

Kazimierz Smulikowski.

Sjenit z Klesowa i jego granitowa osłona.

Syénite de Klesów et son enveloppe granitique.

(Z 5 fig. i 2 tabl.).

WSTĘP.

Największym obszarem skał magmowych na Ziemiach Polskich są bezsprzecznie zachodnie krańce potężnego masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego, ucięte wschodnią granicą Rzeczypospolitej na Polesiu i Wołyniu. Obszar ten już od szeregu lat jest terenem systematycznych badań geologicznych St. Małkowskiego¹⁾ i P. Radziszewskiego²⁾, którzy nakreślili ogólny plan jego budowy, oraz uwydatnili wiele szczegółów z jego petrografji. Szereg ważnych rysów charakterystycznych dla skał magmowych tego obszaru znajdujemy w pracach J. Tokarskiego³⁾ i E. Zaniewskiej⁴⁾, ogólne zaś znaczenie tego obszaru na tle tektoniki porównawczej Europy zostało uwypuklone przez Cz. Kuźniara⁵⁾.

¹⁾ St. Małkowski: O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego (Spraw. P. I. G., IV, 1927, 1—2). Nadto szereg komunikatów na posiedzeniach P. I. G.

²⁾ P. Radziszewski: Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych wołyńskich na południe od rzeki Słucz (Spraw. P. I. G., III, 1925, Zeszyt 1—2). — Granit z Korca i granityt z Ośnicka na Wołyniu (Spraw. P. I. G., T. IV, 1928, Zeszyt 3—4).

³⁾ J. Tokarski: Beiträge zur Petrographie des Słucz- und Horyń-Gebietes in Polen (Min. Petr. Mitt. B. 40, 1929, 1—2).

⁴⁾ E. Zaniewska: Przyczynek do znajomości żył pegmatytowo-aplitowych w porfirycie Klesowskim (Arch. Min., T. I, 1925).

⁵⁾ Cz. Kuźniar: Uralidy w Europie środkowej i północnej (Spraw. P. I. G., T. I, 1922).

Mimo to jednakże nasza znajomość polskiej części owego masywu krystalicznego jest ciągle jeszcze niedostateczna i fragmentaryczna, a wymienione prace stanowią dopiero pierwszy początek badań litologicznych. Znaczne trudności terenowe, przede wszystkim wielka rzadkość wyraźnych odkrywek, brak należytego podkładu topograficznego do zdjęć szczegółowych, z drugiej zaś strony różnorodność petrograficzna i liczne trudno uchwytnie komplikacje tektoniczne sprawiają w sumie, iż nauka polska jest ciągle jeszcze bardzo daleką od jasnego poglądu na budowę geologiczną owego obszaru.

W przeciągu paru ostatnich lat kilkakrotnie miałem sposobność zwiedzić północno-zachodnią część masywu krystalicznego, zwłaszcza okolice miejscowości Klesów; ta część obszaru szczególnie nadaje się jako punkt wyjścia szczegółowych badań litologicznych, dzięki licznym kamieniołomom, odsłaniającym lepiej niż gdzieindziej budowę krystalicznego podłoża. W roku 1927 w towarzystwie dr. J. Rylskiego zwiedziłem poza otoczeniem Klesowa, okolice Krutej Słobody, Tomaszgrodu, Ośnicka, Rokitna, Czabla, Wyr i Rudni. W roku następnym byłem w Klesowie 2 razy: w lipcu w towarzystwie prof. Tokarskiego, we wrześniu razem z wycieczką Polskiego Towarzystwa Geologicznego. W czerwcu 1930 parę dni spędziłem na badaniach małego odcinka na zachód od wsi Klesów. Bogaty materiał petrograficzny, zebrany na tych wyprawach, złożony jest w Zakładach mineralogiczno-petrograficznych Uniwersytetu i Politechniki we Lwowie.

Szczególnie liczne obserwacje zdołałem zgromadzić na przestrzeni drobnego odcinka, stanowiącego samo naroże północno-zachodnie masywu krystalicznego, na zachód od wsi Klesów. Obserwacje te dały się powiązać w pewną zaokrągloną całość, dostarczyły szeregu nowych i systematycznie nieopisanych dotąd szczegółów w budowie litologicznej okolic Klesowa, nasunęły pewne nowe myśli i możliwości interpretacji geologicznej wzajemnego stosunku różnych form skalnych. Dlatego też, jakkolwiek teren objęty memi szczegółowymi badaniami jest tylko drobnym ułamkiem, sztucznie wykrojonym z polskiej części masywu krystalicznego, postanowiłem jednak podać do ogólnej wiadomości wyniki moich badań i rozważań, w tej nadziei, że choć w drobnym zakresie przyczynię się do wyświetlenia zagadnień, związanych z tym trudnym i skomplikowanym obszarem.

Użyte w niniejszej pracy preparaty mikroskopowe i zdjęcia mikro-fotograficzne zostały wykonane w Zakładzie Petrograficznym Uniwersytetu J. K. we Lwowie; kierownikowi tego zakładu prof. J. Tokarskiemu, wyrażam mą głęboką wdzięczność za oddanie do mej dyspozycji odpowiednich środków naukowych. Koleździe dr. J. Rylskiemu dziękuję serdecznie za odstąpienie mi części zebranego przez siebie materiału.

* * *

Budowa litologiczna omawianego obszaru jest przedstawiona w ogólnych zarysach na załączonym szkicu (fig. 1). Zachodnią część zajmuje grubo-ziarnisty szary sjenit (*a*), rozciągając się szerokim pasem o ogólnym wydłużeniu N—S ze słabym odchyleniem w kierunku NW—SE. Otoczony on jest zewsząd skałami granitowymi, wśród których mogą być wyróżnione 3 główne typy:

(*b*) Granit normalny średnio- lub gruboziarnisty, czerwony, o zwyczajnej i jednostajnej strukturze.

(*c*) Granit drobnoziarnisty, o strukturze bardzo niejednostajnej i zmiennej, często nieco porfirowaty, skutkiem obecności większych kryształów czerwonego skalenia, nierównomiernie, pojedynczo lub grupkami rozmieszczonych.

(*d*) Granit aplitowy, drobnoziarnisty, czerwony, prawie zupełnie pozbawiony ciemnych składników, czasami porfirowaty.

Sjenit jest w jednym miejscu (Puhacz) przecięty drobną żyłą ciemnej i drobnoziarnistej skały silnie przeistoczonej, którą wzorem finlandzkich geologów nazywam metabazytem (*e*).

Ogólne rozmieszczenie trzech typów granitowych jest następujące: Granit normalny otacza przeważnie i ogranicza bezpośrednio sjenit; dalej na zewnątrz rozprzestrzenia się granit aplitowy, zajmując największą część opisywanego odcinka. Wzdłuż południowo-zachodniego brzegu pola sjenitowego granit aplitowy zdaje się wnikać wąskim pasem pomiędzy granit normalny a sjenit, granicząc bezpośrednio z tym ostatnim. Granit drobnoziarnisty nie wykazuje rozmieszczenia regularnego; przeważnie tworzy pasma większe i mniejsze wśród granitu aplitowego lub występuje na granicy granitu normalnego i aplitowego, pośrednicząc między temi dwoma typami. Na szkicu litologicznym zaznaczono kilka smug jego występowania, niewątpliwie jednak jest ich znacznie więcej. Jego znaczne podobieństwo makrosko-

powe do granitu aplitowego utrudnia znacznie jego wykrycie w terenie, oraz wyznaczenie granic jego zasięgu. Niektórym pasmom granitu drobnoziarnistego towarzyszą większe lub mniejsze wtrącenia granitu normalnego.

W ogólności należy podkreślić, że granice poszczególnych typów litologicznych nie mogły być na szkicu ściśle poprowadzone. Jedynie w niektórych punktach obszaru, w szczególnie sprzyjających okolicznościach, można było wytyczyć te granice z większą dokładnością (np. na wzgórzu Krywka). Przeważnie jednak, poza nielicznymi odkrywkami sztucznymi, kamieniołomami, teren jest silnie zakryty; tylko pojedyncze i sporadycznie spotykane bloki skalne, lub wyórane mniejsze odłamki dostarczają wskazówek co do skał obecnych w podłożu. Bez stosowania sztucznych odkrywek i płytkich wierceń nigdy nie uda się osiągnąć dokładniejszych wyników. Dlatego też szkic załączony ma tylko ogólnikowe, orientacyjne i prowizoryczne znaczenie. Kółka opatrzone numerami wyznaczają miejsca skąd pobrano próbki do badań mikroskopowych.

Na opisywanym odcinku, gdzieś w pobliżu punktu 28, występować powinna osobliwa skała, ortofirem zwana przez S. Małkowskiego¹⁾, który parę luźnych jej odłamków znalazł wśród pól uprawnych. Mimo osobnych poszukiwań nie udało mi się jej odnaleźć.

Wzajemny stosunek przestrzenny wyróżnionych typów litologicznych odsłania się wyraźnie w kamieniołomie u stóp płaskiego wzgórza Krywka przy jego północno-zachodnim krańcu. Na podstawie tego ciekawego odsłonięcia, uzupełnionego intersekcją najbliższego otoczenia kamieniołomu, skonstruowany jest schematyczny przekrój (fig. 2), którego kierunek na szkicu litologicznym zaznaczony jest linią przerywaną na południe od Pułacza. (Znakowanie przekroju jest takie samo jak na szkicu).

W przekroju tym widać jasno, iż granit normalny tworzy wtrącenia wśród granitu aplitowego. Wtrącenia te, podobne do żył, odznaczają się stałym naogół biegiem, w przybliżeniu NW—SE i łagodnym upadem ku północnemu wschodowi (15—30°). Na granicy między granitem normalnym a otaczającym go granitem aplitowym często widoczne są partje o bardzo niejednostajnej strukturze, będące niejednorodną mieszaniną elementów obu tych skał. Nieregularne skupienia, smugi, gniazda dużych kryształów czerwonego skalenia granitu normalnego są w zmiennej ilości

¹⁾ S. Małkowski l. cit. str. 26—28.

przetkane drobnoziarnistą masą aplitową. Równie często te strefy mieszane wykazują poszczególne i odosobnione duże skalenie automorfijne, pogrążone w tle skalnym aplitowym, nadając strukturze charakter porfirowy. Ze względu na strukturę i skład mineralny ilościowy te partje mieszane są porównywalne z wyróżnionym osobno typem granitu drobnoziarnistego, i dlatego też w jednaki sposób zostały oznaczone na rysunku przekroju. Dalej na południe przekroju pojawiają się tylko oderwane smugi, soczewki, gniazda owych stref mieszanych, rzadziej także samego granitu normalnego, pogrążone w przeważającej masie granitu aplitowego.

Taki stosunek granitu normalnego do aplitowego zdaje się być właściwym nie tylko okolicom Klesowa, lecz prawdopodobnie całemu obszarowi występowania granitów młodszych na znanej mi części masywu krystalicznego. W kamieniołomie pod Krywką objawia się szczególnie wyraziście jeden z najważniejszych moim zdaniem motywów konstrukcji litologicznej badanego terenu. Od zrozumienia należytego tego motywu, w znacznej mierze musi zależeć interpretacja innych szczegółów budowy geologicznej całości terenu. Głównym celem niniejszej pracy jest właśnie wykrycie istotnych związków między sjenitem, granitem, a masami skalnymi o charakterze aplitowym.

Dwa zasadniczo różne rozwiązania mogą być z góry przewidziane. Możliwym jest, iż granit normalny, będący tylko formą brzeżną sjenitu, intruduje do mas aplitowych jako utworów starszych, przenikając je licznymi żyłami i apofizami. Na kontakcie następuje słabsze lub silniejsze wtapianie i pochłanianie otoczenia tych żył, skutkiem czego mogłyby powstawać opisane wyżej strefy mieszane. Owe starsze masy aplitowe poprzecinane granitem mogłyby stanowić jakieś hololeukokratyczne skały magmowe serji wcześniejszej, genetycznie z nim nie związanej. Mogłyby to być także jakieś archaiczne skały osadowe, czy też łupki krystaliczne, gruntownie przeobrażone pod wpływem przenikających je aplitowych wysięków magmy granitowej, czyli t. zw. „ichoru”. Ten pogląd, wzorowany na klasycznych badaniach i poglądach Sederholma¹⁾, został przyjęty przez St. Małkow-

¹⁾ J. J. Sederholm. Om granit och Gneiss. (Bull. Com. Géol. de Finlande Nr. 23. 1907). On Migmatites and associated pre-cambrian rocks of south-western Finland. Part I. The Pelling Region (ibid. Nr. 58. 1923). Part. II. The Region around the Barösunds fjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas (ibid. Nr. 77. 1926).

skiego¹⁾, który skały aplitowe okolic Klesowa uważa za produkty ultrametamorfozy i aplityzacji przeróżnych skał osadowych, widząc w nich liczne znamiona natury migmatytowej.

Drugie możliwe rozwiązanie ujmowałoby wszystkie skały opisywanego obszaru (sjenit, granit normalny, drobnoziarnisty, aplitowy) jako jednolitą serję litologiczną, powstałą skutkiem dyferencjacji wspólnej magmy. Granit aplitowy możnaby uważać jako wcześniej zakrzepły leukokratyczny produkt, czyli fację brzeżną batolitu granitowo-sjenitowego. Wypadki takie w innych prowincjach granitowych nie należą do rzadkości i niejednokrotnie były notowane. Można jednak również wyobrazić sobie sprawę wręcz odwrotnie; granit normalny może tworzyć wcześniej zestalone segregacje homeogeniczne, a więc smugi i szliry wśród masy aplitowej; ruch magmy aplitowej, pchanej względnie ssanej w pewnym określonym kierunku, może owe segregacje układać w przybliżeniu równolegle, co w razie większych ich rozmiarów może nadawać im pozory żył granitowych młodszych. Wyniki moich badań, przedstawione w niniejszej pracy, przemawiają stanowczo na korzyść tej drugiej hipotezy.

W badaniach szczegółowych chodziło przede wszystkim oto, aby na wspólnej platformie zestawić porównawczo jak najwięcej określonych ilościowo form skalnych z danego terenu. W tym celu zastosowałem skrupulatną analizę mikroskopową wszystkich zebranych próbek skalnych, starając się nie tylko o dokładną charakterystykę struktury i poszczególnych składników mineralnych, lecz także o ustalenie ilościowego składu mineralnego metodą planimetryczną. Pełnokrystaliczny, ziarnisty rozwój skał oraz ich prosty skład mineralny pozwalają spodziewać się dostatecznej dokładności tych oznaczeń. Dlatego też analizy chemiczne narazie zostały celowo pominięte.

Opis mikroskopowy typów skalnych.

Sjenit. Jest to skała gruboziarnista o jednostajnym na ogół wyglądzie megaskopowym na całym obszarze swego występowania. Głównym składnikiem są kryształy skaleni, objawiające przeważnie pewną tendencję do automorficznego wykształcenia; są

²⁾ St. Małkowski. O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa (komunikat na posiedzeniu P. I. G. 29 kwietnia, 1930, Zeszyt 27).

one świeże, o gładkich, błyszczących płaszczyznach łupliwości; rozmiary ich przeważnie wahają się w granicach 0·5—1·5 cm średnicy; pojedyncze ziarna mogą niekiedy osiągać nieco większe wymiary. Pomędzy skaleniami rozrzucone są drobniejsze łuseczki biotyту (1—4 mm średnicy), często łączące się w mniejsze lub większe grupki. Ogólne zabarwienie skały przeważnie szare, często lokalnie nieco czerwono-plamiste (zwłaszcza w okolicy Puhacza). Tu i ówdzie połyskują drobniutkie grudki pirytu. W odłamkach nieco zwietrzałych dostrzega się malutkie plamki żółtawo-białe, należące prawdopodobnie do tytanitu względnie leukoksenu. W mikroskopie stwierdzić można plagioklaz jako składnik główny, obok niego mikropertyt mikroklinowy, biotyt i kwarc w mniejszej ilości, wreszcie tlenki żelaza, epidot, tytanit, apatyt, cyrkon, rutyl i piryt, jako składniki akcesoryczne.

Plagioklaz objawia z reguły budowę pasową, często bardzo wybitną. W głównej swej masie należy on do oligoklazu; w części północnej obszaru (Zdiłów) wykazuje on często jądra bogatsze w anortyt, a dezynowe (do 40% an.), obwódki zaś znacznie kwaśniejsze (ok. 20% an.); w części południowej (Puhacz) plagioklaz jest naogół uboższym w wapno, wyjątkowo tylko przekraczając w jądrach kryształów 30% anortytu. Czasami najskrajniejsze obwódki mogą zawierać tylko 17—18% an. Na zetknięciu z mikropertytem lub z biotytem plagioklaz wykazuje z reguły delikatne rąbki albitowe, (6—11% anort.), ostro odcinające się od głównej masy kryształu; rąbki te nie pojawiają się natomiast nigdy na granicy z kwarcem, ani z innymi ziarnami plagioklazu. Podobne zjawisko podaje Eskola¹⁾ dla granitu z Perniö. Niekiedy przy użyciu najsilniejszych powiększeń można stwierdzić, iż owe rąbki albitowe nie są bynajmniej jednorodne, lecz przerosłe nadzwyczaj delikatnymi włókienkami kwarcowymi. Najprawdopodobniej są one utworem wtórnym, lub raczej deuterycznym, wywołanym oddziaływaniem chemicznym plagioklazu na mikroklin i biotyt, analogicznym przeto do myrmekitu.

Kryształy plagioklazu są przeważnie przetkane ziarenkami epidotu i łuseczkami serycytu, czasem także i biotyту. Zwykle epidot znacznie przeważa, tworząc albo niezbyt regularne ziarenka albo słupkowate mikrolity o prawidłowych postaciach. Wszystkie

¹⁾ P. Eskola. On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland (Bull. Com. Géol. Finl, Nr. 40, 1914, str. 18).

te produkty, niewątpliwie wtórnego pochodzenia, nagromadzają się szczególnie obficie w jądrach kryształów plagioklazów, jako w partjach bogatszych w anortyt, a niekiedy zagęszczają się tam tak dalece, iż prawie całkowicie wypierają pierwotną substancję skaleniową. Znacznie rzadziej towarzyszą tym produktom drobne ilości czerwonego pigmentu tlenku żelaza.

Mikroklin wykazuje z reguły typową budowę kratkową, często bardzo pięknie i subtelnie wykształconą. Jest on ksenomorficzny względem plagioklazu, lecz automorficzny względem kwarcu. Zawiera zawsze obfite przerosty albitowe (o zawartości 6—11% anortytu) w formie delikatnego pertytu. Rozmieszczenie ich jest zresztą przeważnie bardzo niejednostajne, miejscami skąpe, miejscami, zwłaszcza przy brzegach kryształów, bardzo obfite w postaci płomienistych nagromadzeń. Poza to mikroklin zawiera często wrosnięte drobne osobniki plagioklazów kwaśniejszych, obrębionych albitem, grupujących się lub szeregujących nieraz po kilka razem. Sam mikroklin tworzy niejednokrotnie nieregularne wrostki antypertytowe w niektórych, zwłaszcza większych kryształach plagioklazu, wykazując wspólną z nimi orientację kryystalograficzną. Mikroklin w przeciwieństwie do plagioklazu jest zawsze zupełnie świeży i pozbawiony wszelkich wtórnych produktów.

