

January SZALAMACHA, Maria SZALAMACHA

Problem genezy granodiorytów zawidowskich oraz gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc i Leśnej (Sudety Zachodnie)

W zachodniej części bloku izerskiego, w rejonie Leśnej, Grabiszyc, w przełomie Kwisy i w Żłotnikach Lubańskich znane są ciemne, drobnoziarniste odmiany gnejsów izerskich, które M. Kozłowska-Koch (1961, 1965) wydzieliła jako „ciemne gnejsy z Leśnej”. Zdaniem tej autorki ciemne gnejsy z Leśnej oraz granodioryty zawidowskie wykazują wiele podobnych cech petrograficznych, co wskazywać może na ich pochodzenie ze wspólnego źródła.

Problem genezy ciemnych gnejsów z Leśnej i granodiorytów zawidowskich jest szczególnie ważny jako ogniwo łańcucha faktów wyjaśniających skomplikowaną budowę geologiczną bloku izerskiego. W związku z tym autorzy w czasie prowadzenia badań geologiczno-strukturalnych w zachodniej części tego bloku zwrócili szczególną uwagę na miejsca występowania omawianych utworów, określenie ich zasięgu, kierunku rozciągłości oraz kontaktów z otaczającymi je pozostałymi skałami izerskimi. W trakcie tych prac zgromadzili bogaty materiał do badań petrograficznych uzupełniając go próbkami z obszaru Grabiszyc, Zawidowa, Sulikowa i Miedzianego udostępnionymi im przez B. Z. Berezowskich. Uzyskali też informacje od K. Kuralowej o występowaniu podobnych skał na północ od pasma łupkowego w pobliżu uskoku śródsudeckiego. Zebrane materiały pozwoliły autorom wysunąć własną koncepcję genezy wymienionych w tytule skał.

CHARAKTERYSTYKA PETROLOGICZNA GNEJSÓW I GRANODIORYTÓW ZAWIDOWSKICH ORAZ ICH ROZMIESZCZENIE W BLOKU IZERSKIM

Z połowych obserwacji i badań przeprowadzonych przez autorów wynika, że gnejsy granodiorytowe (ciemne gnejsy z Leśnej) zalegają zgodnie z rozprzestrzenieniem pozostałych odmian strukturalnych gnejsów izerskich i tworzą w nich wkładki łączące się często w zgodnie przebiegające wychodnie, lub zająłają się wzajemnie bez śladów przeobra-

Gnejsy granodiorytowe zbadane przez autorów pod mikroskopem wykazują strukturę blastokataklastyczną i blastomylonityczną, a teksturę wyraźnie kierunkową. Są one zbudowane w przewodzie z biotytów, plagioklazów, albitów szachownicowych i kwarców.

Biotyt jest jednym z głównych minerałów tych skał. Występuje on w kilku pokoleniach. Najwcześniejszy z nich jest łuseczkowy i blaszkowy. Tworzy on wespół z serycytem laminy wijące się między minerałami kwarcu i skaleni. Dobrze zindywidualizowane blaszki biotyty są niekiedy powyginane, najczęściej kierunkowo zorientowane w skale. Wśród nich rozpoznać można takie, które nie ujawniają obecności rutylu (fig. 7) i takie, które wykazują wyraźną siatkę sagenitową (fig. 6). Te ostatnie są młodsze od poprzednich (fig. 7). Najmłodsze pokolenie biotyty jest postkinematyczne. Tworzy agregaty drobnoluseczkowe o chaotycznym ułożeniu blaszek. Postkinematyczne skupienia biotyty wespół z plagioklazami gromadzą się jedynie w niektórych partiach skały, są one ustawione zwykle prostopadle do laminacji.

Często w obrębie skupień biotyty istnieją niewielkie agregaty skaleniowe o formach prostokątnych, na nich graniczą ostro laminy łuszczaków. W innym miejscu kierunkowo ułożone biotyty tworzą wespół z drobnymi skaleniami i kwarcem strukturę wiernie naśladowującą reliktowy fragment łupku. Nie jest wykluczone, że jest to w rzeczywistości okruch łupku biotytowego. Biotyt gnejsów granodiorytowych ulega chlorytyzacji. Chlorytyzacja w kierunku na zachód od Leśnej jest słabsza, ku wschodowi natomiast rośnie. W pobliżu zapory wodnej w Złotnikach Lubańskich istnieje już zdecydowana przewaga chlorytu nad biotytem.

Plagioklasy należą do co najmniej dwóch generacji. Starsze z nich dzielą się na dwa typy: jeden cechuje się okruchowymi kształtami ziarn z wyraźnie widocznym, silnym strzaskaniem i polisyntetycznym zbliźnieniem. Drugi — to plagioklaz blastyczny, przeważnie hipidiomorficzny, zbliźniaczony karlsbadzko-albitowo. Obydwa typy plagioklazów zawierają mnóstwo wzrostków serycytu i gruzełków epidotu. Plagioklasy młodszej generacji obrastają starsze lub tworzą indywidualne blasty bez wyraźnych przeobrażeń. Należy dodać, że o ile zawartość amotyty w starszych zamyka się w granicach od poniżej 10% do około 15%, to w młodszych zawartość ta nie przekracza 10%.

Z analizy mikroskopowej wynika, że plagioklasy starsze były wypierane przez mikroklin. (fig. 19). Proces mikroklinizacji skały następował po uprzednim powstaniu blastów plagioklazów i miał znaczenie regionalne, wykraczające daleko poza obszar występowania gnejsów granodiorytowych. Natężenie tego zjawiska w różnych częściach terenu było inne. Nie można podać czy było ono powszechniejsze na zachodzie, czy we wschodniej części bloku izerskiego. Istnieje jednak prawidłowość, będąca odbiciem późniejszych procesów albityzacji, mianowicie: mikrokliny (powstałe w wyniku mikroklinizacji plagioklazów) zostały w skale podstawione albitem szachownicowym, zawierającym liczne wrostki plagioklazu i biotyty (fig. 19). Rozmieszczenie tych albitów jest różne. Najwięcej jest ich w rejonie Leśnej (fig. 11) i Pilchowic. Na zachód od Leśnej zmniejsza się gwałtownie ich zawartość, by w samym granodiorycie ustąpić miejsca mikroklinom.

W przełomie siedlecińskim, gdzie gnejsy granodiorytowe występują wśród sinych granitów dwułyżczykowych z dużymi porfiroblastami mikroklinów, zauważa się silne objawy mikroklinizacji. Wynikiem ostatecznym tego procesu jest całkowite zatarcie pierwotnej struktury i niemal kompletna zmiana składu mineralnego na typowo granitowy. W opisywanych granitach w toku badań mikroskopowych znaleziono resztki plagioklazów z charakterystycznymi serycytowo-epidotowymi produktami przeobrażenia i biotyty, w których zachowały się resztki siatki sa-genitowej. Z petrograficznego punktu widzenia skała ta w niczym nie przypomina już ewentualnych skał wyjściowych — gnejsów granodiorytowych.

K w a r c w opisywanych skałach występuje w kilku pokoleniach, których wzajemny stosunek jest wielce skomplikowany. Można tu wyróżnić kwarc stanowiący niewątpliwie pierwotny składnik skały. Są to bardzo drobne, na ogół różne ziarna, które ze względu na orientację optyczną tworzą pstrą mozaikę. Są one najczęściej uszeregowane w laminy i poprzekładane serycytem. (Przeważnie łączą się z dużymi, soczewkowatymi skupieniami) różnie zorientowanych ziarn kwarcu, przenikającego się w procesie rekrytalizacji. Kwarc ten jak wszystkie inne wykazuje faliste znikanie światła (fig. 12). Jest rzeczą interesującą, że zespoły równoległych do siebie lamin kwarcu poprzekładane lyszczykami są różnie zorientowane w stosunku do ogólnego laminarnego ukięrnkowania i foliacji skały. Znany jest też kwarc blastyczny o nieregularnych zarysach skupień, zawierający liczne relikty biotyty lub inwentarza mineralnego dawnego tła skalnego. Kształt tych resztek jest różny. W opisywanym kwarcu istnieją też inaczej zorientowane optycznie, heteromorficzne ziarna, prawdopodobnie starszego kwarcu. Najmłodszy kwarc obejmuje i wypiera wszystkie składniki skały. Najczęściej spotyka się go wewnątrz skaleni, gdzie ujawnia geometryczne, choć heteromorficzne zarysy ziarn (fig. 10). W skałach silnie przeobrażonych dynamicznie — w gnejsach z Grabiszyc, Miedzianego, Sulikowa czy Łowinia, a także znad zapory w Złotnikach Lubańskich — obserwuje się smugi serycytowe wijące się między drobnymi fragmentami kwarcu wygaszającego mozaikowo światło i resztkami większych plagioklazów o powyginanych i niekonsekwentnie przemieszczonych lamelkach bliźniaczych (fig. 5 i 9). Częstość odnosi się wrażenie, że w skale istnieje serycyt w nadmiarze, że całkowita ilość tego minerału nie wywodzi się jedynie z przeobrażenia plagioklazów, lecz jest produktem diaforezy, prawdopodobnie kordierytów.

Do minerałów występujących w skale w małych ilościach zaliczyć trzeba a d u l a r (fig. 15). Ten niskotemperaturowy skaień zjawia się w ilościach godnych uwagi dopiero na wschód od Grabiszyc. Jego największą koncentrację zaobserwowano w pobliżu zapory wodnej w Złotnikach Lubańskich, mniejszą w Czosze i Pilchowicach. Adular wnika w skałę w formie żyłek prostopadłych i ukośnych do foliacji (fig. 16). W nielicznych przypadkach przyjmuje kształt płaskich soczewek ułożonych zgodnie z foliacją. W rejonie Złotnik Lubańskich dostrzeżę się ponadto, że w składzie mineralnym przeważa już nie biotyt, ale chlo-ryt, i co najważniejsze — zjawia się w dużych ilościach kalcyt jako mi-

nerał skałotwórczy, powstaje asocjacja mineralna typowa dla facji zieloncowej.

Z minerałów akcesorycznych w opisywanych gnejsach znane są apatyty i charakterystyczne ziarna tytanitu z jądrem magnetytowym (fig. 6 i 33). Ziarna tytanitu są różnej wielkości i kształtu, zawsze jednak z łagodnie wymodelowanymi krawędziami bocznymi. Są one okrągławe, niekiedy wydłużone lub nieregularne. Występują w paragenezie z biotytem drugiej generacji starszego pokolenia. Znane są też w skupieniach chlorytu, tu jednak mają znacznie uboższe magnetytowe jądro. Apatyt występuje w wyraźnie mniejszych ziarnach niż tytanit (fig. 25).

