

Alfred MAJEROWICZ

MASYW GRANITOWY STRZEGOM—SOBÓTKA

Studium petrologiczne

SPIS TREŚCI

	str.
1. Wstęp	8
2. Krótki przegląd dotychczasowych badań	8
3. Zarys budowy geologicznej i petrografii skał osłony	11
4. Opisy petrograficzne granitoidu w wydzielonych rejonach	20
5. Wiekowo odrębne odmiany granitoidów	32
6. Zagadnienie genezy granitu dwuływczykowego	37
7. Interpretacja analiz mikrometrycznych i chemicznych oraz regionalny podział odmian granitoidu	39
8. Składniki mineralne i ich wzajemne stosunki	53
9. Produkty pomagmowe	60
10. Występowanie enklaw	62
11. Kontakty granitoidu ze skałami osłony	63
12. Wybrane zagadnienia z tektoniki granitoidu	68
13. Zakończenie i wnioski	83
14. Literatura	87
Summary	89

Streszczenie

Praca jest próbą syntetycznego przedstawienia głównych zagadnień petrologicznych masywu granitoidowego. Na początku opisane są krótko stosunki geologiczne oraz podana jest wstępna jakościowa charakterystyka petrograficzna fragmentów skał osłony. Oprócz zmienionych magmowców grupy górskiej Słęzy opisane są różnego rodzaju łupki krystaliczne, wykazujące w zmiennym stopniu wykształcone struktury hornfelsowe i zjawiska kontaktowe.

W głównej masie granitoidu zostało wydzielone 6 odmian petrograficznych, z których 3 ilościowo dominują. Są to: granodioryt biotytowy określony jako granit strzeblowski, alkaliczny z przejściem do monzonitowego, dwuływczykowy granit wierzbnicki oraz monzonitowy granit biotytowy (miejscami z hornblendą) określony jako granit strzegomski. Podane są też formy geologicznego występowania oraz charakterystyka petrograficzna 2 odmian starszych: tonalitu z Łazan ze środkowej części masywu oraz dronoziarnistego, monzonitowego granitu z Zimnika z północno-zachodniej części.

Mikroskopowa analiza skał oraz interpretacja licznych analiz chemicznych, a także badania niektórych składników pozwoliły oprócz sklasyfikowania odmian naświetlić niektóre

zagadnienia genetyczne. Szczególnie analiza nielicznie odsłoniętych kontaktów ze skałami osłony umożliwiła częściowe poznanie mechanizmu intruzji oraz określenie w przybliżeniu jej temperatury. Następstwo krystalizacji niektórych minerałów w pegmatytach i druzach znajduje częściowo swoje odbicie w strukturach reakcyjnych w skale.

Analiza petrotektoniczna wybranych partii skalnych o megaskopowo widocznych teksturach kierunkowych pozwoliła odróżnić pewne etapy i kierunki działania sił we fluidalnej i pokonsolidacyjnej historii skały. Również wykonane w 15 kamieniołomach pomiary spękań, ułożenia utworów żyłowych i stref mineralizacji wykazały, że przyjmowana dotychczas prosta interpretacja tych zjawisk była spowodowana niedostateczną ilością materiału obserwacyjnego.

W końcowych rozdziałach podane są hipotezy na temat pochodzenia tej w zasadzie mało zróżnicowanej magmy granitoidowej, którą można uważać za magmę powstałą wskutek anatektycznego upłynnienia serii gnejsowych, występujących w głębszym podłożu, które mogły być podobne pod względem mineralnym i chemicznym do gnejsów występujących w bloku sowiogórskim,

1. WSTĘP

Praca niniejsza została wykonana w latach 1963—1968 w Katedrze Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu we Wrocławiu przy wydatnej pomocy finansowej Zakładu Nauk Geologicznych PAN.

Stanowić ma ona uzupełnienie poprzednich prac autora odnoszących się do pewnych wycinków masywu granitowego oraz częściowe podsumowanie zagadnień petrologicznych, a także niektórych zagadnień geologicznych tego regionu.

Pomimo poruszenia dość obszernej tematyki praca ta nie może stanowić kompletnej syntezy, ponieważ duży postęp w coraz bardziej różnorodnych i szczegółowych badaniach petrologicznych podsuwa wciąż nowe możliwości rozwiązań przy użyciu nowych metod i nowej aparatury.

Ustalony na początku zakres pracy z konieczności musiał ulec redukcji, ponieważ wiele zagadnień łączących się z petrologią masywu, wskutek jednoczesnego opracowywania przez różne instytucje oraz innych

badaczy, zostało już ogłoszonych drukiem lub jest przedmiotem ich zainteresowania.

Serdeczne podziękowanie za pomoc składam prof. dr K. Maślankiewiczowi, prof. dr H. Teisseyre'owi oraz dr Marii Witkiewiczowej.

Również serdecznie dziękuję prof. dr K. Smulikowskiemu za wiele cennych uwag dotyczących problematyki poruszonej w pracy oraz prof. dr A. Gąłwowskiemu za dyskusje z nią związane.

Kolegom W. Grocholskiemu i M. Dumiczowi autor wyraża wdzięczność za przedyskutowanie niektórych zagadnień dotyczących tektoniki, a koledze A. Nowakowskiemu za cenne rady w doborze metod mikroskopowych.

Serdeczne podziękowanie składam prof. S. Gavelinowi i doc. B. Lobergowi z Instytutu Mineralogicznego w Sztokholmie za umożliwienie przeprowadzenia niektórych badań w Szwecji i omówienie pewnych problemów na terenie Sudetów podczas ich pobytu w Polsce w czerwcu 1968 r.

2. KRÓTKI PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Masyw granitowy opisywany w literaturze jako masyw Strzegom—Sobótka leży na przedpolu Sudetów Środkowych, a obszar jego przypowierzchniowych wychodni kształtem swym przypomina trójkąt równoramienny. Swoją wąską podstawą (ok. 10 km) kontaktuje on z zasadowymi skałami grupy górskiej Ślęży i rozciąga się w kierunku WNW-ESE na długość ponad 45 km, sięgając wierzchołkiem poza Strzegom, w okolice Jawora i Chełmca. Wierceniami został on stwierdzony jeszcze dalej, koło Męcinki i Sichowa. Jego wydłużenie jest w przybliżeniu zgodne z ogólnym przebiegiem sudeckiego uskoku brzeźnego.

Skały granitoidowe odsłonięte są w licznych czynnych i nieczynnych kamieniołomach, natomiast osłona masywu jest przeważnie zakryta, z wyjątkiem pewnych partii grupy górskiej Ślęży oraz nielicznych odsłonień, głównie w północno-wschodniej części masywu. Niezwykle skąpo są też odsłonięte bezpośrednie kontakty tych skał z granitem, lecz obserwacje takich stref kontaktowych, występowanie w osłonie w ich sąsiedztwie skał typowych dla metamorfizmu kontaktowego oraz już częściowo opisane sztucznie odsłonięte strefy kontaktowe w rejonie Ślęży i Łazan (Majerowicz 1963 i 1966) wskazują, że granit ten intrudował w stanie magmowym. Zgodne jest to z poglądami wyrażonymi we współczesnej literaturze zajmującej się petrologią granitoidów (K. Smulikowski 1958).

Zagadnieniami geologicznymi masywu oraz jego osłoną zajmowało się wielu badaczy niemieckich, z których na pierwszym miejscu należy wymienić takich, jak: L. Finckh (1922, 1928), L. v. z. Mühlen (1911, 1922, 1925a, 1925b, 1926), H. J. Fabian (1938), H. Cloos (1920, 1922a, 1922b), S. Lopianowski (1922), G. Gürich (1916) i inni.

Z dziedziny zagadnień petrograficznych należy wymienić prace Milcha i Riegnera (1910) odnoszące się do zasadowych enklaw w granicie oraz prace petrograficzno-geochemiczne K. Spangenberg (1943, 1949) oraz K. Spangenberg i M. Müller (1949) dotyczące serpentynitów okolicy Ślęży.

Wszystkie poglądy wymienionych autorów na zagadnienia litologiczno-stratygraficzne, tektoniczne i częściowo petrograficzne zostały szczegółowo przedstawione w poprzednich publikacjach autora (Majerowicz 1961, 1963, 1966, 1968, 1969) i są w miarę potrzeby cytowane w dalszej części niniejszego opracowania. Dlatego w rozdziale tym podano tylko w skrócie syntetyczne ujęcie stratygraficzne H. J. Fabiana (1938) odnoszące się do tych terenów.

Najstarszymi utworami spągowymi (odsłaniającymi się na przedpolu na S od masywu) są prekambryjskie gnejsy sowiogórskie, na których leżą utwory ordowiku w postaci zmetamorfizowanych łupków ilastych i szarogłazów oraz utwory syluru (gotlandu) w postaci łupków krzemionkowych. Większość występujących tu zmienionych diabazów jest uważana za eruptywy sylurskie. Posylurskimi skałami intruzyjnymi związane z orogenezą kaledońską są serpentynity i młodsze od nich gabra, a z orogenezą waryscyjską granity. Niektóre zmienione diabazy i keratofiry kwarcowe zaliczane są do kambru. Ten podział oparty jest na analogii z podobnymi skałami w Górach Kaczawskich. Suprakrustalne skały w pobliżu intruzji granitowej są w różnym stopniu zmienione metamorfizmem kontaktowym.

Jednym z ważniejszych poglądów H. Cloosa (1922) jest przypuszczenie, że intruzja granitowa posuwała się od SE ku NW, wykorzystując naturalną stratygraficzno-litologiczną granicę między starszymi gnejsami

występującymi w podłożu a łupkami staropaleozoicznymi leżącymi na nich. Tylko miejscami, jego zdaniem, występują niewielkie dyskordancje. Zdaniem tego autora, silne naciski działające w kierunku posuwania się intruzji nadały granitowi charakterystyczne cechy teksturalne oraz w dużym stopniu prawidłowy system spękań, wykorzystany przez pomagmowe utwory żyłowe, a w szczególności przez żyły kwarcowe (Cloos 1922a, Mühlen 1922).

Na podkreślenie zasługuje pogląd L. v. z. Mühlena (1926) na temat drobnoziarnistego granitu z Zimnika, który, jego zdaniem, nie przechodzi stopniowo w typowy dla tych terenów granit średnioziarnisty, lecz wypełnia pewne prawidłowe pointruzyjne spękania, co świadczyłoby, że ta odmiana granitoidu stanowi młodsze ogniwo intruzyjne.

Wiek całego masywu przyjmowany był na najwyższy karbon albo na dolny perm (Finckh 1928). Polscy autorzy (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) wyrazili pogląd, że cały masyw stanowi intruzję postektoniczną, która się wdarła w skały już uprzednio sfałdowane i zmetamorfizowane.

J. Oberc (1958) na podstawie analizy tektonicznej tej partii Sudetów uważa, że intruzja wiąże się z fazą sudecką.

J. Głazek (1962) w krótkiej notatce doniósł o oznaczeniu przez Winogradowa i A. J. Tugarinowa z Instytutu Geochemii i Chemii Analitycznej Akademii Nauk ZSRR wieku bezwzględnego granitoidu strzegomskiego. Wiek ten, według tej notatki, został oznaczony metodą K-A na 245 mln lat.¹

W nowszej pracy J. Boruckiego (1966) o oznaczeniu wieku bezwzględnego granitoidów sudeckich granit strzegomski jest potraktowany najbardziej szczegółowo, a stosunkowo duża liczba oznaczeń wykazuje znaczny rozrzut na odcinku czasowym, który przy sześciu oznaczeniach metodą K-A wynosi od 224 do 318 mln lat. Pierwsza liczba jest oznaczeniem wykonanym przez F. A. Winogradowa i A. J. Tugarinowa (sprzeczność z notatką J. Głazka!). Następne 5 oznaczeń określających 227, 265, 272, 285 i 318 mln lat wykonał J. Borucki.

Dwa spośród datowań granitu strzegomskiego mieszczą się w zakresie cyklu późnohercyńskiego (faza saalska a nawet palatynacka), pozostałe cztery, rozrzucone dość znacznie, mieszczą się w zakresie cyklu środkowohercyńskiego (fazy sudecka, kruszcogórska i asturyjska). Nie wnikając w tym rozdziale w zjawiska utrudniające i zmieniające właściwe oznaczenie (wietrzenie biotyty lub procesy dynametamorficzne) można stwierdzić, że autor pozostawia ściślejsze określenie wieku jako kwestię otwartą i nie precyzuje, czy jest to intruzja należąca do cyklu środkowohercyńskiego odmłodzona przez procesy późnohercyńskie, czy też intruzja późnohercyńska „postarzała” przez zmiany biotyty. Autor niestety przy większości próbek nie podaje ani dokładnego

miejsca ich pobrania, ani też nie załącza opisu petrograficznego. Sprawy wieku granitoidu z punktu widzenia geologiczno-petrologicznego naświetlone są w dalszej części pracy. Tutaj można tylko nadmienić, że stosunkowo znaczny wiek granitu z Zimnika (285 mln lat) w stosunku do większości próbek jest wy tłumaczalny, gdyż jak wykazały obserwacje autora (1963, 1966), jest to ciało lub ciała geologiczne starsze od przeciętnego granitu strzegomskiego, co udokumentowane jest w rozdziale 4.

J. Oberc (1960) w syntetycznej pracy o budowie geologicznej Sudetów, a także w nowszych opracowaniach (1966), suprakrystalne skały metamorficzne stanowiące łącznie z ortoamfibolitami osłone masywu w większości zalicza do prekambryjskiego tzw. fundamentu starokrystalicznego, sfałdowanego w późnym proterozoiku (fałdowanie assyntyjskie). Również do proterozoiku zalicza serpentynity i młodsze od nich gabro. Granice utworów prekambryjskich (1960) znaczy na szkicowej mapie na S od Imbramowic. Jednakże nowe analityczno-syntetyczne prace H. Teisseyre'a (1968) oparte na bogatym materiale sudeckim sugerują, że serie łupkowe przedpola a także bazyty i metabazyty Ślęży, których wiek bardzo trudno udowodnić, są raczej wieku staropaleozoicznego i podobnie jak wielkie masy zasadowych skał wylewnych w Górach Kaczawskich wiążą się z kambro-sylurem.

W pracy J. Jerzmańskiego (1965), dotyczącej budowy geologicznej północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich północno-wschodniego przedłużenia w rejonie najbardziej ku NW wysuniętej części masywu strzegomskiego, podane są nowe poglądy tego autora na stratyografię serii szarogłazowo-ilastej okolic Sichowa, Luboradza i Jenkowa. Seria ta, w przeciwieństwie do autorów niemieckich, którzy umieszczali ją w ordowiku, została zaliczona do syluru, a na podstawie nowych danych z wierceń został znacznie rozszerzony zasięg granitu pod utworami trzecio- i czwartorzędowymi zarówno w kierunku brzeżnego uskoku sudeckiego, jak też w kierunku przeciwnym. Głębokość występowania granitu wskazuje na istnienie bruzdy równoległej do uskoku, prawdopodobnie o założeniach tektonicznych. W pracy wyrażony jest pogląd o możliwości występowania granitu w kierunku zachodnim poza uskokiem. Nowe dane o zasięgu granitu oraz przytoczone nowe analizy chemiczne (z wyjątkiem partii skaolinizowanych) z tej skały z otworów wiertniczych są wykorzystane i zinterpretowane w dalszych rozdziałach niniejszej pracy.

Zagadnienia petrograficzno-mineralogiczne granitu były przedmiotem badań kilku polskich autorów. Jako najwcześniejsze należy wymienić pracę H. Pendiasa (1956) odnoszącą się do granitu okolicy Kostrzy i Borowa oraz M. Pendiasa i Z. Walenczaka (1956) dotyczące okruszcowania północno-zachodniej części masywu.

M. Borkowska (1959) opracowała i sprecyzowała pod względem petrograficznym niektóre wycinki masywu, zajmując także stanowisko w odniesieniu do jego magmowej genezy. Opracowano również niektóre

¹ Autor notatki podkreśla, że miejscowość, skąd pochodził granit, była błędnie podana (Szczegon — Polska) i przy określeniu „strzegomski” daje znak zapytania. Zwraca również uwagę na brak opisu petrograficznego próbki.

cechy techniczne granitu z punktu widzenia jego przydatności na cele przemysłowe (Kamieński i Kraus 1960) oraz został naświetlony problem kaolinizacji pewnych partii masywu (Mühlen 1921, Finckh 1928, Pralle 1926, Budkiewicz 1954).

Autor niniejszej pracy szczegółowo opracował granitoidy oraz skały ich osłony i strefy kontaktowe w okolicy Sobótki (1963), wyrażając swoje poglądy dotyczące genezy występujących ich odmian. W środkowej części masywu w okolicy Łazan wyróżnił i opracował (1966) starszy od głównego granitoidu tonalit, uważany dotychczas za strefę brzeżną kontaminowaną biotytem z osłony. Scharakteryzował także petrograficznie występujące tam skały hornfelsowe, a w okolicy Imbramowic oznaczył i opracował zmienioną i zserpentyzowaną ultrafemiczną skałę oznaczoną przez autorów niemieckich jako amfibolit. W pracy o granicie okolicy Sobótki autor zasygnalizował pogląd, że odsłaniające się w najbliższym otoczeniu masywu skały osłony mogą być częściowo prekambryjskie, częściowo staropaleozoiczne.

Z większych prac o charakterze mineralogicznym należy wymienić pracę W. D. Michella (1941) dotyczącą paragenezy minerałów pegmatytowych masywu, którą scharakteryzował W. Żabiński (1953). Ostatni autor dostarczył także mineralogicznej charakterystyki granatu z miejscowości Gola, ze środkowej części masywu (1963).

Szczegółowe opracowanie geochemiczne dotyczące występowania potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w utworach pomagmowych, jak też i w granitoidach, przedstawia W. Kowalski (1967). Podaje on także na podstawie własnych badań oraz na podstawie prac swoich poprzedników sukcesję minerałów faz pomagmowych i koncentrację wyżej wymienionych pierwiastków. Wyniki jego prac cytowane są bardziej szczegółowo w dalszych rozdziałach.

Duża część wymienionych prac dotyczy przeważnie tylko pewnych zagadnień związanych z masywem lub stanowi opracowanie jego fragmentów. Prace autorów niemieckich, próbujące objąć całość, są zwykle oparte na obserwacjach terenowych, bez dokładniejszych analiz petrograficznych, a wobec współczesnych poglądów i metod badań nie mogą stanowić dostatecznych kryteriów do petrologicznych i geologicznych wniosków.

Powstała więc konieczność rozwiązania bardziej współczesnymi metodami przynajmniej niektórych zasadniczych zagadnień, które mogą stanowić podstawę do dalszych różnego rodzaju badań. Dlatego po rozpatrzeniu dotychczasowego materiału dotyczącego masywu praca niniejsza ma za zadanie naświetlenie głównych petrologicznych problemów, jakimi są:

a) wydzielenie regionalne i sklasyfikowanie petrograficzne wszystkich dostępnych odmian granitoidów oraz określenie stanowiska w masywie granitoidów wiekowo odrębnych;

b) prześledzenie zmienności skały na całym obszarze występowania oraz prześledzenie zjawisk endo- i egzokontaktowych we wszystkich dostępnych miejscach;

c) przeanalizowanie zmienności składników mineralnych i struktur reakcyjnych z różnych stadiów powstawania skały w nawiązaniu do pomagmowych utworów żyłowych lub druzowych;

d) analizę i określenie najwyraźniej megaskopowo widocznych tekstur kierunkowych w odniesieniu do spękań ciosowych oraz głównych kierunków tektonicznych fragmentów osłony;

e) podanie krótkiej charakterystyki geologiczno-petrograficznej skał stanowiących osłonę masywu oraz określenie wzajemnych stosunków między tą osłoną a ciałem granitoidowym.

W czasie pisania końcowych rozdziałów niniejszego opracowania ukazała się praca S. Kurała i T. Morawskiego, która w sposób syntetyczny ujmuje niektóre zagadnienia dotyczące masywu („Strzegom—Sobótka granitic massif”. — Inst. Geol. Biul. 227. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, tom XVII).

Jeżeli chodzi o geologię, to na podstawie nowych prac wiertniczych, związanych z poszukiwaniami kaolinów, i badań geofizycznych został podany uaktualniony zasięg granitoidów w północno-zachodniej części masywu. W okolicy Strzegomia zwięża się on i dzieli się jakby na 2 osobne trójkąty zrosnięte ze sobą. Dokładniej zbadany północno-zachodni trójkąt jednym bokiem przytyka do uskołu sudeckiego brzeżnego na linii Sichów—Bronów, drugi bok biegnie od Bronowa w kierunku północno-wschodnim przez Jugową, Stawiska, Grabinę i Strzegom, a trzeci bok biegnie w kierunku północno-zachodnim przez północny skraj Goczałkowa, na N od Siekierzyc i dalej przez Jawor w kierunku Sichowa.

Przez Grabinę, Strzegom i przełęcz między Wzgórzami Jaroszowskimi a Skalnikiem biegnie dyslokacja o kierunku NE-SW. Wzdłuż niej obszar Wzgórz Strzegomskich został podniesiony w stosunku do drugiego trójkąta, czyli południowo-wschodniej części masywu oraz w stosunku do takiejże części osłony łupkowej. Jest także podniesiony w stosunku do Równicy Jaworskiej i niecki roztockiej, która jest skomplikowanym rowem tektonicznym. Większe i mniejsze przesunięcia pionowe dokonały się na przełomie oligocenu i miocenu oraz w neogenicie. Rzeźba stropu granitu jest bardzo urozmaicona i łupki osłony leżą koło Jugowej bardzo głęboko, świadcząc, że zrzut bloku przed-sudeckiego na linii Jugowo—Dobromierz przekracza 500 m.

Praca S. Kurała i T. Morawskiego (*op. cit.*) przedstawia również w sposób syntetyczny wiele zagadnień dotyczących petrologii masywu. Do najważniejszych należy podział granitoidów na 2 typy: typ z Chwałkowa i typ z Kostrzy, które ich zdaniem różnią się wieloma istotnymi cechami petrograficznymi. Tektoniczna granica między obu typami przeprowadzona jest na załączonej w ich opracowaniu mapce wzdłuż prawie prostopadłych linii Grabina—Strzegom i Strzegom—Graniczna—Goczałków. W zagadnieniach petrogenetyki autorzy rozwijają i uzasadniają dość ostrożnie wysuniętą przez A. Majerowicza hipotezę (1963) o palingenetycznym charakterze magmy oraz o zmiennej zawartości w niej fazy stałej w akcie intruzji.

Zgodnie z tą hipotezą magma typu Kostrzy była bardziej upłynniona i zdaniem tych autorów krystalizowała w znacznie wyższej temperaturze. Przypisują jej nawet późniejszą od całości, indywidualną rolę w akcie intruzji.

Praca ta porusza jednak tylko część zagadnień petrologicznych i nie określa bliżej wielu odmian granitoidów i jako praca syntetyczna pisana w języku obcym podaje zbyt szczupłą dokumentację petrograficzną i geologiczną.

Nowszy artykuł M. Kaźmierczyka (Prz. geol. nr 12

stawia nieco inaczej interpretację budowy geologicznej na S od Jugowej i Grabiny.

Na NE od masywu autor ten przedstawia na schematycznym przekroju geologicznym łagodne, prawie płaskie pochylenie stropu granitu pod okrywą łupków metamorficznych w kierunku Wzgórz Jaroszkowskich. Zwraca też uwagę na występowanie w tej części masywu strefy anomalii elektrooporowych oraz wysuwa odnośnie do nich pewne hipotezy, z których jedna mówi o możliwości wystąpienia okruszczenia siarczkami.

3. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I PETROGRAFII SKAŁ OSŁONY

Przedpole Sudetów w strefie masywu granitowego należy częściowo do „wschodniego przedłużenia” (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) metamorficznej serii Gór Kaczawskich, do której jest pod względem litologicznym i tektonicznym bardzo podobne, częściowo zaś wchodzi na teren metamorfiku przylegającego od północy do gnejsowego bloku sowiogórskiego i obejmującego także dużą serię zmienionych skał magmowych rejonu Ślęży.

Gnejsy sowiogórskie najbliżej masywu granitowego odsłaniają się w okolicy Kszczonowa i Grodziszca. Grupa górská Ślęży, zbudowana w większości ze zmienionych zasadowych i ultrazasadowych skał magmowych, oddzielona jest od gnejsów sowiogórskich systemem dyslokacji, co zostało ostatnio potwierdzone badaniami Z. Gajewskiego i jest schematycznie zaznaczone na załączonej mapie (fig. 1).

H. J. Fabian (1939) określa region występowania serii łupkowych jako „północnosudeckie Góry Łupkowe” (Nordsudetische Schiefergebirge) i określa jego granice. W północno-zachodniej części przedpola region ten obejmuje, jego zdaniem, utwory leżące na E od linii Legnica—Jawor, które od SW ograniczone są uskokiem sudeckim brzeżnym oraz kontaktem z masywem granitowym Strzegom—Sobótka. Na południu ograniczone są grupą górską Ślęży, a na wschodzie graniczą ze strefą dyslokacyjną Niemczy. Ponieważ określenie „północnosudeckie Góry Łupkowe” oznaczały według niektórych autorów niemieckich również część właściwych Gór Kaczawskich, wobec tego Fabian wprowadził dla skał łupkowych przedpola określenie subsudeckie.

Pod względem morfologicznym jest to pagórkowaty teren, na którym występują niskie i płaskie grzbiety górskie pocięte niedużą ilością dolin rzecznych. Teren ku N przechodzi w równinę.

Skały stanowiące najbliższą osłonę masywu granitowego są odkryte bardzo skąpo i to głównie po jego północno-wschodniej stronie. Po stronie południowo-zachodniej odsłaniają się tylko w kilku punktach na S od Strzegomia i Grabiny. Stosunkowo dobrze odkryte skały osłony południowo-wschodniego krańca masywu należą do grupy górskiej Ślęży i jej północnego podnóża. Poza tym największe odsłonięte fragmenty metamorficznych skał widoczne są z 1968 r.) prz

w środkowej części masywu koło Gołaszyc i Imbramowic oraz między Krukowem a Domanicami, a w północno-zachodniej części między Łazanami i Miłoszową oraz koło Jaroszcza, Granicznej i Goczałkowa.

Skały metamorficzne z dalszych stref, na N od północno-zachodniej części masywu, nie stanowiące bezpośredniej osłony granitu, odsłaniają się między Goczałkowem a Damianowem oraz między Luboradzem, Mierczycami i Jenkowem. Te ostatnie występują w pobliżu granitognejsu z Wądroża Wielkiego, stanowiącego odrębną, najprawdopodobniej starszą jednostkę geologiczną o złożonej genezie (Kozłowska 1959).

Poglądy badaczy niemieckich, a głównie L. Finckha (1928), stanowiące pewną syntezę zagadnień geologicznych południowo-wschodniej części masywu, zostały podane szczegółowo w dawniejszej pracy autora (Majerowicz 1963). Przedstawione zostały tam również odnoszące się do całości masywu poglądy L. v. z. Mühlena (1926) oraz znacznie nowsze rozważania H. J. Fabiana (1938, 1939), których skrót zamieszczony został na wstępie niniejszej pracy. Skrót ten zawiera również najnowsze poglądy badaczy polskich odnoszące się do stratygrafii i wieku serii skalnych tej części przedpola (Jerzmański 1965, Teisseyre 1968 a i b, Oberc 1960).

Dla przedstawienia skomplikowanego charakteru petrograficznego tych serii należy tu przypomnieć, że L. v. z. Mühlen wydziela i opisuje w nich skały hornfelsowe z bezpośredniej strefy kontaktowej, skały z dalszych stref, słabiej zmienione kontaktowo oraz skały, których nie zmieniła intruzja granitowa. Te ostatnie wykazują, zdaniem tego autora, stopień metamorfizmu charakterystyczny dla strefy epi. Należą do nich skały ciągnące się od Imbramowic i Byczyny w środkowej części masywu, które dochodzą aż do wsi Barycz w jego północno-zachodniej części. Zalicza do nich również niewielkie występowanie skał metamorficznych po południowo-zachodniej stronie masywu, w okolicy Grabiny i Stawisk. Tylko skały z otoczenia granitognejsu z Wądroża Wielkiego zalicza do strefy mezo. W całości wydziela łupki szarogłazowe, łupki ilaste, fyllity, fyllity sercytowe, dołomity, kwarcyty, łupki krzemionkowe, łupki sercytowe i zielenkowe. Większość z nich stanowią skały pochodzenia

Fig. 1
Szczycowa mapa geologiczna masywu granitowego Strzegom — Sobótka

1 — młodsze, luźne utwory pokrywające (trzeciord, czwartord), 2 — przypuszczalne lub miejscami stwierdzone uskoki, 3 — granice granitu ze skałami osłony — linia ciągła, przypuszczalne — linia przerywana, 4 — bazalty trzeciordowe, 5 — żyły kwarcowe i strefy syfifikacji, 6 — metagranit alaskitowy (skałen strzeblowski), 7 — dwulityczkowy alaskitowy granit strefy przykontaktowej Ślęży i granit o zmiennej strukturze, 8 — dwulityczkowy granit monzonitowy z przejściem do granitu alaskitowego — granit wierzbicki, 9 — monzonitowy granit biotytowy (miejscami z hornblendą) — granit strzegomski, 10 — granodioryt biotytowy z przejściem do granitu monzonitowego, 11 — granodioryt biotytowy — granit strzeblowski, 12 — drobnoziarnisty monzonitowy granit z Żimnika, 13 — tonalit z Łazan, 14 — granitoidy nierozdzielone w podłożu pod utworami trzecio- i czwartordowymi, 15 — metagabro Ślęży, 16 — metagabro w podłożu, 17 — serpentynity, 18 — serpentynity w podłożu, 19 — amfibolity, 20 — amfibolity w podłożu, 21 — łupki sercytowe z wtępieniami dolomitowymi, 22 — sercytowe, kwarcytowe, łupki krzemionkowe, łupki szarogłazowo-łaste z diabazami (jednostka Złotoryi — Luboradzka J. Jerzmańskiego), Kolo Nasławic fylity w podłożu, 23 — łupki sercytowe, lityczkowe, kwarcytowe, w różnym stopniu zarniślowane (łupki z andaluzytem, korundem, miejscami plamiste lub gruzelkowe, łupki skaleniowo-lityczkowe, łupki kwarcytowo-grafitowe i inne), 24 — łupki z poz. 21 i 22 w podłożu, 25 — wkładki skal wapienno-krzemianowych kolo Jarosowa, 26 — łupki zielencowe, 26 — gnejsy bloku sowiogórskiego i gnejsy z Wądroża Wielkiego, 27 — gnejsy bloku sowiogórskiego w podłożu, 28 — główne kierunki biegu i pochylenia b-lineacji. Mapa zestawiona na podstawie opracowań autora, J. Jerzmańskiego, L. Sawickiego S. Kurala i T. Morawskiego, Z. Gajewskiego i L. v. z. Mühlena

Geological sketchmap of the granite massif of Strzegom — Sobótka

1 — younger, loose cover rocks (Tertiary, Quaternary), 2 — hypothetical, locally observed faults, 3 — boundaries of the granite with the cover — hypothetical ones shown by broken line, the observed ones by broken line, 4 — Tertiary basalts, 5 — quartz veins and zones of sification, 6 — alaskite metagranite (Strzeblów feldspar), 7 — twonica alkali granite from the peri-contact zone of Ślęza and structurally variable granite, 8 — twonica monzonitic granite grading into alkali granite (here and there with hornblende) — the Strzegom granite, 10 — biotitic granodiorite grading into monzonitic granite, 11 — biotitic granodiorite — Strzeblów granite, 12 — fine-grained monzonitic granite from Żimnik, 13 — tonalite from Łazany, 14 — undivided granitoids in the substratum below Tertiary and Quaternary rocks, 15 — metagabro from Ślęza, 16 — metagabro in the substratum, 17 — serpentinites, 18 — serpentinites in the substratum, 19 — amphibolites, 20 — amphibolites in the substratum, 21 — sercite shales intercalated by calcareous dolomites, chlorite shales, siliceous shales, greywacke shales with diabases (J. Jerzmański's unit of Złotoryja — Luboradz), Phyllites in the substratum near Nasławice, 22 — sercite-, micaceous-, quartzite shales, variably hornfelslike in texture (shales with andalusite, pinit, sillimanite, corundum, here and there spotty or nodular, feldspar-micaceous shales, quartzite-graphite shales and others), 23 — shales from items 21 and 22 in the substratum, 24 — intercalations of calcareous-siliceous rocks near Jarosów, 25 — greenschists, 26 — gneisses from the Sowie Góry Block and from Wądroże Wielkie, 27 — gneisses from the substratum, 28 — main strike and dip directions of the b-lineation. The map has been compiled on the basis of investigations by the writer, J. Jerzmański, L. Sawicki, S. Kural & T. Morawski, Z. Gajewski and L. v. z. Mühlen

osadowego z wyjątkiem ostatnich dwóch, które są zdaniem tego autora zmienionymi skałami pochodzenia magmowego.

Skały zmienione kontaktowo po północno-wschodniej stronie masywu dzieli na 3 strefy, z których najbardziej zewnętrzna jest w najmniejszym stopniu zaangażowana w te procesy i przechodzi już w typowe dla tych terenów skały niskiego stopnia metamorfizmu regionalnego. Do strefy przylegającej bezpośrednio do granitu należą różnego rodzaju hornfelsy, łupki grafitowe, łupki kwarcowo-skaleniowe, amfibolity i sporadycznie skały wapienno-krzemianowe. W strefie środkowej wydziela łupki gruzelkowe, łupki podobne do lityczkowych, łupki muskowitzowe, a także łupki kwarcytowe i amfibolity. Granice między poszczególnymi strefami są nieostre i istnieją między nimi stopniowe przejścia.

Kilkanaście lat później H. J. Fabian (1939) sumuje dotychczasowy stan wiedzy o seriach łupkowych przedpola i próbuje ustalić ich stratyografię łącznie z intruzjami magmowymi, podkreślając przy tym trudności wynikające ze słabego odkrycia terenu i braku dokumentacji paleontologicznej. Ze skał metamorficznych wydziela i opisuje granitognejs z Wądroża Wielkiego, diabazy, łupki zielencowe, keratofiry kwarcowe i dosyć monotonna, jego zdaniem, serię łupkową, w skład której wchodzi łupki szarogłazowe, łupki ilaste, fylity, kwarcyty i łupki krzemionkowe. Do tego dochodzą skały zmienione kontaktowo takie, jak: łupki grafitowe występujące zarówno w północnej, jak i w południowej osłonie, hornfelsy i amfibolity. Podział ten oparty jest na analogii z podobnymi skałami w Górach Kaczawskich. Autor ten prostej także dość trafnie niektóre błędne wydzielenia litologiczne L. v. z. Mühlena z okolic Garncarska i Strzeblowa. Jedną z jego prac (1938) obejmuje najbardziej ku SE wysuniętą strefę przedpola kontaktującą już z północną częścią strefy Niemczy, gdzie opisuje łupki szarogłazowe i ilaste oraz łupki krzemionkowe z okolicy Pustkowa Wilczkowskiego.

Na podstawie analogii ze skałami północnych części omawianego regionu łupki szarogłazowo-ilaste uważa Fabian za ordowik, a łupki krzemionkowe za sylur. W pracy tego autora zebrane są też dość szczegółowe obserwacje tektoniczne całej omawianej części przedpola. Wynika z nich, że kierunki niezbyt stromego pochylenia foliacji zgodnej z pierwotnym warstwowaniem są na niektórych odcinkach bardzo podobne, na innych zaś znacznie się zmieniają. Pomiarzy lineacji w łupkach wykazały, że osie fałdów zmieniają swe kierunki z NW-SE na NE-SW. Fałdy tworzą więc łuki otwarte zgodnie z poglądami H. Cloosa (1920). Stwierdza on też istnienie mniejszych fałdów o wergencji północnej oraz niewielkich nasunięć w tym kierunku. Wergencja ta jest zatem podobna do tej, jaką w północnym pniu kaledonidów kaczawskich przyjmował Schwartzbach (por. Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

Z tego krótkiego przeglądu można się zorientować, że problematyka geologiczna strefy masywu granitowego jest skomplikowana, poglądy, jak wynika z poprzedniego rozdziału, niedostatecznie udokumento-

wane i kontrowersyjne. Pozostało do rozwiązania wiele zagadnień przy użyciu metod zarówno geologicznych, jak i petrologicznych. Zadanie jest szczególnie trudne ze względu na prawie całkowite zakrycie terenu oraz pewne prawdopodobieństwo występowania dwóch różnowiekowych serii skalnych: prekambryjskiej i staropaleozoicznej.

W nowej pracy J. Sokołowskiego (1967) przedstawiającej w sposób syntetyczny zagadnienia geologiczne bloku przedsudeckiego nie jest rozstrzygnięta ani w sposób przekonujący zasugerowana przynależność wiekowa skał osłony masywu. Problem, czy biorą w nich udział utwory prekambryjskie, czy staropaleozoiczne, jest w tym opracowaniu nadal otwarty.

Autor niniejszej pracy w swoich poprzednich publikacjach zwrócił uwagę na różny stopień zaangażowania tektonicznego oraz różny stopień metamorfozy regionalnej i kontaktowej serii skalnych stanowiących otoczenie intruzji.

Pierwotnym zamiarem autora było włączenie do opracowania zagadnień petrologicznych całości osłony, lecz po zebraniu dużej ilości materiału okazało się, że publikacja byłaby za obszerna i problematyka w niej poruszana zbyt różnorodna. Dlatego rozdział ten zawiera tylko wstępną charakterystykę geologiczną i petrograficzną tego obszaru w takim zakresie, jaki jest potrzebny do dokładniejszego przedstawienia niektórych zagadnień związanych z intruzją granitoidową.

W okolicy Sobótki, Strzeblowa, Chwałkowa i Tąpadeł osłonę granitu stanowią amfibolity, gablo, serpentynity oraz łupki krystaliczne, bardzo fragmentarycznie odsłaniające się koło Garncarska i Rogowa Sobockiego. Skały te zostały szczegółowo opisane w pracy autora dotyczącej tych terenów (1963).

W grupie górskiej Ślęży zostały wydzielone ortoamfibolity afanitowe, o-amfibolity drobnoziarniste, o-amfibolity porfiroblastyczne i o-amfibolity mikrogabrowe (te ostatnie wykazują ziarno od 2 do 5 mm \varnothing). Współwystępowanie i sekwencję tych odmian można najlepiej prześledzić w odsłonięciu pod szczytem Wieżycy.

Gruboziarniste gablo ze względu na swój zmieniony skład mineralny (zaawansowany proces saussyrytyzacji i uralityzacji) oraz miejscami megaskopowo widoczne znamiona metamorfizmu dynamicznego — zostało ogólnie określone jako metagablo.

Serpentynity w całym swoim olbrzymim występowaniu, największym na Dolnym Śląsku, przedstawiają skały niejednorodne pod względem mineralnym, strukturalnym i chemicznym. Proces serpentynizacji bowiem w niejednakowym stopniu zmienił pierwotnie częściowo zróżnicowane skały perydotytowe i dunitowe. Niektóre odmiany serpentynitów zachowały jeszcze pierwotne składniki takie jak oliwin i piroksen, niektóre natomiast uległy całkowitej przemianie i zbudowane są w przewadze z minerałów grupy serpentynu, głównie antygorytu. Miejscami towarzyszy im talk i aktynowolit, a obok tlenków żelaza występują dość liczne czarne spinele chromowe. Liczne procesy metamorficzne i metasomatyczne, które towarzyszyły serpentynizacji lub były jej następstwem, doprowadziły

do utworzenia jasnych żył węglanowych (magnezyt, kalcyt, dolomit), a w niektórych miejscach żyłek i skupień opalu.

Serpentynity były przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Z autorów niemieckich należy wymienić prace K. Spangenberg (1943, 1949), który zajmując się złożem chromitu w Tąpadłach oraz złożem magnezytu w Sobótce dał dość szczegółowe opisy tych skał. Z polskich autorów A. Gaweł (1957), opisując nefryt z Jordanowa oraz występujące w nim jasne skały żyłowe, naświetla problem serpentynizacji uważając, że proces ten należy łączyć genetycznie z oddziaływaniem późniejszej intruzji gabrowej. Autor niniejszej pracy opisał kilka odmian serpentynitów z okolicy Naślawic, Gogołowa, Okręcimia i Tąpadeł. S. Maciejewski podał charakterystykę petrologiczną serpentynitów Gór Kiełczyńskich (1963, 1967) i innych części masywu, a także opracował nefryt i towarzyszące mu skały w Jordanowie. F. Szumlas (1963) przeprowadzając badania geochemiczne serpentynitów rejonu Ślęży, podaje także cechy petrograficzne tych skał. Obaj ostatni autorzy stwierdzili, że pierwotną skałą ultrazasadową, która uległa w różnym stopniu procesowi serpentynizacji, był głównie perydotyt diallagowy, czyli werlit.

Łupki z Garncarska i Rogowa Sobockiego

Fragmentarycznie odsłaniające się w niewysokiej skarpie w Garncarsku łupki przedstawiają ciemnoszarą lub miejscami zielonawą, cienko laminowaną skałę o drobnokrystalicznej strukturze i wyraźnej foliacji. W mikroskopie wykazuje ona lepidogranoblastyczną strukturę, łupkową teksturę i wyróżnić w niej można kwarc, drobnołuseczkowy biotyt (γ cynamonowobrunatna, α bladożółta) w większości bezładnie ułożony, niewielką ilość oligoklaz (20% An) i skalenia potasowego. Akcesorycznie występuje apatyt, cyrkon i podrośnie epidot. Skałę można określić jako skaleniowo-łuszczykowy łupek częściowo kontaktowo zmieniony. Łupki odsłaniające się w niewielkich zagłębieniach lub okopach wojennych ok. 2 km na N od Rogowa Sobockiego przedstawiają skały petrograficznie bardziej zróżnicowane. W południowej części fragmentarycznych wystąpień skała ma barwę szarą, drobnokrystaliczną strukturę, wykazuje wyraźną foliację i jest cienko laminowana. W mikroskopie ujawnia strukturę lepidogranoblastyczną i dość zawiłą łupkowo-kataklastyczną teksturę. Zbudowana jest z kwarcu, częściowo zsercytyzowanego plagioklaz zbliżonego składem do oligoklaz (ok. 20% An), biotytu (γ zielonawa, α bladożółta), muskowitu, wtórnego chlorytu, niewielkich ilości andaluzytu i silnie zmienionego kordierytu. Akcesorycznie występuje apatyt, cyrkon i tlenki żelaza. W andaluzycie, który częściowo przechodzi w muskowitz, występują nieliczne igiełki sylli-manitu. Skała jest w niewielkim stopniu kataklazowana i efekty tej kataklazy zablźnione są kwarcem, który często resorbuje, a nawet częściowo zamyka w swoich kryształach inne składniki.

Skąły z północnej części odsłoneń przedstawiające niższy poziom intersekcyjny są bardziej zwarte, wykazują mniej wyraźną foliację i już megaskopowo mają wygląd bardziej typowych hornfelsów. W mikroskopie widoczne są również efekty słabej kataklazy. Występuje w nich kwarc, niewielka ilość plagioklazów (ok. 20% An) i skalenia potasowego, biotyty i chloryt, trudno rozpoznawalny spinityzowany kordieryt, częściowo kataklazycznie rozczłonkowane granaty i nieliczne słupki turmalinu (*e* lekko żółtawa, *o* brunatno-żółta). Skąły zostały określone jako blastomylonityczne łupki, powstałe przez częściową kataklazę i kontaktową rekrytalizację pierwotnych sfeldspatyzowanych łupków lub skał zbliżonych składem do gnejsów.

