seem to offer the following preliminary indications:

Garnets of the rock-types *B*, *C* and *D* are relatively rich in magnesia. Usually, however, the almandine molecule prevails over the pyrope molecule, except the garnet of the type *D* where the reverse seems to be the rule. The molecular predominance of almandine over pyrope is much stronger in the garnet of the rock-types *F* and *G*, and the more so in that of the rock-type *H* connected with the granulite series.

Omphacites of the rock-types *B*, *C*, and *D* are relatively rich in soda and silica (mol. per cent of jadeite molecule about 30 or somewhat more), highly magnesian and poor in ferrous iron, with quite insignificant substitution of silicium by aluminium. In the omphacite of the rock-types *F* and *G* the soda- and silica contents are lower, those of iron and titanium — higher and the substitution of silicium by aluminium worthy of note; thus the proportion of jadeite molecule decreases to about 20 per cent and the composition draws nearer to that of common augite. This seems to be connected with the presence of primary oligoclase in the rock-types in question and with some physico-chemical conditions of installation of the paragenesis of those particular rocks. The omphacite of the type *H* displays the soda — and silica contents intermediate between those of (*B* + *C* + *D*) — and (*F* + *G*) groups (about 25 mol. per cent of jadeite), the iron proportion as high as in the second group, but the aluminium substitution for silicium as negligible as that in the first group.

In some eclogite samples I have found distinct signs of chemical variability even in single grains of garnet or omphacite. In garnet grains the cores are sometimes richer in iron than their outer zones. In thicker sections of bigger omphacite blasts frequently appear irregular spots or patches of more intense green colouration, connected probably with isomorphic aegirine admixture. The abundance of different inclusions (except those of rutile) in the garnet grains seems also to depend on the chemical composition of garnet, as justly remarked by several investigators: Magnesia-rich garnets are more frequently devoid of inclusions of different colourless minerals and they enclose only small rutiles; iron-rich garnets — besides rutile — frequently enclose numerous inclusions of other minerals, sometimes of notable sizes and displaying the character of „armoured relicts”.

Other primary minerals of the investigated rocks are not present everywhere, but when accumulating in notable amounts they give rise to particular eclogite varieties, which may be characteristic of certain types of rocks or of certain localities.

Carinthine, the brownish primary hornblende, crystallizes in full equilibrium with garnet and omphacites, but usually in the final stage of eclogite blastesis. It is very widespread in all eclogite types except the type *H*, but in the types *D* and *F* and particularly *G* it appears in great amounts, often comparable to those of garnet and omphacite (*carinthine eclogites*). Sometimes, especially in the

eclogite type *G* its proportion increases at the expense of garnet and omphacite and finally nearly monomineral rocks arise called *carinthines*. Judging from the data now available, carinthines do not represent any well defined variety within the widely differentiated hornblende group, in spite of their quite specific primary occurrence in such particular rocks as eclogites. In the eclogites described in this paper two carinthine varieties might be distinguished, denoting probably somewhat different physico-chemical conditions in the final stages of eclogite generation:

1) Carinthine from the rock-types *C* and *D*, of weak colouration and nearly colourless in thin section, contains more SiO_2 , MgO , and Na_2O , less Al_2O_3 , CaO , FeO and TiO_2 .

2) Carinthine, displaying stronger brown colouration and pleochroism distinct even in thin sections, contains less SiO_2 , MgO , and Na_2O , but more Al_2O_3 , CaO , FeO , and TiO_2 . It is particularly characteristic for the rock-types *F* and *G* from Strachocin carrying usually more or less primary oligoclase.

Kyanite is very characteristic of the eclogite type *C* and of some varieties of the types *F* and *G*, but it never attains 10 per cent of the rock volume. As subordinate or accessory mineral it appears frequently in the types *D* and *H*, within some quartz-rich segregations also in the type *B*.

Zoisite (usually β -modification) is rather widespread in most eclogite types as primary mineral; in higher amounts it appears in the types *A*, *F*, and *G*, as accessory mineral in the types *B*, *C*, and *D*. I have not found it till now in the types *H* and *E*, but in the latter I have instead observed locally plentiful microlites of *clinozoisite*, which cannot be surely recognized as primary.

White mica, frequently of phengite composition, is very common in the eclogite types *A*, *C*, *F* and *G*, but usually in low volume percentages. In some quartz laminae or quartz nests inside the eclogite intercalations or in some layers approaching the contact with surrounding gneisses — particularly in eclogites of the type *C* — it may accumulate up to 20 per cent. Its presence in the role of inclusions in kyanite-, omphacite-, and carinthine blasts, rarely in the garnets, brings unquestionable evidence of its appurtenance to the primary eclogite paragenesis. It is rare in the types *B*, *D*, and *E*, entirely absent in the type *H*.

Biotite is incompatible with omphacite and garnet in all eclogites except type *H* and appears only as secondary product formed at the expense of white mica during the amphi-

bolitization of those rocks. Conversely, in the eclogites of the type *H* connected with the granulites, it may appear as inclusions in the omphacite poikiloblasts or it may in the poikilitic manner enclose garnets and omphacites without any signs of reactions, whilst white mica is always lacking in such rocks.

Quartz occurs in nearly all eclogites of the investigated region except the type *E*; it is absent of very scarce in the type *D*, in other types it is very common. It forms minute grains, mosaic-like nests or ramified and dismembered stripes among the other minerals or it frequently concentrates into parallel laminae intergrown with garnet, omphacite, kyanite, white mica, zoisite etc. Moreover, it forms plentiful inclusions in omphacite, kyanite, carinthine, sometimes also in garnet. One observes very often that quartz inclusions in all above named minerals are the more numerous, the higher the quartz proportion in the interstices between the minerals of the whole rock. This signifies that quartz was not introduced later into the already formed eclogites, but it existed there usually from the very beginning as an essential component of initial rock-matter.

Carbonates are absent in most eclogites or they appear sporadically in the later fillings of thin fissures. In some eclogite outcrops, however, especially in those of the type *C* from Międzygórze, they occur in notable amounts as equipollent primary components of the eclogite paragenesis (locally up to 12 volume per cent). They form there numberless inclusions in omphacite, garnet, kyanite, and carinthine and, simultaneously, they constitute locally an abundant interstitial matrix of all those minerals. It is beyond any doubt that carbonates — like quartz — were the components of the mother-rocks of eclogites and that they were used up and gradually replaced by the growth of the eclogite minerals, but in some particular places in part preserved. In other eclogite localities of the examined area, except Międzygórze, primary carbonates are quite sporadic and exceptional.

In some previous papers (1963, 1964b) I signaled their occurrence in the form of calcite; I was not able to identify them exactly in microscopic slides in consequence of their small quantity and their occlusion by strongly refringent minerals. Lately I succeeded, however, in finding in Międzygórze a new eclogite sample (IV/1b) perfectly preserved and particularly rich in such primary carbonates. This enabled the application of chemical and microchemical methods for mineralogical identification of those carbonates. The only carbonate present in this rock is *ferriferous dolo-*

mite containing about 10 weight per cent of FeCO_3 and about 20 weight per cent of CaCO_3 overplus not individualized in the separate mineral phase of calcite. This peculiarity requires, of course, a verification by means of some special methods. The occurrence of dolomite in a primary paragenesis with quartz and such silicates as garnet, omphacite and kyanite points to rather unusual physico-chemical conditions of eclogite formation and in particular to relatively low temperatures of the blastesis of the eclogite paragenesis. Hence as universally known, the coexistence of dolomite with quartz in mutual equilibrium characterizes low grades of regional metamorphism (greenschist facies). The occurrence of primary dolomite is therefore very significant for the puzzling out of the conditions of eclogite genesis.

Plagioclase occurs normally in the eclogites as a secondary mineral separated in consequence of the amphibolitization of omphacite. Quite a different situation is peculiar to rocks of the types *F*, *G*, and *H*, where plagioclase appears as a primary constituent, not dependent upon omphacite alteration. Its composition corresponds to the *oligoclase* (16—22 per cent of anorthite). In the eclogite types *F* and *G* it constitutes a kind of interstitial matrix or mesostasis for garnet, omphacite, carinthine and other minerals and in the carinthine blasts it frequently forms worm-like inclusions. One may suppose its simultaneous crystallization with carinthine toward the end of eclogite blastesis. Somewhat later oligoclase corroded omphacite along its *C*-axis with very delicate channels without converting it into amphibole.

In the eclogite type *H*, connected by gradual transitions with the granulites, oligoclase occurs without carinthine. It fills here small interstices between the garnet and omphacite grains, frequently associated with small amounts of *micropertthite*, or it forms inclusions in the omphacite, especially in the outer parts of the grains of the latter. Canaliculated corrosion of omphacite along its *C*-axis by oligoclase is also very common here. In the eclogitic granulites, presenting continuous transitions between the granulites and eclogites of the type *H*, oligoclase associated with quartz forms numberless inclusions in the poikiloblastic omphacite constituting some kind of cement for small grains of both former minerals. Microscopic study of the whole series of such transitions suggests *progressive growth of omphacite at the expense of oligoclase* associated with quartz and biotite, the main components of some older rock prior to eclogite blastesis,

Oligoclase inclusions in omphacite might be, therefore, regarded as relicts of an older paragenesis preceding the formation of eclogite.

Rutile is usually the only titanium mineral present in all eclogite types. Its amount oscillates usually between 0.3 and 2.0 per cent of volume, except the type *E* where it exceeds 4 per cent. In the latter rutile is accompanied by minor amounts of primary *ilmenite* and *sphene*, both minerals quite exceptional in primary paragenesis of eclogites and formed usually in consequence of far advanced amphibolitization of these rocks.

Among accessory minerals *apatite* is hardly perceptible in the types *A–D*, well discernible, however, in the types *F, G, and H* and in the eclogite type *E* it appears in rather big and numerous zoned grains. *Zircon* is widespread in all eclogite types, but usually in sporadic and minute well rounded grains forming inclu-

sions in all minerals, the garnet not excepted. Its α -radioactivity is usually evidenced not before strong amphibolitization of the eclogites has taken place, when it evokes dark pleochroitic halos in secondary hornblendes or biotites. In most instances I am inclined to consider it as a detritic heavy mineral inherited from previous sediments.

Pyrite is a very characteristic accessory mineral in most eclogites. It is everywhere mantled by black or rusty *iron oxides* or it appears as relicts only in the midst of the small clods of those oxides. It always occurs in such condition even if tightly enclosed in omphacite or carinthine. This leads to the conclusion that the blastesis of eclogites was achieved in oxidizing conditions. Oxidation of iron sulphides did not occur after the eclogite formation, because in such instance pyrite inclusions in omphacite or carinthine could not be mantled by the oxides.

SECONDARY TRANSFORMATIONS OF THE ECLOGITES

In my previous papers (1963, 1964b, 1964c) I have discussed rather thoroughly all secondary processes which occurred in the whole evolution of the eclogites of the Łądek and Snieżnik metamorphic areas. I have recognized there three successive stages:

A — Eclogite stage, in which eclogite paragenesis, mainly garnet and omphacite, was formed at the expense of various primary rock masses (*eclogitization*).

B — Amphibolite stage, in which the eclogite paragenesis was no more stable and underwent gradual reconstruction into the amphibolite paragenesis, mainly common hornblende and plagioclase (*amphibolitization*). This process started in eclogites from the fissures or it spread through the whole rock mass. In the course of progressive amphibolitization the rocks passed through following successive degrees:

- 1 — Intact eclogites,
- 2 — Amphibolitized eclogites,
- 3 — Eclogite amphibolites,
- 4 — Diablastic amphibolites,
- 5 — Ordinary amphibolites.

Depending on various conditions the 3rd or 4-th degree might have been overleaped. All those transformations occurred in the investigated rocks in perfectly static conditions, owing exclusively to the action of intergranular fluids without any violent deformation or tectonic movement. To speak about the amphibolite-

tization of the examined eclogites as retrograde metamorphism, i. e. caused by decrease of pressure and/or temperature, would be nothing more than the application of purely theoretical concepts of the mutual thermodynamic relations of the eclogite and amphibolite paragenesis, because there is no real geological or petrographical evidence of *p/t* changes.

C — Migmatite stage, in which amphibolites derived from eclogites were submitted to metasomatic action of soda- and potash-bearing solutions percolating the whole metamorphic complex and conducing to its final transformation into microcline-plagioclase migmatite-like gneisses of s.c. Gierałtów type (*migmatization* and *metasomatic granitization*).

Eclogites were entirely resistant to the effects of the stage C, if not at all affected by the stage B. Only amphibolite paragenesis (common hornblende + plagioclase) was susceptible to migmatization or granitization. I shall omit detailed argumentation of all above named statements published elsewhere and I shall briefly present the transformations of minerals in the course of that metamorphic evolution. More emphasis will be given only to some new observations relative to initial secondary reactions occurring toward the end of the eclogite stage, but still before the beginning of the amphibolite stage. I succeeded in observing such transient phenomena in some of the recently examined eclogites of the types *E, F, G, and H*,

Omphacite is most susceptible to those initial reactions, particularly so if accompanied by primary oligoclase. At some moment omphacite displays increased solubility in the intergranular fluids of that time and begins to be subject to *very delicate corrosion*. This corrosion does not act uniformly from all sides, but selectively in the structurally preferred direction of the C-axis of omphacite, i. e. along the Si_2O_6 chains in its crystal lattice. In consequence a system of very thin parallel channels arises filled with acid plagioclase and thereby the extremities of the omphacite prisms are distinctly fringed, small grains even totally threaded with those channels (see fig. 18 p. 127 of the Polish text, pl. XVII, phot. 3, pl. XVIII, phot. 6). Amphiboles do not originate so early.

The solubility of omphacite increases more and more. Intergranular solutions begin to hollow its grains more intensely from all sides without any preferred direction, with thicker channels, more or less curved, but for the most part perpendicular to the surface of the corroded omphacite grain. Thus *vermicular pyroxene symplectites* originate, sometimes similar to myrmekite, gnawing into the omphacite grains in a wart-like shape and then with divergent disposition of „pyroxene worms”. These are, however, corroded omphacite relicts, since they preserve the uniform optical orientation of the unaffected parts of the omphacite grains. Amphiboles do not originate even in this advanced period of omphacite decay, the amphibolite stage does not begin as yet, although the stability of omphacite apparently decreases. In the eclogites of the type *E* nearly the whole omphacite achieved such symplectitic form (pl. XIV, phot. 6).

Finally amphibolitization sets in. It starts from the boundary between the vermiculate zone of symplectites and the still unaffected omphacite relict and advances with a sharp front into the latter. A *cloudy, brownish gray cryptocrystalline aggregate* arises, displaying under the strongest microscopic magnification somewhat fibrous texture and refraction indices distinctly inferior to those of omphacite. Doubtless it presents some kind of amphibole with badly arranged fibres; the opacity of this aggregate is caused probably by submicroscopic interpositions of acid plagioclase having refraction indices much lower than amphibole fibres. Vermiculate pyroxene symplectite, at first, is not affected by such amphibolitization, as if it were more refractory than the non-affected omphacite. In the corrosion channels, however, appears some cloudiness caused probably by initial development of submicroscopic

amphibole needles. This stage of omphacite decay is characterized by a zonal structure: The core of intact omphacite grain mantled by cloudy cryptocrystalline amphibole aggregate and surrounded by vermicular pyroxene symplectite, the extinction of which is concordant with that of unaffected omphacite core (see fig. 13 p. 92 of the Polish text and and pl. XIX phot. 5.).

Later on omphacite relicts are gradually reduced, the cloudy amphibole aggregate expands upon pyroxene symplectites and brings about their complete disappearance. The amphibolitization is now in full swing and its initial stages consisting in selective corrosion of omphacite are no more visible. In most of the examined eclogites those initial stages have been passed so quickly that they cannot be anywhere discerned, and this is the rule in the types *A, B, C, D*. Rarely and locally only I succeeded to catch them in some microscopic slides of the eclogites of the types *B* and *C*. Their preservation depends probably on the rate of chemical changes in the intergranular solutions and on the pervasiveness of the intergranular openings. Only in such places, where the chemical changes of the circulating solutions were very slow or where the access of those solutions was more difficult, the destruction of omphacite was so slow that its incipient stages could be well preserved.

In the course of time omphacite disappears entirely, opaque amphibole aggregates begin to clear up, they are more and more translucent and they get rather uniform extinction over some stripes or spots. White mica is attacked almost simultaneously and transforms into an extremely fine, *nearly submicroscopic biotite aggregate*. Kyanite is replaced from without by fine scaly aggregates finally forming pseudomorphs (pl. XII, phot. 6). Rutile excretes small spots of ilmenite. Garnet, carinthine and zoisite remain unaffected in this stage of amphibolitization. This first stage is designated as *amphibolitized eclogite*.

Later on the cloudy amphibole aggregates recrystallize gradually into *microdiablastic aggregates of very pale hornblende* translucent with various shades of distinctly green coloration, but the progress of this process varies strongly in different parts of the same rock. Plagioclase is not yet separated microscopically, it remains occult in the hornblende aggregates. Garnet is now distinctly affected by those aggregates, it remains, however, uninjured when implanted in quartz. This means garnet is not unstable by itself, but it is no more in equilibrium with the microdiablastic aggregates of secondary amphibole. When bordering on them it is crusted with reaction rims of

fairly green, more ferriferous hornblende. This secondary mineral may develop in a more or less homogeneous manner, or in the form of short prisms perpendicular to the surface of the garnet grains and interlaced with acid plagioclase. Such reaction rims may be considered as *germinal kelyphite rims* (pl. XV, phot. 1). Further decline of garnet may proceed in the same way. Frequently, however, light somewhat turbid plagioclase aggregates originate, threaded with amphibole needles or mica and chlorite flakes and in the midst of such aggregates corroded relicts of garnet are preserved (pl. XVI, phot. 2). At last garnet disappears entirely and there remain rounded pseudomorphs filled with such heterogeneous and indeterminable secondary products (pl. XVI, phot. 1).

Microdiablastic hornblende aggregates after omphacite grow more and more, their green colouration is more and more distinct, because the iron content of the garnet enters into the composition of the amphiboles originating from omphacite, and thus the differences between the hornblende after omphacite and that after garnet gradually disappear. At the same time begins the more distinct separation of an *acid plagioclase* within the diablastic hornblende aggregates — mostly albite deriving from the jadeite component of the primitive omphacite. That plagioclase was probably present from the very beginning in submicroscopic condition in the cloudy cryptocrystalline aggregates originating at the expense of omphacite. Fine scaly biotite symplectites after white mica recrystallize into distinct light brown scales implanted in a more or less parallel disposition in a plagioclase matrix of nearly the same composition as the plagioclase separated out of the hornblende aggregates after omphacite. Kyanite pseudomorphs disappear completely. Primary zoisite is vanishing too, but instead of it tiny microlites of *secondary clinozoisite* arise, mostly in the biotite aggregates or adjoining parts of diablastic hornblende-plagioclase intergrowths. It cannot be excluded that they are in part incidental products of the biotitization of the secondary hornblende. In the same role appears sometimes *secondary zoisite* displaying optical properties different from those of the primary one (α -modification).

Carinthine turns green in this stage of transformation of eclogites and it assimilates therefore to the secondary hornblende. It frequently preserves the garnets or other primary minerals enclosed in its poikiloblasts or it retards their decomposition. Rutile alters to ilmenite and it secretes an outer shell of *fine sphene aggregate*. In some samples other complications have been observed, e. g. origination

of some *chlorite* varieties at the expense of garnet or carinthine. Finally such strong recrystallization of the diablastic structure may be reached, that hornblende acquires regular (110) crystal faces against plagioclases (pl. VIII, phot. 3). Hence *true amphibolites of eclogite derivation* may be formed.

The above description of the amphibolitization of eclogites offers only the most common and typical course of this process. Different details and two paragenetic diagrams (fig. 3 p. 23 and fig. 4 p. 30) are represented in the Polish text.

Amphibolites issuing from eclogites present two different petrographic types, which may correspond to different stages of amphibolitization, but sometimes they may also be of parallel and contemporaneous formation. If the decay of garnet is strongly retarded in relation to the rate of recrystallization of the amphibole aggregates after omphacite, *eclogitic amphibolites* arise containing numerous garnet relicts in a diablastic groundmass of hornblende-plagioclase intergrowths. If further amphibolitization leads to the total disappearance of garnet or if the garnet quickly vanishes from the very beginning of the recrystallization of amphibole aggregates after omphacite, *diablastic amphibolites* are formed consisting of diablastic intergrowths of hornblende and plagioclase without garnet. The rate of garnet disappearance may depend on several factors:

1°) Composition of the eclogite garnet may predispose its resistance to the amphibolitic decay of omphacite. It could be imagined that pyrope-rich garnet should be less refractory in such conditions than an almandine-rich garnet, occurring frequently in ordinary amphibolites in equilibrium with common hornblende and plagioclase.

2°) Rate of change of physical conditions (pressure and temperature).

3°) Chemical properties of intergranular solutions depending not only on pressure and temperature, but also in a much higher degree on the chemical and mineralogical composition of the whole eclogite and of the surrounding gneisses which can supply the solutions with some additional compounds.

4°) Abundance of carinthine poikiloblasts which protect the enclosed garnets from destruction.

Early and easy reaching of the stage of diablastic amphibolite was observed in the eclogites of the types C and D from Międzygórze and Nowa Wieś, long continuance of the stage of eclogitic amphibolites was ascertained in the eclogite outcrops of the F and G-types near Strachocin and of the B-type from Mt. Suszyca. Explication of such differences requires

much more detailed examination than those I was able to perform. I think the 2nd factor is of the least importance in the investigated region.

Finally, the recrystallization of the amphibolites of eclogitic derivation proceeds so far that all traces of delicate diablatic structure disappear completely and rutile is entirely replaced by sphene. Thus *common amphibolites* originate displaying grano- or nematoblastic textures of the hornblende-plagioclase paragenesis. Such amphibolites were met with commonly at the external contacts of eclogite intercalations against the gneisses or along the paragneisses inserted within the eclogites (e.g. in Międzygórze, Suszyca, Strachocin). I suppose, such extreme degree of amphibolitization is connected with the immediate vicinity of gneissic rocks: The process of metamorphic evolution of the gneisses could promote the amphibolitization of eclogites, but, on the other hand, the chemical and mineralogical composition of eclogites close to the contact with the gneisses could be different from the beginning and more susceptible to amphibolitization. There could, however, originate also immediately *primary amphibolites*, without eclogite antecedents. I have discussed this problem in one of my last publications (1964c). In Międzygórze and Suszyca close to the eclogites I met with some amphibolites of primary character, resembling some common para-amphibolites of the Stronie series.

Amphibolites of eclogite derivation, in common with primary amphibolites, were later submitted to the action of solutions circulating in the whole gneiss series leading to its actual state of more or less *migmatitic gneisses of the Gieraltów type*. These transformations belong, however, to the processes of the IIIrd stage, i. e. to *migmatitization* and *granitization*. Such phenomena were observed particularly in the eclogite outcrops of Międzygórze (dIII—V), Suszyca (c) and Strachocin (f). They consist in the infiltration of new mineral components along the just opening fissures, or in the penetration of those components through the whole amphibolite mass and in the metasomatic replacement of its minerals. Frequently both kinds of reactions are seen side by side.

These processes begin usually with *sodium afflux*. Narrow fissures in well preserved eclogites or in secondary amphibolites are filled with *albite*. In such albite veinlets tiny amphibole needles crystallize frequently and sometimes close up into transversal bundles. In the paragneiss intercalations within amphibolitized eclogites *replacement phenomena of micas and of some part of quartz by an acid oligoclase or albite* may be ascertained. In the quartz se-

gregations within such eclogites kyanite is affected by the soda-rich solutions producing opacitic reaction-rims and wide albite aureoles all around (pl. VIII, phot. 1 and fig. 5 p. 31 of the Polish text). The diablatic tissue of secondary hornblende is often diluted by affluent albite mixing with the local plagioclase derived from the breakdown of omphacite. Biotite aggregates after white mica are also rarefied by acid plagioclase.

In some amphibolites such affluent plagioclase forms bigger blasts with peculiar vermiculate quartz interpenetrations having nothing in common with the myrmekite (pl. XVI, phot. 3). In some other amphibolites the quartz inherited from primitive eclogites has been totally replaced by albite, silica must have been therefore mobilized during such process. Besides, secondary minerals of the epidote group may frequently appear, chiefly *clinozoisite* and some *allanite-like variety* of yellowish colouration, but weakly birefringent, evolving strong pleochroitic halos in hornblende or biotite (pl. XIII, phot. 6). Not infrequently bigger or smaller stripes, nests or veins, consisting of quartz and acid plagioclase, occur within amphibolites of eclogite derivation; they are often coarse-grained, white-gray or cream-coloured, resembling aplite- or pegmatite injections. Really, however, they present *metamorphic pegmatoids*, secreted in the structural openings of the amphibolites in connection with the mobilization and migration of silica, alumina and soda.

The later period is characterized by the *afflux of potassium*. Tiny cracks in the eclogites or amphibolites are filled by the potash feldspar displaying microscopic properties of *adularia*, frequently accompanied by *prehnite*. Such tiny veinlets cut across the albite veinlets and are certainly younger. They enclose very fine amphibole needles too. The adularia veinlets cutting unaltered eclogite, devoid of secondary plagioclase, do not react on anyone of the primary minerals of this rock. On the contrary, in the amphibolites with well separated plagioclase, the influence of adularia may be quite evident. Close to this adularia *plagioclase is strongly sericitized*, the first sign of potassium metasomatism (pl. VIII, phot. 6). In some places the adularia penetrates the sutures between the quartz and plagioclase grains, sometimes it intrudes into the plagioclase in the form of small threads or spots; these are the rudiments of *metasomatic replacement of plagioclase by the potassium feldspar after the antiperthite fashion*.