Na granicy oligoklazu i mikropertytu obserwuje się dość często utwory myrmekitowe; nie są one jednak prawie nigdy tak typowo i okazale wykształcone jak to często miewa miejsce w przeróżnych granitach rozmaitych obszarów. Są one zawsze bardzo delikatne, przeważnie małe, zwykle pozbawione typowych form brodawkowatych, wżerających się w skałę potasową, raczej ograniczone do wąskich rąbków, występujących tylko w niektórych szczególnych punktach na granicy między skaleniami obu rodzajów. Nie można zatem w opisywanej skale uważać myrmekitu za produkt reakcji między gotowymi już kryształami skaleni, a zatem w stanie stałym, pod wpływem dynamometamorfozy regionalnej; należy raczej przypuścić, iż produkt ten należy do końcowych etapów konsolidacji magmowej, czyli do t. zw. okresu deuterycznego, którego rola zdaje się głównie polegać na autometamorfozie, czyli na reakcjach i przeobrażeniach pod wpływem obfitych rozpuszczalników, skoncentrowanych w ostatnich resztkach magmowych. Już Becke¹⁾ podej-

¹⁾ F. Becke. Über Mineralbestand u. Struktur d. krystallinen Schiefer. (Denkschriften d. K. K. Akad. d. Wiss., Wien 1913).

rzewał tego rodzaju genezę myrmekitu, a Sederholm¹⁾ zupełnie stanowczo wyraził powyższy pogląd.

Wśród owych rozpuszczalników niewątpliwie woda musiała odgrywać rolę zasadniczą, a temperatura owych reakcyj deuterycznych mogła spadać do poziomów stosunkowo bardzo niskich. Jest przeto całkiem możliwym, że poglądy St. Thugutta²⁾ co do hydrotermalnego pochodzenia przerostów skaleniowo-kwarcowych dałyby się w pewnej mierze zastosować także i do myrmekitu. Sporadyczne i lokalne tylko wykształcenie myrmekitu dałoby się wytłumaczyć w ten sposób, że tworzenie się jego było możliwe tylko tam, gdzie pomiędzy sąsiadującymi kryształami oligoklazu i mikroklinu możliwym był dostęp rozpuszczalników. Tam zaś, gdzie te dwa minerały zrosły się ściśle ze sobą jeszcze w wyższych temperaturach, w fazie czysto magmowej, uniemożliwiając późniejsze wnikanie rozpuszczalników wzdłuż granicy, tam myrmekit nie miał warunków swego powstania.

Biotyt tworzy niewielkie wystrzępione płytki i blaszki, o normalnym, silnym pleochroizmie (α — słomkowo-żółty, $\beta = \gamma$ ciemno-brunatny często z odcieniem oliwkowo- lub zielono-brunatnym), optycznie odjemne, prawie jednoosiowe. Drobniotkie łuseczki rozproszone pomiędzy skaleniami są często czysto zielone. Zawiera zwykle liczne delikatne igiełki rutyłowe, których regularne ułożenie jest dobrze widoczne w przekrojach równoległych do (001) (Tabl. V., fig. 3). Dokoła licznych wrostków apatytu i mniej licznych cyrkonu zaznaczają się pola pleochroiczne.

Hornblenda towarzyszy biotytowi tylko w niektórych odmianach sjenitu. Wykazuje ona silny pleochroizm w barwach zielonych (α — blado-żółta, β — żółto lub oliwkowo-zielona, γ — szmaragdowo-zielona, $\alpha < \beta < \gamma$), kąt znikania światła w przekroju (010) — $z:\gamma = 16' - 18^\circ$, dwójłomność niezbyt silną ($\alpha - \gamma = 0.0176 - 0.0193$)³⁾, kąt osi optycznych bardzo wielki, charakter optyczny odjemny.

¹⁾ J. J. Sederholm. On synantetic minerals and related phenomena (Bull. Com. Geol. Finl. Nr. 48, 1916).

²⁾ St. J. Thugutt. O pochodzeniu skaleni utworów pegmatytowych, (Arch. Min. Tow. Nauk. Warsz., T. I, 1925, str. 59—68). O rozpuszczalności kwarcu w wodzie przekroplonej (ibid. T. IV, 1928, str. 139).

³⁾ Wszystkie oznaczenia $\gamma - \alpha$, zarówno hornblendy, jak innych minerałów, były wykonywane kompensatorem Bereka firmy Leitz, o stałej optycznej $\log c = 3.920$ dla światła białego.

Biotyt i hornblenda tworzą przeważnie wspólne grupki. Prawie nigdy nie są one wrośnięte wewnątrz osobników oligoklazau, lecz ukrywają się pomiędzy nimi lub otaczają je niekiedy z zewnątrz (Tabl. VI, fig. 1). Wydaje się przeto, jakoby krystalizacja ciemnych składników zaczęła się stosunkowo późno, wówczas dopiero, gdy przeważna część plagioklazau była już wykształcona.

Wzajemny stosunek biotyту i hornblendy jest bardzo rozmaity, skomplikowany i niejasny. Przeważnie zespoły drobnych łusek biotytowych otaczają zniekształcone słupki hornblendy; czasami jednak bywa odwrotnie, iż płytki biotyту wrośnięte są do środka ziarn hornblendy. Wydaje się przeto, iż na ogół oba te minerały pochodzą z jednego okresu rozwoju skały, i że lokalnie jeden albo drugi uzyskiwał w pierw warunku swego powstawania. Inna rzecz, że hornblenda wcześniej zakończyła swą krystalizację, podczas gdy biotyt tworzył się dalej bez przerwy, aż do samego końca konsolidacji skały, biorąc nawet udział w reakcjach deuterycznych.

Minerały akcesoryczne koncentrują się przeważnie w grupkach łusek biotytowych. Magnetyt tworzy drobne ziarenka nieregularne, często wrosłe w biotyt, a oddzielone odeń wąziutkim rąbkiem mikrokryształicznego agregatu o silnej dwójłomności (prawdopodobnie epidotu). Ilmenit jest znacznie rzadszy i przeważnie gruntownie przeobrażony w leukoksen. Tytanit jest rozpowszechniony w postaci większych bezkształtnych ziarek, lub małych, lecz prawidłowych kryształków o ostrych charakterystycznych przekrojach; jest on zawsze skutkiem zawartości żelaza żółto lub brunatnawo zabarwiony, zwykle wyraźnie pleochroiczny, często otoczony białawą powłoczką leukoksenu, prawdopodobnie po części powstały z przeobrażenia ilmenitu. Tu i ówdzie pojawiają się sporadyczne grudki pirytu.

W ostatniej fazie rozwoju skały, wszystkie ciemne składniki zaczęły wchodzić w reakcję ze skaleniami, przede wszystkim z oligoklazem. Reakcje te natury deuterycznej, są nadzwyczaj skomplikowane i dają początek najbardziej różnorodnym utworom synantetycznym. Hornblenda często otacza się osłoną drobnutkich blaszek biotytowych, zmieszanych z kwarcem i epidotem. Robaczkowate przerosty kwarcu w biotycie częstokroć żywo przypominają myrmekit i zgodnie z poglądami Sederholma (l. cit.) mają prawdopodobnie pochodzenie analogiczne. Czasami zdarzają się wydłużone przekroje, wypełnione w całości

takim myrmekitem biotyto-owym z domieszką epidotu, które prawdopodobnie stanowią jakgdyby swoiste pseudomorfozy po hornblendzie (Tabl. V, fig. 5 i 6). Biotyt często wciska się palczastymi odnogami do wnętrza kryształów plagioklazów, wyzyskując zwykle przytem płaszczyzny łupliwości i wypierając niekiedy w znacznym stopniu substancję skaleniową; w ten sposób powstają przeróżne daktylitowe formy biotytu, a w razie udziału kwarcu, rozmaite symplektyty biotyto-owo-kwarcowe, opisywane wielokrotnie przez Sederholma i innych badaczy Fennoskandji. (Tabl. V, fig. 3 i 4).

Do tego samego okresu ewolucji skały należałoby odnieść także tworzenie się epidotu, który powstaje wśród najrozmaitszych reakcyj deuterycznych, nie tylko wewnątrz plagioklazów, lecz także pomiędzy minerałami ciemnymi. Minerale ten odznacza się bardzo silną dwójłomnością ($\gamma - \alpha = 0.051$) charakterem optycznym negatywnym, kątem osi optycznych bardzo wielkim, orientację optyczną $x:\gamma = 26 - 29^\circ$. Jest on przytem słabo zabarwiony, bardzo blado żółtawo-zielonkawy, o pleochroizmie prawie niedostrzegalnym w cienkim przekroju. Właściwości powyższe pozwalają przypuszczać, iż zawiera on 14—18% Fe_2O_3 ¹⁾. Jego natura deuteryczna wynika z roli, jaką odgrywa w przeróżnych symplektytach, na równi z biotytem i kwarcem. Ziarna jego zamknięte w jądrach plagioklazów, posiadają takie same właściwości optyczne, należy więc przypuszczać, iż powstały w jednakich warunkach. Wytworzył się on tutaj przedewszystkiem kosztem anortytu, zawartego w plagioklazie, żelazo zaś czerpał prawdopodobnie nie z zewnątrz, lecz również z samego skalenia, który niewątpliwie zawierał w swym składzie Fe_2O_3 jako domieszkę izomorficzną²⁾. Słuszność tego twierdzenia poparta jest obserwacją, iż w plagioklazach granitów uboższych w anortyt, epidot występuje w ilości znacznie skromniejszej, a Fe_2O_3 , będąc wówczas w nadmiarze, skutkiem odmieszania się w niższych temperaturach wydziela się wewnątrz skalenia w formie czerwonego pigmentu.

Pozostałą resztę skały wypełnia kwarc, wybitnie ksenomorficzny względem skaleni. Rzadko tworzy on większe ziarna,

¹⁾ N. H. Winchell. Elements of optical mineralogy. P. II. Description of minerals. 1927, str. 355.

²⁾ St. J. Thugutt. O błyszczu żelaza, jako produkcie rozkładu skaleni. (Chemik Polski).

przeważnie wciska się między skalenie lub minerały ciemne, przyjmując wąskie i niekształtne formy. Z reguły objawia on wyraźne faliste znikanie światła, miejscami na brzegach jest nawet podzielony na drobną mozaikę. Nieraz tkwią w nim luźno małe kryształki skaleni, hornblendy, biotyty. Pozatem tworzy on wspólnie z plagioklazem i biotytem rozliczne symplektyty; czasami tworzy w hornblendzie delikatne przerosty, podobne do granofirrowych. Tu i ówdzie zatokowato wgryza się w skalenie, lub nawet delikatnymi odgałęzzeniami wnika do ich środka w sposób skomplikowany, zasadniczo jednak różny od myrmekitu; tego rodzaju formy mogą być wynikiem korozji późno-magmowej. W ogólności w opisywanym sjenicie kwarc posiada wyraźne znamiona ostatniego w biegu krystalizacji składnika magmowego, który jest poczęści równoczesny z reakcjami deuterycznymi, a nawet według wszelkiego prawdopodobieństwa jest jednym z produktów tych reakcyj.

Sjenit omawianego obszaru jest skałą dość jednostajną, pod względem struktury oraz składu mineralnego. Umiarkowana zmienność składu ilościowego, oznaczona na podstawie analiz mikroskopowych 10 próbek skalnych z różnych punktów zaznaczonych na szkicu, daje się wyrazić następującymi cyframi w procentach objętościowych (obacz tabelę składu mineralnego). Ilość plagioklazu waha się na ogół w granicach 50—62%, anortytu w plagioklazu 20—40%. Mikroklinu jest 10—26%, kwarcu 5—12%, biotyty 7—12%, hornblendy 0—3%. Stała przewaga oligoklazu nad mikroklinem nie jest bynajmniej właściwą rodzinie sjenitu w powszechnej nomenklaturze i systematyce petrograficznej. Skutkiem tej właściwości skały omawiane zbliżają się bardzo wyraźnie do granodiorytów względnie diorytów kwarcowych, z drugiej zaś strony ubóstwo minerałów ciemnych i kwarcu przesuwają je w kierunku oligoklazytów. Mimo tych zastrzeżeń, można jednak zatrzymać nazwę sjenit w jej najogólniejszym znaczeniu, dla całości omawianego kompleksu skalnego *Żdiłowa i Puhacza*.

Pewne lokalne zróżnicowanie sjenitu daje się miejscami zauważyć. Sjenit okolic *Puhacza* stale zawiera więcej mikropertytu, niż sjenit ze *Żdiłowa*. W tej ostatniej miejscowości jednak zdarzają się leukokratyczne segregacje, szczególnie obfitujące w mikroklin, dochodzący prawie do 60% objętości skały (Nr. 19). W tem samym miejscu zauważono również niewielką

smugę, wzbogaconą w minerały ciemne, o charakterze lamprofiorowym. (Nr. 1). Drobne te segregacje krystalizacyjne czy to leukokratyczne, czy melanokratyczne są jednak zupełnie lokalne i pozbawione większego znaczenia.

W południowej ścianie kamieniołomu na Puhaczu zauważyłem wąską smugę ciemno-szarą, drobnoziarnistą, nieco porfirowatą dzięki pojedynczym większym skaleniom, która na przestrzeni 2—3 m przebiega poziomo wśród sjenitu. W mikroskopie smuga ta zdradziła prawie zupełny brak kwarcu, natomiast wykazała obecność licznych słupków allanitu, obrośniętego z zewnątrz epidotem w sposób krystalograficznie zorientowany (Tabl. V, fig. 2). Allanit jest silnie zabarwiony w tonach żółto-brunatnych, nieco rdzawych, i wyraźnie pleochroiczny ($\alpha < \beta < \gamma$); kąt znikania światła na ścianie (010), $z:\alpha = 37 - 40^\circ$, dwójłomność umiarkowana ($\gamma - \alpha = 0.0167$), kąt osi optycznych bardzo wielki, charakter optyczny prawdopodobnie odjemny.

Struktura sjenitu jest pod znakiem mniej lub więcej wyrazistej tendencji plagioklazu do wykształcenia automorficznego. Pominąwszy drugorzędne zjawiska deuteryczne i korrozyjne, plagioklaz wykazuje własne kształty nie tylko w stosunku do mikropertytu i kwarcu, lecz także i minerałów ciemnych. Wydaje się przeto, jakoby plagioklaz wcześniej od innych składników rozpoczął swą krystalizację.

Zjawiska późniejszej deformacji mechanicznej sjenitu są na ogół słabe, w niektórych partjach jednak, zwłaszcza przy południowo-zachodnim brzegu obszaru sjenitowego, np. w okolicach Puhacza, stają się bardzo wyraźne¹⁾. W kilku miejscach przebiegają strefy silnego sprasowania, objawiające się gęstym poziomym spękaniem skały. W mikroskopie dostrzega się pewne znamiona kataklazy, miejscami nieznaczne, miejscami wyraziste. Skalenie i kwarc są często popękane, ziarna kwarcu wykazują nie tylko silne faliste i pasmowe znikanie światła („strain shadows“), lecz nawet miejscami rozpadają się na mozaikę. Pomiedzy kryształami skaleni przewijają się tu i ówdzie pasemka drobno granulowane, przetkane łuseczkami serycytu, biotyту i gruzełkami epidotu. Biotyt również często układa się w delikatne wstęgi przeciskające

¹⁾ Kierunki kliważu zmierzone w kamieniołomie na Puhaczu są następujące: Główny, najwyraźniejszy i najbardziej konsekwentny *NW—SE*. (h. 10—11), mniej stały i wyraźny *NE—SW* (h. 4—6).

się wśród skaleni. Zjawiska powyższe odpowiadają poniekąd początkowym stadiom t. zw. „Mortar structure“.

Wiadomo jednakże, że niektórzy badacze finlandzcy jak np. Sederholm¹⁾ i Eskola²⁾ dopatrują się niekiedy w powyższych zjawiskach znamion zaburzonej krystalizacji w końcowych stadiach krzepnięcia magmy; Eskola jest skłonny uważać nawet faliste znikanie kwarcu oraz jego mozaikowaty podział za zjawiska pierwotne, konsolidacyjne. Owe zaburzenia w krystalizacji, spowodowane ruchami magmy przed całkowitem jej zestaleniem, należałoby zatem zaliczyć do protoklasy. Poglądy powyższe wydają mi się w znacznej mierze uzasadnione w zastosowaniu do badanego sjenitu. Do protoklasy również należy zaliczyć częste w tej skale pogięcie płytek biotyту i rzadsze nieco deformacje zbliżonych krysztalów plagioklazu.

Metabazyt. Skala ta występuje u wstępu do kamieniołomu na Puhaczu, wśród sjenitu bardzo gruntownie zwietrzałego. O ile można sądzić na podstawie tego niewyraźnego odsłonięcia, tworzy ona prawdopodobnie cienką żyłę (0·5—1 m grubości) o przypuszczalnym biegu *NNW—SSE*. Skład mineralogiczny, oznaczony mikroskopowo, jest następujący: Kwarc — 14·9% obj., Albit (o 10—12% anortytu) — 19·1%, epidot — 32·3%, amfibol — 25·0%, biotyt — 7·9%, tlenki żelaza — 0·3%, apatyt — 0·5%.

Epidot jest prawie bezbarwny, o wysokiej dwójłomności ($\gamma - \alpha = 0\cdot039$), co odpowiada mniej więcej zawartości ok. 13% Fe_2O_3 . Amfibol występuje w dwu odmianach, ściśle i przeważnie nieregularnie ze sobą zmieszanych. Jedna mniej liczna, blado zabarwiona, o słabym, jakkolwiek wyraźnym naogół pleochroizmie, odpowiada najprawdopodobniej aktynolitowi. (α — bardzo blado żółtawy, β — blado żółtawo-zielony, γ — blado niebieskawo-zielony, $z:\gamma = 16—18^\circ$, $\gamma - \alpha = 0\cdot0263$, $2V$ bardzo wielkie). Z powodu złego wykształcenia tej odmiany i szczególnie wielkiego kąta osi optycznych, oznaczenie charakteru optycznego jest bardzo utrudnione i niepewne; w jedynym tylko wypadku udało mi się oznaczyć go jako odjemny. Dlatego też nie mogłem rozstrzygnąć, czy obok aktynolitu nie jest może obecny także i kumingtonit, jak wiadomo często spotykany w tego rodzaju skałach przeistoczonych. Druga odmiana amfibolu, obfitsza, odpowiada pospolitej silnie zabarwionej *hornblendzie zielonej*, której plamistość

¹⁾ J. Sederholm. On migmatites etc. Part. II. Str. 83—84 i 94—96.

²⁾ P. Eskola. On the petrology of the Orijärni Region etc.

wskazuje na zmienność w składzie chemicznym. Pleochroizm intensywny (α — zielono-żółta, β — oliwkowo-zielona, γ — niebieskawo-zielona), $z:\gamma = 16-18^\circ$, dwójłomność słabsza, niż u pierwszej odmiany, ze znakiem odjemnym. Obie odmiany wspólnie tworzą drobne słupki i pręciki pozbawione zakończeń, często zespoły włókniste, pospolicie przerosłe biotytem i epidotem. Uralitowy charakter tego amfibolu, każe uważać go za produkt przeobrażenia piroksenów, prawdopodobnie augitu.

Metabazyt jest drobno ziarnisty, barwy szaro-zielonkawo-czarnej, ku brzegom zaś zdaje się posiadać ziarno jeszcze bardziej delikatne, co wskazywałoby na to, iż wcisnął się on do sjenitu już po jego zestaleniu. Epidot, zawsze z zewnątrz obrośnięty albitem, jest niewątpliwie produktem przeobrażenia plagioklazu bardzo zasadowego (labrador—bytownit); jego formy oddają wiernie kształty pierwotnych listewek plagioklazowych (Tabl. V, fig. 1), umożliwiając w ten sposób zachowanie się mniej lub więcej dokładne struktury ofitowej, która musiała być właściwą pierwotnemu wykształceniu tej skały. Nie ulega wątpliwości, że ma się tu do czynienia z przeobrażonym gruntownie typowym diabazem, dlatego też nazwa metadiabaz oddawałaby najściślej właściwą naturę tej skały.