Łupki z Garncarska są sfałdowane, lecz odsłonięte małe fragmenty nie pozwalają na bliższe prześledzenie tektoniki. Pomiar foliacji wykazały kierunki 233/68 SE (zachodnia część odsłoneń), 352/13 SW i 210/10 SE (średnia) i 222/72 NW (część najbardziej wschodnia). Lineacja w postaci zmarszczkowania na powierzchniach foliacji wykazuje ogólny kierunek 10/40 SW.

Łupki z Rogowa Sobockiego wykazują bieg warstw średnio 40—55 i upad 15—45 SE. Lineacja wykazuje kierunek 112/16 SW.

Łupki z Gołaszyc. Posuwając się w kierunku NW wzdłuż północno-wschodniej krawędzi masywu, na fragmenty osłony natrafiamy dopiero w Gołaszycach, na wzgórzu oznaczonym kotą 206,8. Na jego południowym zboczu jest czynny kamieniołom granitu (odśl. 157), w którym na ścianie wschodniej, a częściowo i zachodniej, widoczne są łupki łuszczkowe o wyraźnej laminacji i foliacji i megaskopowo prawie nie zaznaczających się strukturach hornfelsowych. Łupki zostały także stwierdzone wkopami na szczycie wzgórza, na N od płytkiego nieczynnego łomu granitu, oraz na zboczu zachodnim przy polnej drodze prowadzącej do Gołaszyc. Łupki te stanowią najprawdopodobniej duże fragmenty osłony całkowicie otoczone granitem. W literaturze niemieckiej określone zostały jako kry (Cloos, Mühlen i Lopianowski). Zapadają one średnio 65/80 SE, lecz w niektórych miejscach są ustawione prawie pionowo, wykazując sfałdowanie i miejscami rozerwania wypełnione granitem, jak np. fragment łupku centralnej części czynnego kamieniołomu (pl. VI).

Lineacja w postaci drobnych fałdek i gufrażu ma kierunek ok. 70/30 NE. Intensywna eksploatacja w łomie granitu najpierw łupki te odkryła, a następnie w dużym stopniu zniszczyła, tak że większość załączonych zdjęć (pl. VI—IX) stanowi dokumenty historyczne.

Skąły z czynnego łomu składają się z kwarcu, biotyty, niewielkiej ilości plagioklazów (ok. 14% An) i skalenia potasowego. Występuje w nich także drobna ilość muskowitu i miejscami niewielkie skupienie granatów. Ilość skaleni jest zmienna i najwięcej występuje ich w odmianach laminowanych i infiltrowanych granitem i pegmatytami, co jest szerzej opisane w rozdziale 11.

Łupki ze szczytowych oraz zachodnich części wzgórza mają charakter łuszczkowych hornfelsów

złożonych z kwarcu, biotyty, muskowitu, chlorytu, niewielkiej ilości skaleni i miejscami dość dużych (do kilku mm \varnothing) czerwonych granatów. Większość dużych blaszek muskowitu ma charakter poikiloblastów i ustawiona jest poprzecznie do foliacji.

W łupkowym hornfelsie na zachodnim zboczu wzgórza występuje częściowo zmieniony, zapewne starszy od granitu drobnoziarnisty lamprofir o strukturze porfirowej, którego głównym składnikiem jest plagioklaz o budowie pasowej (zasadowy andezyn — kwaśny labrador), oraz biotyty powstały przeważnie wtórnie z hornblendy, której relikty są miejscami jeszcze zachowane. Wstępnie skałę tę można określić jako malchit. Grubości żyły lamprofirowej oraz jej stosunku do otaczających ją łupków hornfelsowych nie można bliżej określić z powodu prawie całkowitego zakrycia terenu.

Należy jednak nadmienić, że w luźnych blokach obok wystąpienia łupków a także w jednym z wkopów natrafiono na niegrube (do kilkunastu centymetrów) wkładki skał zbudowane z kwarcu, tremolitu, niewielkiej ilości plagioklazów i tlenków żelaza oraz podobne wkładki zbudowane z kwarcu, diopsydu, prehnitu, drobnej ilości plagioklazów i tytanitu. Pierwszą z tych wkładek można określić jako *łupek skaleniowo-tremolitowy*, gdy tymczasem druga jest skałą składem zbliżoną do *skarnu*.

Seria metamorficzna Domanic—Krukowa. W środkowej części masywu odsłania się fragmentarycznie największa część jego metamorficznej osłony. Ciągnie się ona od Domanic i Siedlimowic na południu aż po Imbramowice i Kruków na północ. Można ją określić wstępnie jako serię Domanic—Krukowa.

Góra Pyszczyńska usytuowana na NW od Imbramowic, zbudowana prawie całkowicie z *zieleńców* z niewielkimi wkładkami *fyllitów*, odróżnia się wyraźnie od pozostałych skał metamorficznych swoim charakterem litologicznym i petrograficznym, zdecydowanie porównywalnym ze staropaleozoicznymi seriami zieleńcowymi w Górach Kaczawskich. Pozostałe skały metamorficzne występujące między wymienionymi miejscowościami są znacznie bardziej urozmaicone pod względem petrograficznym, większość z nich wykazuje w różnym stopniu zaawansowane znamiona metamorfozy kontaktowej.

Największy odsłonięty odcinek tych skał znajduje się na północno-zachodnim zboczu wzgórza oznaczonego kotą 195 w Domanicach, na prawym brzegu Bystrzycy, gdzie można je prześledzić w kilku odsłoneńiach na przestrzeni ok. 300 m. W północnej i środkowej części odsłoneń skała ma ciemnoszarą barwę, drobnokrystaliczną strukturę i łupkową teksturę, podkreśloną występowaniem jasnych lamin do 2 mm grubości. Megaskopowo widoczny jest w niej biotyty, muskowit, kwarc, skalenie, miejscami także granaty. Mikroskop ujawnia jeszcze andaluzyt, apatyt, cyrkon, tlenki żelaza i niekiedy skupienia turmalinu oraz wiele cech charakterystycznych dla struktur hornfelsowych. Blaszki łuszczków są zawile poprzerastane ze sobą oraz pozostałymi składnikami. Biotyt (γ brunatna z odcieniem cynamonowym,

α słomkowożółta) przeważa nad muskowitem, chociaż miejscami obydwa łyszczyki występują w jednakowych ilościach. Często tworzy porfiroblasty ustawione poprzecznie do złupkowania. Skalenie, w większości plagioklasy zbliżone albitowo, tworzą miejscami poikiloblasty zamykające w swoim wnętrzu silnie zaburzone ciągi łyszczykowo-kwarcowe. Skaleń potasowy występuje głównie w wydłużonych jasnych laminach skaleniowo-kwarcowych. Andaluzyt nie wykazuje pleochroizmu i występuje w niewielkich ilościach. W skale widoczne są liczne kilku lub kilkunastocentymetrowe żyły i soczewki kwarcowe przeważnie zgodne z foliacją i laminacją. Występują także wkładki lub soczewki zbitej skały kwarcytowej. Posuwając się ku południowi spotyka się zgodne wkładki lub soczewki (do 40 cm grubości) drobnoziarnistego amfibolitu złożonego z hornblendy (γ szmaragdowozielona, α zielonawożółta, Z/γ ok. 16°) drobnych mozaikowo pozrastanych plagioklazów, epidotu, klinozoizytu i drobnych ilości ilmenitu z leukoksenem. Skałę tę można określić jako *para-amfibolit epidotowy*. W kierunku południowym, pod zamkiem w Domanicach w spągu serii łupkowej występują wyłącznie drobnoziarniste amfibolity. Serię łupkową można wstępnie określić jako *łupkowe hornfelsy skaleniowo-łyszczykowe*.

Bieg i upad warstw wynosi średnio ok. 120/30 NE. *Lineacja* w postaci drobnego zmarszczkowania na powierzchni foliacji wykazuje ogólny kierunek 50/20 NE. *Osie* mezofaldów o dużych promieniach (do kilkudziesięciu centymetrów) i małej amplitudzie (do kilkunastu centymetrów) wykazują również kierunek podobny ok. 70/30 NE. Spotyka się też niekiedy drobniejsze fałdy dachówkowe. Można tu nadmienić, że zorientowane płytki cienkie (prostopadłe lub równoległe do b) wykazują pod mikroskopem interesujące, niejednoetapowe mikrostruktury.

Około 500 m na S od stacji kolejowej Imbramowice występują na niewielkiej głębokości szarobrunatnawe *łupki muskowitowo-kwarcytowe* o dość wyraźnej foliacji poprzecinane licznymi żyłkami kwarcowymi.

Łupki kwarcytowo-grafitowe minimalnie odsłonięte występują w niewysokiej skarpie przy szosie z Siedlimowic do Pożarzyska. W otoczeniu tego odsłonięcia zostały stwierdzone płytkimi wkopami. Jest to ciemnoszara, prawie czarna skała brudząca palce, o wyraźnej foliacji, miejscami silnie zaburzonej w drobne fałdy. W mikroskopie widoczny jest głównie kwarc i grafit. W drobnych ilościach występuje muskowit i biotyt a także niewielkie skupienia serycytu, powstałego prawdopodobnie ze skaleni. Łupki są sfałdowane na niewielkiej przestrzeni swego występowania. Foliacja we wkopach i w odsłonięciu wykazuje *kierunek* 130/25 NE, 65/55 NW i 40/30 SE. *Lineacja* ok. 80/20 ENE.

Amfibolity występują dość licznie w serii Domanic—Krukowa i zostały także stwierdzone w niektórych wkopach, lecz z powodu zakrycia terenu trudno ustalić ich stosunek do skał pozostałych. Tylko w południowej części odsłonięcia w Domanicach amfibolit występuje wyraźnie w spągu serii łupkowej. Wykazuje on drobnokrystaliczną strukturę i prawie bezładną

teksturę. Składa się z hornblendy (γ szmaragdowozielona, α bladozielona, Z/γ ok. 19%), plagioklazów (oligoklaz), magnetytu, ilmenitu i bardzo nielicznych granatów.

Amfibolity o teksturze łupkowej występują na N od wsi Pożarzysko, a na N od Siedlimowic można je stwierdzić we wkopach. Pod mikroskopem wykazują nematodiablastyczną strukturę i łupkową teksturę. W skład ich wchodzi zielonawa hornblenda (Z/γ ok. 20°), bladozielony epidot z klinozoizytem (czasem w jednym kryształe o budowie pasowej), plagioklasy o składzie oligoklazu, nieduże ilości chlorytu, tlenki żelaza i apatyt.

Amfibolit, występujący w małym odsłonięciu na E od Tarnawy, wykazuje dość dużą zmienność strukturalną i mineralną. Zbudowany jest ze zmiennych ilości aktynolitowej hornblendy, plagioklazów, epidotu, klinozoizytu a także niewielkich ilości kalcytu. Na mapie niemieckiej Mühlena oznaczony został jako zieleniec. Wykazuje foliację o kierunku 120/65 NE i lineację 95/45 ESE. Zaznacza się również znacznie słabiej drugi rodzaj lineacji w postaci bardzo drobnego zmarszczkowania o kierunku ok. 305/10 NW.

Na uwagę zasługuje *gruboziarnisty amfibolit* podobny megaskopowo do dynamometamorficznie zmienionych odmian gabra ze Ślęzy, który występuje w leśnej kępie ok. 600 m na SW od osady Weselica, gdzie odkryty został we wkopie. W mikroskopie wykazuje nematodiablastyczną strukturę i w jego skład wchodzi uralitowa hornblenda (γ szmaragdowozielona, α bladozielona), epidot i mozaikowe skupienia przerastających się z hornblendą plagioklazów. Na wolnych od niej, lepiej zindywidualizowanych osobnikach, można stwierdzić skład zbliżony do labradoru. Występuje też ilmenit z leukoksenem oraz drobne ilości apatytu. Skała ma więc wiele cech podobnych do niektórych odmian gabra ze Ślęzy lub współwystępujących z nim grubokrystalicznych amfibolitów gabrowych. W otoczeniu amfibolitów występują liczne luźne bloki białego żyłowego kwarcu.

Około 250 m na SW od tych skał, na małym pagórku występuje w kilku punktach zmieniona ultrafemiczna skała megaskopowo przypominająca serpentynity rejonu Ślęzy. Na mapie niemieckiej (Mühlen 1925)znaczona była jako amfibolit. Została ona przeanalizowana mikroskopowo i określona jako skała serpentynowo-tremolitowo-chlorytowa (Majerowicz 1965). Składa się z minerałów serpentynowych (antygoryt, chryzotyl, lizardyt), oliwinu, tremolitu, chlorytu, spineli chromowych i tlenków żelaza oraz drobnej ilości talku. Jej pierwotny skład mógł być zbliżony do werlitu, podobnie jak większość serpentynitów z południowo-wschodniego krańca masywu.

Należy więc tu podkreślić pewne podobieństwo we współwystępowaniu skał, które na małym wycinku przypominają serię grupy górskiej Ślęzy. Występują tu bowiem obok siebie amfibolity drobno- i średnioziarniste, gruboziarnisty amfibolit gabrowy oraz zserpentynizowana skała ultrasadowa.

Łupki odsłaniające się bardzo skąpo na południowym krańcu osady Weselica mają jasnokremową

barwę, wyraźną foliację (ok. 165/20 SW), a w mikroskopie wykazują nieco odmienne cechy od typowych dla tych terenów skał łupkowych. Serycyt, muskowitz i minimalne ilości schlorityzowanego biotyty nie tworzą tu lamin, lecz są ułożone w tle kwarcowym w postaci skupień przypominających pseudomorfozy po skaleniach lub innych minerałach. Ze względu na skład i ogólne cechy strukturalne skałę można określić wstępnie jako łupek *kwarcytowo-serycytowy*.

Łupki z Krukowa odsłaniają się w postaci niedużych żeberek skalnych na prawym brzegu rzeki Strzegomki na S od zamku w Krukowie oraz w zarośniętych wąwozach i częściowo sztucznych odsłonięciach na zachodnim zboczu Krukowskiej Góry. Nad rzeką i w wąwozach są to skały o brunatnawoszarej barwie, drobnokrystalicznej strukturze i wyraźnej foliacji. W mikroskopie widoczne są wydłużone ziarna kwarcu, łuszczyki muskowitzu, rzadziej biotyty, niewielkie porfiroblasty andaluzytu, tlenki żelaza i miejscami drobne ilości turmalinu. Skałę można określić jako zhornfelsowany łupek kwarcytowo-łuszczkowy. Miejscami, a zwłaszcza w południowej części odsłonięcia nad wodą, można spotkać jasne żyły o strukturze aplitu, wykazujące w mikroskopie dobrze wykształcone przerosty mikropegmatytowe.

W części północnej wystąpienia łupków widoczne są małe fragmenty ciemnozielonych drobnokrystalicznych, silnie złupkowanych amfibolitów. W mikroskopie wykazują one strukturę nematogranoblastyczną i wyróżnić z nich można aktynolitową hornblendę (γ zielonawożółtawa, α ciemnozielona), mozaikę zsaursurytyzowanych plagioklazów, kwarc, drobne ziarna tytanitu, epidotu, klinoizozytu i tlenki żelaza.

Łupki spod szczytu Krukowskiej Góry mają nieco odmienny charakter petrograficzny. Są również drobnokrystaliczne, lecz o jasnoszarej barwie, o wyraźnej foliacji, miejscami laminowane. W mikroskopie wykazują struktury bardziej heteroblastyczne przez zróżnicowanie wielkości ziarn kwarcu oraz pojawienie się w dość pokaźnych ilościach porfiroblastycznego skaleni potasowego, zapewne mikroklinu, miejscami o prawie własnych zarysach. Łuszczyki muskowitzu lub nielicznego biotyty są bardzo niewielkie i skupiają się przy drobniejszych ziarnach kwarcu. W skałach tych spotyka się cienkie wkładki o barwie zielonawej, w których w mikroskopie widać dość duże ilości epidotu o cechach pistacytu, skupienia nieprawidłowo wykształconych granatów oraz drobne igiełki zielonawego amfibolu.

Foliacja wykazuje kierunek średnio 25/45 NE. Osie mezofałdów o małej amplitudzie (podobne do fałdów w Domanicach) oraz wyraźny gufraż wykazują średnio kierunek 50/45 NE. Drugi rodzaj *lineacji*, zaznaczający się bardzo słabo w postaci nikłego zmarszczkowania na powierzchniach foliacji stref silnie złupkowanych, wykazuje kierunek 90/20 E.

L. v. z. Mühlen (1926) zwraca uwagę, że jasne łupki z Weselicy i jasne łupki z Krukowskiej Góry zawierają stosunkowo dużą ilość potasu w składzie chemicznym, co wskazywałoby jego zdaniem oraz zdaniem E. Meistera, który stwierdził podobne łupki

na arkuszu Piława, że mogą to być przeobrażone skały wylewne. Ostatnio H. Dziedzicowa (1966) określiła podobne partie skalne ze strefy Niemczy (Kobyła Głowa, Ruszkowice) jako pochodzące z przeobrażonych kwaśnych tufów i tufitów. Skały z Weselicy i Krukowskiej Góry mają najprawdopodobniej podobną genezę, chociaż nie wykazują reliktowych struktur porfirowych. Ich ewentualną przynależność do skał leptytowych rozstrzygną szczegółowe badania.

Łupki z Łazan odsłaniają się w bezpośrednim kontakcie z granitoidem w małym łomie na N od tej miejscowości, gdzie oprócz granodiorytu występuje starszy od niego tonalit (odśł. 167 — rozdział 5) oraz w niewielkim zarośniętym wyrobisku (odśł. 170), ok. 1,5 km na W od odsłonięcia w Łazanach, przy drodze do Mikoszowej. W pierwszym z tych odsłonięć skały osłony występujące *in situ* lub w postaci dużych enklaw w granitoidzie były poddane szczegółowym badaniom i zostały wyróżnione 3 odmiany. Pierwszą z nich stanowi *hornfels skaleniowo-łuszczkowo-kwarcytowy* zbudowany z grubszych lamin kwarcowych oraz cieńszych lamin skaleniowo-(andezyn 40—44% An)-biotytowo-muskowitzowych. Akcesorycznie występują w nim tlenki żelaza, cyrkon, rzadziej epidot i apatyt. Drugą odmianę stanowią *hornfels skaleniowo-łuszczkowy z andaluzytem i korundem* występujący w niewielkich enklawach i krach zatopionych w granitoidzie. W mikroskopie ujawniają typową strukturę hornfelsową i wyróżnić w nich można przede wszystkim biotyt, a dalej plagioklaz (ok. 24% An), kwarc, skałen potasowy, andaluzyt, korund, syllimanit, tlenki żelaza i apatyt.

Największe tkwiące w granitoidzie kry stanowi *hornfels skaleniowo-łuszczkowy z chlorytem i pinitem*. Pod mikroskopem wykazuje podobne do poprzednich dwóch odmian cechy strukturalne, w jego skład wchodzi pobiotytowy chloryt, muskowitz, kwarc, skałenie, wydłużone agregaty pinitowe, miejscami dość obfity pigment grafitowy oraz akcesorycznie tlenki żelaza i apatyt. W wymienionych odmianach, między którymi nie ma ostrych granic, występują także żyłki i soczewki kwarcowe (do 25 cm grubości). Fragmenty łupków z północnej, górnej części odsłonięcia, które występują najprawdopodobniej *in situ*, wykazują *bieg* ok. 130° i *upad* ok. 25° NE. *Lineacja* w postaci osi drobnych fałdów ma kierunek 45/20 NE.

W odsłonięciu w pobliżu Mikoszowej występują, również w bezpośrednim kontakcie z granitoidem, fragmenty łupków zmienionych kontaktowo, o różnicowanych cechach strukturalnych i zmiennym składzie mineralnym. Można tu wyróżnić *łupki kwarcytowe*, *łupki łuszczkowo-kwarcytowe z grafitem* oraz *kwarcyty* o strukturze granoblastycznej bez megaskopowo widocznej foliacji. Oprócz kwarcu, zmiennej ilości muskowitzu i biotyty (α lekko brunatnawa, γ cynamonobrunatna) występuje grafit i drobne ilości apatytu. Łupki te wykazują zmienne położenie i najprawdopodobniej stanowią również luźne, poprzeszczazane kry w granitoidzie, podobnie jak w odsłonięciu w Łazanach.

Skala wapienno-krzemianowa z Jaroszowa odsłania się fragmentarycznie obok cmentarza w tej

miejsowości. Długość odsłonięcia nie przekracza 9 m, a wysokość 0,5 m. Jest to skała o jasnoszarej barwie z odcieniem zielonawym, z ciemniejszymi wkładkami. Wykazuje drobnokrystaliczną strukturę, jest częściowo laminowana, a w dolnych partiach odsłonięcia wyraźnie zaznacza się foliacja. Pod mikroskopem skała wykazuje zmienne cechy strukturalne i teksturalne oraz urozmaicony skład mineralny. Wyróżnić można w niej diopsyd, plagioklasy, skałen potasowy, zoizyt, klinozoizyt z epidotem, kwarc, miejscami amfibole z grupy aktynolitu, skapolity i prawdopodobnie wollastonit (nie udokumentowany jeszcze szczegółowymi badaniami optycznymi). Partie niższe z wyraźną foliacją stanowi łupek łyszczykowy z serycytem, muskowitem, biotytem oraz smugami spinityzowanego kordierytu i pigmentem grafitowym. Miejscami spotyka się drobne słupki turmalinu. Pomiary *foliacji* zgodnej z laminacją wykazały kierunek 120/20 NE. *Lineacja* w postaci zmarszczkowania oraz osi niewielkich fałdków o małych amplitudach wykazuje kierunek ok. 66/20 NE.

Ostatnie najdalej ku NW wysunięte niewielkie fragmenty najbliższej osłony występują na powierzchni na północnych stokach Skalnika oraz koło Goczałkowa Dolnego. Na Wzgórzach Jaroszkowskich można spotkać tylko luźne głązy rozmaitych łupkowatych hornfelsów podobnych jak w wyżej opisanych wystąpieniach.

Na górze Skalnik, na ostrym zakręcie drogi do nowo rozbudowanego łomu, odsłaniają się w bezpośrednim kontakcie z granitem ciemnoszare, miejscami prawie czarne łupkowate hornfelsy. W północnej części odsłonięcia skała jest ciemna od dużej ilości grafitu (brudzi palce), a ku SE ztraca ten składnik i przechodzi w jaśniejszy, miejscami brunatnawy łupek o drobnokrystalicznej strukturze, wyraźnej foliacji a także laminacji. Odmiany ciemne, jak pokazuje mikroskop, składają się z drobnych ziarn kwarcu silnie zanieczyszczonych pyłem grafitowym mniej lub bardziej zaburzonych smug lub nieprawidłowych skupień serycytu (pinit?), w których tkwią miejscami większe, lepiej zindywidualizowane blaszki chlorytu. Spotyka się też nieliczne ziarna turmalinu. Skały jasne składają się z wyraźnych lamin kwarcowych i cienkich lamin serycytowych, w których tkwią większe blaszki muskowitu i biotyty, nieliczne słupki turmalinu i drobna ilość tlenków żelaza. *Foliacja* wykazuje kierunki od 70/20 SE w kamieniołomie przy kontakcie z granitem do 150/20 NE poza łomem. W tym ostatnim punkcie widoczne są też mezofałydy o małych amplitudach. Kierunki ich osi wykazują generalnie kierunek 60/25 NE. Posuwając się z boczem Skalnika w kierunku NE, spotyka się nieliczne odsłonięcia przeważnie w wojennych okopach. W wyższych partiach Skalnika, nieco poniżej drogi do łomu, występują *łupki kwarcytowe lub kwarcytowo-łyszczykowe* o cechach hornfelsów, miejscami z drobną ilością grafitu lub zbite *kwarcyty*, w których zanika foliacja. W niższych partiach w okopach występują jasno- lub ciemnoszare, często brunatnawe *łupki gruzelkowe lub plamiste*. Pod mikroskopem w lepidoblastycznym lub w lepidogranoblastycznym tle złożonym z muskowitu,

biotytu lub żółtawych, wydłużonych agregatów serycytowo-chlorytowych występują miejscami idio- lub hipidioblastyczne słupki andaluzytu, znacznie przewyższające rozmiarami ziarno tła skalnego. Często zamykają one poikiloblastycznie fragmenty łyszczykowego tła. Część agregatów serycytowo-chlorytowych może być spinityzowanym kordierytem. Część andaluzytu przechodzi wtórnie w serycyt lub muskowit. Skały te to typowe łupkowate hornfelsy łyszczykowe z porfiroblastami andaluzytu (łupki gruzelkowe). Wyraźna *foliacja* wykazuje kierunek ok. 140/20 NE z bardzo słabo zaznaczającą się *lineacją* w postaci bardzo drobnego zmarszczkowania o kierunku ok. 135/0.

Największe fragmenty łupków występują u północno-wschodniego podnóża Skalnika w systemie okopów usytuowanych na obszarze ok. 3 ha koło punktu wysokościowego 227/5, przy szosie ze Strzegomia do Bartoszkówka. Megaskopowo te dość mocno zwietrzałe skały wyglądem przypominają dobrze przekształcone fyllity, lecz w wielu miejscach przedstawiają typowy łupek plamisty lub gruzelkowaty, gdzie na powierzchniach foliacji widoczne są liczne wydłużone plamki przypominające przekroje ostro zakończonych słupków. W mikroskopie widać laminy serycytowo-muskowitowe, często z biotytem. Blaszki tych łyszczyków są bardzo małe i najczęściej tworzą smugi, w których ułożone są bezładnie. W smugach tych pojawiają się miejscami guzkowate lub soczewkowate porfiroblasty andaluzytu a także najprawdopodobniej kordierytu z resztkami drobnokrystalicznego podłoża. Widoczne są też większe soczewki zrekrystalizowanego kwarcu. Plamki widoczne megaskopowo są najprawdopodobniej resztkami spinityzowanego kordierytu.

Łupki są lekko sfałdowane, na ogół jednak leżą prawie płasko i *zapadają* maksymalnie od 5 do 20° w kierunku NW i NE. Zaznaczają się w nich 2 rodzaje *lineacji*. Jedna z nich wykształcona w postaci grubego zmarszczkowania wykazuje kierunek 50—70° i mały kąt upadu (5—20°) ku NE. Druga natomiast przedstawia system bardzo drobnych, gęsto ułożonych zmarszczek o kierunku ok. 300 lub 120° i bardzo małym kącie upadu w kierunku NW lub SE. Skały osłony północno-wschodnich stoków Skalnika wyraźnie przechodzą w okolicy Goczałkowa Górnego w epimetamorficzne serie przydzielone przez J. Jerzmańskiego do jednostki Złotoryja—Luboradz. Autor ten zalicza w niej do ordowiku łupki serycytowe z wtrąceniami dolomitów wapnistych i łupki chlorytowe, a do syluru kwarcyty, łupki krzemionkowe i szarogłazowo-ilaste z wtrąceniami diabazów.

Fragmenty południowo-zachodniej osłony masywu odsłaniają się bardzo nieznacznie tylko na S od wsi Grabina na wzgórzu Lisiec i ciągu płaskich wzgórz na W od niego. Odsłonięte głębiej wkopem na wzgórzu Lisiec przedstawiają łupki *kwarcytowo-grafitowe*, bardzo podobne do opisanych z okolicy Siedlimowic. Towarzyszą im drobnokrystaliczne *łupki o charakterze hornfelsów* również podobne do wielu opisywanych z metamorfiku Domanic—Krukowa. Liczne luźne fragmenty obu odmian łupków spotyka się na okolicznych polach. Często są w nich widoczne żyły kwarcowe

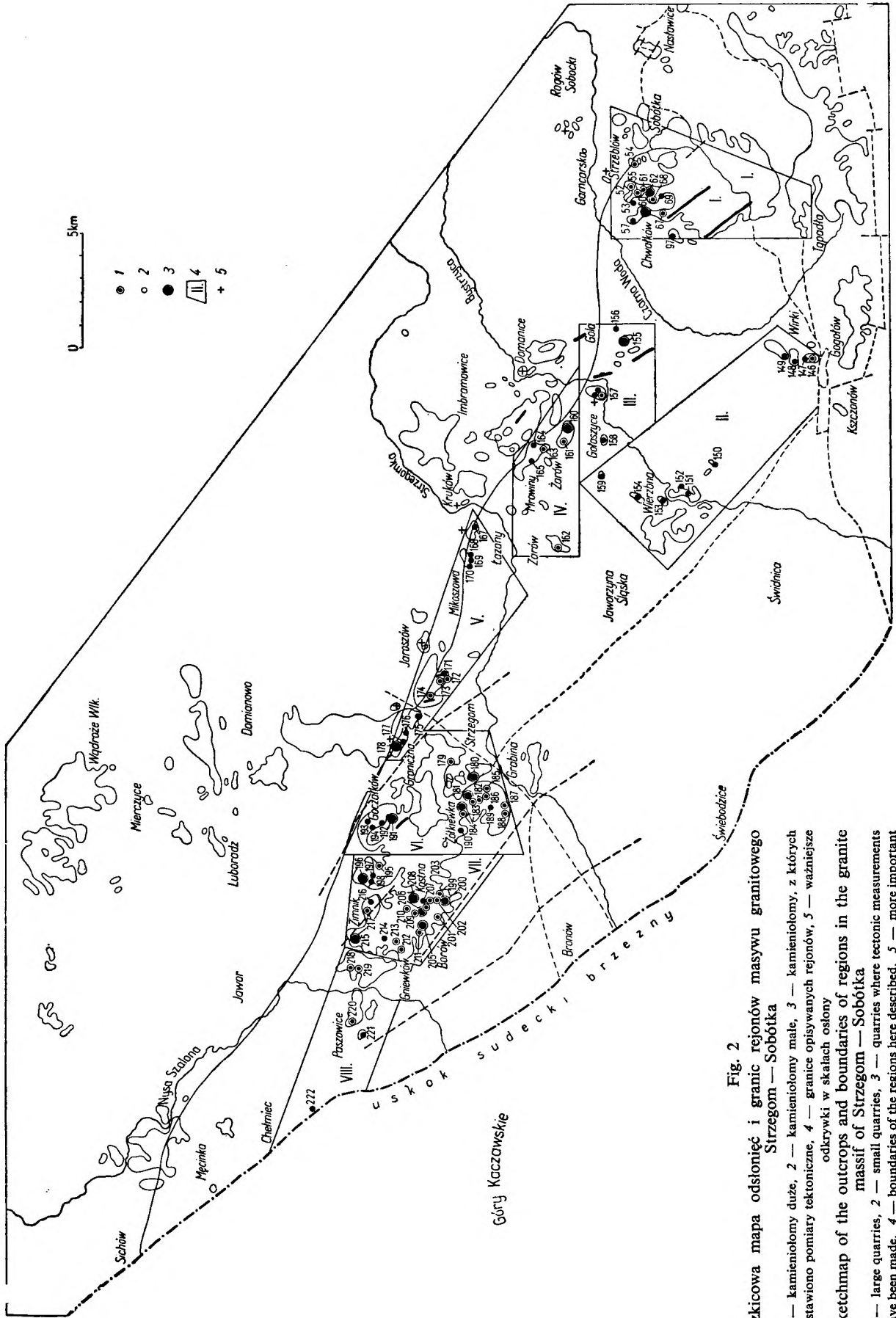


Fig. 2

Szkicowa mapa odsonięć i granic rejonów masywu granitowego Strzegom—Sobótka

I — kamieniołomy duże, 2 — kamieniołomy małe, 3 — kamieniołomy, z których zestawiono pomiary tektoniczne, 4 — granice opisywanych rejonów, 5 — ważniejsze odkrytki w skałach osłony

Sketchmap of the outcrops and boundaries of regions in the granite massif of Strzegom—Sobótka

I — large quarries, 2 — small quarries, 3 — quarries where tectonic measurements have been made, 4 — boundaries of the regions here described, 5 — more important outcrops in the wall rocks

przecinające je w różnych kierunkach. *Foliacja* łupków we wkopie wykazuje kierunek 85/40 SSE, a bardzo wyraźna *lineacja* w postaci zmarszczkowania ma kierunek ok. 220/30 SW.

Ogólnie biorąc foliacja pomierzona w nielicznych małych odkrywkach osłony jest z reguły zawsze zgodna z pierwotną stratyfikacją, a wtórne złupkowanie czy to spękanio-we, czy krystalizacyjne (Teisseyre 1968) w tak małych fragmentach mogło się nie zaznaczyć lub na tym etapie pracy mogło ująć uwagi autora. Powierzchnie foliacji w większości odsłonięć wykazują zmienny, lecz na ogół niezbyt stromy upad ku NE, chociaż w strefach intensywniej sfałdowanych spotyka się liczne od tego odstępstwa.

Jak wynika z opisów, pomiary struktur liniowych dotyczą zawsze lineacji b, która w większości jest zgodna tu z przebiegiem większych struktur fałdowych, więc zgodnie z H. Teisseyrem należy ją oznaczyć jako B₁. Na sporządzonej przez niego mapie (1968a) stanowi ona przedłużenie łukowato ku S wygiętych głównych struktur fałdowych i lineacji B₁ serii kaczawskich, które z kierunku zbliżonego do W-E skręcają na przedpolu w strefie masywu i przybierają kierunek SW-NE, więc zgodny z większością wyżej przedstawionych pomiarów. Autor ten uważa je za główne struktury kaledońskie, posylurskie i prawdopodobnie przedgórnodońskie (1968).

J. Oberc (1966a) natomiast przedstawia je jako struktury staroassyntyjskie tzw. gałęzi północnej (w stosunku do bloku sowiogórskiego), łączącej się z gałęzią śnieżnicką za pośrednictwem wergencji Jordanowa. Ku zachodowi, poza uskokiem sudeckim, struktury te mają się zanurzać pod paleozoik kaczawski. Zdaniem jego, w strefie masywu granitowego występują płaskie fałdy leżące o wergencji południowo-wschodniej. W innym opracowaniu (1966b) przyjmuje on istnienie partii fyllitów i szarogłazów ordowickich między Imbramowicami a Wądrożem Wielkim, które tektonicznie przedstawiają niewielką wiązkę fałdów zgodnych z kierunkami kaczawskimi.

Kierunki głównej lineacji tej części przedpola są również zgodne z kierunkami lineacji B₂ określonej przez W. Grocholskiego (1967) dla bloku sowiogórskiego. Jest ona tam związana z innymi kolejnymi dużymi ruchami fałdowymi, których autor ten bliżej nie precyzuje wiekowo. Zanotowany w nielicznych

punktach (podnóże Skalnika, okolice Krukowa i Tarnawy) drugi rodzaj lineacji (NW-SE), jak wynika z obserwacji, młodszej od B₁ i wykształconej jako drobny gufraż w partiach skalnych o niskiej kompetencji, mógłby być odpowiednikiem waryscyjskiej lub młododosaksońskiej lineacji B₃ (NS do NW-SE) wyróżnionej w Górach Kaczawskich przez H. Teisseyre'a.

Być może, że w obu regionach lineacje B₁ i B₃ są niezależnie od swego ułożenia przestrzennego ustawione do siebie pod zbliżonym kątem. Wtedy lineacja B₃ w stosunku do B₁ na przedpolu musi przybrać kierunek NW-SE. Takie założenie jest jednak zbyt techniczne, ponieważ w Górach Kaczawskich lineacja B₃ rotuje, zmieniając kierunek z N-S do NW-SE.

Przedstawiony w dużym skrócie litologiczno-petrograficzny opis skał najbliższej osłony masywu z podaniem elementarnych obserwacji tektonicznych nie może w tej formie wnieść wiele nowego do dotychczasowych, a ostatnio kontrowersyjnych poglądów na budowę geologiczną tej części przedpola Sudetów. Przede wszystkim nie dostarcza on podstaw do uzasadnionego rozstrzygnięcia wiekowych przynależności występujących tu zróżnicowanych serii skalnych. Skały z północno-zachodniej osłony masywu, będące wyraźnym przedłużeniem serii kaczawskich, i tak są obiektem o skomplikowanej budowie geologicznej, na co zwraca uwagę w swoich najnowszych opracowaniach H. Teisseyre. Tylko bardzo szczegółowe opracowanie petrologiczno-tektoniczne, a być może także stratygraficzno-paleontologiczne przy użyciu nowoczesnych metod badawczych może naświetlić bliżej niektóre zagadnienia. Petrologiczne badania stopnia metamorfozy regionalnej w strefie masywu i sąsiadujących Gór Kaczawskich oraz nałożonej na nią w pobliżu intruzji granitoidowej metamorfozy kontaktowej może dostarczyć pewnych uzasadnionych kryteriów do rozstrzygnięcia spornych problemów. Stanowi to następny etap prac autora.

Niektóre hipotezy i sugestie, które w związku z tymi zagadnieniami wyłoniły się w trakcie niniejszego opracowania, są podane w rozdziałach końcowych.

Na załączonej szkiecowej mapie (fig. 1) serie skalne osłony masywu przedstawione są w sposób zgeneralizowany, a na mapie odsłonięć (fig. 2) zaznaczone są krzyżkami bez numeracji tylko najważniejsze odkrywki wymienione w tekście.

4. OPISY PETROGRAFICZNE GRANITOIDU W WYDZIELONYCH REJONACH

W literaturze niemieckiej masyw granitowy był traktowany w zasadzie jako jedna intruzja w niedużym stopniu zróżnicowana petrograficznie. Wynikający z kilkunastu analiz chemicznych wzrost krzemionki w kierunku NW posłużył H. Cloosowi oprócz wielu kryteriów tektonicznych do wysunięcia hipotezy o kierunku intruzji, która jego zdaniem wdarła się między łupki a gnejsy, posuwając się od SE ku NW. Oprócz średnio- i gruboziarnistego najbardziej pospolitego w masywie granitu biotytowego z okolicy Strzegomia (miejscami z hornblendą), Goli lub Strze-

blowa wyróżniano dwuwyszczkowe odmiany z okolicy Mrowin, Gogołowa i Sobótki. Z tej ostatniej miejscowości wymieniana była jeszcze drobnoziarnista, obfitująca w granaty odmiana, występująca w pobliżu kontaktu z zasadowymi skałami z grupy górskiej Ślęży, określona przez L. Finckha (1928) jako aplitowa facja brzeżna. Za najbardziej odrębną odmianę uważany był tzw. drobnoziarnisty granit z Zimnika, który L. v. z. Mühlen (1926) potraktował jako ogniwo młodsze, co podważało jednolitość całej intruzji.

Ponieważ masyw granitowy zajmuje dzisiaj na

powierzchni pokażny obszar, więc w celu jego systematycznego opracowania podzielono w niniejszej pracy całość na 8 rejonów, które opisywane są w kolejności, posuwając się od SE ku NW. Podział na rejon² jest sztuczny i nie zależy od charakteru petrograficznego skały czy też od formy jej geologicznego występowania. Granice między poszczególnymi rejonami są umowne, wyznaczone najczęściej przez większe płaty utworów czwartorzędowych oddzielających kopułowate wystąpienia granitu. Systematyczny przegląd i opis próbek skalnych pozwolił na sklasyfikowanie i na wydzielenie petrograficznych odmian, które są zestawione w rozdziale 7 i zaznaczone na załączonej mapie. Odmiany uważane za starsze ogniwa opisane są w dalszych rozdziałach. Objętość opisów poszczególnych rejonów jest zwykle wprost proporcjonalna do ilości odsłoneń w nim występujących, więc do ilości zebranego materiału. Zostały uwzględnione powojenne opracowania H. Pendiassa, M. Borkowskiej oraz autora.

a) Rejon I — okolice Sobótki, Strzeblowa, Chwałkowa i Tąpadeł

W południowo-wschodniej części masywu, w okolicy Sobótki—Chwałkowa, granitoid jest szczegółowo opracowany petrograficznie (Majerowicz 1963). Na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych został tam wyróżniony granodioryt biotytowy, dwulityczkowy granit alkaliczny oraz alkaliczny granit o zmiennej strukturze. Dwie ostatnie odmiany tworzą strefę brzeżną intruzji, którą można prześledzić wzdłuż kontaktów z ortoamfibolitami oraz metagabrem na wzgórzach Ślęży³. W klasyfikacji Johannsena odmiany te należą do „sodaklazowych adamellitów” i „sodaklazowych” granodiorytów i ze strefy przykontaktowej przez zmianę składu chemicznego plagioklazów przechodzą stopniowo w granodioryt biotytowy. Część muskowitu w tych odmianach, w strefie przykontaktowej, ma charakter wtórny.

W Strzeblowie występuje (odsl. 52, 53, 54a, 58, częściowo 61) szczególnie leukokratyczna odmiana jasnej, prawie białej skały granitoidowej, eksploatowana od dziesiątków lat jako tzw. „skaleń”. Odmiana ta nie stanowi osobnej intruzji ani strefy zdyferencjowanej leukokratycznej magmy; lecz powstała w wyniku kataklazy i autometamorfozy niektórych partii alkalicznego granitu, miejscami granodiorytu. Odmiana ta jest szczególnie podatna na późniejsze procesy kaolinizacji. Ze względu na swoje petrograficzne cechy określona została jako metagranit alaskitowy.

² Podział na rejon oraz wymienienie w nich poszczególnych kamieniołomów lub innych odkrywek podyktowany był także względami praktycznymi. Masyw jest obiektem zainteresowania różnych specjalistów nauk geologicznych i przedsięwzięcia planujących wzmoczenie eksploatacji granitu, dla których podana w ten sposób regionalna charakterystyka petrograficzna może być bardziej przydatna.

³ Szczegółowa mapa odsłoneń okolicy Sobótki znajduje się w jednej z poprzednich prac autora (1963). W obecnym opracowaniu zaznaczono na mapie tylko ważniejsze odkrywki rejonu z zachowaną dawną numeracją, od której kolejno w kierunku NW znaczone są dalsze odsłoneńca granitoidu.

Granodioryt występujący w czynnych i zarzuconych kamieniołomach Strzeblowa i Chwałkowa (odsl. 57, 60, 61, 62, 67, 68, 69) jest skałą o barwie jasnoszarej, średnioziarnistej strukturze i miejscami zaznaczającej się teksturze kierunkowej, spowodowanej liniowym lub planarnym ułożeniem składników. W skład tej skały wchodzi: plagioklasy, kwarc, skałki potasowy, biotyt i chloryt. W podrzędnych ilościach występują: albit, serycyt, cyrkon, apatyt, epidot, klinozoiyzyt, allanit, tlenki żelaza, piryty, tytanit, muskowit, rutyl i granat.

Część plagioklazów wykazuje budowę pasową z zawartością w partiach jądrowych 33—31% An (miejscami 38%), a w obwódkach 26 do 14% An. Większość wykazuje 23—20% An w partiach jądrowych i 20—14% An w obwódcie. Występują nieliczne oligoklasy bez budowy pasowej o zawartości 14—12% An. W najbardziej zewnętrznych obwódkach plagioklazów ilość An może spadać poniżej 10%.

Duża część plagioklazów charakteryzuje się niejednorodnością budowy polegającej na korozji zasadowych jąder i obudowie bardziej kwaśną substancją obwódką, co prowadzi niekiedy do nieprawidłowego, mozaikowego lub plamistego obrazu mikroskopowego. Przypomina to struktury blastyczne i tak zostało częściowo przez autora potraktowane (1963). W bardziej zasadowych plagioklazach widoczne są produkty wtórne w postaci serycytu, klinozoiyzytu i epidotu. Minerale te występują także w towarzystwie chlorytu, w cienkich, nieregularnych żyłkach przecinających plagioklasy lub w drobnych interstycjach między nimi.

Skaleń potasowy jest mikroklinem ze zmienną ilością pertytów, w większości pertytów z odmieszania. Tylko sporadycznie, w niewielu miejscach wykształca kręte zrostów bliźniaczych.

Biotyt tworzy dwie odmiany różniące się schematem pleochroicznym w odcieniach: dla α słomkowożółta, γ ciemnobrunatna lub dla α żółtawa, γ cynamonowobrunatna. Minerale ten jest często resorbowany głównie przez plagioklasy, przy czym wydzielają się liczne produkty wtórne w postaci grudek magnetytu, bardzo drobnych kryształków rutylu oraz drobnych blaszek muskowitu lub wtórnego biotytu. Część biotytu jest schlorityzowana.