In many amphibolites of eclogite descent adularia diffuses along intergranular spaces in the

whole rock mass and everywhere it exerts its metasomatic influence on the older plagioclase, sometimes also on quartz. It concentrates locally into small nests, ramified stripes or irregular veinlets; it may be either quite limpid or somewhat cloudy with brownish colouration, frequently accompanied by prehnite or spherulitic chlorite. It may affect the plagioclase in different ways: Sometimes it brings about only the sericitization of the latter, in other cases it penetrates the plagioclase with antiperthitic strings (pl. XVI, phot. 5) in such dense and regular manner that *mesoperthite-like interpenetrations* originate, considered usually in many other rocks as exsolution products of sodium-potassium feldspars (pl. XV, phot. 6). Elsewhere it replaces the plagioclases in their whole mass leaving only small relicts of the latter (pl. XIV, phot. 3). I know a particular case of very strong adularization of a diablatic amphibolite with garnet pseudomorphs filled by an impure plagioclase aggregate, which was in turn replaced by adularia. I am also acquainted with some diablatic amphibolites, which were first enriched in affluent plagioclase corroding and partially replacing the second-

dary hornblende, and later submitted to strong invasion of potash feldspar replacing the plagioclase in a high degree; thereby the rock was strongly feldspathized and acquired the composition of hornblende gneiss.

In the case of stronger intensification all those interesting phenomena are visible even in the megascopic scale as white-pink or cream-coloured impregnations, veins, stripes or separate laminae in the greenish black amphibolite groundmass. These may be observed in the most diversified development in the outcrops *dIII—V* of Międzygórze. The polished sample presented in phot. 2 of pl. IV is a good example of migmatite formed by twofold metasomatic feldspathization of an amphibolitized eclogite.

The most important conclusion to be drawn from the above observations is that the amphibolitization of eclogite always preceded the migmatitization and that this migmatitization was brought about by the same two stages of feldspathization as those distinguished by me (1960c) in the evolution of the surrounding gneisses of the Gierałtów type: *first plagioclase feldspathization, later potassium feldspathization*.

PETROLOGICAL DIFFERENTIATION OF ECLOGITES

Petrographic variability of eclogites in the metamorphic areas of Łądek and Śnieżnik Mts. is very wide, in spite of the fact that all eclogite types examined till now belong to the IIIrd genetic group connected with gneiss- or migmatite complexes (1964a). Seven localities or zones of eclogite occurrence in those areas (*a—g*) permitted to distinguish as many as eight different petrographic eclogite types (*A—H*). Each occurrence or outcrop group offers some peculiar petrographic features and modes of rock differentiation. Some of the differentiation series are presented by the variation diagrams of mineralogical composition inserted in the Polish text (fig. 10, p. 54, fig. 12, p. 69, fig. 17, p. 119, fig. 19, p. 135, fig. 20, p. 136).

Now we shall examine the eclogite differentiation in the whole area for the purpose to detect its general trends and, eventually, to discover some separate series, which could relate to different origin of those rocks. With the view to do it we shall use *the method of tetrahedron diagram* (fig. 23). All eclogites and the products of their amphibolitization may be characterized by the proportions of four principal mineralogical parameters:

E = garnet + omphacite (fundamental eclogite paragenesis),

C = carinthine (primary hornblende),

A = secondary amphiboles (diablatic aggregates mixed with secondary plagioclase and recrystallized secondary hornblende as well),

P = primary plagioclase (not including secondary plagioclase in diablatic aggregates after omphacite).

All the other minerals as quartz, micas, kyanite, zoisite, rutile etc., present usually in subordinate amounts, are not taken into account. The figures of volume proportions of the minerals taking part in *E*, *C*, *A*, and *P*, obtained by micrometric analysis of rocks*, are recounted on the sum 100 ($E + C + A + P = 100$) and used as parameters of the tetrahedron *ECAP*. Each rock in this tetrahedron is represented by a single point, the position of which is strictly determined by those parameters.

The squares *I*, *II*, *III* in fig. 23 represent three orthogonal projections of that tetrahedron in the directions of its three axes perpendicular to each other. The coordinates of each representative point of rock in those square

* These analytical data and parameters calculated therefrom for the diagrams now under consideration are collected in the tables inserted in the Polish text.

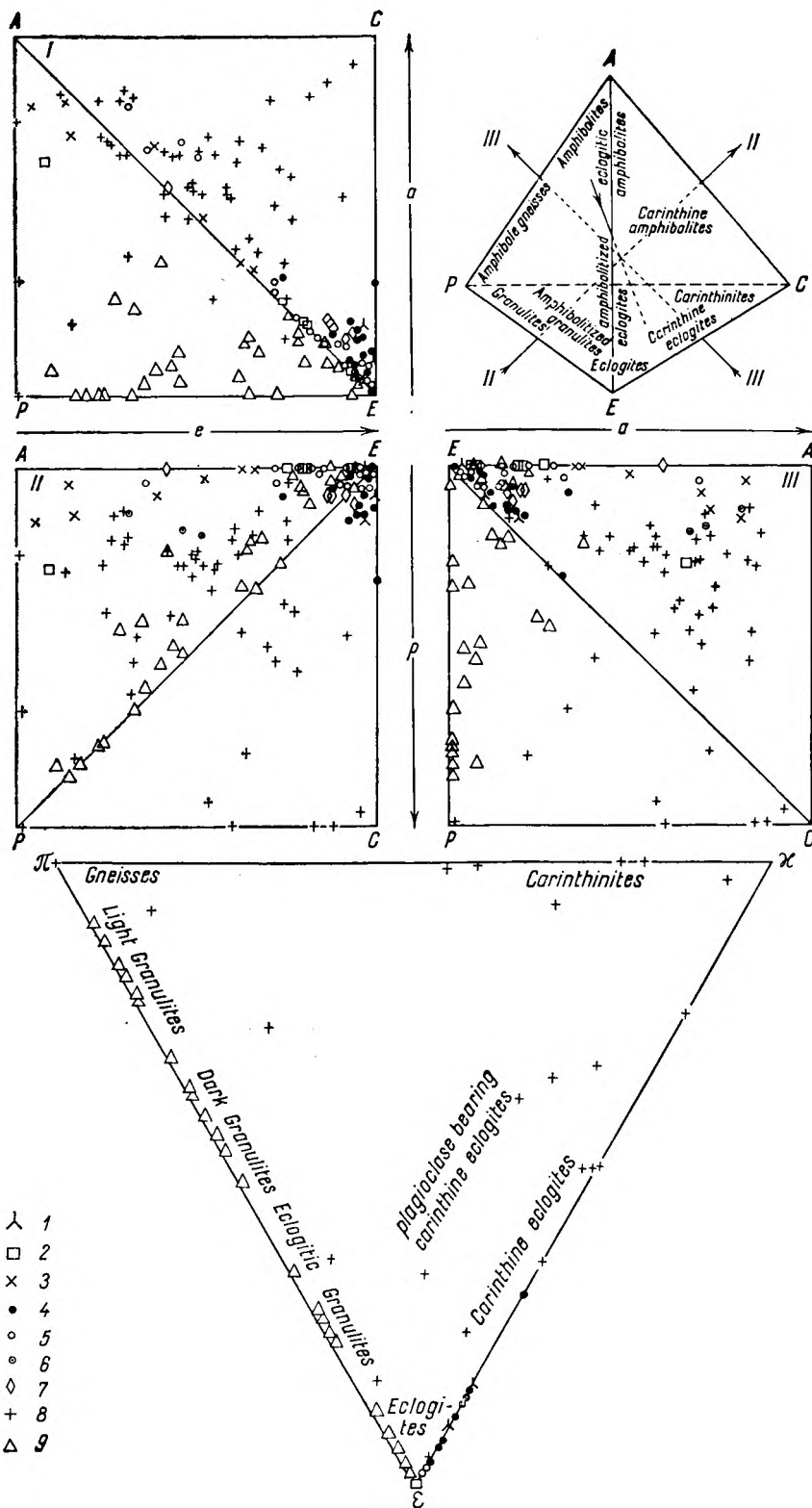


Fig. 23

Eclogites of the Śnieżnik area in tetrahedron diagrams *ECAP* and in the triangle $\epsilon\kappa\lambda$. The classification and proposed nomenclature of described rocks is specified in the tetrahedron *ECAP* and those of non amphibolized rocks in the triangle $\epsilon\kappa\lambda$ forming the base of the tetrahedron

- 1 — eclogites of Wojtówka (a), 2 — eclogites of Bielice (b), 3 — eclogites of Suszyca (c), 4 — eclogites of Nowa Wieś (dI), 5 — eclogites of Jaworek and Międzygórze (dII, III, IV), 6 — eclogites of the Wilczki gorge in Międzygórze (dV), 7 — eclogites of Czernica (e), 8 — rocks of Strachocin (f), 9 — rocks of Stary Gieratów (g)

Eklogity terenów Śnieżnika w wykresach tetraedrycznych *ECAP* i w trójkącie $\epsilon\kappa\lambda$. Proponowana przez autora klasyfikacja i nomenklatura opisanych skał uwidoczniła jest w rysunku czwororościanu, a dla skał nie zamfibolizowanych również w trójkącie $\epsilon\kappa\lambda$ stanowiącym podstawę owego czwororościanu

- 1 — eklogity z Wojtówki (a), 2 — eklogity z Bielicy (b), 3 — eklogity z Suszycy (c), 4 — eklogity z Nowej Wsi (dI), 5 — eklogity z Jaworka i Międzygórze (dII, III, IV), 6 — eklogity z wąwozu Wilczki w Międzygórze (dV), 7 — eklogity z Czernicy (e), 8 — skały ze Strachocina (f), 9 — skały ze Starego Gierátowa (g)

diagrams are easily obtained from the tetrahedron parameters $ECAP$:

Square I projected $\perp EA$ & CP — coordinates $e = E + C$ & $a = C + A$;

Square II projected $\perp EP$ & AC — coordinates $e = E + C$ & $p = C + P$;

Square II projected $\perp EC$ & AP — coordinates $a = C + A$ & $p = C + P$.

Rocks not at all affected by secondary amphibolitization have $A = 0$; their representative points lie therefore at the base of the tetrahedron ECP . Such rocks are rather exceptional in the investigated area, usually they are more or less amphibolitized and consequently, their representative points lie above the basis ECP , inside of the tetrahedron $ECAP$. The more advanced the amphibolitization, the greater the value of the parameter A and the higher therefore the position of the rock in the tetrahedron.

The equilateral triangle ECP forming the base of the tetrahedron illustrates the proportions of the chief primary minerals and can give a valuable picture of primary differentiation of investigated rocks. It could be also applied for rocks affected by amphibolitization, on condition that the proportion of secondary amphibole products would not be too high; because in the latter case the proportions between the parameters E , C , P would be seriously vitiated, above all in consequence of the apparition of secondary plagioclase which would be hardly separable from the primary plagioclase. As the upper limit in this respect 25 volume per cent of secondary amphibole products in the rock have been accepted. All points of rocks below this limit are projected from the point A on the plane ECP and thus secondary points of rocks are obtained inside this triangle. The coordinates of this triangle distinguished by Greek characters $\varepsilon\kappa\pi$ may be easily obtained by recounting the tetrahedron parameters E , C ,

P on the sum 100 ($\varepsilon = \frac{100}{E+C+P} E$, $\kappa = \frac{100}{E+C+P} C$, $\pi = \frac{100}{E+C+P} P$). Such addi-

tional triangle is presented in the lower part of fig. 23.

From the analysis of those combined diagrams the following conclusions may be drawn:

Most eclogites of the localities a — e (Wojtówka, Bielice, Jaworek, Międzygórze) concentrate in the area of *true eclogites*, close to the corner E of the tetrahedron. They do not contain any plagioclase and are either devoid of carinthine, lying together just in the point E , or they contain less than 10 per cent of the latter mineral; in such case they may be called *carinthine-bea-*

ring eclogites. Few rocks from Wojtówka, Czernica, Nowa Wieś contain more carinthine, up to 30 vol. per cent, and then they deserve the name of *carinthine eclogites*. Principal differentiation of this main class of eclogite extends along the tetrahedron edge EA and depends on progressive secondary amphibolitization: first — *amphibolitized eclogites*, further on — *eclogitic amphibolites* and finally — in the case of distinct separation of secondary plagioclase — *ordinary amphibolites*. Quite differently behave the rocks of Strachocin (f) and of Stary Gierałtów (g).

The rocks of Strachocin are conspicuous by their extremely wide differentiation: their representative points are distributed in the whole tetrahedron. In their primary differentiation, visible in the triangle $\varepsilon\kappa\pi$, they display several different trends. Few join the area of *true eclogites*, being devoid of plagioclase and poor in carinthine, two of them approach the *eclogitic granulites* containing much plagioclase and very little carinthine. More frequent are *carinthine eclogites* very poor in plagioclase and lying therefore close to the edge EC of the tetrahedron, or *plagioclase bearing carinthine eclogites* more or less remote from this edge. A separate rock-class never found in other eclogite localities is represented by the *carinthinites* situated near the C corner of the tetrahedron and stretching along the CP edge. In the P corner or in its vicinity are located different *gneisses* interbedded with the eclogite-amphibolite rocks. Most analysed rock samples from the locality now under consideration display, however, a high degree of secondary amphibolitization, they are scattered in the midst of the tetrahedron and could not therefore be figured in the triangle $\varepsilon\kappa\pi$. As shown in three square projections of the tetrahedron (I — II — III) they belong either to the amphibolitized carinthine-bearing eclogites or to the carinthine-bearing eclogite amphibolites, few of them only approaching common amphibolites.

The rocks from Stary Gierałtów (g) also display very wide but quite dissimilar differentiation. They are always devoid of carinthine and therefore arranged in a nearly continuous series along the EP edge of the tetrahedron (or $\varepsilon\pi$ side of the triangle $\varepsilon\kappa\pi$). Starting from the P corner the following sequence of rocks appears with gradual increase of the parameter E (ε): *Light granulites* — *dark granulites* — *eclogitic granulites* and, finally, *true eclogites* very poor in plagioclase, or thin layers of almost monomineral *granatites*. Omphacite, as usually, falls the victim to secondary amphibolitization and then the parameter A increases. Such amphibolitized rocks drive apart

from the *PE* edge, being situated higher, on the *PEA* face of the tetrahedron. Thus, in the square projections *I—III* of the tetrahedron, most of the representative points of the rocks belonging to the series now in question (small triangles) lie not on the very line *PE* but inside the squares.

The discussion of the diagrams fig. 23 and detailed petrographic descriptions included in the Polish text lead to the conclusion, that in the metamorphic areas of Łądek and Śnieżnik Mts. we are dealing with three separate petrographic series including true eclogites, all belonging, of course, to the III-rd genetic group of these rocks. Each of those series, in consequence of secondary amphibolitization, may furnish gradular transitions to the true amphibolites.

I. Series of plagioclase free eclogites comprising chiefly rocks, which strictly correspond to the classic definition of this kind of rocks. i.e. which in a well preserved condition consist mainly of garnet and omphacite. Other accompanying primary minerals as carinthine, kyanite, white mica, zoisite, quartz, rarely carbonates, may occur separately or jointly in various combinations, none of them exceeding normally several per cent of the rock-volume, or they may be entirely absent. Most widespread among them is quartz, which is rarely quite missing. There occur local varieties in which some of the above named subordinate minerals may appear in increased proportion. This happens frequently with quartz, rarely with white mica, kyanite and zoisite, exceptionally with carbonates. Most significant it is, however, for carinthine which may attain in some rock layers even 30 per cent of rock volume and in part take the place of omphacite (Nowa Wieś *dI*). Such peculiar varieties deserve the name of *carinthine eclogites*. Omphacites of that series are comparatively poor in iron, but rich in soda, magnesia and silica (about 30 mol. per cent of jadeite molecule), with quite insignificant substitution of silicium by aluminium in the tetra-coordinate positions. Garnets are characterized by important share of pyrope molecule which yields, however, usually the priorship to the almandine molecule. Analogically, carinthine is rich in soda and magnesia, with moderate substitution of silicium by tetra-coordinate aluminium. The eclogites of the Ist series are most widespread in the investigated area and occur in numerous localities (Wojtówka — *a*, Bielice — *b*, Suszyca — *c*, Nowa Wieś — *dI*, Jaworek — *dII*, Międzygórze — *dIII—dIV*, Czernica — *e*).

II. Eclogite-carinthinite series, recognized till the present time only in

the long metabasite belt near Strachocin (*f*). It is characterized by very wide differentiation of its primary mineralogical composition and its degree of secondary amphibolitization displaying various transitions into common amphibolites. Its main trend of primary differentiation passes from the *eclogites* very poor in carinthine, over *carinthine eclogites* to the *carinthinites*, but in most members of this series primary oligoclase appears in proportion varying from a few to over twenty per cent of rock volume. The garnets of this rock-series are usually marked by higher iron contents and greater predominance of almandine- over pyrope molecule than the garnets of the series I. Omphacite contains less soda and silica (the jadeite molecule decreases here to about 20 per cent) and more iron; the substitution of silicium by tetra-coordinate aluminium is more important here and therefore the omphacite draws nearer to common augites than that of the series I. Analogical differences are characteristic for carinthine, which contains less Na_2O and SiO_2 , but more Al, Ca Fe^{2+} and Ti and therefore displays distinct brownish colouration and pleochroism in thin sections. *True eclogites*, in which primary oligoclase is almost lacking, are comparatively very rare and present only extreme members of that differentiation series. Less rare are rocks poor in carinthine but containing an important proportion of primary oligoclase and approaching intermediary links between the eclogites and granulites (s.c. *eclogitic granulites*). Most common are, however, *carinthine eclogites*, in which the proportion of garnet and omphacite decreases in favour of that of carinthine exceeding frequently 40 per cent of rock volume, the case never found in the eclogites of the Ist series. Primary oligoclase is often present in notable amount, but it may also sink to zero. In all above named rocks quartz is always present, kyanite, white mica and zoisite are very frequent. The texture is usually even-grained in the rocks very rich in carinthine (type *G*), in the case of small or moderate amounts the latter mineral forms usually big poikiloblasts enclosing dense inclusions of garnet, omphacite, rutile, quartz, kyanite and other primary minerals (type *F*). Extreme members of the series now under consideration in the gradual reduction of garnet and omphacite are represented by the *carinthinites*, always even-grained, black and consisting of prevailing carinthine and varying amounts of oligoclase. Kyanite and white mica are always lacking in those rocks, zoisite very rare, quartz, however, very common. The carinthinites represent a quite particular type of

amphibolite connected by primary links with the eclogites.

III. *Eclogite-granulite series* known only from the rather wide area N of Stary Gieraltów (g). This series joints the following rocks passing gradually one into the other with the increase of garnet and omphacite and with reciprocal reduction of feldspars and quartz (see also the diagrams fig. 19 and 20 p. 135 and 136 of the Polish text): *Light granulites — Dark granulites — Eclogitic granulites — Eclogites*. Light granulites, containing less than 10 per cent of garnet and devoid of omphacite, play the overwhelming role in the Stary Gieraltów area. All the other rocks form there in only comparatively thin stratiform intercalations, usually not exceeding 1 m. of thickness, eclogites even much less, up to 15 cm.; not infrequently occur therein thin stratiform garnet concentrations which might be named *granulites*. Dark granulites contain usually 15—30 per cent garnet, omphacite is lacking in them or quite subordinate. Eclogitic granulites differ from the foregoing rocks in their notable omphacite content making up together with the garnet content 50—75 per cent of the rock volume, feldspar proportion being, on the contrary, strongly reduced. In the eclogites, constituting the end member of the series and quantitatively quite subordinate in the whole mass of the granulitic complex, the feldspars sink to zero and omphacite strongly increases, amounting together with garnet 80—95 per cent of the rock volume. The rule of A. J. R. White (1964), according to which the ration of jadeite molecule to the Tschermak's molecule is less than 0.5 in the clinopyroxenes of granulites and more than 0.8 in the clinopyroxenes of eclogites, has evidently no application to the rock-series in consideration. The soda contents in the clinopyroxene are here intermediate between those of the omphacites of the series I and II (jadeite content about 25 mol. per cent), the iron content is higher than in those of the series I and comparable to that of the series II, the substitution of silicium by tetra-coordinate aluminium is, however, quite negligible like in the series I and much smaller than in the series II. In the garnets of the series III the predominance of almandine- over pyrope molecule is very high, still higher than in the series II. Primary red brown biotite and kyanite are there common accessory silicates, but carinthine, white mica and zoisite are always lacking.

Holding with the Eskola's doctrine of mineral facies, by which most petrographers of metamorphic rocks the world over abide faithfully, one would be inclined to consider the above named rock series as three mineral subfacies

susceptible of apparition of the eclogite paragenesis omphacite + garnet. Chemical bulk composition of eclogites belonging to all above series is very similar, all these rocks lie very close one to another in the ACF triangle of Eskola and their differences in the composition of chief minerals and of additional components of their paragenesis as well, could be interpreted as effects of somewhat different *p/t* conditions of their blastesis:

Ist series, characterized by the possibility of crystallization of carinthine beside garnet and omphacite, eventually also of quartz, kyanite, zoisite, white mica and carbonates, and by the incompatibility of plagioclase, could be considered as *carinthine eclogite subfacies within the range of the eclogite facies*.

II nd series, marked by the possibility of crystallization of primary plagioclase in equilibrium with garnet, omphacite and carinthine, eventually also with quartz, kyanite, white mica and zoisite, could be classified as *plagioclase-carinthine eclogite subfacies within the range of the amphibolite facies*.

III rd series, characterized by the possibility of plagioclase — and potash feldspar blastesis in equilibrium with garnet and omphacite, eventually also with quartz, kyanite and biotite, but by the incompatibility of carinthine, white mica and zoisite, could be determined as *granulite-eclogite subfacies within the range of the granulite facies*.

In other areas of eclogite occurrence the world over one could distinguish some other rock series holding eclogites as extreme members of mineralogical differentiation. My conviction in this matter is based on the world literature and on my own observations. The association of eclogites with epidote-glaucophane schists and glaucophanites I met with in the environs of Zermatt in the Swiss Alps, in the region of Lower Loire and Groix Island in France, could be granted as *glaucophanite-eclogite subfacies within the range of the glaucophane schist facies*.

I avoid, however, the propagation of such new subfacies, because I grew skeptical in the question of universal applicability of the doctrine of mineral facies in the up to-day apprehension to the whole range of metamorphism. In particular, in the conditions of deep regional metamorphism the principle of closed system, generally speaking, is out of the question, the migration of dispersed chemical matter through the whole rock complexes plays most probably an essential role on a regional scale. I am convinced that, besides pressure and temperature, mineral composition, structure and texture of previous rocks, the composition and chemical properties of intergranular solutions

varying with the course of metamorphic evolution and, finally, the conditions of the diffusion of those solutions within the rocks have also a bearing upon the development of deeply metamorphic rocks.

In any case the possibility of eclogite occurrence in several associations different from the

point of view of mineral facies of rocks is beyond any doubt. This contradicts, in my opinion, the belief of most geologists and petrographers in the facial uniformity of all eclogites, connected with particular physical conditions of formation: high temperature and extreme pressures.

ORIGIN OF ECLOGITES

All localities of eclogite occurrence in the metamorphic areas of Łądek and Śnieżnik Mts. — except that of Stary Gieraltów — are connected with *microcline-plagioclase gneisses of the Gieraltów type*. These are rather monotonous in their mineralogical composition, but strongly differentiated in their texture, structure and megascopic appearance. Usually gray or pink fine- and even-grained, they display a whole series of structural variation: From strongly laminate rocks with apparent lineation and differentiation of parallel layers and stripes alternatively enriched in quartz, plagioclase, biotite and lenticular or spindle-shaped concentrations of microcline, over nebulitic varieties with diffuse biotite stripes and blurred lamination, approaching somewhat gneissose granites, up to mica-poor light rocks of aplitoid appearance, for the most part almost massive. There are frequently inserted concordant layers of dark gray colouration, usually rich in biotite, but poor in microcline, resembling closely the *paragneisses of the Stronie series*. Those gneiss varieties alternating in mighty series with strong local diversification display the picture of a *migmatic complex*. Eclogites and amphibolites occur there in as rather small and rare intercalations.

Basing on my own observations and on the investigations of my scientific collaborators (J. Ansilewski 1966, M. Borkowska 1954, T. Butkiewiczowa 1966, M. Kozłowska 1954, W. Smulikowski 1958, 1949a 1959b, B. Wierchołowski 1966) I was confirmed in my opinion published some years ago (1960c), that the complex of Gieraltów gneisses is of supracrustal origin and that it achieved its actual development in the course of a long and complicated metamorphic evolution combined with the mobilization and migration of feldspar-bearing substances. A mighty series of fine detritic sediments, probably of geosynclinal character, with important share of greywackes and containing, therefore, from the very beginning more or less detritic feldspars (chiefly plagioclase), was subject to mobilization of alcalies and to some afflux of those components from

deeper levels. In the earlier stage of metamorphic evolution dominated the mobilization and important afflux of sodium, in the later stage — those of potassium.

The actual *Stronie series* comprises rocks less advanced in that evolution, in particular in its later stage, on account of more difficult and weak afflux of feldspar-bearing compounds from below, probably in consequence of higher position of that series in the sedimentary complex subject to regional metamorphism. The *series of Gieraltów gneisses* as a whole is more advanced in that evolution, especially in its later stages probably owing to its deeper position in the complex. Some of its layers, however, having different texture and mineral composition, could be less permeable or less receptive for the migrating solutions, and therefore they were relatively retarded in their evolution, preserving still some features of the *paragneisses of the Stronie series*. According to actual views of most Polish and Czech geologists the whole metamorphic evolution was achieved in latest Precambrian, during the Assyntian orogenic cycle.