W opisywanym wyżej przypadku z przełomu siedlecińskiego obecność w szarych granitach wkładek gnejsów typu granodiorytowego, z wyraźnymi cechami wskazującymi na stopniowe przejście od skał o teksturze kierunkowej do utworów typu granodiorytowego, jak również istnienie reliktyw charakterystycznych minerałów potwierdza możliwość pochodzenia owych granitów z tego samego pierwotnego środowiska skalnego, z którego powstały granodioryty.

Im dalej na zachód od Leśnej, tym gnejsy granodiorytowe zajmują większy obszar w stosunku do gnejsów izerskich, by w rejonie Sulikowa i Miedzianego pojawić się w genetycznym związku obok granodiorytów zawidowskich, a w Starym Zawidowie już jako relikty w samym granodiorycie.

Granodioryty zawidowskie w granicach Polski występują we wschodniej części bloku łuzycyjskiego i zachodniej bloku izerskiego. Na zachodzie bloku izerskiego i w NE części Niecki Żytawskiej wyłaniają się one spod utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych w formie izolowanych płatów (B. i Z. Berezowscy — informacja ustna). Ich odsłonięcia znane są z Ręczyna, Krzewini, Witki, Spytkowa, Starego Zawidowa, Miedzianego i Grabiszyc. Ponadto opisane zostały z wierzeń z Witki, Wrociszowa i Wielisławia. Granodioryty zawidowskie uznane zostały geologicznie za wschodni człon bloku łuzycyjskiego. W części granicznej występują one obok szarych granitów rumburskich i gnejsów izerskich oraz gnejsów granodiorytowych (ciemne gnejsy z Leśnej). Od strony północnej w rejonie Zgorzelca granodioryty kontaktują z szarogłazami, miejscami przeobrażonymi w hornfelsy kordierytowe (M. Borkowska, 1959), których wiek oznaczono na eokambr. Ku zachodowi granica granodiorytów ze skałami otaczającymi jest trudna do zdefiniowania.

Najbardziej typowe odmiany tych skał występują w okolicy Starego Zawidowa w szeregu kamieniołomów. Mikroskopowo są to skały średnioziarniste, drobno i równoziarniste barwy szarej, bogate w biotyt i plagioklasy (fig. 30). Wykazują one teksturę bezkierunkową i słabo zatarte efekty kataklazy. Im dalej na wschód w kierunku Miedzianego, Zalipia i Grabiszyc, tym stają się bardziej nierównoziarniste i ciemniejsze, obok sinawego kwarcu zjawiają się takie same skalenie. Analizując płytki cienkie granodiorytu z kamieniołomu w Starym Zawidowie spostrzeżę się, że struktura tych skał jest blastokataklazyczna, tekstura bezładna. Ze skaleni najliczniej reprezentowane są plagioklasy o hipautomorficznym wykształceniu i bezkierunkowym ułożeniu. Są one gęsto upstrzone serycytem i zoizytem — produktami saussurytyzacji skaleni (fig. 17, 29). Saussurytyzacja obejmuje wyłącznie centralną część

plagioklazu i wykreśla zwykle hipautomorficzne lub automorficzne zarysy starego kryształu. Produkty tego procesu w plagioklazach granodiorytów są znacznie lepiej wykształcone niż w gnejsach granodiorytowych. Plagioklazy ujawniają skataklazowanie, wskutek czego lamelki bliźniacze są powyginane, spękane i przesunięte względem siebie. W toku dalszych przeobrażeń zostają one zregenerowane, co uzewnętrznia się nieregularną obwódką albitową bez zbliźniaczeń (fig. 26, 29). Sporadycznie tylko można zaobserwować regenerację oligoklazową, ale z wyraźnymi polisyntetycznymi zbliźnieniami. Plagioklazy w omawianej odmianie skalnej zajmują w szeregu krystalizacyjnym drugie miejsce po biotycie. Jest charakterystyczne, że wypierają one biotyt (fig. 26, 27, 32, 17), a nawet roztrawiają go do tego stopnia, że pozostają po nim jedynie niewielkie mikrolity uszeregowane w pseudolaminy. Powstaje tu interesująca sytuacja: mimo że następstwo krystalizacji jest takie jak w skałach magmowego pochodzenia, to sposób krystalizacji jest typowy dla procesów metamorficznych. W granodiorytach istnieją dwa pokolenia biotytów.

Starsze tworzą różnie zorientowane blaszki, miejscami w przekroju prostopadłym do krystalograficznej osi Z, ujawniają stosunkowo wyraźną siatkę sagenitową (fig. 4). W innych przekrojach jest ona mniej wyraźna, natomiast w interstycjach między blaszkami zjawia się kwarc w drobnych, laminarnie uszeregowanych ziarnach, tworzących niekiedy płaskie soczewki. To pokolenie biotytu cechuje się silną deformacją blaszek do pogięcia i połamania włącznie (fig. 26). Są one wypierane zarówno przez plagioklazy (fig. 26), jak i przez młodszy mikroklin (fig. 31) i jeszcze młodszy albit i kwarc. W innym miejscu wypierana przez plagioklaz blaszka biotytu staje się zaporą dla żyłki kwarcu przecinającej jedynie ten plagioklaz. Podany przypadek może wskazywać, że w skale istnieje jakiś starszy materiał okrucowy. Postkinematyczne pokolenie młodsze biotytu budują bardzo drobne blaszki, ułożone chaotycznie w agregaty wypełniające wolne przestrzenie między plagioklazami, stąd wywodzą się narzucone, ostre granice skupień, zacierające się od strony plagioklazowej miazgi mylonitycznej.

Minerałami młodszymi od biotytu i plagioklazów są mikrokliny. Mikrokliny roztrawiają i wchłaniają miazgę mylonityczną, plagioklazową, biotytową czy kwarcową. Pewna ilość roztrawianych ziarn wymienionych minerałów pozostaje w nowo powstałym mikroklinie w formie nienaruszonej jako wrostki (fig. 18). Zapewne jest to możliwe wówczas, kiedy ilość przeobrażanych ziarn danego gatunku minerałów koniecznych do stworzenia nowego przekroczy proporcje równowagi chemicznej. Takim sposobem część nieroztrawionych plagioklazów czy biotytów zostaje wkomponowana w nowo powstały mikroklin. Mikroklinizacja przyczyniła się także do przemodelowania struktury skały. Dawne ukierunkowanie zostaje zburzone, a rozrastające się mikrokliny dokonują przemieszczeń w obrębie składu mineralnego. Dalszy postęp metamorfozy skały prowadzi do albityzacji mikroklinu (fig. 23, 24) i wytworzenia albitów szachownicowych (fig. 11 i 19). Ostatnim aktem była inwazja krzemionki.

Im dalej na wschód, tym skład petrograficzny granodiorytów zbliża się coraz bardziej do odmian niskotemperaturowych. Przykładem tego może być ciemny z odcieniem sinawym granodioryt z Grabiszyc, wystę-

pujący w skarpie drogi na wschód od kościoła, pośród gnejsów granodiorytowych. W skale tej mikroklin zostaje zastąpiony albitem szachownicowym, brak jest też charakterystycznych tytanitów.

W toku badań terenowych stwierdzono, że w granodiorytach zawodzkich występują wkładki czy relikty gnejsów granodiorytowych. Obserwacje dokonane w kamieniołomie w Starym Zawidowie ujawniły, że między gnejsami granodiorytowymi a granodioritem istnieje ciągłe przejście. Skala o teksturze kierunkowej przechodzi niepostrzeżenie w bezkierunkową.

Skąły o słabo widocznym kierunkowym uszeregowaniu składników mineralnych mają w kamieniołomie w Starym Zawidowie ciemniejszy odcień niż właściwy granodioryt. Ziarno do 2 mm rozrasta się miejscami do kilku mm. Zgodnie ze słabo widoczną foliacją rozprzestrzeniają się w skale ciemne, równoległe do siebie laminy chlorytowe.

Mikroskop ujawnia w tych skałach strukturę blastokataklastyczną i teksturę słabo ukierunkowaną. Niebieskawe kwarcce występują tu w formie nieregularnych, silnie zdeformowanych ziarn, tworzących skupienia wnikałające palczasto, zatokowo i nieregularnie w otaczającą je masę skalną. Kwarc ujawnia nie tylko silne faliste zanikanie światła, ale również strefy występowania miazgi kataklastycznej częściowo zrekrystalizowanej. Skupienia kwarcu zamykają w sobie postrzępione blaszki chlorytu, a nawet fragmenty i całe osobniki plagioklazów. Zaobserwowane w skale plagioklasy są duże, heteromorficzne, tworzą zarówno wysmukłe, jak i krępe tabliczki ujawniające polisyntetyczne zbliżnięcia. Często obok wielokrotnych bliźniaków istnieją dwojaki. Plagioklasy są skataklastowane, pokruszone, a okruchy ich są względem siebie przemieszczone. Minerale te w głównej masie uległy przeobrażeniu w agregat serycytowo-epidotowy. Tak zmienione skaleni są miejscami rozwalcowane w smugi wijące się między dużymi ziarnami skaleni i kwarcu. Plagioklasy wkomponowane w większe blasty mikroperytu mikroklinowego ujawniają regenerację albitową. Powstaje wokół nich nieregularna, jaśniejsza obwódka albitowa. Znany jest fakt, że tego rodzaju pasy wykrytalizowane w temperaturze magmy granitowej są czyste, regularne i powtarzają się wielokrotnie. Graniczą ze sobą ostro lub przenikają się łagodnie, grubość poszczególnych pasów jest równa. W opisywanym przypadku są one zmiennej szerokości o krawędziach zatokowych. Występują w nich liczne, nieokreślone mikrolity. (Po regeneracji albitowej skaleni zostały częściowo wyparte przez mikroklin, który ogarniał i wchłaniał zarówno miazgę mylonityczną (fig. 21, 20), jak i całe fragmenty zregenerowanych plagioklazów, blaszek biotytów i kwarcu. Po zmikroklinizowaniu części skaleni i powstaniu mikroklinów z miazgi mylonitycznej, nastąpiła metasomatoza albitowa, której efekty w opisywanej skale wyrażają się powstaniem albitów szachownicowych.