Kwarc często wykazuje zmiany dynamiczne i tworzy mozaikowe agregaty. W skale obecny jest myrmekit przedmikroklinalny, a sam mikroklin przejawia silną endoblastyczną działalność korozyjną względem plagioklazów a także miejscami względem kwarcu. Obserwuje się też w niektórych partiach skał proces albityzacji skalenia potasowego i niekiedy plagioklazów oraz obecność drobnych ilości myrmekitu pomikroklinalnego. Widoczne są też zjawiska mylonityzacji. Strefy takie są szczególnie dobrze widoczne megaskopowo w kamieniołomach położonych na N od wsi Chwałków (odsl. 57 i 60).

Smugowate zagęszczenie blaszek biotytu (szliry pokładowe w niemieckiej literaturze) uważane są za rozplynięte pozostałości pierwotnego stadium skały (miantyty K. Smulikowskiego), a ostro odcinające się enklawy, które w okolicy Strzeblowa i Chwałkowa mają skład mikrotonalitów biotytowych (fig. 3)

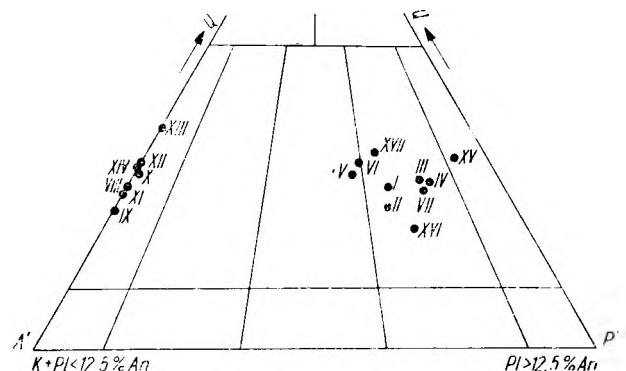


Fig. 3

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu I na podstawie analiz mikrometrycznych

Systematic occurrence site of the granitoid from region I based on micrometric analyses

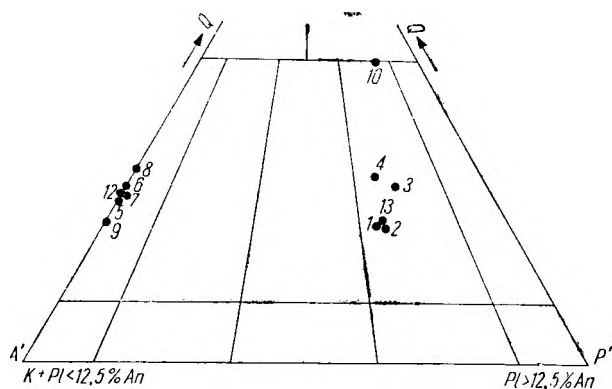


Fig. 4

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu I na podstawie analiz chemicznych

Systematic occurrence site of the granitoid from region I based on chemical analyses

za przekryształizowane ksenolity. Szczególnie dobrze wykształcone szliry pokładowe, jak też i ostro odgraniczające się okrągawe lub elipsoidalne enklawy, widoczne są na wschodniej ścianie dużego, czynnego kamieniołomu w Strzeblowie (odsł. 68).

Niektóre wyraźne tekstury kierunkowe zaznaczone na mapie w poprzedniej pracy autora potraktowane są szczegółowo w rozdziale 10.

Granit z niewielkiego wystąpienia koło Tapadeł (odsł. 144), gdzie pod przykryciem czwartorzędowym kontaktuje z serpentynitami i gabrem, należy do granitu alkalicznego o zmiennej strukturze (aplitowo-porfirówata), zawiera pewne ilości pierwotnego muskowitu i jest silnie skataklastyczny.

b) Rejon II — okolice Gogołowa i Wierzbna

W najbardziej ku południowi wysuniętej części masywu granit odślania się w jednym większym, nieczynnym kamieniołomie (odsł. 146, 147) oraz w kilku małych, także zarzuconych łomikach na NE od wsi Gogołów. Na S od tych odsłoneń występują gnejsy sowiogórskie koło Krzczonowa i Grodziszca oraz serpentynity należące do pasma Gór Kiełczyńskich. Na wschód notowane jest małe wystąpienie silnie dynamometamorficznie zmienionego gabra Sobótki⁴. Bezpośrednie kontakty tych skał z granitem są zakryte. Posuwając się w kierunku północnym granit odślania się jeszcze w małych wystąpieniach na W od wsi Wirki (odsł. 148, 149). Następne odsłoneńcia tego rejonu znajdują się w okolicy Wierzbna i Niegoszowa. Są to małe łomiki na SW i NE od tej ostatniej miejscowości, po wschodniej stronie doliny Bystrzycy (odsł. 150, 151, 152) oraz w jednym więk-

⁴ Na szkicowej mapie w pracy Z. Gajewskiego „Występowanie i własności magnezytów z masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów na tle budowy geologicznej obszaru” (w druku), wynika że wystąpienie to stanowi zakończenie klinowato wydłużonego gabra Ślęży, oddzielającego pod utworami luźnymi serpentynity od granitu, a nawet rozdzielającego fragment granitu z okolicy Tapadeł. Fragment ten stanowi więc duże odgałęzienie głównego masywu granitowego wciskającego się między obie starsze zasadowe skały (patrz mapa szkicowej fig. 1).

szym, także nieczynnym łomie we wsi Wierzbna (odsł. 154).

W pobliżu Gogołowa jest to średnioziarnisty granit dwulyszczykowy. W głównym łomie widoczna jest częściowo tekstura kierunkowa.

Plagioklasy (do 2,3 mm \varnothing) są stosunkowo dobrze wykształcone, chemicznie prawie jednorodne, miejscami ze słabo zaznaczającą się budową pasową o bardzo małym zróżnicowaniu chemicznym. Jądro (ok. 15% An) stopniowo przechodzi w szeroką obwódkę (11% An). W niektórych partiach nie spotyka się budowy pasowej i plagioklasy należą do bardzo kwaśnego oligoklastu lub albitu (10 do 12% An).

Skaleń potasowy nie wykształca siateczki bliźniaczej i wykazuje drobne żyłki pertytowe z odmieszania. Miejscami jest w minimalnym stopniu albityzowany i wykazuje dość silną endoblastyczną działalność względem plagioklastów, a miejscami także względem kwarcu. Widoczny jest liczny myrmekit.

Biotyt (α żółta, γ cynamonowobrunatna) tworzy blaszki do 2 mm \varnothing . Większe blaszki muskowitu mają cechy minerału pierwotnego, a mniejsze — występujące w plagioklastach oraz w postaci drobnych łusek przy biotycie — mają charakter wtórny, podobnie jak to zostało opisane w strefie przykontaktowej w grupie górskiej Ślęży. Ziarna *kwarcu* z reguły wykazują faliste znikanie światła i miejscami są zgranulowane w drobną mozaikę. Z minerałów pobocznych i akcesorycznych spotyka się *cyrkon*, *apatyt* i *tlenki żelaza*. M. Borkowska (1959) opisuje z tej partii granitu *monacyt*. Cechą charakterystyczną tego granitu są dość wyraźne zjawiska protoklasty (wygięcia lub pęknięcia i przesunięcia lametek bliźniaczych plagioklastów zabliznionych często endoblastycznie rozrastającym się skaleńcem potasowym) oraz zjawiska kataklazy, która dotknęła plagioklasy, skaleń potasowy, łyszczyki a także kwarc, który miejscami występuje w postaci zgranulowanej mozaiki.

Dalsze partie granitu z tego regionu z okolicy Wirek już megaskopowo wykazują mniejszą zawartość muskowitu oraz brak kierunkowych tekstur. *Plagioklasy* są bardziej zasadowe i wykazują wyraźną budowę pasową od 22% An w jądrze aż do 11—12% An w najbardziej zewnętrznej obwódkę. Miejscami zaznacza się też słaba rekurencja pasowa. Jądra są często zsercytyzowane, a część serycytu przekryształizowuje w muskowit. *Skaleń potasowy* tworzy miejscami większe fenokryształy (do 11 mm \varnothing) obejmujące pozostałe składniki. *Biotyt* tworzy blaszki nieco drobniejsze niż w Gogołowie, o takich samych własnościach optycznych, a muskowit ilościowo mu ustępuje. Widoczne są też słabe oznaki endoblastyzy skalenia potasowego oraz znacznie słabsze znamiona kataklazy.

W łomikach położonych na NW od wsi Niegoszów (odsł. 151, 152) granit jest bardziej drobnoziarnisty i ma częściowo strukturę porfirowatą, którą nadają jej skalenie, głównie potasowe, nieco większe niż w przeciętnym tle (do 1 cm \varnothing). Granit ten charakteryzuje się występowaniem pewnej ilości wtórnego *muskowitu* w postaci drobnych blaszek wzdłuż szczelin lupliwości skaleni lub też wypełniających nieprawidłowe żyłki w ich wnętrzu. *Plagioklasy* nie wykazują budowy pasowej i mają skład 11—12% An. Są dość silnie zsercytyzowane. Skaleń potasowy najczęściej karlsbadzko zbliźniaczony, z bardzo subtelnymi pertytami z odmieszania, tworzy duże kryształy obejmujące pozostałe składniki. Skała miejscami wykazuje cechy wtórnie zmienionej podobnymi procesami, jakie obserwowane były w Strzeblowie w „białym granicie”. Miejscami biotyt w niej zanika i pozostaje tylko muskowit.

Granit z okolicy Wierzbna jest granitem średnioziarnistym, w którym widoczne są miejscami partie z przewagą biotyty lub muskowitu. Miejscami występują partie wtórnie zmienione (zleukokratyzowane), a w takich widoczny jest tylko jasny łyszczyk.

Skała z nieczynnego stokowego łomu w tej wsi (odsł. 154) jak też i z wglębnego łomiku zalanego wodą jest granitem dwulyszczykowym, podobnym do opisanego w poprzednich odsłoneńciach. Pod mikroskopem większe plagioklasy wykazują słabo zaznaczającą się budowę pasową, w której centralne partie kryształów o zawartości ok. 15% An przechodzą stopniowo w kwaśniejsze obwódki o zawartości 12% An. Takie plagioklasy wykazują także nieprawidłowości w budowie, polegające na zaniku we wnętrzach kryształów lametek bliźnia-

czych lub na plamistym wygaszaniu światła. Większość plagioklazów ma jednak skład bardziej jednorodny o zawartości 12—13% An. Niektóre z nich wykazują miejscami bardzo lekkie wygięcie lametek bliźniaczych świadczące o słabych procesach protoklastycznych.

Skaleń potasowy z cienkimi perytami miejscami bardzo silnie koroduje plagioklaz, endoblastycznie wykształcając także obfity myrmekit. Muskowit ma tu charakter minerału pierwotnego i tworzy duże blaszki o idiomorficznych zarysach lub drobniejsze zrastające lub przerastające się z biotytem. Drobne ilości wtórnego *muskowitu* występują tylko w postaci cienkich wydłużonych blaszek w spēkaniach skaleni. *Biotyt* o pleochroizmie: α żółta, γ cynamonowobrunatna, zawiera liczne wrostki cyrkonu z polami pleochroicznymi. Tylko nieznaczna jego część jest schlorotyżowana. Część blaszek jest miejscami lekko wygięta podobnie jak część blaszek muskowitu. Oba łyszczyki tworzą niekiedy nawzajem w sobie wrostki ułożone poprzecznie lub ukośnie do łupliwości. Ksenomorficzny kwarc bardzo lekko faliście wygasza światło. Miejscami występuje on w charakterze składnika należącego do młodszej generacji, który tworzy mikropegmatytowe przerosty w skaleniu potasowym, rzadziej także w plagioklazie. *Apatyt* tworzy słupkowate drobne wrostki w biotycie lub też występuje w postaci nieforemnych, stosunkowo dużych ziarn w jasnych składnikach.

Pomimo stosunkowo niskiej zawartości An w plagioklazach, większość odmian granitu dwułyszczykowego z tego rejonu w systematyce K. Smulikowskiego należy do granitu monzonitowego, a nawet granodiorytu. Tylko odmiana z okolicy Niegoszowa, która zawiera stosunkowo jednorodne chemicznie plagioklasy o składzie albitu (ok. 12% An), należy do granitu alkalicznego, a w systematyce Johannsena do sodaklazowego adamellitu (fig. 5).

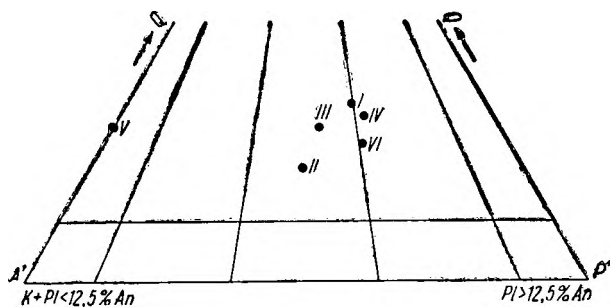


Fig. 5

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu II na podstawie analiz mikrometrycznych

Systematic occurrence site of the granitoid from region II based on micrometric analyses

c) Rejon III — okolice Goli i Gołaszyc

Około 1 km na S od wsi Gola istnieje duży, czynny kamieniołom granitu (odśł. 155) oraz kilka niewielkich odśnień tej skały przy polnych drogach między łomem a wsią Kraśków. Na SW od łomu granit został odśnieżony wkopami na wzgórzu o punkcie wysokościowym 198,0. W okolicy Gołaszyc granit występuje na dość dużym obszarze obejmującym wzgórze 206,8, gdzie tworzy kilka odśnień, z których najważniejszym jest czynny kamieniołom na SW stoku tego wzgórza (odśł. 157). W centralnej części

oraz po zachodniej stronie wzgórza znajdują się jeszcze 2 zarzucone łomiki. Około 2 km na W od tych wystąpień granit jest odśnieżony w małym łomiku przy drodze z Gołaszyc do Kalna (odśł. 158). Zalane i częściowo zasypane wyrobiska granitu skaolinizowanego znajdują się na S od wsi Gola (odśł. 156) oraz na S od wsi Kalno (odśł. 159).

Świeży, nie zmieniony granit z tego rejonu jest szarą skałą o średnioziarnistej strukturze; z łyszczyków zawiera tylko biotyt jako jedyny składnik ciemny. W czynnym kamieniołomie Goli można obserwować oprócz pegmatytów zawierających miejscami granaty także szliiry pokładowe (270/60N) oraz ciemne soczewkowane enklawy o wielkości dochodzącej do 80 cm długości i ok. 40 cm grubości.

Pod mikroskopem granit ujawnia hipautomorfowo-ziarnistą strukturę i zbitą bezkierunkową teksturę. *Plagioklasy* (do 6 mm \varnothing , przeciętnie ok. 2,5 mm) z pewną tendencją do automorfizmu wykazują przeważnie budowę pasową od zawartości 33—30% An w jądrach do 23—24% An w obwódce. Oprócz zbliżnięć albitowych spotyka się także mniej liczne zbliżnienia peryklinowe. W próbkach z wkopów, na W od łomu, obserwuje się plagioklasy o rekurencyjnej budowie pasowej (w granicach od 29 do 33% An, wyjątkowo do 40% An), częściowo o inwersyjnej budowie pasowej, gdzie najbardziej wewnętrzna część jądra ma skład ok. 28% An, a części zewnętrzne 33% An. Duża część plagioklazów jest prawie jednorodna, bez budowy pasowej, o składzie ok. 28% An (wkopy) lub 23 do 24% An (Gola, łom 155). Bardziej zasadowe plagioklasy, podobnie jak w granitoidzie ze Strzeblowa, wykazują nieprawidłowości w budowie, polegające na korodowaniu bardziej zasadowych partii jądrowych i odbudowaniu ich kwaśniejszymi partiami obwódki. Widoczna jest też miejscami kataklazowa powodująca zuskokowanie lub powyginanie lametek bliźniaczych. *Skaleń potasowy*, przeważnie ksenomorficzny z subtelnymi perytami z odmieszania, przejawia w różnym stopniu działalność korozyjną zwłaszcza względem drobniejszych, całkowicie zamkniętych w nim plagioklazów. Niektóre wyspowate fragmenty plagioklazów w skaleniu potasowym są nieco przesunięte względem siebie, co świadczy, że część procesów kataklazycznych mogła się odbyć przed endoblastezą skalenia potasowego. *Biotyt* (α słomkowożółta, γ ciemnobrunatna prawie czarna) występuje w postaci dużych, pojedynczych blaszek lub skupień blaszek drobniejszych. W partiach skorodowanych wydziela grudki tlenków żelaza, drobne igielki rutylu oraz nieco epidotu. Niektóre blaszki zamknięte w skaleniu potasowym wykazują protoklastyczne wygięcie. Nieduża część biotyty jest schlorotyżowana.

Kwarc jest dość mocno dynamicznie zaangażowany, tworząc przeważnie ksenomorficzne ziarna o falistym znikaniu światła, nie przekraczające rozmiarami skaleni. Spotyka się *allanit* w postaci automorficznych słupów (do 1,3 mm długości) wydłużonych najczęściej wzdłuż osi Z. Jest najczęściej dość silnie zizotropizowany i wykazuje tylko ślady budowy pasowej.

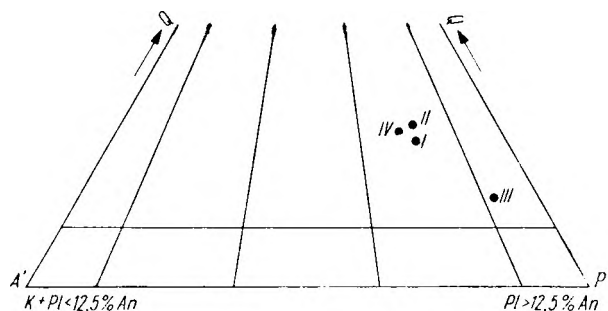


Fig. 6

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu III na podstawie analiz mikrometrycznych

Systematic occurrence site of the granitoid from region III based on micrometric analyses

W niektórych osobnikach obserwuje się słaby pleochroizm (α bladobrunatnawożółta, γ brunatnawa). Spotyka się dość liczny *tytanit* stowarzyszony z biotytem, często w postaci automorficznych kryształów o przekroju rombów (do 1,2 mm \varnothing). Miejscami towarzyszy mu ilmenit. *Tytanit* najobficiej występuje w próbkach pochodzących z wkopów. Słupki *cyrkonu* i *apatytu* widoczne są najwyraźniej w dużych blaszkach biotyty. *Apatyt* tworzy także czasem nieprawidłowe ziarna do 15 mm \varnothing .

Na podstawie analiz mikrometrycznych granitoid z tego rejonu należy zaliczyć wyłącznie do granodiorytu, a odmiana pochodząca z wkopu na wzgórzu 198,0 wypada nawet w polu tonalitów (fig. 6).

d) Rejon IV — okolice Siedlimowic, Mrowin i Żarowa

W rejonie tym znajduje się duże wystąpienie granitu, tworzące ciąg wzgórz o kierunku SE-NW, równoległe do drogi Siedlimowice—Mrowiny. Po lewej stronie szosy, bliżej Siedlimowic (wzgórze 226,8), granit odślania się w dwóch czynnych kamieniołomach (odst. 160, 161). Po prawej stronie szosy granit odślania się w trzech zarzuconych kamieniołomach oraz w kilku niewielkich odsłonięciach (odst. 163, 164 i 165). Odślania się również w dwu większych (odst. 162 i 166) i dwu mniejszych wyrobiskach na E i W od Żarowa, gdzie ze względu na duży stopień kaolinizacji był i jest eksploatowany na cele ceramiczne.

Megaskopowo jest to skała o zabarwieniu szarym lub wtórnym zabarwieniu żółtawym, droбно- lub średnioziarnistej strukturze i przeważnie zbitej, bezkierunkowej teksturze. Miejscami tylko, a zwłaszcza w łomie koło Mrowin (odst. 165) oraz w czynnym łomie w Siedlimowicach, widoczne bywa megaskopowo kierunkowe ułożenie składników. Ułożenie zbliżone do liniowego ma kierunek ok. 40/45 NE. Ten kierunek wykazują także małe soczewkowane szliry biotytowe do kilku centymetrów długości. Ogólnie występuje tu odmiana granitu dwulyszczykowego, w którym biotyt i muskowitz występują w zmiennych proporcjach. *Muskowitz* niekiedy tworzy pakietowe skupienia, gdzie blaszki osiągają ok. 1 cm \varnothing . Spotyka się także miejsca (Mrowiny, odst. 165), gdzie lyszczki zanikają i skała zbliża się swoim wyglądem do granitu aplitowego. W niektórych miejscach muskowitz wspólnie z biotytem tworzy niewielkie szlirowate skupienia (do kilku centymetrów długości). Niekiedy, a zwłaszcza w czynnym kamieniołomie w Siedlimowicach, widoczne są drobne (poniżej 1 mm \varnothing) ziarenka czerwonych granatów, podobnie jak w dwulyszczykowym granicie na zboczach grupy górskiej Ślęży. Granit ten wykazuje też podobne własności w obrazie mikroskopowym. Chodzi tu przede wszystkim o budowę i skład chemiczny *plagioklazów*. Ogólnie wykazują one dużą skłonność do automorfizmu, są przeważnie zbliżone do albitowo, karlsbadzko-albitowo i wyjątkowo peryklinowo. W niektórych odsłonięciach tego regionu (odst. 164, 160) są chemicznie jednorodne lub prawie jednorodne i należą do albitu, zawierając 10 do 11% An. W odsłonięciu w pobliżu Mrowin (odst. 165) większe osobniki wykazują niezbyt zróżnicowaną budowę pasową. Partie jądrowe mają skład kwaśnego oligoklazów, stopniowo przechodząc w albitową obwódkę. Tylko część plagioklazów z odsłonięcia leżącego przy skrzyżowaniu dróg Siedlimowice—Mrowiny i Pożarzysko—Nowy Żarów wykazuje ostro odcinającą się partię jądrową o nieprawidłowych zarysach i zawartości 24% An i albitową obwódkę (11—10% An). Niektóre plagioklazы na swych brzegach wykazują cienkie otoczki o jeszcze kwaśniejszym składzie (6—7% An). Takie plagioklazы o budowie pasowej wykazują także miejscami słabo zaznaczającą się rekurencję pasową a także niejednorodności w budowie, podobnie jak to było opisane w próbkach poprzednich, a w szczególności w granodiorycie ze Strzeblowa. Te niejednorodności podkreślone są procesami serycytyzacji,

które z reguły są intensywniejsze w bardziej zasadowych partiach plagioklazów. Widoczne są też miejscami ślady protoklazы (wygięcie lamelek) oraz słabej kataklazy (zuskokowanie). *Skała potasowa* zawsze bardziej ksenomorficzna od plagioklazów, o licznych zrosłych lub przerosłych zbliżeniach karlsbadzkich, miejscami tworzy większe osobniki, które nadają skałce charakter struktury porfirowatej. Duża część skałenia potasowego tworzy mniejsze osobniki wypełniające interstycje między pozostałymi składnikami. Zawierają one zwykle drobne przerosty pertytowe, a pod względem optycznym i chemicznym są niejednorodne, wykazując często chmurzyste wygaszenie światła. Tworzą one liczne przerosty myrmekitowe i bardzo rzadko wykazują nikiel ślady albityzacji. W wymienionym ciągu odsłoneń skał potasowych wykazuje endoblastyczną agresywność względem plagioklazów a także względem kwarcu. Korozja kwarcu jest miejscami bardzo głęboka i intensywna. *Biotyt* i *muskowitz* występują w zmieniających się ilościach. Miejscami biotyt dość wyraźnie przeważa nad muskowitzem. Spotyka się równoległe przerosty obu lyszczków. Biotyt (α żółtobrunatna, γ cynamonobrunatna) zawiera liczne cyrkonie z polami pleochroicznymi oraz miejscami drobne siateczki sagenitowe. Procesy wtórne prowadzą niekiedy do zaniku barwy i wydzielania drobnych grudek tlenków żelaza. Spotyka się także blaszki biotyty o barwie i pleochroizmie w odcieniach zielonawych (α żółtozielona, γ butelkowozielona). Nieduża część biotyty jest schlorotyżowana. *Muskowitz* występuje w postaci pierwotnych dużych blaszek (przekraczających rozmiarami blaszki biotyty) lub też w postaci skupień blaszek drobniejszych, które mogą być wtórne. Z akcesoriów widoczny jest *cyrkon*, *apatyt* oraz w niektórych miejscach (Siedlimowice) auto- lub hipautomorficzny *granat*.

Cechą charakterystyczną granitu tego rejonu oprócz występowania obu lyszczków jest przede wszystkim zmienność składu chemicznego plagioklazów, co różnicuje ich przynależność klasyfikacyjną. Jak wykazały analizy planimetryczne, jest to miejscami dwulyszczykowy granit alkaliczny, w którym plagioklazы należą do albitu (w systematyce K. Smulikowskiego poniżej 12,5% An), tworzący stopniowe przejście do granit

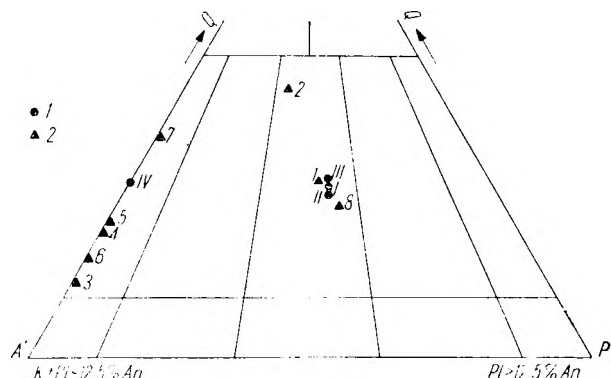


Fig. 7

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu IV na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych

1 — mikrometryczne, 2 — chemiczne

Systematic occurrence site of the granitoid from region IV based on micrometric and chemical analyses

1 — micrometric, 2 — chemical

monzonitowego (fig. 7), gdy plagioklazы, zwłaszcza w partiach jądrowych, wzbogacają się w anortyt. Alkaliczne odmiany w systematyce Johannsena należą do sodaklazowych adamelitów i częściowo do sodaklazowych granodiorytów (fig. 21 i 22). Cechy strukturalne, które należy podkreślić, to nieznaczna niejednorodność plagioklazów wyrażająca się nie tylko budową pasową (miejscami w małym stopniu rekurencyjną), lecz także zjawiskami korozji bardziej zasadowych jąder przez kwaśniejsze otoczki, podobnie jak w wielu innych miejscach masywu. Skałenie potasowe jest w zmiennym stopniu endoblastycznie agresywny.

Jeśli chodzi o skład mineralny, to jak wynika z powyższych opisów, ta odmiana skalna wykazuje duże podobieństwo do dwuwłzyczkowego granitu ze zboczy wzgórz Ślęzy, gdzie również przez stopniową zmianę składu chemicznego i budowy plagioklazów granit alkaliczny przechodzi w granodioryt.

Jeszcze większe podobieństwo do rejonu Sobótki—Strzeblowa wykazuje odmiana skaleniowej skały z okolicy Mrowin, udokumentowana na cele przemysłowe i opisana przez zespół pracowników Przedsiębiorstwa Geologicznego Surowców Skalnych z Krakowa (Kozłowski, Krassowski, Nurkiewicz, Znańska 1961). Mianowicie na NE od ciągu wzgórz równoległego do drogi Siedlimowice—Mrowiny natrafiono szybikami (patrz szkic i profil fig. 18) na skaleniowo-kwarcową skałę, w niektórych szybikach (szybik nr 2) przechodzącą stopniowo w typowy dla tego terenu granit dwuwłzyczkowy zarówno ku górze, jak i ku dołowi, tworząc pewną strefę na głębokości 5 do 13 m. Załączone krótkie opisy petrograficzne oraz 7 pełnych analiz chemicznych wskazuje na bardzo podobne procesy metasomatyczne jak w rejonie Strzeblowa (Majerowicz 1963). Jest to również strefa bardzo bliska kontaktu granitoidu z osłoną (łupki serycytowe), przy czym płaszczyzna kontaktowa w jednym z szybików (nr 3), jak podają autorzy, zapada ok. 20° ku NE i przy samym kontakcie granit pozbawiony jest także czynnych minerałów.

Analizy chemiczne są wykorzystane i zinterpretowane w niniejszej pracy. Z opisu wymienionych autorów wynika, że mikroklin ulega w różnym stopniu albityzacji aż do wykształcenia albitu szachownicowego. Albityzacji ulega także oligoklaz, który jest często skataklazowany. Powszechny jest proces serycytacji. Kwarc tworzy dwie generacje ziarn, z których jedna wygasza równomiernie, druga zaś tworzy pokataklastyczne mozaikowe agregaty. Autorzy różnią też dwie generacje muskowitu, z których młodszy powstał przez przeobrażenie skaleni. Zachowany w nie zmienionych partiach biotyt zmienia barwę od czerwobrunatnej do oliwkobrunatnej. Autorzy są zdania, że opisywana strefa skalna uległa wtórnym przeobrażeniom związanym z krążeniem roztworów wzbogaconych w sód, co doprowadziło do „feldspatyzacji” skały. To ostatnie określenie nie jest zbyt fortunne, gdyż jak wynika z podanej przez autorów procentowej zawartości plagioklazów (41,4%) oraz z przeliczonych obecnie przez autora niniejszego opracowania analiz chemicznych, skała nie wzbogaciła się w skalenie, lecz tylko ich skład chemiczny został zmieniony w toku wtórnych procesów. Te wtórne zmiany idą najprawdopodobniej w tym samym kierunku co zmiany w Strzeblowie, doprowadzając do utworzenia „białego granitu”, który został szczegółowo przeanalizowany i określony jako metagranit alaskitowy (Majerowicz 1963).

e) Rejon V — okolice Łazan i Jarosłowa - Granicznej

W tym rejonie granit odsłania się na płaskim wzgórzu (226) na N od Łazan w nieczynnym kamie-

niolomie (odst. 167), gdzie został opracowany i opisany łącznie z występującym tu starszym od niego tonalitem (rozd. 4a) oraz hornfelsowymi skałami osłony. Około 1,5 km na W od tego wzgórza znajdują się 3 małe zarzucone wyrobiska (odst. 168, 169 i 170), gdzie występuje zwietrzały granit i częściowo skały hornfelsowe. Dalej, oprócz 3 małych wystąpień (zwietrzelina) koło Pastuchowa i Skarżyc, granit odsłania się w kilku czynnych kamieniołomach w ciągu Wzgórz Jarosławskich (odst. 171, 172, 173 i 174) i na północno-zachodnim przedłużeniu tych wzgórz, gdzie najwyższy punkt stanowi wzgórze Skalnik określane dawniej także jako Góra Graniczna. W tym drugim ciągu wzgórz znajduje się jeden duży czynny łom „Graniczna” (odst. 178), obecnie odkryty na dużej przestrzeni i eksploatowany od strony północno-zachodniej, oraz 3 małe zarzucone łomiki (odst. 175, 176 i 177) a także kilka płaskich zwietrzałych skałek wychodzących na zboczach spod utworów czwartorzędowych.

Granitoid z Łazan kontaktujący ze skałami hornfelsowymi oraz tonalitem jest średnioziarnistą skałą, w której część skaleni ma większe wymiary od przeciętnego tła i nadaje skale charakter struktury porfirowatej. Podobnie średnioziarnistą i porfirowatą strukturę wykazuje granitoid występujący w kierunku północno-zachodnim, w kilku małych odsłonięciach, przez Wzgórze Jarosławskie aż do Góry Granicznej. Pod mikroskopem, jak większość odmian biotytowych, ma on strukturę hipautomorfowo-ziarnistą z tendencją do monzonitowej. Tekstura zbita, bezkierunkowa.

Plagioklasy tworzą osobniki hipidiomorficzne, rzadziej idiomorficzne, najczęściej o pokroju słupków, niekiedy ze skłonnością do wydłużenia wzdłuż osi *c*. Widoczne zbliżniaczenia albitowe, miejscami karlsbadzko-albitowe, także niekiedy peryklinowe oraz nieliczne manebachskie. Wykazują dość silnie zróżnicowaną budowę pasową, a także opisywane już uprzednio nieprawidłowości, polegające na korozji partii bardziej zasadowych i odbudowie substancją kwaśniejszą. Nasilenie tych procesów jest zmienne i miejscami prawie zanika. W Łazanach partie jądrowe są andezynami o składzie od 35 do 40% An, obwódki zaś o stopniowym i nieostrych przejściu mają skład w granicach kwaśnego andezynu i zasadowego oligoklazu (32—28% An). W małych odsłonięciach na NW od Łazan (odst. 168, 169, 170) zróżnicowanie jest nieco mniejsze. Partie jądrowe mają skład ok. 35—33% An, obwódka zaś 29—27% An. Spotyka się także mniejsze kryształy plagioklazów prawie bez budowy pasowej o składzie ok. 29% An. Jest to więc generacja późniejsza, która podobnie jak w opisanym granodiorycie strzeblowskim ma skład obwódki kryształów wykazujących budowę pasową. Na Wzgórzach Jarosławskich spotyka się także jednorodne kryształy nieco kwaśniejsze o składzie ok. 27% An, a obwódki kryształów o budowie pasowej (z jądrem do 33% An) mogą mieć skład 22—24% An). Spotyka się to głównie w odmianach granitu monzonitowego. Niektóre plagioklasy wykazują kilkakrotnie rekurencję budowy pasowej o stosunkowo mało zróżnicowanym chemizmie poszczególnych pasów. Niekiedy takie partie stanowią fragmenty starszych skorodowanych kryształów (patrz rozdz. 9). Najbardziej zewnętrzne wąskie obwódki mogą mieć skład albitu (9—7% An). Niektóre plagioklasy zawierają w partiach jądrowych produkty wtórnych przeobrażeń w postaci serycytu, rzadziej klinozoizytu lub epidotu. Sporadycznie spotyka się żyłki wypełnione minerałami chlorytowymi.

Skaleń potasowy tworzy przeważnie dość duże kryształy hipidio- lub ksenomorficzne, nadające skale megaskopowo widoczną porfirowatą strukturę. Często jednak wypełnia mniejsze lub większe interstycje między pozostałymi składnikami. Wykazuje przeważnie nikłe pertyty z odmieszania. Jego endoblastyczny korozyjny rozrost przejawia się w zmiennym stopniu. Podobnie w zmiennych ilościach wytwarza się myrmekit. Miejscami (Łazany i Wzgórze Jarosławskie) silnie atakuje plagioklasy

i dość często kwarc. Niekiedy poprzerastany jest młodszym kwarcem napisowym.

Kwarc tworzy zawsze ksenomorficzne ziarna względem biotytu i plagioklazów, miejscami częściowo automorficzne względem skalenia potasowego. Przeważnie lekko faliście wygasza światło. Miejscami tworzy mozaikowate skupienia pozazębianych ziarn.

Biotyt jest jedynym minerałem ciemnym. Tworzy dość mocno zróżnicowane pod względem wielkości blaszki o pleochroizmie w barwach dla α słomkowożółty, dla γ cynamonowobrunatny. Miejscami (w małych odsłonięciach na NW od Łazan) barwa dla α jest nieco ciemniejsza, brunatnożółta. Spotyka się miejscami blaszki lekko protoklastycznie wygięte. Miejscami spotyka się także nieduże skupienia drobniejszych blaszek biotytu, któremu towarzyszą większe ilości grudek tlenków żelaza. Nieduża część biotytu jest schlorotyżowana i procesowi temu, podobnie jak w innych częściach masywu, towarzyszy wydzielanie się drobnych wrzecionek *epidotu* i *titanitu* ułożonych zgodnie z łupliwością lyszczyku. Widoczne są też igielki lub pręciki *rutylu* oraz grudki *magnetytu*. W większych blaszkach widoczne są promieniotwórcze cyrkony oraz dość liczne igielki i pręciki *apatytu*. Apatyt występuje też niekiedy w postaci większych ziarenek w jasnych składnikach.

Granit w ciągu wzgórz na NW od szosy Strzegom — Jarosów, ciągnących się aż do Granicznej w zasadzie nie różni się od opisanego wyżej. Widoczne są w nim miejscami także bardzo słabe znamiona protoklazów i kataklazów, co zaznacza się lekkim wygięciem niektórych lametek bliźniaczych plagioklazów oraz wygięciem niektórych blaszek biotytu. Spotkać można także wygięte lub złamane większe igielki apatytu. Plagioklasy wykazują budowę pasową i większość z nich wykazuje duże nieprawidłowości w budowie, podobnie jak w opisanym szczegółowo granodiorycie ze Strzeblowa (Majerowicz 1963). Partie o jednakowej zawartości An mają różnie zatokowo skorodowane, nieprawidłowe zarosy, co miejscami daje obraz mozaiki. Widoczna jest korozja zasadowych jąder kwaśniejszą substancją wchodzącą w skład obwódki. Trudno niekiedy znaleźć przekroje, które pozwoliłyby konsekwentnie wycenić chemizm całego osobnika. Niektóre wykazują rekurencyjną budowę pasową o niewielkiej różnicy (do 2%) w zawartości An w poszczególnych pasach. Niektóre są częściowo zserycytywane a także częściowo zmienione procesami kaolinizacji. W niewielkich ilościach występuje też wtórny epidot lub klinozoizyt, chloryt lub muskowit. Chloryt układa się niekiedy równolegle w szczelinach łupliwości. Obserwuje się zbliżnienia albitowe, karlsbadzko-albitowe i rzadko wąskie lamelki peryklinowe. Jądra niektórych plagioklazów zawierają ok. 34—32% An, a obwódka przechodzi stopniowo od ok. 24 do 14 lub 12% An. Niektóre bardzo cienkie obwódki z wylugowania, zwłaszcza na granicy ze skałeniami potasowym, mają skład albitu (9—7% An). Niektóre plagioklasy o słabo zaznaczającej się budowie pasowej są kwaśniejsze, ich partie jądrowe zawierają 24—22% An, a obwódki 13—12% An aż do wąskich albitowych o zawartości 9—7% An.

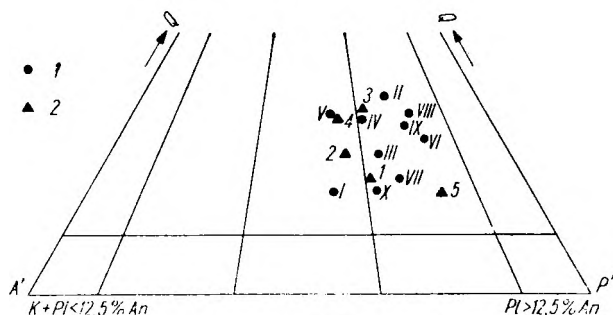


Fig. 8

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu V na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych

1 — mikrometryczne, 2 — chemiczne

Systematic occurrence site of the granitoid from region V based on micrometric and chemical analyses

1 — micrometric, 2 — chemical

Skaleń potasowy, którego kryształy znacznie rozmiarami przekraczają inne składniki (do 25 mm \varnothing), wykazuje bardzo drobne pertyty z odmieszania. W niektórych widoczny jest słabo zaznaczający się proces albityzacji. Wiele osobników wykazuje zbliżnienia karlsbadzkie.

Biotyt z dość licznymi wrostkami promieniotwórczych cyrkonów i jasnych igielek apatytu wykazuje pleochroizm w barwach dla α brunatnawożółtawy, dla γ czerwobrunatny. Część biotytu jest schlorotyżowana. Widoczne są poza tym produkty wtórne już wyżej opisane. Ksenomorficzny kwarc o zróżnicowanym pod względem wielkości ziarnie przeważnie faliście wygasza światło. *Magnetyt* w postaci nieregularnych grudek towarzyszy zwykle biotytowi i chlorytowi. *Allanit* występuje tu dość rzadko w postaci żółtawych, słupkowatych kryształów o słabo zaznaczającej się budowie pasowej, często w dużym stopniu zizotropizowanych.

Zmienna ilość skalenia potasowego w tym rejonie masywu granitowego powoduje jego przynależność w większości do granodiorytu (fig. 8) biotytowego (Łazany—Skalnik), częściowo zaś do granitu monzonitowego (Wzgórza Jaroszewskie).

f) Rejon VI — okolice Strzegomia, Grabiny, Żółkiewki i Goczałkowa

Rejon ten obejmuje część największego wypięcia granitu w masywie, ciągnącego się od Strzegomia do Paszowic. Jest to równocześnie teren najbardziej intensywnej eksploatacji tej skały i tu mieści się największa ilość kamieniołomów z całego masywu. Zachodnia granica wydzielonego w tym opracowaniu rejonu jest zupełnie umowna, gdyż wystąpienia granitu stanowią jeden ciąg nie rozdzielony, jak w poprzednich rejonach, większymi płacami młodych, luźnych utworów osadowych. Granica ta, wyznaczona wyłącznie dla rozdzielenia pokaznej ilości odkrywek tego dużego wystąpienia granitu, przebiega od zachodniego krańca wsi Żelazów, wkraczającego na duży obszar granitu, aż do płata osadów plejstocenijskich, na S od Rogoźnicy. W morfologii granit ten tworzy łagodne kopułowate wzgórza, pocięte nielicznymi dolinami.

Granit jest w kilku miejscach przebity młodym, trzeciorzędowym bazaltem, którego wystąpienia zaznaczają się w morfologii znacznie silniej. Tworzą one wzgórza na NW od Strzegomia (Góra Krzyżowa) i wzgórza na W i SW od niej oraz małe odizolowane wzgórza między Żelazowem a Żółkiewką. W największym wystąpieniu bazaltu, na NW od miasta, znajduje się eksploatowany obecnie kamieniołom.

Granit odkryty jest w licznych kamieniołomach, przeważnie czynnych. Najbliżej miasta znajdują się dwa łomy: nieczynny (odsł. 179) obok basenu kąpielowego na N od miasta między drogami prowadzącymi do Granicznej i do Wieśnicy, a drugi czynny na W od miasta przy drodze do Żółkiewki (odsł. 180). Większe zgrupowanie łomów znajduje się między Strzegomiem a Żółkiewką, dokładniej między drogą z Grabiny do Żelazna a drogą ze Strzegomia do Żółkiewki. Są tam obecnie 4 łomy (odsł. 181, 182, 183 i 184), z których większe powstały przez połączenie pierwotnie mniejszych oddzielonych wyrobisk. Na N

od Żelazowa znajdują się dwa bardzo małe sztuczne odślonięcia na zboczach wzgórza 273,1.

Drugie zgrupowanie łomów znajduje się w okolicy Grabiny, gdzie znajdują się 4 większe łomy (odśl. 185, 186, 187, 188) oraz 1 mały (odśl. 189). Mały odizolowany łomik znajduje się jeszcze na S od Żółkiewki (odśl. 190). W północnej części rejonu, w wyższej partii kopułowych wzgórz (Gęsie Góry), znajduje się 1 niewielki czynny kamieniołom (odśl. 191) oraz 3 małe nieczynne, po prawej stronie drogi prowadzącej z Wieśnicy do Rogoźnicy (odśl. 192, 193 i 194). Należy podkreślić, że w rejonie tym występuje drobnoziarnisty, odrębny wiekowo granitoid, określane jako drobnoziarnisty granit z Zimnika (odśl. 191 i częściowo 190), któremu poświęcono jest rozdział 6. W granicie występują tu miejscami ciemnoszare enklawy o drobnoziarnistej strukturze oraz bardzo liczne żyły i druzdy pegmatytowe (rozd. 9). Jeśli chodzi o te ostatnie, to właśnie ten rejon jest terenem ich najobfitszych wystąpień w całym masywie.