Granit normalny. Zaliczone są tutaj skały czerwone, o zwyczajnej granitowej strukturze. Ziarno jest przeważnie nieco mniejsze, niż w sjenitach; czerwone skalenie, o świeżych i błyszczących powierzchniach łupliwości, budują główną masę skały, niebieskawo-sine ziarenka kwarcu są niezbyt liczne i dla oka nieuzbrojonego przeważnie dobrze ukryte; biotytyt jest tu w mniejszej ilości, niezbyt jednostajnie ułożony w grupkach pomiędzy skaleniami. Wygląd mikroskopowy granitów normalnych bardzo żywo przypomina sjenit, a różnice w składzie mineralnym dotyczą raczej stosunków ilościowych.

Plagioklaz o ogólnej tendencji do automorfizmu (podobnie jak w sjenitach) jest tu bardziej kwaśnym; zawartość anortytu waha się przeważnie w granicach 10—16%, stosunkowo rzadko tylko przekraczając 20%. Jest to zatem na ogół kwaśny oligoklaz, z przejściem do albitu w zewnętrznych partjach kryształów. Budowa pasowa, jakkolwiek przeważnie dostrzegalna, jest jednak na ogół znacznie słabszą, niż w sjenicie. Rąbki albitowe (o 4—6% anortytu) są zawsze wyraźnie wykształcone na zetknięciu ze skaleniem potasowym i biotytem. Myr-

mekit jest znacznie rzadszy i przeważnie gorzej wykształcony. Antypertytowe wrostki mikroklinu w plagjoklazie są także mniej rozpowszechnione, a czasem zgoła nieobecne. Wśród produktów wtórnych, grupujących się we wnętrzu plagjoklazów, sercyt ma zwykle przewagę; epidot ogranicza się naogół do roli ilościowo skromniejszej, na skutek mniejszej zawartości anortytu w plagjoklazie. Natomiast wtórne wydzielanie się czerwonego pigmentu Fe_2O_3 jest tutaj regułą, a pozostając niewątpliwie w związku przyczynowym z ubóstwem epidotu, nadaje całej skale charakterystyczną czerwoną barwę.

Mikroklin jest tu z reguły obfitszy i zwykle nie tylko dorównuje co do ilości plagjoklazowi, lecz nawet często go przewyższa. Jego właściwości są takie same, jak w sjenicie, przerosty albitowe przeważnie nieco mniej obfite; niekiedy, jak np. w granicie z uroczyska Gary, zdarzają się pasowe wydzielania albitu w mikroklinie (Tabl. VI, fig. 2).

Biotyt, główny minerał ciemny, tworzy nieregularne i wystrzępione blaszki i płytki, niejednokrotnie przeobrażone częściowo w pennin. Hornblendy brak zupełnie. Często natomiast można stwierdzić obecność minimalnych ilości muskowitu pierwotnego, którego delikatne łuseczki przyczepione są do płytek biotytowych. Wśród minerałów akcesorycznych należy wymienić magnetyt, tytanit, piryt, cyrkon i apatyt, przeważnie zaledwie w śladach.

Kwarc odgrywa tutaj rolę ważniejszą, niż w sjenicie, tworząc ksenomorficzne ziarna, zlepiające inne składniki skały w sposób typowy dla granitów. Tu i ówdzie wżera się w kryształy skaleni (kwarc korrozyjny), a czasem występuje nawet w ich środkach w postaci nieregularnych i okrągławych ziarenek. Takie wrostki kwarcu, bardzo pospolite w pobotnickich granitach Finlandji, tłumaczy Sederholm¹⁾ również korrozyjnym działaniem bogatych w krzemionkę pozostałości magmowych.

Zmienność składu mineralnego określona na podstawie analiz planimetrycznych 7 próbek granitu normalnego z różnych miejsc, wyraża się w sposób następujący: Kwarc 14—25% obj., mikropertyt 26—47%, plagjoklaz 31—53%, biotyt 2·4—6%. Większość granitów zawiera zaledwie 14—20% kwarcu, to znaczy naogół mniej, niż to pospolicie wykazuje większość granitów ca-

¹⁾ J. J. Sederholm: On migmatites etc. II, str. 63—68.

łego świata. Można by zatem powiedzieć, iż omawiany typ granitu okolic Klesowa skłania się poniekąd w kierunku sjenitów; przymiotnik „normalny“, używany stale w tej pracy, odnosi się przeto nie tyle do składu mineralnego, co raczej do struktury, dla odróżnienia od innych typów porfirowatych lub drobnoziarnistych.

Przeobrażenia i reakcje deuteryczne zaznaczają się w granitach znacznie słabiej, niż w sjenitach. Zjawiska kataklazy i protoklazy są powszechne i odpowiadają w całej pełni temu, co było podkreślone przy opisie sjenitu.

Granit aplitowy. Skały tego typu, najbardziej ze wszystkich rozpowszechnione na opisywanym obszarze, są przeważnie drobnoziarniste, bardzo zbite i twarde; szaro-czerwonawo zabarwione w stanie zupełnie świeżym, blakną stopniowo w miarę postępującego wietrzenia, przyjmując barwę jasno czerwoną, różowawą wreszcie białawą i stają się częstokroć łudząco podobne do piaskowców i kwarcytów. Struktura może być zupełnie jednostajną i zbitą; często jednak wśród takiego tła pojawiają się większe automorficzne kryształy czerwonych skaleni, lub okrągławe ziarenka szklistego kwarcu, dzięki czemu struktura może przyjmować charakter porfirowy. Równie często można obserwować na świeżym przełomie skały drobne pasemka nieco większych różowawych skaleni, które albo przebiegają całkiem nieregularnie, albo też miejscami układają się w przybliżeniu równoległe i czasami dają efekt podobny do uwarstwowania.

W mikroskopie uwydatnia się najczęściej struktura typowa dla aplitów, od czasów Michel-Lévy'ego zwana przez francuskich petrografów granulitową, co odpowiada ściśle pojęciu struktury panidiomorfowo-ziarnistej Rosenbuscha. Skała posiada wygląd mozaiki, złożonej z drobnych i niekształtnych ziarenek kwarcu i skaleni alkalicznych. Ziarenka kwarcu, nieregularne lub zaokrąglone, są ułożone wśród mieszaniny bezładnej mikropertytu mikroklinowego i albitu (4—10% anortytu), albo kwaśnego oligoklazu (10—13% anortytu) (Tabl. VI, fig. 4). Zgodnie z definicją struktury granulitowej ziarna kwarcu są lepiej zindywidualizowane, niż skalenie; są one bowiem z reguły z zewnątrz obrośnięte skaleniami, oraz tkwią pojedynczo albo w liczbie kilku, wewnątrz poszczególnych kryształów mikropertytu lub albitu. Czasami jednak bywa także i odwrotnie, iż drobne skalenie wrastają do wnętrza ziarn kwarcu. Należy przypuścić, iż w skałach o takiej strukturze krystalizacja kwarcu

i skalenia przebiegała naogół równocześnie, co wskazywałoby na eutektyczny w przybliżeniu stosunek obu tych składników.

W niektórych skałach zdarza się tu i ówdzie, iż wrostki kwarcu w skaleniu układają się po parę razem równolegle, wygaszając światło w jednakiem położeniu. Jedna próbka granitu aplitowego z Krywki, odznaczająca się zupełnym prawie brakiem biotyту i składników akcesorycznych (Nr. 33), wykazuje nawet typowe i idealnie wykształcone przerosty mikropegmatytowe kwarcu z mikropertytem (Tabl. VI, fig. 3).

Granity aplitowe są hololeukokratyczne, ilość biotyту w nich nie przekracza nigdy 2% obj. Drobnym i niekształtnym łuseczkom tego minerału towarzyszą zwykle skąpe ilości muskowitu pierwotnego. Ślady magnetytu, epidotu i apatyту są zwykle dostrzegalne. Mikroklin o klasycznej budowie kratkowej, zawiera zawsze albit w formie mikropertytu, przyczem ziarna drobniejsze są przeważnie uboższe w ten składnik, niż ziarna większe albo pojedyncze duże osobniki, odgrywające rolę niby prakryształów. Mikroklin z reguły przeważa znacznie nad plagioklazem, jedynie tylko próbka Nr. 26 z Krywki wykazała stosunek odwrotny. Jest on zawsze zupełnie świeży i czysty, podczas gdy plagioklaz przeważnie jest przyprószony nieco wtórnymi produktami. Ilość kwarcu waha się w granicach 25—36% objętości. Brzegi ziarenek kwarcowych są zwykle podkreślone czerwonym pigmentem Fe_2O_3 , który nadaje całej skale ogólny ton barwy czerwonej.

Granity aplitowe omawianego obszaru nie są wyszczególnione na mapce Małkowskiego z r. 1927, lecz zaliczone wspólnie z innymi typami skalnymi do młodszej serii „granitów różowych“. W tej samej jednakże pracy autor ten wyróżnia jako osobny typ t. zw. „piaskowce klesowskie“ i „hlinneńskie“, zajmujące znaczną przestrzeń dokoła stacji kolejowej Klesów, pozatem zaś rozpowszechnione w bardzo wielu innych punktach północnej części masywu krystalicznego. Klasyczne odsłonięcia owych „piaskowców“, opisywane przez Małkowskiego, np. kamieniołom firmy „Skała“ oraz parę mniejszych kamieniołomów na południe od toru kolejowego w Klesowie, miałem kilkakrotnie sposobność zwiedzić. Na tej podstawie mogę twierdzić, że skały tego typu są zupełnie podobne i analogiczne w swej budowie do skał obszaru niniejszej pracy np. z Krywki, czy też wsi Klesowa, którym przypisałem nazwę granitów apli-

towych. Analiza mikroskopowa kilkunastu różnych próbek skał z kamieniołomu „Skała“ i sąsiednich odkrywek upewniła mnie w zupełności pod tym względem.

Główna masa skały z wymienionego kamieniołomu przedstawia bardzo drobnoziarnistą mozaikę kwarcu i skaleni alkalicznych, o strukturze granulitowej, typowej dla aplitów. Drobne ziarenka kwarcu, okrągławe, w ilości 32—35% objętości skały, ułożone są w masie skaleniowej, wśród której mikroklin względnie ubogi w albit mikropertyt znacznie przeważa nad plagioklazem (albit 4—10% anortytu). Biotyt jest bardzo skąpy, w drobniutkich niekształtnych łuseczkach, natomiast muskowitz odgrywa poważniejszą rolę, tworząc większe płytki nieregularnie rozrzucone, często obrastające poikilitowo ziarenka kwarcu. W miejscach większego nagromadzenia muskowitzu zauważyć można, iż mikroklin znika, a ziarna kwarcu stają się nieco większe. Jest to zrozumiałe jeśli się zważy, iż wobec obfitej zawartości wody w resztkach granitowej magmy skałeni potasowy może ulegać hydrolizie, wydzielając muskowitz i kwarc. Zwykle zauważyć można także ślady tlenków żelaza, epidotu, w niektórych próbkach także odosobnione ziarenka granatu.

Wśród tej drobnoziarnistej masy tkwią pojedyncze większe ziarenka kwarcu, dochodzące do 2 mm średnicy, widoczne w skale nawet okiem nieuzbrojonym. Naogół są one bezkształtne, często jednak wykazują one mniej lub więcej wyraźne formy kryształów dwupiramidalnych (Tabl. VI, fig. 6). Zniekształcenia ich postaci mają charakter korrozyjny, podobnie jak we wielu porfirach kwarcowych; z drugiej zaś strony drobne ziarenka masy skalnej przyrastają do tych większych ziarn w zgodnej orientacji i przyczyniają się w ten sposób do nierówności ich obrzeżenia. Oprócz kwarcu często i skalenie (głównie albit) mogą tworzyć większe osobniki, odgrywając na równi z nim rolę jakgdyby prakryształów.

Próbki podobnej na oko skały z kamieniołomu położonego o paręset metrów na zachód od poprzedniego, przedstawiają w mikroskopie odmienny wygląd. Drobnoziarniste tło wykazuje typową strukturę mikropegmatytową. Zarówno w mikropertycie, jak i w albicie, który tu odgrywa większą rolę, kwarc tworzy bardzo delikatne, lecz charakterystyczne przerosty pismowe. Obok tego miejscami może być również wykształcony granulitowy typ struktury (t. zn. okrągławe ziarenka kwarcu ułożone bezładnie wewnątrz skaleni) i częstokroć można śledzić stopniowe

przejście między jednym a drugim typem. Wśród tej masy tkwią większe kryształy skaleni naogół automorficzne, jakkolwiek zawsze zazębione z tą masą, a często na brzegach przerosłe kwarcem w sposób pismowy (Tabl. VI, fig. 5). Biotytu bardzo mało, muskowitu brak zupełnie, tlenki żelaza i leukoksen w śladach. Tu i ówdzie pojawiają się bezkształtne ziarenka granatu, przeważnie w łączności z postrzępionymi skupieniami biotytu. Nie ulega wątpliwości, że zarówno w tej, jak i poprzednio opisanej skale granat jest składnikiem magmowym, powstałym z magmy obfitującej w lotne domieszki. W tej roli jest on bardzo rozpowszechniony w rozmaitych granitach hololeukokratycznych i aplitach całej Fennoskandji, zwłaszcza w pobotnickich granitach Finlandzkich, a jego natura pierwotna została wyraźnie podkreślona przez Sederholma¹⁾.

Małkowski opisując te skały na str. 40—42 wspomnianej pracy, dopatruje się w nich natury mieszanej, uważając je za piaskowce archaiczne zgranityzowane względnie zaplityzowane. Występowanie wśród nich żył granitowych, widoczne tu i ówdzie ślady warstwowania, wreszcie struktura ich, t. j. okrągławe ziarenka kwarcu tkwiące w skaleniach, miałyby stanowić dowody takiej natury tych skał. Jednakże w świetle obserwacji przedstawionych w niniejszej pracy, argumenty te nie są bynajmniej przekonujące.

Pod względem mineralnym i strukturalnym skały te stanowią typ hololeukokratycznej skały magmowej, zwanej przez uczonych francuskich granulitami względnie mikrogranulitami, co odpowiada całkowicie pojęciu aplitów względnie granitów aplitowych w terminologii innych narodów²⁾. Szczególnie jasną charakterystykę tego rodzaju skał, podaną przez Pervinquier³⁾ pozwolę sobie w tem miejscu przytoczyć:

(Str. 430) „Quand le mica blanc vient s'ajouter au mica noir, que le plagioclase disparaît ou, du moins, devient rare et que les grains de quartz tendent à prendre des formes cristallines, on a une granulite, roche type des granites alcalins. Le passage aux granites est insensiblement effectué par les granites à mica

¹⁾ J. J. Sederholm: On migmatites etc. Part II, str. 126—127.

²⁾ Nazwa granulit w terminologii niemieckiej oznacza skały zmetamorfizowane pochodzenia przeważnie magmowego.

³⁾ F. Rinne — L. Pervinquier: Étude pratique des roches (II éd. 1912, Paris).

blanc ou granites à deux micas, dans lesquels la muscovite paraît déjà et où les grains de quartz commencent à s'individualiser. D'ailleurs il ne faudrait pas croire que dans les granulites franches tous les quartz aient des contours cristallins; en réalité, c'est presque l'exception, mais au lieu de former des plages sinueuses, se glissant entre les autres minéraux pour les mouler, comme dans le granite, le quartz forme ici des grains bien individualisés et isolés, ayant chacun leur orientation spéciale, de telle sorte qu'au microscope la plaque prend l'aspect d'une mosaïque dont les éléments sont diversément colorés... (Str. 432). Les granulites ont généralement une teinte plus claire (grisâtre ou rosée) que celle des granites. Elles sont, en outre, plus finement grenues, au point que parfois le feldspath seul se distingue nettement à l'œil nu. Cette disposition est particulièrement accentuée dans les roches que Rosenbusch a désignées sous le nom d'aplités“.

W omawianach skałach okolic Klesowa nie dostrzegłem nigdy znamion charakteru mieszanego, żadnych bodaj najslabszych śladów ich pierwotnego charakteru piaskowcowego. Obrastanie okrągławych ziarenek kwarcu przez skalenie jest normalnym zjawiskiem czysto magmowym, właściwym większości aplitów. Obecność zrostów mikropegmatytowych, automorfijnych kryształów kwarcu i skaleni, dowodzi również ich normalno-magmowego pochodzenia. Dające się miejscami zauważyć ślady warstwowania mają raczej charakter fluidalnej tekstury. Występowanie zaś wśród tych skał wtrąceń granitów normalnych nie może żadną miarą dowodzić pierwotnej natury osadowej drobnoziarnistego otoczenia.

Granit drobnoziarnisty. Skały tego typu pozbawione są naogół wybitnych cech indywidualnych. Dla oka nieuzbrojonego są zupełnie podobne do granitów aplitowych; główna różnica polega na większej ilości biotyту, oraz częstości występowania większych automorfijnych kryształów skaleni, zawieszonych pojedynczo w masie drobnoziarnistej, lub łączących się w większe i mniejsze skupienia.

W mikroskopie można stwierdzić charakter przejściowy tego typu między granitami normalnymi a granitami aplitowymi, i to zarówno ze względu na strukturę, jakoteż skład mineralny. Ilość biotyту i procent anortytu w plagioklazach są takie same jak w granitach normalnych; natomiast ilość kwarcu i struktura typu granulitowego odpowiadają w zupełności granitom aplitowym. Skład mineralny waha się w następujących granicach: k w a r c

21—33%, mikropertyt 25—41%, plagioklaz 21—39%, anortyt w plagioklazi 10—30%, biotyt 3—6%. Większe kryształy automorfijne skaleni, zarówno plagioklazu jak i mikropertytu, są identyczne jak w granitach normalnych, tak ze względu na swój skład, jak i wszelkie cechy swego wykształcenia.

W miarę jak biotyt zanika, a oligoklaz przechodzi w albit i staje się mniej liczny, skała ta przechodzi do granitów aplitowych. Natomiast nagromadzenie się obfitsze dużych kryształów skaleni, zwłaszcza plagioklazów, oraz stopniowe zanikanie drobnoziarnistej masy, a w związku z tem zmniejszanie się ilości kwarcu, wyznacza przejście do granitów normalnych.

Klesowska serja litologiczna i jej dyferencjacja.

Wszystkie cztery typy skalne powyżej opisane, występujące na omawianym terenie w bardzo ścisłym wzajemnym związku, okazują w swym składzie mineralnym wszelkie cechy bliskiego pokrewieństwa. Pominąwszy metabazyt, którego pozycja jest zupełnie odosobniona, wszystkie inne skały wiążą się razem w pewien szereg ciągły, tworzą zatem jednolitą serję litologiczną.

Do zobrazowania zmienności wykształcenia mineralnego w obrębie tej serji służy załączona tabela ilościowego składu mineralnego, oznaczonego w mikroskopie metodą planimetryczną, a wyrażonego w procentach objętości. Tabela ta obejmuje 33 próbek skalnych, pobranych z rozmaitych punktów. 30 z nich pochodzi z terenu szkicu litologicznego, a numery porządkowe w tabeli są uwidocznione na szkicu w punktach, skąd odpowiednie próbki zostały wzięte do badań. 3 próbki: Nr. 30, 31, 32 pochodzą z obszaru przy stacji kolejowej Klesów na południe od toru, próbka 30 i 31 z kamieniołomu firmy „Skała“, próbka 32 z kamieniołomu położonego paręset metrów na zachód (dawniej własność firmy Herb). Próbki te zostały włączone do tabeli dla celów porównania i wykazania ich przynależności do serji omawianej.