Osobne zagadnienie stanowi chloryt występujący w postrzępionych i nieregularnych blaszkach jako chloryt pobiotytowy, zachowujący wyraźną siatkę sagenitową, i drugi, o odmiennym ułożeniu blaszek, w którym jest ona niewidoczna. Igiełki rutylu w biotycie i chlorytach prawdopodobnie tworzą siatkę warstwową, dobrze widoczną w przekrojach prostopadłych do osi krystalograficznej Z, a niewidoczną w przekrojach równoległych do niej. W tym ostatnim położeniu dostrzega się między blaszkami chlorytu wyciągnięte w soczewki drobne ziarenka kwarcu, co

w sumie sprawia wrażenie fragmentu łupku chlorytowego. Jest rzeczą ciekawą, że te niży łupkowe fragmenty są uszeregowane w laminy o kierunku ukośnym do ogólnej laminacji skały. Z minerałów akcesorycznych należy wymienić apatyt i charakterystyczny tytanit z ośrodkami magnetytowymi. Z opisu można wywnioskować, że kolejne etapy regeneracji zmieniły stopniowo gnejs w skałę podobną do granodiorytu.

ZWIĄZEK GENETYCZNY GNEJSÓW GRANODIORYTOWYCH I GRANODIORYTÓW ZAWIDOWSKICH

Obserwacje geologiczne nie zaprzeczają istnienia związku genetycznego między granodiorytami zawidowskimi i gnejsami granodiorytowymi. Przeciwnie, ujawniają szereg faktów potwierdzających to powiązanie. Ważniejsze z nich to:

1. Makroskopowe podobieństwo składu mineralnego (ciemne zabarwienie).
2. Obecność dużej ilości minerałów melanokratycznych.
3. Stosunkowo niewielka zawartość kwarcu w tych skałach.
4. Występowanie reliktów gnejsów granodiorytowych w granodiorytach oraz skał stojących na przejściu od gnejsów do granodiorytów.
5. Występowanie soczewkowatych ciał granodiorytowych w gnejsach granodiorytowych zaobserwowane w Grabiszycach.
6. Brak zjawiska kontaktu termicznego między granodiorytem a otaczającymi go gnejsami.

Również analiza petrograficzna płytek cienkich wykonanych z gnejsów granodiorytowych, zebranych w toku kartowania geologicznego, oraz dane M. Kozłowskiej-Koch (1965) wskazują, że wszystkie występujące w tym rejonie skały zgnejsowane typu granodiorytowego mają pewne stałe, mniej lub bardziej wyraźne wspólne cechy charakterystyczne. Są to: obecność predeformacyjnych pseudomorfoz serycytowo-zoizytowych po plagioklazach¹, często rozwalcowanych do smużek i lamin, a także blaszek biotyту o wyraźnej lub częściowo zachowanej siatce sagenitowej, jak również obecność tytanitu z magnetytowymi ośrodkami. Cechy te wyróżniają zdecydowanie gnejsy granodiorytowe w grupie gnejsów izerskich. Autorzy nigdzie nie spotkali w normalnych odmianach gnejsów izerskich ani wyżej opisanych pseudomorfoz, ani takich biotyту czy tytanitów. M. Kozłowska-Koch (1965) opisując inne gnejsy z bloku izerskiego również nie wyróżnia w nich minerałów o podanych cechach. Można więc przyjąć z dużym prawdopodobieństwem, że omawiane utwory wywodzą się ze wspólnego, pierwotnego środowiska skalnego. Przyjmując taki związek genetyczny, konieczne jest ustalenie kierunku, w jakim rozwijała się metamorfoza, a zwłaszcza czy gnejsy granodiorytowe powstały z granodiorytów, czy odwrotnie.

KIERUNEK PRZEOBRAŻEŃ SKAŁ GRANODIORYTOWYCH Z OKOLIC GRABISZYC I LEŚNEJ

Interesujących obserwacji geologicznych dokonano w rejonie Złotnik Lubańskich, Grabiszyc i Starego Zawidowa. Gnejsy granodiorytowe z po-

¹ Z publikacji W. Büsch (1966, str. 194) można przypuszczać, że plagioklasy takie są charakterystyczne dla wszystkich w ogóle skał granodiorytowych.

bliża zapory wodnej w Złotnikach Lubańskich ujawniają makrostrukturę wskazującą na niehomogeniczność pierwotnego środowiska skalnego. W odsłonięciu obserwuje się przejście od grubooczkowych, ciemnych gnejsów poprzez średnio- i drobnooczkowe do łupków, za którymi konsekwentnie powtarza się taki sam zespół strukturalny skał. Ta sekwencja żywo przypomina cykliczną sedymentację utworów klastycznych i nie jest wykluczone, że została po nich odziedziczona. Dalej na zachód w kierunku Zawidowa nie znaleziono wprawdzie tak przekonywających śladów pierwotnych struktur, zaobserwowano jednak inne zjawiska, które świadczyć mogą o formowaniu się samego granodiorytu. Już w Grabiszycach (niedaleko kościoła) w skarpie drogi stwierdzono występowanie skał o teksturze bezkierunkowej, które niepostrzeżenie przechodzą w gnejsy. Przejście to jest tak łagodne, że wyklucza wprost działanie sił dynamicznych. Wreszcie w kamieniołomie w Starym Zawidowie widzi się pośród przeważającej masy granodiorytów relikty gnejsów o podobnym składzie mineralnym, nieco ciemniejsze od samych granodiorytów, ale z wyraźną foliacją, której kierunki odpowiadają planowi foliacji istniejącemu w skałach pozostałej części bloku izerskiego.

We wszystkich dotychczas zbadanych mikroskopowo płytkach cienkich, wykonanych z utworów granodiorytowych znaleziono relikty zespołów mineralnych pochodzących z różnych odmian skalnych, które można uznać za niecałkowicie przeobrażone fragmenty pierwotnych utworów klastycznych. I tak: w gnejsach z Grabiszyc znaleziono soczewkowane skupienia mineralne o osi dłuższej zgodnej z ogólnie panującą tu foliacją, otoczone laminami z biotyty (fig. 5, 13, 14). Badania mikroskopowe ujawniły, że opisane soczewki zbudowane są z szeregu mniejszych soczewek kwarcu tkwiących wśród serycytowo-skaleniowej miazgi. W innym miejscu pojawiają się fragmenty gnejsu muskowitowego uszeregowane w laminy, lecz w obrębie których dostrzega się ukośną laminację. Cechą charakterystyczną opisanych fragmentów skalnych jest występowanie muskowitu, podczas gdy główna asocjacja mineralna reprezentowana jest przez zespół minerałów blaszkowych zawierających biotyt, chloryt lub serycyt. W Zawidowie i Leśnej spostrzec można w gnejsach granodiorytowych fragmenty łupku (fig. 8, 12, 10, 21, 13, 14). Znane są też zespoły mineralne zbudowane z plagioklazu i blastów mikropentytu mikroklinowego, przecięte późniejszą żyłą drobnoziarnistego kwarcu, wyraźnie uszeregowanego w laminy z niewielką ilością łyszczyków. Często są one zuskokowane i względem siebie przesunięte (fig. 9).

Niehomogeniczność badanych gnejsów najwyraźniej ujawnia się już makroskopowo w okolicy zapory wodnej w Złotnikach Lubańskich, co stwierdzono na początku tego rozdziału. Analizując wymienione tam utwory pod mikroskopem spostrzega się, że skała zbudowana jest z szeregu zespołów mineralnych istniejących obok siebie, a różniących się bądź to wielkością składników, bądź też kierunkiem ich ułożenia, czy nawet lokalną asocjacją mineralną. Niektóre z tych zespołów zostały zmienione przez późniejsze procesy chlorytyzacji. Kształt ich jest nieraz nieregularny, przeważnie jednak soczewkowaty. Często takie skupienie ujawnia skład mineralny gnejsu, odcinając się od tła skalnego wielkością składników. Analizując skały o najdrobniejszej frakcji mineralnej, te które makroskopowo można by uznać za relikty łupków, zauważyć można pod

mikroskopem, że są one również niejednorodne, zbudowane z mniej lub bardziej rozwleczonych, soczewkowatych agregatów ziarnistych kwarcu i skalenia potasowego z łuseczkami serycytu, lub z płaskich soczewkowatych skupień kwarcowo-skaleniuowo-serycytowych lub chlorytowych o zmiennej zawartości ziarn, zwłaszcza w odniesieniu do serycytu i chlorytu. Rzadziej obserwuje się podobne partie skały bogate w plagioklasy.

Opisane wyżej cechy, a zwłaszcza istnienie w obrębie próbki skalnej szeregu zespołów mineralnych o charakterystycznej wielkości składników wyłącznej dla danego zespołu, niekiedy z typową tylko dla niego asocjacją mineralną wskazywałoby, że zbadany utwór jest zmetamorfizowaną skałą suprakrustalnego pochodzenia. Śledząc konsekwentnie tego rodzaju relikty w formacji granodiorytowej ku zachodowi od Żłotnik Lubańskich, spostrzeże się rychło, że również enklawy gnejsowe w granodiorytach nie są pozbawione opisanej wyżej niehomogeniczności. Wprawdzie w enklawach proces rekrytalizacji jest daleko silniej rozwinięty, niemniej zachowały się relikty dawnych okruchów skalnych w postaci nieco zmienionej. W samych granodiorytach trudno jest dopatrzeć się tych form, bowiem przeobrażenie poszło zbyt daleko. Z przedstawionych faktów wynika, że nie granodioryty zostały zdeformowane do gnejsów, lecz odwrotnie, gnejsy poprzez skomplikowane przeobrażenia przeszły w granodioryty.

PETROGENETYCZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ GRANODIORYTOWYCH Z REJONU STAREGO ZAWIDOWA, GRABISZYC, ŻŁOTNIK LUBAŃSKICH

Ustalenie petrogenезы skał typu granitoidowego nie jest proste, zwłaszcza wtedy, jeśli jakościowe ujednoczenie składu mineralnego i struktury skały poszło zbyt daleko. Przy tak znacznej homogeniczności składu petrograficznego istnieje niewielkie prawdopodobieństwo zachowania się reliktyw asocjacji mineralnych z okresu przedmetamorficznego. Jeżeli jednak skała wyjściowa składałaby się z fragmentów utworów metamorficznych, wówczas istnieje prawie pewność, że znajdziemy w niej relikty. To wyłania jednak kolejną trudność — ustalenie czy są to rzeczywiście fragmenty skały genetycznie obce środowisku, w którym się znajdują, czy raczej relikty skał macierzystych. Tę trudność można przewyciężyć stwierdzając, czy badany kompleks skalny w różnych miejscach wykazuje inny stopień zmetamorfizowania. Anizotropowość zjawisk metamorficznych w niehomogenicznym, suprakrustalnym kompleksie skalnym prowadzi zwykle do skomplikowania jego obrazu, w niektórych jednak przypadkach staje się sprzymierzeńcem w określeniu petrogenезы przez dostarczenie reliktyw. Dzieje się to właśnie wtedy, gdy skała wyjściowa zbudowana jest z materiału okruchowego pochodzącego z erozji skał metamorficznych. W sytuacji takiej w skale egzystują obok siebie agregaty o różnych asocjacjach mineralnych, często obcych facji metamorficznej o znaczeniu regionalnym, lub też zachowują się te asocjacje, które w aktualnych warunkach są trwałe.