Przeciętny granit tego rejonu jest szarą skałą, miejscami o nierówno ziarnistej średnio- i gruboziarnistej strukturze i prawie zupełnie bezkierunkowej teksturze. W większości wystąpień część skaleni przybiera większe rozmiary od tła (do 2—2,5 cm \varnothing), co nadaje skale charakter struktury porfirowatej. Miejscami te skalenie wykazują częściowo własne kształty. W niektórych partiach granitu przybierają one żółtawą lub cielistoróżową barwę. W wielu miejscach już megaskopowo można dostrzec oprócz biotyty nieliczne, czarne, krótkie słupki hornblendy (przeciętnie 3—6 mm długości). W niektórych łomach (odśl. 179 i 185) widać wtórne zmiany spowodowane intensywniejszymi procesami pomagmowymi (rozd. 10) i wtedy często skalenie przybierają różową barwę, a tło skalne barwę zielonawą.

W mikroskopie widać, że plagioklasy w próbkach ze Strzegomia tworzą hipidiomorficzne, miejscami prawie idiomorficzne kryształy, często słupkowo wydłużone wzdłuż osi Z lub tabliczkowo spłaszczone według (010). Widoczne są zbliżnienia albitowe, karlsbadzko-albitowe (niekiedy przerosłe) miejscami z drobnymi listewkami peryklinowymi. Większość wykazuje budowę pasową o dość silnie zróżnicowanym chemizmie. Zarówno duże hipidiomorficzne osobniki, jak też niektóre małe prawie automorficzne często zamknięte w skaleniach potasowych, wykazują w partiach jądrowych ok. 34—32% An. Jądra te miejscami wyraźnie i ostro oddzielają się, miejscami zaś przechodzą bardziej stopniowo w obwódkę. Obwódki te mają skład od 24 do 22% lub też do 18% An i najczęściej przechodzą stopniowo do albitu (12—8% An). Miejscami, a zwłaszcza na kontakcie ze skalaniem potasowym obwódka jest wylugowana z Ca i zawartość An spada do 5% a nawet mniej. W partiach jądrowych spotyka się często rekurencyjną budowę pasową, przy czym poszczególne pasy są bardzo wąskie i nieznacznie różnią się składem chemicznym (różnice 2—3% An).

Plagioklasy z łomu w Goczałkowie w zasadzie nie różnią się od omówionych składem, pokrojem ani budową. Spotyka się tam częściej plagioklasy prawie chemicznie jednorodne, bez budowy pasowej (lub bardzo słabej) o zawartości ok. 26% An, więc zbliżonej do składu obwódek plagioklazów z budową pasową. Mają one tylko bardzo wąską obwódkę albitową (ok. 7% An).

Plagioklasy z Żółkiewki wykazują podobną budowę i skład. Najbardziej zasadowe jądra dochodzą do 35% zawartości An. Niekiedy mają dość wyraźne prostokątne zarysy i wykazują także rekurencyjną budowę pasową, przy czym różnica w che-

mizmie poszczególnych pasów nie przekracza 3%. Niektóre jądra są bardziej ubogie w wapń, wykazują zawartość 29% An. Szerokie obwódki mają 25—24% An i przechodzą niekiedy dość gwałtownie, niekiedy stopniowo w albit (12—10% An). Podobnie jak w wyżej opisanych, wąskie, najbardziej zewnętrzne obwódki mogą być prawie czystym albitem (7—5% An). Spotyka się także nieliczne plagioklasy bez budowy pasowej, jednorodne o zawartości ok. 24% An.

Podobne własności wykazują także plagioklasy z kamieniołomów w Grabinie. Partie jądrowe mają 33—31% An (maksymalnie 36%), następnie przeważnie szerokie obwódki o zawartości 26—24% An, które zwykle stopniowo przechodzą w bardziej kwaśną obwódkę (ok. 12% An). Niektóre zasadowe jądra (36% An) dość ostro odcinają się od kwaśnej, szerokiej obwódki. Najkwaśniejsze wąskie obrzeżenia mogą również mieć skład prawie czystego albitu. Wyjątkowo spotyka się małe jednorodne plagioklasy o składzie albitu (11—10% An). Duża część plagioklazów wykazuje różne nieprawidłowości w budowie, polegające na zatokowej korozji zasadowych jąder i zbliżnianiu kwaśniejszą substancją obwódek, co zostało już wielokrotnie zanotowane w poprzednich opisach. Spotyka się także w wielu plagioklazach liczne produkty wtórne w postaci drobnych ziarn klinozoytu, epidotów lub serycytu a także chlorytu. Epidot i chloryt występują też na zewnątrz ziarn w drobnych interstycjach. Stopień tych wtórnych przemian jest bardzo różny. W jednej płytce cienkiej spotyka się niekiedy bardzo silnie zmienione plagioklasy obok prawie zupełnie świeżych. Proces ten szczególnie jest nasilony w łomach Grabiny i Żółkiewki.

Skaleń potasowy w granicie tego rejonu tworzy przeważnie duże kryształy dobrze makroskopowo widoczne (do 2,2 cm \varnothing), często zamykające w sobie pozostałe składniki. Oprócz tego występuje także w postaci mniejszych ksenomorficznych kryształów między plagioklazami. Jest to często pertytowy mikroklon, chociaż prawie nigdzie nie wykształca charakterystycznej kręteczki zrostów bliźniaczych. Wrostki pertytowe są bardzo wąskie, gęsto ułożone i niekiedy idealnie równoległe. W wielu miejscach jest w różnym, przeważnie minimalnym stopniu albityzowany. Tworzą się wtedy znacznie szersze i o nierównej grubości żyłki albitowe polisyntetycznie zbliżnione lub miejscami małe okienka albitowe, w których można dokonać pomiaru składu chemicznego. Zawartość An wynosi w nich przeciętnie 7—8%. Podobnie jak w wielu poprzednio opisanych wystąpieniach skałek potasowy silnie koroduje plagioklasy, a miejscami także i kwarc. Na granicy z plagioklazami powoduje tworzenie się dość obfitego myrmekitu, który miejscami następnie jest przezeń także korodowany. Spotyka się miejsca, gdzie jest wyraźnie ksenomorficzny względem kwarcu. Większe kryształy skalenia potasowego przylegające do siebie mają w wielu miejscach wąskie albitowe obrzeżenia. Ten albit jest także miejscami zbliżniaczony i niekiedy łączy się z okienkami albitowymi we wnętrzach kryształu. Jest nieco od nich kwaśniejszy (ok. 6—5% An).

Kwarc przeważnie tworzy ksenomorficzne ziarna o zmiennej wielkości często skupione w agregaty (do 6 mm \varnothing). Duża jego część faliście wygasza światło. Miejscami zgranulowany jest w drobną mozaikę. Niekiedy względem skalenia potasowego wykształca własne formy. Najmłodszy kwarc występuje niekiedy w postaci napisowych przerosłów, głównie w skaleniu potasowym, oraz w postaci żyłek między ziarnami.

Biotyt jako przeważający składnik ciemny tworzy przeważnie grube, prawie czarne blaszki o pleochroizmie α słomkowo-żółta, γ ciemnobrunatna. Blaszkki zawierają dość liczne i zmienne ilości wzrostków promieniotwórczych cyrkonów. Miejscami jest częściowo zmieniony z zachowaniem słabego pleochroizmu i nieco niższych od przeciętnych barw interferencyjnych. Miejscami jest silnie schlorytyzowany i wykazuje zabarwienie od barwy brunatnożółtej do ciemnosoczystozielonej. Anomalne barwy interferencyjne oraz inne własności wskazują, że jest to pennin. W procesie chlorytyzacji wydzielają się liczne produkty wtórne, jak: *epidot* (miejscami o składzie pistacytu), *tytanit* w postaci wydłużonych zgodnie z łupliwością agregatów, *grudki tlenków żelaza* i niewielkie ilości brunatnego *rutylu*. Spotyka się także w interstycjach niewielkie ilości sferolitycznego chlorytu.

Hornblenda występuje w zmiennych na ogół, niewielkich ilościach i zwykle tworzy słupki skłonne do wykształcenia nie tylko ścian słupa, lecz także ścianek terminalnych. Wykazują

zblźniczenia, miejscami wielokrotne. Niekiedy jest zatokowo skorodowana. Wykazuje pleochroizm w barwach dla α brunatno-żółtawy, dla γ ciemnozielony. Barwy te zmieniają swoje odcienie niekiedy nawet w jednym osobniku (γ ciemnosoczystozielona, oliwkowozielona, brunatnawozielona) kąt Z/γ wynosi 18° . Dwojłotność 0,021. Na wielu kryształach widoczna jest biotytyzacja miejscami krystalograficznie zorientowana, z zachowaniem zgodności kierunków łupliwości obu minerałów. Proces biotytyzacji w wielu osobnikach zaczyna się w szczelinach łupliwości hornblendy. Spotyka się też skupienia drobnych blaszek biotyty przerastających się ze sobą jak również z niewielką ilością składników jasnych. Całe skupienie ma wydłużoną formę i stanowi pseudomorfozę po słupek hornblendy. Szczególnie widoczne jest to na zbiotytowanym słupek hornblendy przeciętym prostopadłe do osi Z (pl. XVI, fot. 1). Część tego biotyty uległa z kolei procesowi chlorytyzacji. Z minerałów pobocznych wymienić należy *allanit*, który stowarzyszony jest z biotytem lub miejscami tworzy wzrostki w hornblendzie. Wykazuje on ślady budowy pasowej i jest niekiedy zblźniczony. Barwa jego jest żółta do brunatnej zależnie od stopnia wtórnych przemian prowadzących do izotropizacji. Pleochroizm zaznacza się słabo w barwach od żółtawej (α) do brunatno-żółtej (γ); w towarzyszącym mu biotyocie wytwarza silne pola pleochroiczne. W biotyocie widoczne są dość liczne, niekiedy dobrze wykształcone, drobne, zwykle słupkowate ziarna *cyrkonu* oraz ziarna, słupki, lub pręciki *apatytu*. Minerale te również stanowią wzrostki w minerałach jasnych.

Tytanit występuje rzadko, tworząc niewielkie kryształy o prawie własnych kształtach. W drobnych ilościach powstaje przy wtórnych zmianach minerałów ciemnych. *Magnetyt* o własnych kształtach spotyka się również rzadko. Przeważnie występuje w postaci grudkowatych ziarn przy wtórnych zmianach biotyty i hornblendy.

Z minerałów wtórnych występują wymienione już minerale z grupy epidotu: klinozoyt, epidot oraz jego silnie żelazista odmiana — pistacyt. Ten ostatni wykazuje pleochroizm w odcieniach od żółtej (α) do żółtozielonawej (γ). Oprócz chlorytu powstałego wtórnie z biotyty spotyka się także między ziarnami głównych składników sferolityczne skupienia drobnych łusek tego minerału o anomalnych, atramentowych barwach interferencyjnych.

Sporadycznie można natrafić na ksenomorficzne kryształki fluorytu, a jeszcze rzadziej prehnitu, w postaci tabliczkowatych kryształów tworzących interstycjalne, wachlarzowate skupienia o częściowo anomalnych barwach interferencyjnych.

Analizy planimetryczne, jak też częściowo chemiczne, wykazują przynależność granitu z tego rejonu wyłącznie do granitu monzonitowego, a niektóre próbki zblźniają się składem do granitu właściwego (fig. 9).

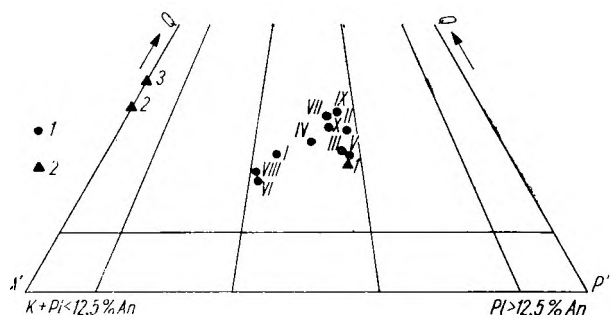


Fig. 9

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu VI na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych

1 — mikrometryczne, 2 — chemiczne

Systematic occurrence site of the granitoid from region VI based on micrometric and chemical analyses

1 — micrometric, 2 — chemical

g) Rejon VII — okolice Kostrzy, Borowa, Gniewkowa, Zimnika i Rogoźnicy

Rejon ten obejmuje drugą, mniejszą część największego przypowierzchniowego wystąpienia granitu w masywie. Zachodnią granicę stanowi południkowo przebiegająca dolina, ciągnąca się od Gniewkowa w kierunku na Siekierzyce. Po jej zachodniej stronie biegnie tor kolejowy Roztoka—Jawor. Rejon stanowi dalszy ciąg kopułowatych wzgórz ciągnących się od Goczałkowa w kierunku zachodnim. Płaty osadów plejstocenijskich wkraczają na duże obszary podłoża granitowego.

I tu również znajduje się pokaźna ilość kamieniołomów przeważnie czynnych. Największe ich zgrupowanie znajduje się wokół wsi Kostrza oraz na terenie leżącym między tą wsią a wsią Borów (odsłonięcia: 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211). Trzy bardziej odizolowane od tego zgrupowania łomy znajdują się na NE od Gniewkowa (odsł. 212, 213, 214). Trzy kamieniołomy znajdują się na S i W od Zimnika (odsł. 215, 216 i 217), a 4 kamieniołomy mieszczą się na SW od Rogoźnicy (odsł. 195, 196, 197, 198). Duży łom z zakładem przerobczym na SW od Zimnika, przy drodze do Kostrzy, obok byłego obozu koncentracyjnego Gross Rosen jest w chwili obecnej powiększony. W łomach mieszczących się na S od Rogoźnicy (odsł. 196, 197, 198) oraz w łomach usytuowanych na S od Zimnika (odsł. 216, 217), a także częściowo na W od Zimnika (odsł. 215), występują 2 rodzaje granitu: średnio względnie częściowo gruboziarnisty typowy dla tego terenu granit strzegomski oraz drobnoziarnisty granit, który od miejscowości Zimnik uzyskał nazwę drobnoziarnistego granitu z Zimnika. Ta druga odmiana jest szczegółowo opisana w rozdziale 5.

Typowy granit tego rejonu nie różni się megaskopowo od granitu opisanego w rejonie VI. Jest to również skała o barwie jasnoszarej, miejscami o średnioziarnistej strukturze, miejscami o nierównym ziarnie i strukturze średnio- i gruboziarnistej. W niektórych wystąpieniach hipautomorficzne skalenie (do 2 a nawet 2,5 cm \varnothing), występujące w średnioziarnistym tle, nadają skale charakter struktury porfirowatej. Specjalna odmiana o strukturze bardzo wyraźnie nierównościarnistej (średnio- i drobnoziarnistej) występuje tylko w łomie usytuowanym na W od Zimnika (odsł. 215), co również jest szerzej opisane w rozdziale 5. Megaskopowo zauważyć można, że oprócz biotyty występują również na ogół nieliczne słupki (ok. 3—8 mm długości) czarnej hornblendy. Tylko w niektórych łomach na NE od Gniewkowa (odsł. 212 i 213) występują większe, szlirowate nagromadzenia tego minerału. Jego słupki mogą dochodzić do kilkunastu milimetrów długości.

Obrazy mikroskopowe granitu z tego rejonu pokrywają się z dotychczas opisywanymi odmianami. Z okolicy Kostrzy, gdzie grupuje się największa ilość kamieniołomów (odsł. 202, 205, 209, 210, 203, 208), przeciętny granit wykazuje pod mikroskopem strukturę hipautomorfowo-ziarnistą z tendencją do monzonitowej i teksturą zbitą, bezkierunkową.

Plagioklasy o wymiarach dochodzących do 4 mm \varnothing (przec. ok. 2 mm) z częstą skłonnością do automorfizmu wykazują zbliżniaczenia albitowe, karlsbadzko-albitowe i miejscami nieliczne zbliżniaczenia peryklinowe. Budowa pasowa i zmienność składu chemicznego jest bardzo podobna jak w rejonach poprzednich. Najbardziej chemicznie niejednorodne zawierają w partiach jądrowych, wykazujących często automorficzne zarysy, 34—33% An. Partie te miejscami ostro, miejscami zaś bardziej stopniowo przechodzą w grubą obwódkę o zawartości 24—15% An, a następnie w cieńszą o zawartości 12—11% An. Na niektórych osobnikach bardzo cienki rąbek brzeżny może wykazywać zawartość ok. 6% An, a nawet mniej. Niektóre plagioklasy mają wewnętrzną grubą obwódkę bardziej kwaśną o przeciętnym składzie ok. 15% An, która ku brzegom przechodzi w albit (12—6% An). Niektóre wąskie obreżenia plagioklazów a zwłaszcza tych, które stanowią wrostki w skaleniu potasowym, mają niekiedy jeszcze mniejszą zawartość An i są prawie czystym albitem. Rzadko spotkać można plagioklasy, których bardzo małe jądra o zarysach prawidłowych mają zawartość do 38% An. Część plagioklazów wykazuje w partiach jądrowych rekurencyjną budowę pasową, przy czym różnica w chemizmie przyległych pasów jest niewielka i wynosi przeciętnie 2—3% An.

Podobnie jak w próbkach uprzednio opisanych rejonów widoczne są nieprawidłowości w chemizmie jądrowych partii plagioklazów wywołane zatokową korozją jąder przez kwaśniejszą substancję obwódek. Niekiedy wewnętrzne zasadowe partie plagioklazów są w przekroju szliflu rozczłonkowane i otoczone kwaśniejszą substancją o składzie bardziej zewnętrznych obwódek. Lamelki bliźniacze są wtedy w takich osobnikach bardzo niekonsekwentne i kryształ ma nieprawidłową, mozaikową lub plamistą budowę, o zróżnicowanym składzie chemicznym. Druga generacja plagioklazów o kwaśniejszym składzie występuje w granicy tego rejonu w nieco większych ilościach. Spotyka się plagioklasy prawie automorficzne, które w partiach jądrowych zawierają 26—24% An, a szeroka obwódka przechodzi stopniowo aż do 11% An. Istnieją także kryształy o bardzo słabo zaznaczającej się budowie pasowej i składzie 16—14% An. Najmłodsza generacja, podobnie jak w uprzednio opisanych rejonach, stanowią plagioklasy chemicznie jednorodne, bez budowy pasowej, o zawartości ok. 12% An. Mogą one również mieć cienkie obwódki zewnętrzne, zbudowane prawie z czystego albitu (ok. 6% An). Godne uwagi jest to, że wrostkami w skaleniu potasowym mogą być zarówno zasadowe plagioklasy o budowie pasowej, jak też kwaśne, prawie jednorodne chemicznie. Spotyka się też miejsca, w których plagioklasy zmieniły swój skład chemiczny i zróżnicowały się mineralnie, wydzielając dość pokażne ilości drobnych kryształków klinozoizytu lub epidotu, podobnie jak w rejonie VI, w łomach Grabiny i Żółkiewki.

Skaleń potasowy tworzy kryształy miejscami znacznie większe od przeciętnego tła (do 2—2,5 cm \varnothing), nadające skale charakter struktury porfirowatej. Jest to mikroklin (rozdział 8), chociaż nigdzie nie wykształca krataczki wzrostów bliźniaczych. Te duże kryształy mają zarysy kryptoautomorficzne lub niekiedy automorficzne, gdy tymczasem drobniejsze wykazują ksenomorfizm nie tylko względem plagioklazów, lecz także często względem kwarcu. Liczny i bardzo gęsty system równoległych żyłek stanowią wrostki pertytowe z odmieszania, najczęściej zgodne z łupliwością murchisonitową. Oprócz nich występują także dość liczne infiltracyjne przerosty pertytowe o nieprawidłowych kształtach, przeważnie gęsto albitowo zbliżniaczone. Proces albityzacji skalenia potasowego zaznacza się tu nieco intensywniej niż w rejonie poprzednim. Widoczne są miejscami większe plamy i okienka albitowe, polisyntetycznie zbliżniaczone, o zawartości ok. 7—6% An. W minimalnym stopniu albityzowane są także plagioklasy zwłaszcza te, które stanowią wrostki w skaleniu potasowym. Skaleń potasowy koroduje w wielu miejscach plagioklasy, a miejscami także kwarc, podobnie jak w wielu innych miejscach masywu. W plagioklazach, na granicy ze skaleniem potasowym dość licznie występuje myrmekit. Między ziarnami skalenia potasowego spotyka się często żyłki lub drobne ksenomorficzne kryształki zbudowane z albitu.

Kwarc tworzy ziarna o zmiennej wielkości i o różnym kształcie. Tylko w niewielu miejscach jest częściowo automorficzny względem skalenia potasowego. Duża część ziarn faliście wygasza światło lub jest zgranulowana w drobną mozaikę.

Najmłodsza generacja kwarcu tworzy przerosty napisowe głównie w skaleniu potasowym.

Biotyt jest głównym składnikiem ciemnym i tworzy przeważnie krótkie blaszki o pleochroizmie dla α słomkowożółta, dla γ ciemnobrunatna, prawie czarna. Miejscami występują skupienia drobnych blaszek tego minerału będących produktem przemiany hornblendy. Część biotyty ulega procesowi chlorytyzacji przy wydzielaniu produktów wtórnych w postaci *tytanitu*, epidotu, magnetytu i minimalnej ilości *rutylu*. *Chloryt* ma własności penninu i przeważnie wykazuje anomalne niebieskawo-barwy interferencyjne.

Hornblenda występuje w niewielkich ilościach i w wielu miejscach wykazuje wtórne zmiany. W niezmiennym lub słabo zmienionym stanie tworzy krótkie słupki, z których mniejsze są niekiedy bardziej wydłużone. Wykształca przeważnie tylko ściany słupa bez prawidłowych zakończeń. Wykazuje pleochroizm w barwach dla α żółty, dla γ zielony ze zmiennymi odcieniami (ciemnozielona, oliwkowozielona, soczysto zielona); kąt Z/γ wynosi ok. 19°. Dwojłomność: 0,022. Hornblenda ta w wielu miejscach przeobraża się w biotyt, tworzący większe blaszki o określonej względem niej orientacji optycznej albo też skupienia drobniejszych blaszek, beładnie ułożonych i poprzestanych z niedużą ilością jasnych składników. Ten wtórny biotyt jest w wielu miejscach chlorytyzowany. Po niektórych kryształach hornblendy pozostały pseudomorfozy zbudowane z drobnych blaszek biotyty, chloryty, epidotu, tlenków żelaza a także niewielkich ilości drobnych plagioklazów i łusek muskowitu (pl. XV, fot. 5).

Dość często spotyka się kryształy allanitu niekiedy o automorficznych zarysach w postaci słupków dochodzących do 1,5 mm długości przy ok. 0,25 mm grubości. Niektóre tworzą wrostki w biotycie lub hornblendzie. Przeważnie mają one żółtawobrunatnawe lub czerwonawobrunatnawe barwy i ślady budowy pasowej. Przeważnie są w dużym stopniu zizotropizowane i wykazują anomalne żółtawozielonawe barwy interferencyjne. Niektóre kryształy obrośnięte są *epidotem* lub *klinozoizytem*. Oba te minerały spotyka się często jako wtórne produkty biotytyzacji hornblendy lub chlorytyzacji biotyty. W podobnej sytuacji występują także drobne wrzecionkowate agregaty *tytanitu* ułożone przeważnie zgodnie z łupliwością, chlorytu lub minimalne ilości czerwonobrunatnego rutylu. *Cyrkon* występuje najczęściej jako wrostki w biotycie, rzadziej w hornblendzie lub minerałach jasnych. Podobnie występują ziarna, słupki lub pręciki *apatytu*. Sporadycznie spotyka się ksenomorficzne kryształki fluorytu.

Granit z łomów Rogoźnicy i Zimnika strukturalnie i teksturalnie nie różni się od wyżej opisanego. Jeśli chodzi o skład mineralny, to jak wynika z planimetrycznych analiz, w granicy z Rogoźnicy (odst. 195) spotyka się bardzo drobne ilości hornblendy, gdy w granicy z Zimnika (odst. 196, 197, 217) obecność hornblendy w zbadanych szlifach nie została stwierdzona. Spotyka się tylko co najwyżej pseudomorfozy po niej zbudowane z blaszek biotyty o dość zróżnicowanej wielkości, często przerażających się ze sobą i niekiedy sitowo poprzestanych składnikami jasnymi, szczególnie kwarcem.

Jeśli chodzi o *plagioklasy*, to można podkreślić, że większość z nich jest mniej zróżnicowana chemicznie i na ogół kwaśniejsza. Partie jądrowe mają ok. 25—20% An, dalej występuje gruba obwódka o zawartości 15—11% An, która przechodzić może w obwódkę o zmiennej grubości jeszcze kwaśniejszą, gdzie (zwłaszcza na granicy ze skaleniem potasowym) zawartość An może spadać do ok. 5%. Występują także plagioklasy kwaśniejsze o nieostrych, rozmytych partiach jądrowych, które także mają bardzo kwaśne obwódki. Rzadziej spotyka się plagioklasy o bardziej zróżnicowanym składzie chemicznym i budowie pasowej, niekiedy rekurencyjnej z zawartością ok. 32% An w partiach jądrowych i przeważnie stopniowo zmieniającą się kwaśną obwódkę aż do zawartości ok. 11% An. Zwykle takie osobniki mają miejscami nieprawidłowe, skorodowane jądra pokryte często serycytem, klinozoizytem i epidotem. Drobne, jednorodne plagioklasy o składzie albitowych obwódek (10—11% An) występują dość rzadko w interstycjach między pozostałymi składnikami. *Albit* z minimalną ilością An występuje podobnie jak w wielu innych próbkach między ziarnami skalenia potasowego oraz jako albit szachownicowy, w niektórych kryształach skalenia potasowego.

Ścisłe określenie drobniejszych plagioklazów jest tu utrudnione przez występowanie pewnych ilości skaleni i innych skład-

nych partiach łomu występuje przeważnie granit nadwietrzaly o żółtawo zabarwionych skaleniach.

Pod mikroskopem widoczna jest struktura hipautomorfowozarnista, miejscami zaś — gdzie skałen potasowy dominuje wyraźnie — monzonitowa. *Plagioklasy* są dość mocno zróżnicowane pod względem składu chemicznego i budowy. Najbardziej niejednorodnie o wyraźnej budowie pasowej wykazują w partiach jądrowych zawartość ok. 32% An, następnie w dość grubych obwódkach ok. 26% An, a w cienkich brzeżnych obwódkach 11—10% An. Takie plagioklasy objawiają, podobnie jak w uprzednio opisanych rejonach, zjawiska korozji zasadowych partii jądrowych przez kwaśniejszą substancję obwódek, lecz jest ich stosunkowo niewiele. Miejscami wykazują plamistą lub mozaikową budowę. Duża część plagioklazów jest w mniejszym stopniu zróżnicowana chemicznie i spotyka się osobniki, których partie jądrowe wykazują 23—22% zawartości An lub też jeszcze mniej, w partiach centralnych 16—15% An, a w partiach brzeżnych 11—10% An. Wreszcie spotyka się małe, prawie zupełnie jednorodne osobniki o składzie albitu (11—10% An). Plagioklasy stanowiące wrostki w skaleniu potasowym albo graniczące z nim bezpośrednio mają zwykle najbardziej zewnętrzne obwódki jeszcze kwaśniejsze i zawartość An spada w nich do 6—5% An. W niektórych osobnikach bardziej zasadowe partie jądrowe są dość silnie zsercytowane lub wtórnie zmienione przy wydzielaniu minerałów z grupy epidotu. Niektóre takie kryształy mają budowę plamistą lub mozaikową o zmienionym składzie chemicznym. W miejscach kwaśniejszych występują wtedy obfite skupienia drobnych słupków lub ziarn epidotu oraz klinozoiytu z sercytem. Niektóre w ten sposób zmienione plagioklasy zbliżone albitowo mają niekonsekwentne lamelki bliźniacze i przypominają zalbityzowany skałen potasowy. Sporadycznie spotyka się drobne blaszki muskwitu.

Skałen potasowy występujący tu dość obficie tworzy duże, miejscami hipautomorficzne kryształy zbliżone przeważnie karlsbadzko. Względem kwarcu jest miejscami idiomorficzny, miejscami ksenomorficzny. Zawiera liczne cienkie przerosty pertytowe z admieszania, a niektóre kryształy zawierają liczne żyłkowe lub plamiste przerosty pertytowe infiltracyjne, najczęściej zbliżone albitowo. Oprócz tych nieprawidłowych plam i okienek albitowych spotyka się dość liczne resztki skorodowanych plagioklazów, często pasowych, z wrostkami wtórnych minerałów z grupy epidotu w bardziej zasadowych wewnętrznych partiach. Plagioklasy te są zwykle inaczej zorientowane niż wtórne okienka albitowe, wykazujące często w całym kryształe skalenia potasowego jednakową orientację krystalograficzną. Skałen potasowy intensywnie koroduje i wytwarza różnej szerokości strefy z myrmekitem, zarówno w plagioklazach stanowiących w nim wrostki, jak też i w osobnikach z otoczenia. Ziarna kwarcu są, jak we wszystkich opisanych uprzednio próbkach, zróżnicowane pod względem wielkości (przeciętna wielkość ok. 3 mm), spokane i przeważnie słabo faliście wygaszają światło. Część ziarn stanowiących wrostki w skaleniu potasowym ma charakter późniejszego, metasomatycznego kwarcu napisowego. Spotyka się przypadki automorfizmu kryształów kwarcu względem skalenia potasowego. *Biotyt* tworzy przeważnie większe krótkie blaszki lub też skupienia blaszek drobniejszych o pleochroizmie w barwach dla α słomkowożółta, dla γ ciemnobrunatna, prawie czarna. Niektóre skupienia są pseudomorfozami po zmienionej hornblendzie. Niektóre większe blaszki z kamieniołomu na górze Pokutnik wykazują słabe dynamiczne wygięcia.

Hornblenda występuje w minimalnych ilościach jako relikw pozostający po procesie biotytyzacji. Spotyka się je tylko w łomach Czernicy. Jej zachowane fragmenty mają własności podobne do opisanej w poprzednich rejonach. Pleochroizm wyraża się barwami dla α ciemnosoczystozieloną lub oliwkowozieloną, dla γ brunatnawożółtą, Z/γ ok. 18° . Przy procesie biotytyzacji wydzielają się dość liczne ziarna epidotu. Niektóre pseudomorfozy biotytove po hornblendzie zachowały jej pierwotne słupkowe zarzysy, a biotyt wyparł ją w sposób krystalograficznie prawidłowy. Takie pseudomorfozy są niekiedy poprzerastane drobnymi ziarnami kwarcu.

Słupki *cyrkonu* i *apatytu* występują głównie w biotycie, lecz spotyka się je także w jasnych składnikach. W chlorytyzowanym biotycie spotyka się większe ziarenka (do 0,4 mm \varnothing) ub agregaty drobnych ziarenek *tytanitu*. Trafiają się też kryształki *allanitu* w postaci krótkich słupków o barwie żółtawej

i słabo zaznaczającej się budowie pasowej, często zbliżone, w mniejszym lub większym stopniu zizotropizowane. Zaznacza się słaby pleochroizm w barwach dla α żółta, dla γ brunatnożółta. Spotyka się też ziarna prawie nieprzezroczyste, całkowicie zizotropizowane. Bardzo nielicznie występują drobne ziarna *fluorytu*, przeważnie obok biotyty lub zmienionej hornblendy. Spotyka się go także w drobnych interstycjach między jasnymi składnikami. Ksenomorficzne grudkowate tenki żelaza występują najobficiej przy pseudomorfozach biotyty po hornblendzie lub w chlorytyzowanym biotycie. W stosowanej systematyce skała ta należy do granitu monzonitowego i zbliża się swym składem do granitu właściwego (fig. 12).

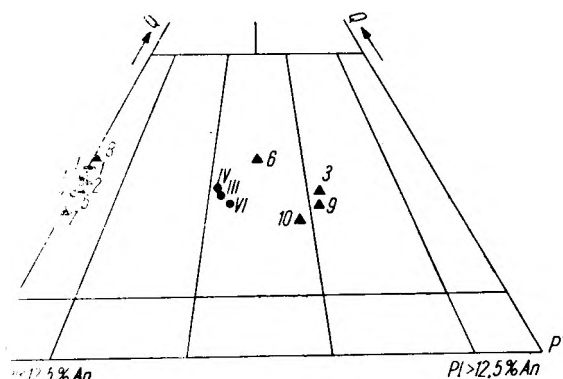


Fig. 12

Stanowisko systematyczne granitoidu z rejonu VIII na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych

1 — mikrometryczne, 2 — chemiczne

Systematic occurrence site of the granitoid from region VIII based on micrometric and chemical analyses

1 — micrometric, 2 — chemical

Próbki pochodzące z wierceń i opisane przez J. Jerzmańskiego przedstawiają granit o zmiennej strukturze i w pewnym stopniu zmiennym składzie chemicznym i mineralnym. W otworze P-III, który osiągnął głębokość 83,60 m, występuje w głębszych strefach (do głębokości 49 m granit jest skaolinizowany i zmieniony) naprzemianlegle granit drobno- i średnioziarnisty lub nierównoziarnisty, przy czym, jak autor zaznacza, granice nie są ostre. Występuje w nim kwarc, oligoklaz, mikrokliln i zmienne ilości biotyty zależnie od poziomu. Struktura przeważnie hipautomorfowo-ziarnista. W otworze P-II, który osiągnął głębokości 153,81 m, a na granit natrafił pod młodszymi luźnymi utworami na głębokości 71,40 m, występuje także najpierw granit skaolinizowany, a granit niezmienny, lity, występuje dopiero na głębokości 145 m. Jest to skała o strukturze nierównoziarnistej, zabarwieniu szarym, rdzawym lub zielonawym. Skała składa się, jak to podaje wymieniony autor, z kwarcu, ortoklazu, oligoklazu, biotyty i akcesorycznego cyrkonu.

W otworze M-I, który osiągnął głębokość 185,89 m, na granit natrafiono na głębokości 184,5 m. Jest to granit nierównoziarnisty, tworzący odmiany średnio- i gruboziarniste. W mikroskopie wykazuje strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i bezładną teksturę. Składa się z kwarcu, ortoklazu (według opisu J. Jerzmańskiego), oligoklazu, częściowo schlorytyzowanego biotyty i akcesorycznego cyrkonu.

Charakterystycznym zjawiskiem jest tu występowanie granitu naprzemianlegle drobno- i średnio lub gruboziarnistego. Niestety J. Jerzmański nie dostarcza mikrometrycznych analiz tych granitów, ani nie podaje składu plagioklazów, co umożliwiłoby porównanie z innymi odmianami występującymi na powierzchni lub opisanymi w innych rozdziałach. Analizy chemiczne wykazują pewną zmienność, co powoduje ich rozrzut w schemacie klasyfikacyjnym (fig. 12) i podkreślone zostanie w rozdziale 7.

Drobnoziarnisty granit odsłaniający się na małym wzgórzu ok. 1,1 km na SE od środka wsi Paszowice

oraz ok. 1200 m na SW od kamieniołomu na górze Pokutnik (odst. 221) stanowi szczególną odmianę i przez H. Pendasia określony został jako leukogranit z Paszowic. Autor ten opisuje go w związku ze śladami pewnych kruszców, które w nim występują.

Granit ten częściowo odsłaniał się w postaci skałek na szczycie pagórka stanowiąc naturalną odkrywkę. Jak wynika z obecnego stanu odkrycia, był on później przedmiotem niewielkiej eksploatacji po południowo-zachodniej stronie wzgórza. Megaskopowo przedstawia on drobnoziarnistą skałę o barwie jasnoszarej, często wtórnie zabarwioną związkami żelaza na kolor żółtawobrunatny. W skale tej można wyróżnić jasne skalenie, szary kwarc oraz nieliczne drobne pojedyncze blaszki czy skupienia blaszek biotyту lub powstałego z niego zielonawego chlorytu. Jest to skała uboga w składniki ciemne, o składzie granitu alkalicznego,

która najprawdopodobniej jest fragmentem większej masy aplitu, chociaż nigdzie nie odsłania się jej kontakt z grubo- i średnioziarnistym granitem. H. Pendas i Z. Walenczak (1956) określają go jako drobnoziarnisty leukogranit lub aplogranit i uważają go za brzeżną strefę granitu strzegomskiego, jednak przy opisie występowania w nim molibdenitu słusznie nadmienią, że minerał ten gromadzi się często w pogranitowych utworach żyłowych (większość molibdenitu w północno-zachodniej części masywu występuje w postaci drobnych wprysnięć w samym granicie). Świadczyć to może również, że jest to fragment większej żyły aplitowej, zwłaszcza że granit według ostatnich danych sięga do uskoku brzeżnego i skała z Paszowic nie leży w strefie brzeżnej. W stosowanym schemacie klasyfikacyjnym należy do granitu alkalicznego (fig. 12).

5. WIEKOWO ODREBNE ODMIANY GRANITOIDÓW

a) TONALIT Z ŁAZAN, JEGO STANOWISKO GEOLOGICZNE I CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Około 1 km na N od wsi Łazany w centralnej części północno-wschodniej krawędzi masywu znajduje się nieduży (ok. 50 m \varnothing), od dawna zarzucony kamieniołom (odst. 167), którego większą część zajmuje ciemny, drobnoziarnisty granitoid określony przez Lv. z. Mühlena (1925b) jako jedna z odmian brzeżnych granitu strzegomskiego powstała przez asymilację łupkowej partii osłony. W otoczeniu kamieniołomu został on ostatnio stwierdzony we wko-pach na obszarze ok. 250 \times 250 m. Oprócz niego występuje w łomie typowy dla tej partii masywu średnioziarnisty granodioryt (patrz w rozdz. 4 rejon V) oraz różne odmiany jasno- lub ciemnoszarych łupkowatych hornfelsów kontaktujących z nim bezpośrednio. Te trzy typy skał zostały szczegółowo opisane i przeanalizowane w specjalnej pracy (Majerowicz 1966) i w tym rozdziale podane są tylko najważniejsze cechy dotyczące granitoidu drobnoziarnistego określonego jako tonalit.

Wzajemny stosunek wymienionych odmian skalnych najlepiej widoczny jest w kamieniołomie na ścianie zachodniej, częściowo północnej oraz południowej. W południowej części zachodniej ściany widoczne są ciemne enklawy tonalitu, tkwiące w jasnym granodiorycie w charakterze ksenolitów. Świadczy to, że tonalit jest skałą starszą od granodiorytu i w czasie jego intruzji był już skałą zestaloną. Na pozostałej części zachodniej ściany większe kry hornfelsów tkwią w różnym położeniu w młodszym granodiorycie, który otacza je miejscami z boku i od góry, co przypomina formę małego lopolitu i wskazuje na zdecydowanie intruzyjny charakter tej skały. W obecnym stanie odkrycia nie można ustalić stosunku tonalitu do skał hornfelsowych, ponieważ widoczne są tylko ich kontakty z granodiorytem.

W niektórych, a zwłaszcza w południowo-wschodnich partiach łomiku na kontakcie obu granitoidów występują niewielkie (kilku- lub kilkunastocentymetrowe) strefy przejściowe zbudowane ze skały „mieszanej”, to znaczy jasnego granodiorytu kontaminowanego ciemnymi smugami kilkumilimetrowej lub kilkucentymetrowej grubości, lub też tonalitu z wnika-jącymi do niego jasnymi nieregularnymi żyłkami granodiorytu.

Megaskopowo tonalit przedstawia ciemnoszarą skałę o drobnoziarnistej strukturze i masywnej, bezkierunkowej teksturze, zbudowaną z białawych lub szarawych skaleni, ciemnoszarego kwarcu i pokaźnej ilości drobnych blaszek czarnego biotyту. Widoczne są też rzadko rozrzucone brunatnordzawe pirokseny.

Pod mikroskopem widoczna jest struktura hipautomorfo-wo-ziarnista i zbita, bezkierunkowa tekstura. Z głównych składników najlepiej wykształcone są *plagioklasy* (o wymiarach od 0,2 do 1,5 mm), *biotyt*, *pirokseny* i *hornblendy*. Ksenomorficzny jest kwarc i skałen potasowy. Ze składników pobocznych lub wtórnych występuje *chloryt*, *kalcyt*, *apatyt*, *tytanit*, *allanit* i *cyrkon*. Większe kryształy plagioklazów wykazują w partiach jądrowych skład labradoru (62—64% An), a w obwódkach skład kwaśnego andezynu lub zasadowego oligoklaz (34—28% An). Część zasadowych jąder plagioklazów wykazuje zarysy automorficzne i dość ostro odcina się od kwaśniejszej obwódki, część jest rozmyta i przechodzi w nią stopniowo. Niektóre wykazują ślady silnej zatokowej korozji i odbudowy kwaśniejszą substancją obwódki. W mniejszych ilościach występuje druga generacja o słabo zaznaczającej się budowie pasowej i składzie 34—28% An.

Biotyt o pleochroizmie dla α słomkowożółta, dla γ cynamonowobrunatna, często przerasta się z piroksenem lub powstała z niego wtórnie hornblendą. Miejscami jest schloryty-zowany.

Skałen potasowy o trójskośnej symetrii mikroklinu zawiera nikiel typowe przerosty pertytowe z odmieszania. Jest zawsze ksenomorficzny względem większości składników, miejscami nie wyłączając kwarcu. Niekiedy niezbyt głęboko koroduje plagioklasy.

Piroksen w postaci hipautomorficznych słupków o wymiarach zbliżonych do plagioklazów ma cechy optyczne augitu diopsydowego (kąt $Z/\gamma - 43^\circ - 44^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,028$). Część jego ulega przemianowi w hornblendę w sposób krystalograficznie

zorientowany. Często wykazuje ksenomorfizm względem plagioklazów. Hornblenda również o pokroju krótkich słupków przeważa nad piroksenem. Wykazuje pleochroizm: α żółto-zielona, γ oliwkowozielona, kąt Z/γ 19° i $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$. Ulega często procesowi biotytyzacji przechodząc w ten minerał niekiedy stopniowo, bez ostrej granicy. Kwarc w postaci ksenomorficznych ziarn wypełnia wolne przestrzenie między pozostałymi składnikami. Kalcyt oprócz drobnych skupień w spękaniach plagioklazów wypełnia także miejscami niewielkie interstycje. Apatyt występuje dość obficie, tworząc przeważnie idiomorficzne kryształy zróżnicowane pod względem wielkości. Allanit spotyka się w postaci ksenomorficznych ziarn częściowo zizotropizowanych. Większe osobniki wykazują pozostałości budowy pasowej. Cyrkon występuje dość rzadko.

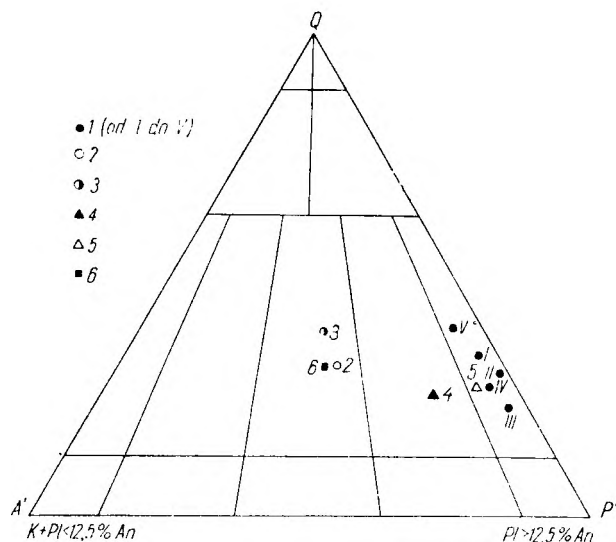


Fig. 13

Stanowisko systematyczne granitoidów starszych na podstawie analiz mikrometrycznych i chemicznych

1 — tonalit z Łazan (mikrometryczne), 2 — drobnoziarnisty granit z Goczałkowa (mikrometryczne), 3 — drobnoziarnisty granit z Zimnika (mikrometryczne), 4 — tonalit z Łazan (chemiczna), 5 — tonalit z Łazan (chemiczna) po odjęciu K wchodzącego w skład biotyty, 6 — drobnoziarnisty granit z Zimnika (chemiczna). Cyfry przy symbolach drobnoziarnistego granitoidu oznaczają pozycje w tabeli 6, 7 i 17

Systematic occurrence site of older granitoids based on micrometric and chemical analyses

1 — tonalite from Łazany (micrometric), 2 — fine-grained granite from Goczałków (micrometric), 3 — fine-grained granite from Zimnik (micrometric), 4 — tonalite from Łazany (chemical), 5 — tonalite from Łazany (chemical) after the deduction of K which is a constituent of biotite, 6 — fine-grained granite from Zimnik (chemical). Figures at the symbols of the fine-grained granitoid indicate the items in charts 6, 7 and 17

Stanowisko tej skały w trójkącie klasyfikacyjnym oparte na analizach mikrometrycznych oraz na analizie chemicznej podane jest na fig. 13.