Dokonywanie pomiarów stosunków mineralnych było połączone z zachowywaniem tych wszystkich ostrożności, których zawsze przestrzegać się musi przy analizie planimetrycznej, jeśli się chce uzyskać dostatecznie dokładne wyniki. W skałach drobnoziarnistych o budowie jednostajnej, pomiar jednego szlifu wystarcza zazwyczaj dla uzyskania dobrej przeciętnej. Natomiast przy

Tabela składu mineralnego

	1 Segregacja lamprofirowa Żdiłów	2 Sjenit Żdiłów	3 Sjenit Żdiłów	4 Sjenit Żdiłów
Kwarc	2·9	9·4	9·1	11·8
Mikropertyt	18·9	10·9	13·7	13·8
Plagjoklaz	2·4	59·8	62·1	59·0
% anortytu w plagjoklazi .	(30—40)	(20—40)	(22-27-39)	(20-30-37)
Epidot	—	1·6	1·9	2·4
Biotyt	38·4	12·2	11·4	9·1
Hornblenda	23·9	3·2	—	1·7
Magnetyt i ilmenit	2·2	1·9	0·9	1·0
Tytanit	6·3	0·4	0·4	0·6
Apatyt	2·9	0·6	0·5	0·4
Cyrkon	0·5	ślady	ślady	ślady
Piryt	1·6	ślady	ślady	0·2
Hematyt	—	—	—	—
	12 Granit norm. Krywka	13 Granit norm. Gary	14 Granit drobnoziarn. Krywka	15 Granit norm. Krywka
Kwarc	18·7	24·6	29·2	14·2
Mikropertyt	32·5	35·3	25·7	26·4
Plagjoklaz	41·7	32·8	37·8	52·7
% anortytu w plagjoklazi .	(13)	(15—20)	(12)	(14—28)
Epidot	0·3	0·9	0·9	0·7
Muskowit	0·2	—	—	—
Biotyt	6·0	4·9	5·2	4·8
Magnetyt i ilmenit	0·5	0·4	1·2	0·6
Tytanit	0·1	1·0	—	0·6
Apatyt	ślady	0·1	—	ślady
Hematyt	ślady	ślady	—	ślady
	23 Granit aplit. Klesów	24 Granit aplit. Krywka	25 Granit aplit. Krywka	26 Granit aplit. Krywka
Kwarc	25·3	36·0	29·9	29·6
Mikropertyt	43·2	38·0	38·2	28·5
Plagjoklaz	28·6	22·7	28·5	38·2
% anortytu w plagjoklazi .	(10—15)	(8—11)	(10—12)	(5—12)
Epidot	0·4	0·4	0·6	1·7
Muskowit	ślady	0·6	0·6	0·2
Biotyt	2·0	1·6	1·8	1·4
Magnetyt i ilmenit	0·4	0·5	0·2	0·3
Granat	—	—	—	—
Hematyt	0·1	0·2	0·2	0·1

serji Klesowskiej (w % obj.)

5 Sjenit Krywka	6 Sjenit Puhacz	7 Sjenit Puhacz	8 Sjenit Puhacz	9 Sjenit Puhacz	10 Granit norm. Krywka	11 Granit drobnoziar. Krywka
7.8	6.2	6.6	8.7	5.2	14.2	21.2
26.7	21.5	26.2	31.6	25.5	31.6	31.1
50.2	60.6	55.1	48.5	59.1	45.8	39.0
(20—27)	(26—35)	(21—28)	(20—27)	(20—25)	(10—16)	(10—30)
2.6	1.4	1.9	1.7	1.2	1.1	1.9
10.6	8.3	8.1	7.3	7.4	4.8	5.7
0.4	—	—	—	—	—	—
1.3	1.1	0.8	1.6	0.8	1.6	1.0
0.2	0.6	0.8	0.5	0.8	0.8	—
0.2	ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	—
ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	—
—	0.3	0.5	0.1	ślady	—	—
—	—	—	—	—	0.1	0.1
16 Granit drobnoziarn. Klesów	17 Granit norm. Krywka	18 Granit norm. Krywka	19 Sjenit Żditów	20 Granit drobnoziarn. Krywka	21 Granit drobnoziar. Klesów	22 Granit norm. Klesów
25.2	15.4	17.3	8.8	32.8	24.5	17.9
35.0	43.0	43.5	57.4	41.2	40.0	46.9
33.9	35.6	33.5	27.6	21.3	30.7	31.5
(15—29)	(10—14)	(10—15)	(20—25)	(13—15)	(10—13)	(10—13)
0.4	0.5	0.4	1.3	0.4	0.9	0.5
—	0.1	0.2	—	0.3	—	—
4.8	4.0	4.1	4.5	2.7	3.7	2.4
0.7	1.2	0.8	0.2	1.3	0.2	0.4
—	0.1	ślady	0.2	—	—	0.2
—	ślady	—	ślady	—	—	—
ślady	0.1	0.2	—	ślady	ślady	0.2
27 Granit aplit. Krywka	28 Granit aplit. Klesów	29 Granit aplit. Krywka	30 Gr. aplit. kam. „Skała“	31 Gr. aplit. kam. „Skała“	32 Granit aplit. Klesów	33 Granit aplit. Krywka
30.6	30.6	35.7	34.8	34.2	28.3	35.7
40.2	48.8	35.4	45.4	42.6	42.9	48.7
27.0	18.6	27.0	14.5	15.0	27.1	15.0
(5—12)	(13)	(7—10)	(5—10)	(5—10)	(4—6)	(4—10)
0.3	0.8	0.1	ślady	ślady	0.3	ślady
0.3	ślady	0.2	4.0	6.5	—	0.1
1.5	0.2	0.8	0.9	0.7	0.4	0.4
ślady	1.0	0.1	ślady	0.1	0.2	0.1
—	—	—	—	ślady	0.2	—
0.1	ślady	0.7	0.4	0.9	0.6	ślady

skałach gruboziarnistych, jak sjenity i niektóre granity, zwłaszcza w razie nierównomiernego rozmieszczenia składników poszczególnych, trzeba było zanalizować ilościowo 2, 3, 4 a nawet niekiedy 5 szlifów, wyciętych z różnych punktów jednego bloku skalnego. W sumie, dla zilustrowania całkowitej serji omawianej, obejmującej 33 form skalnych, wykonano pomiary 98 szlifów mikroskopowych.

Analizy mineralne w przedstawionej tablicy uporządkowane są według malejącej zawartości sumy wszystkich minerałów ciemnych. W zmienności minerałów jasnych daje się zauważyć pewną prawidłowość. W miarę zmniejszania się ilości biotyту, rośnie ilość mikropertytu, przeciwnie zaś maleje ilość plagjoklazu oraz procent anortytu, a w związku z tem także i epidotu. W tym samym kierunku daje się również zauważyć ogólny wzrost zawartości kwarcu, jakkolwiek w szczegółach zmienność ta zdaje się wykazywać pewne nieprawidłowe skoki; odstępstwa te są spowodowane znamieną dla kwarcu tendencją nagromadzania się w skałach drobnoziarnistych. Minerale akcesoryczne, jak magnetyt, tytanit, apatyt, pospolite w sjenitach, stają się rzadkie w typach aplitowych. Na ich miejscu natomiast pojawia się często muskowitz, w szczególnym przypadku także granat. Jest rzeczą zrozumiałą, że podana charakterystyka zmienności odnosi się tylko do ogólnej tendencji różnicowania się omawianej serji, i nie bierze w rachubę drobnych odchyłeń o znaczeniu raczej podrzędnem. Właściwie tylko dwie skały zakłócają wyraźnie ogólny porządek, t. j. ciemna segregacja lamprofirowa (Nr. 1) i leukokratyczna segregacja sjenitowa, szczególnie obfitująca w skał potasowy (Nr. 19). Jednakże obie te segregacje (ze Żdiłowa) są drobne, najzupełniej lokalne i pozbawione większego znaczenia.

W celu przejrzystsze go zobrazowania zróżnicowania serji klesowskiej zastosowana została następująca prosta metoda graficzna. Równoboczny trójkąt koncentracyjny wyobraża system troisty: K w a r c—M i k r o p e r t y t—P l a g j o k l a z. Procenty objętościowe tych trzech składników mineralnych każdej ze skał analizowanych zostają przeliczone na sumę 100, i stanowiąc współrzędne każdej z tych skał, ustalają jej położenie w postaci punktu w polu trójkąta. Minerale ciemne zostają przytem obliczeniu pominięte, co znajduje swe usprawiedliwienie w ich niewielkiej naogół ilości w porównaniu do tamtych trzech zasadniczych składników. Tego rodzaju metoda graficzna zdaje się być najprostszą i najkorzystniejszą dla serji skał leukokratycznych i kwaśnych.

W uzyskanym w ten sposób wykresie trójkąta równobocznego, o wierzchołkach K w a r c, M i k r o p e r t y t, P l a g j o k l a z, skały klesowskie układają się w pewnej charakterystycznej strefie (fig. 3). Rozpoczyna się ona w pobliżu wierzchołka p l a g j o k l a z o w e g o dobrze określonym szeregiem punktów projekcyjnych sjenitu. (Jedynie tylko punkt 19, odpowiadający owej podrzędnej i lokalnej segregacji mikroklinowej, odbiega znacznie na lewo). Dalej rozciąga się pole granitów normalnych, które za pośrednictwem punktów 10 i 15, jako form przejściowych, nawiązują do sjenitów. Jeszcze dalej układają się granity aplitowe, pokrywając w wykresie zwarte pole o znamiennej sytuacji. Pomiedzy granitami normalnymi a aplitowemi znajdują swe miejsce granity drobnoziarniste, zaznaczając w ten sposób swój charakter przejściowy.

Wyjaśnienie takiego rozmieszczenia serji litologicznej klesowskiej z punktu widzenia fizyko-chemicznego nie przedstawia zbyt trudności, i zgadza się dobrze z zasadą dyferencjacji krystalizacyjnej, której różne efekty i możliwości były przedmiotem szczególnie gruntownych dociekań V o g t a ¹⁾ i B o w e n a ²⁾. Przebieg serji klesowskiej w wykresie odpowiada przewidzianemu przez teorię biegowi krystalizacji magmy granitowej. W danym systemie troistym przy stopniowym spadku temperatury pierwszy plagioklaz winien rozpocząć krystalizację ze stopniowym wzrostem procentu albitu, później skałen potasowy, na końcu zaś kwarc.

Sjenity powinny odpowiadać najwcześniejszej frakcji magmowej wzbogaconej w oligoklaz, analogicznie do anortozytów, które powstają przypuszczalnie z magmy gabrowej przez lokalne nagromadzenie się kryształów labradoru. Granity normalne, zawierające już znacznie więcej skałenia potasowego i mniej anortytu w plagioklazu, winne być produktem późniejszym, powstałym przy niższej temperaturze. Wreszcie granity aplitowe winny być kończyć krystalizację magmy i odpowiadać w przybliżeniu mieszaninie eutektycznej kwarcu i skałeni. Granity drobnoziarniste byłyby

¹⁾ J. H. L. V o g t: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen (Min. Petr. Mitt. B. XXIV—XXV, 1905—1905). — Ancheminomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine (Norsk. Geol. Tidsskrift. I, 2). — The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks (Vid. Skr. I, 1924, II, 1926, Oslo).

²⁾ N. L. B o w e n. The later stages of the evolution of the igneous rocks (Journ. of Geol. Vol. XXIII. Suppl. to No. 8, 1915). — The evolution of the igneous rocks (Princeton 1928).

jakiemś pośrednim stadijum krystalizacji, pośredniczącym między granitami normalnymi a granitami aplitowymi.

Nie ulega wątpliwości, że teoretyczne te przewidywania znajdują całkowite uzasadnienie w wynikach badań mikroskopowych skał omawianych: 1) Charakterystyczna dla plagioklastu tendencja do automorfizmu; 2) Stopniowy spadek zawartości anortytu od sjenitu do granitów aplitowych; 3) Znamienne dla skałeni wydzielonych w wyższych temperaturach obfite przerosty pertytowe i antypertytowe w sjenitach, nieco słabsze w granitach normalnych, a znacznie słabsze w granitach aplitowych, jako produktach temperatury najniższej; 4) Granulitowa lub mikropegmatytowa struktura granitów aplitowych, pozwalające przypuszczać równoczesną mniej więcej krystalizację skałeni alkalicznego i kwarcu. Oto najważniejsze punkty utwierdzające mnie w przekonaniu, iż badana serja litologiczna tworzy jednorodny szereg dyferencyjny o następującej kolejności konsolidacji: sjenit — granit normalny — granit drobnoziarnisty — granit aplitowy.

Jak wiadomo, ustalenie stosunku eutektycznego kwarcu do skałeni nie dało się osiągnąć na drodze doświadczalnej. Na podstawie szczegółowych badań granitów, aplitów i pegmatytów, zwłaszcza zaś granitów pismowych opartą jest hipoteza Vogta, iż eutektyk kwarc skałeni, zmienny zależnie od stosunku *Or:Ab* i od rozmaitych składników ubocznych, waha się w granicach 20—35% kwarcu na 65—80% skałeni. Granity aplitowe okolic Klesowa wykazują 25—36% kwarcu, a więc zasadniczo mogą być uważane za produkty eutektyczne. Eutektyk troisty w systemie ortoklast, albit (+anortyt), kwarc, odpowiada według Vogta w przybliżeniu stosunkowi: 29% *or*—41 *ab* (+*an*)—30 *kw*. Ten hipotetyczny punkt eutektyczny jest wkreślony w wykres dla serji Klesowskiej, i leży na samym brzegu pola aplitowego po prawej stronie, nakrywając się ze skałą Nr. 26. Granity aplitowe bowiem z reguły wykazują przewagę mikropertytu nad albitem, tak iż punkt ciężkości ich pola w wykresie leży przy tej samej wartości dla kwarcu (ok. 30%) o 10% okrągło na lewo od eutektyku Vogta. Należy jednak pamiętać, że w eutektyku Vogta chodzi o czysty skałeni potasowy, podczas gdy w analizach granitów aplitowych wzięty jest pod uwagę mikropertyt; jest on tu wprawdzie ubogi w przerosty albitowe w porównaniu do sjenitów i granitów normalnych, niemniej jednak zawarta w nim

ilość albitu, czyto odmieszanego, czyto utrzymanego w stałym roztworze, może być z dużym prawdopodobieństwem oceniana na 5—10%. Uwzględnwszy to należałoby przesunąć nieco na prawo punkt ciężkości pola aplitowego, tak, iż zbliżyłby się on znacznie do eutektyku Vogta.

Linja eutektyczna ortoklaz — plagioklaz kwaśny według obserwacji Johanssona oraz Vogta odpowiada w przybliżeniu stosunkowi $2Or:3Ab (+An)$. Należałoby teoretycznie przewidywać, iż wszystkie skały granitowe badanej serii powinny skupiać się w pobliżu tej linii. Na wykresie serja klesowska przebiega wprawdzie znacznie na lewo od owej teoretycznej linii; uwzględnwszy jednak poważną ilość albitu zawartą w mikropertycie (możnaby ją ocenić na ok. 15—20% w granitach normalnych), należy się spodziewać, iż po doliczeniu owego albitu do plagioklazu wszystkie punkty projekcyjne granitów przesunęłyby się znacznie na prawo, czyli wpadłyby w strefę stosunku eutektycznego ortoklaz-plagioklaz.

Jednakże nawet mimo uwzględnienia powyższych poprawek nie ulega wątpliwości, że niektóre granity aplitowe skrajnie potasowe, jak np. 28, 30, 31, 33, wyraźnie przekraczają linię eutektyczną ortoklaz-albit i stanowią odstępstwo od teorii dyferencjacji eutektycznej. Tego rodzaju objawy były wielokrotnie obserwowane przez różnych uczonych wśród skał granitowych rozmaitych obszarów. Niektórzy petrologowie przypisują tym odstępstwom zasadnicze znaczenie i na tej podstawie odrzucają stanowczo całą teorię dyferencjacji przez krystalizację. Np. B. Asklund¹⁾ podkreśla wyraźnie niemożliwość wyjaśnienia genezy granitów potasowych na zasadzie tej teorii i twierdzi, że jedynie odmieszanie się magmy w stanie ciekłym, a więc likwacja może być istotną przyczyną zróżnicowania granitów.

W odniesieniu do serji klesowskiej tak krańcowe stanowisko nie zdaje się być usprawiedliwione. Pomimo pewnych odstępstw, przecież ogólna dążność do eutektyku daje się niewątpliwie zauważyć. Owe odstępstwa dają się wytłumaczyć pewnymi komplikacjami w ciągu dyferencjacji, z których istoty przy obecnym stanie wiedzy nie można sobie jasno zdać sprawy, lecz których możliwość jest teoretycznie

¹⁾ B. Asklund. Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö at Kolmården (Sver. Geol. Und. Ser. C. Nr. 325. 1925).

w pełni uzasadniona. W pierwszym rzędzie należy tu przytoczyć t. zw. „zasadę reakcji“ sformułowaną przez Bowena¹⁾. Wydzielone z magmy składniki w późniejszych stadjach jej rozwoju wchodzi z nią znowu w reakcję, wydzielając na swe miejsce inne związki, a zarazem zmieniając skład stopu. Skutkiem tego zasadnicza dążność do eutektyku doznaje przeróżnych odchyśleń i powikłań, które mogą ją zupełnie maskować i zniekształcać. Ponadto zawartość w magmie różnych domieszek i składników lotnych, nagromadzających się w stopie coraz obficie w miarę postępującej krystalizacji, może znacznie przesunąć punkt eutektyczny.

Nie można również pominąć bardzo ciekawych obserwacji, dokonanych przez Sundiusa²⁾ na niektórych granitach i aplitach szwedzkich. Zdaje się z nich wynikać, iż o ile we wcześniejszych stadjach magmowych batolitów granitowych odbywa się głównie dyferencjacja krystalizacyjna, o tyle w ostatnich częściach magmy, aplitowych i zbliżonych do eutektyku, dokonywa się odmieszanie w stanie ciekłym na stop potasowy i sodowy; pierwszy przeważa zawsze co do ilości, drugi, znacznie mniej obfity, ucieka na zewnątrz i zastyga przy samych brzegach intruzji. Nie jest wykluczonem, że niektóre potasowe granity aplitowe okolic Klesowa odpowiadają takim właśnie produktom odmieszania.

Na podstawie powyższych rozważań dochodzi się do wniosku, że skały ok. Klesowa należą do jednej serji geologicznej powstałej przez dyferencję wspólnej magmy pierwotnej. Serja ta, obejmuje według kolejności konsolidacji, zgodnej ze spadkiem temperatury, następujące główne typy: sjenit, granit normalny, granit drobnoziarnisty (przejściowy), granit aplitowy. Według pojęć Goldschmidta³⁾ odpowiada ona normalnemu typowi dyferencjacji. Brak jej jednak wcześniejszych etapów rozwoju, diorytów i gabrów. Skały tego rodzaju nie występują wprawdzie na terenie omawianym w niniejszej pracy, jednakże poza jego obrębem znane są one we wielu

¹⁾ N. L. Bowen. The Reaction Principle in Petrogenesis (Jour. Geol. XXX. 1922. p. 177—198). — The Evolution of the Igneous Rocks p. 54—66. (Princeton 1928).

²⁾ N. Sundius, On the Differentiation of the alkalis in Aplits and Aplitic Granits. (Sver. Geol. Und. Ser. C. Nr. 336. 1926).

³⁾ V. M. Goldschmidt. Stammestypen der Eruptivgesteine. (Vid. Skrifter I. 1922, Nr. 10).

punktach masywu krystalicznego. Można by przeto przypuszczać, że przyszłe dokładne badania na szerszym terenie pozwolą uzupełnić wspomnianą serję w kierunku zasadowym.

Wnioski geologiczne.