W przypadku skał granodiorytowych w bloku izerskim zauważa się, że od Zawidowa ku wschodowi ich stopień zmetamorfizowania słabnie, by osiągnąć metamorficzną fację zieleńcową (lokalnie) w rejonie Grabiszyc i niemal powszechnie w okolicy zapory wodnej opodal Żłotnik Lu-

bańskich. W gnejsach granodiorytowych z tych okolic dominuje asocjacja mineralna — chloryt, muskowitz, kwarc, są też obecne niskotemperaturowe minerały, jak kalcyt, albit, adular. Asocjacja ta, typowa dla facji zielenicowej, ma znaczenie regionalne. W płytkach cienkich jednak istnieją lokalnie skupienia takich minerałów, które w żaden sposób nie pasują do otoczenia. Wspomniano o tym już w poprzednim rozdziale, tu podkreślić należy, że z łuszczyków występują w nich duże blaszki muskowitzu, biotyty i chloryty (ten ostatni z biotyty), ze skaleni — plagioklasy i mikrokliny. Taka asocjacja jest typowa raczej dla metamorficznej subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytowej, a obecność chlorytu w zespole można przypisywać procesom diaforycznym.

W poprzednim rozdziale zaakcentowano niehomogeniczność materiałową i strukturalną małych środowisk skalnych w gnejsach granodiorytowych. Tutaj zwrócono uwagę na wynikające z tego faktu urozmaicenie inwentarza mineralnego. Wszystko łącznie dowodzić może, że utwór wyjściowy dla powstania granodiorytów stanowiła formacja szarogłazowa bogata w ławice ilaste. Nie jest to nieprawdopodobne, jeżeli wyjaśni się, że w przedłużeniu omawianego kompleksu skalnego ku zachodowi od Nysy Łużyckiej rozprzestrzenia się wielki, granodiorytowy masyw łużycki, w którym już H. Ebert (1935) dopatrzyl się anatektycznych przeobrażeń szarogłazów łużyckich, a G. Möbus (1964) wyróżniając granodioryty: dwułuszczkowy i łużycki (do którego zalicza granodioryt zawidowski) stwierdza równocześnie (str. 73), że granodioryt dwułuszczkowy powstał z szarogłazów łużyckich na drodze granityzacji anatektyczno-metasomatycznej. Ten sam punkt widzenia podtrzymują G. Möbus i G. Schwab (1966, str. 967). W odniesieniu do granodiorytu zawidowskiego panuje zgodność poglądów, że jest to intruzja. Powyższą tezę głoszą między innymi M. Borkowska (1959, str. 359), G. Möbus (1964, str. 73) i M. Kozłowska-Koch (1965, str. 233). Swój wniosek wywodzą oni głównie z przekonania, że zhornfelsowanie szarogłazów zgorzeleckich, występujących na granodiorytach, mogła spowodować jedynie intruzja magmy i rolę tę przypisują granodiorytom zawidowskim. M. Kozłowska-Koch na dowód intruzywnego charakteru gnejsów granodiorytowych (ciemnych gnejsów z Leśnej) opisuje fakt zaobserwowania w kamieniołomie w Zalipiu Dolnym iniekcji fazy ciekłej o składzie granodiorytowym w sfiltizowane łupki mułowcowo-ilaste, dającej ostry kontakt ze skałami ościennymi. W świetle obserwacji C. E. Wegmanna (1935, str. 319), G. E. Goodspeed (1940) i B. G. King (1948) ostre kontakty wcale nie muszą dowodzić o istnieniu w pobliżu dużej intruzji magmy juwenilnej. H. Winkler i von Platen (1960, str. 315) doszli do wniosku, że anatektyczne procesy mogą stworzyć lokalnie przegrzane fazy ciekłe, zdolne do migracji nawet w odległe partie skorupy ziemskiej.

Z przedstawionych przez M. Borkowską (1959, str. 35) i M. Kozłowską-Koch (1965, str. 193 i 199) trójkątów klasyfikacyjnych QMP (kwarc, skałen potasowy i plagioklaz) wynika, że ciemne gnejsy z Leśnej (gnejsy granodiorytowe fig. 2, 3) leżą w szerokim przedziale od granitów zwyczajnych, poprzez adamelity do granodiorytów, natomiast sam granodioryt zawidowski znajduje się zdecydowanie w polu granodiorytów (fig. 4). Z podanych w poprzednich rozdziałach opisów petrograficznych wynika, że granodioryty wywodzą się z przeobrażenia gnejsów granodiorytowych.

Warto więc zastanowić się, z jakiego materiału wyjściowego powstały lub powstać mogą same gnejsy. Z petrologicznego punktu widzenia nie jest wykluczone, że skały te mogą pochodzić z formacji szarogłazowej, bogatej w ławice ilaste i ilasto-piaszczysto-wapniste. Podobny kierunek przeobrażeń sygnalizują z innych obszarów H. Ebert (1935, str. 140), G. Möbus (1964, str. 73) i W. Büsch (1966, str. 192), uważając przy tym, że powstanie gnejsów z szarogłazów jest efektem procesów anatektycznych.

Procesem anateksis zajęli się gruntownie H. Winkler i H. Platen (1958, 1959, 1960, 1961). Stwierdzili oni eksperymentalnie, że szarogłazy podane ciśnieniu 2000 atm, co odpowiada mniej więcej głębokości 7000 m, i temperaturze od 685° do 740° C, przy dostatecznej ilości wody w badanej skale przechodzą w stadium metamorfozy anatektycznej, dając w pierwszym etapie hornfelsy kordierytowe. Następnie rozpoczyna się selektywne wytapianie fazy ciekłej o odpowiednim składzie chemicznym i przebudowa inwentarza mineralnego dostosowanego do nowych warunków fizycznych. Powstają wówczas asocjacje mineralne charakterystyczne dla skał szeregu granit — granodioryt — tonalit. Stwierdzono przy tym, że przy identycznym ciśnieniu i temperaturze ponad 740° powstaje z szarogłazów nowa skała — tonalit o trwałej asocjacji mineralnej. Ilościowy skład mineralny takiej skały, decydujący o jej rodzaju uzależniony jest głównie od składu chemicznego stopu, a ściślej od ilościowego stosunku albitu do skalenia potasowego w skale wyjściowej. Warunki fizyczne metamorfozy decydują wyłącznie o składzie mineralnym stopów pośrednich, zaś wielkość składników jest funkcją czasu trwania procesu.

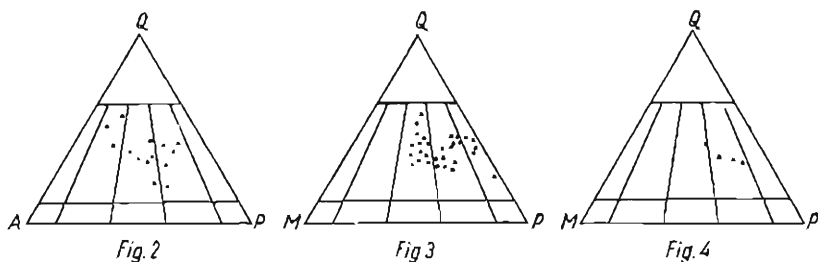


Fig. 2—4. Trójkąty klasyfikacyjne QAP i QMP wg M. Kozłowskiej-Koch (1965)

2. Ciemne gnejsy z Leśnej, z przełomu Kwisy, i Grabiszyc
 3. Gnejsy i granity izerskie z przełomu Bobru w Siedlecinie
 4. Granodioryty z Zawidowa, Niedowa, Krzewinia i Bratkowa
- Classification triangles QAP and QMP according to M. Kozłowska-Koch (1965)
2. Dark gneisses from Leśna, Kwisa river gap, and Grabiszyc
 3. Iżera gneisses and granites from the Bóbr river gap at Siedlecin
 4. Granodiorites from Zawidów, Niedów, Krzewin and Bratków.

W rejonie Złotnik Lubańskich, Leśnej i Grabiszyc można spotkać gnejsy granodiorytowe o najniższym stopniu metamorfozy regionalnej (facja zielenkowa). Utwory te makro- i mikroskopowo są bardzo podobne do siebie, mają szereg cech mineralogicznych wspólnych, a jednak sklasyfikowane w trójkącie QMP wykazują zróżnicowanie w szeregu granit — granodioryt, przy czym zmienność ta dotyczy niewielkiego wycinka

terenu (patrz M. Kozłowska-Koch, 1965, str. 186). Fakt ten można wytłumaczyć jedynie różnorodnością składu chemicznego skał wyjściowych, a więc stosunkiem ilościowym (w % wagowych) $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$, który w odniesieniu do granitów wynosi 0,4 do 1,5, a do granodiorytów od 1,5 do 3,5 (H. Winkler, H. Platen, 1961, str. 252), a nie warunkami fizycznymi, zwłaszcza że produkty przeobrażenia szarogłazów różnicują się w zakresie granit — tonalit. Obecność skrajnych trwałych członów granodiorytowych wynika tylko ze wskazań stosunku sodu do potasu w skale przeobrażanej, a nie zależy od zakresu temperatur, w których skały uległy przeobrażeniu. Temperatura procesu musiała być znacznie wyższa niż jest konieczna do doprowadzenia szarogłazów w stadium tonalitowe; świadczą o tym przegrzania, dające lokalne intruzje, takie jak np. w Zalipiu Dolnym, o których pisze M. Kozłowska-Koch (1965). Temperaturę tę można określić hipotetycznie zakładając, że w przeobrażanej, szarogłazowej formacji skalnej istniały też różne wkładki ilaste, które zmetamorfizowane w skrajnie trwałą postać — granodioryt, wymagały do tego celu znacznie wyższej temperatury niż jest potrzebna do przeobrażenia szarogłazów w tonalicy (temp. 810° , ciśnienie 2000 atm., wg. H. Winklera i H. Platena, 1961). Efekty zmiany warunków fizycznych procesów anatektycznych można zaobserwować w Zgorzelcu. Z dotychczasowych opisów geologiczno-petrograficznych, traktujących o skałach z odsłonięcia w Zgorzelcu, można sądzić, że właśnie tutaj znajduje się najbardziej typowy przykład hornfelsowego stadium anatektycznego, gdzie obok hornfelsów zjawia się granodioryt jako odpowiednik zrekrytalizowanej fazy ciekłej tego procesu. Stadium tonalitowe zostało osiągnięte w tej samej formacji dopiero w rejonie Pilchowic. Wynika to z trójkąta klasyfikacyjnego QMP M. Kozłowskiej-Koch (1965, str. 158). Z przedstawionych wyżej faktów można wnioskować o rozplanowaniu warunków fizycznych metamorfozy anatektycznej w północnej części bloku izerskiego. Najwyższe temperatury panowały w południowo-wschodniej i zachodniej części omawianego terenu, najniższe — w środkowej i północno-zachodniej części, koło Zgorzelca.