Mikroskopowe obserwacje wspomnianych wyżej stref kontaktowych między obu granitoidami wykazały, że młodszy granodioryt kontaminowany jest miejscami przez całkowite roztrawienie drobniejszych enklaw tonalitu.

Autor w swej poprzedniej pracy (1966) określił tonalit jako samodzielne ciało geologiczne o składzie bardziej zasadowym od młodsze od niego granitu strzegomskiego (w tym miejscu masywu mającego skład granodiorytu), a należące prawdopodobnie do wspólnego z nim ogniska magmowego. Wykształcenie

niektórych składników, a także ogólne cechy strukturalne wskazują, że tonalit ten powstał w warunkach plutonicznych z dość dobrze upłynionego stopu magmowego.

Ponieważ nie można było określić jego stosunku do występujących w tym samym odślonięciu łupkowych hornfelsów, gdyż jest tam od nich oddzielony młodszym granodioritem, trudno więc zdecydowanie rozstrzygnąć, czy znajduje się *in situ*, czy też stanowi olbrzymią enklawę z mniejszymi odłamami, która wydostała się w wyższe, bliskie osłony partie razem z główną intruzywną masą granitoidu strzegomskiego (Majerowicz 1966).

b) DROBNOZIARNISTY GRANIT Z ZIMNIKA, JEGO STANOWISKO GEOLOGICZNE I CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Jak to zostało na wstępie nadmienione, w północno-zachodniej części masywu, przeważnie w pobliżu jego północno-wschodniej wychodni, spod młodych leżących na nim utworów występuje odmiana drobnoziarnistego granitoidu, która najlepiej odkryta jest w łomach koło miejscowości Zimnik (odśl. 203, 204, 206), skąd wzięła swoją nazwę jako drobnoziarnisty granit z Zimnika. Odmiana ta tworzy także dość pokaźne wystąpienie w okolicy Goczałkowa, w paśmie kopułowych wzgórz (Gęsie Góry), gdzie została wydzielona wśród typowego dla tych terenów granitu średnioziarnistego na geologicznej mapie niemieckiej Mühlhena, Zimmermanna, Berga z 1929 roku — w postaci wydłużonego ciała. Przebiega ono w przybliżeniu równoległe do wydłużenia masywu między Wieśnicą a Rogoźnicą. Jego długość wynosi ok. 1,5 km, szerokość jest zmienna wskutek odgałęzień, których granice są zaznaczone na mapie mniej więcej zgodnie z głównymi kierunkami spękań określonymi przez H. Cloosa jako Q i S. Na wymienionej mapie zaznaczonych jest jeszcze kilka mniejszych wystąpień na północnych zboczach wzgórza Gęsia Góra, na NW od Kostrzy oraz na S od Zimnika. Na polskiej mapie J. Jerzmańskiego (arkusz Jawor), gdzie granit ten tworzy główne wystąpienie, granica między granitem drobnoziarnistym a średnioziarnistym ma przebieg nieprawidłowy w stosunku do głównych kierunków tektonicznych.

L. v. z. Mühlen (*op. cit.*) na podstawie wynikającej z jego mapy prawidłowości występowania tej odmiany granitu oraz na podstawie obserwacji jej kontaktów z granitem średnioziarnistym w kamieniołomie w Goczałkowie służył przypuszczenie, że jest to młodsze ogniwo intruzyjne, które kontaktuje ze starszym granitem średnioziarnistym wzdłuż prawidłowych spękań tegoż. W niektórych miejscach, zdaniem tego autora, kontakt jest nieregularny, „kieszenio-waty” wskutek nadtopienia jednej skały przez drugą.

S. Lopianowski (1922) uważał, że drobnoziarnisty granit jest tylko odmianą strukturalną, która przechodzi stopniowo w granit średnioziarnisty lub porfirowaty.

W kamieniołomie Goczałków (odśl. 191) założonym w wymienionym wystąpieniu w obecnym stanie odkrycia można stwierdzić, że kontakty między jedną

odmianą granitu a drugą są miejscami wyraźnie ostre i płaskie, miejscami zaś mają przebieg bardzo nieprawidłowy.

W celu uniknięcia ciągłego powtarzania terminu granit drobno- i średnioziarnisty przyjąć można umownie w tym rozdziale dla tego pierwszego symbol A, a drugiego symbol B. W łomie w Goczałkowie (odsł. 191) występują obydwa rodzaje granitu A i B, i są strefy, gdzie przeważa jeden lub drugi. W zachodniej części łomu obydwa granity kontaktują ze sobą wzdłuż nieregularnej powybrzuszanej powierzchni o prawie równoleżnikowym biegu i stromym, bliskim pionu upadzie ku S. W strefie kontaktowej w granicie B występują niewielkie nagromadzenia biotytu, a żyłki tego granitu wyraźnie wnikają w granit A (fig. 14). Posuwając się ku N spotyka się na przestrzeni ok. 15 m wyłącznie granit A, który dalej kontaktuje

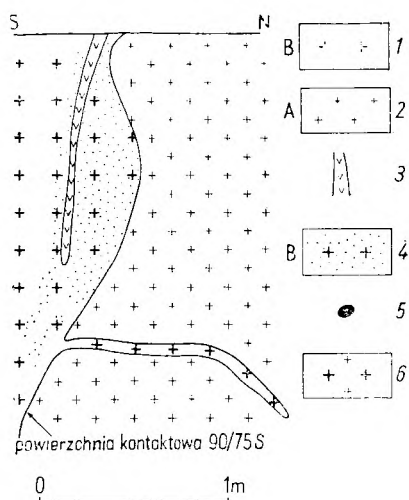


Fig. 14

Kontakt między granitem drobnoziarnistym i średnioziarnistym na zachodniej ścianie kamieniołomu w Goczałkowie (odsł. 191) objaśnienia do fig. 14—17

1 — granitoid grubo- i średnioziarnisty, 2 — granitoid drobnoziarnisty, 3 — pegmatyt, 4 — wzbogacenie w biotyt, 5 — ciemna enklawa w granicie B, 6 — strefa kontaminacji granitu B przez granit A

Contact of the fine-grained and the medium-grained granites on wall W in quarry at Goczałków (outcrop 191)

explanations of figs. 14—17

1 — coarse- and medium-grained granitoid, 2 — fine-grained granitoid, 3 — pegmatite, 4 — enrichment on biotite, 5 — dark enclosure in B granite, 6 — contamination zone of B granite by A granite

z B wzdłuż nieprawidłowej płaszczyzny, która częściowo zapada ukośnie ku S, a miejscami jest prawie pozioma, przy czym w dolnej części występuje granit B. Miejscami granica jest nieostra i trudno ją prześledzić.

Na ścianie północnej, w dolnych partiach łomu dominuje A z bardzo gładkimi płaszczyznami spękań i licznymi aplitami. W dolnych partiach wschodniej części łomu można obserwować wyraźną płaszczyznę graniczną między obu odmianami granitu na przestrzeni ok. 6 m, przy czym tu ma ona przebieg dość prawidłowy w kierunku NW-SE ze stromym zapadaniem ku SW. Od granitu B, podobnie jak na ścianie E, odgałęziają się żyły wyklinowujące się w A. Jedno

z grubszych nieprawidłowych odgałęzień B (ok. 6 m długości) rozwidła się palczasto i łącznie z granitem A jest przecięte (pl. II, fot. 2) gładkim, bardzo prawidłowym spękaniami o takim samym kierunku, jak uprzednio wymieniona płaszczyzna kontaktowa obu odmian granitu (NW-SE).

Na ścianie wschodniej widoczna jest też bardzo wyraźna granica między A i B wzdłuż płaszczyzny o biegu zbliżonym do E-W i stromym zapadzie ku N.

Na ścianie południowej można obserwować prawie poziomą zmiennej grubości wkładkę granitu B w A, która nie jest przecięta spękaniami występującymi w kontaktującym z nim granicie A (fig. 16). Najbardziej charakterystyczny jest wzajemny stosunek przestrzenny obu odmian granitu w górnym poziomie poeksploatacyjnym ściany wschodniej, gdzie w części północnej obserwuje się na dużej przestrzeni kontakt obu odmian wzdłuż falistej płaszczyzny zapadającej łagodnie mniej więcej ku N (fig. 15). Miejscami płaszczyzna kontaktowa stromieje i staje się bardzo nieregularna (pl. I, fot. 1).

W bardziej południowej części tej ściany stosunek obu odmian wydaje się najbardziej zawyły. Fragment ten przedstawia fig. 17. W dolnej części ściany granit B

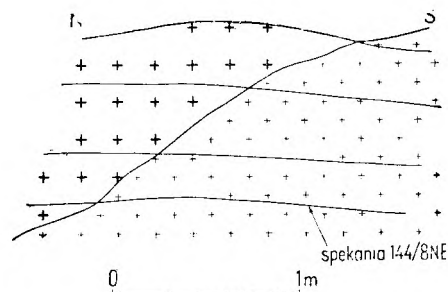


Fig. 15

Kontakt granitu drobnoziarnistego i średnioziarnistego na wschodniej ścianie kamieniołomu w Goczałkowie (odsł. 191) Contact of fine-grained and medium-grained granites on wall E of the quarry at Goczałków (outcrop 191)

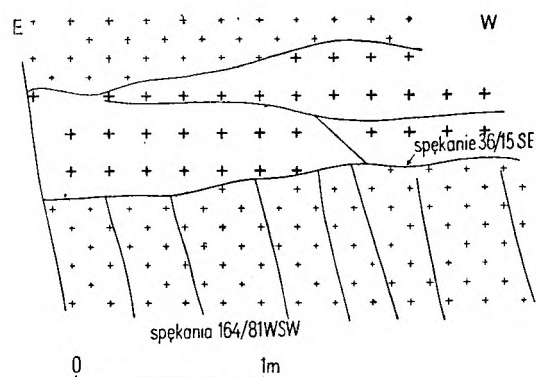


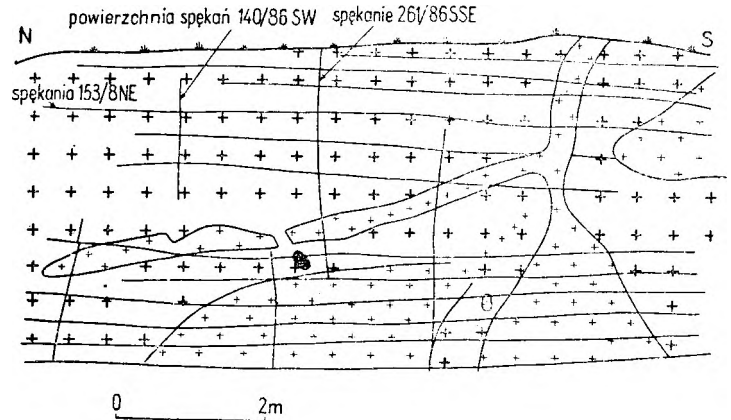
Fig. 16

Odgałęzienie granitu średnioziarnistego w drobnoziarnistym na południowej ścianie kamieniołomu w Goczałkowie (odsł. 191) Branching of the medium-grained granite into the fine-grained granite on wall S of the quarry at Goczałków (outcrop 191)

Fig. 17

Wzajemne stosunki przestrzenne między granitem drobno- i średnioziarnistym na wschodniej ścianie kamieniołomu w Goczałkowie (odśl. 191)

Mutual spatial relations between the fine-grained and the medium-grained granites on wall E of the quarry at Goczałków (outcrop 191)



tworzy wyraźną żyłę w A (jak to pokazuje pl. I, fot. 2) z występującymi w niej małymi enklawami granitu A oraz strefami, w których jest dość wyraźnie kontaminowany przez A. W górnych partiach ściany, gdzie dominuje B, granit A tworzy wydłużoną podobną do żyły enklawę wyklinowującą się ku N i przeciętą w połowie granitem B. Enklawa ta w części bardziej południowej przechodzi ku górze w dość wyraźną, niegrubą „żyłę” leżącą miejscami prawie pionowo, z lekkim wygięciem. Pozornie więc wydawać się może, że tutaj granit A przecina granit B (pl. II, fot. 1).

Większość wyżej przytoczonych obserwacji wskazuje na to, że granit A nie stanowi młodszego ogniwa, które intrudowało w szczeliny istniejących prawidłowych spękań, lecz stanowi ciało starsze, które objął swoją intruzją granit B, częściowo wnikając w nie wzdłuż płaszczyzn przeważnie nieprawidłowych.

W celu dokładniejszego przedstawienia tych nieprawidłowości niektóre wyraźniejsze płaszczyzny kontaktowe zostały naniesione na punktowy diagram (fig. 35-9) spękań pomierzonych w kamieniołomie w Goczałkowie. Diagramy te są bardziej szczegółowo interpretowane w rozdziale 12. Jak z nich wynika, granit A jako starszy ma także niekiedy pewien powtarzający się system spękań, który nie występuje w granicie B, chociaż może to być również wynikiem jego odmiennych własności mechanicznych.

Obserwacje poczynione w Goczałkowie znajdują swoje potwierdzenie również w łomach okolicy Zimnika (odśl. 196, 197, 217), gdzie również można śledzić obydwie odmiany granitu wzdłuż wyraźnie nieprawidłowych płaszczyzn kontaktowych. Często obserwuje się tam strefy pośrednie między obu odmianami granitu, w których spotyka się kontaminację granitu B przez granit A oraz żyłki lub odgałęzienia B w A.

W zachodniej części dużego, nieczynnego łomu w Zimniku (odśl. 196) występuje nieduża, zupełnie odizolowana enklawa granitu A w B, co może być jednym z najbardziej przekonujących dowodów młodszego wieku granitu B (pl. III, fot. 1).

W nieczynnym, zalanym łomie na W krańcu wsi Zimnik (odśl. 206) panuje w odkrytych i dostępnych miejscach niemal wyłącznie odmiana granitu A. Tylko w północno-wschodniej części łomu w dolnych

partiach, nie zalanych wodą, występuje na małej powierzchni ściany odmiana B, kontaktująca wzdłuż nieprawidłowych płaszczyzn z granitem A.

Wreszcie w kamieniołomie na W od Zimnika (odśl. 215) spotyka się granit o szczególnej strukturze, występujący głównie we wschodniej części łomu. Jest to struktura, która megaskopowo robi wrażenie pośredniej między średnio- lub gruboziarnistym lub porfirowatym granitem B a granitem A. Przeciętna wielkość ziarn przy megaskopowych obserwacjach zmienia się i trudno jest określić, czy jest to jedna odmiana, czy druga. Spotyka się miejscami wyraźniejsze partie średnioziarniste lub drobnoziarniste, jednak nie tak typowo wykształcone jak w zdecydowanej odmianie granitu A. Spotyka się też ostre kontakty między obu odmianami przebiegające wzdłuż nieprawidłowych płaszczyzn. Miejscami widoczne są grube „żyły” typowego granitu B w granicie A mające strukturę pośrednią między A i B. Żyły te mają na kontakcie szlirowate nagromadzenia biotyту, jak przedstawia to pl. III, fot. 2. Miejscami w obydwu odmianach widoczne są równoległe, wydłużone, pospolite w całym masywie szliiry biotyтуowe. Niekiedy przybierają one dość dziwne elipsowate formy (pl. IV, fot. 1).

Jeżeli przyjęlibyśmy za wiarygodne i dość dokładne oznaczenia wieku metodą K-A wykonane przez J. Boruckiego (1966) dla drobnoziarnistego granitu z Zimnika, wówczas można by wykażać zgodność tego oznaczenia z obserwacjami geologicznymi. Wiek drobnoziarnistego granitu z Zimnika został przez niego określony na 285 mln lat, co odróżnia go od większości próbek granitu średnioziarnistego. Autor ten jednakże, jak to już zostało podkreślone we wstępie, nie podaje miejsca pobrania próbki ani też nie załącza jej opisu petrograficznego, co znacznie obniża wartość całego oznaczenia.

Przeciętna próbka granitu A występująca w wyżej wymienionych łomach megaskopowo przedstawia jasnoszarą skałę o drobnoziarnistej strukturze i zbitej, bezkierunkowej teksturze. Miejscami struktura ta ma charakter porfirowaty: w drobnoziarnistym tle skałeniowo-kwarcowym z niedużą ilością biotyту lub chlorytu występują większe, często automorficzne kryształy skaleni (do 5 mm \varnothing). Ilość biotyту jest

zmienna i w niektórych miejscach (np. Goczałków) występuje w mniejszych, w niektórych w większych ilościach. Podobnie zmienny jest stopień chlorytazy, a największa ilość chlorytu występuje w dużym łomie w Zimniku (odśł. 204).

Krótkiego opisu petrograficznego drobnoziarnistego granitu z Zimnika dostarczyła M. Borkowska (1959), w którym zwraca uwagę na ubóstwo łyszczyków, chlorytazę biotyту oraz na występowanie muskowitu powstałego najprawdopodobniej przez rekrytalizację serycytu. Planimetryczna analiza wykonana przez autorkę zamieszczona jest w tabeli 7.

Skala z okolicy Zimnika pod mikroskopem wykazuje strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezładną. *Plagioklasy* w przekroju listewkowo wydłużone lub tabliczkowo spłaszczone (wg 010) dochodzą do 2,8 mm \varnothing przy przeciętnej wielkości ok. 1,5 mm. Mają dużą skłonność do automorfizmu i są chemicznie niejednorodne, wykazując budowę pasową. Partie jądrowe zawierają 37–34% An, a obwódki niekiedy ostro odcinają się od jądra, zmieniając swój skład od 22 do 11% An. Niektóre stopniowo zmieniają swój skład od andezynowego jądra poprzez oligoklaz aż do albitu o zawartości ok. 10% An. Większe plagioklasy o prawie automorficznych zarysach wykazują kilkakrotną rekurencyjną budowę pasową, o niewielkiej różnicy w składzie poszczególnych pasów. Spotyka się też drobniejsze plagioklasy o bardziej jednorodnym składzie, często zserycytizowane, a nawet pojawiają się w nich większe blaszki muskowitu (do 0,15 mm \varnothing), powstałego najprawdopodobniej przez zbiorową rekrytalizację serycytu, o czym wspomniała już w swej pracy M. Borkowska.

Skaleń potasowy, którego ziarna nie przekraczają 1,5 mm \varnothing , na ogół nie tworzy większych fenokryształów. Sporadycznie spotyka się osobniki dochodzące do 3,5 mm \varnothing . Skaleń ten jest przeważnie ksenomorficzny i delikatnie pertytowy. Tylko część jego jest w nikłym stopniu albityzowana. Na granicach z plagioklazem wytworzył się dość liczny, subtelny myrmekit.

Ziarna *kwarcu*, które mają przeciętnie ok. 1 mm \varnothing , a tylko sporadycznie dochodzą do 3,5 mm \varnothing , w porównaniu do średnio- lub gruboziarnistego granitu znacznie spokojniej wygaszają światło. Spotyka się też nieliczne ziarenka kwarcu tworzące mikropegmatytowe przerosty zarówno w skaleniu potasowym, jak też i w zamkniętych w nim drobniejszych plagioklazach.

Drobne blaszki *biotytu* o przeciętnej średnicy ok. 0,5 mm \varnothing (sporadycznie do 2 mm \varnothing) wykazują pleochroizm: α słomkowożółta z odcieniem brunatnym, γ ciemnocynamonowobrunatna. Niekiedy jest w niewielkim stopniu nadżerany przez plagioklaz. Jest w różnym stopniu chlorytowany, najczęściej przy obfitym wydzieleniu produktów wtórnych, takich jak grudki tlenków żelaza oraz epidot z klinozoiytem. Chloryt wykazuje pleochroizm w barwach dla α lekkożółtawej, dla γ zielonej i ma własności penninu. Oprócz wymienionego wtórnego muskowitu powstałego z plagioklazów spotyka się także drobne blaszki tego minerału zrastającego się niekiedy z biotytem lub tworzące drobne promieniste skupienia występujące w niewielkich ilościach w całej skale. Akcesoryczny cyrkon tworzy krótkie słupki (do 0,12 mm długości), zamknięte nie tylko w biotycie lub chlorycie, lecz także w składnikach jasnych. Podobną wielkość mogą osiągnąć słupki i pręciki dosyć liczny apatytu, chociaż większość z nich ma raczej mniejsze wymiary.

Drobnoziarnisty granit z Goczałkowa już megaskopowo wykazuje jeszcze bardziej drobnoziarnistą strukturę niż odmiany występujące w Zimniku. Ma ona również charakter porfirowaty, ściśle — mikroporfirowaty, ponieważ megaskopowo wyraźnie widoczne większe prawie automorficzne fenokryształy występują sporadycznie, i to raczej w pobliżu kontaktów z granitoidem średnioziarnistym.

Pod mikroskopem widoczna jest struktura hipautomorfowo-ziarnista i zbita bezładna tekstura. Niektóre partie różnią się od granitu z Zimnika większym zróżnicowaniem ziarna pod względem wielkości, wykazując jednak przewagę ziarna drobniejszego. Większe kryształy plagioklazów osiągają miejscami długość do 6 mm przy 2 mm grubości. Obok tych plagioklazów spotyka się z drugiej strony pokaźną, czasem wyraźnie

przeważającą ilość małych osobników w postaci krótkich słupków lub bardzo wydłużonych listewek, których grubość może być mniejsza od 0,2 mm. Główne tło skały tworzą kryształy zarówno plagioklazów, jak i pozostałych składników o wielkości pośredniej nie przekraczające 2 mm średnicy.

Plagioklasy mają dużą skłonność do automorfizmu i wykazują budowę pasową. Jak wykazały pomiary, budowa ta oraz skład chemiczny nie zależą od wielkości kryształów. Większe plagioklasy wykazują w partiach jądrowych zawartość ok. 35% An, a cienkie obwódki zmieniają jego zawartość stopniowo od 24 do ok. 11% An. Na granicach ze skaleniem potasowym występują, podobnie jak w wielu innych opisanych próbkach, wąskie brzeżne strefy bardzo ubogie w An (od 8 do 5%). Niekiedy między partiami jądrowymi a brzegiem kryształu występują dość grube strefy o zawartości ok. 23% An, stopniowo przechodzące w cienkie obwódki albitowe (11% An). Podobny skład budowy wykazują drobne plagioklasy o pokroju ziarn jak też i listewek. Partie jądrowe zawierają 35–34% An, a obwódki stopniowo zmieniają swoją zawartość od ok. 23 do 10% An, na kontakcie ze skaleniem potasowym do 5% An. Spotyka się także większe plagioklasy bardziej jednorodne, gdzie większa część osobnika ma 29–28% An, a cienkie obwódki ok. 10% An. Plagioklasy zbliżone są albitowo, karlsbadzko-albitowo, a bardzo rzadko spotyka się drobne prążki peryklinowe. Niektóre osobniki są w różnym stopniu zserycytizowane. Obok łusek serycytu występują także drobne ziarenka klinozoiyту lub epidotu. Sporadycznie spotyka się plagioklasy o nieprawidłowym skorodowanym jądrze, opisane wielokrotnie w próbkach granitu średnioziarnistego.

Skaleń potasowy z subtelnymi prążkami lub plamkami pertytowymi o wymiarach podobnych do opisanych w Zimniku, tworzy przeważnie ksenomorficzne osobniki zbliżone miejscami karlsbadzko. Niekiedy zamykają one poikilitowo w sobie drobniejsze plagioklasy, kwarc oraz biotyт. Na kontaktach z plagioklazem dają liczne subtelne przerosty myrmekitowe. Spotyka się także osobniki, które podobnie jak niektóre plagioklasy mają znacznie większe wymiary od tła (do 4 mm \varnothing).

Kwarc występuje w postaci ksenomorficznych ziarn nie przekraczających wymiarami 1 mm \varnothing . Na ogół spokojnie wygasza światło. Dość licznie występuje kwarc młodszy, tworzący mikropegmatytowe przerosty ze skaleniem potasowym i z plagioklazami.

Blaszki biotyту są na ogół drobne (przeciętnie poniżej 0,5 mm) i wykazują pleochroizm: α bladeżółtawy, γ cynamonowobrunatny. W partiach skały wykazującej nieco grubsze ziarno blaszki biotyту (do 1,8 mm \varnothing) mają nieco odmienny schemat pleochroiczny (α brunatnożółta, γ ciemnobrunatna). Biotyt jest na ogół w nieco mniejszym stopniu chlorytowany niż w łomach Zimnika. Wydzielają się tu również liczne produkty wtórne w postaci grudek tlenków żelaza oraz epidotu z klinozoiytem; zawiera też drobne wrostki cyrkonu z polami pleochroicznymi.

Sporadycznie natrafić można w większych kryształach plagioklazów na drobne (poniżej 1 mm \varnothing) kryształki częściowo zbiotytizowanej *hornblendy* w postaci nieprawidłowo zakończonych słupków, o pleochroizmie α bladeżółty, γ oliwkowozielony i kącie Z/γ ok. 18°.

Cyrkon oprócz bardzo drobnych wrostków w biotycie tworzy także miejscami większe słupkowe kryształki w jasnych składnikach. *Apatyt* w postaci drobnych, wydłużonych pręcików występuje podobnie.

Jak wykazały analizy planimetryczne, drobnoziarnisty granit zarówno z okolic Zimnika, jak też i Goczałkowa należy do granitu monzonitowego (fig. 13).

Opisane zjawiska mieszania się obu odmian granitów A i B widoczne megaskopowo w łomie położonym na W od Zimnika (odśł. 215) można również prześledzić w mikroskopie. Obserwuje się tu dość wyraźnie zjawisko kontaminacji granitu B. Obok większych ziarn występują w nim drobniejsze ziarna, z których skalenie zawierają często wrostki kwarcu o charakterze napisowym. Niektóre plagioklasy zawierają drobne blaszki muskowitu, które są charaktery-

styczne dla drobnoziarnistej odmiany zimnickiej. Te drobne składniki tworzą miejscami większe skupienia, a jeśli chodzi o ich stosunek do ziarn większych, to obserwuje się, że te ostatnie częściowo je obejmują, głównie w swoich zewnętrznych partiach. Drobne ziarna głębiej wchodzą do dużych ziarn skalenia potasowego niż do plagioklazu, a najgłębiej wchodzą do kwarcu.

Jeszcze lepiej kontaminacja zimnickim granitem zaznacza się w łomie w Gniewkowie (odst. 212), lecz widoczna jest tylko w mikroskopie. W płycie cienkiej megaskopowo średnioziarnistego granitu widoczne są skupienia drobnych ziarn podobnych do odmiany zimnickiej, jaka występuje w Goczałkowie (odst. 191). Te drobne o dość charakterystycznych cechach składniki zamknięte są głównie w kwarcu, w strefach brzeżnych skalenia potasowego, gdy tymczasem niecałkowicie obejmują je plagioklasy. Zupełnie wolny od nich jest biotyt.

Rozumując w sposób nieco uproszczony zgodnie z klasycznie przyjmowanymi regułami rządzącymi krystalizacją magmy, można by przyjąć, że drobnoziarnisty granit kontaminował magmę o częściowo już zestalonych składnikach, zwłaszcza bardziej zasadowych.

J. Lameyre (1966) opisując masyw granitowy

6. ZAGADNIENIE GENEZY GRANITU DWUŁYSZCZYKOWEGO

Omawiane w rozdziale 4 wystąpienia granitu dwułyszczykowego zasługują na bliższe wyjaśnienie genezy tej odmiany skalnej oraz na wyjaśnienie w dalszej części pracy jej stosunku do pozostałych odmian granitoidu.

Już autorzy niemieccy (Finckh, Mühlen, Cloos *op. cit.*) uważali, że jest to produkt facji magmowej, w której następuje przesylenie stopu lotnymi związkami, co powoduje zastyganie magmy w niższej temperaturze. Dowodem tego przesylenia jest zdaniem L.v. z. Mühlena występowanie w jego pegmatytach kryształków berylu, co zostało zanotowane w Wierzbnie, Mrowinach i Żarowie.

Rozważania na temat genezy dwułyszczykowego granitu zostały szczegółowo zebrane w pracy J. Lameyre'a (1966), który analizuje takie granity w Masywie Centralnym we Francji. Na temat granitu zawierającego muskowitz znajdując tam wypowiedzi wielu autorów (Zoubek 1927, Juny 1958, Schermerhorn 1960, Yoder, Eugster 1955, Miyashiro 1960, Lapadu-Hargues 1964 i inni). Poglądy ich są na ogół bardzo zbliżone, a różnią się tylko w szczegółach. Ogólnie wyróżnia się w takich skałach muskowitz pierwotny, pierwszej generacji, który współwystępuje z biotytem i może się zraszać z nim, i muskowitz wtórny, powstający kosztem skalenia pod koniec krystalizacji, pod wpływem procesów pneumatolitycznych i hydrotermalnych. Wyróżnia się ponadto drobnołuseczkowy muskowitz wtórny powstały w podobnych procesach pomagmowych jako produkt serycytyzacji skalenia lub pinityzacji kordierytu (V. Zoubek 1927). Musko-

Echassières w Masywie Centralnym we Francji, wydziela w nim odmiany drobnoziarniste określane jako „aplity porfirowate” występujące na brzegach masywu. Są one pod względem chemicznym identyczne z główną masą granitu, lecz tworzą w nim miejscami enklawy, wskazując tym, że krystalizowały wcześniej. Mają one reprezentować wcześniejszą intruzję brzeżną, która była później „plutonizowana”.

Granit z Zimnika, chociaż nie występuje w zdecydowanie brzeżnych strefach masywu, może stanowić również starszą odmianę strukturalną granitu strzegomskiego, która krystalizowała w odmiennych warunkach, tworząc pierwotnie niewielkie intruzyjne ciała lub brzeżne strefy w początkowych aktach intruzji, a później została wchłonięta przez główną masę granitu, dając ostre, nieprawidłowe kontakty jak np. w Zimniku lub Goczałkowie lub też została częściowo przetworzona, wykształcając granit o strukturze mieszanej. Niektóre mniejsze odizolowane fragmenty można również uważać za duże enklawy. Jakie było stanowisko tej odmiany granitu oraz jaki był dokładnie jego stan fizyczny przed intruzją głównej masy granitu średnio- i gruboziarnistego, nie można bliżej określić, ponieważ nigdzie w drobnoziarnistym granicie nie napotkano żadnego fragmentu jego pierwotnej osłony.

wityzacja mikroklinu może być według niego przedstawiona następującym wzorem:



Krzemionka w postaci kwarcu może tworzyć wtedy daktylitowe przerosty z muskowitzem, a fyszczik ten może występować w szczelinach spekań skalenia. Potas wchodzi w dalsze reakcje z innymi składnikami.

Jeśli chodzi o pierwotny muskowitz, to na ogół przyjmuje się, że tworzy się on w granicie, w którym w pewnym stadium po utworzeniu skalenia jest nadmiar glinu (Juny 1948, Schermerhorn 1960 *vide* J. Lameyre *op. cit.*). Ten ostatni autor uważa, że nadmiar glinu powstaje przez dekalcyfikację bardziej zasadowych plagioklazów i zastępowanie ich przez albit.

P. Lapadu-Hargues (1964 *vide* J. Lameyre *op. cit.*) wyraził pogląd, że granity bogate w krzemionkę i glin tworzą się w tych samych warunkach termodynamicznych co granit typowy, lecz przy opuszczaniu ogniska magmowego, gdzie istnieje pewien nadmiar glinu nad alkaliom, nadmiar ten nie może tworzyć już połączeń z wapniem i koncentruje się w fyllokrzemianach, a głównie w muskowiecie.

Warunki stabilizacji muskowitzu zostały także w ostatnich latach zbadane w licznych pracach eksperymentalnych (Yoder, Eugster 1955, Miyashiro 1960 *vide* J. Lameyre *op. cit.*). F. G. Turner i J. Verhoogen (1960) bazując w dużej mierze na tych danych eksperymentalnych twierdzą, że muskowitz może krystalizować z magmy samodzielnie przy ciśnieniu wody

2000 barów i więcej, więc tylko w warunkach plutonicznych. Poza tym może on występować tylko w tych skałach, które mają skład zbliżony do stopu zakresu niskich temperatur w systemie albit-ortoklaz-krzemionka. Stopy zawierające plagioklaz z większą zawartością anortytu będą krystalizowały wcześniej od muskowitu jako główna faza magmatyczna. Pierwotny, magmowy muskowitz jest rozpoznawalny przez występowanie w skale w postaci dużych blaszek zajmujących intersycjalne pozycje. Występuje tylko w granitach, które były przesycone parą wodną i krystalizowały w stosunkowo niskich temperaturach, będąc bogate w potas i sód a ubogie w wapń. Nie będzie on zaś występować w riolitach ani też w granitach hiperalkalicznych. Jak wynika z wykresów układów (Lameyre 1966) $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ lub $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$, muskowitz powstały w procesach magmowych nie może nigdy wystąpić w większych ilościach. Zatem duża obfitość tego składnika w skale granitowej będzie wskazywać na jego odmienne pochodzenie niż z krystalizacji magmowej, ale autorzy zajmujący się tym zagadnieniem nie precyzują dolnej granicy tej obfitości.

W rejonach występowania granitu dwułyszczkowego w masywie Sobótka-Strzegom ilość muskowitu jest zmienna i waha się od ułamka procentu do 7,2%. Cyfry te nie mogą być jednak miarodajne i z góry określać strefy najbogatszych lub najuboższych stref jego występowania, gdyż ilość ta może się zmieniać nie tylko na jakimś niewielkim obszarze, ale także na terenie jednej odkrywki. Przykładem może być zmienność granitu dwułyszczkowego w strefie przykontaktowej, na zboczach grupy górskiej Ślęzy, gdzie ilość muskowitu zmienia się bardzo znacznie w zależności od lokalnych warunków krystalizacji, co się wyraża także strukturalnie różnym wykształceniem granitu w miarę zbliżania się do skał osłony (Majerowicz 1961).

W obserwacjach mikroskopowych należy zwrócić uwagę na dwa rodzaje muskowitu, które zostały wyróżnione już przy opisach mikroskopowych w poprzednich rozdziałach, mianowicie na muskowitz pierwotny i wtórny. Na ogół obie te odmiany można stosunkowo łatwo rozpoznać w świeżej skale. Muskowitz pierwotny występuje w postaci dużych, często automorficznych płytek jako równorzędny partner strukturalny pozostałych składników. Zrasta się często równolegle z biotytem lub też oba te minerały tworzą w sobie wzajemne wrostki ułożone względem siebie zgodnie lub niezgodnie. Muskowitz wtórny w najbardziej typowej postaci występuje jako drobne, wydłużone blaszki w szczelinach łupliwości skaleni, w ich nieprawidłowych spekaniach lub też w postaci chaotycznie ułożonych blaszek wewnątrz osobników nie spekanych. Nietrudno rozpoznać, że rosły one kosztem tych składników w szczególnym stadium pomagmowym. Część muskowitu powstała także niewątpliwie w późniejszych procesach tego typu w specjalnych strefach, gdzie skalenie uległy silnej serycytyzacji i z drobnych łusek serycyty powstały większe blaszki, które trudno optycznie odróżnić od właściwego muskowitu. W poprzedniej pracy (1963) autor podał

przykłady odbarwienia biotyty i tworzenie się z niego jasnego łyszczyku, w którym nie tylko pozostały wrostki i wtórne wydzielienia pobiotytowe, lecz także miejscami zachował się nikły pleochroizm. Zjawiska te najwyraźniej występują we wtórnie zmienionej strefie granitu określonego przez autora jako metagranit alaskitowy. Zmiany te już dawniej szczegółowo opisane nie będą w tej pracy omawiane.

Znaczna większość muskowitu w głównych rejonach występowania granitu dwułyszczkowego ma charakter minerału pierwotnego. Zgodnie z opiniami wyżej cytowanych autorów, jego występowanie jest ściśle związane z mniej lub bardziej pierwotnie alkalicznym charakterem granitu, w którym występuje. Na dużym wykresie (diagram 27 a i b) widać wyraźnie, że z występowaniem muskowitu w skale łączy się niska zawartość An w plagioklazie, a w analizach mikrometrycznych rejonu II i IV widać również, że im więcej go występuje, tym uboższy jest plagioklaz w cząstkę anortytową. Na diagramie tym podana jest zawsze maksymalna ilość An występująca w partiach jądrowych, które z wyjątkiem zbliżonych składem do albitu wykazują z reguły budowę pasową.

W celu jeszcze lepszego uwidocznienia tej zależności został wykonany diagram (fig. 21), na którym rzędne oznaczają modalną objętościową ilość muskowitu i biotyty, a odcięte — maksymalną zawartość An w plagioklazie. Muskowitz oznaczony jest w postaci dużych kółek, a biotyt w postaci małych kółek wypełnionych. Oprócz granitu dwułyszczkowego zostały naniesione dane z granitu biotytowego, gdzie muskowitz występuje tylko w minimalnych ilościach jako składnik wtórny (powyżej 0,1%). Z diagramu widać wyraźnie, że pole występowania muskowitu gwałtownie klinowato zwęża się w miarę wzrostu An w plagioklazie. Praktycznie powyżej 25% An pierwotny muskowitz nie występuje. Kółko oznaczone cyfrą 4 wykazuje duże odchylenie od tej prawidłowości, lecz oznacza ono próbkę granitu alkalicznego o zmiennej strukturze ze zboczy Ślęzy, gdzie granit ma strukturę zbliżoną do aplitowej i jest często w ogóle ubogi w łyszczyki. Jeśli chodzi o wzajemną zależność muskowitu i biotyty, to widać tu duże wahania i tylko w lewej części (10 do 15% An w plagioklazie) muskowitz zdecydowanie przeważa (z wyjątkiem próbki 4), podobnie jak powyżej 20% An przeważa biotyt. Dla dokładniejszego zobrazowania tej zależności należałoby posłużyć się jeszcze większą ilością analiz.

W zestawieniu analiz chemicznych (tab. 10, 11 i 14) tylko 5 z nich obrazuje normalny granit dwułyszczkowy z rejonu I, IV i V nie zmieniony wtórnymi procesami leukokratyzującymi ani też procesami kaolinizacji. Należy wyłączyć z nich też granit z rejonu I o zmiennej strukturze, który z reguły jest ubogi w łyszczyki, a jeśli zawiera muskowitz, to przeważnie wtórny.

Z rejonu I jest to analiza 6/I granitu ze strefy przykontaktowej, która po przeliczeniu na skład normatywny C.I.P.W. wykazała również jego alkaliczny charakter (11,4% An w plagioklazie) a zarazem niską zawartość minerałów ciemnych (2,61%). Z rejonu IV, gdzie autor dysponował ośmioma nowymi

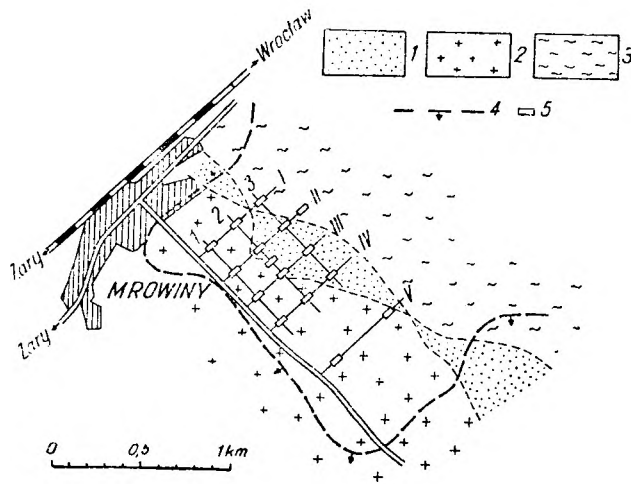


Fig. 18

Szkic terenowy i profil szybików w dwuwłyszczkowym granicie w okolicy Mrowin (rejon IV), na podstawie opracowania S. Kozłowski, S. Krassowski, Z. Nurkiewicz i M. Znańskiej (1961)

1 — strefa skaleniowa, 2 — granit dwumikowy, 3 — osłona metamorficzna, 4 — zasięg występowania miocenu, 5 — wykonane szybiki

Sketchmap of the terrain and profile of outcrops in the twomicza granite from the vicinity of Mrowiny (region IV) compiled on the data by S. Kozłowski, S. Krassowski, Z. Nurkiewicz and M. Znańska (1961)

1 — feldspar zone, 2 — twomicza granite, 3 — metamorphic country rocks, 4 — limits of the occurrence of the Miocene, 5 — outcrops

analizami chemicznymi z okolicy Mrowin, tylko dwie mogły być wzięte pod uwagę: 7/IV z szybiku, gdzie megaskopowo opisana ona została przez autorów krakowskich (Kozłowski i inni 1961) jako „granit dwuwłyszczkowy zwiezły, szary” i 8/IV z kamieniołomu w Mrowinach (odśl. 160), gdzie występuje granit dwuwłyszczkowy ze zmienną zawartością jasnego łuszczyku i gdzie spotyka się niekiedy drobne smugowate szliry muskowitowo-biotytowe. Przeliczenie pierwszej wykazały zawartość ok. 9,39% An w plagioklazie i 1,17% minerałów femicznych, co kwalifikuje go w systematyce K. Smulikowskiego jako granit alkaliczny. Przeliczenie drugiej wykazały 16,76% An w plagioklazie, ale też równocześnie 5,02% minerałów femicznych. Jest to więc odmiana, gdzie muskowit nie mógł się utworzyć w większych ilościach, ze względu na bardziej zasadowy charakter skały. Analiza

chemiczna z rejonu V (4/V) z łomu przy drodze z Żarowa do Jaworzyny Śląskiej wykazuje nieduże odchylenie od próbki poprzedniej w składzie normalnym jak również w składzie plagioklazu (15,3% An) i zawartości składników ciemnych (4,5%). Należy ją więc również zaliczyć do granitu monzonitowego. W analizach chemicznych potwierdza się prawidłowość podana przy interpretacji analiz mikrometrycznych, że granit dwuwłyszczkowy w systematyce stosowanej w tej pracy należy zarówno do odmiany alkalicznej, jak i monzonitowej, a ilość muskowitu w tej pierwszej musi być wyższa zgodnie z regułami rządzącymi w krystalizacji magmowej.

Strefy występowania w masywie granitu dwuwłyszczkowego podane są w rozdziale 7, a jego pozycja geologiczna i stosunek do pozostałych odmian granitoidu w syntetycznej interpretacji w rozdziale 13.

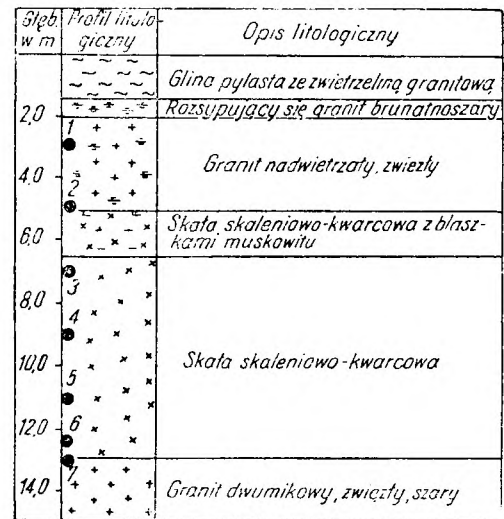
7. INTERPRETACJA ANALIZ MIKROMETRYCZNYCH I CHEMICZNYCH ORAZ REGIONALNY PODZIAŁ ODMIAN GRANITOIDU

Analizy mikrometryczne zestawione są w tabelach od 1 do 8 dla poszczególnych rejonów, przy czym przy każdej analizie podane jest odślonienie, skąd pochodzi próbka. Wykonane one zostały na stoliku integracyjnym. Do każdej analizy odmiany średnio- lub gruboziarnistej użyte były co najmniej 3 płytki cienkie z tej samej próbki, z odmiany drobnoziarnistej zaś dwie płytki. Indykatrysa ilościowa, czyli łączna ilość planimetrycznych odcinków, wynosiła od 60 do ponad 100 cm.