Eclogites constitute concordant intercalations in the midst of the Gieraltów gneisses; they present lenticular or loaf-shaped bodies, of course disjointed and squeezed out by tectonic forces, sometimes with distinct signs of boudinage. Nothing indicates, however, that the movements responsible for such forms have attained just ready eclogites. On the contrary, the whole sequence of secondary transformations of eclogites occurred evidently in static conditions, without any strong deformation. This means that the actual forms of eclogite bodies have been inherited after some older rocks transformed into eclogites, i.e. some intercalations in the primitive sedimentary complex, which have been shaped up into lenses or loafs in the early stages of folding, in consequence of their mechanical properties quite different from those of the surrounding rocks. Later fissuring of eclogites is frequently observed and along the cracks takes place their amphibolitization or infiltration of some late mi-

nerals from without, locally also some loosening occurs at the boundary between the eclogite body and the surrounding gneiss, all such phenomena have nothing in common, however, with the tectonic movements responsible for the shapes of eclogite bodies.

At the contact of eclogite intercalations against surrounding gneisses *amphibolites* constantly appear, the origin of which cannot be usually without any doubt related to the eclogite. It is quite possible that such marginal rock-matter crystallized at once in the amphibolite paragenesis. In the midst of eclogite intercalations, however, *small gneiss interpositions*, sometimes multiple, are met with, resembling in their megascopic appearance, texture and mineral composition rather the paragneisses of the Stronie series than the microcline gneisses surrounding the eclogite from without. Such paragneiss interpositions within the eclogites have been thoroughly examined and have shown many interesting and complicated phenomena of transformation and successive replacement of one mineral by the other, never visible so clearly in the external gneisses. Those paragneiss interstratifications originating from detritic sediments underwent metamorphic and metasomatic changes with much more resistance and much slower when enclosed in the midst of eclogite, than the analogous sediment derivatives outside of the same eclogite body.

Such *paragneiss interpositions* in eclogites were observed and investigated at the foot of Mt. Suszyca (*c* — fig. 7 p. 44 of the Polish text), over Międzygórze (*dIII, IV*) and near Strachocin (*f* — fig. 15, p. 97 of the Polish text). At the boundary between such interposition and the eclogite the occurrence of amphibolite is always ascertained. This amphibolite may display distinct traces of eclogite derivation or it looks like primary rock, without eclogite antecedents. In one of the outcrops of Międzygórze (*dIII/1*) the outer amphibolite shell of the eclogite lense revealed small paragneiss interpositions, strongly disturbed and mixed with the amphibolite rock-matter derived from eclogite (pl. IV, phot 1). This is probably the effect of tectonic complications occurring at the boundary between the primary rocks from before the eclogite blastesis in the early stage of folding.

Above Międzygórze (*dIII, IV*) it may be observed that the paragneiss interpositions within the eclogite are perfectly concordant with the parallel lamination of the latter, consisting in alternate laminae of garnet- and omphacite concentrations, of mica- and kyanite accumulation, of quartz intergrown with white mica, kyanite and garnet, locally with abundant do-

lomite etc. It can hardly be doubted that the whole eclogite body represents the metamorphic product of a finely stratified sediment. There is no reason to admit the fine lamination could be the effect of metamorphic differentiation. Similar conclusions may be drawn from the observation of the eclogite-amphibolite-paragneiss alternation in the outcrops at the foot of Mt. Suszyca and near Strachocin.

What sort of sedimentary material could provide those eclogites? It is difficult to give an unequivocal answer to this question, because no indubitable relicts either textural or mineral are found pointing to the most primitive materials for eclogite generation. Moreover, one can hardly expect such relicts in rocks of so far advanced metamorphism as eclogites and only relicts of the metamorphic stage preceding immediately the installation of the eclogite paragenesis (garnet & omphacite) could be looked for. Among such relicts frequently preserved in the investigated eclogites in the form of inclusions in garnet-and omphacite grains, the most frequent are quartz, dolomite, sometimes kyanite, white mica and zoisite. These do not give, however, clear indication of the primary rock-matter.

With reference to the eclogites of the type C from Międzygórze I find most probable that their mother-rocks were carbonate-rich layers of iron-rich dolomitic marls, finely laminated with quartz-mud material and inserted within mighty series of greywacke mudstones, which were later converted into migmatitic gneisses of the Gierałtów type. Those eclogites would be thus homologues of lime-silicate rocks occurring within the Stronie series and investigated by J. Teisseyre (1960), but they were metamorphosed in a deeper zone. The temperature could not, however, be high, if dolomite was locally in part preserved and recrystallized together with quartz in equilibrium with eclogite minerals, i.e. garnet, omphacite, kyanite and carinthine. Moreover, it must be assumed that before their transformation to eclogites those carbonate-rich layers were subject to certain afflux of some chemical elements, chiefly sodium, and to the removal of some parts of other elements, chiefly calcium and magnesium. Similar origin could be also ascribed with some probability to several other eclogite types (*A, B, D, F, G*).

One cannot, however, exclude another possibility, that primitive sedimentary materials for eclogite production had from the beginning a gabbro-like chemical composition, e.g. some basaltoid pyroclastics (tuffs or tuffites), locally interstratified with mud-and sand materials. In such instance no migration of chemical matter

must be assumed for explication of the chemical composition of eclogites. Some troubles would only arise from the fact that basaltic tuffs — contrary to acid pyroclastics — rarely form small intercalations within sedimentary series if not associated with bigger masses of corresponding lavas. No trace, however, of such basaltoid masses has been anywhere detected in the gneiss complex of Gierałtów type. Such origin would be, perhaps, more probable for the eclogite intercalation of Nowa Wieś (type D), which in its central parts contains garnet particularly rich in pyrope molecule, approaching the garnet composition of the 1st genetic group of eclogites connected with highly basic igneous rocks.

I have nowhere found any ground to suppose that the eclogites of the investigated area could develop from massive basalts or diabase dikes and sills within the gneiss series of sedimentary origin. The only eclogite type E from Mt. Czernica may be suspected of igneous origin. Its high iron-, titanium- and phosphorus content and low silica content arouse supposition that it developed from a basic igneous rock of lamprophyric character.

Eclogites of the type H from the granulitic series of Stary Gierałtów must be discussed quite apart. The metamorphic evolution of those rocks must have run differently and in dissimilar conditions. The origin of the granulitic series and of eclogite-like intercalations in it was, however, analogous as shown by investigation of myself and of K. Kozłowski (1965). The principal difference is as follows: The eclogites enclosed in the gneisses of Gierałtów type and the amphibolites derived therefrom are cut off rather sharply from the gneiss, there are no intermediary rocks between them. Within the granulitic series, on the contrary, gradual transitions exist between the true eclogites, quantitatively quite subordinate, over much more common eclogitic granulites rich in omphacite, dark granulites poor in omphacite, garnet-rich granulites devoid of omphacites, to garnet-poor light granulites. The latter constitute the principal mass of the whole series and other rock varieties form therein thinner or thicker layers, distinctly differentiated in stratiform alternation.

The observations of such finely stratified complex suggest we have to do here with a mighty series of mud sediments, probably rather rich in detritic feldspars, and in some layers or alternate laminae abounding in carbonates of calcium, magnesium and iron (marly mudstones and iron-rich dolomitic marls). True eclogites could originate from rather rare and thin layers most enriched in these carbonates.

One cannot, evidently, exclude the possibility that basic pyroclastic material in some layers played an essential role in eclogite formation, but this seems to me much less probable. It could also be hardly supposed that metamorphic differentiation might be responsible for such fine stratification of the granulitic series.

The problem of primary rock-matter for eclogite formation, in general, is very difficult in the actual state of our knowledge and its solution may be possible in rather exceptional cases only. These difficulties are especially grave with reference to the eclogites of the genetic group III, most common the world over and produced in deeper zones of regional metamorphism. In such conditions, in my opinion, the rock-complexes must be considered as open systems, with wide possibilities of migration of more mobile chemical elements and, therefore, the final chemical bulk composition of rocks cannot give any trustworthy information about the composition of the initial rock-matter. May be quantitative proportions of certain trace elements in the eclogites and in their minerals will supply better indications of their mother-rocks. Investigations of this kind are more and more promoted the world over and have been also initiated in Poland (N. Bakun-Czubarow 1967). But even in such geochemical investigations considerable care is necessary in interpreting the obtained data. Because there is no reason to suppose that the migration of chief elements could not be accompanied by some particular changes in trace element associations.

In the eclogites of the IIIrd genetic group, to which belong all investigated eclogites of the metamorphic areas of Łądek and Śnieżnik Mts., one must always take account of the following course of metamorphic evolution, divided into successive stages passing immediately one into another:

1. Pre-eclogitic stage: Supracrustal rock-series, chiefly sedimentary, with eventual sills, dikes or pyroclastic intercalations of basic igneous rocks, is folded and initially metamorphosed.

2. Eclogitic stage. In deeper levels of the above metamorphosed complex all intercalations of basic chemical composition — igneous and sedimentary as well — in suitable conditions are subject to *eclogitization*, i. e. the paragenesis garnet & omphacite develops in them at the expense of the pre-existent minerals. The temperature of this process may be relatively low, because sometimes primary dolomite recrystallizes together with quartz during the growth of omphacite- and garnet grains. The excess of some chemical elements, not able to go into the crystal lattice work of both above

named minerals, entails the crystallization of quartz, kyanite, white mica, zoisite. Toward the end of this stage such conditions of the action of intergranular solutions may be attained, that primary hornblende (s. c. carinthine) and sometimes even primary plagioclase may crystallize from these solutions, without destroying the minerals of the primary eclogite paragenesis. This denotes already the transition to the next stage.

3. Amphibolitic stage. Omphacite is no more stable, under the action of intergranular solutions it breaks down to amphiboles and acid plagioclase and this reaction successively affects the garnet. Thus amphibolite paragenesis is stabilized and secondary hornblende with plagioclase gradually recrystallize. The transition from the 2nd to the 3rd stage may occur slowly, gradually and in quite static conditions, but it may also take place suddenly, in conse-

quence of strong tectonic deformations (diaphtoresis — rather exceptional in the investigated area).

4. Migmatitic stage. Increasing mobilization of sodium in the whole metamorphic complex and gradual enrichment of the products of the 3rd stage in this element. Later — mobilization of potassium and its afflux from the deeper levels. Metasomatic migmatitization and selective granitization of particular layers of the whole metamorphic complex, amphibolites (primary or of eclogite derivation) being usually more resistant to the permeation and transformation by the migrating solutions.

In the context of the above hypothesis eclogite intercalations in the gneiss complex are *metastable relicts* of products formed locally and temporarily in an early stage of the metamorphic evolution of that complex.

Polish Academy of Sciences
Warsaw, June 1965

PLANSZA I *

PLATE I *

Fot. 1. Eklogit porfiroblastyczny typu A z Wojtówki. W jasnym, prawie afanicznym tle fiołkowoszarym z nieostrymi plamkami zielonkawoszarymi brunatnawo-czarne plamki poikiloblastów karyntynu i mniejsze zielonkawoszare poikiloblasty omfacytu

Porphyroblastic eclogite of type A from Wojtówka. Brownish-black poikiloblasts of carinthine and smaller greenish-gray poikiloblasts of omphacite planted in a light violet gray nearly aphanitic groundmass

Fot. 2. Eklogit poikiloblastyczny typu A z Wojtówki, pozbawiony poikiloblastów karyntynu. W afanicznym tle nierówno zabarwionym od tonów szaroróżowych do fiołkowoszarych niejednostajnie rozsiane porfiroblasty omfacytu do 5 mm średnicy, w środkach przeważnie ciemnozielone, po brzegach jaśniejsze. Cała skała w różnych kierunkach pocięta czarniawymi żyłkami, odpowiadającymi późnym pęknięciom, wzdłuż których nastąpiła amfibolizacja

Porphyroblastic eclogite of type A from Wojtówka devoid of carinthine. Omphacite porphyroblasts up to 5 mm. in diam. (with dark green cores and light green shells) unequally distributed in an aphanitic violet-gray groundmass. The whole rock is cut in various directions by black veinlets corresponding to late fissures, along which secondary amphibolitization has taken place

Fot. 3. Eklogit granoblastyczny typu B z Bielicy o zmiennym ziarnie omfacytu. Przy górnym brzegu dwie laminy skoncentrowanego omfacytu, którego duże blasty, do 8 mm średnicy, wykazują budowę pasową z ciemnozielonymi środkami i jasnozielonymi obwódkami. W dolnej części zgodne ze słabą laminacją nieostre ciemne smugi wtórnie zamfibolizowane

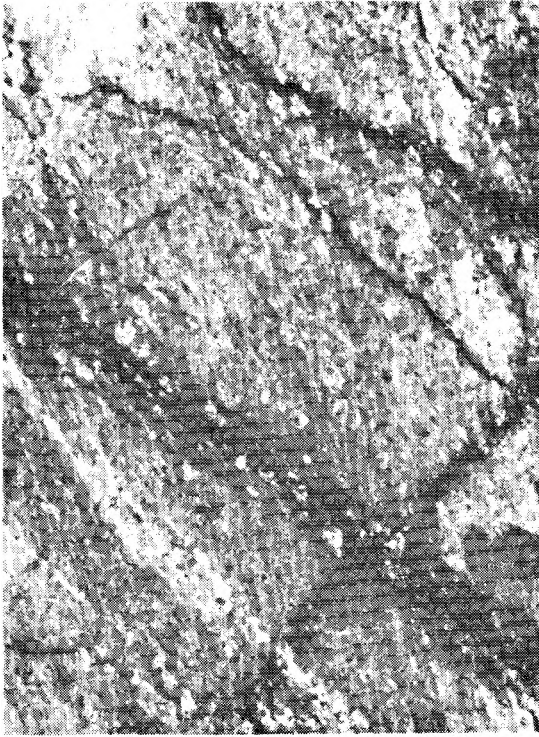
Granoblastic eclogite of type B from Bielice with variable grain size of omphacite. Along the upper edge two laminae of coarse-grained omphacite. In the lower part blurry dark stripes parallel to lamination caused by secondary amphibolitization

Fot. 4. Eklogit typu C z Międzygórza (dIV), słabo kierunkowy, z cieniutkimi przerywanymi smużkami szaroróżowego granatu i szarozielonego omfacytu, ułożonymi mniej więcej równolegle. W górnej części fotografii więcej czarno-brunatnego karyntynu zagęszczonego w smugi po części zgodne ze smużystością omfacytowo-granatową, po części ukośnie ją przecinające (być może stare spękania ścinające z późnego okresu blastezy eklogitu)

Eclogite of the type C from Międzygórze (dIV), slightly foliated, with thin interrupted stripes of pink gray garnet and grayish-green omphacite. In the upper part of the photo black-brown carinthine concentrated in stripes, in part concordant with the omphacite-garnet lamination, in part oblique, possibly representing old shearing planes from the later stages of eclogite evolution

* Megaskopowe fotografie pl. I, II, IV, V — 1,2 naturalnej wielkości z wyjątkiem pl. III.

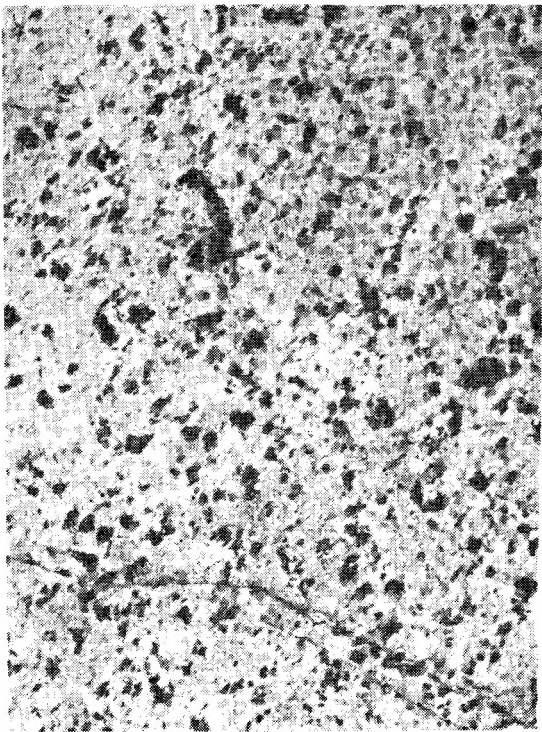
Megascopic photograms pl. I, II, IV, V — 1.2 of natural size, plate III different magnifications.



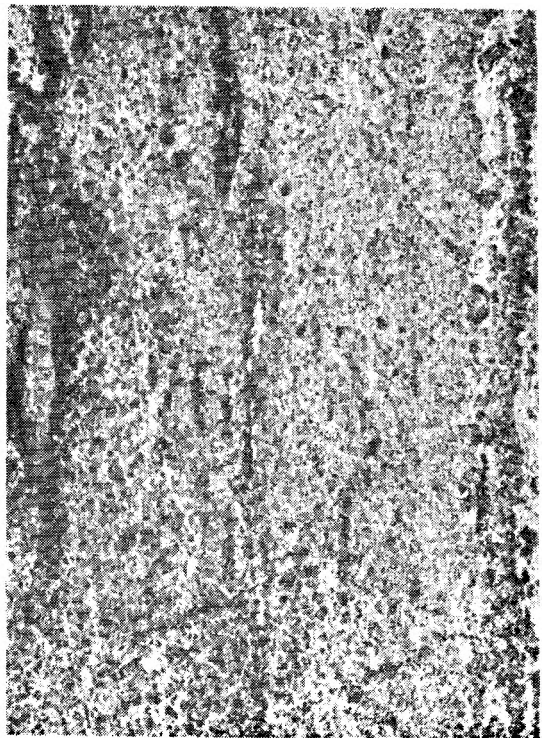
Fot. 2



Fot. 4



Fot. 1



Fot. 3

Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Snieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Snieżnik Mts. in the Sudetes

PLANSZA II
PLATE II

Fot. 1. Eklogit granoblastyczny typu *B* z Bieliec. Brunatnoczerwone granaty średnicy 1—3 mm, nierówno, nieco plamiście rozmieszczone w bardzo drobnokrystalicznym szarozielonym tle omfacytu. Słaba równoległa smużystość wynika z koncentracji granatu. Zgodne są z nią czarniawe strefy wtórnej amfibolizacji, ukośne czarne ostre żyłki wtórnej amfibolizacji wzdłuż prawie jednokierunkowego systemu młodszych szczelinek

Granoblastic eclogite of the type *B* from Bielice. Brown red garnets 1—3 mm. in diam. unequally distributed in a very fine-grained grayish-green omphacite matrix. Very weak lamination caused by parallel concentration of garnet. Concordant black stripes and oblique sharp veinlets are products of secondary amphibolitization

Fot. 2. Granoblastyczny, bezkierunkowy eklogit typu *B* spod Suszycy. Brunatnoróżowe granaty średnicy 1—3 mm dość jednostajnie rozmieszczone w zielonkawoszarym tle drobniej krystalicznego omfacytu w znacznym stopniu zaatakowanego przez amfibolizację. Ciemna żyłka wtórnej amfibolizacji wzdłuż szczeliny

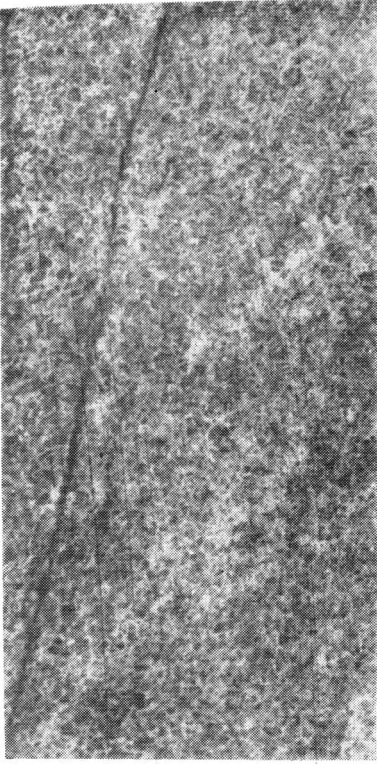
Granoblastic quite massive eclogite of the type *B* from the foot of Mt. Suszyca. Brownish pink garnets rather equally distributed in the fine-grained greenish gray omphacite matrix strongly affected by amphibolitization. A thin black amphibolitized veinlet corresponds to a later fissure in the rock

Fot. 3. Eklogit typu *C* bogaty w kwarcie i łyszczyk z bliskiej kontaktu z gnejsem partii wtrącenia eklogitowego w Nowej Wsi (*dI*), zdradzający objawy późniejszej tektonizacji. Cienkie laminki granatu, omfacytu i kwarcu biegnące pionowo, poprzerywane i zdeformowane młodszyymi ruchami poprzecznymi do tej laminacji. W tych samych przeważnie kierunkach biegnie system czarnych żyłek wtórnej amfibolizacji odpowiadających młodszyim szczelinkom

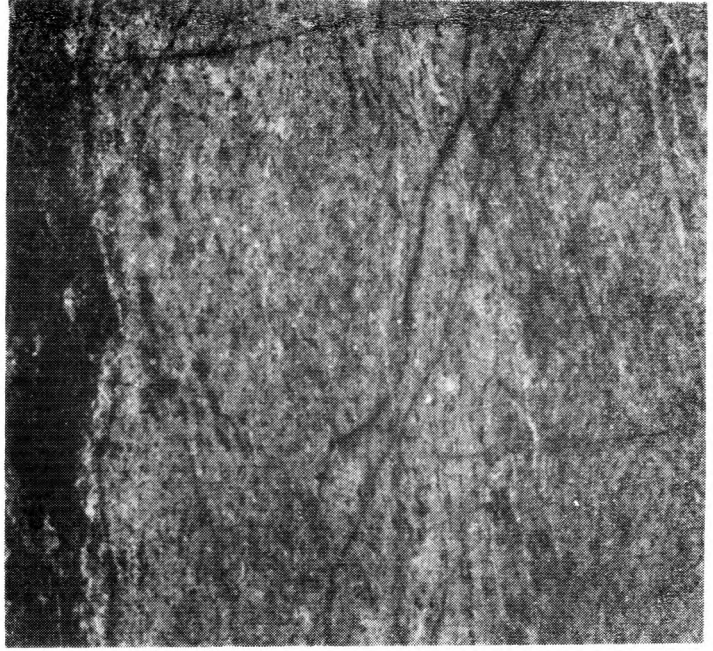
Quartz-and mica rich eclogite of the type *C* displaying signs of later tectonization, near the contact against the gneiss from the eclogite outcrop in Nowa Wieś (*dI*). Thin vertical laminae of garnet, omphacite and quartz including abundant phengite and kyanite are torn by younger movements transversal to that lamination. Mostly in the same direction are disposed black veinlets of secondary amphibolitization following younger fractures of the rock

Fot. 4. Eklogit typu *D* z Nowej Wsi z laminami naprzemianległych koncentracji różowego granatu i zielonego omfacytu. W tym tle nierówno rozsiiane liczne ciemnobrunatne blasty karyntynu zagęszczające się w smugi po części zgodne z laminacją, po części ukośne. Kilka czarniawych żyłek tnących skałę w różnych kierunkach przedstawia dawne spękania, wzdłuż których dokonała się wtórna amfibolizacja. Przy górnym brzegu warstwa skoncentrowanego karyntynu przechodząca w pegmatoidalny grubokrystaliczny karyntynit

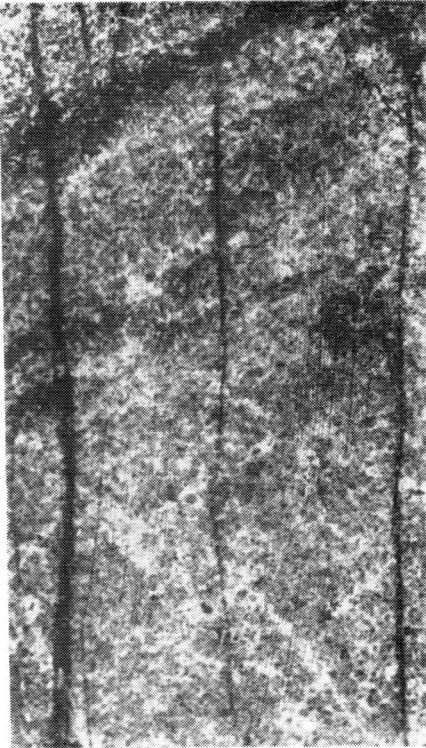
Eclogite of the type *D* from Nowa Wieś (*dI*) with alternating laminae of pink garnet and green omphacite concentrations. In such laminated rock dark brown carinthine blasts are unequally distributed and locally condensed into stripes parallel or oblique to the lamination. At the top of the photo a separate dark layer of concentrated carinthine passing into a coarse-grained pegmatoid-like carinthinite