Powazne ruchy górotwórcze przerwały rozwój procesów anatektycznych. Nastąpiło wyniesienie kompleksu skalnego w płytsze partie skorupy ziemskiej, gdzie uległy one deformacjom kataklastycznym w sposób zróżnicowany. Te partie skały, gdzie homogenizacja strukturalna osiągnęła efekt całkowitej utraty ukierunkowania składników, stanowiły w czasie deformacji element o zupełnie innej kompetencji mechanicznej niż otaczające je gnejsy. Tym sposobem warunkowały one rozkład elementarnych sił wewnątrz deformowanego kompleksu skalnego na składowe działania ścinającego. W rezultacie tego ścinania powstała megabudynowa struktura podobnie jak w innych częściach bloku izerskiego (J. Szalamacha, 1966 str. 129—135).

Ruchy górotwórcze przyczyniły się do zmiany rozkładu warunków fizycznych na zbadanym obszarze. Wyłoniły się nowe źródła procesów anatektycznych i paligenetycznych zdolne do przegrupowań geochemicznych w górotworze. Rozpoczął się okres intensywnych procesów metasomatycznych. Dowodem tego może być stopniowe zacieranie struktur kataklastycznych przez blastezę. Sama blasteza metasomatyczna ma inne nażenie i przebieg w różnych częściach omawianego terenu. Daje się po-

nadto zaobserwować pewną kolejność migracji „frontów” metasomatycznych. Postdeformacyjna blasteza zapoczątkowana została powstaniem mikroklinów zacierających stopniowo zniszczenia wywołane kataklazą. Proces ten rozwijał się znacznie silniej w rejonie Pilchowic, dając w konsekwencji granity porfiroblastyczne. Na zachodzie, w granicach omawianego obszaru, przegrupowania w składzie mineralnym były znacznie słabsze. Wprawdzie powstały blasty mikroklinu, ale w ilościach skąpych, a ich rozmiary też nie były duże. Znacznie wyraźniejsze efekty dała metasomatoza sodowa. Jej zawdzięcza się zwiększenie liczebności plagioklazów w typowych granodiorytach zawidowskich, prawie całkowite zbliżenie struktur kataklastycznych, poważne zwiększenie wymiarów składników mineralnych i stworzenie nowej tekstury. W trakcie tego procesu nowopowstałe plagioklasy zużytkowały część biotytów jako swój budulec, wykorzystując z niego prawdopodobnie Al_2O_3 . Poza glinem skała wyjściowa powinna zawierać dużą ilość $CaCO_3$ i SiO_2 , ażeby stworzyć cząsteczkę anortytową. Ten nadmiar węglanu wapnia i kwarcu zaobserwowano w gnejsach znad zapory wodnej w Złotnikach Lubańskich. Fakty te podkreślają raz jeszcze, że gnejsy stanowią produkt wyjściowy dla powstania granodiorytów zawidowskich.

WNIOSKI

Reasumując fakty omówione w poprzednich rozdziałach stwierdzić można co następuje:

1. Gnejsy granodiorytowe znajdujące się za pasmem łupków łyszczykowych Gryfów — Złotniki Lubańskie oraz na zachód i wschód od niego powstały z formacji suprakrustalnej ilasto-piaszczysto-szarogłazowej w wyniku metamorfozy regionalnej, posuniętej miejscami do stadium anatektycznego. W różnych częściach terenu procesy te pozostawiły odmienne ślady, charakterystyczne dla aktualnych warunków fizykochemicznych.

2. Przeobrażone w wyżej wymieniony sposób skały formacji ilasto-piaszczysto-szarogłazowej dały gnejsy szeregu granit — tonalit, w których zachowane zostały gdzieś tam reliktów dawnych skał zmienionych zaledwie w facji metamorficznej zielenkowej.

3. W następnym etapie cały kompleks skalny poddany został intensywnym ruchom tektonicznym, których efektem było skataklazowanie inwentarza mineralnego i narzucenie całej formacji skalnej megabudynowego stylu tektoniki.

4. Posttektoniczny rozwój procesów metasomatycznych staje się przyczyną zacierania efektów metamorfozy dynamicznej, dąży też do stworzenia równowagi chemicznej w zespole skalnym przez wysycenie go sodem i potasem. To z kolei podkreśla heterochemizm skały wyjściowej zdolnej związać różne ilości sodu lub potasu i stworzyć odmienne petrograficzne gatunki skał.

5. Metasomatoza skutecznie dąży do homogenizacji strukturalnej przez przebudowę składu mineralnego skały w kierunku dostosowania jej do aktualnych warunków fizykochemicznych. W jej wyniku następuje rozbudowa składników kosztem wchłaniania drobnych ziarn mineralnych w większy nowo powstały minerał o ułożeniu niezależnym od pierwotnego ukierunkowania składników skały.

6. Efektem przeobrażeń metasomatycznych w rejonie Zgorzelca i Zawidowa jest powstanie granodiorytów zawidowskich z gnejsów granodiorytowych. Na wschodzie, w bloku izerskim w wyniku tych samych zjawisk uformowały się szare, porfiroblastyczne, gruboziarniste granity izerskie, utożsamiane przez niektórych badaczy (J. Oberc, 1961; M. Kozłowska-Koch, 1965) z granitami rumburskimi.

7. Istnieje całkowite powinowactwo nie tylko między gnejsami granodiorytowymi (ciemnymi gnejsami z Leśnej wg M. Kozłowskiej-Koch, 1965), a granodiorytami zawidowskimi, ale również z grupą skał granitowo-tonalitową z okolic Pilchowic.

Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego
Wrocław, ul. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 25 kwietnia 1967 r.

PIŚMIENNICTWO

- BORKOWSKA M. (1960) — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. Arch. Min., 21, nr 2, p. 229—363. Warszawa.
- BÜSCH W. (1966) — Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 10, nr 103, p. 190—227 i 229—258. Stuttgart.
- EBERT H. (1935) — Hornfels Bildung und Anateksis im Lausitzer Massiv. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 87, nr 3, p. 129—147. Berlin.
- GOODSPEED G. E. (1940) — Dilatation and replacement dykes. J. of. Geol., nr 48, p. 175—195. Chicago.
- KING B. G. (1946) — The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the Northern Provinces of Nigeria and the criteria that indicate a nondilatational mode of emplacement. Journal of Geol., nr 56, p. 459—475. Chicago.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1961) — On the origin of the Iser Gneisses of Leśna in the West Sudetes. Bull. Acad. Polonaise Scenc. Ser. Geol. et Geogr., 9, p. 143—148. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1965) — Granitognejsy Podgórze Izerskiego. Archiw. Mineral., 25, nr 1/2, p. 124—260. Warszawa.
- MÖBUS G. (1964) — Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge — Elbtalzone — Lausitzer Grundgebirge — Westsudet. Abh. d. Deutsch. Akad. d. Wissenschaften zu Berlin, Berlin.
- MÖBUS G. i SCHWAB G. (1966) — Das Verhalten der Klüftung bei Granitisation am Beispiel des Lausitzer Grundgebirges. Geologie Jh., 15, nr 8, p. 963—973. Berlin.
- OBERC J. (1961) — An outline of the geology of the Karkonosze — Izero Block. Zesz. nauk. Uniwersytetu Wrocławskiego, [B], nr 8, p. 139—169. Wrocław.
- SZAŁAMACHA J. (1966) — Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. Z geologii Ziemi Zachodnich. PWN. Wrocław.
- WEGMANN C. E. (1935) — Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rdsch., nr 26, p. 305—350. Berlin.

- WINKLER H. G. F., VON PLATEN H. (1958/59) — Experimentelle Gesteinmetamorphose — II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl führenden kalkfreien Tonen. *Geochimica et Cosmochimica Acta. Journal of the Geochimica Society. Pergamon Pres — London, I, p. 91—113.*
- WINKLER H., VON PLATEN H. (1960) — Experimentelle Gesteinmetamorphose — III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 18, nr 3/4, p. 294—316. Pergamon Pres. London.*
- WINKLER H., VON PLATEN H. (1961) — Experimentelle Gesteinmetamorphose — V. Experimentelle anatektische Schmelzen u. Ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 24, nr 3/4, p.250—260. Pergamon Pres. London.*

Явуары ШАЛАМАХА, Мария ШАЛАМАХА

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗАВИДОВСКИХ ГРАНОДИОРИТОВ
И ГРАНОДИОРИТОВЫХ ГНЕЙСОВ РАЙОНОВ ГРАБИЩИЦЕ И ЛЕСЬНА
(Западные Судеты)

Резюме

В статье авторами доказывается существование общей первоначальной среды, из которой сначала образовались гранодиоритовые гнейсы, а после этого завидовские гранодиориты. Общая первоначальная среда для этих горных пород подсказывается еще М. Козловской-Кох (1965, стр. 201), но она считает гранодиоритовые гнейсы (так называемые темные гнейсы из Лесьной) динамометаморфически преобразованными завидовскими гранодиоритами.

В результате детального петрологического описания как гранодиоритовых гнейсов, так и завидовских гранодиоритов авторы статьи заключают, что хотя эти породы образовались из общей первоначальной среды, то однако направление изменений и их происхождение другое, чем представленное М. Козловской-Кох (1965, стр. 201). Согласно авторам в месте современных завидовских гранодиоритов и гранодиоритовых гнейсов, т.е. на восточном, западном и северном продолжениях третьей полосы слюдястых сланцев Йизерского массива, существовала геосинклинальная глинисто-песчависто-грауваксовая формация. Породы этой формации были регионально метаморфизованы, в результате чего образовались гранодиоритовые гнейсы.