Cała opisana serja litologiczna winna być zaliczona do młodszego kompleksu krystalicznego masywu, czyli do t. zw. „granitów różowych“, odpowiadających grupie poleskiej Małkowskiego. Zwykło się przypisywać tej grupie wiek młodo-proterozoiczny, a więc jotnicki, na podstawie braku wyraźnych znamion dynamometamorfozy, w przeciwieństwie do grupy starszych granitów t. zw. „szarych“, których deformacja jest przeważnie bardzo wyrazista. Jednakże dokładniejsze obserwacje wykazują, że w wielu przypadkach także „granity różowe“ ulegały silnym odkształceniom dynamicznym. Radziszewski¹⁾ opisując niektóre młodsze granity z nad Słuczy wyraźnie podkreśla mocne znamiona deformacji mechanicznej i objawy silnej kataklazy. W niniejszej pracy nie brak również dowodów zaangażowania dynamicznego skał serji Klesowskiej. (Strefy silnego sprasowania w sjenicie z Puhacza, w mikroskopie widoczne znamiona kataklazy w sjenitach i granitach normalnych). Niektóre deformacje struktury odpowiadają raczej protoklazie, i w sjenitach zwłaszcza mogą się objawiać bardzo wyraziście. Obserwacje te pozwalają przypuszczać, iż skały omawianej serji granitów młodszych brały udział w ruchach górotwórczych, częściowo w czasie swej konsolidacji (protoklaza), częściowo już po zupełnem swem zestaleniu (kataklaza).

Na podstawie porównania składu chemicznego „granitów różowych“ z rozmaitemi typami granitów południowo-finlandzkich dochodzi Radziszewski²⁾ do wniosku, iż „granity różowe“ odpowiadają granitom Perniö i Hangö. Obserwacje mikroskopowe niniejszej pracy potwierdzają to w całej pełni; skład mineralny, a zwłaszcza poważna zawsze rola mikroklinu w granitach klesowskich, ich struktura i tekstura, wykazują istotnie wielkie

¹⁾ P. Radziszewski. Opis mokr.-petr. skał kryst. wołyńskich na pd. od rzeki Słucz (Spraw. P. I. G. III. 1—2. 1925, str. 262—268).

²⁾ P. Radziszewski. Granit z Korcã i granityt z Ośnicka na Wołyniu (Spraw. P. I. G. IV. 1928, 3—4).

podobieństwo z wymienionymi typami finlandzkich granitów pobotnickich. Jest przeto rzeczą możliwą a nawet prawdopodobną, że granity i sjenity Klesowskie wraz z całym kompleksem młodziej grupy poleskiej są również tego samego wieku.

Dla wyjaśnienia wzajemnego stosunku przestrzennego sjenitu oraz granitu normalnego do otaczających je zewsząd mas o charakterze aplitowym, posługuje się Małkowski¹⁾ następującą hipotezą:

Sjenit, wraz z granitem normalnym jako swą fację brzeżną, tworzy intruzję wśród otaczających skał starszych. Pod wpływem magmy granitowej, wnikającej apofizami, oraz wysięków magmowych o naturze aplitowej, zwanych przez Sederholma „ichorem“; wszystkie te starsze skały ulegają regionalnej granityzacji, „anateksis“ i palingenezie. Pod wpływem tych gruntownych przeobrażeń powstaje typ skały o pozorach aplitowych, w gruncie rzeczy jednak ultrametamorficzny. Smugi i wtrącenia granitu gruboziarnistego, pogrążone w tej skale, uważa Małkowski za dowód jej natury mieszanej, migmatytowej, widoczne zaś tu i ówdzie kierunkowe ułożenie składników, za resztki warstwowania. Natura pierwotna tych skał jest trudną do określenia, z powodu bardzo gruntownej granityzacji; w wielu przypadkach przypuszcza ten autor, iż są to jakieś osadowe, klastyczne skały, piaskowce archaiczne, substancjonalnie przeobrażone.

Hipoteza ta oparta jest na klasycznych przykładach południowej Finlandji, szczegółowo opisanych i udokumentowanych przez Sederholma. Na tym terenie zjawiska migmatyzacji rzucają się jaskrawo w oczy, tak, iż interpretacja ich nie nasuwa przeważnie żadnych wątpliwości. Poza Finlandją znane są zjawiska metamorfozy injekcyjnej i migmatyzacji z bardzo wielu obszarów krystalicznych, zwłaszcza przedkambryjskich na całej kuli ziemskiej. Z pośród znanych mi z literatury przykładów wymienię: obserwacje Holmquista w Szwecji, Goldschmidta w Norwegji (Stavanger), Hackmanna w Laponji, Backlunda w półn.-wschodniej Grenlandji, Riedela, Köhlera w masywie krystalicznym Dolnej Austrii (Waldviertel) i t. d.

We wszystkich tych obszarach charakter mieszany skał typu migmatytowego daje się z łatwością wykazać podczas pracy w terenie. Różne charakterystyczne formy jak arteryty, sfałdowa-

¹⁾ St. Małkowski. O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa (komunikat na posiedzeniu P. I. G. 29. IV. 1930. Zesz. 27).

nie ptygmaticzne, agmatyty, nebulity dają wyraźny obraz niejednorodności skał, i ich dwoistej natury. Obrazy mikroskopowe natomiast są zwykle mało charakterystyczne i często nie pozwalają na dokładne rozgraniczenie części pierwotnej skały od części magmowej, która tamtą przepoiła. Wyjątkowo i lokalnie tylko obie części składowe skały mieszanej zlewają się tak ściśle ze sobą, iż jej natura nie może być odrazu rozpoznana gołym okiem.

Natomiast na terenie będącym przedmiotem niniejszej pracy nigdzie nie zdołałem zauważyć żadnych typowych, charakterystycznych i niewątpliwych objawów migmatyzacji. Obserwacje przedstawione w poprzednich rozdziałach nie dostarczają żadnych dowodów na poparcie hipotezy Małkowskiego.

Niejednorodności strukturalne granitów drobnoziarnistych i aplitowych nie mają, moim zdaniem, charakteru migmatytowego. Wtrącenia, smugi, gniazda o grubszym ziarnie wśród aplitowej masy drobnoziarnistej stanowią znamiona mieszania się dwu produktów czysto magmowych. Są to poprostu segregacje, nagromadzenia większe lub mniejsze wcześniej wydzielonych kryształów, które skutkiem ruchu magmy w pewnym określonym kierunku układają się w przybliżeniu równolegle. Lokalnie zaznaczające się ślady tekstury równoległej, przypominające warstwowanie, są również natury fluidalnej.

Jeśli drobnoziarniste masy aplitowe miałyby być jakimiś skałami osadowymi, piaskowcami przeobrażonymi, musiałyby się gdzieś zachować jakieś resztki ich, o pierwotnym składzie, lub conajmniej słabiej przekształcone; musiałyby się zaznaczyć jakaś przejściowość w składzie, od pierwotnej skały do krańcowo przeobrażonej. Nic podobnego nie dało się zauważyć. Granity aplitowe wykazują pewien charakterystyczny skład mineralny, o stosunku kwarcu do skaleni w przybliżeniu eutektycznym. Struktura ich jest typowa dla aplitów, wybitnie magmowej natury, granulitowa lub mikropegmatytowa. Okrągłe ziarna kwarcu otoczone przez skalenie nie są relikdami ziarn piasku, lecz utworami czysto magmowymi, bardzo pospolitemi w wielu granitach leukokratycznych i aplitach. Idjomorficzne dwupiramidalne kryształy kwarcu także nie mogą być innej, jak tylko magmowej natury. Jeśliby się zatem chciało uważać omawiane skały za produkty palingenezy, musiałoby się przyjąć, że uległy jej jakieś starsze skały granitowe leukokratyczne (aplitowe), co jednakże wydaje mi się

pomysłem sztucznym i zgoła niepotrzebnym. Na podstawie rozważań przedstawionych w poprzednim rozdziale najbardziej prawdopodobnym jest przypuszczenie, że granity aplitowe należą do jednej serji litologicznej razem ze sjenitami i granitami normalnymi i są ostatnimi produktami konsolidacji wspólnej zróżnicowanej magmy¹⁾.

Występowanie większych mas skał aplitowych w obrębie batolitów granitowych, jako produktów krańcowych dyferencjacji, jest zjawiskiem pospolitem i wielokrotnie opisywanem przez różnych badaczy. Aplitowe skały mogą tworzyć wśród granitów nie tylko drobne żyły, lecz także większe masywy, a szczególnie często są one przywiązane do zewnętrznych części batolitów, tworząc niejednokrotnie potężne w swej miąższości strefy brzeżne. Z pośród znanych mi z literatury przykładów wymienię: masyw okolic Maissau (Dolna Austria) opisany przez F. Mockera (T. M. P. M. 1910), masyw Aaru (J. Koenigsberger, Schw. Min. Petr. Mit. 1925), trzon Stavanger-Trondhjem w Norwegji (V. M. Goldschmidt, Vid. Skr. I. 1916), w Szwecji okolice Stavsjö (B. Asklund l. cit.) i Loftahammar (N. Sundius l. cit.), wiele masywów francuskich (Wogezy, Corrèz, Limousin), masyw granitów sodowych okolicy Porto na Korsyce, i wiele innych. Jak podkreśla Daly²⁾, szczególna tendencja produktów aplitowych magmy do nagromadzenia się w górnych lub brzeżnych strefach batolitów wynika z ich natury, jako ostatecznych, eutektycznych w przybliżeniu produktów dyferencjacji, lekkich i wzbogaconych w lotne składniki.

Uwzględniając wszystkie przytoczone okoliczności dochodzi się do wniosku, że wielkie masy granitów aplitowych Klesowa mają naturę czysto magmową i że mogą być one pojęte jako wyższe, względnie bardziej zewnętrzne partje zróżnicowanego batolitu. Nie wyklucza to zresztą bynajmniej możliwości wykrycia tu i ówdzie większych fragmentów lub płatów dawnej osłony batolitu, pogrążonych w jego głąb, jakkolwiek na terenie niniejszej pracy nic podobnego nie dało się zauważyć. Jednakże przypuszczenie, iż skały aplitowe w całej swej masie są produktami mieszanymi, t. j. migmatytami, wydaje się zgoła nieusprawiedliwionem i wogóle mało prawdopodobnem.

¹⁾ Małkowski, na podstawie szeregu analiz chemicznych, stwierdza również pokrewieństwo magmowe wszystkich tych skał.

²⁾ R. A. Daly. *Igneous Rocks and their origin*, 1914, str. 368—370.

Na podstawie teoretycznych rozważań porządek konsolidacji zdaje się być następujący: sjenit — granit normalny — granit drobnoziarnisty — granit aplitowy. Obserwacje terenowe wykazują, że zawsze wcześniejszy z tych produktów jest otoczony przez późniejsze: sjenit jest osłonięty granitem normalnym, granit normalny tworzy wtrącenia w granicie drobnoziarnistym, a razem z nim w granicie aplitowym. Wyjaśnienie i uzasadnienie tych stosunków podaje następująca hipoteza, która zresztą, ze względu na zbyt drobny obszar szczegółowo poznany, posiada prowizoryczny charakter hipotezy roboczej.

Potężny zbiornik magmy granitowej, ukryty w głębi skorupy ziemskiej, przy powolnym spadku temperatury zaczyna wydzielać kryształy. Pierwszy plagioklaz rozpoczyna krystalizację, a kryształy jego, będąc nieco cięższe gatunkowo od magmy kwaśnej i bogatej w lotne składniki, opadają i powoli nagromadzają się w głębszych częściach zbiornika; minerały ciemne (biotyt i hornblenda) towarzyszą plagioklazowi w ilości podrzędnej. Z dalszym spadkiem temperatury, w miarę postępu krystalizacji, wydzielają się coraz to kwaśniejsze plagioklasy i coraz to mniejsze ilości ciemnych minerałów. W ten sposób można sobie wyobrazić, iż wewnątrz zbiornika dokonywa się pewnego rodzaju uwarstwowanie (patrz fig. 4). W miarę głębokości wzrasta procent anortytu w plagioklazu, a zarazem kryształy są coraz gęściej ułożone, ilość zaś stopu między nimi ukrytego zmniejsza się stopniowo. Dolna warstwa odpowiada swym składem sjenitowi (*a*), górna lżejsza, bardziej ruchliwa, bo nie w tym stopniu naładowana kryształami, odpowiada granitowi normalnemu (*b*). Górne części zbiornika zawierają zupełnie płynną jeszcze magmę, zubożałą w anortyt i składniki żelazisto-magnezjowe, zbliżoną w swym składzie do eutektyku (*d*). Pomędzy strefą (*b*) a (*d*) zaznacza się pewna strefa przejściowa (*c*), w której mniej lub więcej liczne kryształy skaleni pływają swobodnie w stopie, a która powinna odpowiadać granitom drobnoziarnistym.

W tym okresie rozwoju zbiornika magmowego rozpoczynają działać czynniki orogeniczne. Ściskanie zbiornika w jednym kierunku, a rozciąganie go w kierunkach prostopadłych, wprowadza w ruch jego magmową zawartość. Głębsze strefy basenu, zestalone częściowo, bo obfitujące w nagromadzone kryształy, ulegają sfałdowaniu. Płytsze strefy, zupełnie jeszcze płynne, wypychane względnie ssane w pewnym określonym kierunku, odrywają

i ciągną ze sobą wcześniejsze segregacje krystaliczne, dzielą je na części, poniekąd mieszają je w czasie swego ruchu i układają je przytem w kierunkach w przybliżeniu równoległych. Odprężenie ciśnienia powoduje ucieczkę składników lotnych i skutkiem tego przyspieszoną krystalizację owego stopu hololeukokratycznego, który daje w rezultacie drobnoziarnisty granit aplitowy, o teksturze fluidalnej miejscami zachowanej. Przypuszczalny efekt takiego procesu geologicznego jest schematycznie wyobrażony na fig. 5. Obraz ten zgadza się dobrze zarówno z obserwacjami terenowymi, jak też z najważniejszymi wynikami analiz mikroskopowych.

Z Zakładu Mineralogicznego Uniwersytetu Poznańskiego.

RÉSUMÉ.

Dans le travail présent l'auteur a soumis à l'étude lithologique détaillée les roches éruptives d'une partie du grand massif cristallin, qui développé surtout en Ukraine et Vohlynie russe, entre dans le territoire polonais avec ses extrémités occidentales. Un petit fragment du massif, examiné par l'auteur, occupe un espace de 7 km² env. à l'Ouest du village Klesów (palatinat de Sarny, Polesie), en formant le coin *NO* du massif entier.

La structure géologique du terrain étudié, est figurée dans l'esquisse lithologique ci-jointe (fig. 1). La rareté des affeulements, le terrain marécageux et boisé, le défaut d'une bonne carte topographique, ont rendu impossible la précision du travail géologique. Malgré toutes ces difficultés, les traits généraux du terrain en question, peuvent être établis de la façon suivante:

La partie occidentale est occupée par la syénite quartzifère à grain gros (*a*), qui s'étend en forme de bande à l'allongement méridional, avec une petite déclinaison vers *NO*. Près de sa lisière *SO* (Puhacz) la syénite est traversée par un petit filon d'une roche basique fortement métamorphisée, dite métabasite (*e*). La syénite est enveloppée par les roches granitiques d'une couleur rouge ou rosée, qui peuvent être réparties entre trois types différents: 1) Granite normal (*b*) à grain gros ou moyen, à structure grenue normale et uniforme. 2) Granite à grain fin (*c*) d'une structure très variée et hétérogène, souvent un peu porphyroïde, en présence des cristaux plus grands

des feldspaths. 3) Granite aplitique (*d*), hololeucocrate, finement grenu, à structure granulitique, parfois un peu porphyroïde.

La syénite est généralement bordée d'une zone du granite normal, à l'extérieur s'étend le granite aplitique, qui dans la région en question joue le rôle principal au point de vue quantitatif. Le long du bord *SO* de la syénite, le granite aplitique s'interpose probablement entre la syénite et le granite normal.

Le granite à grain fin manque d'une distribution bien définie. Il forme plusieurs bandes, grandes ou petites, au milieu du granite aplitique. Quelques unes de ces bandes ont été figurées dans l'esquisse lithologique, mais il n'y a pas de doute qu'elles sont en réalité beaucoup plus nombreuses; leur ressemblance extérieure au granite aplitique propre d'un côté, de l'autre côté l'absence de bons affleurements, rendent impossible la fixation précise de son développement sur la carte lithologique.

Les rapports mutuels entre les différents types lithologiques distingués, se révèlent dans la coupe géologique (fig. 2), dont la représentation a pu être établie grâce à l'affleurement parfait dans la carrière de Krywka. On aperçoit facilement, que le granite normal forme quelques interpositions parallèles — on dirait les filons — inclinées légèrement vers *NE*, au milieu du granite aplitique. Au contact de ces deux roches on voit souvent, mais pas toujours, les zones mixtes d'épaisseur variable, qui démontrent plusieurs cristaux grands des feldspaths, identiques avec ceux du granite normal, plongés séparément ou en groupes et en trainées irrégulières dans la pâte aplitique. A cause de la grande ressemblance de ces zones mixtes aux granites porphyroïdes à grain fin, elles sont désignées dans la coupe de la même façon. Vers le Sud on aperçoit plusieurs amas, nids, trainées etc. du granite normal ou de ces zones mixtes, plongées dans la masse du granite aplitique. On obtient une impression, que dans cette direction ces interpositions à grands cristaux des feldspaths deviennent de plus en plus rares. D'après l'opinion de l'auteur ces formations ne sont pas ni filons, ni apophyses dans les granulites plus anciennes; ce sont les ségrégations cristallines, ou les enclaves homoeogènes de même âge géologique à peu près, dont l'arrangement parallèle résulte du mouvement de magma dans une direction définie. L'absence constante des phénomènes de contact, la forme des enclaves, la liaison génétique étroite de toutes les roches examinées, en donnent les preuves incontestables.

Les roches de la région étudiée appartiennent aux soi-disant granites rouges, c'est à dire au deuxième groupe de Polesie (probablement éozoïque supérieur) d'après la division de M. Małkowski. L'auteur du travail présent souligne la grande ressemblance des granites étudiés avec les granites de Finlande méridionale, des localités Perniö, Hangö, Inga, connus parfaitement grace aux travaux détaillés de Sederholm, Eskola, Mäkinen et d'autres pétrographes finlandais. Il est donc tout à fait possible que les roches en question de Polesie sont de même âge géologique, c'est à dire postbothniennes ou kaléviennes.

Les roches éruptives du terrain en question ont été examinées minutieusement par l'auteur à l'aide des méthodes microscopiques. Les analyses chimiques ont été laissées à part pour ce moment. Voici les résultats essentiels de cette analyse micrographique:

Syénite quartzifère. C'est une roche à grain gros, grise, souvent tachetée un peu de rouge pâle. A l'oeil nu elle fait voir surtout les grands cristaux des feldspaths, de diamètre 0·5—1·5 cm. env., aux plans de clivage lisses et éclatants. Les lamelles beaucoup plus petites de la biotite, généralement disposées en groupes, jouent un rôle beaucoup plus modeste. Au microscope on constate le plagioclase comme un minéral le plus essentiel; la micropertchite microclinique, la biotite et le quartz, parfois aussi la hornblende sont présents en quantité plus petite. Comme minéraux accessoires il faut citer des oxydes de fer, de l'épidote, du sphène de l'apatite, du zircon et de la pyrite.

Le plagioclase appartient surtout à l'oligoclase, à structure zonée plus ou moins accentuée. Dans la partie septentrionale du massif syénitique il est plus riche en anorthite, atteignant dans les centres des cristaux 40% (andésine), dans les bordures 20% de ce composant. Dans la partie méridionale il dépasse exceptionnellement 30% aux centres des cristaux plus grands. Parfois les zones externes ne contiennent que 17% d'anorthite. De règle au contact avec la microcline et la biotite apparaît un liséré d'albite (8—11%) mince, mais bien marqué, qui n'est jamais présent au contact avec le quartz ou avec d'autres cristaux de plagioclase. Avec les grossissements les plus forts on peut

parfois discerner, qu'un tel liséré n'est pas tout à fait homogène, mais qu'il renferme des fibres quartzes extrêmement délicates. Le plus probablement c'est un produit secondaire, ou plutôt deutérique, formé par la réaction chimique du plagioclase avec le microcline ou la biotite, et par conséquent analogue à la myrmékite.