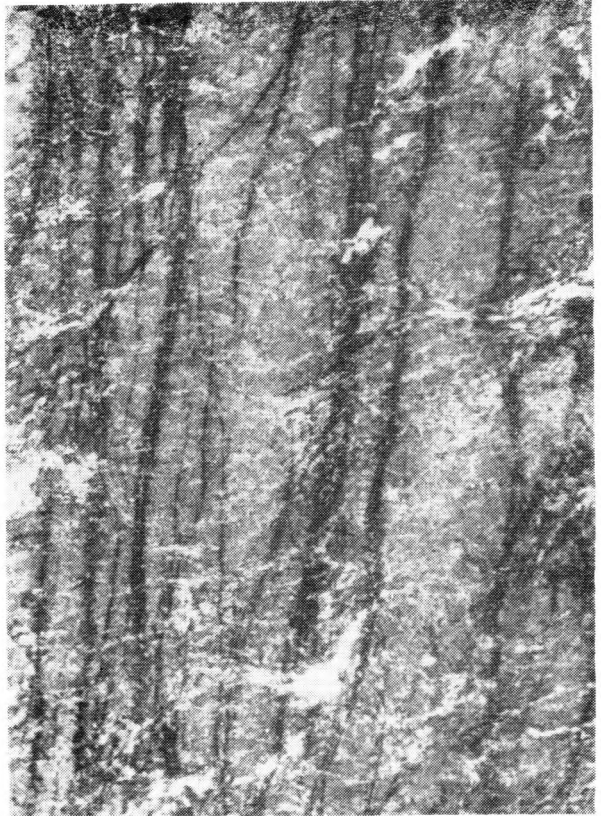
Fot. 2



Fot. 4



Fot. 1



Fot. 3

Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes

PLANSZA III
PLATE III

Fot. 1. Wyraźnie laminowany eklogit typu *C* z Międzygórza (*IV/1*) obfitujący w dolomit. Z prawej strony laminacja równa i cienka z naprzemianległymi zagęszczeniami szaroróżowego granatu i szarozielonego omfacytu, parę grubszych lamin jasnosiwego kwarcu. Kilka cienkich zielonoczarnych żyłek wtórnej szczelinowej amfibolizacji skośnych względem laminacji. Z lewej strony laminacja grubsza, bardziej zaburzona, z deformacją, poprzerywaniem i mieszaniami się lamin w postaci nieregularnych falistych smug i gniazd. Obie opisane części oddzielone od siebie 2—3 cm warstwą, w której licznie występuje czarnobrunatny karyntyn zagęszczony w faliste smużki, po części zgodne z laminacją, po części ukośne (0,6 wielkości naturalnej)

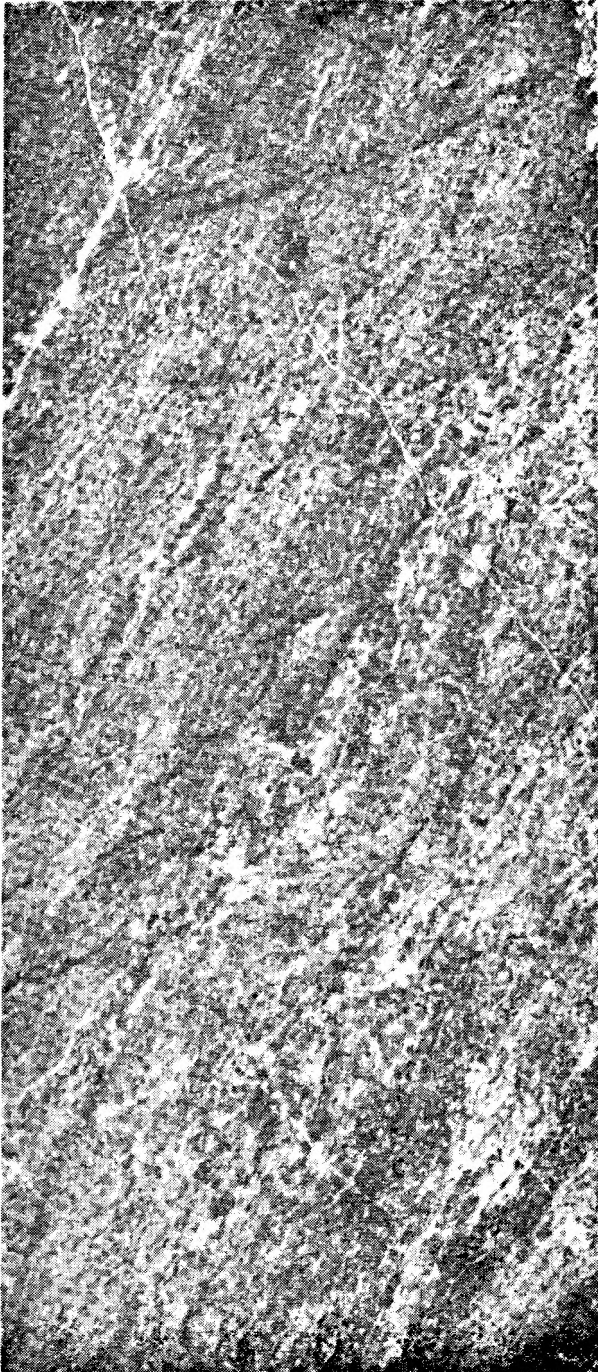
Distinctly laminated eclogite of the type *C* from Międzygórze (*dIV/1*), particularly rich in dolomite. On the right side the lamination is thin and rather regular, with alternating concentrates of pink garnet and grayish-green omphacite and some white laminae of quartz. Several thin black veinlets of secondary amphibolitization. On the left side the lamination is much coarser and disturbed, with frequent interruption and jumbling of separate laminae into undulate or irregular stripes and nests. Both parts are separated from one another by a 2—3 cm. thick layer with more abundant brownish black carinthine condensed into undulate stripes, concordant or oblique to the lamination (0,6 of natural size)

Fot. 2. Eklogit typu *D* z Nowej Wsi, wybitnie laminowany, z naprzemianległymi zagęszczeniami różowego granatu i ciemnozielonego omfacytu. Ciemnobrunatny karyntyn zagęszcza się w osobne cienkie laminy albo większe blasty szeregujące się zgodnie z laminacją (0,8 wielkości naturalnej).

Distinctly laminate eclogite of the type *D* from Nowa Wieś (*dI*), with alternate laminae of pink garnet and dark green omphacite. Dark brown carinthine concentrates into separate thin laminae or bigger porphyroblasts (0,8 of natural size)

Fot. 3. Wyraźnie laminowany eklogit z Nowej Wsi z jasnymi smużkami zagęszczeń różowego granatu, ciemniejszymi smugami zielonego omfacytu i zgodnymi smużkami i wydłużonymi gniazdkami ciemnobrunatnego karyntynu. U dołu zgodna z laminacją warstwa w całej masie wtórnie zamfibolizowana, z porzrywanymi białawymi laminami kwarcowo-skaleniovymi (1,2 wielkości naturalnej)

Fairly laminate eclogite of Nowa Wieś (*dI*) with lighter stripes of garnet concentrates and darker stripes enriched in omphacite and parallel stripes or elongated nests of dark brown carinthine. At the bottom of the picture a separate greenish-black layer amphibolitized in the whole rock mass with interrupted quartz-feldspar laminae (1,2 of natural size)



Fot. 1



Fot. 3



Fot. 2

PLANSZA IV
PLATE IV

Fot. 1. Amfibolit pochodzenia eklogitowego z Międzygórza (*dIII/1*), ciemnozielonkawoszary, z czarniawymi skupieniami biotyту wyraźnie kierunkowo ułożonymi. W lewym górnym rogu okrągławe jaśniejsze cętki przedstawiają lokalnie zachowane pseudomorfozy plagioklazowe po granatach. W prawym górnym rogu i od dołu przyrośnięty do amfibolitu szarobrunatny paragnejs plagioklazowy z lokalnymi infiltracjami białych skaleni. Jedna cienka taka infiltracja przebiega też przez środek amfibolitu. Od dolnej warstwy paragnejsu wnikają w amfibolit odgałęzienia gnejsowe nieregularnych, rozczłonkowanych kształtów, odcinające się od amfibolitu nieco jaśniejszą barwą.

Amphibolite of eclogite derivation from Międzygórze (*dIII/1*), dark greenish-gray, with black biotite spots in more or less parallel arrangement. In the upper left corner rounded light spots represent locally preserved plagioclase pseudomorphs after garnet grains. In the upper right corner and downwards the amphibolite borders upon a grayish brown plagioclase paragneiss with local infiltrations of white feldspars. Such thin feldspar veinlet cuts across the amphibolite too. From the lower layer some paragneiss ramifications penetrate deep into the amphibolite differing from it by their somewhat lighter colouration

Fot. 2. Amfibolit pochodzenia eklogitowego z Międzygórza (*dV*) silnie infiltrowany napływowymi skaleniami, najpierw silnie sodowym plagioklazem, później skaleniem potasowym w postaci adularu. W zielonoczarным tle amfibolitu zgodne z foliacją różowe żyłki bogate w adular. Tło amfibolitowe również rozjaśnione przez infiltrację adularu w całą masę skalną. U góry warstwa prawie zupełnie wyparta przez wtórne skalenie, jasna, silnie zgranitizowana. W żyłce poprzecznej, stanowiącej adularowe wypełnienie najmłodszej szczeliny z drobnym przesunięciem uskokowym, wśród różowego adularu tkwią czarne gniazdzka sferolitycznego chlorytu

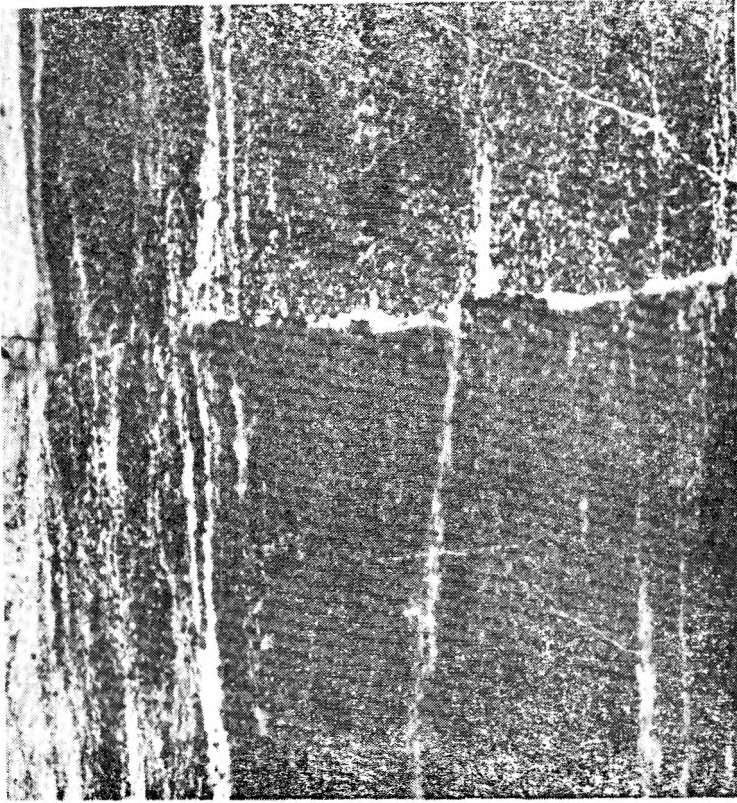
Amphibolite of eclogite derivation from Międzygórze (*dV*), strongly infiltrated from without by feldspars — first by sodic plagioclase, later by the potash feldspar in form of adularia. In the greenish-black groundmass of the amphibolite pink adularia rich veinlets concordant to its foliation. The amphibolite itself also cleared up by the infiltration of adularia in the whole rock-mass. The upper layer, light coloured, strongly granitized by infiltrating feldspars. The vertical veinlet corresponding to a younger transversal fissure with small fault displacement filled up with adularia contains also some black nests of spherulitic chlorite

Fot. 3. Soczewkowo-laminarny typ gnejsu gierałtowskiego przy kontakcie z wtrąceniem eklogitowym Nowej Wsi (*dI*) w przekroju prostopadłym do lineacji. Różowe soczewki skupionego mikroklinu, białe cienkie sfalowane laminy oligoklaz, szare laminy i soczewki kwarcu i cienkie czarne laminki zagęszczonego biotyту. Na fotografii mikroklin i oligoklaz wypadły jednakowo białe, z tym że laminy plagioklazowe są najczęściej czarno nakrapiane biotytem

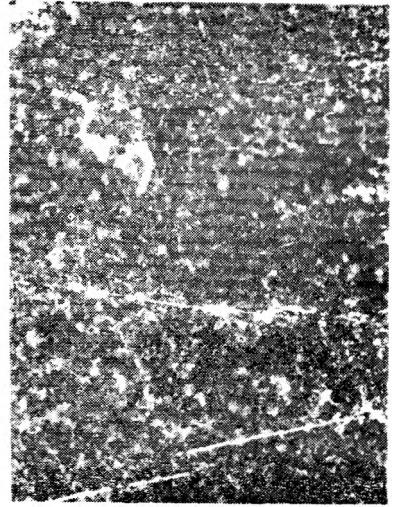
Lentoid-laminated type of Gierałtów gneiss at the contact against the eclogite intercalation of Nowa Wieś (*dI*) in a section transversal to the lineation. Pink lenses of microcline aggregates, thin undulate laminae of white oligoclase, gray laminae and lenses of quartz and black laminae of biotite concentration

Fot. 4. Średnioziarnisty masywny eklogit typu *E* spod Czernicy (*e*). Ciemno ubarwione brunatnoczerwone ziarna granatu średnicy 1—4 mm i pojedyncze czarne ksenoblasty karyntynu, dochodzące średnicy 10 mm, tkwią w szarozielonym tle zbudowanym głównie z symplektytów piroksenowych po omfacycie. Wzdłuż młodszych szczelin nastąpiło rozjaśnienie tego tła skutkiem infiltracji prehnitu i adularu

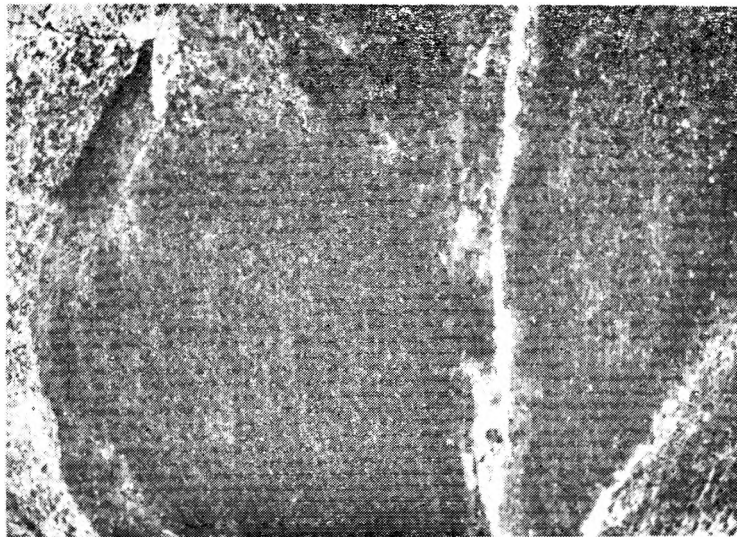
Medium-grained and massive eclogite of the type *E* from Mt. Czernica (*e*). Dark coloured brownish red garnets up to 4 mm. in diam. and isolated black xenoblasts of carinthine up to 10 mm. in diam. in an aphanitic greenish-gray matrix composed mainly of pyroxene symplectite after omphacite. This matrix is bleached along younger fissures infiltrated by prehnite and adularia



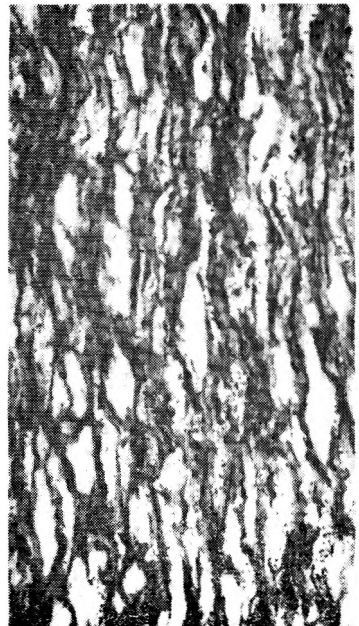
Fot. 2



Fot. 4



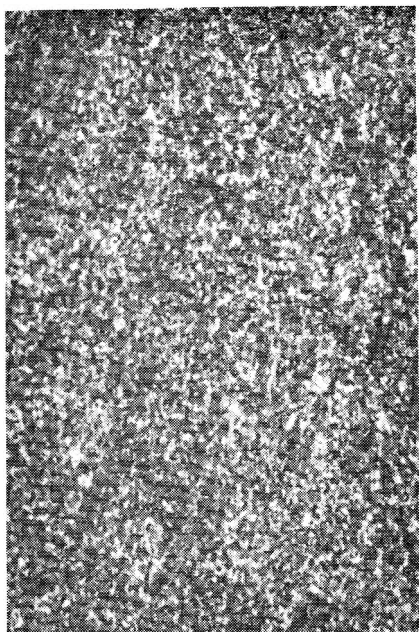
Fot. 1



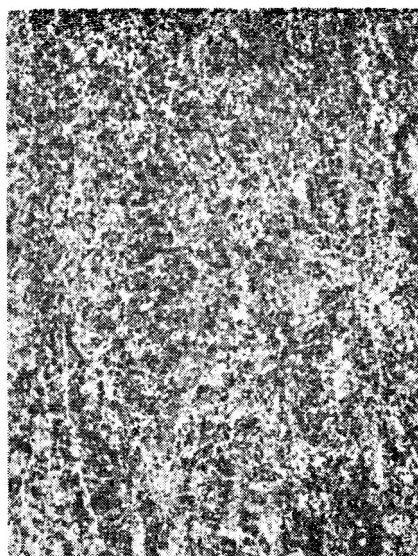
Fot. 3

PLANSZA V
PLATE V

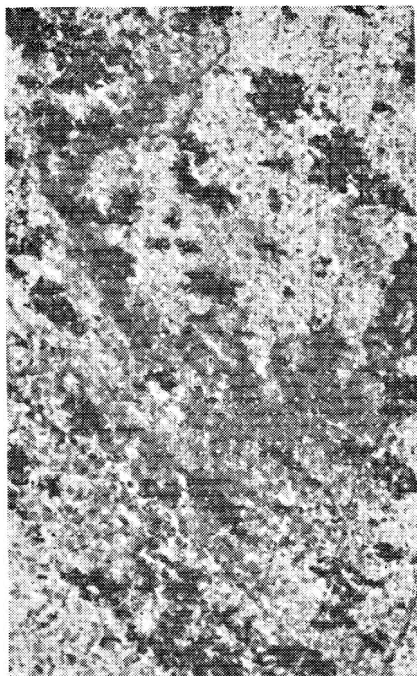
- Fot. 1. Porfiroblastyczny eklogit karyntynowy typu *F* ze Strachocina (*f/XV*). W zielonoszarym bardzo drobnoziarnistym tle, nakrapianym drobnymi brunatnoczerwonymi ziarenkami granatu, duże, czarne, nieforemne i rozczłonkowane poikiloblasty karyntynu, sitowo przetkane drobnymi wrostkami granatu, omfacytu, zoizytu, kwarcu itp. W rozmieszczeniu składników widoczne ślady tekstury równoległej. Z tej próbki wykonano analizę ryczałtową i analizy wyodrębnionych minerałów granatu, omfacytu i karyntynu (tab. 16)
- Porphyroblastic carinthine eclogite of the type *F* from Strachocin (*f/XV*). In a greenish-gray very fine-grained groundmass dotted with minute brown-red garnet grains big, irregular and dismembered poikiloblasts of black carinthine pierced in a sieve-like manner by small inclusions of garnet, omphacite, zoisite, quartz etc. Some chemical analyses of the bulk composition and of separate minerals of that rock are presented in tab. 16 (p. 108 of the Polish text)
- Fot. 2. Granoblastyczny, równoziarnisty eklogit karyntynowy typu *G* ze Strachocina (*f/X*). Drobne czarne ziarenka karyntynu i brunatnoczerwone granatu zlepione jasnym tłem złożonym z omfacytu, kwarcu, dystenu, zoizytu i jasnego lyszczyku. Niewyraźne ślady kierunkowego rozmieszczenia składników (analiza chemiczna w tab. 21, nr 18)
- Granoblastic even-grained carinthine eclogite of the type *G* from Strachocin (*f/X*). Small grains of black carinthine and brown-red garnet cemented by a light-gray very fine-grained mixture of omphacite, quartz, kyanite, zoisite and light mica. Indistinct traces of parallel orientation (chemical analysis of this sample — tab. 21, No. 18)
- Fot. 3. Granulit eklogitowy ze Starego Gieraltowa (tab. 18, anal. 1). Drobno- i równoziarnista skała z niewyraźnymi śladami laminacji spowodowanej przez mniej więcej równoległe koncentrowanie się brudnoróżowego granatu w tle zielonkawoszarego omfacytu zmieszanego z cbfitym kwarcem i oligoklazem. Ciemne plamy odpowiadają zagęszczeniu wtórnych produktów po omfacycie. Eclogitic granulite from Stary Gieraltów (tab. 18, anal. 1). Fine- and even-grained rock with faint traces of lamination caused by parallel concentration of dirty pink garnet in a groundmass composed of greenish omphacite, quartz and oligoclase. Dark spots represent accumulations of secondary products after omphacite
- Fot. 4. Eklogit drobnoziarnisty typu *H* ze Starego Gieraltowa. Dość wyraźna laminacja polega na naprzemianległym zagęszczeniu się brunatnoróżowego granatu i zielonkawoszarego omfacytu. Na fotografii granat jasnoszary, omfacyt ciemnoszary, czarne — produkty amfibolizacji omfacytu (tab. 18, anal. 10)
- Fine-grained of the type *H* from Stary Gieraltów (tab. 18, anal. 10). Rather distinct lamination consists in alternate concentration of dirty pink garnet and greenish omphacite. Accumulations of the products of omphacite amphibolitization are black



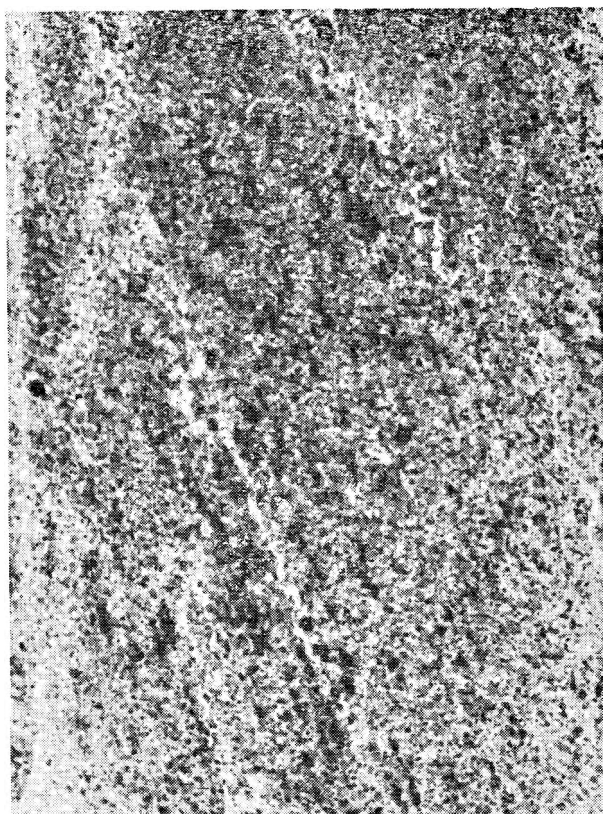
Fot. 2



Fot. 4



Fot. 1

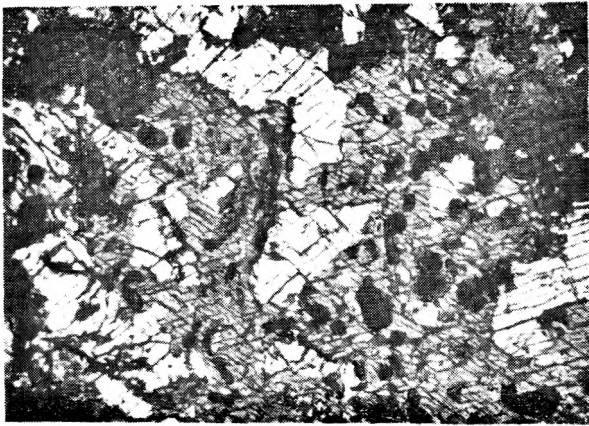


Fot. 3

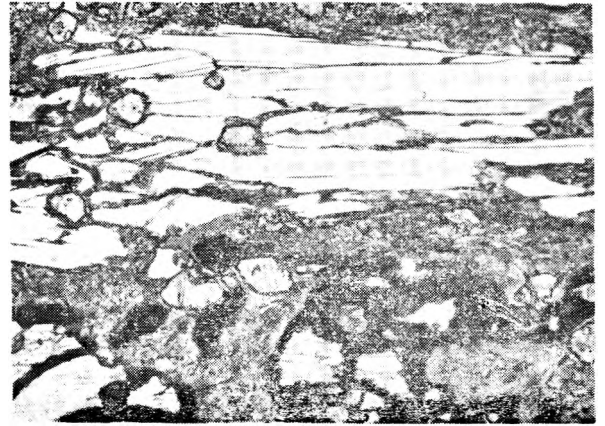
PLANSZA VI

PLATE VI

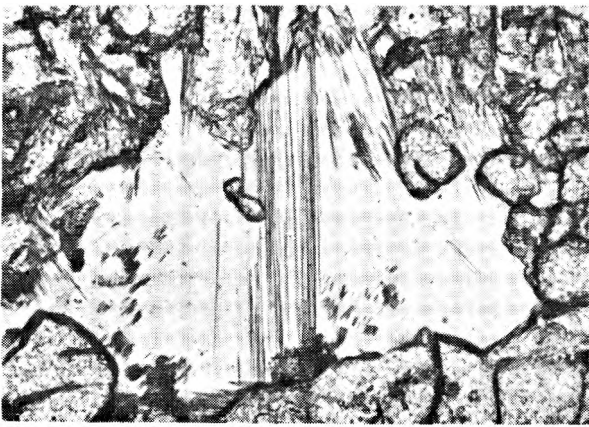
- Fot. 1. Duży poikiloblast karyntynu przetkany drobnymi granatami, zoizytami, piroksenami i przerośnięty omfacytem II generacji. Zgodna orientacja krystalograficzna tych przerostów świadczy o równoczesnej krystalizacji omfacytu i karyntynu. Eklogit z Wojtówki. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 70$
- A big carinthine poikiloblast pierced by small garnets, zoisites and pyroxenes, intergrown in an irregular manner with a big omphacite of IInd generation. Such intergrowth signifies simultaneous crystallization of carinthine and late omphacite. Carinthine eclogite from Wojtówka. Crossed nicols. Magn. $\times 70$
- Fot. 2. Skupienia blaszek jasnego łyszczyku z drobnymi wrostkami granatu. W górnej części omfacyt od zewnątrz i wzdłuż pęknięć zaatakowany przez mętny kryptokrystaliczny agregat amfibolowy. Eklogit z Wojtówki. Światło zwyczajne. Pow. $\times 55$
- A cluster of phengite scales with small garnet inclusions. In the upper part omphacite blast attacked from without or along its fissures by turbid cryptocrystalline amphibole aggregate. Eclogite from Wojtówka. Ordinary light. Magn. $\times 55$
- Fot. 3. Gniazdko albitu przetkane igłami amfibolu. Eklogit z Wojtówki. Światło zwyczajne. Pow. $\times 165$
- Albite nest pierced by amphibole needles in the eclogite of Wojtówka. Ordinary light. Magn. $\times 165$
- Fot. 4. To samo. Nikole skrzyżowane
- Ditto. Crossed nicols
- Fot. 5. Późna żyłka albitu, lokalnie przerosła igłkami amfibolu, przerwana jest przez duży porfiroblast karyntynu. Ten jednak był również przecięty szczeliną wypełnioną później albitem, lecz w obrębie karyntynu pęknięcie to zostało zabliznione włóknistym amfibolem w zgodnej z karyntynem orientacji krystalograficznej, co na fotografii widoczne jest w postaci uszeregowanych ciemniejszych plam i smużek. Eklogit z Wojtówki żyłkowo zamfibolityzowany. Światło zwyczajne. Pow. $\times 55$
- A late albite veinlet intergrown with amphibole needles in an amphibolitized eclogite from Wojtówka. This veinlet seems to be interrupted by a big carinthine blast. The latter was, however, also cut by the fissure filled subsequently by albite, but inside of carinthine the fissure was cicatrized by secondary fibrous amphibole in the crystallographic orientation concordant with that of carinthine. Ordinary light. Magn. $\times 55$
- Fot. 6. W tle brudnozielonej wtórnej hornblendy diablastycznej po omfacycie tkwią liczne pseudomorfozy po granatach wypełnione mętnozarym kryptokrystalicznym agregatem nieokreślonej natury. W środkach wielu z tych pseudomorfoz widać jeszcze wyżarte relikty granatu. Amfibolit eklogitowy z Wojtówki. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
- In a dirty green diablastic mass of secondary hornblende after omphacite numerous pseudomorphs of small garnets filled with cloudy cryptocrystalline aggregates of indefinable composition. Some of such pseudomorphs display central relicts of strongly corroded garnet. Eclogite amphibolite from Wojtówka. Ordinary light. Magn. $\times 60$.