Метаморфоз в разных частях района происходил по-разному. В результате прослеживания реликтов и сравнения отмеченных в них минеральных ассоциации с минеральными ассоциациями полученными Х. Ванклером и Х. Платеном (1958, 1959, 1960, 1961) в процессе экспериментальных метаморфоз осадочных пород, авторы определили гипотетический литологический состав исходных осадков. Ими отмечается также существование на изучаемой территории регионального метаморфоза зеленокаменной и вышележащих фаций до ультраметаморфизма включительно (в результате которого образовались гранодиоритовые гнейсы). Кроме того, отмечается наличие интенсивных посткристаллических деформаций и последующей метасоматической регенерации динамометаморфически преобразованных отложений. Этот процесс протекал двумя фронтами — калиевым и натриевым. Каждый из них привел перегруппировку измененных пород, но в разных частях района характеризовался разной интенсивностью.

Калийный метасоматоз наиболее интенсивно проявлялся в восточной части района, где преобразовал гнейсы в крупнозернистые порфиоровые граниты, называемые Ю. Оберцем (1958) и М. Козловской-Кох (1965) румбурскими гранитами.

Калийные растворы лучше всего проникают в западной части Йизерского массива, где изменяют гнейсы в довольно резко гомогенизированные завидовские гранодиориты.

January SZALAMACHA, Maria SZALAMACHA

ORIGIN OF THE ZAWIDÓW GRANODIORITES AND OF GRANODIORITE GNEISSES FROM THE GRABISZYCE AND LEŚNA AREAS

(WEST SUDETES)

Summary

The authors of the present paper substantiate the existence of a common original rock environment that has been responsible for the formation of granodiorite gneisses and, consequently, for the Zawidów granodiorites. Although M. Kozłowska-Koch (1965, p. 201) suggests a common original environment of these rocks, she is still of the opinion that the granodiorite gneisses (the so-called dark gneisses from Leśna) are dynamically altered Zawidów granodiorites.

Moreover, the authors give a detailed petrological description of both the granodiorite gneisses and the Zawidów granodiorites, and ascertain that although these rocks are characterized by a common original environment, their alteration mode and genesis are different from those given by M. Kozłowska-Koch (1965, p. 201). According to the present authors, a geosynclinal clay-sand-greywacke formation existed in the area of the present Zawidów granodiorites and granodiorite gneisses, i.e. in a continuation of the third (in the Iżera block) mica schist belt, eastwards and westwards, as well as north of it. The rocks of this formations underwent regional metamorphic processes, and gave rise to the granodiorite gneisses.

In various parts of the area, metamorphism was of various character. Studying the relicts, and comparing the mineral associations found in them with those obtained by H. Winkler and H. v. Platen (1958, 1959, 1960, 1961) during an experimental metamorphism of sedimentary rocks, the present authors have deduced a hypothetical lithological composition of original deposits. Furthermore, in the area here considered, they have ascertained the presence of the regional metamorphism of greenstone facies and of higher facies, up to anatexis alterations inclusive (this latter has been responsible for the formation of granodiorite gneisses). In addition, they have observed the presence of strong post-crystalline deformations and of the later metasomatic regeneration of the dynamically altered formations. This process is expressed in the form of potassium and sodium features. Each of them is responsible for a regrouping in mineral composition of the altered rocks, appearing in various parts of the area with different intensity.

Potassium metasomatism gave the best effects in the eastern part of the area, causing alteration of gneisses into coarse-grained porphyroeous granites, called by J. Oberc (1958) and M. Kozłowska-Koch (1965) the Rumburk granites. Sodium invasion is best developed in the western part of the Iżera block. It has been responsible for the alteration of gneisses into the distinctly homogeneous Zawidów granodiorites.

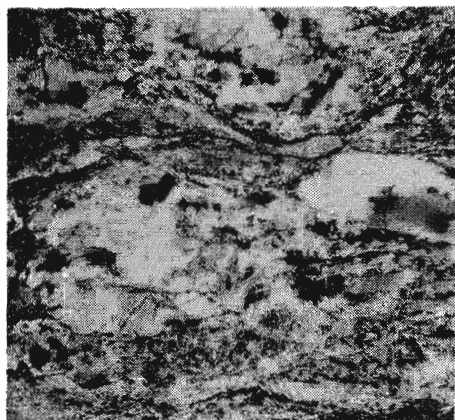


Fig. 5

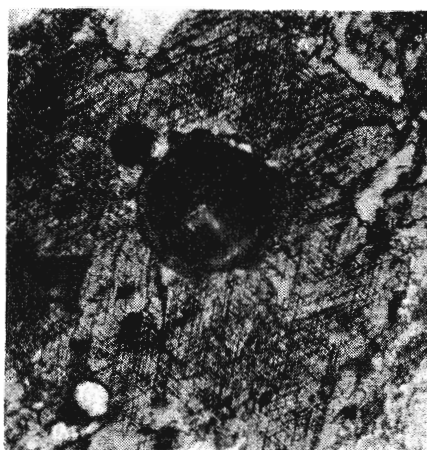


Fig. 6



Fig. 7



Fig. 8

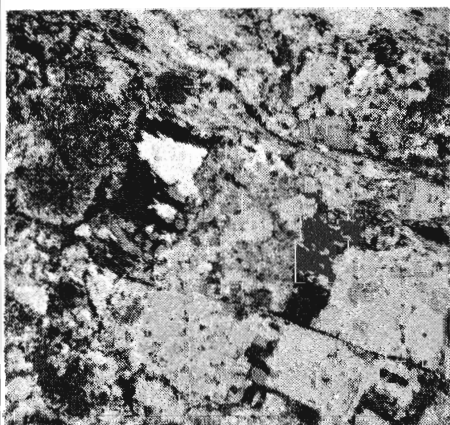


Fig. 9

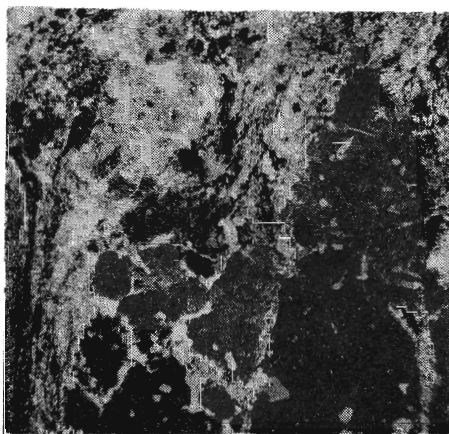


Fig. 10

TABLICA I

- Fig. 5. Gnejsy granodiorytowe; soczewkowate skupienia silnie zdeformowanego kwarcu otoczone smugami serycytu i nowo wykrystalizowanym biotytem (szare blaszki w lewym dolnym rogu). Leśna, nikole skrzyżowane, pow. 14 X
 Granodiorite gneisses; lenticular concentrations of strongly deformed quartz, surrounded with sericite bands and new-crystallized biotite (grey blades in the left bottom corner). Leśna, crossed nicols, enl. X 14
- Fig. 6. Gnejs granodiorytowy; biotyt z wyraźną siatką sagenitową, w środku magnetyt z jądrem i obwódką tytanitową. Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 35 X
 Granodiorite gneiss; biotite with a distinct sagenite lattice; inside — magnetite with core and titanite rim. Grabiszycze, crossed nicols, enl. X 35
- Fig. 7. Gnejs granodiorytowy; starszy biotyt bez siatki sagenitowej wypierany przez biotyt z siatką sagenitową. Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 35 X
 Granodiorite gneiss; older biotite without sagenite lattice, squeezed out by biotite with sagenite lattice. Grabiszycze, crossed nicols, enl. X 35
- Fig. 8. Gnejs granodiorytowy; fragment łupku wypieranego przez mikroklin i kwarc. Leśna, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite gneisses; fragment of schist squeezed out by microcline and quartz. Leśna, crossed nicols, enl. X 17,5
- Fig. 9. Gnejs granodiorytowy; skała zdeformowana, plagioklasy silnie zserycytowane, ze słabo widocznymi lamelkami bliźniaczymi, przesunięte względem siebie (prawo, dół), bardziej na lewo mikroklin blastyczny (środek) oddzielony strefą nieoalkowicie wypartego łupku od zsaussurytyzowanego plagioklazu. Miedziane, nikole skrzyżowane, pow. 14 X
 Granodiorite gneisses; deformed rock; strongly sericitized plagioclases with slightly visible twinning lamellae, displaced to each other (bottom, to the right); more to the left — blastic microcline (central part) separated from saussuritized plagioclase with a zone of incompletely squeezed schist. Miedziane, crossed nicols, enl. X 14
- Fig. 10. Gnejsy granodiorytowe; zmikroklinizowany, soczewkowaty fragment skały otoczony smużycie biotytem i serycytem, wypierany przez kwarc (białe żyłki uformowane geometrycznie). Leśna, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite gneisses; microclinized, lenticular rock fragment surrounded, in a band-like manner, with biotite and sericite, squeezed by quartz (white veinlets geometrically arranged). Leśna, crossed nicols, enl. X 17,5