Les cristaux du plagioclase, spécialement ceux d'une taille plus grande, sont fréquemment remplis de granules de l'épidote, d'écaillettes de la séricite, accompagnées parfois de la biotite. Ces produits certainement secondaires s'accumulent souvent tellement dans les parties centrales de certains plagioclases, qu'ils substituent presque totalement la substance feldspathique primitive.

Le microcline démontre la structure quadrillée typique. Il est toujours enfilé des veinules albitiques (à 6—11% d'anorthite). En général la répartition et la forme d'albite sont très variables. Les fibres perthitiques souvent extrêmement délicates, à peine discernables, l'autre fais atteignent l'épaisseur de quelques centièmes de millimètre; rares dans certaines parties du cristal, elles abondent dans les autres, en formant spécialement dans les zones périphériques des accumulations flammées. Le microcline renferme, en outre, de petits cristaux bien individualisés d'albite ou d'oligoclase acide; de l'autre côté lui même forme fréquemment des inclusions orientées dans les grands cristaux du plagioclase (antiperthite).

Au contact du plagioclase avec le microcline on observe souvent de la myrmékite, qui d'ailleurs ne présente presque jamais des formes magnifiques, si fréquentes dans certains granites. Le développement de la myrmékite est ici très délicat, généralement dépourvu de formes verruqueuses et restreint aux minces croûtes sur le plagioclase, seulement dans certains points du contact avec le feldspath potassique. Conformément alors à l'opinion de Sederholm l'auteur admet, que la myrmékite n'est pas un produit de réaction entre les cristaux à l'état solide, mais qu'elle se développe sous l'influence des dissolvants qui abondent dans les restes ultimes du magma acide. La myrmékite appartient alors aux produits de la phase deutérique du développement d'une roche éruptive, ou peut-être aux produits de l'autométamorphose, ces deux notions étant en réalité très voisines. L'eau d'origine magmatique fut certainement le dissolvant principal, et alors l'expérience de Thugutt sur l'origine hydro-

thermale de l'interpénétration intime du quartz et du feldspath dans les pegmatites, semble trouver ici son application. Là, où le feldspath potassique et l'oligoclase se sont joint immédiatement en croissant dans la phase purement magmatique, dans les températures plus élevées, l'infiltration des dissolvants le long du contact des cristaux était empêchée et par conséquent la formation de la myrmékite impossible.

La biotite forme des lamelles peu régulières et généralement déchiquetées. Fortement polychroïque (n_p — claire jaunâtre, $n_m = n_g$ — en teintes brunes foncées ou brunes-olives), elle renferme de nombreuses aiguilles du rutile régulièrement disposées en étoile; autour de petites inclusions de zircon et d'apatite apparaissent les auréoles polychroïques. La hornblende verte accompagne la biotite dans les variétés de syénite plus riches en éléments ferro-magnésiens. Elle est optiquement caractérisée par son polychroïsme intense (n_p — jaunâtre pâle, n_m — jaune-verte ou olive-verte, n_g — verte d'émeraude), l'angle d'extinction sur (010) $z:n_g = 16^\circ - 18^\circ$, biréfringence moyenne ($n_g - n_p = 0.0176 - 0.0193$) à signe négatif. Les relations entre la hornblende et la biotite sont très variées. Généralement les agrégats des paillettes de la biotite, mélangées de l'épidote et du quartz, enveloppent les grains déformés de la hornblende. Mais il arrive parfois le contraire, les tablettes de la biotite étant emprisonnées dans la hornblende. Il semble alors qu'en général ces deux minéraux naissent dans la même période de consolidation de la roche, et que localement l'un ou l'autre parvient le premier aux conditions favorables pour sa formation.

Tous les minéraux ferro-magnésiens s'accumulent généralement en groupes, ensemble avec les éléments accessoires. Les grains irréguliers de magnétite forment souvent des inclusions dans la biotite, frangées, et séparées d'elle par un agrégat microcristallin d'une forte biréfringence (probablement l'épidote). L'ilménite, beaucoup plus rare, est presque totalement transformée en leucoxène. Le sphène est très répandu en forme de grands grains irréguliers, ou de cristaux plus petits, mais pointus et nets. Il est toujours coloré en jaunâtre ou brunâtre, souvent sensiblement polychroïque; il possède parfois des enveloppes blanches et opaques de leucoxène. Les petits cristaux de l'apatite, du zircon et les mottes de pyrite sont présents en quantité minime.

Dans la dernière phase de consolidation de la roche tous

les éléments colorés ont commencé à réagir sur les feldspaths, surtout sur l'oligoclase. Ces réactions sont extrêmement compliquées et elles donnent naissance aux produits synantétiques très variés. La hornblende s'enveloppe de la biotite, percée du quartz et de l'épidote. Les filonnets vermiculaires du quartz dans la biotite, souvent rappellent vivement la myrmékite, et conformément à l'avis de Sederholm possèdent probablement l'origine pareille. Parfois apparaissent les sections allongées, constituées par la même myrmékite biotitique, qui présentent probablement les pseudomorphoses de la hornblende. (Pl. V. fig. 5 et 6). La biotite glisse souvent dans les clivages de l'oligoclase en forme de petits rameaux dactylés, en produisant de différentes symplectites de biotite avec du quartz, observées plusieurs fois par Sederholm (Pl. V. fig. 3 et 4).

Au même période de l'évolution de la roche il faut attribuer la formation de l'épidote qui accompagne toutes ces réactions deutériques et qui abonde non seulement au milieu des plagioclases, mais qui est disséminée aussi parmi les minéraux colorés. L'épidote démontre une forte biréfringence ($n_g - n_p = 0.051$) à signe négatif, l'angle des axes optiques très grand, l'orientation optique $x:n_g = 26^\circ - 29^\circ$, coloration jaune-verte très pâle, polychroïsme presque insensible en plaque mince.

Tout le reste de la roche est occupé par le quartz nettement xénomorphe en égard de tous les autres minéraux. Il forme rarement de grands grains bien individualisés, le plus souvent il moule les cristaux de feldspaths et des minéraux colorés. Ses plages à l'extinction fortement onduleuse, sont felées à ses bords en forme d'une sorte de mosaïque fine. Il compose de différentes symplectites avec le plagioclase, la biotite, parfois aussi avec la hornblende (ceux-ci ressemblent plutôt aux implications graphiques). Ça et là il s'enfonce dans les feldspaths avec ses ramifications, d'une façon tout à fait différente de la myrmékite, ce qui peut être expliqué comme un phénomène de corrosion magmatique. En somme, le quartz dans la syénite possède un caractère d'un élément magmatique ultime, qui est contemporain — au moins en partie — aux produits deutériques, en résultant de mêmes réactions.

La structure de la syénite en question est caractérisée par l'automorphisme des plagioclases généralement bien marqué. Ce minéral principal garde ses formes cristallines propres, non seule-

ment par rapport au quartz et microcline, mais aussi à la biotite et la hornblende. Les minéraux ferro-magnésiens sont disposés en groupes parmi les grands cristaux d'oligoclase et ils ne percent presque jamais l'intérieur de ceux-ci. Il en résulte alors que le plagioclase a commencé l'individualisation cristalline des éléments essentiels.

La cataclase de la syénite est faible en général, mais vers les bords *SO* du massif elle devient de plus en plus remarquable. Surtout dans la roche de *Puhacz* on voit souvent des bandes finement granulées, riches en paillettes de séricite, de biotite et en épidote, se glissant parmi les cristaux des feldspaths. Les quartz montrent souvent de nombreuses cassures irrégulières. Le ployage des lamelles de biotite et les déformations des cristaux d'oligoclase moins prononcées, appartiennent aux phénomènes de la protoclaste.

La syénite est une roche plutôt uniforme au point de vue de la structure et de la composition minéralogique. La quantité de plagioclase oscille entre 50 et 62% de volume, microcline 10—26%, quartz 5—12%, biotite 7—12%, hornblende 0—3%. La prédominance de l'oligoclase sur le microcline est anormale dans le groupe de syénites et elle rapproche les roches examinées des granodiorites ou des diorites quartzifères, tandis que leur basse teneur en éléments colorés et en quartz établit le passage aux oligoclasites. Néanmoins l'auteur garde le nom de syénite dans sa signification la plus générale pour l'ensemble des roches en question. Localement le microcline devient plus abondant, et inversement l'oligoclase se rétrécit. La teneur plus élevée en feldspath potassique est caractéristique pour les parties méridionales du massif syénitique (les environs de *Puhacz* et *Krywka*), tandis que les parties septentrionales (*Żdiłów*) sont beaucoup plus pauvres en ce composant. Parfois le microcline peut s'accumuler dans les ségrégations leucocrates en quantité considérable (par ex. la variété Nr. 19 de *Żdiłów*). De l'autre côté çà et là affleurent les ségrégations lamprophyriques (mélano-crates), particulièrement riches en biotite, hornblende et en sphène, et dépourvues presque complètement du plagioclase et du quartz. (Nr. 1. *Żdiłów*).

Dans la roche de *Puhacz* l'auteur a trouvé une veine mince, finement grenue un peu porphyroïde grâce aux plusieurs cristaux plus grands du feldspath. Dans cette veine il a constaté

la présence d'allanite. Ces minces cristaux prismatiques sont toujours enveloppés par l'épidote parallèlement orientée. (Pl. V., fig. 2). L'allanite est fortement colorée de teintes jaunes-brunâtres (n_p) et brunâtres un peu rouilleuses (n_g); polychroïsme distinct ($n_p < n_m < n_g$), l'extinction sur (010) $z:n_p = 37^\circ - 40^\circ$, biréfringence modérée ($n_g - n_p = 0.0167$), l'angle des axes optiques très grand, caractère optique probablement négatif.

Métabasite. Cette roche enclavée dans la syénite de Puhacz, forme probablement un petit filon d'épaisseur 0.5—1 m., à direction supposée *NNO—SSE*. Sa composition minéralogique (en % de volume) a été déterminée au microscope à l'aide de la méthode planimétrique: Quartz — 14.9%, Albite — oligoclase (à 10—12% de l'anorthite) — 19.1%, épidote — 32.3%, amphibole — 25.0%, biotite 7.9%, oxydes de fer — 0.3%, apatite — 0.5%.

L'épidote est presque incolore, à biréfringence élevée ($n_g - n_p = 0.039$), la teneur en Fe_2O_3 env. 13%. L'amphibole présente deux variétés intimement, mais irrégulièrement mêlées: L'actinote faiblement colorée (n_p — presque incolore, n_m — jaune-verte pâle, n_g — bleu-verte pâle), $z:n_g = 16 - 18^\circ$, $2V$ voisin de 90° , caractère optique négatif, biréfringence forte ($n_g - n_p = 0.0263$). La hornblende commune fortement colorée (n_p — jaune-verdâtre, n_m — olive-verte, n_g — verte d'émeraude), à biréfringence modérée, $z:n_g = 16 - 18^\circ$. Cette amphibole à caractère ouralitique forme les baguettes minces dépourvues de faces terminales, ou les agrégats fibreux, pénétrés par la biotite et l'épidote. Elle résulte probablement de la transformation d'un pyroxène monoclinique.

La roche est finement grenue à texture ophitique bien conservée. L'épidote enveloppée par de l'albite est certainement un produit de la métamorphose d'un feldspath riche en chaux (labrador ou bytownite). Elle garde les formes de bandelettes du plagioclase originel, et par conséquent elle rend possible la conservation de la structure primitive (Pl. V., fig. 1). L'auteur ne doute pas que la roche présente une diabase profondément altérée.

Granite normal. C'est un type de roche rougeâtre, à grain un peu plus petit que celui de la syénite. Au microscope on constate une grande ressemblance avec la syénite, les différences concernent plutôt les rapports quantitatifs des composants, que leur qualité.

Le plagioclase à tendance automorphe est plus acide que dans la syénite et habituellement moins zoné. La teneur en anorthite oscille entre 13—28^o/_o dans les centres des cristaux et 10—14^o/_o, dans les zones externes. Généralement c'est alors un oligoclase acide qui passe à l'albite vers les bords des cristaux. Les lisérés albitiques (à 4—6^o/_o de l'anorthite) au contact avec les feldspaths potassiques sont d'habitude très bien marqués. La myrmékite est ici beaucoup plus rare et chétivement développée. Les inclusions antiperthitiques sont aussi moins fréquentes. Parmi les produits d'altération accumulés aux centres des cristaux de l'oligoclase la séricite joue le premier rôle, l'épidote est quantitativement subordonnée, à cause de la teneur de plagioclase plus petite en anorthite. La sécrétion du pigment rouge d'hématite dans les noyaux des oligoclases est ici très répandue, ce qui n'était qu'une exception dans la syénite. Probablement toute la quantité de Fe_2O_3 contenue dans les plagioclases de la syénite (substitution isomorphe de Al_2O_3) a été absorbée pendant la formation de l'épidote, tandis que dans le granite, à cause de la formation restreinte de l'épidote, l'excès de Fe_2O_3 a dû se séparer en forme de pigment.

Le microcline est ici beaucoup plus abondant, en dépassant souvent le plagioclase. Ses propriétés sont les mêmes que dans la syénite, les fibres perthitiques un peu moins abondantes, la substance albitique parfois séparée en zones (Pl. VI., fig. 2). La biotite, l'élément coloré principal, forme ici des lamelles irrégulières, parfois altérées en pennine. La hornblende manque toujours complètement. En outre, on constate souvent la présence des paillettes délicates du mica blanc primaire, qui s'accolent à la biotite. Comme minéraux accessoires il faut citer encore des oxydes de fer, du sphène, de la pyrite, du zircon et de l'apatite en quantité minime.

Le quartz joue ici un rôle beaucoup plus considérable en forme de grains xénomorphes, qui moulent les autres minéraux, d'une façon normale pour les granites en général. Ça et là il ronge les cristaux des feldspaths (quartz de corrosion), et parfois il apparaît même dans les parties centrales de ceux-ci, en forme d'inclusions irrégulières à l'extinction souvent uniforme.

Les oscillations des valeurs des minéraux essentiels donnent pour le quartz 14—25^o/_o de volume, micropertthite 26—47^o/_o, oligoclase 31—53^o/_o, biotite 2,4—6^o/_o. Les phénomènes cataclastiques, par ci insensibles, par là bien marqués, se mani-

festent dans les granites surtout dans la déformation du quartz et dans le fendillement de la roche entière. A la protoclase il faudrait attribuer le ployage assez fréquent des lamelles du mica et les déformations des cristaux maclés des feldspaths, d'ailleurs totalement cicatrisés.

Granite aplitique. Les roches de ce type sont compactes et très dures, à grain fin. Grises-rouges quand elles sont fraîches, elles deviennent par altération rouges-claires, rosées et finalement blanchâtres, en donnant alors à l'oeil nu l'apparence des grès ou des quartzites. Leur structure peut être complètement uniforme, mais souvent dans leur fond compacte apparaissent les cristaux plus grands et automorphes d'un feldspath rosé, ou parfois les grains arrondis de quartz, qui impriment sur ces roches un caractère porphyrique. On peut observer fréquemment à leur surface de petites trainées de feldspaths, qui parfois s'arrangent çà et là à peu près parallèlement. Les minéraux colorés ne sont pas visibles.

Au microscope on constate généralement la structure granulitique, spécialement caractéristique pour les aplites (structure panidiomorphe de Rosenbusch). Elle offre l'aspect d'une mosaïque, formée par les grains irréguliers du quartz et du feldspaths alcalin (Pl. IV. fig. 4), avec une quantité négligeable de minéraux ferromagnésiens (moins de 2% de volume). Les grains de quartz dépourvus de la forme cristalline ou un peu arrondis, les contours souvent soulignés par le pigment rouge de Fe_2O_3 , sont moulés par de petits cristaux de la microcline-micropertthite, et de l'albite (à 4—10% de l'anorthite) ou de l'oligoclase acide (à 10—13% de l'anorthite). Conformément à la définition de la structure granulitique les grains du quartz sont mieux individualisés que ceux des feldspaths, mais il arrive souvent le contraire, les grains des feldspaths mis au milieu du quartz. Les grains plus grands de quartz montrent souvent un degré plus élevé d'automorphisme, en atteignant parfois les formes bipyramidées, bien régulières ou corrodées (Pl. IV. fig. 6). D'autres variétés des granites aplitiques contiennent des phénocristaux du micropertthite et de l'oligoclase-albite, à formes très nettes (Pl. IV., fig. 5).

Les paillettes de la biotite sont généralement accompagnées d'une petite quantité du mica blanc. Dans les roches de même type, provenant des localités situées au Sud de la région en

question, le mica blanc atteint parfois 4—7% de volume de la roche, d'autres variétés contiennent une petite quantité du grenat. Les traces de la magnétite, de l'épidote, de l'apatite sont contenues dans la plupart de ces roches. Le microcline régulièrement quadrillé contient toujours de l'albite en forme de microperthite, les grains plus petits en quantité inférieure à celle des grains plus volumineux. Il prédomine généralement sur le plagioclase; dans un seul cas on a observé la proportion inverse (Nr. 26). La quantité de quartz oscille entre 25 et 36% de volume.

Parmi les granites aplitiques (Nr. 32, 33) on a trouvé de véritables micropegmatites, à structure graphique parfaitement développée (Pl. IV., fig. 2).

Granite à grain fin. Les roches de ce type n'ont pas une individualité bien définie. A l'oeil nu elles ressemblent aux granites aplitiques; la différence principale consiste dans la teneur plus élevée en biotite, et généralement aussi dans les cristaux plus grands des feldspaths qui sont ici plus fréquents ou même abondants dans la masse microgrenue.

Au microscope on peut constater que ce type de roche établit une forme de passage du granite normal au granite aplitique. La quantité de biotite et le pourcentage de l'anorthite sont les mêmes que dans le granite normal; la teneur en quartz et la structure correspondent à celles du granite aplitique. La composition minéralogique oscille entre les valeurs: Quartz 21—33%, microperthite 25—41%, plagioclase 21—39%, anorthite dans le plagioclase 10—30%, biotite 3—6%.

Quand la biotite disparaît et le plagioclase devient moins abondant la roche passe au granite aplitique. Au contraire l'accumulation de grands cristaux des feldspaths, surtout des plagioclases, et la disparition de la masse finement grenue, accompagnée de la réduction du quartz, établissent le passage aux granites normaux.

Tous les quatre types lithologiques décrits par l'auteur, qui affleurent dans le terrain étudié en connexité géologique intime, démontrent dans sa composition minéralogique tous les traits d'une consanguinité bien marquée. Ils forment alors une série lithologique bien définie. Le tableau ci-joint fait voir les résultats

quantitatifs des analyses microscopiques (le procédé planimétrique), auxquelles 33 roches de la série en question ont été soumises. En somme 98 coupes minces ont été examinées par l'auteur. Dans les roches à grain fin et uniforme, la mesure d'une seule préparation suffit pour établir une moyenne exacte. Dans les roches à structure variable, ou grossièrement grenues, il fallut analyser 3, 4 ou 5 préparations microscopiques, tranchées à différents points d'un bloc d'une roche donnée, pour obtenir les résultats conformes à la composition minéralogique moyenne. L'ordre d'analyses dans le tableau correspond aux valeurs des minéraux colorés progressivement décroissantes; leur numérotage est adopté aussi dans l'esquisse lithologique.