Fot. 1



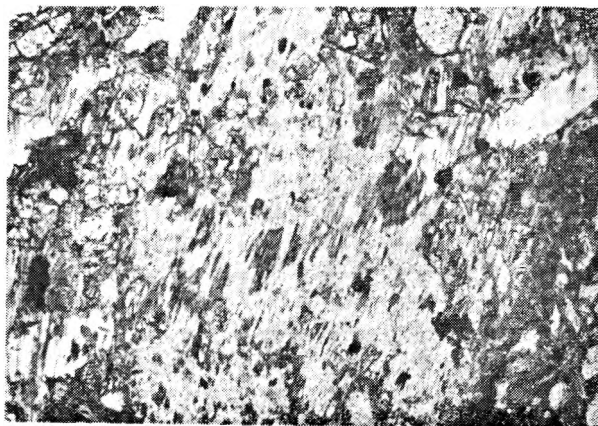
Fot. 2



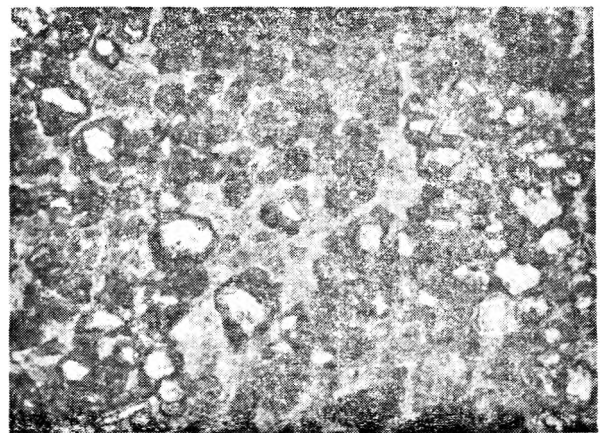
Fot. 3



Fot. 4



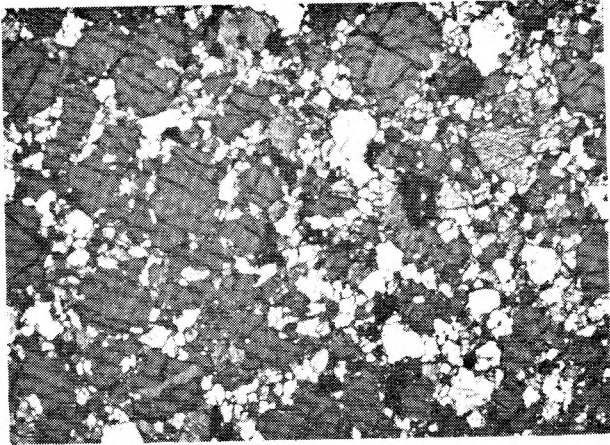
Fot. 5



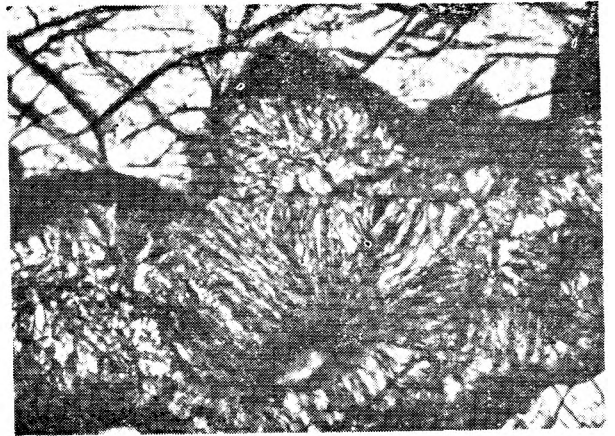
Fot. 6

PLANSZA VII
PLATE VII

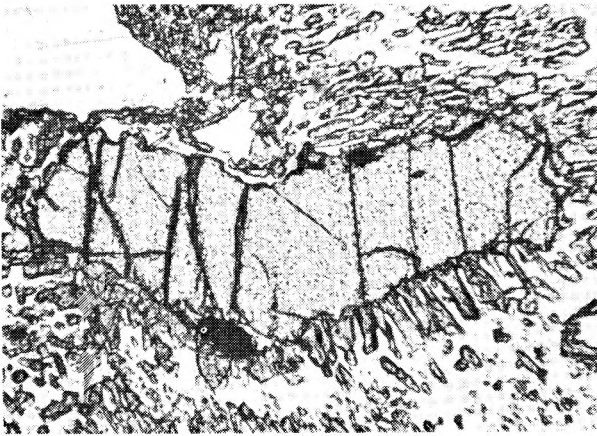
- Fot. 1. Granoblastyczna bezkierunkowa mozaika grubych ziarn granatu i drobniejszych ziarn omfacytu w eklogicie typu B z Bielic. Nikole ukośne. Pow. $\times 16$
Granoblastic mosaic of irregular garnet grains and of much smaller omphacite xenoblasts in the eclogite of the type B from Bielice. Oblique nicols. Magn. $\times 16$
- Fot. 2. Robaczkowate symplektyty piroksenowe o ułożeniu na ogół promienistym, powstałe przez korozję omfacytu. Na samym froncie przeobrażenia, przy granicy z nietkniętym omfacytem, mętny kryptokrystaliczny agregat amfibolowy. Eklogit z Bielic. Nikole równoległe. Pow. $\times 140$
Vermicular pyroxene symplectite originating from the canaliculate corrosion of omphacite. On the front of that transformation, at the very limit of unaffected omphacite appears the cloudy cryptocrystalline amphibole aggregate. Eclogite from Bielice. Parallel nicols. Magn. $\times 140$
- Fot. 3. Relikt granatu otoczony gruboprzecinkową hornblendą wtórną w tle albitowym. Amfibolit eklogitowy z Bielic. Światło zwyczajne. Pow. $\times 105$
Garnet relict bordered by secondary hornblende slits in an albite ground. Eclogite amphibolite from Bielice. Ordinary light. Magn. $\times 105$
- Fot. 4. Relikt dystenu z opacytową obwódką reakcyjną, w dalszym otoczeniu szare, mętne agregaty submikroskopowe. Dokoła nich agregat albitowy. W prawym górnym rogu diablastyczne zespoły hornblendy po omfacycie, z prawej u dołu — grubomozaikowy kwarc. Nikole równoległe. Pow. $\times 65$
Kyanite relict with opacitic reaction-rim and opaque submicroscopic aggregates, round about fine-grained albite aggregate. In the upper right corner diablastic hornblende aggregates after omphacite, down right coarse quartz mosaic. Amphibolitized eclogite from Bielice. Parallel nicols. Magn. $\times 65$
- Fot. 5. Drobny relikty omfacytu wśród włóknistych agregatów amfibolowych. Kierunki ustawienia włókien w przybliżeniu prostopadłe do powierzchni wyżarzonego omfacytu. Orientacja włókien ujednolicona w poszczególnych sektorach. Struktura agregatów grubieje w miarę oddalania się od reliktu na zewnątrz, skutkiem czego stopniowo się one oczyszczają. Po brzegach pierwotnego ziarna omfacytu, wzdłuż dawnych szwów międzyziarnowych, krystalizacja amfiboli najdalej posunięta i tam wydziela się spośród nich albit wtórny. Eklogit silnie zamfibolityzowany spod Suszycy. Nikole ukośne. Pow. $\times 55$
Small omphacite relict in the midst of cloudy fibrous amphibole aggregates. Orientation of fibres mostly perpendicular to the surface of the omphacite relict, somewhat homogenized in separate sectors. The fibrous texture coarsens with growing distance from the relict, amphibole aggregates become more and more translucent. On the borders of the primitive omphacite grain, along the ancient grain sutures, the recrystallization of the amphibole most advanced and there excretes secondary albite. Strongly amphibolitized eclogite of Suszyca (c). Oblique nicols. Magn. $\times 55$
- Fot. 6. Stykające się ze sobą dwa rodzaje zespołów ze wspólnym tłem plagioklazowym w obrębie kwarcowej smugi w zamfibolityzowanym eklogicie spod Suszycy. U dołu zespół plagioklazowo-diopsydowy o strukturze bliskiej diablastycznej z pojedynczymi blaszkami biotyty. U góry zespół plagioklazowo-biotytowy z prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyty. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
The boundary between two kinds of secondary aggregates amidst a quartz rich segregation in an amphibolitized eclogite from Suszyca (c). Below — the diopside-plagioclase aggregate, nearly diablastic, with rare biotite scales. Above — the biotite-plagioclase aggregate with mostly parallel arrangement of biotite scales. Ordinary light. Magn. $\times 60$



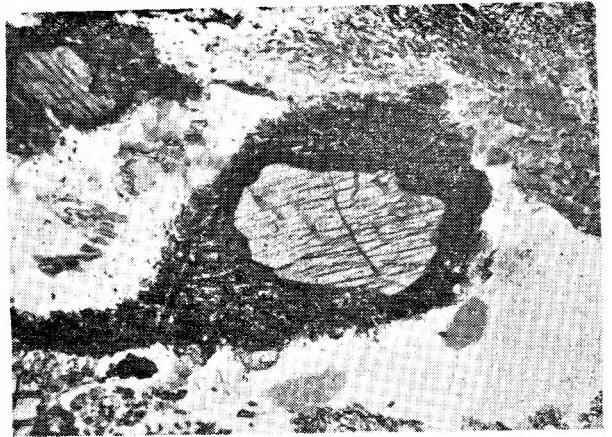
Fot. 1



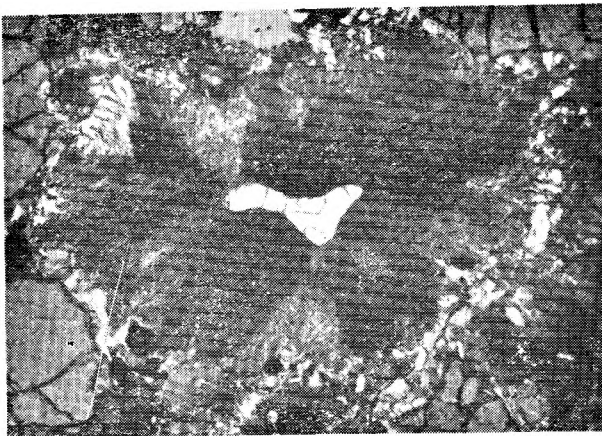
Fot. 2



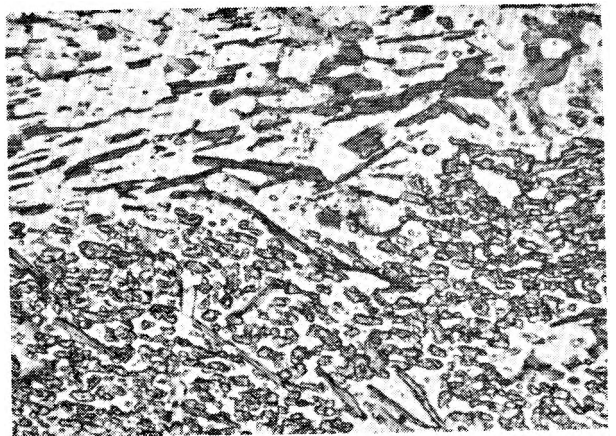
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

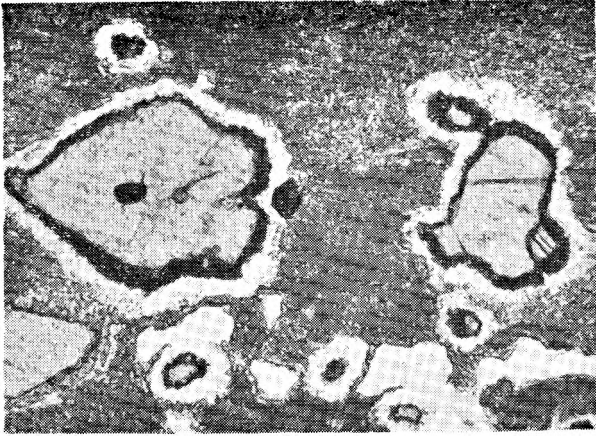


Fot. 6

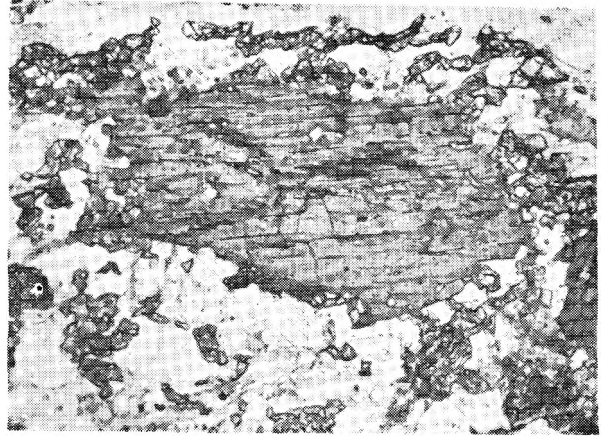
Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Snieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Snieżnik Mts. in the Sudetes

PLANSZA VIII
PLATE VIII

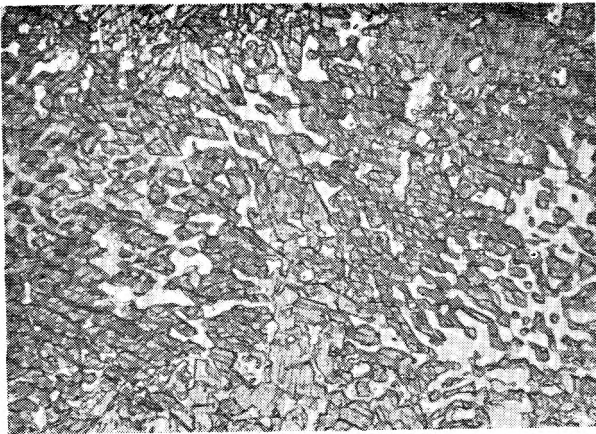
- Fot. 1. Nieregularne ziarna dystenu z rąbkami opacytowymi i obwódkami agregatowego albitu wśród mętnych, słabo zrekrystalizowanych agregatów amfibolowych po omfacycie. Eklogit zamfibolizowany spod Suszycy. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Irregular kyanite grains with opacitic rims and albite aureoles in the midst of turbid, weakly recrystallized amphibole aggregates after omphacite. Amphibolitized eclogite from Suszyca. Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 2. W obrębie smugi plagioklazowej w amfibolicie eklogitowym spod Suszycy duży ksenoblast zielonej hornblendy z nagromadzonymi na obwodzie drobnymi ziarnkami wtórnego diopsydu. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Big xenoblast of secondary common hornblende surrounded by granules of secondary diopside in the midst of a plagioclase segregation in the eclogite amphibolite from Suszyca. Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 3. Amfibolit diablastyczny spod Suszycy, z grubiej przekrystalizowaną hornblendą wtórną po omfacycie uzyskującą względem przerastającego ją plagioklazę prawidłowe ograniczenia ścianami (110). Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Diablastic amphibolite from Suszyca with coarsely recrystallized diablastic hornblende, acquiring regular prismatic crystal faces (110) against acid plagioclase. Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 4. Amfibolit diablastyczny spod Suszycy. Wśród przeważających drobno skryształizowanych przerostów diablastycznych wtórnej hornblendy z plagioklazem po omfacycie nieregularne gniazdzka jeszcze drobniej skryształizowanych agregatów diopsydowych. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Diablastic amphibolite from Suszyca. Among prevailing diablastic intergrowths of secondary hornblende with plagioclase after omphacite, irregular nests of very fine diopside aggregates. Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 5. Paragnejs granatowo-dystenowo-staurolitowy, tworzący przewarstwienie w zamfibolizowanych eklogitach spod Suszycy. Staurolit (w lewej górnej partii) i dysten (w prawej i dolnej partii) wykazują objawy korozji i wypierania przez plagioklazę. Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Garnet-kyanite-staurolite paragneiss intercalated in the amphibolitized eclogites from Suszyca. Staurolite (in the upper left part of the picture) and kyanite (in the right and lower part) display the signs of corrosion by the plagioclase. Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 6. Serycytyzacja plagioklazę wzdłuż przecinającej go żyłki adularu z przerostami prehnitu. Pegmatoidalna żyła plagioklazę wśród paragnejsu wtrąconego pomiędzy zamfibolizowane eklogity pod Suszycą. Nikole ukośne. Pow. $\times 55$
Sericitization of oligoclase along a younger veinlet of adularia with some prehnite in a pegmatoid plagioclase vein. The pegmatoid enclosed in the paragneiss forming intercalations in the amphibolitized eclogites from Suszyca. Oblique nicols, Magn. $\times 55$



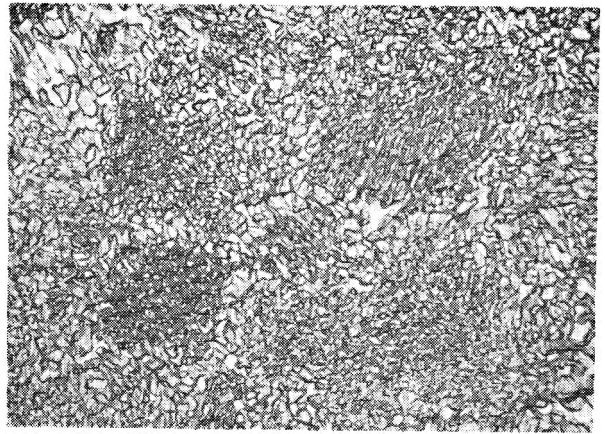
Fot. 1



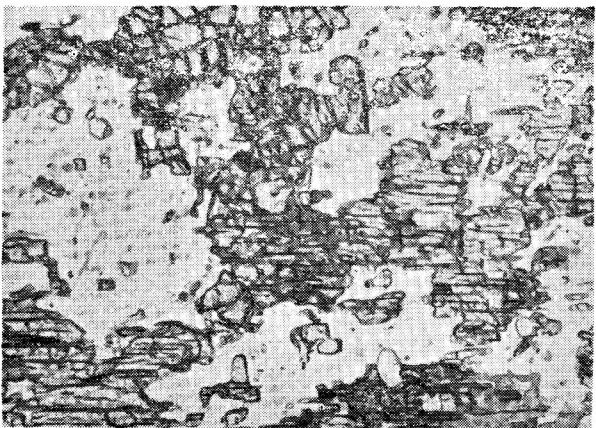
Fot. 2



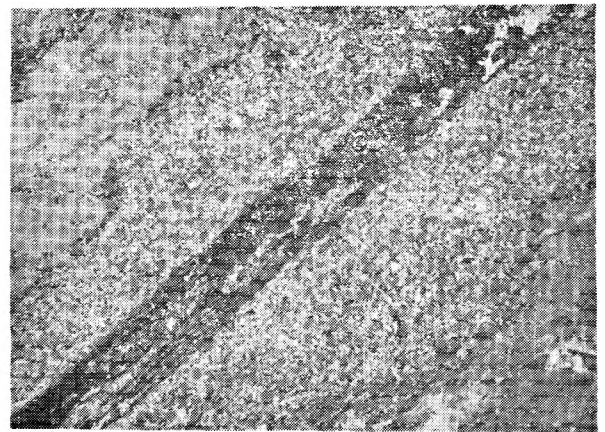
Fot. 3



Fot. 4



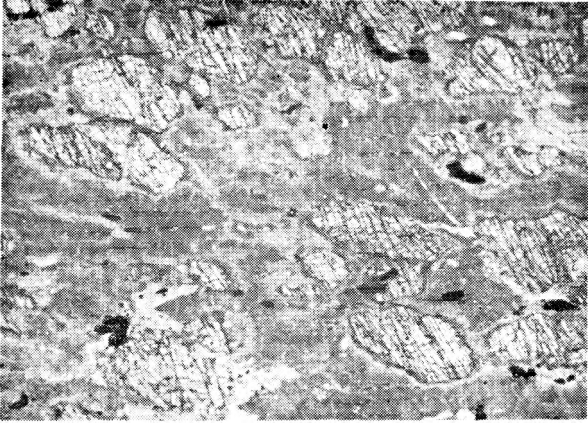
Fot. 5



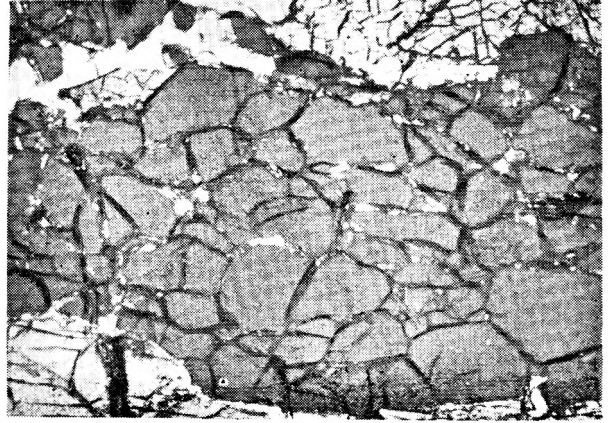
Fot. 6

PLANSZA IX
PLATE IX

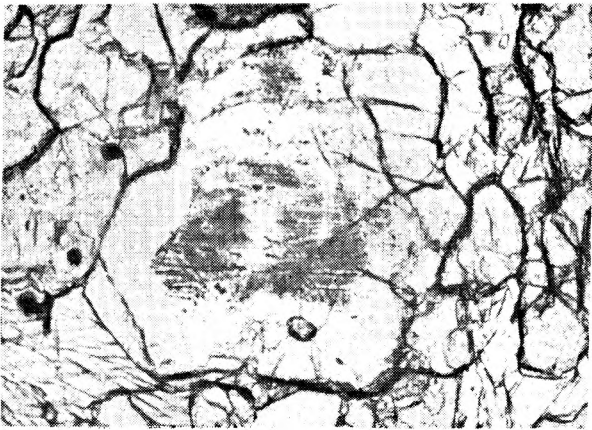
- Fot. 1. Kierunkowo wydłużone i równolegle spękane granaty w mętym i plamistym tle kryptodiablastycznych agregatów amfibolowych po omfacycie. Małe czarne plamki przedstawiają silnie zilmenityzowany rutyl. Eklogit zamfibolityzowany spod Suszycy. Światło zwyczajne. Pow. $\times 12$
Elongated and obliquely fissured garnet grains in a turbid and maculate groundmass of cryptodiablastic amphibolite aggregates after omphacite. Amphibolitized eclogite from Suszyca. Ordinary light. Magn. $\times 12$
- Fot. 2. Zwarte warstwowe skupienie granatu w eklogicie typu *D* z Nowej Wsi. Pomiędzy granatami zakleszczone drobniutkie omfacyty. Nikole ukośne. Pow. $\times 50$
Compact stratiform concentration of garnet in the eclogite of the type *D* from Nowa Wieś. Minute omphacites jammed between irregular garnet grains. Oblique nicols Magn $\times 50$
- Fot. 3. Granat z centralną plamą submikroskopowych ciemnych wrostków zagęszczających się w równoległe smużki. Poniżej malutki ogrągły wrostek cyrkonu w granacie. Eklogit typu *D* z Nowej Wsi. Nikole ukośne (45°), Pow. $\times 65$
Garnet with a central stain of submicroscopic dark inclusions concentrating into parallel stripes. Below a minute rounded zircon inclusion in the garnet. Eclogite of the type *D* from Nowa Wieś. Oblique nicols (45°), Magn. $\times 65$
- Fot. 4. Ksenoblast omfacytu z wrostkami granatu, kwarcu i jasnego łuszczyku w eklogicie z Nowej Wsi. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
Omphacite xenoblast with inclusions of garnet, quartz and phengite in the eclogite of Nowa Wieś. Oblique nicols (70°). Magn. $\times 60$
- Fot. 5. Duży poikiloblast omfacytu II generacji zamykający mikrolity omfacytu I generacji, granatu i kwarcu. Eklogit poikiloblastyczny z Nowej Wsi. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 55$
Big omphacite poikiloblast of the II-nd generation including microlites of the I-st omphacite generation, garnet and quartz. Poikiloblastic eclogite from Nowa Wieś. Oblique nicols (70°). Magn. $\times 55$
- Fot. 6. Ksenoblast karyntynu przetkany wrostkami granatu, dystenu i robaczkami kwarcu w eklogicie z Nowej Wsi. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 80$
Carinthine xenoblast with inclusions of garnet, kyanite and vermicular quartz in the eclogite from Nowa Wieś. Crossed nicols. Magn. $\times 80$