Fig. 11

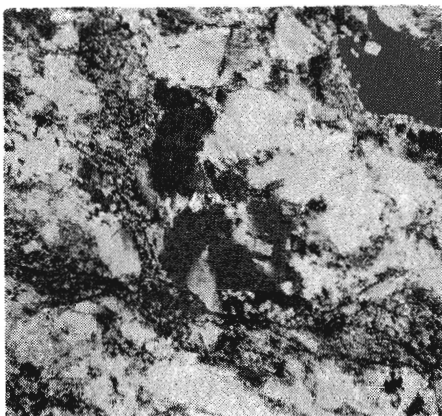


Fig. 12

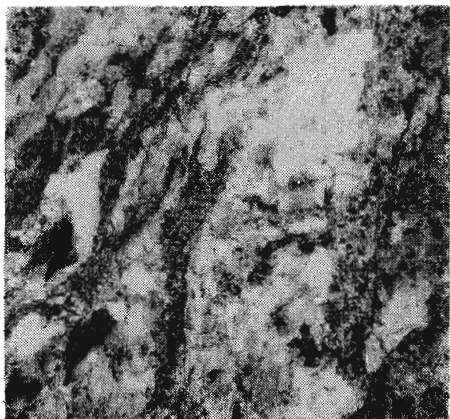


Fig. 13

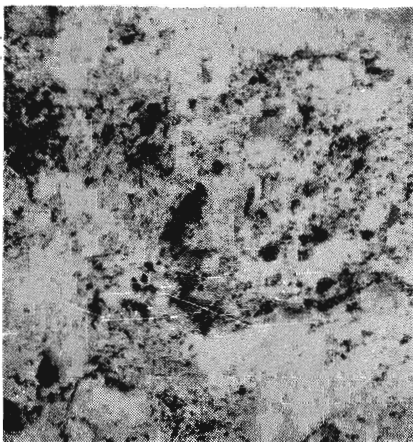


Fig. 14



Fig. 15

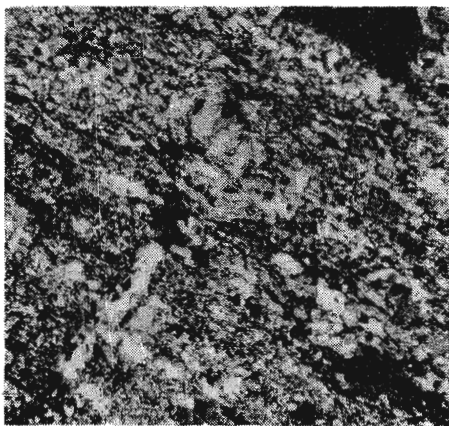


Fig. 16

January SZAŁAMACHA, Maria SZAŁAMACHA
granodiorytowych

— Geneza granodiorytów i gnejsów

TABLICA II

- Fig. 11. Gnejs granodiorytowy; albity szachownicowe powstałe na miejscu mikroklinu wzrosłego kosztem tła skalnego. Niedów, niole skrzyżowane, pow. 14 ×
 Granodiorite gneisses; chess-board albites formed after microcline that increased at the cost of rock body. Niedów, crossed nicols, enl. × 14
- Fig. 12. Relikt gnejsu w granodiorytycie; dawny otoczek kwarcu skataklazowany, otoczony zewsząd drobną masą serycytowo-skaleniovą. Zawidów Stary, niole skrzyżowane, pow. 17,5 ×
 Relict of gneiss in granodiorite; cataclased old pebble of quartz, surrounded with fine mass of sericite-feldspar material. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. × 17.5
- Fig. 13. Relikt gnejsu granodiorytowego; w granodiorytycie obserwuje się zdeformowany, drobny otoczek obcej skały, otoczony bardzo drobnociarnistą masą skaleniowo-kwarcowo-serycytową. Sulików, niole skrzyżowane, pow. 14 ×
 Relict of granodiorite gneiss; in granodiorite there is seen a deformed, fine pebble of alien rock, surrounded with fine-grained feldspar-quartz-sericite mass. Sulików, crossed nicols, enl. × 14
- Fig. 14. Gnejs granodiorytowy; zarys dawnego otoczaka (obwiedziony czarną linią), niżej okruch kwarcu ze strukturą suturową. Czocha Zapora, niole skrzyżowane, pow. 14 ×
 Granodiorite gneiss; outline of an old pebble (marked with black line); below, a fragment of quartz with suture structure. Czocha Zapora, crossed nicols, enl. × 14
- Fig. 15. Gnejs granodiorytowy; adular wykryształizował w skałe tworząc soczewki o dłuższej osi prostopadłej do laminacji. Czocha Zapora, niole skrzyżowane, pow. 35 ×
 Granodiorite gneiss; adular that crystallized in rock and formed a lens with longer axis perpendicular to lamination. Czocha Zapora, crossed nicols, enl. × 35
- Fig. 16. Gnejs granodiorytowy; żyłka adularu z kalcytem przecinająca skałę prostopadle do laminacji. Żłotniki Lubańskie, niole skrzyżowane, pow. 35 ×
 Granodiorite gneiss; adular veinlet with calcite, cutting the rock perpendicularly to lamination. Żłotniki Lubańskie, crossed nicols, enl. × 35

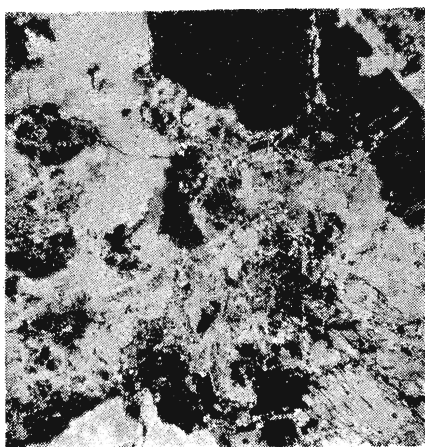


Fig. 17



Fig. 18

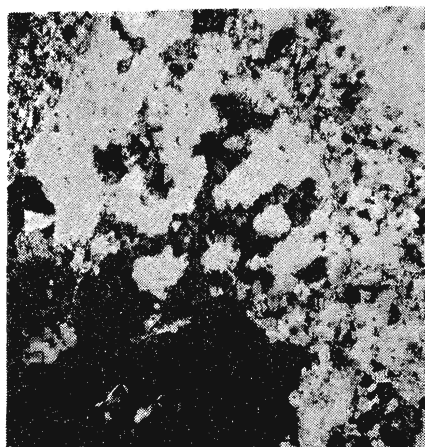


Fig. 19

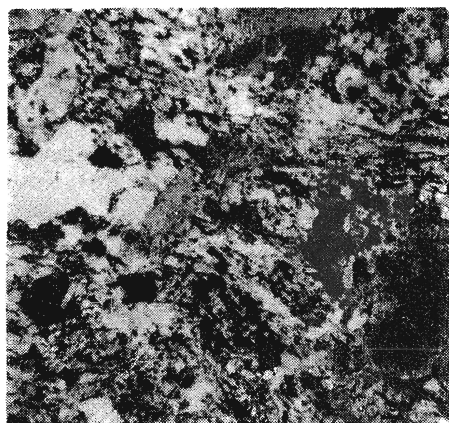


Fig. 20

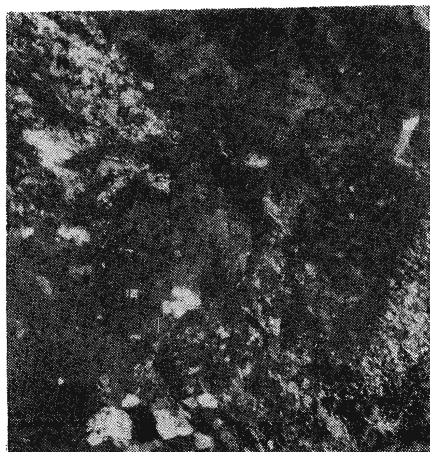


Fig. 21

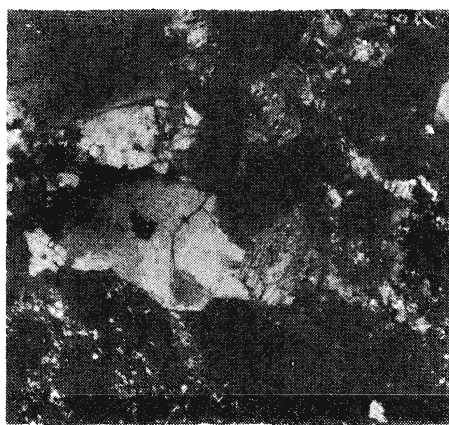


Fig. 22

TABLICA III

Fig. 17. Granodioryt; silna serycytyzacja plagioklazów (wrażenie punktów), wypieranie plagioklazów przez kwarc (górny lewy narożnik), wypieranie biotyty przez skalenie (prawy bok); okrucz plagioklazu z żyłką kwarcu urywającą się z jednej strony na biotycie z drugiej — na kwarcu (obwiedzione tuszem). Grabiszyce, nikiel skrzyżowane, pow. 17,5 X

Granodiorite; strong sericitization of plagioclases (arrangement in points); removal of plagioclases by quartz (upper left corner), removal of biotite by feldspars (right side); plagioclase fragment with quartz veinlet ending close to biotite, on the one side, and to quartz, on the other side (marked with ink). Grabiszyce, crossed nicols, enl. X 17.5

Fig. 18. Granodioryt; mikropertyt mikroklinowy zdeformowany, przechodzący w albit szachownicowy, który wyparł plagioklasy pozostawiając relikty (środek, lewa krawędź) o obwódce albitowej i serycytyzowanym jądrze; centralną partię minerału zajmuje kwarc. Ręczyn, nikiel skrzyżowane, pow. 17,5 X

Granodiorite; deformed microcline microperthite passing into chess-board albite that squeezed out plagioclases, leaving behind only relicts (centre at the left edge) characterized by albite rim and sericitized core. Central part of mineral is occupied with quartz. Ręczyn, crossed nicols, enl. X 17.5

Fig. 19. Gnejs granodiorytowy; owalny fragment skały zbudowany z różnie ułożonych plagioklazów (białe) wypartych przez albit szachownicowy (ciemny, żyłkowany), całość otoczona drobnodziarnistym tłem skały. Złotniki Lubańskie, nikiel skrzyżowane, pow.