Wykorzystano także analizy wykonane przez

H. Pendiasa i M. Borkowską (*op. cit.*) oraz analizy z poprzednich prac autora.

Główne minerały zostały naniesione na trójkąty klasyfikacyjne K. Smulikowskiego (fig. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 i 12) dla poszczególnych rejonów oraz na jeden diagram zbiorczy (fig. 19). W przypadku występowania kwaśnego plagioklazu (poniżej 12,5% An), który kwalifikuje skałę w stosowanej systematyce do granitu alkalicznego (jego punkt wypada na boku trójkąta „skała alkaliczna — kwarc”) naniesiono wyniki analiz z danych rejonów dodatkowo na trójkąt



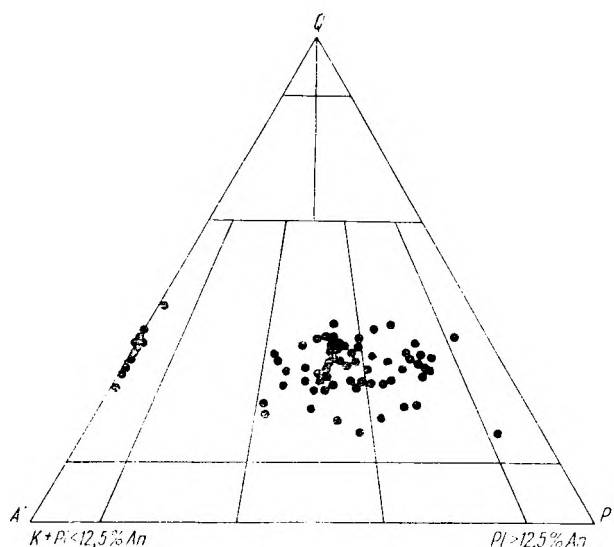


Fig. 19

Stanowisko systematyczne granitoidów ze wszystkich rejonów na podstawie analiz mikrometrycznych (bez granitoidów starszych)

Systematic occurrence site of the granitoids from all the regions based on micrometric analyses (without the older granitoids)

Johannsen w celu przedstawienia stosunku kwarc—skała potasowy—albit (fig. 21).

Na fig. 13 przedstawione są punkty granitoidów odrębnych wiekowi, tzn. tonalitu z Łazan oraz drobnoziarnistego granitu zimnickiego. W tabelach i na trójkątach analizy mikrometryczne są oznaczone cyframi rzymskimi w odróżnieniu od analiz chemicznych oznaczonych cyframi arabskimi.

W tabelach 9 do 20 zestawione są wyniki analiz chemicznych, skład normatywny i symbole C.I.P.W. oraz główne parametry Nigglego. Są to analizy wykonane w różnym czasie przez różne pracownie (część przez autora), co podane jest w objaśnieniach przy tabelach. Jak wykazały przeliczenia autora, poparte także przeliczeniami W. Kowalskiego (1967), stosunki ilościowe głównych minerałów użytych do klasyfikacji skały w składzie normatywnym niewiele odbiegają od stosunków w składzie rzeczywistym, zastosowano więc do nich te same trójkąty koncentracyjne (z wyjątkiem rejonu II i III, dla których nie ma analiz chemicznych). Przedstawia je fig. 4, 7, 8, 9, 11 i 12. Na fig. 7, 8, 9, 12 i 13 znajdują się punkty obliczone zarówno ze składu rzeczywistego, jak i normatywnego. Fig. 2 przedstawia trójkąt zbiorczy dla wszystkich analiz chemicznych, a fig. 22 trójkąt Johannsen dla

Tabela 1

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon I — okolice Sobótki, Strzeblowa, Chwałkowa i Tapadela

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
Plagioklaz	42,95	44,68	48,42	50,74	35,54	35,99	46,02	39,08	46,63	45,29	43,94	37,64	38,07	34,13	46,71
Skała potasowy	20,00	23,30	13,66	12,13	24,91	23,22	12,82	23,16	23,33	17,82	20,29	23,80	10,38	28,95	5,28
Kwarc	31,12	26,57	32,19	29,99	34,37	35,09	30,59	31,28	27,46	36,38	33,01	37,8	41,97	35,85	28,90
Biotyt	3,62	4,34	4,60	5,86	3,52	4,92	9,86	1,36	1,12	0,36	0,33	0,65	—	0,36	17,46
Chloryt	1,25	0,44	0,62	0,47	0,36	0,39	0,09	0,28	—	0,11	—	—	—	0,58	—
Muskowit	0,26	0,08	0,05	—	—	—	0,13	3,55	0,66	—	1,35	—	8,81	0,01	0,31
Tlenki Fe	0,15	0,21	0,14	0,30	0,32	0,19	0,28	0,72	0,08	0,04	0,24	—	—	0,03	0,39
Apatyt	0,04	0,03	0,07	0,06	0,04	0,06	0,15	0,02	0,04	—	—	—	—	0,01	0,87
Albit	0,15	0,17	0,05	—	0,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Serycyt	0,13	0,14	0,19	0,32	0,19	—	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	0,04	0,04	0,01	0,05	0,05	0,04	0,06	0,09	—	—	—	—	—	0,08	0,08
Epidot i klinozoyt	0,17	—	—	0,04	0,03	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allanit	—	—	—	—	0,04	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rutyl	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Miazga skaleniowa	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,68	—	0,84	0,83	0,77	—	—
% min. ciemnych	5,27	5,32	5,43	6,73	4,31	5,66	10,38	2,59	1,92	0,51	1,41	1,48	0,77	0,98	18,72

- I. Granodioryt, Strzeblów (odsl. 61)
 II. Granodioryt, Strzeblów (odsl. 68)
 III. Granodioryt, Chwałków (odsl. 67)
 IV. Granodioryt, Chwałków (odsl. 57)
 V. Granodioryt, Strzeblów (odsl. 56)
 VI. Granodioryt, Strzeblów (odsl. 56)
 VII. Granodioryt z północno-zachodnich zboczy Ślęzy (odsl. 100)
 VIII. Granit alkaliczny strefy przykontaktowej, masyw Ślęzy (odsl. 74)

- IX. Granit alkaliczny strefy przykontaktowej, masyw Ślęzy (odsl. 139)
 X. Granit alkaliczny o zmiennej strukturze, masyw Ślęzy (odsl. 123)
 XI. Aplit z północno-zachodnich zboczy Ślęzy (odsl. 100)
 XII. Aplit ze Strzeblowa (odsl. 62)
 XIII. Aplit z luźnego bloku w strefie przykontaktowej, masyw Ślęzy (odsl. 108b)
 XIV. Granit alkaliczny strefy przykontaktowej, masyw Ślęzy (odsl. 144)
 XV. Mikrotonalit biotytowy — enklawa Strzeblów (odsl. 61).

Analizował A. Majerowicz

Tabela 2

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon II — okolice Gogółowa, Wierek i Wierzbna

	I	II	III	IV	V	VI
Plagioklaz	36,44	35,40	33,49	40,92	35,15	39,74
Skaleń potasowy	21,11	36,04	29,79	21,69	26,83	23,40
Kwarc	33,82	22,26	29,80	32,34	29,62	25,00
Biotyt	2,65	3,60	4,10	3,02	1,04	9,19
Chloryt	0,11	1,03	0,21	0,06	2,04	0,74
Muskowit	5,49	0,76	2,14	1,40	7,20	—
Tlenki Fe	0,15	0,24	0,19	0,04	0,07	0,17
Apatyt	0,14	0,07	0,12	0,38	0,02	0,15
Albit	—	0,39	—	0,06	—	—
Cyrkon	0,09	0,11	0,06	0,09	0,03	0,06
Epidot i klinozoizyt	—	—	0,10	—	—	0,07
Allanit	—	—	—	—	—	0,18
Miazga kwarcowo-skaleńkowa	—	—	—	—	—	1,12
Tytanit	—	—	—	—	—	0,18
% minerałów ciemnych	3,05	4,94	4,72	3,50	3,17	10,68

- I. Granit monzonitowy, Gogółów (odsl. 146)
 II. Granit monzonitowy, Wierki (odsl. 149)
 III. Granodioryt, Wierzbno (odsl. 153)
 IV. Granit monzonitowy, Wierzbno (odsl. 154)
 V. Granit alkaliczny, Niegoszów (odsl. 151)
 VI. Granit monzonitowy, Gogółów (odsl. 147)
 Analizował A. Majerowicz

Tabela 3

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon III — okolice Goli i Gołaszyc

	I	II	III	IV
Plagioklaz	49,5	46,20	59,46	44,61
Skaleń potasowy	14,1	13,44	6,70	16,47
Kwarc	27,1	31,22	15,32	28,22
Biotyt	7,4	8,71	17,34	10,19
Chloryt	0,8	0,06	0,06	0,07
Muskowit	—	—	—	—
Tlenki Fe	0,2	0,18	0,08	0,11
Apatyt	0,1	0,13	0,26	0,16
Albit	—	—	—	—
Serycyt	—	—	—	—
Cyrkon	—	0,06	0,05	0,03
Epidot i klinozoizyt	0,5	—	0,04	—
Tytanit	0,3	—	0,78	0,14
% minerałów ciemnych	7,59	9,08	18,56	10,67

- I. Granodioryt, Gola Świdnicka (odsl. 155), analizowała M. Borkowska,
 II. Granodioryt, Gołaszyc (odsl. 157 a)
 III. Tonalit, Gola Świdnicka (wkop)
 IV. Granodioryt, Gola Świdnicka (odsl. 155), II—IV analizował A. Majerowicz

Tabela 4

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon IV — okolice Siedlimowic, Mrowin i Żarowa

	I	II	III	IV
Plagioklaz	32,82	33,72	31,09	32,22
Skaleń potasowy	27,16	28,44	24,00	26,79
Kwarc	32,42	33,42	36,07	33,54
Biotyt	2,64	2,31	4,13	2,31
Chloryt	—	—	—	0,09
Muskowit	4,76	1,92	4,55	4,87
Tlenki Fe	0,07	0,05	0,05	0,09
Apatyt	0,10	0,08	0,06	0,02
Cyrkon	0,07	0,06	0,05	0,02
Epidot i klinozoizyt	—	—	—	0,05
% minerałów ciemnych	2,81	2,44	4,24	2,56

- I. Granit monzonitowy, Mrowiny (odsl. 165)
 II. Granit monzonitowy, Mrowiny (odsl. 163)
 III. Granit monzonitowy, Siedlimowice (odsl. 161)
 IV. Granit alkaliczny, Siedlimowice (odsl. 164), I—IV analizował A. Majerowicz

odmian alkalicznych. Na tym ostatnim popełniona została pewna nieścisłość, gdyż prawie naroże trójkąta Johannsena reprezentuje albit o zawartości do 10% An a w przeliczeniach przyjęto 12,5% zawartości An analogicznie do trójkątów systematyki Smulikowskiego opartych na rzeczywistym składzie mineralnym. Na fig. 13 przedstawione są punkty składu normatywnego tonalitu z Łazan i drobnoziarnistego granitu zimnickiego.

Jak wynika z opisów mikroskopowych oraz przedstawionych na diagramach analiz mikrometrycznych i chemicznych, główna masa granitoidu nie wykazuje dużej zmienności składu mineralnego i nie tworzy wyraźnie zróżnicowanych odmian petrograficznych. Pomijając drobne wystąpienie starszego tonalitu z Łazan oraz strefy zleukokratyzowanego przez autometamorfozę metagranitu alaskitowego ze Strzeblowa i Mrowin, można w masywie wydzielić 3 główne odmiany petrograficzne (klasy w systematyce K. Smulikowskiego):

- 1) granit alkaliczny,
- 2) granit monzonitowy (adamellit),
- 3) granodioryt.

W zależności od charakterystycznych mine ałów w nich występujących, w szczególności muskowitu a także pewnych strukturalnych cech, można w pierwszej odmianie wyróżnić alkaliczny granit dwułyżczykowy oraz alkaliczny granit dwułyżczykowy o zmiennej strukturze (strefy kontaktowe Ślęży—Majerowicz 1966). W odmianie drugiej można wyróżnić dwułyżczykowy granit monzonitowy oraz biotytowy granit monzonitowy z występującą miejscami niewielką ilością hornblendy. Trzecia odmiana — granodioryt — jest niemal wyłącznie biotytowa, z wyjątkiem próbek z okolicy Wierzbna (odsl. 159), gdzie występuje pewna ilość muskowitu. Wyjątkowo jedna analiza próbki pobranej z wkopu koło łomu w Goli (rejon III) wykazuje skład tonalitu (fig. 6).

Punkty analiz mikrometrycznych odmian alka-

Tabela 5

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon V — okolice Łazan, Jaroszowa i Granicznej

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Plagioklaz	41,2	39,7	39,62	38,59	31,98	43,39	44,85	38,34	40,48	42,59
Skaleń potasowy	32,7	15,4	25,56	21,43	24,28	10,62	16,76	10,69	13,12	23,36
Kwarc	19,2	38,0	26,20	33,53	33,46	26,17	20,11	30,01	28,48	18,04
Biotyt	5,4	5,8	8,30	5,97	9,55	19,31	17,56	20,21	17,22	15,16
Chloryt	1,3	0,6	—	0,08	0,24	—	0,17	0,19	0,20	0,08
Muskowit	—	śląd	śląd	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe	—	0,2	0,09	0,08	0,11	0,25	0,18	0,20	0,14	0,20
Apatyt	0,01	0,1	0,11	0,14	0,20	0,14	0,17	0,17	0,26	0,37
Cyrkon	0,03	0,1	0,12	0,10	0,09	0,05	0,08	0,07	0,10	0,19
Epidot i klinto- zoizyt	0,16	—	—	0,04	0,06	0,07	0,11	0,09	—	—
Allanit	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	0,10
Tytanit	—	—	—	0,04	—	—	0,01	0,03	—	—
% min. ciem- nych	6,87	6,70	8,50	6,35	10,19	19,77	18,20	20,89	17,82	15,91

I. Granit monzonitowy, Jarosów

II. Granodioryt, Graniczna (odsl. 178). I, II analizowała M. Borkowska.

III. Granodioryt, Graniczna (odsl. 178)

IV. Granodioryt, Graniczna (odsl. 177)

V. Granit monzonitowy, Jarosów (odsl. 174)

VI. Granodioryt, Łazany (odsl. 169)

VII. Granodioryt, Łazany (odsl. 167)

VIII. Granodioryt, Łazany (odsl. 167)

IX. Granodioryt, Łazany (odsl. 167)

X. Granodioryt, Łazany (odsl. 167). III—X analizował A. Majerowicz

Tabela 6

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon VI — okolice Strzegomia, Grabiny, Żółkiewki i Goczałkowa

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Plagioklaz	27,8	34,97	37,82	28,64	40,44	27,95	33,52	26,49	31,96	34,89
Skaleń potasowy	37,5	22,58	27,62	36,90	26,27	43,80	26,72	42,82	23,07	28,20
Kwarc	27,1	29,21	27,96	29,82	25,42	21,28	33,58	23,20	32,46	31,39
Biotyt	6,2	10,20	6,16	2,90	3,54	5,65	5,69	5,60	11,69	4,27
Chloryt	0,6	0,33	0,18	0,04	2,70	0,02	—	—	0,22	0,99
Tlenki Fe	—	0,24	0,07	0,03	0,25	0,01	0,12	0,05	0,14	0,10
Apatyt	0,1	0,10	0,09	0,04	0,05	0,08	0,09	0,04	0,19	0,03
Albit	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—
Serycyt	—	—	—	—	0,60	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	0,08	0,1	0,03	0,09	0,07	0,02	0,08	0,06	—
Epidot i klinto- zoizyt	0,5	0,05	—	—	0,21	—	0,25	0,05	0,15	0,15
Allanit	—	0,13	—	—	—	0,03	—	—	—	—
Tytanit	—	—	—	—	—	—	0,01	0,02	0,06	0,04
Hornblenda	0,2	2,11	—	1,30	0,43	0,60	—	1,30	—	—
Fluoryt	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—
% min. ciem- nych	7,6	13,16	6,50	4,31	7,18	6,39	6,16	7,11	12,23	5,58

I. Granit monzonitowy, Grabina, analizowała M. Borkowska

II. Granit monzonitowy, Strzegom (odsl. 180)

III. Granit monzonitowy, Strzegom (odsl. 179)

IV. Granit monzonitowy, Żółkiewka (odsl. 184)

V. Granit monzonitowy, Grabina (odsl. 185)

VI. Granit monzonitowy, Grabina (odsl. 186)

VII. Granit monzonitowy, Grabina (odsl. 187)

VIII. Granit monzonitowy, Grabina (odsl. 186)

IX. Granit monzonitowy, Goczałków (odsl. 191)

X. Granit monzonitowy drobnoziarnisty typ z Żimnika, Goczałków (odsl. 191). II—X analizował M. Majerowicz

Tabela 7

Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon VII — okolice Kostrzy, Borowa, Gniewkowa, Zimnika i Rogoźnicy

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Plagioklaz	32,86	30,97	33,06	41,70	29,57	25,94	34,06	36,06	38,81	44,87
Skaleń potasowy	30,14	31,50	30,90	13,27	29,55	29,52	29,39	29,01	24,21	30,00
Kwarc	25,72	26,46	25,28	30,17	28,55	28,95	24,82	25,62	29,50	16,98
Biotyt	5,55	7,74	7,30	9,36	9,09	7,30	8,10	7,98	6,99	6,60
Chloryt	0,13	0,42	1,18	1,54	0,62	0,24	0,26	0,10	—	0,82
Muskowit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tlenki Fe	0,04	0,14	—	0,05	0,02	—	0,10	0,09	0,11	0,12
Apatyt	0,02	0,05	0,02	0,08	0,08	0,03	0,03	0,09	0,08	0,06
Serycyt	3,52	1,44	1,82	2,06	1,64	4,22	1,16	—	—	—
Cyrkon	0,03	0,12	0,08	0,06	0,09	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06
Epidot i klinozoyzyt	0,02	0,26	0,04	0,86	0,18	0,08	—	0,25	0,07	0,16
Allanit	0,53	0,26	—	—	0,05	0,17	0,28	0,05	0,08	0,11
Tytanit	—	—	—	0,46	—	—	—	—	0,10	0,13
Hornblenda	1,44	0,64	0,32	0,39	0,56	3,47	1,67	0,70	—	0,09
Fluoryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
% minerałów ciemnych	7,73	9,51	8,86	12,74	10,60	11,29	10,44	9,26	7,43	8,09

	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
Plagioklaz	33,31	33,12	30,33	33,69	30,82	35,59	31,83	31,61	37,8
Skaleń potasowy	33,25	29,06	26,60	29,86	23,79	27,93	28,75	26,08	26,10
Kwarc	26,42	35,47	31,78	31,93	37,74	32,75	31,56	35,16	32,6
Biotyt	6,50	1,80	10,59	1,93	6,48	2,14	6,91	5,61	1,10
Chloryt	0,22	0,37	0,32	1,24	0,59	1,05	0,17	0,46	1,40
Muskowit	0,13	—	—	0,84	—	—	—	—	0,20
Tlenki Fe	0,19	0,15	0,12	0,13	0,31	0,17	0,05	0,19	0,30
Apatyt	0,02	0,01	0,12	0,10	0,04	0,03	0,11	0,08	0,02
Serycyt	—	—	—	—	0,03	0,17	—	—	—
Cyrkon	0,03	0,02	0,05	—	0,12	0,04	0,06	0,08	0,06
Epidot i klinozoyzyt	0,07	—	—	0,16	0,08	0,13	0,11	0,31	0,40
Allanit	—	—	0,05	0,12	—	—	0,09	—	—
Tytanit	0,04	—	0,04	—	—	—	0,05	0,13	—
Hornblenda	—	—	—	—	—	—	0,31	0,29	—
Fluoryt	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
% minerałów ciemnych	7,04	2,33	11,64	3,68	7,50	3,52	7,80	7,07	3,24

I. Granit monzonitowy, Borów
 II. Granit monzonitowy, Kostrza
 III. Granit monzonitowy, Kostrza
 IV. Enklawa z granitu Kostrzy
 V. Granit monzonitowy, Kostrza
 VI. Granit monzonitowy, Kostrza
 VII. Granit monzonitowy, Kostrza, I—VII analizował H. Pendias
 VIII. Granit monzonitowy, Gniewków (odśl. 212)
 IX. Granit monzonitowy, Gniewków (odśl. 212)
 X. Granit monzonitowy, Gniewków (odśl. 213)

XI. Granit monzonitowy, Zimnik (odśl. 215)
 XII. Granit monzonitowy, Zimnik (odśl. 215)
 XIII. Granit monzonitowy, Zimnik (odśl. 216)
 XIV. Granit monzonitowy drobnoziarnisty (odśl. 216)
 XV. Granit monzonitowy, Zimnik (odśl. 196)
 XVI. Granit monzonitowy drobnoziarnisty, Zimnik (odśl. 196)
 XVII. Granit monzonitowy, Rogoźnica (odśl. 195)
 XVIII. Granit monzonitowy Borów, (odśl. 201), VIII—XVIII analizował A. Majerowicz
 XIX. Granit monzonitowy, Zimnik, analizowała M. Borkowska

licznych (poniżej 12,5% An), naniesione na trójkąt Johannsena (fig. 22), wykazują w jego systematyce przynależność wyłącznie do sodaklazowych adamellitów, jeśli użyjemy jego specyficznej i mało rozpowszechnionej terminologii.

Punkty składu normatywnego odmian alkalicznych w tej systematyce wypadają w polu sodaklazowych adamellitów i sodaklazowych granodiorytów. Dotyczy

to zwłaszcza analiz zleukokratyzowanego granitu z okolicy Mrowin wykonanych przez grupę krakowską, w których autorzy ci opisują podobne zjawisko wtórnych przemian, jakie zostały zaobserwowane w meta-granicie strzeblowskim (por. rozdział 4d). Uwidocznione na tym samym diagramie niektóre analizy tej skały strzeblowskiej są jeszcze bogatsze w sód, ich punkty wypadają w polu „sodaklazowych tonalitów”.

Tabela 8
Analizy mikrometryczne granitoidów w % objętościowych
Rejon VIII — okolice Czernicy, Paszowic i Męcinki

	I	II	III	IV	V	VI
Plagioklaz	24,1	24,9	23,55	25,16	30,51	26,48
Skaleń potasowy	34,9	35,4	38,10	35,88	33,75	36,03
Kwarc	38,8	38,3	33,09	32,02	34,93	29,45
Biotyt	—	—	4,48	5,49	0,70	7,64
Chloryt	1,9	1,1	—	—	0,09	0,07
Tlenki Fe	0,1	0,2	0,10	0,13	0,02	0,04
Apatyt	—	—	0,08	0,07	—	0,06
Albit	—	—	0,45	1,07	—	—
Serycyt	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	0,06	0,10	—	0,03
Epidot i klinozoiyt	0,2	0,1	—	0,08	—	0,04
Allanit	—	—	0,09	—	—	—
% min. ciemnych	2,2	1,4	4,75	5,77	0,81	8,01

I. Aplit, Paszowice (odsl. 221)

II. Aplit, Paszowice (odsl. 221), I, II analizował H. Pendias

III. Granit monzonitowy, Paszowice (odsl. 220)

IV. Granit monzonitowy, Paszowice (odsl. 220)

V. Aplit, Paszowice (odsl. 221)

VI. Granit monzonitowy, Czernica (odsl. 219), III—IV analizował A. Majerowicz

Skąły te są także miejscami bardzo silnie wtórnie skwarcowane i analiza jednej z próbek (fig. 20) wypada na granicy granodiorytów i sileksytów.

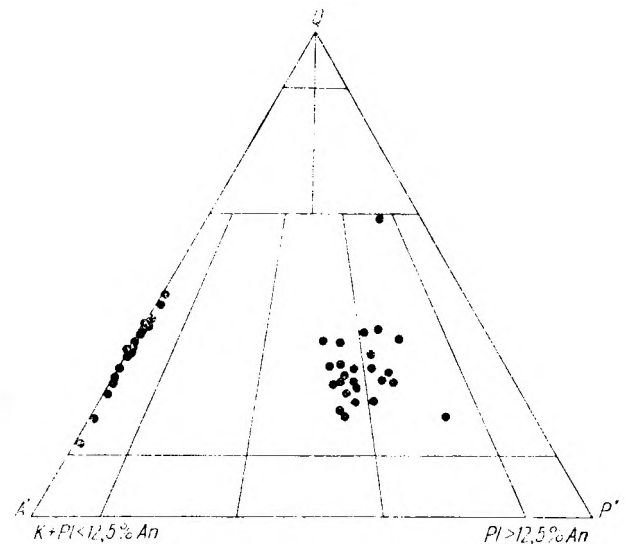


Fig. 20

Stanowisko systematyczne granitoidów ze wszystkich rejonów na podstawie analiz chemicznych

Systematic occurrence site of the granitoids from all the regions based on chemical analyses

Tabela 9

Analizy chemiczne granitoidów w procentach wagowych
Rejon I — okolice Sobótki, Strzeblowa, Chwałkowa

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	71,60	73,03	71,74	74,82	75,75	75,39	75,03	78,63	75,08	82,74	85,54	76,02	71,32
TiO ₂	śląd	0,15	0,14	0,27	—	0,27	—	—	0,14	0,24	0,16	0,33	śląd
Al ₂ O ₃	15,09	14,63	16,74	13,87	13,61	14,04	14,14	12,99	15,00	8,55	6,55	13,49	14,64
FeO	1,97	1,97	1,15	1,53	0,68	0,58	0,43	—	0,07	0,22	0,20	0,22	0,91
Fe ₂ O ₃	0,53	0,37	0,32	0,27	0,55	0,87	0,08	0,26	1,11	1,87	0,81	1,42	2,44
MgO	0,48	0,24	1,66	0,59	0,08	0,20	0,40	0,11	0,02	0,28	0,22	0,30	0,96
MnO	—	śląd	0,03	—	—	0,04	śląd	—	—	—	—	—	—
CaO	1,90	1,73	1,14	1,92	0,42	0,86	0,71	0,41	0,18	0,99	0,97	1,34	2,74
K ₂ O	3,84	3,74	2,70	3,21	4,03	3,71	4,85	3,42	0,11	1,52	3,20	0,89	3,47
Na ₂ O	4,17	4,51	4,10	3,92	4,60	4,13	3,62	3,99	7,92	2,97	2,56	5,93	3,98
P ₂ O ₅	0,12	0,22	—	0,06	0,06	0,02	0,12	0,02	0,02	0,13	0,01	0,07	0,13
H ₂ O ⁻	—	—	0,10	0,05	—	0,06	0,10	—	0,14	0,37	0,08	0,59	0,11
H ₂ O ⁺	0,31	0,46	0,19	0,19	0,37	0,39	0,15	0,52	0,14	0,07	0,04	0,07	0,19
S	0,04	0,07	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Suma	100,05	100,12	100,15	100,70	100,18	100,56	99,62	100,33	99,93	100,54	100,34	100,89	100,89
C. wł.	2,668	2,649	—	2,634	2,630	2,610	—	—	2,593	2,648	2,618	2,638	—

1) Granodioryt z Chwałkowa, analizował K. Klüss

2) Granodioryt z Sobótki, analizował E. Eyme

3) Granodioryt ze Strzeblowa (odsl. 61), analizowała Prac. Przeds. Surowców Skalnych Kraków

4) Granodioryt z Chwałkowa (odsl. 67), analizowała Prac. Przeds. Surowców Skalnych Kraków

5) Aplitowa facja brzeźna, analizował A. Majerowicz

6) Alkaliczny granit strefy przykontaktowej (odsl. 74), analizował A. Eyme.

7) Alkaliczny granit o zmiennej strukturze (odsl. 123), analizował A. Majerowicz

8) Biały granit ze Strzeblowa, analizowała Prac. Przeds. Surowców Skalnych Kraków

9) Biały granit ze Strzeblowa (odsl. 54a), analizowała Prac. Przeds. Surowców Skalnych Kraków

10) Granit skwarcytyzowany, Pagórki Wschodnie — Strzeblów, analiza podana w literaturze (Regionalna Geologia Polski, 1957, op. cit.)

11) Granit skwarcytyzowany, Pagórki Wschodnie — Strzeblów

12) Granit Strzeblów — Pagórki Wschodnie

13) Granit, Chwałków — Strzelce, 11—13 analizował H. Pendias (1959)

Tabela 10

Skład normatywny, parametry Nigglego i wskaźniki C.I.P.W. granitoidów
Rejon I — okolice Sobótki, Strzeblowa i Chwałkowa

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1 I. 4. 2.(3)4.	2 I.4' 2. (3)4.	3 I. 4. 2. 4.	4 I. 4. 2. 4.	5 I'4.1 (3) 4.	6 I. 4. 2. 4.	7 I(I)4. 1. 3.	8 I. 3.1.4.	9 I. 4. 1. 5.	10 I. 3 2. 4.	12 I(3)4. 2'(4) 5	13 I'4.2. (3) 4.
si	357	372	353,84	408,85	460	451,80	446,42	545,83	434,37	737,43	435	330
al	44,5	44,5	48,52	44,59	48,5	49,28	50,36	52,92	51,04	44,39	45,5	40
fm	13,5	11,5	17,45	12,46	6	7,19	6,07	2,08	3,13	11,77	10,0	18,5
c	10,0	9,0	5,92	11,15	2,5	5,76	4,64	2,92	1,39	9,62	8,0	13,5
alk	32,0	35,0	28,11	31,80	43,0	37,77	38,93	42,08	44,44	34,22	36,5	28,0
k	0,37	0,34	0,30	0,35	0,36	0,37	0,47	35,64	0,008	0,25	0,09	0,37
mg	0,21	0,16	0,69	0,39	0,12	0,25	0,59	0,60	0,11	0,31	0,24	0,36
qz	129,0	132,0	141,40	181,65	188,0	200,72	190,70	277,51	156,61	500,55	189,0	118,0
kwarc	26,88	26,81	31,98	34,50	32,70	35,34	33,78	41,22	28,44	58,80	34,8	28,0
ortoklaz	22,24	21,68	16,12	18,90	23,91	21,68	28,36	20,02	0,56	8,90	5,6	20,6
albit	35,63	38,25	34,58	33,01	38,77	34,58	30,39	34,06	66,55	25,15	50,3	33,5
anortyt	8,34	7,23	5,56	8,34	0,83	4,45	2,50	1,95	1,11	3,89	5,8	11,7
korund	—	0,51	5,0	0,92	1,33	1,63	2,35	1,94	1,53	0,51	—	—
diopsyd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9
hipersten	4,50	3,1	5,68	3,48	1,12	—	1,66	—	—	—	—	—
enstatyt	—	—	—	—	—	0,5	—	0,30	0,1	0,7	0,7	2,0
magnetyt	0,70	0,70	0,46	0,46	0,70	1,16	0,23	—	—	—	—	3,0
hematyt	—	—	—	—	—	0,34	—	0,32	1,12	1,82	1,4	0,3
ilmenit	—	0,30	0,15	0,61	—	0,61	—	—	0,15	0,4	0,6	—
apatyt	0,34	0,34	—	0,34	0,34	—	0,34	—	—	0,34	0,2	0,4
woda	0,31	0,46	0,29	0,24	0,37	0,45	0,25	0,52	0,28	0,80	0,88	0,30
piryt	—	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,96	99,49	99,92	100,68	100,17	100,74	99,86	100,33	99,84	100,27	100,78	100,70
% An w plagioklazach	18,97	15,89	13,85	20,17	2,09	11,40	7,60	5,41	1,64	13,39	10,3	25,9
Suma min. femicznych	5,54	4,54	6,39	4,89	2,16	2,61	2,23	0,62	1,37	3,26	2,90	6,6

Tabela 11

Analizy chemiczne granitoidów
Rejon IV — okolice Mrowin i Siedlimowic

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,79	74,28	66,60	68,62	66,62	66,24	74,40	73,30
TiO ₂	0,16	0,15	0,06	0,10	0,09	0,15	0,17	0,05
Al ₂ O ₃	14,38	16,04	20,06	19,14	21,54	21,88	15,77	13,39
Fe ₂ O ₃	0,26	0,36	0,45	0,34	0,22	0,16	0,19	0,84
FeO	0,37	brak	0,07	0,07	brak	brak	0,14	1,00
MnO	śląd	brak	brak	brak	brak	brak	śląd	—
CaO	1,21	0,54	0,50	0,83	0,54	0,67	0,44	2,23
MgO	0,23	0,19	0,21	0,19	0,14	0,25	0,29	0,29
Na ₂ O	3,25	2,00	7,32	6,35	6,05	6,82	3,07	3,58
K ₂ O	4,60	3,90	2,67	2,05	2,00	1,50	3,75	4,80
P ₂ O ₅	0,053	0,035	0,045	0,048	0,025	0,046	0,030	0,07
SO ₃	0,50	0,46	0,46	0,42	0,42	0,34	0,30	—
H ₂ O ⁺	0,83	2,19	1,53	1,90	2,38	2,23	1,40	0,42
H ₂ O ⁻	0,51	0,29	0,37	0,27	0,41	0,19	0,26	—
	100,15	100,44	100,34	100,53	100,44	100,48	100,21	99,97

1. Granit zwięzły niezwiertzały szybk głębokość 3 m
2. Skala skaleniowo-kwarcowa z muskowitem szybk głębokość 5 m
3. Skala skaleniowo-kwarcowa szybk głębokość 7 m
4. Skala skaleniowo-kwarcowa szybk głębokość 9 m
5. Skala skaleniowo-kwarcowa szybk głębokość 11 m

6. Skala skaleniowo-kwarcowa szybk głębokość 12,5 m
 7. Granit dwuluzszykowy zwięzły, szary szybk głębokość 13,0 m
 8. Granit dwuluzszykowy, Siedlimowice (odsl. 160)
- 1—7 analizowało Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie.
8. Katedra Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Wrocławskiego, analizowali B. Kaćma i A. Matkowski

Tabela 12

Skład normatywny, wskaźniki C.I.P.W. i parametry Nigglego skał granitoidowych

Rejon IV — okolice Siedlimowic i Mrowin

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1 I (I) 4. 2.3.	2 I (I) 3. 1.3.	3 I (I) 4. 1.4.	4 I (I) 4. 1.4.	5 I (I) 4. 1.4.	6 I (I) 4. 1.4.	7 I (I) 3. 1.3.	8 I.2.2.3.
si	442	493	304	341	322	304	476	394
al	50,7	62,5	54,0	55,8	61,3	59,4	58,4	42,2
fm	5,4	4,4	3,3	2,7	1,4	2,2	3,8	10,0
c	7,6	4,0	2,5	4,5	2,9	3,6	3,5	12,6
alk	36,3	29,1	40,2	37,0	34,4	34,8	34,3	35,2
k	0,48	0,56	0,2	0,17	0,18	0,13	0,44	0,47
mg	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,7	0,23
qz	196,8	276,6	43,2	93,0	84,4	64,8	238,8	153
kwarc	34,56	48,60	14,40	23,94	25,02	19,32	42,24	30,30
ortoklaz	27,24	22,80	16,12	11,68	11,68	8,90	21,68	28,36
albit	27,25	13,62	58,69	50,83	47,68	57,64	24,10	30,99
anortyt	5,84	2,78	2,50	4,17	2,78	2,50	2,50	6,12
korund	1,94	8,16	4,69	5,51	9,08	8,16	—	—
hipersten	0,50	0,50	0,50	0,50	—	0,60	0,70	—
rutyl	—	0,16	—	—	0,08	0,16	0,16	—
magnetyt	0,23	—	—	—	—	—	—	0,18
hematyt	0,16	0,48	0,48	0,32	0,16	0,16	0,16	—
ilmenit	0,30	—	0,15	0,15	—	—	0,15	0,91
apatyt	0,34	—	—	—	—	0,34	—	0,34
tenardyt	—	0,85	0,85	0,85	0,85	—	0,57	—
piryt	0,72	—	—	—	—	—	—	—
woda	1,34	2,48	1,90	2,17	2,79	2,42	1,66	0,42
wolastonit	—	—	—	—	—	—	—	0,35
Suma min. femicznych	2,25	1,14	1,13	0,52	0,24	1,26	1,17	5,02
% An w plagioklazie	17,65	16,95	4,08	7,58	5,50	4,16	9,39	16,76

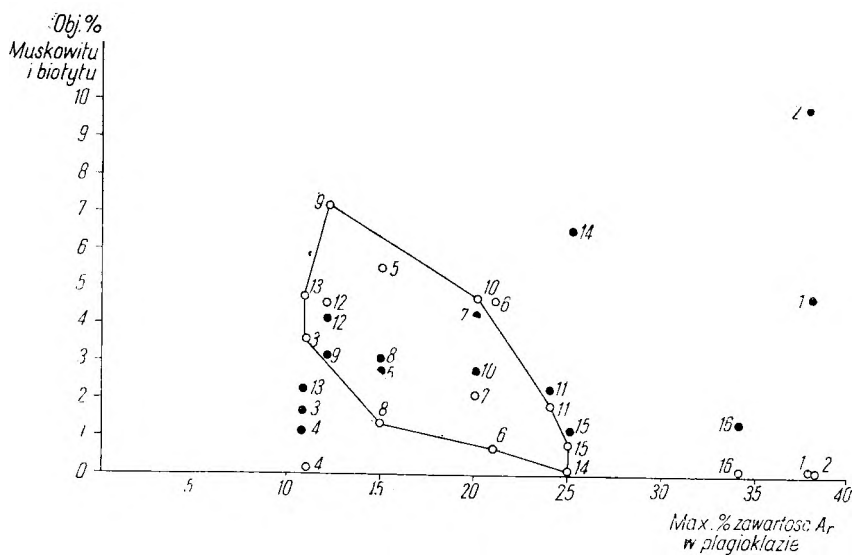


Fig. 21

Diagram przedstawiający wzajemną zależność występowania muskowitu i składu plagioklazów (kółka — muskowit, punkty — biotyt)

Diagram showing the mutual interdependence of the occurrence of muscovite and the composition of plagioclases (circles — muscovite, dots — biotite)

Tabela 13

Analizy chemiczne granitoidów
Rejon V — okolice Jaroszowa, Góry Granicznej i Żarowa

	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,80	71,46	73,98	73,86	63,96
Al ₂ O ₃	15,80	14,07	12,89	13,67	15,88
Fe ₂ O ₃	0,62	1,73	1,88	1,45	1,93
FeO	2,70	1,33	1,30	0,71	3,68
MnO	0,06	—	śląd	—	0,02
MgO	0,40	0,69	0,35	0,53	1,42
CaO	2,81	2,46	2,35	1,61	4,80
Na ₂ O	3,75	3,56	3,48	3,49	4,39
K ₂ O	4,44	4,69	3,36	4,22	2,18
TiO ₂	0,45	0,17	śląd	śląd	0,76
P ₂ O ₅	śląd	0,22	0,38	0,41	0,20
H ₂ O ⁺	0,57	0,35	0,30	0,36	0,53
H ₂ O ⁻	0,08	0,13	0,10	0,13	0,03
	100,48	100,86	100,87	—	99,78

1. Granit Jaroszków, analizowała M. Borkowska.
2. Granit Jaroszków kamieniołom, analiz. Prac. I.G. Wrocław.
3. Granit nierównościarnisty, Góra Graniczna, analiz. Prac. I.G. Wrocław
4. Granit dwuluzszykowy, łom przy drodze Żarów — Jaworzyna Śl., analiz. Prac. I.G. Wrocław
5. Granodioryt biotytowy z Żarowa (odst. 167), analiz. Kat. Min. i Petr. U. Wr.: B. Kaćma i A. Matkowski

Tabela 14

Skład normatywny, wskaźniki C.I.P.W. i parametry Nigglego granitoidów

Rejon V — okolice Łazan, Jaroszowa i Granicznej

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1 II'' 4.2. 3''	2 I'3(4).2. 3.(4)	3 I'3(4).2. 3.(4)	4 I.(3).4. 2.3.	5 II.3.3.4.
si	309	344	381	403	237
al	42	40	39	44	34,7
fm	15,5	16,5	19,5	13,5	25,2
c	13,5	13	13	9,5	19,2
alk	29	30,5	28,5	33	20,9
k	0,43	0,47	0,39	0,45	0,24
mg	0,17	0,30	0,33	0,32	0,31
qz	93	122	167	171	53
kwarc	21,9	27,2	35,3	34,4	17,34
ortoklaz	26,1	27,8	20,0	25,0	12,79
albit	31,7	29,9	29,3	29,3	37,20
anortyt	13,2	8,6	8,9	5,3	17,24
korund	—	—	0,2	1,4	—
diopsyd	0,6	2,2	—	—	4,64
hipersten	4,5	—	2,9	1,4	—
enstatyt	—	1,2	—	—	5,54
magnetyt	0,9	2,6	2,9	2,1	2,78
hematyt	—	—	—	—	—
ilmenit	0,8	0,3	—	—	1,37
apatyt	—	0,5	0,9	1,0	0,34
piryt	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	0,48	0,40	0,49	0,56
% An w plag.	29	22,3	23,3	15,3	32,04
Suma min. fem.	6,8	6,8	6,7	4,5	14,67

Tabela 15

Analizy chemiczne granitoidów
Rejon VI — okolice Strzegomia, Grabiny, Żółkiewki i Goczalkowa

	1	2	3
SiO ₂	66,75	74,17	78,52
Al ₂ O ₃	13,44	18,41	12,72
Fe ₂ O ₃	2,96	1,09	0,45
FeO	4,98	0,30	0,30
MgO	1,10	0,23	0,16
CaO	1,77	0,46	0,51
Na ₂ O	3,45	4,42	5,10
K ₂ O	4,30	3,52	1,27
TiO ₂	0,23	—	—
P ₂ O ₅	0,35	0,21	0,17
H ₂ O ⁺	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,39	0,39	0,33
S	—	0,30	0,17
	100,72	99,90	99,70
		ślądy B ₂ O ₃	

1. Granit Strzegom, analizował F. Riegner
2. Aplit turmalinowy, wzgórze Lisiec, analizował G. Gürich
3. Aplit turmalinowy na S od Grabiny, analizował G. Gürich

Tabela 16

Skład normatywny, wskaźniki C.I.P.W. i parametry Nigglego granitoidów

Rejon VI — okolice Strzegomia, Grabiny, Żółkiewki i Goczalkowa

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1 (I) II. 4.2.3.	2 II 3 I (4) 1 4.	3 I.3I. 4.(5)
si	278	375	534
al	35	58	51
fm	30	7	6
c	8	2,5	3,5
alk	27	32,5	39,5
k	0,55	0,34	0,15
mg	0,21	0,17	0,29
qz	78	145	276
kwarc	22,9	35,0	42,5
ortoklaz	25,0	20,6	8,3
albit	29,3	35,1	43,0
anortyt	7,0	1,4	1,7
korund	0,7	3,7	2,2
diopsyd	—	—	—
hipersten	9,0	—	0,6
enstatyt	—	0,6	—
magnetyt	4,4	0,9	0,7
hematyt	—	0,5	—
ilmenit	0,5	—	—
apatyt	0,7	0,4	0,3
piryt	—	—	—
tenardyt	—	0,6	0,3
H ₂ O	1,39	0,39	0,33
% An w plagioklazie	19	3,8	4
Suma min. femicznych	14,6	2,4	1,6

Tabela 17

Analizy chemiczne granitoidów
Rejon VII — okolice Kostrzy, Borowa, Rogoźnicy, Zimnika i Gniewkowa