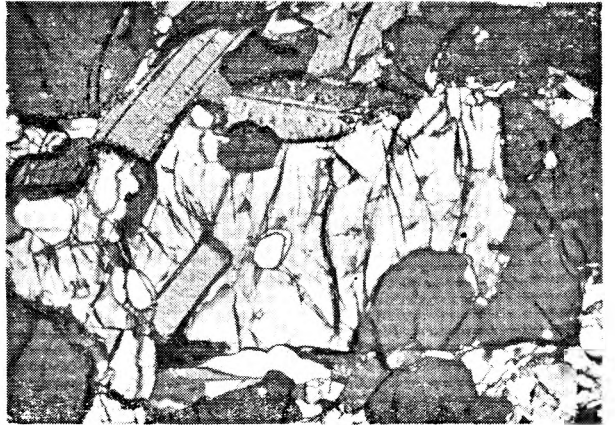
Fot. 1



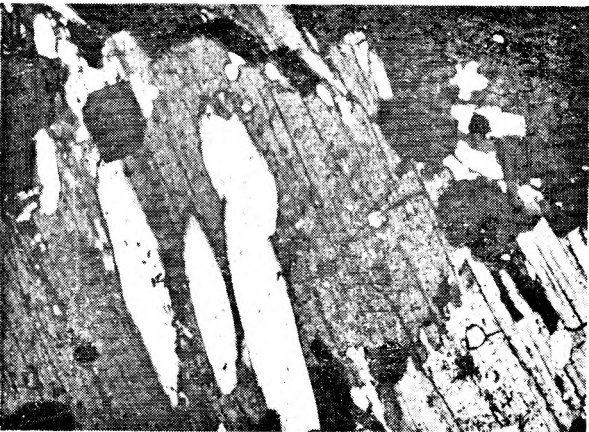
Fot. 2



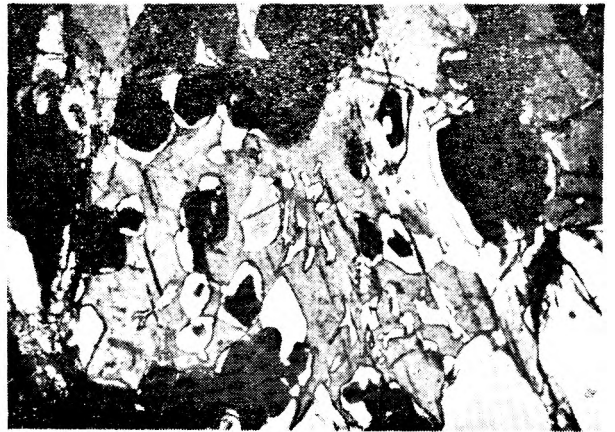
Fot. 3



Fot. 4



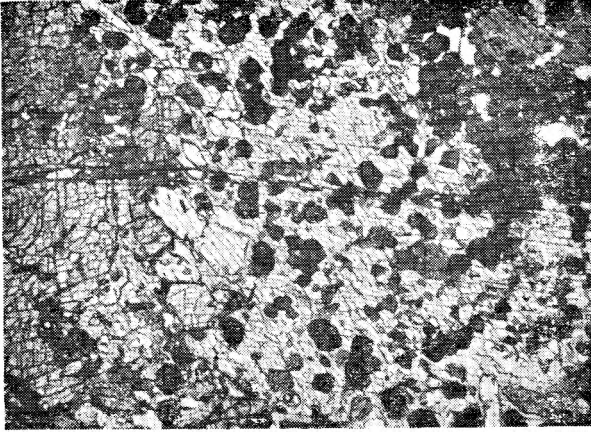
Fot. 5



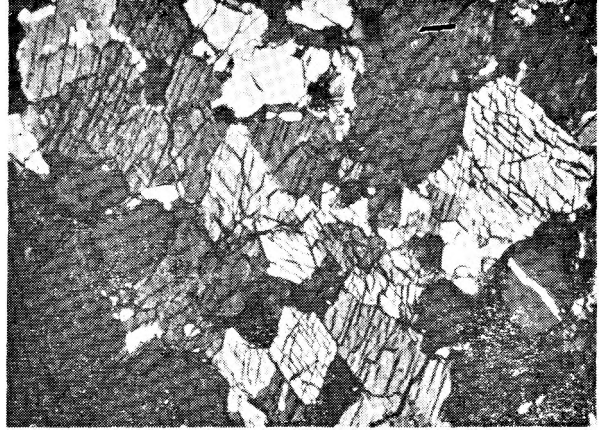
Fot. 6

PLANSZA X
PLATE X

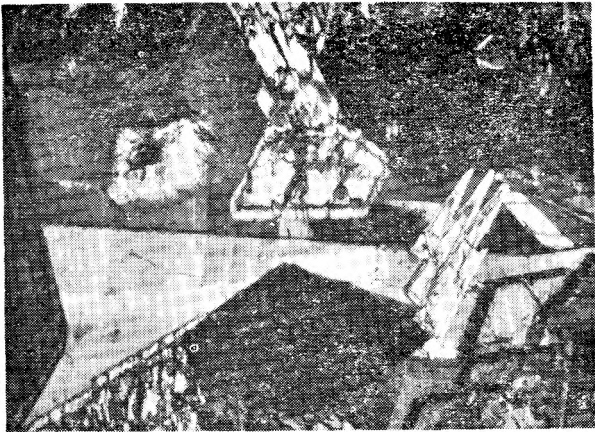
- Fot. 1. Duży poikiloblast karyntynu z wrostkami drobnych granatów, zoizytów i piroksenów I generacji. Z lewej strony przyrośnięty doń równie duży poikiloblast omfacytu II generacji, zawierający takie same wrostki, choć mniej liczne. Odmiana poikiloblastyczna eklogitu karyntynowego z Nowej Wsi. Nikole ukośne (75°). Pow. × 55
- Big carinthine poikiloblast crowded with small inclusions of garnet, zoisite and omphacite of 1st generation. On the left side it borders upon a big omphacite poikiloblast of the IInd generation containing the same inclusions, but less numerous. Poikiloblastic variety of the carinthine eclogite from Nowa Wieś. Oblique nicols (75°). Magn. × 55
- Fot. 2. Eklogit karyntynowy z Nowej Wsi. Zwarte skupienie różnie zorientowanych ziarn karyntynu z podrzędnym granatem i kwarcem. Nikole ukośne (75°), Pow. × 60
- A tight agglomeration of haphazardly orientated carinthine blast with subordinate garnet and quartz in a carinthine eclogite of the type D from Nowa Wieś. Oblique nicols (75°). Magn. × 60
- Fot. 3. Plagioklaz pierwotny wypełniający kanciaste interstycja pomiędzy automorficznymi słupkami karyntynu w obrębie grubokrystalicznego skupienia karyntynowego w eklogicie karyntynowym z Nowej Wsi. Nikole skrzyżowane. Pow. × 60
- Primary plagioclase filling up angular interstices between euhedral carinthine prisms in the coarse-crystalline carinthinite band within the eclogite of type D from Nowa Wieś. Crossed nicols. Magn. × 60
- Fot. 4. Gruba płytka łyszczyku jasnego, od zewnątrz i wzdłuż spękań przeobrażona w drobnouseczkowy, zgodnie uporządkowany agregat biotyту. Eklogit typu C z brzeżnej partii soczewki eklogitowej z Nowej Wsi. Światło zwyczajne. Pow. × 60
- A thick plate of white mica altering from without and along cleavage planes to a fine scaly biotite aggregate. Eclogite of the type C from the border parts of the eclogite intercalation of Nowa Wieś. Ordinary light. Magn. × 60
- Fot. 5. Kierunkowa tekstura eklogitu z Nowej Wsi. Spłaszczenie granatów i wydłużenie omfacytów i karyntynów w jednej płaszczyźnie. Nikole ukośne. Pow. × 14
- Parallel texture of the eclogite from Nowa Wieś. Flattening of garnets and the arrangement of the elongation axes of omphacite and carinthine in the same planes parallel to lamination. Oblique nicols. Magn. × 14
- Fot. 6. Gniazdko adularu z podrzędnym interstycjalnym prehnitem w dobrze zachowanym eklogicie z brzeżnych partii soczewki eklogitowej w Nowej Wsi. Nikole skrzyżowane. Pow. × 60
- Adularia nest with subordinate interstitial prehnite in well preserved eclogite from the peripheries of the eclogite intercalation Nowa Wieś. Crossed nicols. Magn. × 60



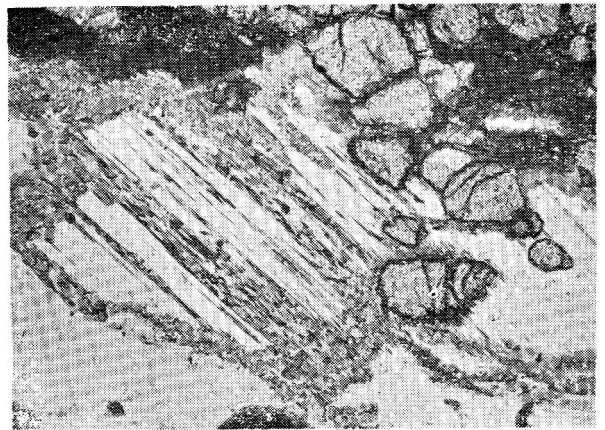
Fot. 1



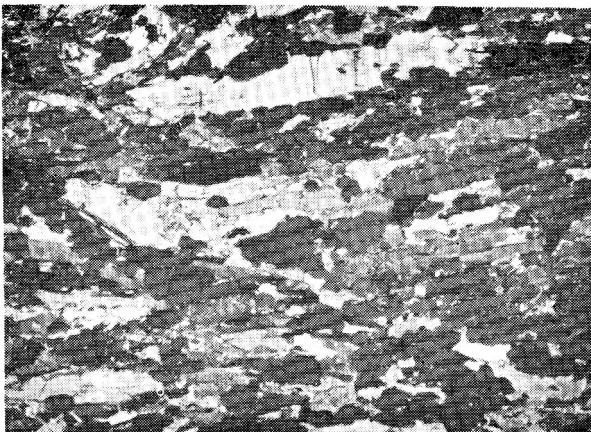
Fot. 2



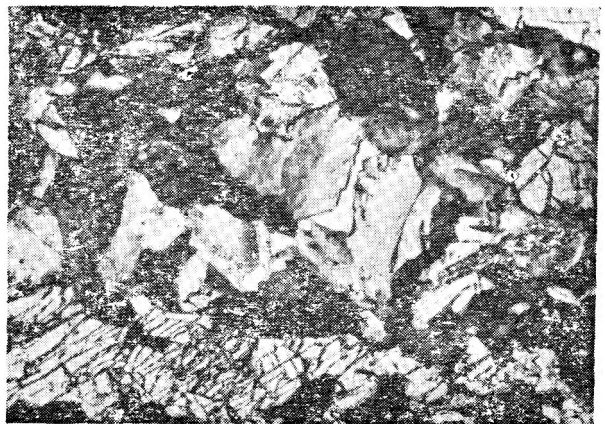
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

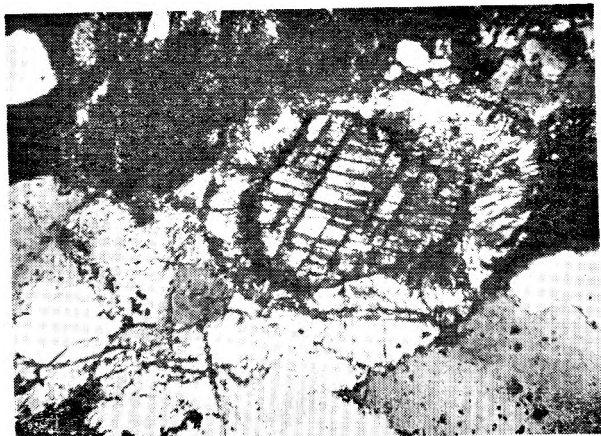


Fot. 6

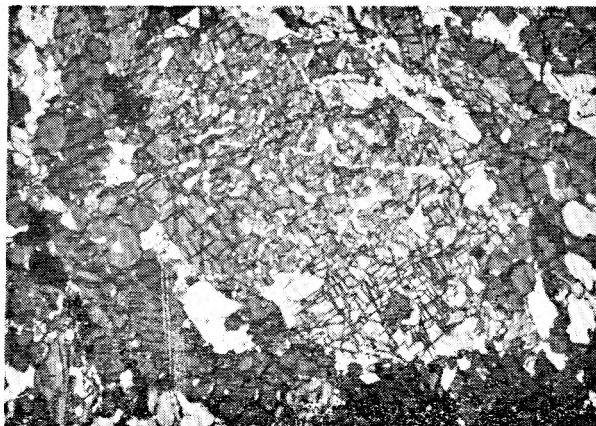
Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes

PLANSZA XI
PLATE XI

- Fot. 1. Dysten zaatakowany od zewnątrz luseczkowatymi agregatami lyszczykowymi w eklogicie z brzeźnych partii soczewki eklogitowej Nowej Wsi. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 95$
Kyanite partly replaced from without by scaly mica-like aggregates, from the marginal parts of the eclogite intercalation of Nowa Wieś. Crossed nicols. Magn. $\times 95$
- Fot. 2. Duży poikiloblast omfacytu gęsto przetkany wrostkami dolomitu i robaczkowego kwarcu o jednolitej w pewnych polach orientacji optycznej. Eklogit typu C z Międzygórza (IV/1) bogaty w dolomit. Nikole ukośne. Pow. $\times 17$
Big omphacite poikiloblast overcrowded with inclusions of primary dolomite and quartz, which display in many places concordant optical orientation. Dolomite rich eclogite of the type C from Międzygórze (IV/1). Oblique nicols. Magn. $\times 17$
- Fot. 3. Równoległa tekstura eklogitu typu C z Międzygórza (IV/6); laminy zagęszczonego granatu naprzemianległe z laminami grubiej blastycznego omfacytu ułożonego osiami z w płaszczyźnie laminacji. Nikole ukośne. Pow. $\times 12$
Parallel texture of the type C of eclogite from Międzygórze (IV/6); laminae of garnet concentrates alternating with parallel laminae of coarser-grained omphacite, the elonga ion axes (c) of which lie mostly in the plane of lamination. Oblique nicols. Magn. $\times 12$
- Fot. 4. Ziarna granatu z centralnymi plamami zagęszczenia submikroskopowych ciemnych wrostków. Z prawej strony nieforemne ziarno rutyłu. Eklogit typu C z Międzygórza. Światło zwyczajne. Pow. $\times 80$
Garnet grains with central stains of condensed submicroscopic inclusions in the eclogite of type C from Międzygórze. Ordinary light. Magn. $\times 80$
- Fot. 5. Ciemne submikroskopowe wrostki w granacie, po części skupione w mętne plamy, po części zagęszczone w równoległe prążki. Eklogit typu C z Międzygórza IV. Światło zwyczajne. Pow. $\times 55$
Dark submicroscopic inclusions in the garnet, partly concentrated in cloudy stains, partly condensed into parallel stripes. Eclogite of the type C from Międzygórze. Ordinary light. Magn. $\times 55$
- Fot. 6. Omfacyt z dużym gniazdkiem albitu w środku, od zewnątrz zaatakowany symplektytami piroksenowymi (u góry) i mętным agregatem amfibolowym (z prawej). Eklogit z Międzygórza III/1. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 150$
An albite nest in the omphacite attacked from without by pyroxene symplectite (above) and by a cloudy amphibole aggregate (below). Eclogite of the type C from Międzygórze (III/1). Crossed nicols. Magn. $\times 150$



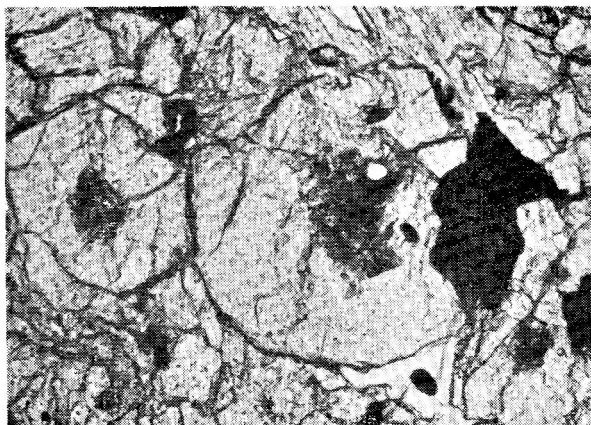
Fot. 1



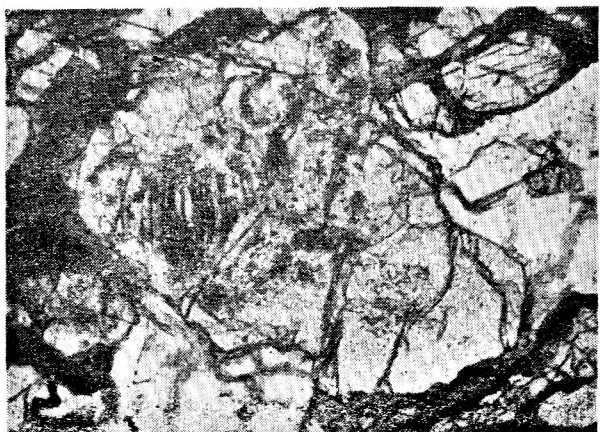
Fot. 2



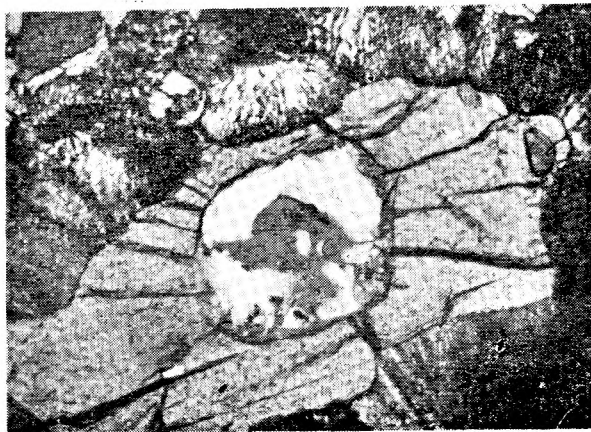
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

PLANSZA XII
PLATE XII

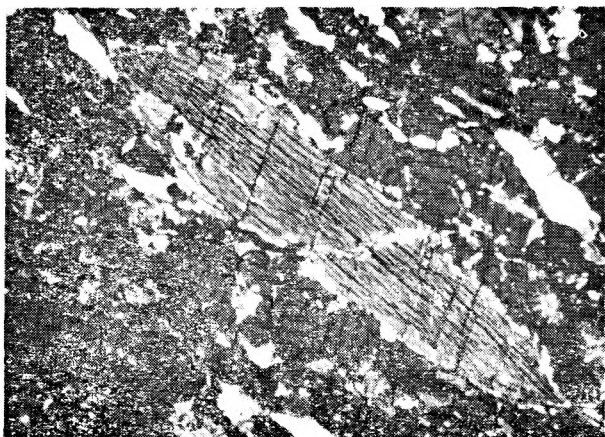
- Fot. 1. Omfacyt zaatakowany robaczkowym symplektytem piroksenowym (u góry) i mętnym włóknistym agregatem amfibolowym (z prawej i u dołu). Eklogit z Międzygórza *III/1*. Nikole równoległe. Pow. $\times 140$
Omphacite attacked by vermicular pyroxene symplectite (above) and by cloudy and fibrous amphibole aggregate (right and beneath). Eclogite of the type C from Międzygórze (*III/1*). Parallel nicols. Magn. $\times 140$
- Fot. 2. Omfacyt obrzeżony mętnym kryptokrystalicznym agregatem amfibolowym, dysten i grube płytki jasnego lyszczuku w mozaikowatym skupieniu kwarcu. Eklogit typu C z Międzygórza *IV*. Nikole ukośne. Pow. $\times 65$
Omphacite (bordered by cloudy cryptocrystalline amphibole aggregates), kyanite and plates of light mica in a mosaic-like quartz aggregate. Eclogite of the type C from Międzygórze. Oblique nicols. Magn. $\times 65$
- Fot. 3. Duży dysten w partii skoncentrowanego granatu, przecięty młodszą nie-regularną szczeliną, w eklogicie z Międzygórza *IV*. Nikole ukośne. Pow. $\times 26$
Big kyanite within a garnet concentrate. Eclogite of the type C from Międzygórze. Oblique nicols. Magn. $\times 26$
- Fot. 4. Dysten zblźniaczony według (100) wrośnięty w granacie. Eklogit z Międzygórza. Nikole ukośne. Pow. $\times 80$
Kyanite twin according (100) enclosed in garnet. Eclogite from Międzygórze. Oblique nicols. Magn. $\times 80$
- Fot. 5. Duży poikiloblastyczny dysten gęsto przetkany drobnymi wrostkami kwarcu i dolomitu i kilku większymi wrostkami granatu. Eklogit typu C z Międzygórza bogaty w dolomit (*IV/1*). Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 65$
Big kyanite poikiloblast crowded with small quartz- and dolomite inclusions and enclosing some garnets. Dolomite rich eclogite of the type C from Międzygórze (*IV/1*). Oblique nicols (70°). Magn. $\times 65$
- Fot. 6. Pseudomorfoza po dystenie wypełniona blaszkowatymi agregatami o średniej dwójłomności (?) wśród mikrodiablastycznych agregatów amfibolowych po omfacycie. Eklogit zamfibolityzowany z Międzygórza *III/2*. Nikole ukośne (60°). Pow. $\times 195$
Kyanite pseudomorph filled with scaly aggregates among microdiablastic amphibole aggregates after omphacite. Amphibolitized eclogite from Międzygórze (*III/2*). Oblique nicols (60°). Magn. $\times 195$