L'examen du tableau d'analyses permet de constater une conséquence de variation de tous les éléments essentiels, à mesure de la décroissance des minéraux ferro-magnésiens. Le quartz devient en général de plus en plus abondant; quelques déviations sont causées par sa tendance à s'accumuler spécialement dans les granites finement grenus. La quantité de microperthite croît dans la même direction. Au contraire la valeur du plagioclase, sa teneur en anorthite et en même temps aussi la quantité de l'épidote décroissent graduellement. Les minéraux accessoires (magnétite, apatite, sphène etc.) communs dans les syénites, deviennent rares dans les granites normaux, et ils disparaissent presque complètement dans les types aplitiques. A leur place apparaît souvent le mica blanc, dans quelques cas aussi le grenat. Deux roches seulement, comme des sérégations locales et peu importantes, troublent cet image de variation: la ségrégation lamprophyrique (Nr. 1) et la ségrégation leucocrate, riche en microcline (Nr. 19), toutes les deux de la localité Żdiłów.

Il n'y a pas de doute alors que toutes les roches de la série examinée peuvent être considérées comme les produits d'une différenciation d'un seul magma. Pour représenter graphiquement cette différenciation supposée, l'auteur a employé le diagramme de triangle équilatéral (fig. 3). Il a négligé les minéraux colorés, peu importants dans la série en question au point de vue de la quantité. Les valeurs des éléments essentiels — quartz, microperthite, plagioclase — exprimées en pourcent de volume, calculées pour la somme de 100, établissent les coordonnées du diagramme. Cette méthode de représentation graphique semble

Tableau de composition minéralogique de la série

	1 Ségrégation lamprophy- rique Żditów	2 Syénite Żditów	3 Syénite Żditów	4 Syénite Żditów
Quartz	2.9	9.4	9.1	11.8
Microperthite	18.9	10.9	13.7	13.8
Plagioclase	2.4	59.8	62.1	59.0
% d'anorthite dans plagiocl.	(30—40)	(20—40)	(22-27-39)	(20-30-37)
Épidote	—	1.6	1.9	2.4
Biotite	38.4	12.2	11.4	9.1
Hornblende	23.9	3.2	—	1.7
Magnétite, ilménite	2.2	1.9	0.9	1.0
Sphène	6.3	0.4	0.4	0.6
Apatite	2.9	0.6	0.5	0.4
Zircon	0.5	trace	trace	trace
Pyrite	1.6	trace	trace	0.2
Hématite	—	—	—	—
	12 Granite normal Krywka	13 Granite normal Gary	14 Granite à grain fin Krywka	15 Granite normal Krywka
Quartz	18.7	24.6	29.2	14.2
Microperthite	32.5	35.3	25.7	26.4
Plagioclase	41.7	32.8	37.8	52.7
% d'anorthite dans plagiocl.	(13)	(15—20)	(12)	(14—28)
Épidote	0.3	0.9	0.9	0.7
Muscovite	0.2	—	—	—
Biotite	6.0	4.9	5.2	4.8
Magnétite, ilménite	0.5	0.4	1.2	0.6
Sphène	0.1	1.0	—	0.6
Apatite	trace	0.1	—	trace
Hématite	trace	trace	—	trace
	23 Granit aplitique Klesów	24 Granit aplitique Krywka	25 Granit aplitique Krywka	26 Granit aplitique Krywka
Quartz	25.3	36.0	29.9	29.6
Microperthite	43.2	38.0	38.2	28.5
Plagioclase	28.6	22.7	28.5	38.2
% d'anorthite dans plagiocl.	(10—15)	(8—11)	(10—12)	(5—12)
Épidote	0.4	0.4	0.6	1.7
Muscovite	trace	0.6	0.6	0.2
Biotite	2.0	1.6	1.8	1.4
Magnétite, ilménite	0.4	0.5	0.2	0.3
Grenat	—	—	—	—
Hématite	0.1	0.2	0.2	0.1

lithologique de Klesów (en pourcent. de vol.)

5 Syénite Krywka	6 Syénite Puhacz	7 Syénite Puhacz	8 Syénite Puhacz	9 Syénite Puhacz	10 Granite normal Krywka	11 Granite à grain fin Krywka
7·8	6·2	6·6	8·7	5·2	14·2	21·2
26·7	21·5	26·2	31·6	25·5	31·6	31·1
50·2	60·6	55·1	48·5	59·1	45·8	39·0
(20—27)	(26—35)	(21—28)	(20—07)	(20—25)	(10—16)	(10—30)
2·6	1·4	1·9	1·7	1·2	1·1	1·9
10·6	8·3	8·1	7·3	7·4	4·8	5·7
0·4	—	—	—	—	—	—
1·3	1·1	0·8	1·6	0·8	1·6	1·0
0·2	0·6	0·8	0·5	0·8	0·8	—
0·2	trace	trace	trace	trace	trace	—
trace	trace	trace	trace	trace	trace	—
—	0·3	0·5	0·1	trace	—	—
—	—	—	—	—	0·1	0·1
16 Granite à grain fin Klesów	17 Granite normal Krywka	18 Granite normal Krywka	19 Segréga- tion leuco- crate Żditów	20 Granite à grain fin Krywka	21 Granite à grain fin Klesów	22 Granite normal. Klesów
25·2	15·4	17·3	8·8	32·8	24·5	17·9
35·0	43·0	43·5	57·4	41·2	40·0	46·9
33·9	35·6	33·5	27·6	27·3	30·7	31·5
(15—29)	(10—14)	(10—15)	(20—25)	(13—15)	(10—13)	(10—13)
0·4	0·5	0·4	1·3	0·4	0·9	0·5
—	0·1	0·2	—	0·3	—	—
4·8	4·0	4·1	4·5	2·7	3·7	2·4
0·7	1·2	0·8	0·2	1·3	0·2	0·4
—	0·1	trace	0·2	—	—	0·2
—	trace	—	trace	—	—	—
trace	0·1	0·2	—	trace	trace	0·2
27 Granit aplitique Krywka	28 Granit aplitique Klesów	29 Granit aplitique Krywka	30 Gr. aplit. carrière „Skała“	31 Gr. aplit. carrière „Skała“	32 Granit aplitique Klesów	33 Granit aplitique Krywka
30·6	30·6	35·7	34·8	34·2	28·3	35·7
40·2	48·8	35·4	45·4	42·6	42·9	48·7
27·0	18·6	27·0	14·5	15·0	27·1	15·0
(5—12)	(13)	(7—10)	(5—10)	(5—10)	(4—6)	(4—10)
0·3	0·8	0·1	trace	trace	0·3	trace
0·3	trace	0·2	4·0	6·5	—	0·1
1·5	0·2	0·8	0·9	0·7	0·4	0·4
trace	1·0	0·1	trace	0·1	0·2	0·1
—	—	—	—	trace	0·2	—
0·1	trace	0·7	0·4	0·9	0·6	trace

être spécialement avantageuse pour les roches leucocrates sursaturées de silice.

La distribution des points figuratifs des roches en question est très caractéristique. Une zone située près du sommet de plagioclase est occupée par les syénites (à l'exception de la ségrégation microclinique de Żdiłów Nr. 19). Plus loin s'arrangent les granites normaux, encore plus loin — les granites aplitiques. Le granite à grain fin sont situés entre les granites normaux et les granites aplitiques, en témoignant son caractère transitoire. En somme, les roches de la série étudiée composent dans le diagramme une bande continue, au parcours caractéristique.

Cette distribution de roches pourrait être expliquée au point de vue physico-chimique d'une façon qui s'accorde bien avec le principe de différenciation par cristallisation, dont les différentes possibilités ont été discutées profondément par Vogt et Bowen. Les syénites correspondent à la fraction antérieure, enrichie en cristaux d'oligoclase, les granites normaux à la fraction postérieure, formée dans une température un peu plus basse. Une telle formation des syénites, dérivées du magma granitique par cristallisation fractionnée, pourrait donc être comparée avec la formation d'anorthosites, qui se produit dans un magma gabbroïde par l'accumulation des cristaux du labrador. Les granites aplitiques enfin, achevant la consolidation du magma dans la température la plus basse devraient correspondre au mélange eutectique des feldspaths avec du quartz. D'après les considérations de Vogt la proportion eutectique de ces deux minéraux semble osciller entre 25 et 35% de quartz et 65—75% des feldspaths. En effet, justement la même proportion caractérise les granites aplitiques de la région étudiée (selon le tableau d'analyses, 25—36% de quartz).

Le point eutectique ternaire du système — orthose, albite (+anorthite), quartz — donne suivant Vogt la proportion approximative 30% quartz, 29% orthose, 41% albite (+anorthite). Ce point, placé dans le diagramme employé par l'auteur, est situé tout au bord du champ des granites aplitiques, dans lesquels la micropertchite prédomine presque toujours sur le plagioclase. En général le parcours de toute la série ne coïncide pas avec la ligne eutectique orthose-albite (proportion 2:3), mais il est déplacé à gauche. Ce déplacement est causé surtout par la présence d'albite dans la micropertchite, spécialement considérable dans les granites normaux. Mais dans la plupart des granites aplitiques.

la teneur de la microcline en albite n'est pas assez grande pour expliquer complètement le déplacement mentionné. Probablement alors un dépassement de la ligne eutectique a eu lieu en réalité, contrairement à la supposition théorique. Une telle particularité de différentes roches granitiques a été souvent notée par plusieurs savants, et par-conséquent quelques-uns d'eux, comme par exemple Asklund, rejettent décidément toute la théorie de la différenciation par cristallisation, qui semble être en désaccord avec l'expérience lithologique.

En égard de la série étudiée l'auteur souligne, que malgré tout une tendance générale vers la composition eutectique peut être observée en réalité. Quelques digressions sont causées par de différentes complications en voie de différenciation. A l'état présent de notre connaissance il n'est pas possible de se rendre compte de la nature intime de ces complications, mais leur possibilité est théoriquement justifiée. Surtout le principe de réaction formulé par Bowen joue, au cours de la différenciation, d'après l'opinion de cet auteur, un rôle si fondamental qu'il trouble et dissimule habituellement les tendances eutectiques. De plus, la présence des composants volatils, de l'eau, peut déplacer considérablement le point eutectique. Il est, par exemple, tout à fait possible, que l'eau concentrée dans les portions leucocrates du magma abyssal peut changer la proportion eutectique en faveur du feldspath potassique.

Pour expliquer la relation de la syénite et du granite normal à son enveloppe aplitique Małkowski donne l'hypothèse suivante: La syénite avec son facies de bordure granitique, forme une intrusion au milieu de différentes roches antérieures. Sous l'influence du magma granitique, s'infiltrant de nombreuses apophyses, et du „jus magmatique“ d'une nature aplitique, nommé par Sederholm l'ichor, toutes ces roches antérieures subissent une granitisation régionale, l'anatexe et palingénèse. De toutes ces transformations résulte un type de roche ultramétamorphique, d'apparence aplitique. Les veines et les enclaves du granite à grain gros englobées dans cette roche, devraient être considérées, d'après l'opinion de Małkowski, comme preuves de son caractère migmatique. La nature originelle de toutes ces roches profondément aplitisées n'est pas claire dans l'hypothèse de Małkowski. Dans plusieurs cas cet auteur

admet la préexistence des grès précambriens, postérieurement imprégnés d'un magma aplitique.

Cette hypothèse modélée sur les exemples classiques de Finlande méridionale, décrits par Sederholm, n'est pas applicable dans la région en question. Les roches migmatiques démontrent toujours dans le terrain son caractère mixte, en frappant aux yeux avec son hétérogénéité (artérites, agmatites, nébulites etc.). Exceptionnellement et tout à fait localement ce mélange peu devenir si intime, que les deux composants — la roche primitive et le magma imprégnant — se confondent complètement.

Au contraire, dans le terrain étudié par l'auteur du travail présent, les textures migmatiques propres n'ont pas été observées nulle part. Les veines, les enclaves, les amas à grain gros dans la pâte aplitique, possèdent un caractère d'un mélange de deux produits purement magmatiques, c'est qui en liaison avec leur forme prouve la nature de ségrégations endogènes (Schlieren). La composition minéralogique des granites aplitiques, leur teneur en quartz à peu près eutectique, leur structure granulitique ou micropegmatitique tellement caractéristique pour des aplites, la présence des cristaux du quartz bipyramidé et d'autres détails de leur composition, rendent impossible leur interprétation comme des grès granitisés. D'après les considérations présentes, les granites aplitiques, comme les derniers produits eutectiques, appartiennent à une seule série lithologique, ensemble avec les syénites et les granites normaux.

Pour expliquer le rapport de la syénite à son enveloppe granitique l'auteur propose une hypothèse essentiellement différente, qui d'ailleurs, vu la petitesse du terrain étudié en détail, ne possède qu'un caractère provisoire.

Un grand bassin du magma granitique, caché profondément dans l'écorce terrestre, perde lentement sa chaleur et commence à séparer des cristaux. Le plagioclase commence le premier à s'individualiser et ses cristaux plus denses que le magma acide et riche en matières volatiles, s'accumulent dans les parties inférieures du bassin. Les minéraux colorés (biotite et hornblende) accompagnent le plagioclase en quantité réduite. Avec l'avancement de la cristallisation les plagioclases de plus en plus acides viennent à se séparer. D'une telle façon on pourrait s'imaginer que dans le bassin se produit successivement une sorte de stratification (fig. 4).

Vers le fond du bassin monte la teneur en anorthite et en même temps les cristaux deviennent de plus en plus serrés, en réduisant la quantité du liquide interstitiel. La couche inférieure (*a*) correspond à la syénite, supérieure au granite normal (*b*). Au dessus s'étend le bain magmatique pauvre en anorthite et en éléments ferromagnésiens, d'une composition rapprochée à l'eutectique (*d*). Entre (*b*) et (*d*) se développe une zone intermédiaire (*c*), où les cristaux abondants des feldspaths nagent dans le bain. L'automorphisme des plagioclases constant et généralement bien marqué, justifie l'admission d'une telle façon de l'individualisation cristalline dans le magma.

Dans ce stade d'évolution du bassin granitique les facteurs orogéniques commencent à jouer leur rôle. Ils compriment le bassin, en le tendant en même temps dans les directions perpendiculaires. Les portions inférieures du bassin, chargées des cristaux et solidifiées en partie, subissent un plissement. Les portions supérieures, complètement fluides, mises en mouvement dans une certaine direction, détachent et emportent avec soi les ségrégations cristallines, en les mettant en pièces et mêlant partiellement, mais toujours avec un arrangement à peu près parallèle. L'abaissement de la pression entraîne l'échappement des éléments volatils et par conséquent la cristallisation précipitée des portions fluides du magma hololeucocrate, en donnant comme produit le granite aplitique, avec une texture fluidale localement conservée. L'effet imaginé d'un procès géologique pareil est représenté schématiquement dans la fig. 5. Il s'accorde aussi bien avec les observations de l'auteur dans le terrain, qu'avec les résultats de son analyse micrographique.

Institut minéralogique de l'Université de Poznań.

OBJAŚNIENIE TABLIC.

Tabl. I.

1. Metabazyt z Puhacza. Słupki epidotu i niekształtne źerdki hornblendy wśród bezbarwnego tła albitu i kwarcu. (Światło zwyczajne, powiększenie ok. 45×).
2. Allanit obrośnięty epidotem zgodnie zorientowanym, w smudze porfirowatej w sjenicie z Puhacza. (Św. zw., pow. ok. 100).
3. Wrostki rutyłowe w płycie biotyту ze sjenitu na Żdiłowie. Odgałęzienia daktylitowe biotyту wnikają do sąsiedniego kryształu oligoklazu. (Św. zw., pow. ok. 45).
4. Biotyt daktylitowy w sjenicie ze Żdiłowa. (Św. zw., pow. ok. 45).
5. Symplektyt biotyutowo-kwarcowy z epidotem w sjenicie z Puhacza. W górze na lewo trzy kryształki tytanitu. (Św. zw., pow. ok. 17).
6. Silniej powiększony fragment poprzedniego przekroju. Robaczkowata budowa symplektytu biotyutowo-kwarcowego. (Myrmekit biotytowy). (Św. zw., pow. ok. 45).

Tabl. II.

1. Automorfijny kryształ plagjoklazu otoczony drobnymi blaszkami biotyту. Sjenit z Puhacza. (Nikole ×, pow. ok. 14).
2. Kryształ mikroklinu z albitem wydzielonym pasowo. Granit normalny z Garów. (Nik. ×, pow. ok. 24).
3. Przerosty pismowe kwarcu w mikropertycie (mikropegmatyt) w aplicie z Krywki. (Nik. ×, pow. ok. 37).
4. Struktura granulitowa w granicie aplitowym z Krywki. (Nik. ×, pow. ok. 35).
5. Prakryształ mikropertytu w granicie aplitowym z kamieniołomu na Płd. od stacji Klesów. (Nik. ×, pow. ok. 20).
6. Prakryształ kwarcu w granicie aplitowym z kamieniołomu firmy „Skala“ w Klesowie. (Nik. ×, pow. ok. 25).

EXPLICATION DES PLANCHES.

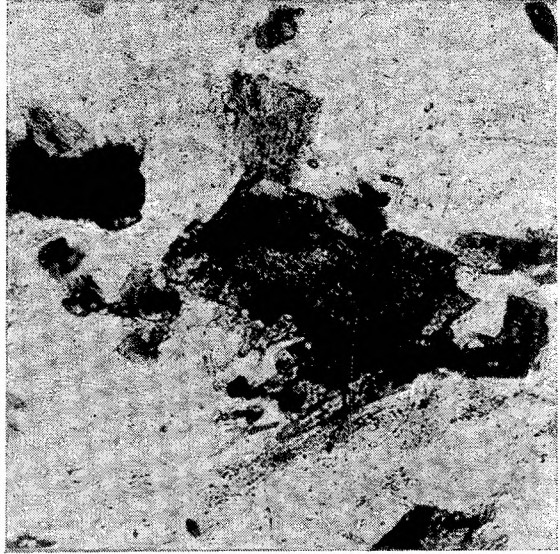
Planche I.

1. Métabasite de Puhacz. Les prismes d'épidote et les sections irrégulières de la hornblende verte, plongées dans le fond incolore d'albite et de quartz (Lumière naturelle, Grossissement 45× env.).
2. Allanite enveloppée par l'épidote parallèlement orientée dans une veine porphyroïde au milieu de la syénite de Puhacz. (Lum. nat., Gros. 100 env.).
3. Les aiguilles délicates du rutile dans une lame de biotite dans la syénite de Żdiłów; les rameaux dactylés de la biotite s'enfoncent dans l'oligoclase (Lum. nat., Gros. 45 env.).