Granodiorite gneiss; oval fragment of rock consisting of variously arranged plagioclases (white) removed by chess-board albite (dark, veined); the whole surrounded with fine-grained rock mass. Złotniki Lubańskie, crossed nicols, enl. X 17.5

Fig. 20. Gnejs granodiorytowy; albit szachownicowy powstały kosztem tła skalnego (część prawa), wtórny, prostopadły do laminacji biotyt (środek obrazu). Miedziane, nikiel skrzyżowane, pow. 14 X

Granodiorite gneiss; chess-board albite formed at the cost of rock mass (right part); secondary biotite perpendicular to lamination (central part of the picture). Miedziane, crossed nicols, enl. X 14

Fig. 21. Gnejsy granodiorytowe; widoczne zacieranie struktury łupkowej skały przez krystalizujący zbiorczo mikroklin (centrum i część górna prawa). Leśna, nikiel skrzyżowane, pow. 17,5 X

Granodiorite gneisses; obliteration of schistose structure of rock by crystallizing microcline (central and upper right parts). Leśna, crossed nicols, enl. X 17.5

Fig. 22. Granodioryt; biotyt wypierany przez plagioklasy (strona prawa dolna) i przez mikrokliny. Grabiszyce, nikiel skrzyżowane, pow. 17,5 X

Granodiorite; biotite squeezed out by plagioclases (bottom, to the right) and by microclines. Grabiszyce, crossed nicols, enl. X 17.5

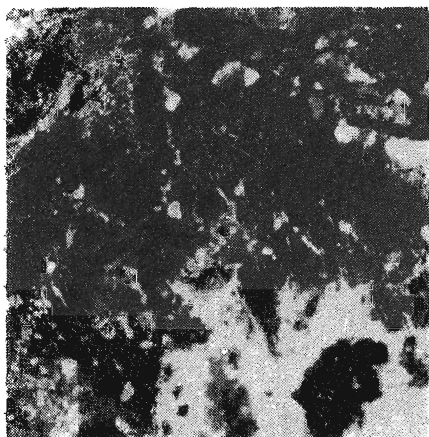


Fig. 23

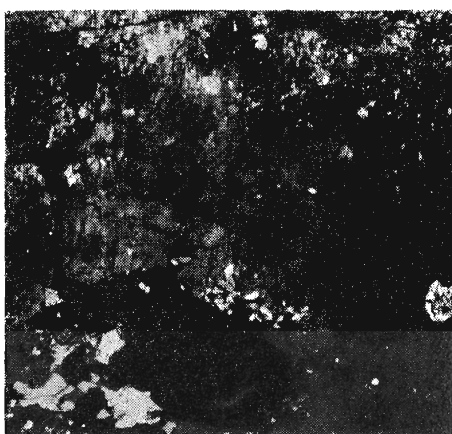


Fig. 24

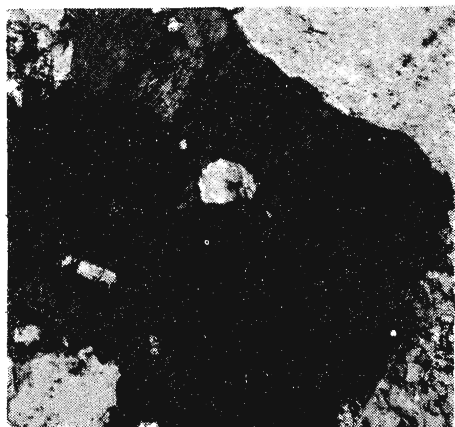


Fig. 25

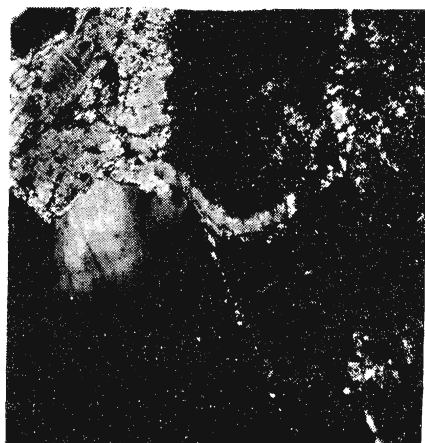


Fig. 26



Fig. 27

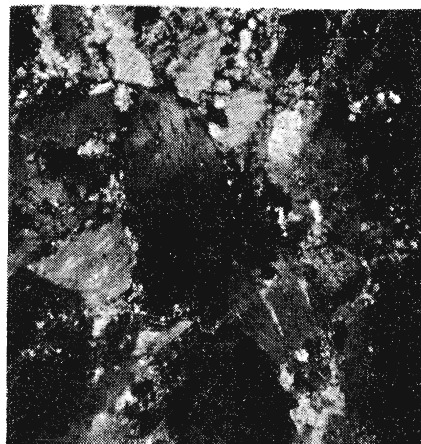


Fig. 28

TABLICA IV

- Fig. 23. Granodioryt; objaw inwazji sodowej; skałek potasowy (biały) atakowany przez albit szachownicowy. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite; effect of sodium invasion; potassium feldspar (white) attacked by chess-board albite. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. X 17.5
- Fig. 24. Granodioryt; mikroklin (ciemny) od krawędzi przeobrażony w albit szachownicowy, wewnątrz tkwi wrostek plagioklastu (biały, strona prawa, środek) i biotyty (czarny, strona lewa dolna) z magnetytem o obwódce z tytanitu (zakreślone tuszem). Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite; microcline (dark, spotty) at the edge altered into chess-board albite; inside — a plagioclase ingrowth (white, right central part) and a biotite ingrowth (black, left bottom part) with magnetite in titanite rim (marked with ink). Grabiszycze; crossed nicols, enl. X 17.5
- Fig. 25. Granodioryt; biotyt z częściowo widoczną siatką sagenitową, z wzrostkami magnetytu o obwódce tytanitowej i wrostkami apatyty (biały słupek). Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 42 X
 Granodiorite; biotite with partly visible sagenite lattice, and magnetite ingrowths having titanite rim, as well as with apatite ingrowths (white pillar). Grabiszycze, crossed nicols, enl. X 42
- Fig. 26. Granodioryt; biotyt wypierany przez kwarc o falistym zanikaniu światła (strona prawa dolna) i przez silnie zserycytizowany, hipidiomorficzny plagioklast z obwódką albitową (część górna, środek). Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite; biotite squeezed by quartz characterized by wavy extinction of light (right, bottom side) and by strongly sericitized, hypidiomorphic plagioclase with albite rim (central upper part). Stary Zawidów, crossed nicols, enl. X 17.5
- Fig. 27. Gnejs granodiorytowy; biotyt częściowo schlorityzowany, wyparty przez mikroklin i rozdzielony na trzy fragmenty o zachowanym pierwotnym kierunku ułożenia. Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Granodiorite gneiss; partly chloritized biotite squeezed by microcline and divided into three separate fragments that reveal the original direction of arrangement. Grabiszycze, crossed nicols, enl. X 17.5
- Fig. 28. Relikt gnejsu granodiorytowego w granodiorycie; biotyt powyginany i zerwany, wypierany przez mikropertyty. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 X
 Relict of granodiorite gneiss in granodiorite; bent and disrupted biotite squeezed by micropertithes. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. X 17.5

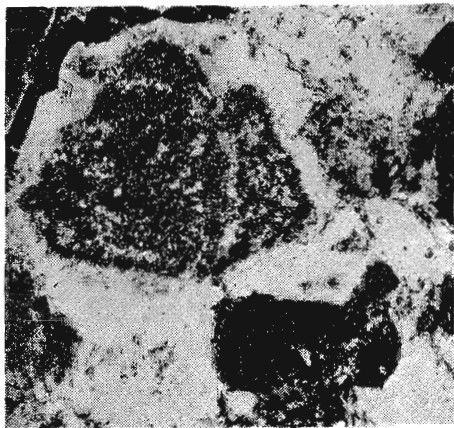


Fig. 29

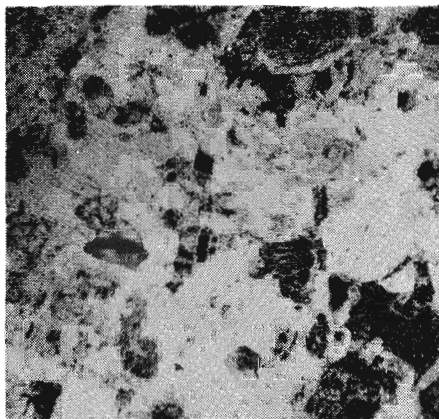


Fig. 30



Fig. 31

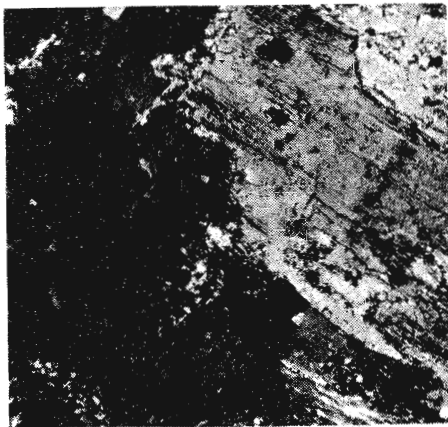


Fig. 32

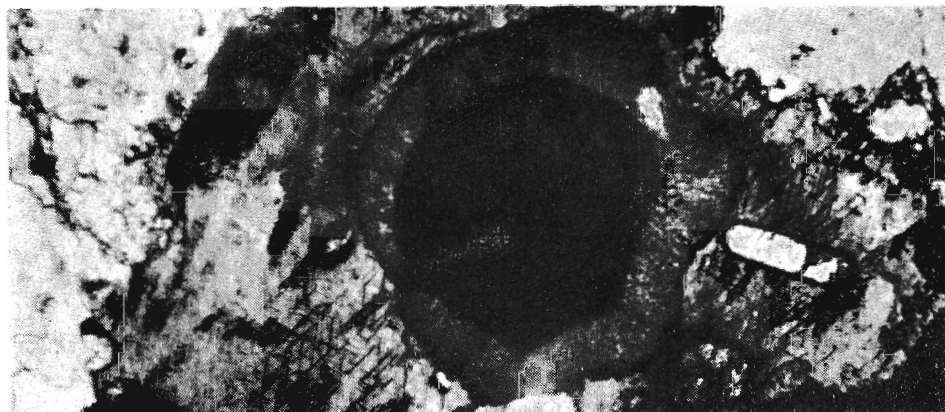


Fig. 33

January SZALAMACHA, Maria SZALAMACHA — Geneza granodiorytów i gnejsów granodiorytowych

TABLICA V

- Fig. 29. Granodioryt; plagioklaz przeobrażony w agregat epidotowo-serycytowy z widocznym pasowym wzrostkiem i zewnętrzną obwódką albitową; pasy rekurencyjne nieregularne. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 ×
Granodiorite; plagioclase altered into epidote-sericite aggregate with a banded ingrowth and an external albite rim; recurrence bands are here irregular. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. × 17.5
- Fig. 30. Ogólny obraz granodiorytu. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 7 ×
General view of granodiorite. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. × 7
- Fig. 31. Granodioryt; blaszka biotytu częściowo wyparta przez mikroperthyt mikroklonowy wypierający z kolei plagioklaz (środek, lewa krawędź). Grabiszycze, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 ×
Granodiorite; biotite blade partly squeezed by microcline microperthite that, in turn, removes plagioclase (central part, left edge). Grabiszycze, crossed nicols, enl. × 17.5
- Fig. 32. Granodioryt; biotyt wypierany przez skalenie. W płycie cienkiej widoczne są zalążki struktury mikropegmatytowej. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 17,5 ×
Granodiorite; biotite squeezed out by feldspars. In thin section there are seen incipient elements of micropegmatite structure. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. × 17.5
- Fig. 33. Wrostek tytanitu z jądrem magnetytowym w biotycie. Zawidów Stary, nikole skrzyżowane, pow. 60 ×
Titanite ingrowth with magnetite core in biotite. Zawidów Stary, crossed nicols, enl. × 60