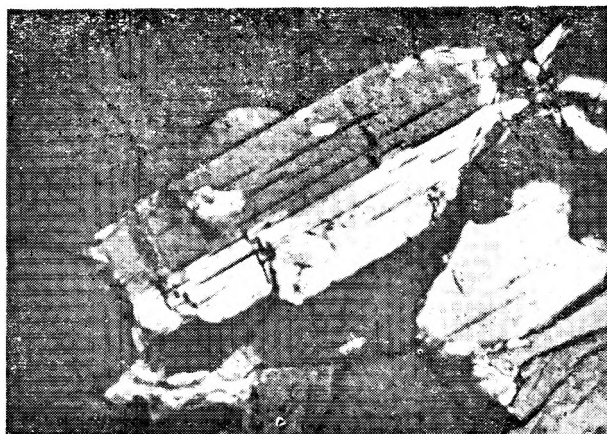
Fot. 1



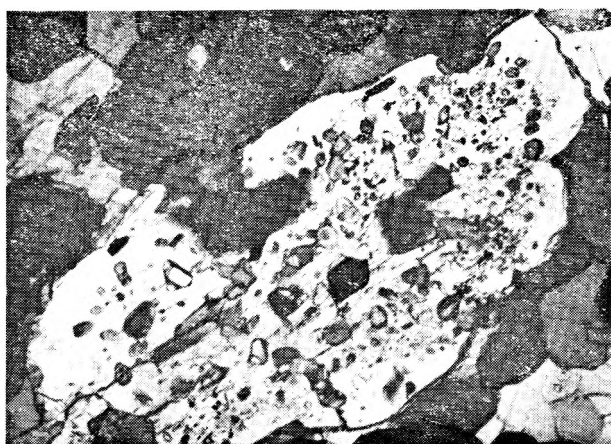
Fot. 2



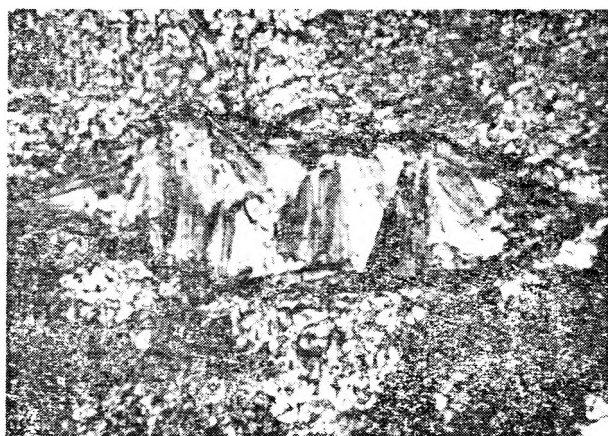
Fot. 3



Fot. 4



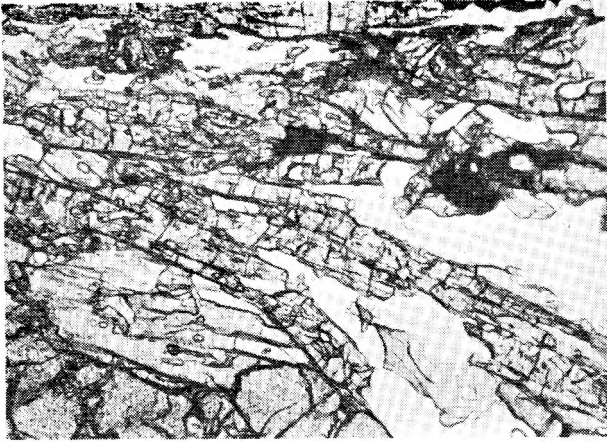
Fot. 5



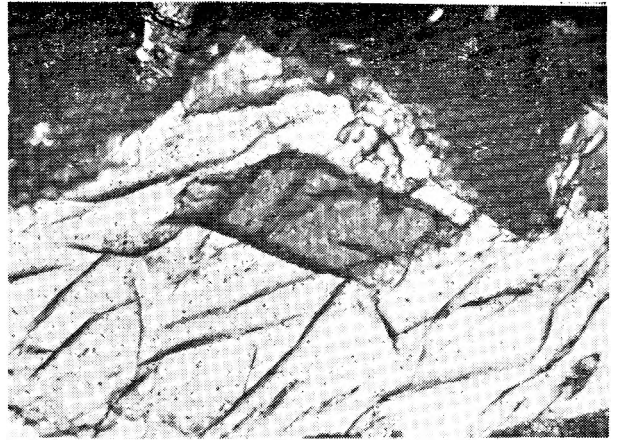
Fot. 6

PLANSZA XIII
PLATE XIII

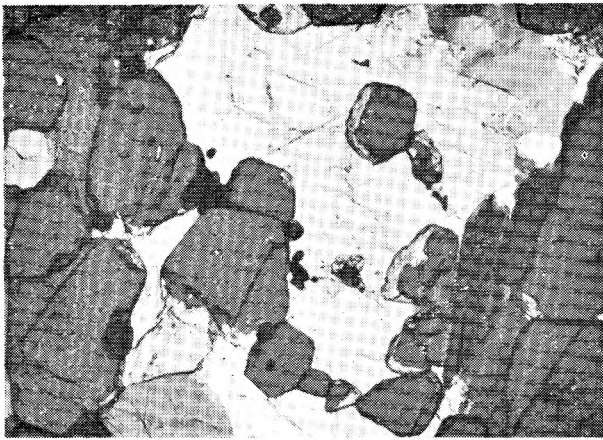
- Fot. 1. Skupienie równoległe słupków zoizytu w kwarcu. W lewej dolnej części granat i blast karyntynu przerosły kwarcem. Eklogit typu C z Międzygórza (III/2). Światło zwyczajne. Pow. $\times 60$
Parallel agglomeration of zoisite prisms in quartz. Left down garnet and carinthine intergrown with quartz. Eclogite of the type C from Międzygórze (III/2). Ordinary light. Magn. $\times 60$
- Fot. 2. Romboedr dolomitu wrośnięty w omfacycie. Bogaty w dolomit eklogit z Międzygórza IV/1. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 140$
Dolomite rhombohedron enclosed in omphacite. Dolomite rich eclogite of the type C from Międzygórze (IV/1). Crossed nicols. Magn. $\times 140$
- Fot. 3. Ziarna granatu, dysten, drobne rutyle zlepione grubokrystalicznym pierwotnym dolomitom. Bogaty w węglany eklogit z Międzygórza IV/1. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
Garnet grains, kyanite and small rutiles cemented by primary dolomite in the carbonate rich eclogite of type C from Międzygórze (IV/1). Oblique nicols (70°). Magn. $\times 60$
- Fot. 4. Granica pomiędzy dwiema odmiennymi laminami eklogitu z Międzygórza III/1. U góry granoblastyczny eklogit złożony z granatu, doskonale zachowanego omfacytu i kwarcu. U dołu eklogit z silnie kierunkowo wydłużonymi granatami i omfacytami, bogaty w jasny łyszczyk. Dużo tu mętnych agregatów pochodzących z rozkładu omfacytu i łyszczyku. Równoległe spękania granatu i omfacytu, zgodne w obu laminach, pod kątem około 45° do płaszczyzny laminacji. Nikole równoległe. Pow. $\times 11$
The boundary between two different laminae in the eclogite of Międzygórze (III/1). Above — granoblastic eclogite composed of garnet, perfectly preserved omphacite and quartz. Beneath — distinctly foliated eclogite rich in light mica, with strongly elongated garnets and omphacites and with abundant secondary aggregates after mica and omphacite. In both laminae garnets and omphacites are fissured in a constant direction, about 45° to the lamination and foliation plane. Parallel nicols. Magn. $\times 11$
- Fot. 5. Laminacja eklogitu z Międzygórza III/1. W silnie kierunkowym eklogicie, obfitującym w agregatowo zbiotyzowany fengit i w omfacyt w znacznym stopniu wyparty przez mętne agregaty amfibolowe, cienka lamina kwarcowa przerosła granatem i grubsza lamina granoblastyczna, składająca się w $\frac{3}{4}$ z granatu, w $\frac{1}{4}$ z omfacytu i kwarcu. Światło zwyczajne. Pow. $\times 10$
Parallel lamination of the eclogite of Międzygórze (III/1). In a fairly foliated eclogite rich in biotitized phengite and omphacite substituted in a high degree by turbid amphibole aggregates, a thin quartz lamina intergrown with garnet and a thicker granoblastic lamina composed in $\frac{3}{4}$ of garnet and in $\frac{1}{4}$ of omphacite and quartz. Ordinary light. Magn. $\times 10$
- Fot. 6. Wrostek allanitu we wtórnej zielonej hornblendzie wytwarzający w niej mocną obwódkę pleochroiczną. Amfibolit diablastyczny z Międzygórza IV/6. Światło zwyczajne. Pow. $\times 220$
Allanite inclusion in the secondary green hornblende with strong pleochroitic halo. Diablastic amphibolite from Międzygórze (IV/6). Ordinary light. Magn. $\times 220$



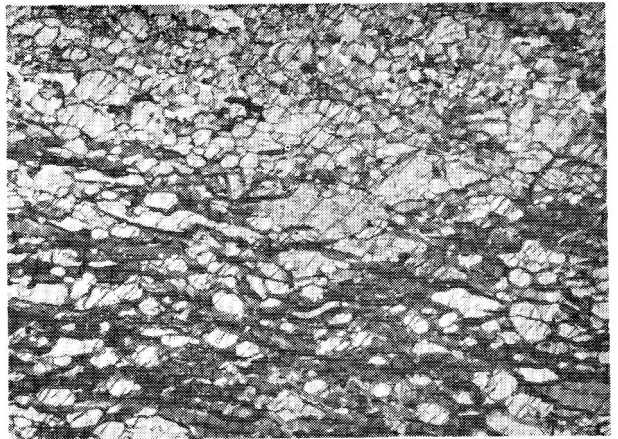
Fot. 1



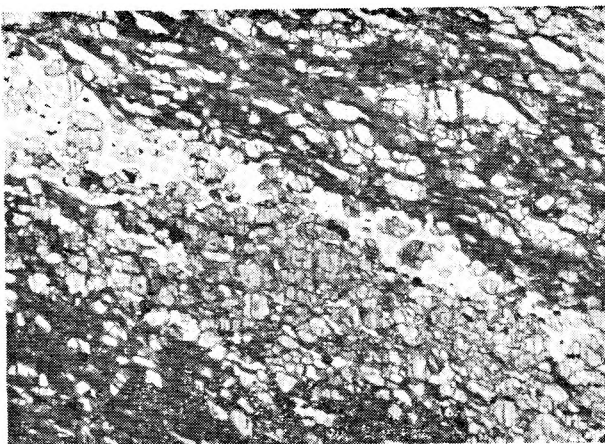
Fot. 2



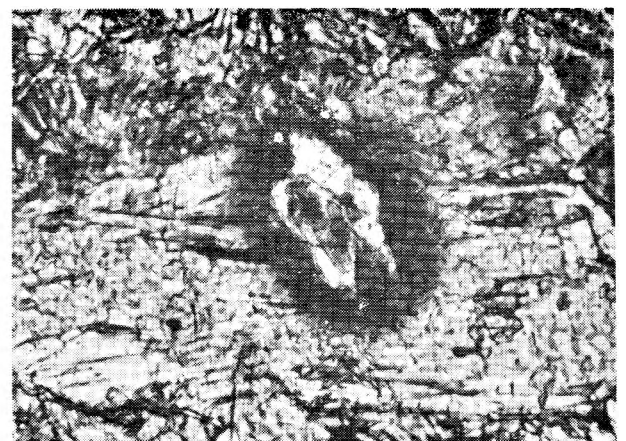
Fot. 3



Fot. 4



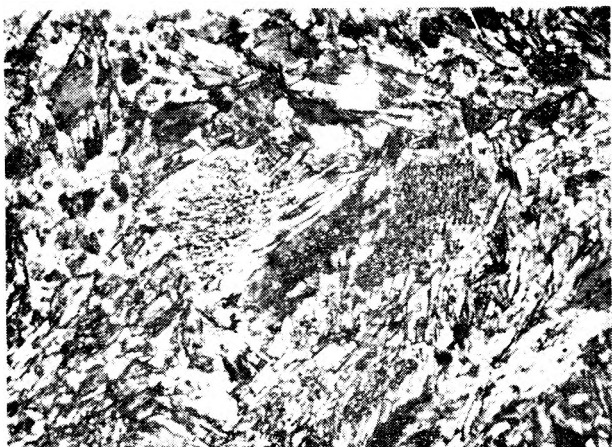
Fot. 5



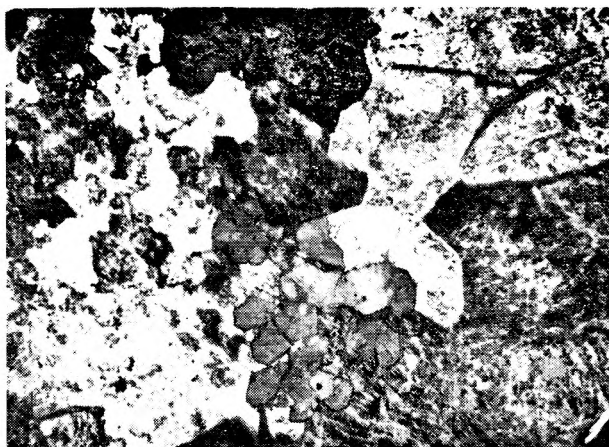
Fot. 6

PLANSZA XIV
PLATE XIV

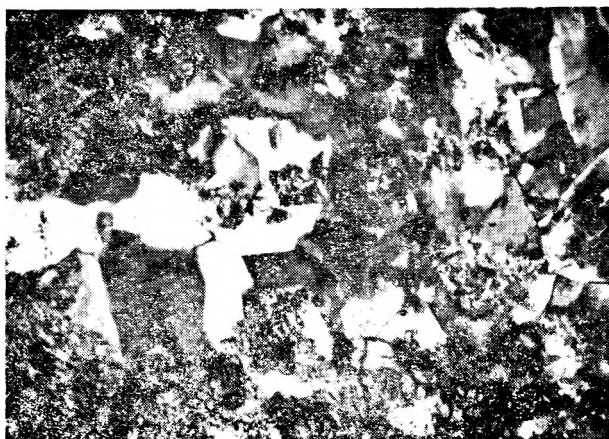
- Fot. 1. Blasty wtórnej zielonej hornblendy z zachowaną w środkach strukturą diablasytyczną. Amfibolit diablasytowy z Międzygórza IV/6. Nikole ukośne (50°). Pow. × 65
Diablastic amphibolite of Międzygórza (IV/6) with recrystallized blasts of secondary green hornblende displaying in their cores distinct traces of diablasytic structure after omphacite. Oblique nicols (50°). Magn. × 65
- Fot. 2. Amfibolit diablasytowy z Międzygórza IV/6 impregnowany adularą. Gniazdko adularu zmaconego brunatnymi plamami, w nim skupienie sferolitycznego chlorytu. Nikole ukośne (75°). Pow. × 60
Diablastic amphibolite from Międzygórza impregnated with adularia. In a adularia nest clouded with brownish stains some spherulitic aggregates of chlorite. Oblique nicols (75°). Magn. × 60
- Fot. 3. To samo; adulara czyściejszy zamyka relikty wypartego przez siebie plagioklazu gruntownie zserycytizowanego. Nikole ukośne (75°). Pow. × 55
Ditto, more limpid adularia encloses plentiful relicts of sericitized and corroded plagioclase. Oblique nicols (75°). Magn. × 55
- Fot. 4. Duże ksenoblasty karyntynu, omfacytu i automorficzny apatyt zamknięte wewnątrz dużego ziarna granatu. Eklogit spod Czernicy, typ E. Nikole ukośne (65°). Pow. × 70
Xenoblasts of carinthine, omphacite and euhedral apatite enclosed in a large garnet grain. Eclogite of the type E from Czernica. Oblique nicols (65°). Magn. × 70
- Fot. 5. Duży wrostek apatyty o pasowej budowie i mniejsze wrostki omfacytu zamknięte w wielkim ziarnie granatu. Tamże. Nikole ukośne. Pow. × 60
Zoned apatite inclusion and smaller omphacite inclusions in a large garnet grain. Idem. Oblique nicols (70°). Magn. × 60
- Fot. 6. Robaczkowate symplektyty piroksenowe, na oddzielnych polach wykazujące jednolite wygaszanie, są produktem kanalikowej korozji ziarn omfacytu. Tamże. Nikole ukośne (60°). Pow. × 150
Vermicular pyroxene symplectites displaying uniform extinction on separate fields, are interpreted as products of canalicular corrosion of omphacite grains by intergranular solutions. Idem. Oblique nicols (60°). Magn. × 150



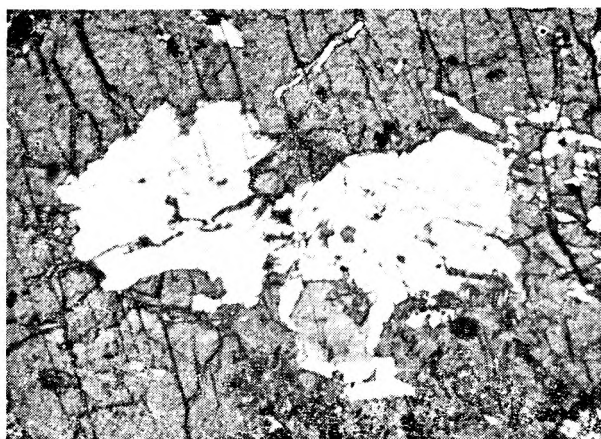
Fot. 1



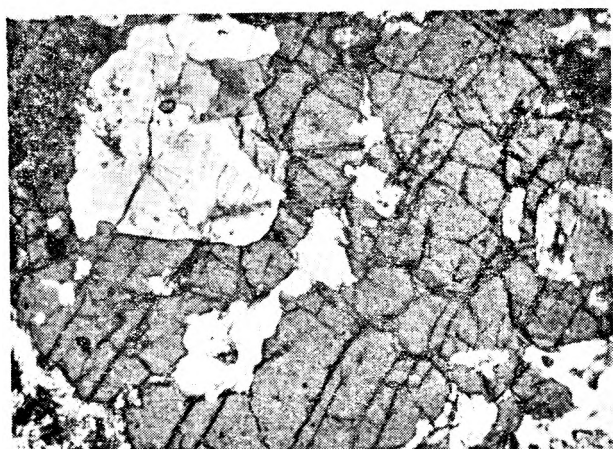
Fot. 2



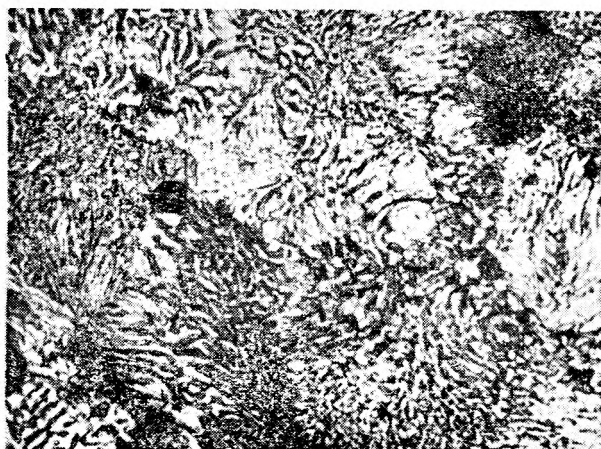
Fot. 3



Fot. 4



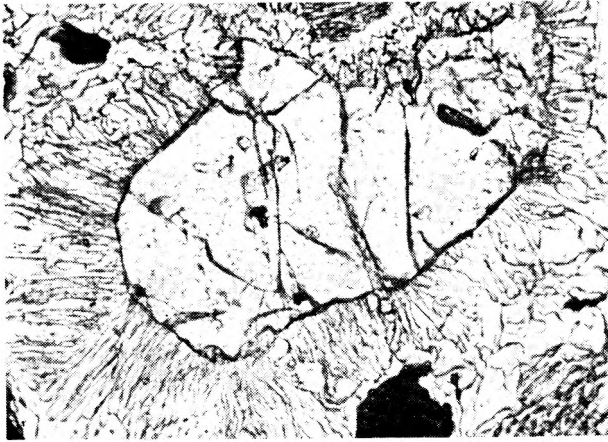
Fot. 5



Fot. 6

PLANSZA XV
PLATE XV

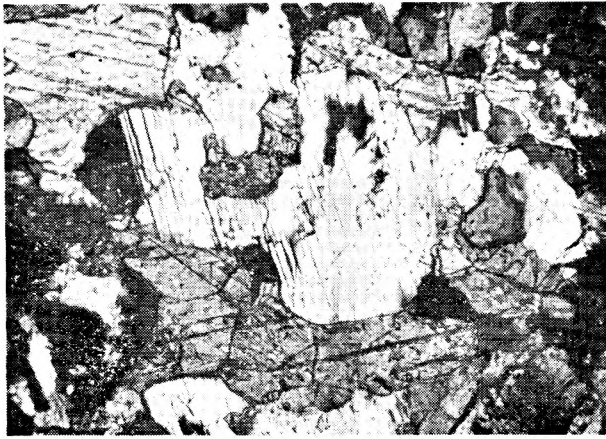
- Fot. 1. Nadgryziony granat z wrostkami rutylu otoczony obwódką kelyfitową z promieniście ustawionymi pręcikami wtórnej, zielonej hornblendy. Eklogit spod Czernicy. Światło zwyczajne. Pow. $\times 155$
Corroded garnet with rutile inclusions surrounded by a kelyphite rim of radiate hornblende prisms. Eclogite of the type *E* from Czernica. Ordinary light. Magn. $\times 155$
- Fot. 2. Ksenoblast granatu z licznymi drobnymi wrostkami karyntynu, omfacytu i rutylu zamknięty w dużym poikiloblaście karyntynu. Obok niego widać w karyntynie zamknięte agregaty drobnodiablastyczne po dawnych drobnych ziarnach omfacytu. Tamże. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
Garnet xenoblast with numerous carinthine, omphacite and rutile inclusions enclosed in a large carinthine poikiloblast. Nearby in the carinthine appear fine diablastic aggregates after omphacite. Eclogite from Czernica. Oblique nicols. Magn. $\times 60$
- Fot. 3. Ksenoblasty hornblendy przerośnięte węglanem z prążkami bliźniaczymi. Tamże. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 175$
Hornblende xenoblasts intergrown with carbonate showing twinning lamellation. Eclogite of Czernica. Crossed nicols. Magn. $\times 175$
- Fot. 4. Ciemnozielona hornblendą z robaczkowatymi wrostkami plagioklazu. Jaśniej ubarwione pola z delikatniejszymi i gęstszymi przerostami plagioklazu przedstawiają prawdopodobnie ślady po diablastycznie rozłożonym omfacycie. Amfibolit spod Czernicy. Światło zwyczajne. Pow. $\times 65$
Dark green hornblende with vermicular plagioclase inclusions. Light green spots with more delicate and denser plagioclase intergrowths present probably traces of diablastically amphibolized omphacite. Amphibolite from Czernica. Ordinary light. Magn. $\times 65$
- Fot. 5. Albitowo zbliźniaczony oligoklaz, w różnych kierunkach poprzemiany antypertytowo gęstymi włóknami skalenia potasowego. Amfibolit ze Strachocina (*f/I*). Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 150$
Albite twinned oligoclase intergrown in different directions in the antiperthitic manner by dense threads of potash feldspar. Amphibolite of Strachocin (*f/I*). Crossed nicols. Magn. $\times 150$
- Fot. 6. Antypertyt oligoklazowy z falisto zmiennym w pewnej strefie ułożeniem włókien skalenia potasowego. Tamże. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 150$
Oligoclase antiperthite with somewhat undulate disposition of potash feldspar strings. Idem. Crossed nicols. Magn. $\times 150$



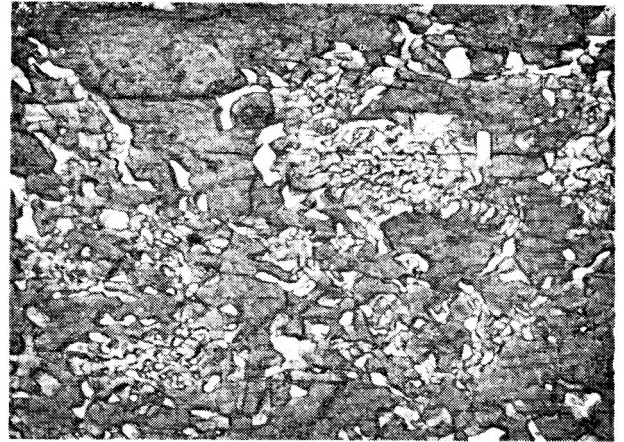
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

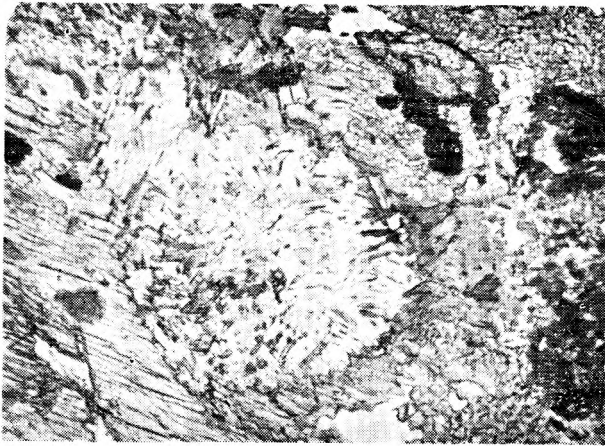


Fot. 6

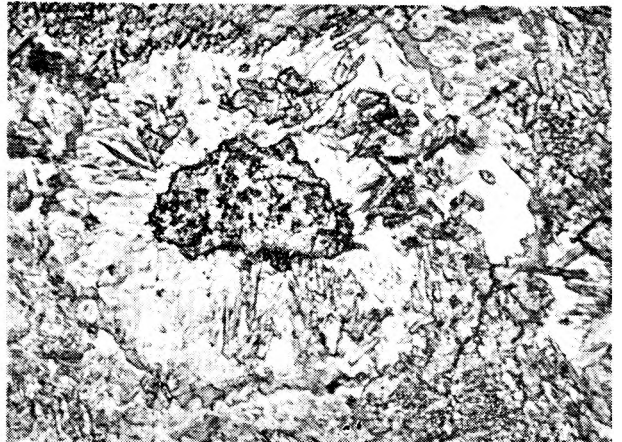
Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Snieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Snieżnik Mts. in the Sudetes