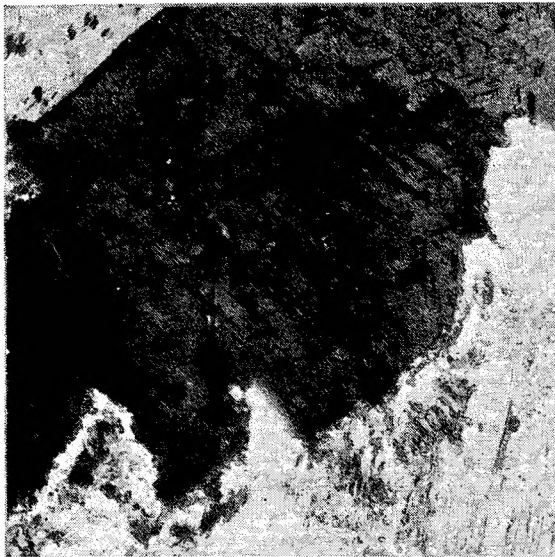
1



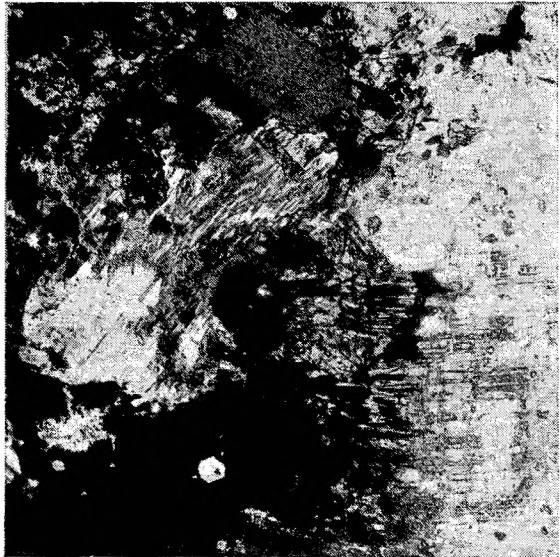
2



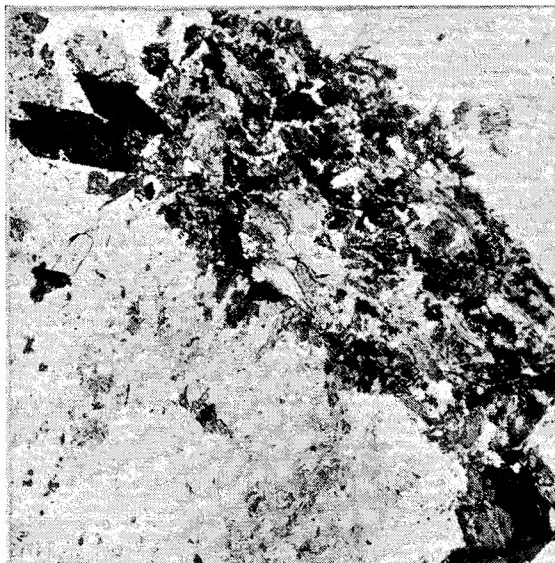
3



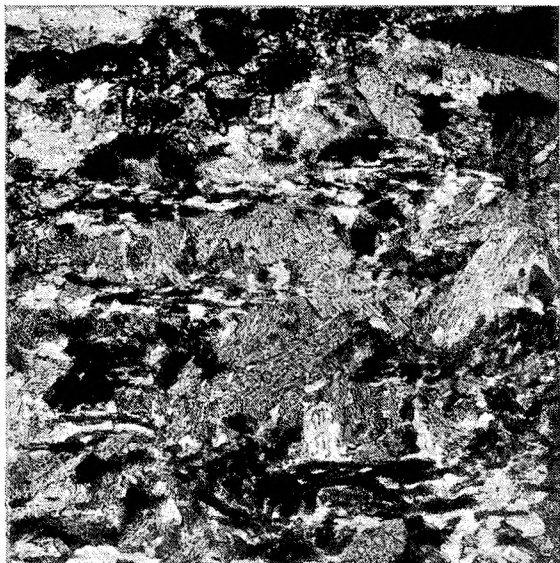
4



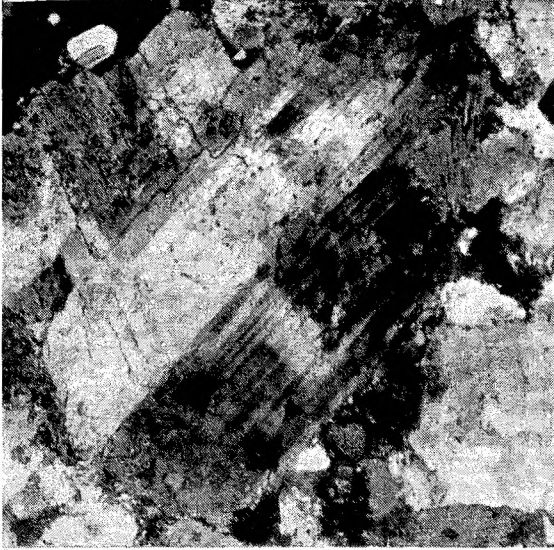
5



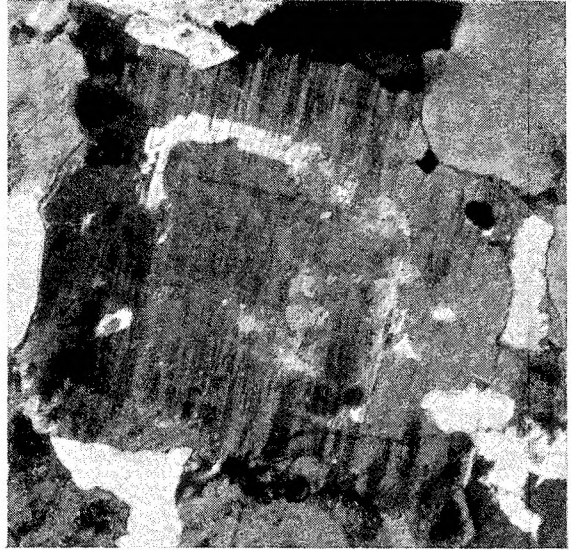
6



1



2



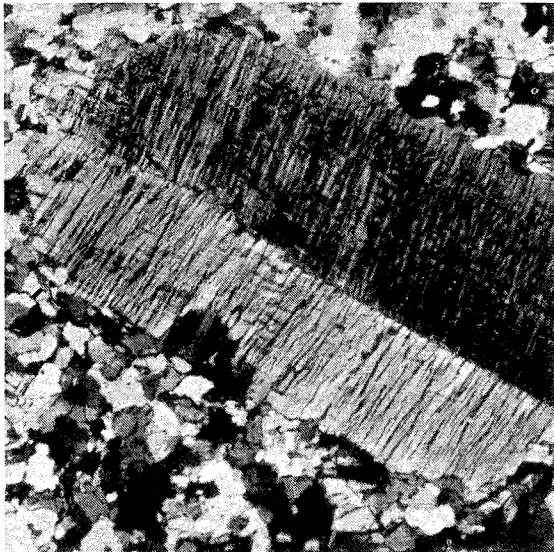
3



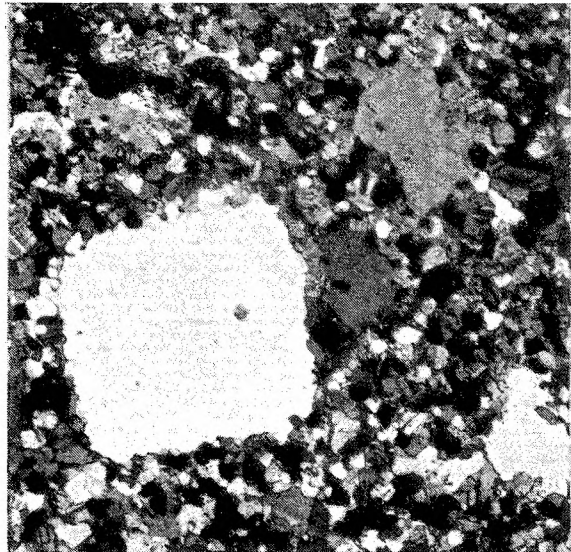
4



5



6



4. Biotite dactylitique dans la syénite de Żdiżów (Lum. nat., Gross. 45 env.).

5. Une symplectite de biotite et de quartz avec un peu d'épidote dans la syénite de Puhacz. En haut à gauche trois cristaux aigus du sphène. (Lum. nat., Gross. 17 env.).

6. Un petit fragment de la section précédente. La structure vermiculée de la symplectite de la biotite avec du quartz (myrmékite biotitique). (Lum. nat., Gross. 45 env.).

Planche II.

1. Un cristal automorphe d'oligoclase entouré des paillettes de la biotite primaire, dans la syénite de Puhacz. (Nicols croisés, Gross. 14 env.).

2. Un cristal de microcline avec l'albite séparée régulièrement en forme d'une zone. Le granite normal de Gary. (Nicols croisés, Gross. 24 env.).

3. L'interpénétration graphique du quartz dans la micropertithe (micropegmatite) dans une aplitite de Krywka (Nicols croisés, Gross. 37 env.).

4. Structure granulitique d'un granite aplitique de Krywka. (Nicols croisés, Gross. 35 env.).

5. Un phénocristal de micropertithe dans un granite aplitique de Klesów. (Nicols croisés, Gross. 20 env.).

6. Un phénocristal du quartz bipyramidé dans une roche aplitique de la carrière „Skala“ à Klesów. (Nicols croisés, Gross. 25 env.).



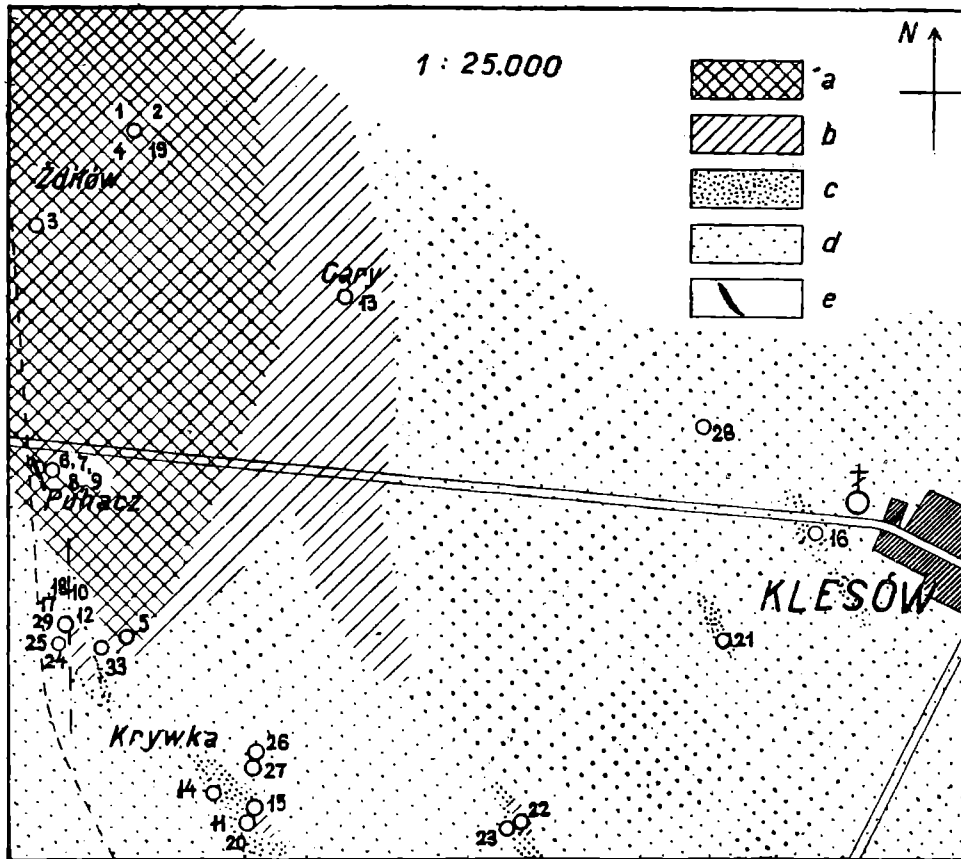


Fig. 1.

Szkic litologiczny północno-zachodniej części obszaru Klesowskiego.
(Esquisse lithologique de la partie NO de la région de Klesów).

- | | |
|---------------------------|---------------------|
| a) sjenit | syénite |
| b) granit normalny | granite normal |
| c) granit drobnoziarnisty | granite à grain fin |
| d) granit apłitowy | granite apłitique |
| e) metabazyt | mètabasite |

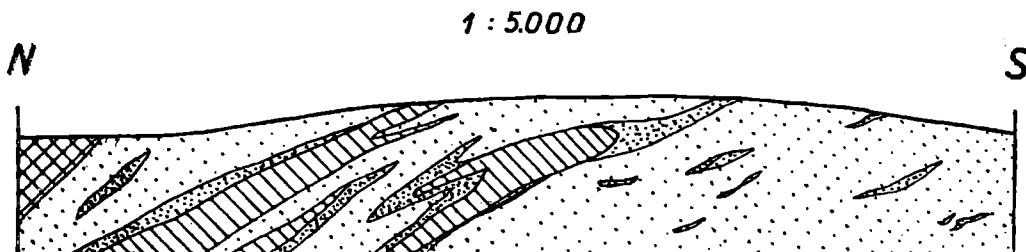


Fig. 2.

Przekrój schematyczny N—S wzgórza Krywka.
(Coupe schématique N—S de la coupole de Krywka).

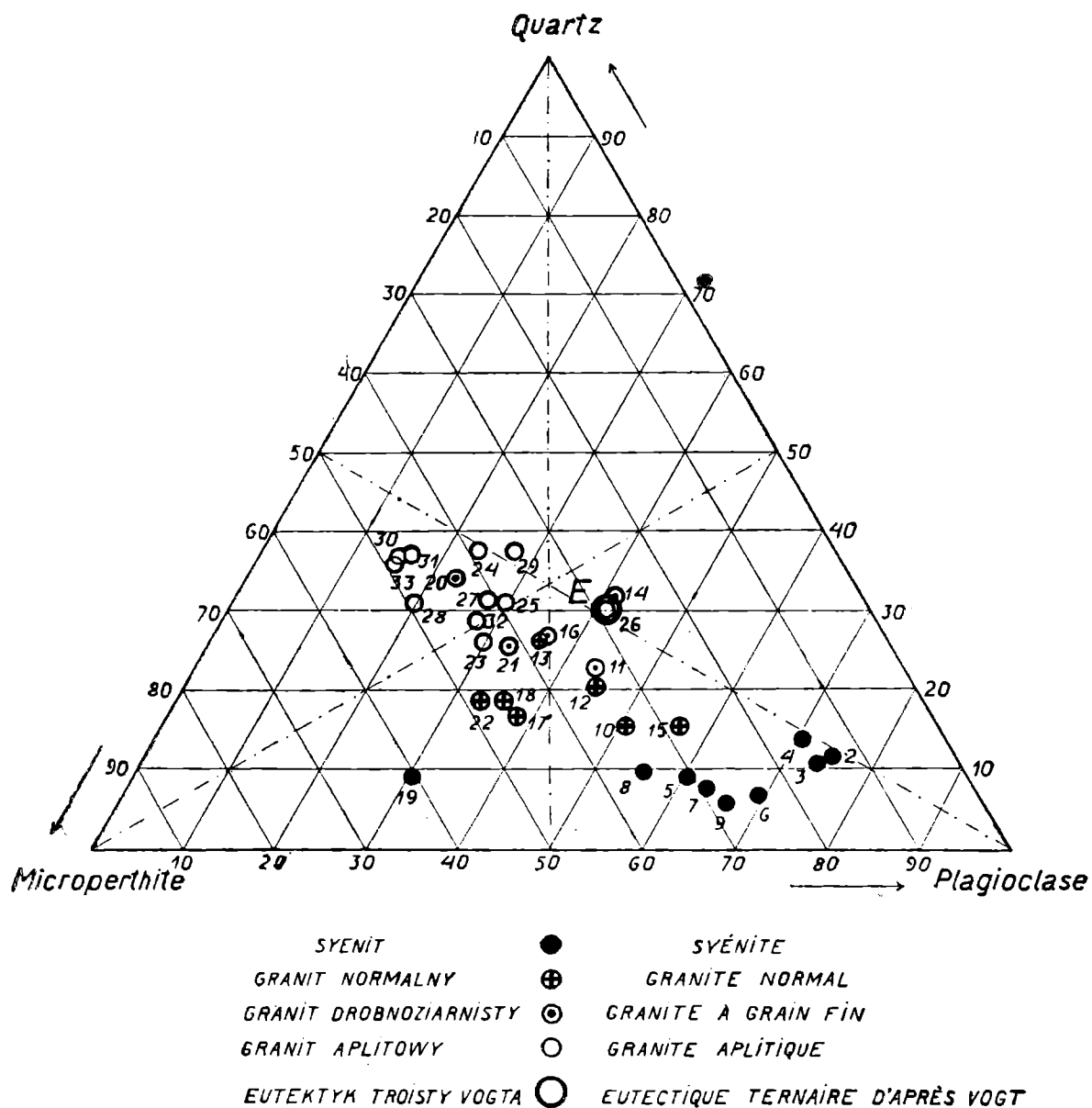


Fig. 3.

Wykres trójkąta — Kwarc — mikropertyt — plagioklaz — dla klesowskiej serii litologicznej.

(La représentation graphique de la série lithologique de Klesów dans le triangle Quartz — microperthite — plagioclase).

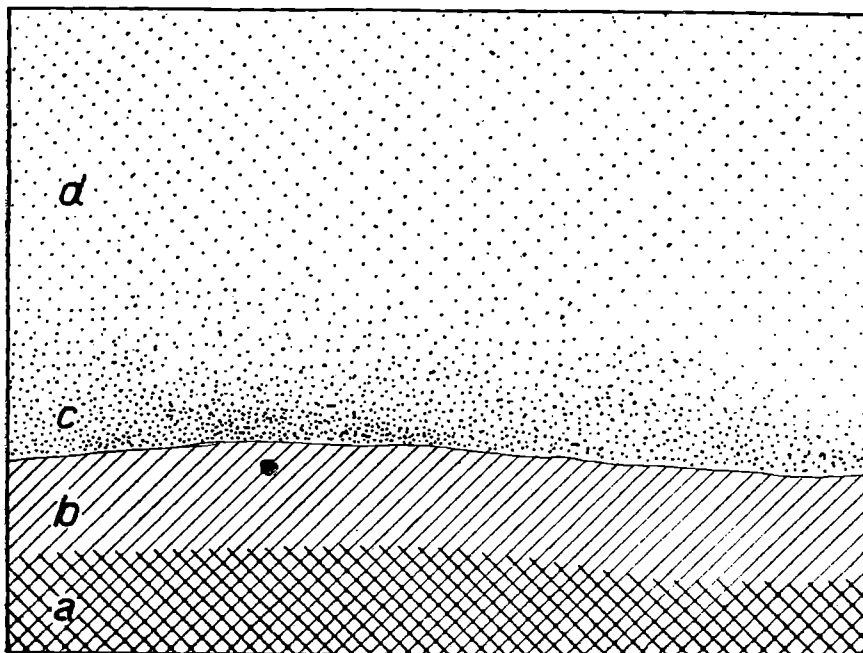


Fig. 4.

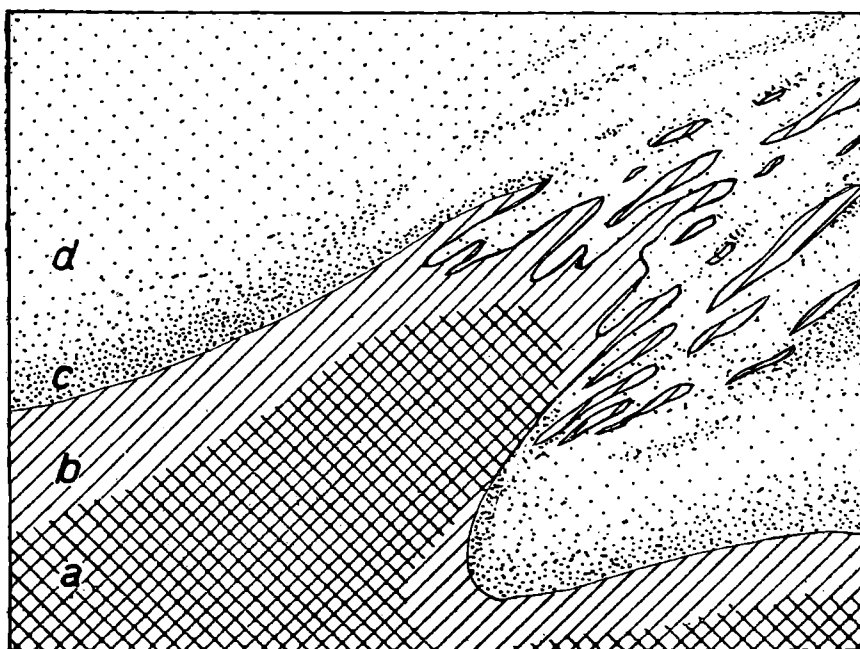


Fig. 5.

Schemat rozwoju klesowskiej części batolitu granitowego według hipotezy autora: fig. 4. przed ruchem górotwórczym, fig. 5. po ruchu górotwórczym. (Schéma d'évolution d'une partie du batholite granitique de Klesów: fig. 4. avant le plissement, fig. 5. après le plissement).