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,01	69,75	71,68	70,75	73,12	70,00	70,19	74,39
Al ₂ O ₃	13,93	14,94	14,03	14,44	13,33	15,13	14,67	13,25
Fe ₂ O ₃	0,34	1,42	1,73	2,01	0,58	1,72	0,75	0,98
FeO	1,50	2,03	1,04	1,16	1,60	1,37	2,29	0,74
MnO	śląd	śląd	śląd	śląd	—	śląd	śląd	śląd
MgO	0,47	0,63	0,78	0,61	0,65	0,38	0,83	0,14
CaO	1,85	1,55	1,98	1,69	2,50	1,68	2,01	1,49
Na ₂ O	3,81	3,89	3,59	4,18	3,90	3,96	4,04	3,64
K ₂ O	4,98	4,78	4,89	4,98	4,12	5,40	5,06	4,94
TiO ₂	—	—	śląd	0,19	0,15	0,15	śląd	śląd
P ₂ O ₅	—	śląd	0,17	0,10	0,14	0,14	—	—
H ₂ O ⁺	0,40	0,48	0,47	0,47	0,30	0,18	0,36	0,58
H ₂ O ⁻	0,09	0,06	0,20	0,18	0,20	0,14	0,12	0,10
MoO ₃	—	0,81	—	—	—	—	—	—
S	0,04	0,36	0,03	—	—	—	—	—

- | | |
|------------------------|---|
| 1. Kamieniołom Borów | 5. Kamieniołom Kostrza |
| 2. Kamieniołom Borów | 6. Kamieniołom Kostrza |
| 3. Kamieniołom Kostrza | 7. Kamieniołom Rogoźnica |
| 4. Kamieniołom Kostrza | 8. Kamieniołom Zimnik (granit drobnoziarnisty) 1—8 Anal. Prac. I.G. Wrocław |

Tabela 18

Skład normatywny, wskaźniki C.I.P.W. i parametry Niggiego granitoidów
Rejon VII — okolice Kostrzy, Borowa, Rogoźnicy, Zimnika i Gniewkowa

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1	2	3	4	5	6	7	8
	I.4. ^{II} 2. 3.	I. ^{II} 4.2. 3.	I.4.2.3.	I.4.(1) 2.3.	I. ^{II} 4. ^{II} 2. 3.	I.4. ^{II} 2. 3.	I. ^{II} 4. ^{II} 2.3.	I. ^{III} 4. (I).2.3.
si	360	315,5	352	340	371	336	323	421,5
al	40	39,5	40,5	41	39,5	42	40	44
fm	16	22	16	16	14	14	17	9
c	10	7,5	10,5	9	14	9	10	9
alk	34	31	33	34	32,5	35	33	38
k	0,46	0,45	0,47	0,45	0,41	0,47	0,45	0,47
mg	0,20	0,20	0,34	0,27	0,35	0,18	0,33	0,15
qz	124	91,5	120	104	141	96	91	169,5
kwarc	26,9	23,3	26,9	23,5	28,9	22,3	20,8	31,2
ortoklaz	29,5	28,4	29,5	29,5	24,5	31,7	30,0	28,9
albit	32,0	33,0	30,4	35,1	33,0	33,5	34,1	30,9
anortyt	6,1	7,8	7,2	5,6	6,4	7,5	7,0	5,3
korund	—	0,4	—	—	—	—	—	—
diopsyd	2,6	—	1,5	1,5	4,4	—	2,6	1,9
hipersten	2,3	4,1	1,5	—	1,4	1,7	4,4	—
enstatyt	—	—	—	0,8	—	—	—	—
magnetyt	0,5	2,1	2,6	3,0	0,9	2,6	1,2	1,4
hematyt	—	—	—	—	—	—	—	—
ilmenit	—	—	—	0,5	0,5	0,3	—	—
apatyt	—	—	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—
piryt	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—
molibdenit	—	0,9	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,49	0,54	0,67	0,65	0,50	0,32	0,48	0,68
% An w plagioklazie	17	19	19	15	16	17,7	17	14,6
Suma min. femicznych	5,4	7,1	6	5,6	7,3	4,9	8,2	3,3

Analizy chemiczne granitoidów
Rejon VIII — okolice Czernicy, Paszowic i Męcinki

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	77,22	77,11	73,28	76,60	76,72	75,27	73,01	75,63	70,26	73,42
TiO ₂	—	—	0,14	0,21	0,25	0,22	0,21	0,30	0,40	—
Al ₂ O ₃	12,23	12,41	13,53	12,61	12,51	12,60	13,86	12,66	14,51	13,90
FeO	0,46	0,90	1,83	0,20	0,14	0,50	0,49	0,29	1,62	1,44
Fe ₂ O ₃	0,89	0,52	0,94	1,49	1,54	1,62	1,51	2,12	1,78	0,27
MnO	śląd	śląd	śląd	—	—	—	—	—	0,04	śląd
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,20	0,13	0,07	0,07	0,09	0,09	0,20	0,12
CaO	1,04	0,82	1,63	1,17	0,73	1,01	0,49	0,92	1,98	1,81
MgO	0,09	0,15	0,38	0,18	0,12	0,52	0,35	0,61	0,89	0,29
K ₂ O	3,08	3,49	3,45	3,77	3,84	4,57	4,79	3,34	3,72	4,60
Na ₂ O	4,45	4,15	3,96	4,05	4,61	2,89	4,09	3,58	3,85	4,06
H ₂ O ⁻	0,03	0,04	0,03	0,19	0,14	0,67	0,28	0,48	0,37	0,12
H ₂ O ⁺	0,17	0,10	0,26	0,33	0,21	0,82	0,52	0,68	0,48	0,22
Suma	99,79	99,84	99,63	100,93	100,87	100,76	100,69	100,78	100,10	100,41
C. wł.	2,613	2,612	2,648	2,613	2,606	2,611	2,613	2,602	—	—

- | | |
|--|--|
| <p>1. Aplogranit, Paszowice (odsl. 221)</p> <p>2. Aplogranit, Paszowice (odsl. 221)</p> <p>3. Granit gruboziarnisty, Paszowice (odsl. 220)
1—3 analiz. H. Pendas</p> <p>4. Granit drobnoziarnisty szary, biotytowy — otwór Paszowice III, głęb. 64,60—64,90 m</p> <p>5. Aplogranit szaroróżowy — mała zawartość biotyту, otwór Paszowice III, głęb. 80,84—81,24 m</p> <p>6. Granit szary nierównozziarnisty — biotytowy, otwór Paszowice II, głęb. 145,20—146,10 m</p> | <p>7. Granit szary nierównozziarnisty, biotytowy, otwór Paszowice II, głęb. 146,10—146,66 m</p> <p>8. Granit średnioziarnisty, biotytowy, otwór Paszowice II, głęb. 151,01—152,00 m</p> <p>9. Granit szary średnioziarnisty, biotytowy, otwór Męcinka I, głęb. 187,00—188,50 m</p> <p>10. Granit z kamieniołomu Czernica
4—10 analiz. Prac. I.G. Wrocław</p> |
|--|--|

Tabela 20

Skład normatywny, wskaźniki C.I.P.W. i parametry Nigglego granitoidów
Rejon VIII — okolice Czernicy, Paszowic i Męcinki

Wskaźniki magmowe C.I.P.W.	1 I.3(4) (2) 2.4	2 I.3(4) 1(2) (3)4	3 I' 4.4 (3) 4	4 I (I) 4. 2.4.	5 I (I) 4 1.4.	6 I (I) 3 2.3.	7 I(I)4 1.3.	8 I (I)3. 2.4.	9 I(I)4 2.4.	10 I.4.(I) 2.3''
si	487,0	486,0	393,5	425	466	453	412	451	339	389
al	45,5	46,0	42,5	41,3	44,9	44,8	46,1	44,8	41,2	43,5
fm	7,5	9,0	15,5	16,7	8,8	14,1	11,2	16,2	19,1	10,0
c	7,0	5,5	9,5	7,0	4,7	6,5	3,0	5,7	10,4	10
alk	40,0	39,5	32,5	35,0	41,6	34,6	39,7	33,4	29,3	36,5
k	0,41	0,35	0,37	0,38	0,35	0,51	0,43	0,38	0,39	0,43
mg	0,10	0,17	0,23	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,23
qz	227,0	228,0	163,5	185	200	214,6	153,2	217,4	121,8	143
kwarc	37,3	37,3	32,1	36,36	34,20	38,28	29,70	39,72	28,26	27,7
ortoklaz	18,4	20,6	20,6	22,24	22,24	27,24	28,36	19,46	21,68	27,2
albit	37,7	35,1	33,5	34,06	38,77	24,63	34,58	30,39	32,49	34,6
anortyt	4,2	3,3	7,2	4,73	2,50	3,89	1,39	3,34	8,90	5,8
korund	—	0,6	0,5	0,20	—	1,43	1,43	2,04	0,92	—
diopsyd	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9
hipersten	—	1,7	3,3	0,50	0,50	1,20	0,80	1,50	2,99	1,8
rutyl	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—
magnetyt	1,4	0,7	1,4	—	—	0,93	0,93	—	2,55	0,5
hematyt	—	—	—	3,36	1,44	0,96	0,80	2,08	—	—
ilmenit	—	—	0,3	0,46	0,15	0,46	0,47	0,61	0,76	0,3
apatyt	0,3	0,3	0,3	0,34	0,34	0,24	0,34	0,34	0,34	0,3
molibdenit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34
H ₂ O	0,2	0,14	0,29	0,52	0,35	1,49	0,80	1,16	0,85	—
Suma min. fem.	2,0	2,7	5,3	4,66	2,67	3,89	2,61	4,53	6,64	4,9
% An w plag.	10,0	8,6	17,7	12,20	6,05	13,64	3,87	9,90	21,50	14,4

%An w plagioklazie

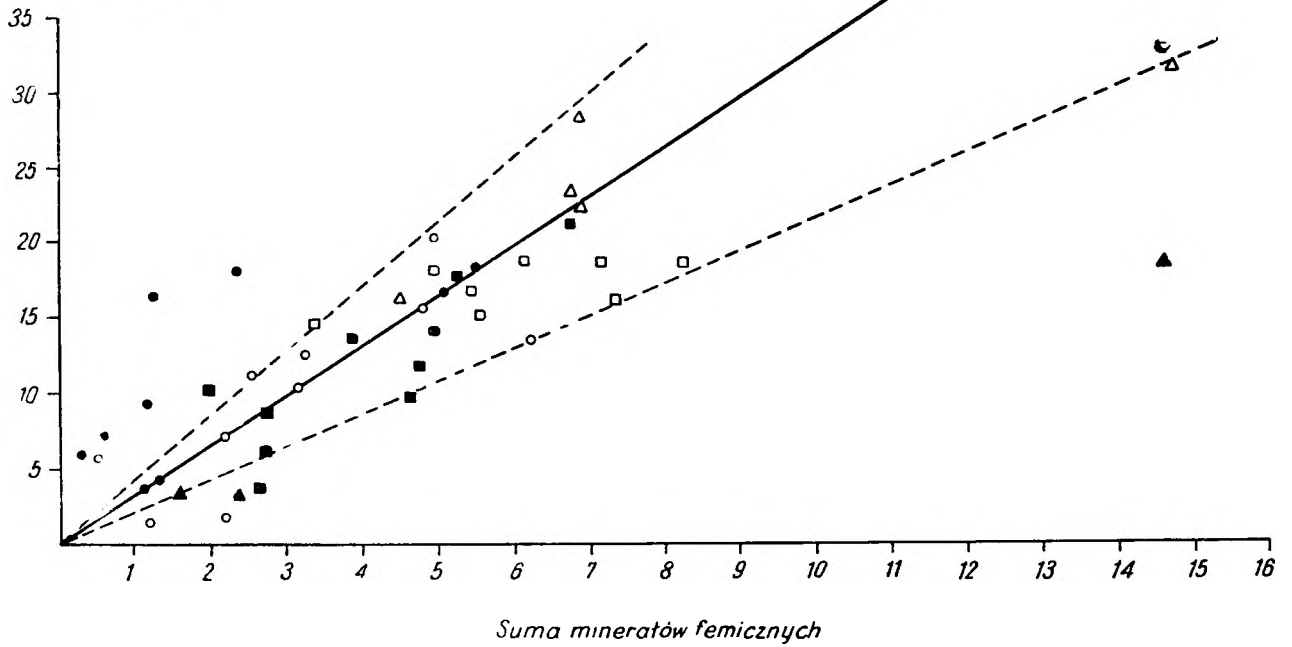


Fig. 25

Diagram obrazujący stosunek ilości minerałów ferycznych do procentowej zawartości An w plagioklazie (objaśnienia punktów jak na fig. 24)

Diagram showing the ratio of the amount of feric minerals to the An per cent content in the plagioclase (explanations as in fig. 24)

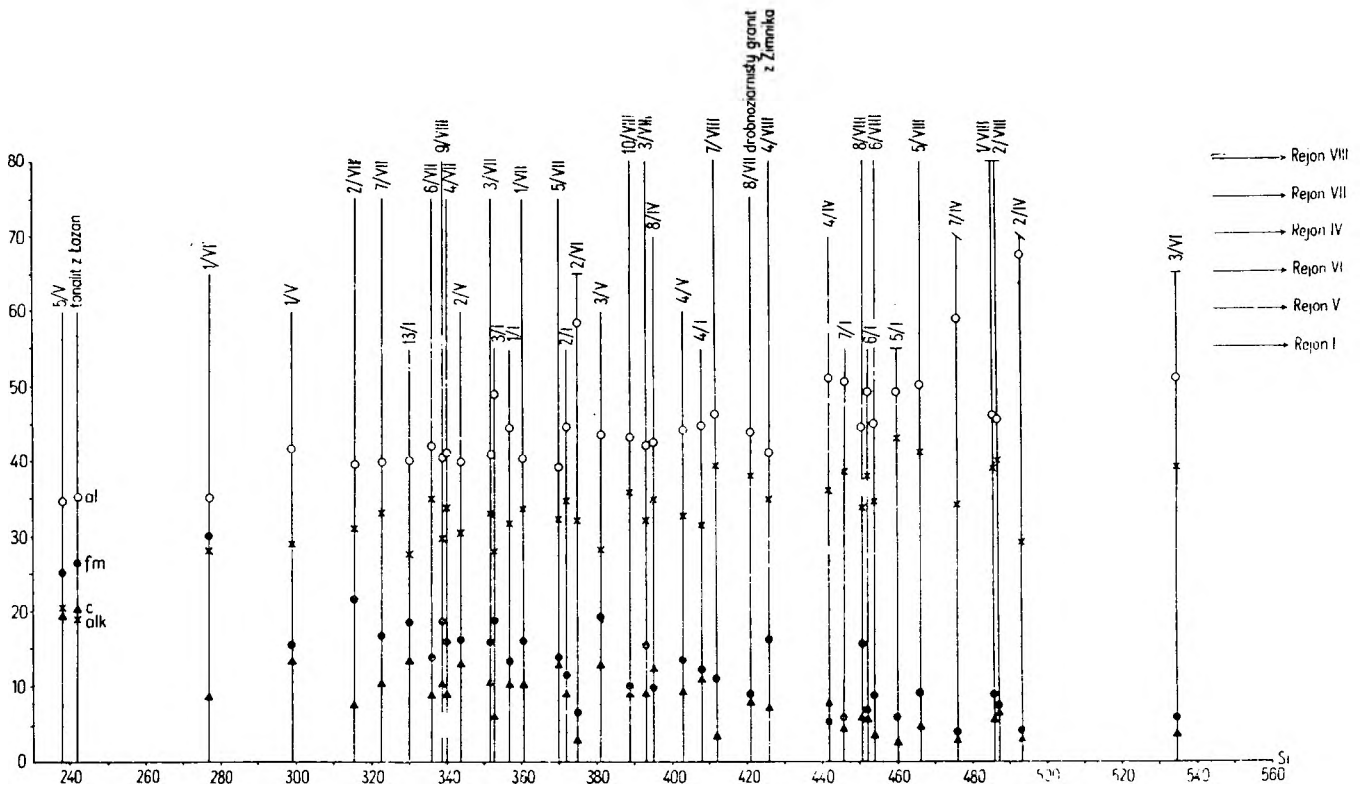


Fig. 26

Wykres zmienności czterech głównych parametrów Niggliego w zależności od parametru *si*
 Variability curve of Niggli's 4 main parameters as controlled by the *si* parameter

Występują one mniej więcej symetrycznie po obu stronach przeciętnej, wyznaczając pole dla większości punktów. Zrozumiałe, że najbardziej od niego oddalone będą punkty metagranitu alaskitowego ze Strzeblowa oraz zmienionej skały z Mrowin, a także wymienione już przednio aplity z rejonu I, VI i VIII. Wyjątkowo dużą zawartość minerałów ciemnych, przy dość wysokiej zawartości cząsteczki An w plagioklazach, wykazuje granodioryt z Łazan w pobliżu kontaktu z tonalitem oraz granit ze Strzegomia, którego analiza wykonana była w okresie przedwojennym i nie jest bliżej podane miejsce pobrania próbki.

Wykres przedstawiający zmiany czterech głównych parametrów Niggiego (fig. 26) w zależności od parametru si , który zwykle stosuje się do wykazania komagmatyzmu zróżnicowanych serii magmowych większych lub mniejszych regionów, ma spełnić tu nieco inne zadanie. Ma on wykazać ewentualną prawidłowość przestrzennej zmiany chemizmu skały i wahania składu chemicznego w poszczególnych rejonach masywu. Dlatego wysokość odcinków pionowych jest zróżnicowana w zależności od regionu i na każdym podany jest symbol próbki, umieszczony również w tabelach analiz chemicznych. Pominięto tu metagranit ze Strzeblowa oraz większość analiz zmienionej skały z Mrowin. Dwie próbki pochodzące z tej ostatniej miejscowości są dość silnie skaolinizowane (2/IV i 7/IV) i wykazują duże wzbogacenie w glinę. Ich odcinki pionowe zaznaczone są na diagramie ukośnymi poprzeczkami. Odcinki aplitów zakończone są poziomą poprzeczką.

Najbliżej punktu początkowego układu znajduje się bogaty w An i minerały femiczne granodioryt i tonalit z Łazan, najdalej aplit z rejonu VI. Ogólna prawidłowość wzrostu parametrów alk i al oraz spadku fm i c, w miarę wzrostu parametru si , są dostrzegalne, chociaż widoczne są duże skokowe ich wahania. Największą prawidłowość i najmniejszą rozbieżność tych parametrów wykazują analizy z rejonu VII (co zgodne jest z innymi poprzednio interpretowanymi diagramami), a największą rozbieżność — analizy z rejonu I a także częściowo IV i V. Jeżeli przyjmiemy, że wszystkie analizy wykonane były prawidłowo i brana była odpowiednia do uziarnienia ilość materiału, to wynika z tego, że skała nie jest całkowicie „zhomogenizowana” i wykazuje różny stopień niejednorodności chemicznej nawet na mniejszych odcinkach w obrębie jednego rejonu.

W celu pokazania przestrzennej zmienności składu mineralnego i innych cech petrograficznych w całym masywie został skonstruowany zbiorczy diagram (fig. 27 a i b), na którym poszczególne odcinki analiz mikrometrycznych naniesione są kolejno, posuwając się od krańca południowo-wschodniego aż do krańca północno-zachodniego. Widać tu także dużą skokową zmienność stosunku ilościowego głównych składników w rejonach od I do VI, a najbardziej wyrównane stosunki zaznaczające się spokojnym przebiegiem krzywych w rejonie VII, co zgodne jest z dużą prawidłowością w interpretowanych wyżej analizach chemicznych tego rejonu.

Jeśli chodzi o występowania i koncentrację pierwiastków rzadkich zbadanych przez W. Kowalskiego (*op. cit.*), to różnice w ich koncentracji są, zdaniem tego autora, nieznaczne. W zbadanych przez niego próbkach (Grabina Śląska, Żółkiewka, Zimnik, Czernica, Borów, Mrowiny, Wierzbno, Gola Świdnicka i Strzeblów) okazało się, że granitoidy wzbogacone w potas mają podwyższoną zawartość rubidu. Granit z Borowa ma podwyższoną zawartość ołowiu, a podwyższoną zawartość baru i strontu wykazują próbki porfirowatego granitu monzonitowego z Zimnika i drobnoziarnistego granitu z Goli Świdnickiej. Ta ostatnia nazwa miejscowości podana jest najprawdopodobniej mylnie, gdyż na podstawie badań M. Borkowskiej (*op. cit.*) i autora występuje tam wyłącznie średnioziarnisty granodioryt.

Wyróżnione na początku tego rozdziału 3 główne odmiany petrograficzne w masywie — granit alkaliczny, granit monzonitowy i granodioryt — wykazują na ogół pewną prawidłowość w regionalnym występowaniu, chociaż istnieją w wielu miejscach między nimi strefy przejściowe. Dlatego praktyczny podział regionalny będzie nieco inny od bardziej ścisłego podziału petrograficznego.

Jeżeli przedzielimy masyw na dwie części mniej więcej na linii Mikoszowa—Jaworzyna Śląska (fig. 1), to można stwierdzić, że w północnym obszarze południowo-wschodniej części przeważa:

1) *granodioryt biotytowy*, a w południowym i środkowym granit dwułyżczykowy, który jest w większości granitem monzonitowym o stosunkowo niewielkiej zawartości An w plagioklazach. Miejscami plagioklasy mają jednak skład albitu (poniżej 12,5% An) i wtedy należy on do granitu alkalicznego. Dlatego całość można określić najlepiej jako:

2) *dwułyżczykowy granit monzonitowy z przejściami do granitu alkalicznego*.

W okolicy Żarowa i Mrowin podchodzi on aż do północno-wschodniej osłony i przedziela granodioryt biotytowy odstawiający się w rejonie Strzeblowa, Chwałkowa, Goli i Gołaszyc od granodiorytu biotyowego z okolicy Łazan i Mikoszowej.

W północno-zachodniej stronie masywu występuje zarówno biotytowy granit monzonitowy (wzgórze Jaroszowskie), jak też granodioryt biotytowy (wzgórze Skalnika i Kotki), z przejściami jednej odmiany w drugą (fig. 8). Dlatego autor proponuje określić go w tej strefie jako:

3) *granodioryt biotytowy z przejściami do granitu monzonitowego*.

W środkowej i zachodniej części drugiej połowy masywu występuje wyłącznie:

4) *biotytowy granit monzonitowy (miejscami z hornblendą)*.

Te 4 odmiany tworzą główną masę skalną masywu. Oprócz nich w pobliżu kontaktu z metagabrem i amfibolitami na Ślęży i w Strzeblowie występuje na niewielkich obszarach.

5) *alkaliczny granit dwułyżczykowy* miejscami o zmiennej strukturze, który stopniowo przez zmianę składu plagioklazów i zanik muskowitu przechodzi w granodioryt biotytowy.

Do tej alkalicznej odmiany w większości należy także metagranit *alaskitowy*.

Jak wynika z analiz chemicznych granitu z otworu Paszowice II i III, określonego przez Jerzmańskiego jako aplogranit różowy, jest to również granit alkaliczny. Nie jest wykluczone, że próbki te mogą pochodzić z aplitów podobnych do występującego w małym łomiku koło Paszowic (odsł. 221).

Odrębne wiekowo odmiany granitoidów w masywie to:

- 7) *drobnoziarnisty granit monzonitowy z Zimnika*,
- 8) *tonalit z Łazan*.

8. SKŁADNIKI MINERALNE I ICH WZAJEMNE STOSUNKI

W opisach petrograficznych poszczególnych rejonów podkreślone zostały w wielu miejscach charakterystyczne struktury reakcyjne i tworzenie się wtórnych minerałów oraz podane własności morfologiczne i częściowo optyczne wielu składników granitu. Opisy te przeważnie nawiązują do szczegółowych analiz mikroskopowych wykonanych w granicy okolicy Strzeblowa i Chwałkowa z poprzednich opracowań autora (1961 i 1963). Zaobserwowane tam zjawiska strukturalne, które pozwoliły odtworzyć petrogenetyczną historię skały, to przede wszystkim wyróżnienie kilku odmian plagioklazów o zmieniającym się składzie chemicznym, nieprawidłowości w ich budowie polegające na korodowaniu zasadowych partii jądrowych przez kwaśniejsze obwódki, wydzielanie wtórnych minerałów w procesach deutero-klastycznych (Smulikowski 1947) czy endoleptonicznych (Drescher-Kaden 1948), zjawiska protoklazji i miejscami kataklazji. Jeśli chodzi o skałki potasowe, to oprócz stwierdzenia, że jest to mikroklin o dużym kącie $2V_{\alpha}$ (ok. 80°), podane zostały jego najczęstsze zbliżnienia, wyróżnione pertyty z odmieszania oraz pertyty infiltracyjne, które miejscami doprowadziły do zaawansowanego procesu albityzacji, wykształcając albity szachownicowe. Podkreślono endoblastyczny rozrost skałki potasowego, poprzedzony utworzeniem zmienionych ilości przerostów myrmekitowych. Opisano także drugi rodzaj wtórnego albitu występujący w zmiennych ilościach na granicy ziarn skałki, a zwłaszcza skałki potasowych. Zwrócono też uwagę na występujący miejscami idiomorfizm ziarn kwarcu względem skałki potasowego oraz został wyróżniony najmłodszy kwarc zbliżający się do spękania w innych składnikach i wykształcający przerosty mikropegmatytowe w skałkach potasowych i plagioklazach. W biotycie zaobserwowano zmienne własności pleochroiczne, różny stopień chlorytacji tego składnika oraz ślady jego resorpcji głównie przez plagioklasy, przy wydzielaniu pewnych ilości produktów wtórnych. W odmianach granitu alkalicznego został wyróżniony muskowiit pierwotny i wtórny powstały kosztem skałki oraz minimalne ilości tego łuszczyku powstałe przy korozji biotyty. Opisano też cechy niektórych minerałów akcesorycznych.

Jak wynika z opisów większości innych odsło-

Dla trzech głównych odmian (z pominięciem biotytoowego granodiorytu z przejściami do granitu monzonitowego występującego na małym obszarze), wykazujących znaczną przewagę w ilościowym występowaniu w odkrytej i zbadanej części masywu, można zaproponować nazwy pochodzące od miejscowości, w której są najbardziej typowo wykształcone.

Granodioryt biotytoowy można określić jako *granodioryt strzeblowski*, dwuluszczykowy granit monzonitowy z przejściami do granitu alkalicznego jako *granit wierzbicki*, a biotytoowy granit monzonitowy (miejscami z hornblendą) jak *granit strzegomski*.

niętych części masywu, mikroskopowe cechy skały oraz własności jej składników w ogólnych zarysach nie różnią się od granitów Strzeblowa i Chwałkowa. Megaskopowo skały różnią się występowaniem w niektórych miejscach struktur porfirowatych, a upodabniają się występowaniem również miejscami mniej lub bardziej wyraźnych tekstur kierunkowych.

Skład chemiczny plagioklazów oraz inne ich własności zmieniają się stopniowo w wielu strefach masywu, w zależności od odmiany granitoidu w której występują. Bardziej zasadowe plagioklasy przeważnie wykazują budowę pasową, miejscami o słabo zaznaczającej się rekurencji, przy czym pasowość ta nie wszędzie jest jednakowa i widoczne są różne jej warianty. Oprócz opisów w tekście zostały te cechy w sposób zgeneralizowany przedstawione na diagramie (fig. 27 a i b). Na ogół najbardziej zasadowe partie jądrowe nie zawierają więcej niż 40% An i w różny sposób zmieniają swój skład w kierunku zewnętrznych obwódek. Niektóre zmieniają skład w sposób ciągły, co na diagramie zostało oznaczone strzałką, niektóre natomiast dość ostro oddzielają się od obwódki i różnica w składzie chemicznym wynosi od kilku do kilkunastu % An. W takim przypadku na diagramie między cyframi nie ma żadnego znaku.

Prawie na całym masywie, gdzie występują bardziej zasadowe plagioklasy, spotyka się zjawiska nieprawidłowości w budowie polegające na korozji partii jądrowych przez bardziej kwaśne partie zewnętrzne. Jądra mogą wtedy przybierać nieprawidłowe amebowate kształty lub mogą wykazywać ślady pierwotnej budowy pasowej, przeciętej ostrą granicą później utworzonej obwódki. Niekiedy korozja prowadzi do zupełnie nieprawidłowej, mozaikowej lub plamistej budowy danego osobnika, podobnie jak przedstawione to zostało na rycinach i zdjęciach w granicy ze Strzeblowa czy Chwałkowa. Część tych zjawisk przedstawiona jest na fig. 30 oraz pl. XV, fot. 1 i 2.

Jak wynika z rozdziału 4, można sporadycznie spotkać także przypadki inwersyjnej budowy pasowej (rejon III). Wśród plagioklazów o bardziej konsekwentnej budowie, gdzie występują wyraźną zbliżnienia, można wyróżnić 3, a nawet 4 rodzaje osobników różniące się składem chemicznym i budową. Można je określić jako generacje, ponieważ bardziej

zasadowe zgodnie z regułami rządzącymi krystalizacją magmową powinny tworzyć się wcześniej.

Do pierwszej generacji należy zaliczyć osobniki o najbardziej zasadowych jądrach, które stopniowo lub niekiedy skokowo przechodzą w coraz bardziej kwaśne obwódki tworzące się równocześnie z generacjami młodszymi (maks. od 40% An do 12% An). Późniejsze plagioklasy, o składzie chemicznym bardziej wewnętrznych lub całych obwódek osobników najstarszych, również wykazują budowę pasową (28 do 10% An). Najmłodszą generację stanowią osobniki prawie nie wykazujące budowy pasowej, które tworzą w odmianach granodiorytowych zwykle znacznie mniejsze kryształy o składzie najbardziej kwaśnych obwódek pierwszych dwóch odmian (14 do 10% An). Jak wynika z diagramu, taka sukcesja krystalizacji plagioklazów występuje w rejonie I, VII i VIII.

W innych rejonach niektóre generacje nie zaznaczają się (np. w rejonie III nie została zanotowana generacja trzecia) albo mają inny skład chemiczny.

W granitach alkalicznych i dwutyszczykowych pierwsza generacja odpowiada drugiej lub trzeciej z odmian granodiorytowych lub monzonitowych. Miejscami, jak np. na zboczach Ślęży, plagioklasy w miarę zbliżania się do strefy kontaktowej stają się coraz bardziej kwaśne (od kwaśnego andezynu do albitu) i nie można ustalić granicy między poszczególnymi odmianami. W rejonach VII i VIII można wyróżnić nawet 4 generacje. Dokładniejsze określenie ich ilości oraz określenie ilości osobników w każdej z nich wymagałoby oznaczenia wszystkich plagioklazów w każdej próbce, co jest prawie niemożliwe przy zastosowanej metodzie badań.

Niektóre plagioklasy, zwłaszcza bardziej zasadowe o budowie pasowej, wykazują w partiach jądrowych wtórne procesy polegające na tworzeniu się pewnych ilości serycytu oraz klinozoizytu albo mniej lub bardziej żelazistego epidotu. Towarzyszyć im mogą żyłki wypełnione drobnymi łuseczkami chlorytu. Niekiedy te wtórne minerały mogą występować również poza ziarnami plagioklazów, w interstycjach między nimi. Chodzi tu w szczególności o chloryt, który występuje w postaci skupień drobnych łuseczek ułożonych często sferolitycznie.

Proces ten jest w różnym stopniu nasilony i zazna-

cza się intensywniej w północno-zachodniej części masywu, zwłaszcza w okolicy Grabiny i Żółkiewki a także Strzegomia i Zimnika. Badania zjawisk rozpadu plagioklazów, obecnie bardzo rozpowszechnione, zostało zapoczątkowane w protoginowych granitach alpejskich. F. K. Drescher-Kaden (1948), który zebrał opinie różnych autorów (Weinshenk, Christa, Erdmannsdörfer i inni) dotyczące tego zjawiska, określił te wtórnie powstałe minerały jako produkt działalności pomagmowych roztworów hydrotermalnych. Proces ten, jego zdaniem, odbył się po wykrystalizowaniu mikroklinu a przed utworzeniem kwarcu napisowego. Zachodził on we wnętrzu sieci krystalicznej plagioklazów i należy do pomagmowych procesów „endoleptonicznych”.

Jeśli chodzi o korodowane i odbudowywane plagioklasy, autor ten podaje przykład takiego zjawiska ze szlirowatej enklawy w granicie (Bergeller Granit) uważając, że przynajmniej częściowo taka odbudowa jądra zachodzi wskutek procesów blastycznych.

Na podstawie szczegółowej analizy takich zjawisk w granicie okolicy Sobótki autor niniejszego opracowania (1963) wysunął ostrożną hipotezę, że niektóre procesy korozji plagioklazów mogły zachodzić przed intruzją granitoidu, a nawet przed palingenetycznym upłynieniem pierwotnej serii gnejsowej. Również M. Borkowska (1966) niektóre zjawiska nieprawidłowej budowy plagioklazów w granicie Karkonoszy wiąże nie z działalnością roztworów pomagmowych, lecz byłaby skłonna uważać je za produkty związane z oscylacją zachodzącą w zbiorniku magmowym, częściowo zaś uważa je za struktury jeszcze starsze, sprzed okresu palingenezy.

Skaleń potasowy, reprezentowany jest przez mikroklin, na co zwróciła uwagę M. Borkowska, a co podkreślił również w swych poprzednich pracach autor, określając go ściślej jako mikropertyt mikroklinowy. Także W. Kowalski (1967) w swojej pracy geochemicznej uznał, że skalenie potasowe — zarówno będące składnikami granitu, jak też wchodzące w skład pegmatytów z różnych etapów pomagmowych — są pertytami mikroklinowymi. Skalenie potasowe wyseparowane z próbek granitów monzonitowych i granodiorytów (Czernica—Żółkiewka, Grabina Śląska, Zimnik, Kostrza, Rogoźnica, Gola Świdnicka) zawie-

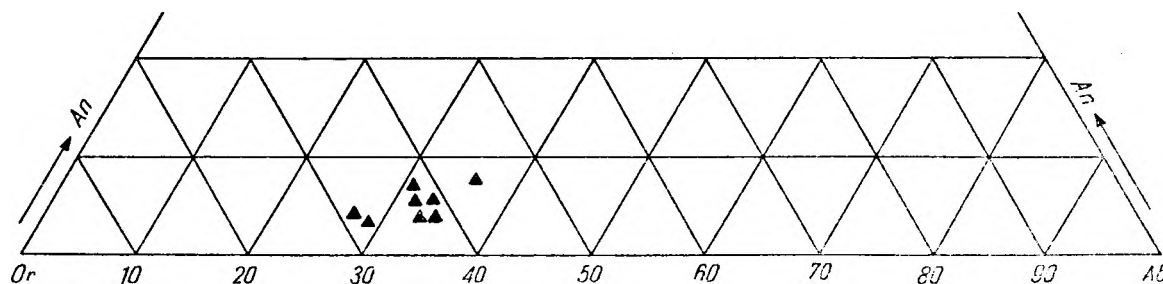


Fig. 28

Skład chemiczny skaleń potasowych wyseparowanych z granitoidów masywu (wg W. Kowalskiego) — mikropertyty mikroklinowe z przeciętnych granitoidów

Chemical composition of the K feldspars separated from the granitoids of the massif (after W. Kowalski) — microclitic micropertites from average granitoids

rają według tego autora średnio: K — 8,85%, Na — 2,65% i Ca — 0,60%, co w przeliczeniu na czyste człony skaleniowe daje Or — 64,6%, Ab — 31,1% i An — 4,4%.

Jak wynika z diagramu (fig. 28) sporządzonego również według W. Kowalskiego, skalenie potasowe z przeciętnego granitoidu nie wykazują na ogół dużych wahań w zawartości tych trzech pierwiastków.

Badania tego autora dotyczące pierwiastków rzadkich wykazały, że w odniesieniu do pozostałych składników skały, w której skalenie potasowe występują, wzrasta w nich bezwzględna ilość rubidu, chociaż także duża jego część zawarta jest w biotycie. Skalenie potasowe są także głównym nosicielem strontu i baru. Przeprowadzone obecnie badania skalenia potasowego w całym masywie wykazały pewne różnice nie tylko ilościowe, lecz także jakościowe tego składnika.

W okolicy Sobótki i w niektórych środkowych partiach masywu (Gola Świdnicka), gdzie dominuje odmiana granodiorytowa, skałen potasowy nie przekracza wymiarami innych składników i przeważnie ma kształty ksenomorficzne. W odmianach dwułyżczykowych, alkalicznych lub zbliżonych do alkalicznych (rejon II i IV), a w szczególności w odmianach monzonitowych tworzy większe fenokryształy, nadające miejscami skałom charakter struktury porfirowatej.

Z wyjątkiem nielicznych miejsc (łom w Strzeblowie i zbrocza Ślęzy) nie wykształca na ogół krateczki zrostów bliźniaczych, lecz wykazuje z reguły nieprawidłową, plamistą budowę, co najlepiej uwydatnia się na stoliku uniwersalnym. Miejscami wykazuje pewną rytmiczność w budowie (Kostrza), co w mikroskopie ujawnia się jako pewnego rodzaju pasowość podkreślona jeszcze ułożeniem prążków pertytowych (pl. XVI, fot. 4). Najczęściej spotyka się zbliżnienia karlsbadzkie zarówno zrosłe, jak i przerosłe. Rzadziej występują zbliżnienia manebachskie. Na ogół wszędzie skałen ten ma charakter mikropertyty mikroklinozemu, wyróżnić w nim można przynajmniej 2 rodzaje genetycznie różnych przerosłości pertytowych. Są to cienkie żyłki i wrzecionka (lub inne formy niejednakowo określane przez różnych autorów) pertytowe „z odmieszania” oraz pertyty wtórne, infiltracyjne, które występują w postaci plamek lub okienek przeważnie wyraźnie zbliżnionych albitowo. Ten proces albityzacji skalenia potasowego jest w różnym stopniu nasilony w poszczególnych częściach masywu, co podkreślone zostało przy opisie rejonów. W niektórych miejscach, gdzie kataklaza i wtórne przemiany pomagmowe są szczególnie nasilone, prowadzi to do utworzenia albitu szachownicowego (metagranit alaskitowy w Strzeblowie oraz powstały w podobnych procesach granit w Mrowinach lub niektóre partie granitu w Grabinie i innych miejscach masywu). Wtórne albity infiltracyjne można spotkać niekiedy zarówno w skaleniu potasowym, jak i w zamkniętych w nich plagioklazach. Okienka i żyłki albitu mają skład $Ab_{91-92}An_{9-8}$. W tych albitach obserwuje się dość rzadko wężykowate lub kropelkowate przerosłości kwarcowe jako typowy myrmekit pomikroklinozemu Drescher-Kadena.

Skałen potasowy wykazuje w zmiennym stopniu procesy endoblastezy nie tylko względem plagioklazów, ale także względem kwarcu. W brzeżnych partiach plagioklazów wytwarza najpierw pewne ilości myrmekitu przedmikroklinozemu, które następnie koroduje, pozostawiając miejscami resztki skorodowanego plagioklazu z myrmekitem w postaci wyspowych lub półwyspowatych wrostków (fig. 29). Nie zawsze jednak skałen potasowy atakuje te składniki, są miejsca, gdzie jest wyraźnie względem nich ksenomorficzny. Spotkać można także często miejsca, gdzie wykazuje ksenomorfizm względem kwarcu lub też go silnie koroduje (fig. 29 oraz pl. XV, fot. 3).

Ponieważ dotychczasowe badania skalenia potasowego i określenie go jako mikroklinozemu mimo braku w większości próbek krateczki zrostów bliźniaczych, oparte było głównie na jego plamistym, nieprawidłowym wygaszeniu oraz na pomiarze kąta $2V_\alpha$, należy obecnie określić bliżej stopień jego trójskości.

Badaniami optycznymi stwierdzono, że kąty $2V_\alpha$ we wszystkich próbkach badanych rejonów zmieniają się w granicach od 65 do 86°. Przeciętne wielkości tych kątów dla poszczególnych rejonów podane są w diagramie 27 a i b.

Należy tu podkreślić, że dość duża rozpiętość tych wartości wykazuje pewną prawidłowość i że największe kąty $2V_\alpha$ (ponad 80°) zostały zarejestrowane głównie w granicie dwułyżczykowym i to zwykle w miejscach, gdzie muskowitu jest stosunkowo dużo, głównie w strefie przykontaktowej Ślęzy oraz w niektórych próbkach rejonu II i IV. W niektórych z nich mikroklinozemu wykazuje charakterystyczną kratkę bliźniaczą. Również wysoką wartość kąta $2V_\alpha$ obserwuje się w rejonie I, w strefach kataklazy, którą dotknięty został także w różnym stopniu skałen potasowy. Najniższe wartości kąta $2V_\alpha$ obserwuje się w odmianach zdecydowanie granodiorytowych rejonu III i V.

Według A. Ansilewskiego (1961) miarą równomierności rozmieszczenia atomów glinu i krzemu w kryształach skalenia potasowego świadczących o warunkach jego powstania może być wielkość kąta $2V$ i orientacja płaszczyzny osi optycznych w odniesieniu do ściany 010, a miarą optycznej trójskości kąt $\perp 010/\gamma$ lub $\perp 010/\beta$.

W badanych skaleniach w miarę możliwości określono na stoliku uniwersalnym w odpowiednich przekrojach położenie płaszczyzny osi optycznych w kilkudziesięciu osobnikach, która zawsze była prostopadła lub prawie prostopadła do 010 i dość bliska położeniu // do łupliwości 001. Ślady tej łupliwości są bardzo dobrze widoczne, co ułatwiało określenie tej płaszczyzny. Ślady łupliwości 010 są z reguły znacznie słabiej widoczne i dlatego nie we wszystkich osobnikach można było zmierzyć kąt $\perp 010/\gamma$.