PLANSZA XVI
PLATE XVI

- Fct. 1. Pseudomorfoza po granacie wypełniona bezładnym agregatem plagioklazowym rzadko przetykanym łuseczkami biotyty i rozdrobnioną hornblendą. Z lewej strony i u dołu duży blast karyntynu, z lewej i z prawej u góry rozstrzępione płytki biotyty. W partiach pseudomorfozy sąsiadujących z karyntynem wrostki w niej tworzy głównie zielona hornblenda, w partiach jej sąsiadujących z biotytem — białe drobnoluseczkowy biotyt. W prawym górnym rogu duże ziarno cyrkonu i grudki tlenków żelaza. Amfibolit eklogitowy ze Strachocina (*f/I*). Światło zwyczajne. Pow. $\times 65$
- Garnet pseudomorph filled by plagioclase aggregate with rare inclusions of biotite scales and hornblende. On the left and down side it borders on a big carinthine blast, on the upper left and upper right side — on shredded biotite plates. Close to carinthine in the pseudomorph dominate green hornblende inclusions, close to biotite — those of pale olive biotite flakes. In the upper right corner of the photo a zircon grain and some nubbles of iron ore. Eclogite amphibolite of Strachocin (*f/I*). Ordinary light. Magn. $\times 65$
- Fct. 2. Relikt granatu w środku pseudomorfozy po jego dużym ziarnie wypełnionej agregatem plagioklazowym, przetykanym łuseczkami biotyty i przeciekami wtórnej hornblendy. Dokoła silnie zrekrystalizowane agregaty diablastyczne po omfacycie. Tamże. Światło zwyczajne. Pow. $\times 75$
- Garnet relict in the center of a garnet pseudomorph filled by plagioclase aggregate with some biotite and hornblende inclusions. All around strongly recrystallized diablastic hornblende aggregates after omphacite. Idem. Ordinary light. Magn. $\times 75$
- Fot. 3. Robaczkowate przerosty kwarcu w albitowo zblizniaczonym oligoklazie. Jasne przewarstwienie w amfibolicie ze Strachocina. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 200$
- Vermiculate quartz intergrowths in albite-twinning oligoclase. Light coloured intercalation in the amphibolite from Strachocin. Crossed nicols. Magn. $\times 200$
- Fot. 4. Promieniście ułożone robaczkowate przerosty kwarcu w oligoklazie, przypominające myrmekit. Jak wyżej. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 160$
- Divergent myrmekite-like quartz threads in oligoclase. Idem. Crossed nicols. Magn. $\times 160$
- Fot. 5. Włókienkowate zorientowane wrostki mikroklinu w oligoklazie tworzące typowy antypertyt. Jak wyżej
- Crystallographically orientated microcline strings in oligoclase forming a typical antiperthite, produced by secondary potash feldspar infiltration. Idem
- Fct. 6. Jednocie skrysztalizowany, albitowo zblizniaczony oligoklaz pierwotny tworzący poikiloblastyczne tło granatów, silnie zaatakowanych omfacytów i zoizytów. Granaty szczególnie przepelnione jasnymi i ciemnymi wrostkami. Eklogit z plagioklazem i karyntynem ze Strachocina. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 75$
- Primary oligoclase, fairly crystallized with regular albite twinning, forming poikiloblastic matrix for garnets, strongly corroded omphacites and zoisites. Garnets particularly rich in dark and light inclusions. Carinthine- and plagioclase-bearing eclogite of the type *F* from Strachocin (*f/II*). Oblique nicols. Magn. $\times 75$



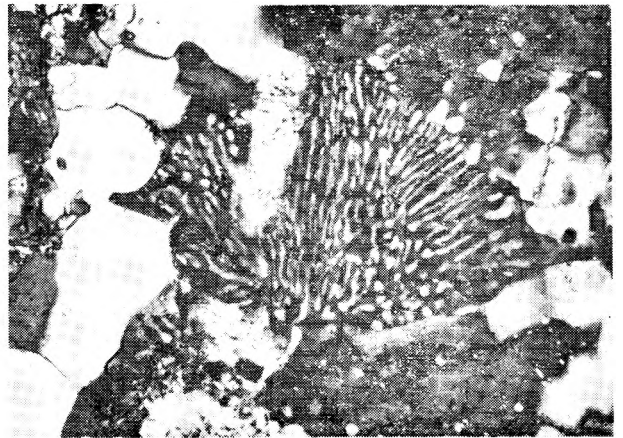
Fot. 1



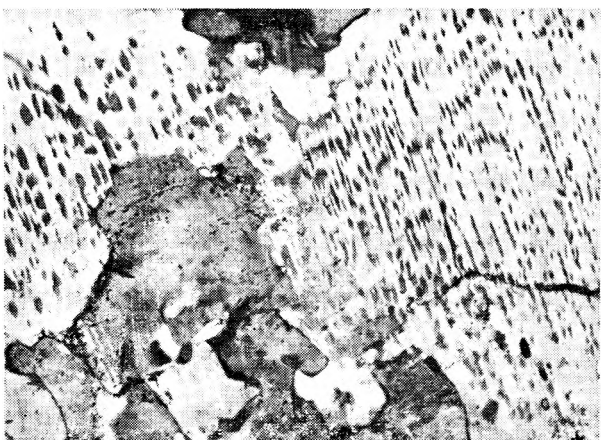
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



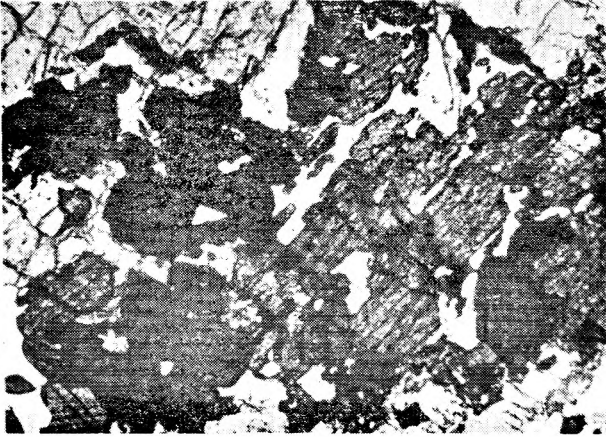
Fot. 6

Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Snieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes

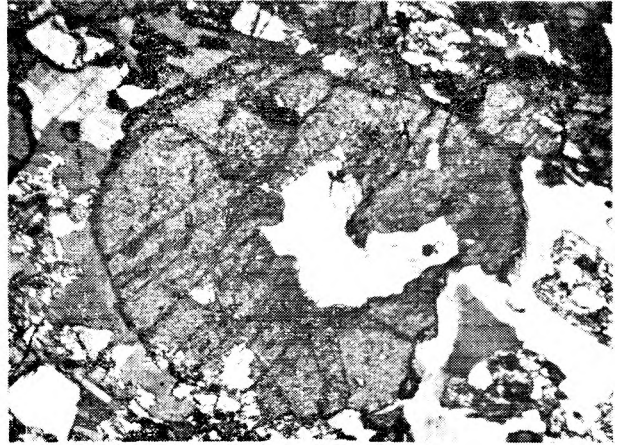
PLANSZA XVII

PLATE XVII

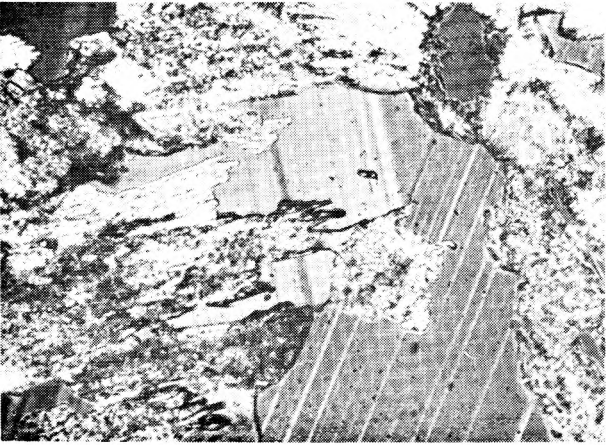
- Fot. 1. Gęste skupienie dość grubokrystalicznego rutyłu w obrębie dużego ziarna granatu w eklogicie zamfibolityzowanym ze Strachocina. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
Thick concentration of rutile in a big garnet grain. Amphibolitized eclogite of Strachocin. Oblique nicols. Magn. $\times 60$
- Fot. 2. Wydrążony granat zamykający duże wrostki karyntynu. Dokola granatu interstycjalny oligoklaz pierwotny. Eklogit typu *F* ze Strachocina. Nikole ukośne. Pow. $\times 60$
Hollow garnet enclosing big carinthine inclusions. All around interstitial primary oligoclase. Eclogite of the type *F* from Strachocin. Oblique nicols. Magn. $\times 60$
- Fot. 3. Kanalikowo skorodowany i na zakończeniach rozstrzępiony omfacyt w oligoklazie. Eklogit typu *F* ze Strachocina. Nikole ukośne (75°). Pow. $\times 200$
Canaliculate corrosion and fringing of omphacite at its contact with oligoclase. Idem. Oblique nicols (75°). Magn. $\times 200$
- Fot. 4. Karyntynit ze Strachocina; granoblastyczna mozaika karyntynu z zaklinowanym w interstycjach oligoklazem. Nikole ukośne. Pow. $\times 15$
Carinthinite from Strachocin (f). Granoblastic mosaic of carinthine with interstitial oligoclase. Oblique nicols. Magn. $\times 15$
- Fot. 5. Robaczkowate przerosty plagioklazu w karyntynie amfibolitu eklogitowego ze Strachocina. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 160$
Vermiculate plagioclase inclusions in carinthine. Eclogite amphibolite of Strachocin. Crossed nicols. Magn. $\times 160$
- Fot. 6. Zdeformowany dynamicznie ksenoblast dystenu w eklogicie zamfibolityzowanym ze Strachocina. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 70$
Dynamic deformation of a kyanite xenoblast in an amphibolitized eclogite from Strachocin. Crossed nicols. Magn. $\times 70$



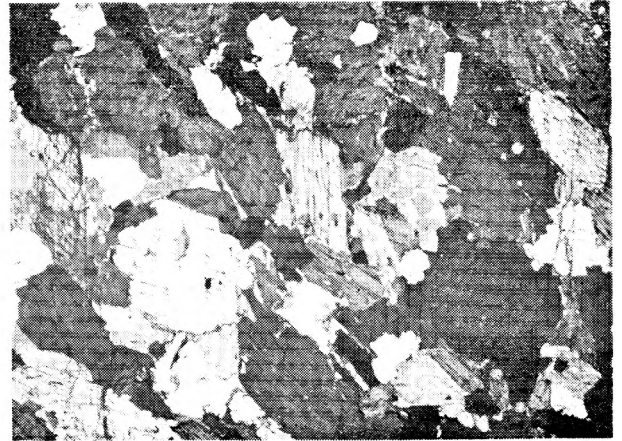
Fot. 1



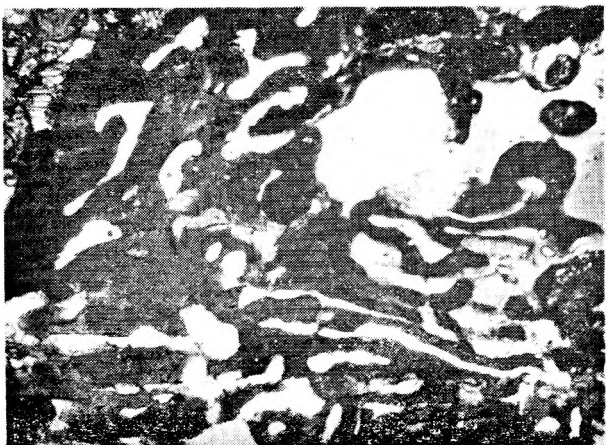
Fot. 2



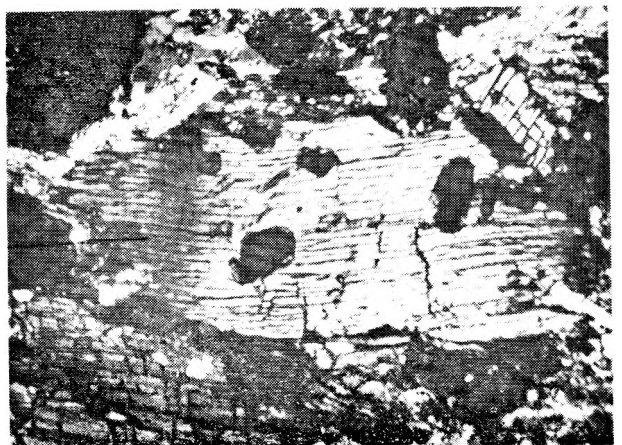
Fot. 3



Fot. 4



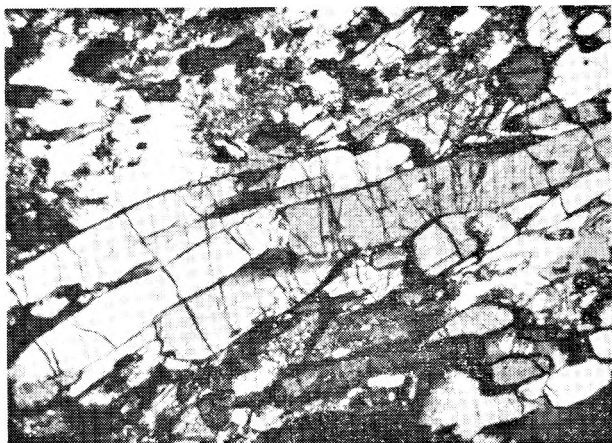
Fot. 5



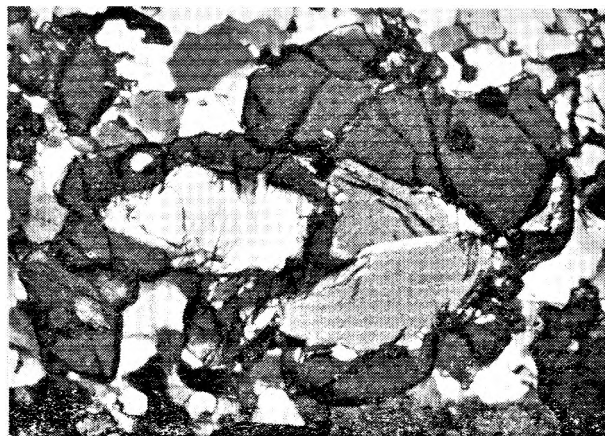
Fot. 6

PLANSZA XVIII
PLATE XVIII

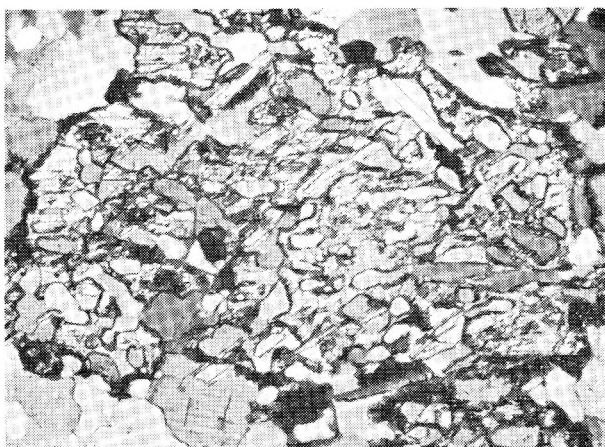
- Fot. 1. Wiązka równoległych słupków zoizytu wśród omfacytu zaatakowanego mętnymi agregatami amfibolitowymi. Eklogit typu *F* ze Strachocina. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 60$
A bundle of parallel zoisite prisms among omphacite grains strongly affected by cloudy amphibole aggregates. Eclogite of the type *F* from Strachocin. Crossed nicols. Magn. $\times 60$
- Fot. 2. Trzy nieforemne blasty dystenu obrosnięte wspólnie granatem; dokoła drobna mozaika oligoklazowo-kwarcowa. Granulit eklogitowy ze Starego Gierałtowa. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 65$
3 irregular kyanite blasts overgrown in common by garnet; all around the oligoclase-quartz mosaic. Eclogitic granulite from Stary Gierałtów. Oblique nicols (70°). Magn. $\times 65$
- Fot. 3. Poikiloblast omfacytu gęsto przetkany wzrostkami oligoklazynu i kwarcu oraz drobnymi płytkami biotyту (tzw. „omfacyt gąbczasty”). Jak wyżej. Pow. $\times 60$
Omphacite poikiloblast overfilled with oligoclase and quartz inclusions and some biotite scales (s. c. „spongy omphacite”). Idem. Magn. $\times 60$
- Fot. 4. Tzw. „omfacyt gąbczasty” przerosły kwarcem, oligoklazem i nielicznymi łuszczkami biotyту; z prawej strony większy wrostek rutylu. Jak wyżej. Światło zwyczajne. Pow. $\times 75$
S. c. „spongy omphacite” intergrown with quartz, oligoclase and sporadic biotite flakes. Idem. Ordinary light. Magn. $\times 75$
- Fot. 5. Duże i dość jednorodne blasty omfacytu, tylko po brzegach zamykające drobne wrostki kwarcu i oligoklazynu; ziarna granatu znacznie mniejsze. Cienka warstwa eklogitu wśród granulitów eklogitowych w Starym Gierałtowie. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
Big and rather homogeneous omphacite blasts, on their peripheries only enclosing minute quartz- and oligoclase inclusions. Garnet grains much smaller. Thin eclogite layer amidst the eclogitic granulites from Stary Gierałtów. Oblique nicols (70°). Magn. $\times 60$
- Fot. 6. Omfacyt na granicy z przerastającym go oligoklazem, tu i ówdzie poprzenikany bardzo delikatnymi równoległymi kanalikami korozyjnymi i frędzłowato rozstrzępiony. Granulit eklogitowy ze Starego Gierałtowa. Światło zwyczajne. Pow. $\times 200$
Omphacite penetrated by very thin parallel corrosion channels and therefore more or less fringed at the contact with oligoclase. Eclogitic granulite from Stary Gierałtów. Ordinary light. Magn. $\times 200$



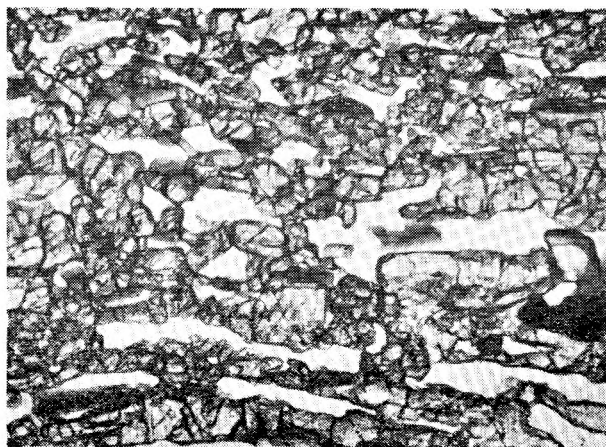
Fot. 1



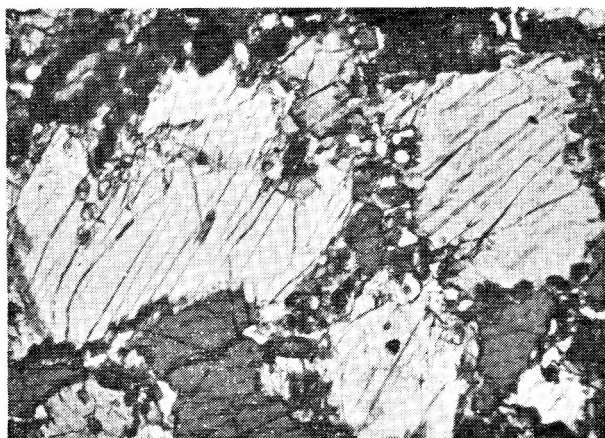
Fot. 2



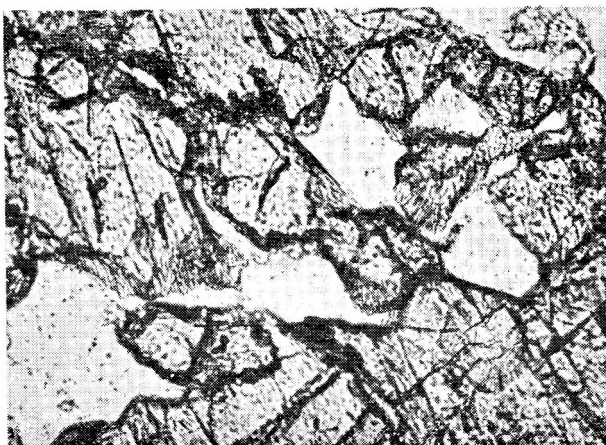
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

PLANSZA XIX
PLATE XIX

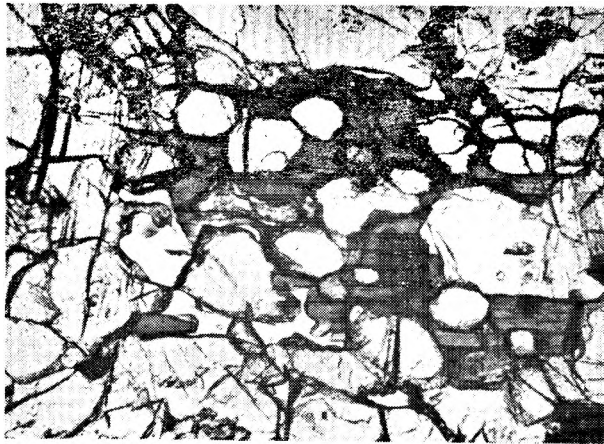
- Fot. 1. Dwa ziarna mikropertytu włóknisto-wrzecionowatego o typowym wyglądzie pertytu z odmieszania. Granulit eklogitowy ze Starego Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 150$
String micropertthite in the eclogitic granulite from Stary Gierałtów. Crossed nicols. Magn. $\times 150$
- Fot. 2. Mikropertyt na granicy z otaczającymi granatami i omfacytami obwiedziony niezblźniaczonym plagioklazem. Eklogit ze Starego Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. $\times 165$
String micropertthite bordered with plagioclase at the contact with the surrounding garnets and omphacites. Eclogite from Stary Gierałtów. Crossed nicols. Magn. $\times 165$
- Fot. 3. Poikiloblast biotyту przerosły ziarnami granatu, omfacytu i rutylu. Jak wyżej. Światło zwyczajne. Pow. $\times 65$.
Biotite poikiloblast enclosing garnet, omphacite and rutile grains. The same rock. Ordinary light. Magn. $\times 65$
- Fot. 4. Omfacyt gąbczasty w otoczeniu granatów, w znacznym stopniu wyparty przez wtórne mętne agregaty amfibolowe. Granulit eklogitowy ze Starego Gierałtowa. Nikole ukośne (70°). Pow. $\times 60$
„Spongy omphacite” for the most part replaced by cloudy amphibole aggregates. Eclogitic granulite from Stary Gierałtów. Oblique nicols (70°). Magn. $\times 60$
- Fot. 5. Omfacyt w eklogicie ze Starego Gierałtowa zaatakowany w dwojaki sposób: przy samej granicy z nienaruszonym omfacytem mętny, kryptokrystaliczny agregat amfibolowy. Dalej od niej, w zapleczu frontu przeobrażenia, promieniście lub równoległe ułożone grubsze robaczki symplektytu piroksenowego, powstałe przypuszczalnie w etapie wcześniejszym przez kanalikową korozję omfacytu. Światło zwyczajne. Pow. $\times 165$
Omphacite in the eclogite of Stary Gierałtów attacked in twofold manner: at the very contact with unaffected omphacite appears a cryptocrystalline cloudy amphibole aggregate. Behind this zone thicker worm-shaped pyroxene symplectite is developed, probably due to corrosion by intergranular solutions in an earlier stage of rock transformation. Ordinary light. Magn. $\times 165$
- Fot. 6. Relikt granatu otoczony promienistą obwódką kelyfitową włóknistej hornblendy wtórnej. Dokoła diablastyczny agregat hornblendowy powstały z zupełnie przeobrażonego omfacytu. Eklogit zamfibolityzowany ze Starego Gierałtowa. Światło zwyczajne. Pow. $\times 175$
Garnet relict bordered by a radiate kelyphite rim of secondary hornblende. All around diablastic hornblende aggregates formed at the expense of omphacite. Amphibolitized eclogite from Stary Gierałtów. Ordinary light. Magn. $\times 175$



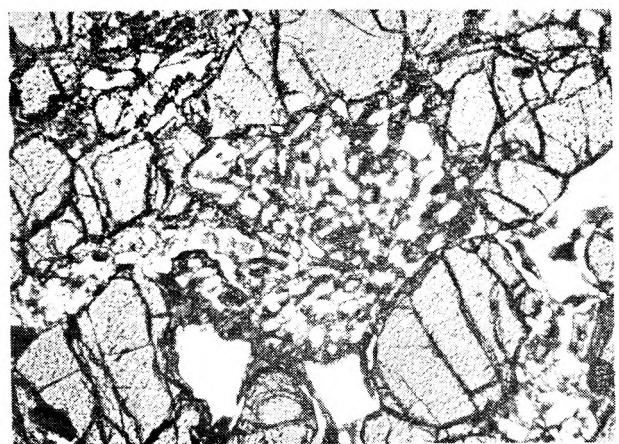
Fot. 1



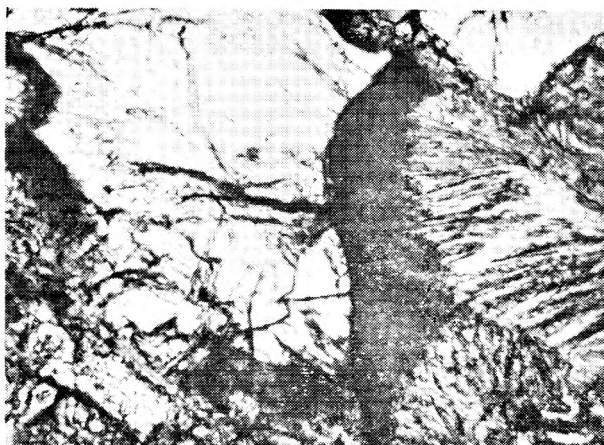
Fot. 2



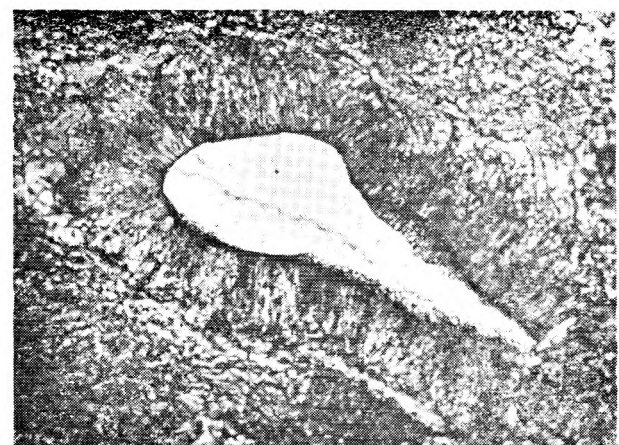
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Kazimierz SMULIKOWSKI — Eklogity Gór Snieżnickich w Sudetach
Eclogites of the Snieżnik Mts. in the Sudetes