Stwierdzono, że wartości tych kątów wahają się od 4 do 11°, przy czym należy znowu dodać, że największe udało się stwierdzić w skaleniach o największym kącie $2V_\alpha$ w granicie dwułyżczykowym. Na wykresie J. Ansilewskiego (*op. cit.* str. 27, fig. 2), gdzie brany jest pod uwagę skład chemiczny skalenia alkalicznych, orientacja płaszczyzny osi optycznych oraz wielkości kąta $2V_\alpha$ wypadną prawie wszystkie

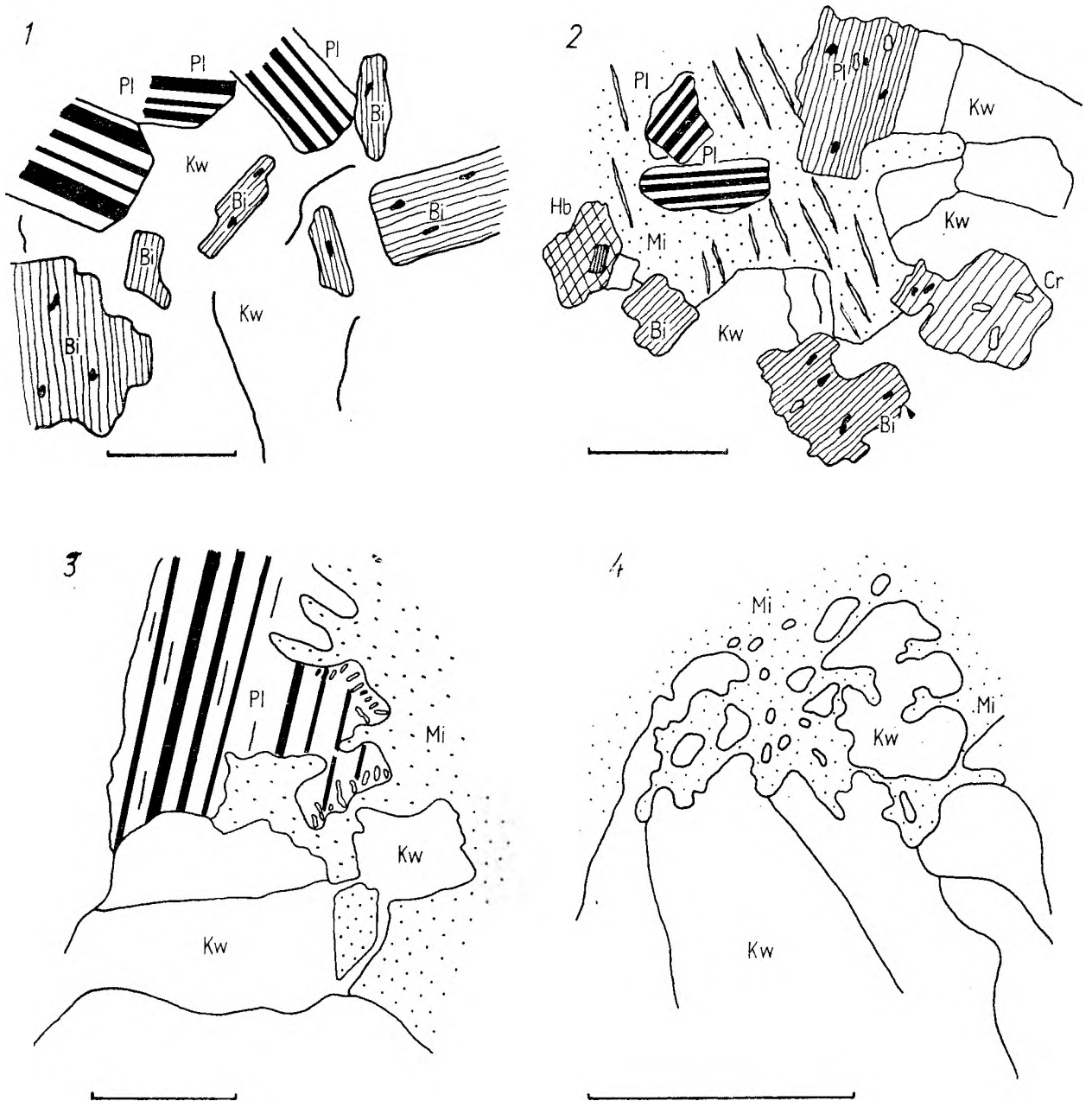


Fig. 29

Przykłady niektórych cech strukturalnych głównych składników granitoidów

1 — ksenomorfizm kwarcu względem biotytu i plagioklazów — Strzegom (odsl. 180), 2 — ksenomorfizm skalenia potasowego względem kwarcu — Strzegom (odsl. 180), 3 — korozyjna działalność skalenia potasowego względem plagioklazu i kwarcu — Siedlimowice (odsl. 160), 4 — korozyjna działalność skalenia potasowego względem kwarcu — Mrowiny (odsl. 163), długość odcinków = 1 mm

Examples of some structural characters of the main constituents of granitoids

1 — xenomorphism of quartz in relation to the biotite and plagioclases from Strzegom (outcrop 180), 2 — xenomorphism of the K feldspar in relation to the quartz from Strzegom (outcrop 180), 3 — corrosive action of the K feldspar in relation plagioclase and quartz — Siedlimowice (outcrop 160), 4 — corrosive action of the K feldspar in relation to quartz — Mrowiny (outcrop 163); length of segments = 1 mm

w polu pertytów, a że są trójskośne (kosmomikrokliny zbliżone do kosmoortoklazów), słuszna jest więc nazwa nadana im w poprzednich pracach autora, gdzie zostały określone jako mikropertyty mikroklonowe. Mogą one wykazywać zmienny stopień trójskośności. Skład chemiczny tych skaleni został zaczerpnięty z pracy W. Kowalskiego (*op. cit.*).

Badania stopnia trójskośności skalenia potasowego przeprowadza się także za pomocą badań rentgenograficznych. Autor miał okazję w 1965 r. wykonać przykładowo, ze względu na ograniczony czas, tylko kilka diagramów na dyfraktometrze (X Ray Diffractometer PW 1051) Instytutu Mineralogicznego Uniwersytetu w Sztokholmie, stosowaną tam metodą.

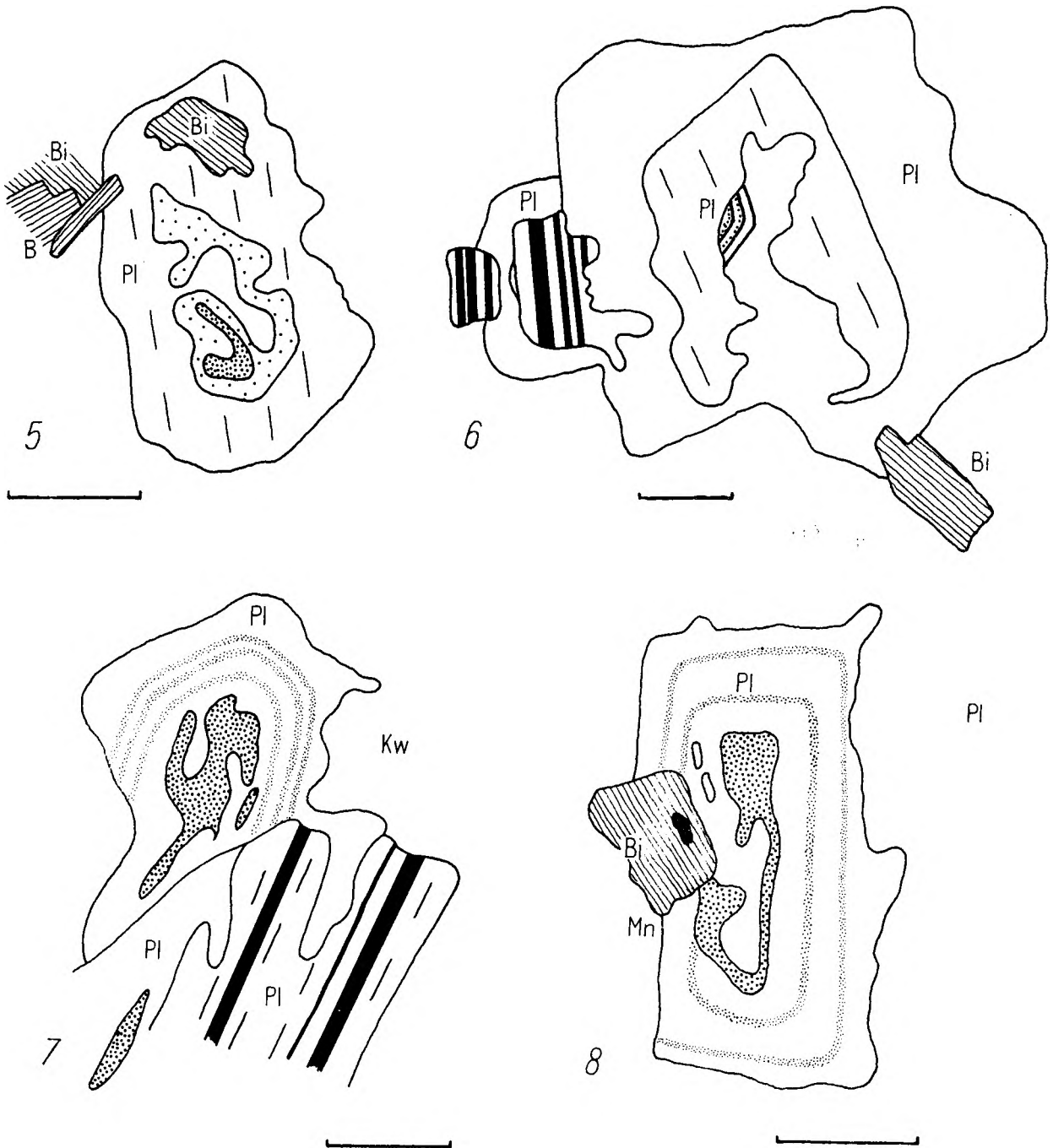


Fig. 30

Przykłady niejednorodności w budowie plagioklazów

5 — plagioklaz z relikami skorodowanych bardziej zasadowych partii jądrowych — Gołszyce (odsl. 157), 6 — plagioklaz bardziej zasadowy skorodowany przez plagioklaz kwaśniejszy; wewnątrz relikty plagioklaz o rekurencyjnej budowie pasowej — Jarosów (odsl. 174), 7 — plagioklaz o budowie pasowej z relikami bardziej zasadowego jądra. Kwaśna obwódka atakuje także drugi plagioklaz. Żółkiewka (odsl. 182), 8 — plagioklaz o rekurencyjnej budowie pasowej z resztkami skorodowanego, bardziej zasadowego jądra — Grabina Śląska (odsl. 186). Odcinki = 1 mm

Objaśnienia symboli do fig. 29 i 30:

Kw — kwarc, Pl — plagioklaz, Bi — biotyt, Mi — mikroclin, Hb — hornblenda, Cr — cyrkon, Mn — magnetyt

Examples of heterogeneous structure of plagioclases

5 — plagioclase with relicts of the corroded more basic nuclear parts — Gołszyce (outcrop 157), 6 — more basic plagioclase corroded by more acid plagioclase showing inner relicts of plagioclase with recurrent zoned structure — Jarosów (outcrop 174), 7 — plagioclase with zoned structure showing relicts of a more basic nucleus. Another plagioclase attacked by the acid rim — Żółkiewka (outcrop 182), 8 — plagioclase with recurrent zoned structure showing relicts of a corroded more basic nucleus — Grabina Śląska (outcrop 186), length of segment = 1 mm

Explanations of symbols for figs. 29 and 30:

Kw — quartz, Pl — plagioclase, Bi — biotite, Mi — microcline, Hb — hornblende, Cr — zircon, Mn — magnetite

Oparta jest ona na sposobie oznaczania trójskości, opisanym w pracy J. R. Goldsmidtha i F. Lavesa (1954), który w granicie Karkonoszy zastosowała M. Borkowska. Jako miarę trójskości wykorzystuje się w diagramach proszkowych różnicę między dubletami prążków (131) i $(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$, które w przypadku czystego, dobrze wyseparowanego skalenia potasowego są bardzo wyraźne. Trójskość w skaleniach potasowych zmniejsza się wraz z rosnącym nieuporządkowaniem wewnętrznej struktury, a różnica $d(131) - d(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$ osiągnie zero w strukturze jednooskośnego skalenia potasowego.

Badaniom na wyżej wymienionym dyfraktometrze zostały poddane 2 próbki z dużych, dobrze wykształconych skaleni potasowych z utworów pegmatytowych ze Strzegomia i Sadów koło Sobótki oraz 4 próbki wyseparowanych mechanicznie i oddzielonych za pomocą cieczy ciężkiej (tetrabrometan $C_2H_2Br_4$) skaleni potasowych z granitów Kostrzy, Goli i Mrowin. Uzyskano następujące wskaźniki stopnia trójskości:

- 1) różowy automorficzny skałen potasowy o pokroju słupkowym, kilku centymetrów długości z wieloskładnikowego pegmatytu ze Strzegomia (odśł. 180) $\Delta = 0,87$
- 2) cielistożółty automorficzny skałen potasowy o pokroju słupkowym długości kilkunastu centymetrów z dwuskładnikowego pegmatytu (kwarc, skałen) z Sadów na zachodnim zboczu Ślęży (odśł. 114) $\Delta = 0,92$
- 3) fenokryształ skalenia potasowego z odmiany porfirowatej granitu z Kostrzy (odśł. 202) $\Delta = 0,74$
- 4) podobny skałen z innej próbki tego samego granitu z Kostrzy $\Delta = 0,74$
- 5) skałen potasowy z granodiorytu z Goli (odśł. 155) $\Delta = 0,21$
- 6) skałen potasowy z granitu dwułuszczkowego w Mrowinach (odśł. 160) $\Delta = 0,39$

Należy podkreślić, że pierwsze 4 próbki dały bardzo wyraźne piki na dyfraktogramach, pozostałe natomiast znacznie mniej wyraźne, najprawdopodobniej ze względu na duży stopień zanieczyszczenia plagioklazami. Te ostatnie próbki pochodziły bowiem z odmian o strukturze równoziarnistej, z której znacznie gorzej separuje się skałen potasowy (nie różni się on barwą od plagioklazów), a szczególną trudność nastęrczała separacja z ubogiego w ten składnik granodiorytu z Goli.

Przedstawione wyniki wykazują najwyższy stopień trójskości w skaleniu potasowym z prostego pod względem składu mineralnego pegmatytu z Sadów, a nieco niższy z bardziej złożonego pegmatytu ze Strzegomia. Oczywiście w celu dokładniejszego określenia warunków ich powstania należy poddać je jeszcze badaniom chemicznym i optycznym, co zbyt odbiega od głównego tematu niniejszej pracy. Upraszczając zagadnienie, na podstawie ogólnych reguł można wnioskować, że pegmatyt z Sadów utworzył się w temperaturze niższej niż pegmatyt ze Strzegomia.

Stosunkowo wysoki stopień trójskości wykazuje skałen z porfirowatej odmiany granitu z Kostrzy, którego pomiary mogą być jednak najbardziej miarodajne ze względu na całkowitą zgodność wyników dwu różnych próbek z tego samego kamieniołomu. Oznaczenie pozostałych dwu próbek nie jest zbyt pewne, jednak w porównaniu do optycznych pomiarów trójskości proporcje wyników badań optycznych i rentgenograficznych są zachowane, gdyż skałen potasowy z Goli (rejon III) wykazuje również niższy stopień trójskości stwierdzonej rentgenograficznie od skalenia z granitu dwułuszczkowego z Mrowin (rejon IV). Należy jeszcze zwrócić uwagę, że zarówno pomiary optyczne jak i rentgenograficzne skaleni potasowych o niskim stopniu trójskości będą zawsze mniej dokładne.

Podanych przykładowo kilka pomiarów nie może posłużyć do szukania prawidłowości i wyciągania jakichś szerszych wniosków. Wydaje się, że niski stopień trójskości skalenia w granodiorytowej odmianie z Goli może być spowodowany szybszym stygnięciem plutonu w peryferycznych jego partiach w pobliżu skał osłony (co jest jednym z najprostszych wytłumaczeń tworzenia się różnych odmian strukturalnych skaleni potasowych — Deer, Howie i Zisman 1962). Wyższy stopień trójskości w granicie dwułuszczkowym jest uzasadniony, gdyż jak to było już podkreślone w poprzedniej pracy autora (1963), ten z reguły alkaliczny granit, przesycony bardziej lotnymi składnikami zastygał w niższej temperaturze. Częściowo porfirowata odmiana granitu z Kostrzy, którego fenokryształy skalenia potasowego wykazały stosunkowo wysoki stopień trójskości (odmiennie niż w granicie Karkonoszy), reprezentuje wewnętrzną część masywu bogatą również w składniki lotne, gdzie skałen potasowy jest ksenomorficzny nawet względem kwarcu i wykazuje także dość silne objawy endoblastezy, należące do zjawisk zachodzących po głównym etapie krystalizacji. Otrzymany wynik może być więc wypadkową różnych stadiów tworzenia się tego składnika.

Mikropertyty mikroklinowe, jak wynika z analiz W. Kowalskiego (*op. cit.*), zawierają średnio ok. 25% Ab. Są to zawartości bardzo zbliżone do podanych przez M. Borkowską dla granitów Karkonoszy. Również plagioklasy, które tu są znacznie bardziej zróżnicowane pod względem składu i budowy pasowej, mają także na ogół zbliżoną do podanych przez nią zawartość Ab. Stąd też obliczona przez autorę (według W. Bartha 1955—1962 na podstawie stosunku molarnej frakcji Ab w skaleniu potasowym do molarnej frakcji w plagioklazie) temperatura krystalizacji zawarta w granicach 510—700° byłaby podobna do temperatur krystalizacji w masywie strzegomskim. Jest to zgodne z temperaturą obliczoną przez autora dla granitu Ślęży na podstawie analizy zmian kontaktowych w skałach otoczenia.

Albit występuje w czterech postaciach, z których dwie pierwsze związane są z główną lub końcową fazą krystalizacji plagioklazów, a dwie pozostałe stanowią efekt działalności metasomatycznych procesów pomagmowych. Pierwszą odmianę stanowi albit

(poniżej zawartości 12,5% An) tworzący wąskie, najbardziej zewnętrzne obrzeżenia plagioklazów w odmianach granodiorytowych lub monzonitowych. Przedstawia on w nich ostatnią generację kryształów, a w odmianach alkalicznych jest jedynym plagioklazem. Za odmianę zbliżoną również do tej fazy krystalizacji należy uważać albit żyłkowy występujący w odmieszanych kryształach pertytowych.

Albit późniejszy występuje w postaci opisanych wyżej pertytów infiltracyjnych lub też w zmiennych ilościach tworzy drobne, często wydłużone ziarenka na obrzeżeniach skałeni potasowych. Ten albit jest również miejscami polisyntetycznie zbliżony, zawiera czasem myrmekit pomikroklinowy i łączy się miejscami z okienkami lub plamkami albitu we wnętrzach mikroklinu. Pomiarzy wykazały, że jest on miejscami tylko nieco od nich kwaśniejszy (6—5% An). Cechy te wskazują, że geneza obu tych rodzajów albitu jest podobna. Tworzyły się one w okresie pomagmowym, a różnice czasowe mogły być spowodowane oscylacjami w czasie krążenia pomagmowych roztworów albo zmianami warunków w etapach ostygania.

Ostatnie prace eksperymentalne M. Ch. Michel-Levy'ego (1968) wykazały, że istnieje duża zgodność eksperymentów z procesami zachodzącymi w warunkach naturalnych. Przez ogrzewanie pod ciśnieniem kryształów skałeni potasowego w roztworach soli sodowych lub przez topienie skałeni w takich solach można uzyskać na nich albitowe otoczki, w których albit (zbliżony albitowo lub peryklinowo) wnika przeważnie wzdłuż kierunków zgodnych z mikroperytami do wnętrza skałeni potasowego. W odpowiednich warunkach ciśnienia, temperatury oraz w określonym czasie uzyskuje się w mikroskopie obraz typowego albitu szachownicowego. Podobne eksperymenty przeprowadzone na albitcie przez działanie solami potasowymi wykazały, że prawdopodobnie zbyt duży rozmiar promieni jonowych potasu nie pozwala na tej samej drodze uzyskać antypertytów; następuje wówczas rozpad skałeni sodowego.

Biotyt, jak wynika z opisów i diagramu, nie jest wszędzie jednakowy, a jego schemat pleochroiczny zmienia się zwłaszcza dla wektora γ , według którego drgania świetlne mogą dawać brunatne, cynamonowobrunatne, czerwobrunatne lub miejscami zielonawobrunatne lub zielone barwy absorpcyjne. Związane jest to ze zmienną zawartością tytanu i zmienną proporcją żelaza i magnezu. Odmiany ciemnobrunatne przeważają w rejonie VI, VII i VIII. Powszechnie spotyka się zjawiska częściowej resorpcji biotyту przez jasne składniki, głównie plagioklasy, przy czym wydzielają się drobne ziarenka produktów wtórnych w postaci magnetytu i rutylu oraz drobnych łusek muskowitu lub niekiedy wtórnego biotyту. W świeżych blaszkach widoczne są drobne ziarna apatyту oraz cyrkonu z obwódkami pleochroicznymi. Część biotyту jest w różnym stopniu schlorotyżowana, przy czym również wydzielają się produkty wtórne przede wszystkim w postaci magnetytu, tytanitu oraz epidotu, niekiedy o składzie pistacytu.

Hornblenda ma właściwie w większości opisywanych próbek charakter minerału reliktoowego z okresu protokryształizacji, który zachował się tylko w niewielu miejscach i w niewielkich ilościach w północno-zachodniej części masywu. Większość kryształów przeszła całkowicie lub częściowo w biotyt, który z kolei mógł ulegać chlorytyzacji. Spotyka się skupienia drobniejszych blaszek biotyту, które łącznie stanowią pseudomorfozy po hornblendzie, zachowując mimo swego chaotycznego poprzerastania wzajemnego lub poprzerastania ze składnikami jasnymi zarysy pierwotnego słupka tego minerału. Najlepiej widać to w przekroju prostopadłym do osi *Z* pierwotnego kryształu hornblendy, gdy zewnętrzne większe blaszki biotyту tworzą ze sobą charakterystyczne dla słupa hornblendy kąty (pl. XVI, fot. 1). Spotyka się też niekiedy zachowane automorficzne osobniki tego minerału. Pleochroizm wyraża się barwami α żółta, żółtozielonawa lub brunatnożółtawa, γ oliwkowozielona, ciemnooliwkowozielona do ciemnosoczystozielonej. Kąt Z/γ waha się w granicach od 16 do 19°. Dwójłomność 0,018—0,022.

Kwarc prawie zawsze ksenomorficzny względem plagioklazów wykazuje miejscami ksenomorfizm względem skałeni potasowego. W różnym, zmiennym stopniu faliście wygasza światło, przy czym najbardziej spokojnie wygasza w próbkach z północno-zachodniej części masywu. Niewątpliwie kwarc młodszej generacji tworzy mikropegmatytowe przerosty w skałeniu potasowym i plagioklazach, a miejscami (Tapadła — Majerowicz 1963) wyraźnie łączy się z kwarcem, zabliżniającym szczelinki w pozostałych składnikach w miejscach, gdzie zostały one kataklastycznie naruszone. Za najmłodszy należy uważać kwarc występujący w przekryształizowanych mozaikowych agregatach w strefach silnej kataklazy, zwłaszcza w okolicy Strzeblowa i Chwałkowa, gdzie został poddany badaniom petrotektonicznym opisanym w rozdziale 12. Opisane wyżej zjawiska wtórnych przemian składników skały zachodzące między ziarunami i określone jako struktury reakcyjne czy też zachodzące wewnątrz sieci kryształów określone jako endoleptoniczne, są w większości wynikiem procesów pomagmowych. Wyjątek mogą stanowić zjawiska wzajemnej korozji i związanej z tym nieprawidłowej budowy plagioklazów, które mogą należeć do zjawisk znacznie wcześniejszych, co uprzednio zostało już podkreślone.

Szczegółowa analiza struktur reakcyjnych w oparciu o metody F. K. Drescher-Kadena pozwala z dość dużym przybliżeniem określić sukcesję tych zjawisk, chociaż jak sam autor podkreśla, procesy te mogą nie być jednorazowe i mogą podlegać oscylacji przy krążeniu międzyziarnowych roztworów, raz będąc bardziej zasobne w potas, drugi raz w sód czy krzem. Procesy te mogą trwać tak długo, jak długo w skale krążą resztki pokryształizacyjne związane głównie z fazą hydrotermalną. Procesy endoleptoniczne oraz międzyziarnowe są ściśle ze sobą związane, w rezultacie prawie żaden główny składnik nie zachowuje się w całkowicie pierwotnej postaci. Zgodnie z poglądami

wielu autorów, których podaje także Drescher-Kaden (*op. cit.*), te wtórne procesy w skonsolidowanej już skale powinny znaleźć swoje odbicie w miejscach, gdzie możliwa jest krystalizacja tych penetrujących skałę substancji na większą skałę, a więc we wszystkich

wolnych przestrzeniach. Pod tym kątem widzenia należy więc rozpatrywać niektóre utwory pegmatytowe a przede wszystkim całkowicie odizolowane od wglębnych szczelin druzy, które są zwykle miejscem obfitej pomagmowej mineralizacji.

9. PRODUKTY POMAGMOWE

W poprzednich pracach autor wymienił i krótko scharakteryzował pod względem petrograficznym aplity, pegmatyty i żyły kwarcowe okolicy Sobótki. Mechanizm powstawania tych utworów, które znacznie obficie występują w innych rejonach masywu, stanowią odrębne, obszerne i skomplikowane zagadnienie mineralogiczno-geochemiczne, które nie będzie tutaj szczegółowo rozpatrywane. W rozdziałach zawierających uwagi dotyczące niektórych zagadnień tektonicznych przedstawione zostały diagramy spękań i innych zjawisk tektonicznych, z uwzględnieniem przestrzennego ułożenia utworów żyłowych. Utwory te naniesione na diagram zbiorczy (fig. 36) wykazują duży rozrzut kierunków, przy czym widoczna jest niezgodność z poglądami badaczy niemieckich, według których utwory żyłowe miały w większości wykazywać kierunki zgodne ze spękaniem poprzecznymi Q. H. Cloosa lub ewentualnie N-S (patrz rozdział 12 b). Na diagramie nie zostały wydzielone osobno pegmatyty i aplity, ponieważ są one dość często stowarzyszone ze sobą, a oprócz tego duża część pegmatytów nie ma charakteru utworów żyłowych wypełniających szczeliny związane z tektoniką, na co już zwrócili częściowo uwagę autorzy zajmujący się bliżej tymi zagadnieniami. Pegmatyty te bowiem jako utwory obrazujące w sposób klasyczny poszczególne fazy pomagmowe i dostarczające od lat okazów mineralogicznych do muzeów na całym świecie były przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Wymieniają oni łącznie ponad 50 występujących w nich minerałów. Z najważniejszych należy wymienić takich, jak: H. Traube (1888), A. Schwandtke (1896), G. Gürich (1917), a z okresu wojennego A. E. Fersmann (1940) i W. D. Michell (1941). Poglądy tych badaczy zestawili krótko W. Żabiński (1953). Po wojnie utworami żyłowymi oraz pewnymi odmianami granitu, w których występowały niektóre rzadkie pierwiastki, zajmowali się H. Pendias i Z. Walenczak (1956) oraz inni.

Najbardziej szczegółowo zagadnieniami geochemicznymi pegmatytów zajął się W. Kowalski (1967), który opierając się na specjalistycznych opracowaniach mineralogicznych niektórych z wymienionych, dawniejszych autorów podał formy występowania tych utworów, podzielił minerały pegmatytowe na 2 zespoły, wydzielił 7 stref mineralizacji pegmatytowej oraz scharakteryzował procesy geochemiczne zachodzące kolejno w poszczególnych fazach pomagmowych. Autor ten wyróżnił pegmatyty związane z kierunkami tektonicznymi, występujące w formie grubokrystalicznych agregatów mikroklino-kwarcowych oraz form druzowych, które mogą współwystępować z tymi agregatami lub też mogą występować oddzielnie.

W opisywanych procesach wydzielił on 2 główne zespoły minerałów. Do pierwszego należą minerały głównego szeregu krystalizacji: od granitów, aplitów i pegmatytów aż do pneumatolityczno-hydrotermalnej mineralizacji druzowej. Są to głównie krzemiany i glinokrzemiany pierwiastków alkalicznych i ziem alkalicznych z towarzyszącymi im sporadycznie minerałami kruszcowymi. Drugi zespół stanowią pneumatolityczno-hydrotermalne minerały szczelinowe stanowiące drobne wtrącenia w żyłach kwarcowych o przeważającym biegu NW-SE. Należy do nich piryt, chalkopiryt, molibdenit, a bardzo rzadko wolframit, sfaleryt, galena i kowelin. W żyłach tych występuje często fluoryt.

Na podstawie obserwacji druz W. Kowalski wnioskuje, że krystalizacja utworów pegmatytowych odbywała się w tektonicznym spokoju i wydziela w nich:

- 1) strefę aplitową stanowiącą przejście od granitu do utworów druzowych, zbudowaną z kwarcu, skaleni i wieloblaszkowego biotyту. Akcesorycznie występują w niej cyrkon, granaty i niekiedy hornblenda;
- 2) strefę przerostów pismowych mikroklino-kwarcowych;
- 3) strefę idiomorficznych, dużych mikroklinów;
- 4) strefę drobnych kryształów wczesnego, zielonawoniebieskiego albitu wypierającego mikroklin, zwłaszcza z przerostów pismowych;
- 5) strefę chlorytów (głównie strzegomitu) stowarzyszoną ze strefą epidotów. Mogą w niej występować drobne wtrącenia pirytu, chalkopirytu i fluorytu.
- 6) strefę zeolitów z desminem, chabazytem i heulandytem;
- 7) strefę kalcytową, która w pewnych warunkach może całkowicie wypełnić druzę.

Zdaniem tego autora, pegmatyty strzegomskie powstały w etapie potasowym jak większość pegmatytów granitoidów sudeckich. Należą one do najbardziej złożonych pegmatytów w tych skałach. Powstały na średnich, niedużych głębokościach i ich cykl rozwojowy jest zgodny z badaniami Fersmanna i Michella.

Zostały one uformowane w wyniku dwóch ściśle ze sobą związanych procesów na drodze kolejno po sobie następujących etapów: 1) krystalizacji, w której wyniku kolejno powstały aplity, następnie grubokrystaliczne mikrokliny, pierwotne przerosty pismowe, mikrokliny druzowe, albity oraz minerały druzowe krystalizacji niskotemperaturowej i 2) procesów metasomatycznych zaznaczających się albityzacją grubokrystalicznych pertytów mikroklino-kwarcowych i albityzacją przerostów pismowych.

Wymieniony autor obrazuje te procesy licznymi wykresami pokazującymi prawidłowości w koncentracji rzadkich pierwiastków takich, jak: rubid, stront, bar i ołów, oraz zależności wynikające z diadochii i pokrewieństwa krystalochemicznego z głównymi kationami wchodzącymi w skład skałeni. Prawidłowości te zależą także od spadku temperatury i stopniowej zmiany roztworów pomagmowych w toku krystalizacji poszczególnych składników.

Dla opracowań petrograficznych i mineralogicznych a także dla pewnych wniosków geologicznych praca miałaby jeszcze większą wartość, gdyby autor jej podał dokładniejszą lokalizację pobranych próbek, określił wielkość i rodzaj pegmatytu, z którego była brana, oraz podał jego ułożenie w terenie. Również dla mineraloga byłoby niezmiernie ciekawe, gdyby znalazł w pracy jakieś przykładowe szkice lub zdjęcia paragenyzy mineralnych w badanych utworach. W. Kowalski doceniając znaczenie takich informacji w zakończeniu podaje, że poprawna interpretacja geochemiczna wymaga bardzo dokładnego udokumentowania materiału od strony mineralogiczno-petrograficznej i badania takie powinny być w zasadzie prowadzone równoległe z badaniami geochemicznymi.

W czasie zbierania geologiczno-petrograficznego materiału autor niniejszej pracy zebrał również wiele materiału dotyczącego utworów pomagmowych, jednak w obecnym etapie opracowania ograniczy się tylko do kilku uwag dotyczących tego tematu. Przede wszystkim należy zaznaczyć, że w masywie występuje duża ilość aplitów, w których nie ma partii pegmatytowych. Wykazują one różną grubość oraz często zmienne ułożenie przestrzenne. Mają też one różną strukturę, od bardzo drobnoziarnistej do drobnoziarnistej, jak również zmienny skład mineralny. Niektóre zawierają drobne ilości łyszczyków (także biotyty), miejscami drobne granaty, a niektóre złożone są tylko ze skałeni i kwarcu. Ponadto występuje dość duża ilość żył kwarcowych niekiedy o tak dużej miąższości, że przedstawiają wartość przemysłową i były przedmiotem eksploatacji zwłaszcza w okresie powojennym (Białe Krowy na zachodnim zboczu Ślęzy, Chwałków koło Strzeblowa, Krasków koło Gołszyc, Gola i inne). Te duże żyły mają przeważnie przebieg NW-SE (patrz mapa szkicowa fig. 1) i były przedmiotem specjalnej pracy L. v. z. Mühlena (1922). Na temat petrografii tych żył nie ma publikowanych materiałów. Tylko w żyłach „Białe Krowy” W. Heflik i J. Smolarska (1962) opisali cechy strukturalne i występujące w niej skupienia serycytu, kaolinitu a także piryty w wtrąceniami chalkopiryty. Autorzy ci przedstawili w formie diagramu konturowego zaangażowanie tektoniczne tej żyły. Również w pracy autora (1963) opisane są krótko te żyły i wymieniane jest w nich drobne wystąpienie szarego minerału kruszcowego pokrytego nalotem kowelinu.

Ogólnie jednak południowo-wschodnia część masywu stanowi teren raczej ubogi w utwory żyłowe. Niemniej w łomach Strzeblowa natrafia się niekiedy w czasie eksploatacji granodiorytu na soczewkowe gniazda pegmatytowe. Niedawno natrafiono tam na pegmatyt o grubości kilkudziesięciu cm, w którym

oprócz gruboziarnistego kwarcu i skałeni obecne były skupienia źle wykształconych, ciemnobrunatnych granatów oraz nieliczne kryształy nie notowanego dotychczas bladezielonego berylu, z których największy w formie dobrze wykształconego heksagonalnego słupka miał ok. 4 cm długości, przy ok. 0,6 cm grubości.

Występowanie berylu notowane jest również w łomach Wierzbna, Mrowin, w Strzegomiu i Grabinie.

W środkowej części masywu bardzo liczne pegmatyty, głównie skałeniowo-kwarcowo-łyszczykowe, występują w Gołszycach (odsł. 157), gdzie mają przeważnie zdecydowanie żyłowy charakter. Grubość ich jest zmienna i waha się od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. Część z nich jest stowarzyszona z aplitami i wypełnia ich środkowe partie. Cieńsze pegmatyty wnikają zgodnie w występujące w tym odsłonięciu fragmenty łupków biotytowych osłony, co szerzej opisane jest w rozdziale 11.

Niektóre żyłowe pegmatyty wypełniają strefy zluźnień i przesunięć tektonicznych, co najlepiej ilustruje pl. X. Widoczna na niej prawie pionowa szlira biotytowa przecięta jest w dwóch miejscach cienkimi, a w środkowej części prawie półmetrową żyłą pegmatytową. Szlira wykazuje niewielkie, ale wyraźne zdyslokowanie.

Najbardziej obfite wystąpienia różnego rodzaju pegmatytów znajdują się w północno-zachodniej części masywu, gdzie granit odsłonięty jest na największym obszarze. Są to okolice Strzegomia, Grabiny i Żółkiewki a także Rogoźnicy, Zimnika i Czernicy. Mają tam one zmienny charakter i tam też występuje najwięcej utworów druzowych, na które natrafia się często w czasie eksploatacji granitu. Bogata mineralizacja tych utworów była głównym tematem zainteresowania wymienionych uprzednio autorów. Oprócz pegmatytów ze wszystkimi lub z większością stref opisanych przez W. Kowalskiego, spotyka się tam też najczęściej w stosunkowo cienkich szczelinach utwory żyłowe określone w części tektonicznej niniejszego opracowania jako „szczeliny zmineralizowane”, które najbardziej związane są z kierunkami głównych spękań. W nich z reguły występują tylko utwory zawierające zespół pneumatolityczno-hydrotermalnych minerałów szczelinowych. W łomach, z których zestawione zostały diagramy spękań, można spotkać najczęściej kwarc, piryty (często zlimonityzowany), fluoryt, desmin, miejscami molibdenit, a znacznie rzadziej chalkopiryty lub galenę. Niektóre z wymienionych minerałów pokryte są ciemnym nalotem strzegomitu.

Nie opisując wszystkich paragenyzy minerałów pomagmowych i nie wnikając w kolejność wszystkich procesów ich powstawania, należy tylko ze stanowiska petrologicznego zwrócić uwagę na pewne zgodności niektórych zjawisk zachodzących w utworach pomagmowych i w skałach granitowych.

Jak wynika z obserwacji terenowych, wiele pegmatytów ma bardzo ograniczony zasięg przestrzenny; często ich granica ze skałą macierzystą jest nieostra, a cały utwór wyklinowuje się lub stopniowo zanika. Największe i najbardziej różnorodne minerały po-

magmowe występują w druzach, które są całkowicie odizolowane od utworów żyłowych i mają różny kształt oraz wielkość. Wypełnianie takich wolnych przestrzeni, o trudnym do wytłumaczenia pochodzeniu, mogło się odbywać tylko przez stopniowe wypełnianie substancjami, które migrowały przez otaczającą skałę. Zdaniem niektórych autorów (Drescher-Kaden 1948), ograniczone przestrzennie żyły i soczewy pegmatytowe mogły powstać w wolno otwierających się spękaniach tensyjnych (Blastetrix B. Sandera), a materiał budujący je pochodził ze skały otaczającej. Toteż w wielu pegmatytach spotykamy prawie wyłącznie składniki, które wchodziły w skład głównej masy skalnej. Przeciwnie takich utworów są żyły lamprofirowe, które pochodzą, jak to się przypuszcza, ze zdyferencjonowanej magmy cząstkowej i wypełniają szczeliny tektoniczne znacznie późniejsze od okresu konsolidowania skały, którą przecinają.

Porównując procesy pomagmowe zachodzące w granicie, których przybliżona kolejność została podana w okolicy Sobótki (Majerowicz *op. cit.*), a które także szczegółowo zostały opisane w rozdziale 8, z sukcesją krystalizacji w pegmatytach i procesami metasomatycznymi w nich zachodzącymi, należy zwrócić uwagę, że główne etapy w obu środowiskach mogą się wzajemnie pokrywać. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że okresowi krystalizacji idiomorficznych mikroklinów oraz mikroklinów z przerostów pismowych z druz (geofaza pegmatytowa i pegmatoidalna) odpowiada „endoblastyczny” wzrost skalenia potasowego w granicie i biotytyzacja nielicznej hornblendy, a pneumatolitycznej albityzacji tych mikroklinów w pegmatytach odpowiadają często spotykane albityzacje skalenia potasowego w tej skale.

Kolejne hydrotermalne wydzielanie się albitu w druzach mogło znaleźć swoje odbicie w niektórych drobnych wystąpieniach albitu międzyziarnowego w granicie, chociaż jak to zostało podkreślone w rozdziale 8, albit ten strukturalnie nie różni się od występującego wewnątrz mikroklinu, wykazując tylko nieco kwaśniejszy skład chemiczny.

Do hydrotermalnego etapu należą pobiotytowe i sferolityczne chloryty oraz minerały z grupy epidotu (klinozoyt i epidot), co znajduje również swoje odbicie w pegmatytach druzowych. Nieco późniejszy od nich wydaje się nielicznie występujący w skaleniach granitu kwarc o charakterze napisowym, który miejscami jest wyraźnie młodszy od okienek albitowych w mikroklinie.

Na schemacie podanym przez W. Kowalskiego

(wzorowanym na Fersmannie) widać, że mikrokliny mogą także się tworzyć w niskotemperaturowych stadiach hydrotermalnych. Autor ten za takie uważa mikrokliny powstałe w silnie wtórnie przeobrażonych strefach granitu. Wydaje się, że również z tego stadium może pochodzić zanalizowany rentgenograficznie (rozdział 8) skałen potasowy z Sądów o wysokim stopniu trójskości. Występuje on tam w postaci dużych, często automorficznych kryształów (od kilku do kilkunastu centymetrów długości) o kremowej barwie, które pojedynczo tkwią w szarej, drobno- lub średnio-kryształicznej masie typowego kwarcu żyłowego.

Żyły aplitowe dość licznie występujące w całym masywie mają bardzo zmienną grubość (od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów). Najczęściej stanowią one utwory o zdecydowanie żyłowym charakterze, chociaż także miejscami tworzą soczewkowane lub smużyste strefy nieostro oddzielone od granitu. Jak to już było nadmienione, niekiedy stwarzają one z pegmatytami lub utworami druzowymi i tworzą najczęściej ich brzeżne partie. Żyły aplitowe miejscami wyraźnie wyklinowują się, rozgałęziają lub są łukowato wygięte. Najlepiej dają się śledzić w kamieniołomie na górze Skalnik (odsł. 178) lub w Zimniku (odsł. 196). Są to przeważnie drobnoziarniste skały zbudowane z kwarcu, mikroklinu i albitu, niekiedy niewielkich ilości muskowitu lub biotyty a także z drobnych czerwonych granatów. Są one dość jednostajne pod względem składu mineralnego i chemicznego. Analizowane aplitry z rejonu Ślęży mają w systematyce K. Smulikowskiego skład alkalicznych granitów (fig. 3), a systematyce Johannsen na skład sodaklazowych granodiorytów lub sodaklazowych adamellitów (fig. 22).

Na wzgórzu Lisiec, na S od Grabiny, obok wystąpienia łupków kwarcytowo-grafitowych znajdują się dość liczne bloczki jasnej skały o strukturze aplitowo-pegmatytowej, w których obok kwarcu i skalenia obserwuje się liczne pręcikowate lub igielkowate kryształki czarnego turmalinu. W odmianach bardziej gruboziarnistych można spotkać blaszki biotyty, muskowitu i drobne kryształki granatu. W literaturze skała ta jest określona jako pegmatyt turmalinowy (Mühlen 1925). Przeliczenia analiz chemicznych z tej literatury wykazane są na fig. 9 i 23. Obecnie nie można dokładnie ustalić stosunku tej skały do łupków, lecz najprawdopodobniej stanowią one utwór żyłowy o charakterze apofizy związany z granitem. Próbkę z tej skały zostaną poddane na dalszym etapie pracy specjalnym analizom.

10. WYSTĘPOWANIE ENKLAW

Oprócz opisanych enklaw łupków, tonalitu a także drobnoziarnistego granitu z Zimnika, których pochodzenie jest wprost widoczne w odsłonięciu, tego rodzaju utwory występują również w głębokich łomach, często daleko od stref kontaktowych.

W czynnych kamieniołomach enklawy takie szybko ulegają wyeksploatowaniu. Chcąc mieć dokładny ich

przeгляд, należałoby śledzić eksploatowane strefy na bieżąco. Ponieważ są to interesujące obiekty do badań petrograficznych, mogące stanowić odrębny temat, w rozdziale tym zostaną podane tylko ważniejsze wystąpienia enklaw, które w czasie zbierania materiału w terenie udało się autorowi zaobserwować.

W łomach Strzeblowa i Chwałkowa został zano-

towany tylko jeden rodzaj enklaw (Majerowicz 1963). Są to drobnokrystaliczne, ciemne, prawie czarne utwory, ostro odcinające się od szarego tła granodiorytu biotytowego. Mają one kształty elipsoidalne lub kuliste i średnice od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Miejscami, jak np. na ścianie wschodniej dużego łomu w Strzeblowie (odst. 68), występują w większych ilościach i układają się mniej więcej równoległe do opisanych niżej ławic szlirowych.

Niektóre enklawy mają struktury porfirowate i na ciemnym tle widoczne są większe kryształy skaleni. Analiza mikroskopowa ujawniła w nich plagioklasy o budowie pasowej i podobnym składzie chemicznym jak w otaczającym granodiorycie, duże ilości bardzo drobnych blaszek i strzępków biotyту, stanowiących często poikilitowe wrostki w jasnych składnikach, dość znaczne ilości kwarcu oraz drobne ilości skalenia potasowego. Akcesorycznie występuje apatyt, tlenki żelaza, a wtórnie chloryt i drobne ilości rutylu. Mikrometryczne analizy pozwoliły określić te skały jako mikrotonalit biotytowy. Tego rodzaju enklawy spotyka się najczęściej w masywie, stanowią one najprawdopodobniej ksenolity zmienione przez magmę granodiorytową, chociaż L. Milch i F. Riegner (1910) większość enklaw z masywu uważali za utwory homeogeniczne.

Innego rodzaju enklawy o znacznie większych rozmiarach (do 1,5 m \varnothing) można obserwować w centralnej części dużego łomu w Strzegomiu (odst. 179), na jego ścianie północno-wschodniej. Enklawy te są tylko nieco ciemniejsze od granitu, wykazują drobno- lub średnioziarnistą, porfirowatą strukturę i zbitą bezkierunkową teksturę. Porfirowaty charakter nadają jej większe, przekraczające niekiedy 2 cm skalenie, o barwie szarawej i prawie własnych kształtach. Przeglądowe badania mikroskopowe wykazały, że skała prawie się nie różni jakościowym składem mineralnym a także składem plagioklazów od otacza-

jącego ją granitu, różnice zaś dotyczą głównie cech strukturalnych oraz występowania nieco większych ilości składników ciemnych. Skała zawiera kwarc, skałen potasowy, listewkowato wydłużone plagioklasy, biotyt, hornblendę z chlorytem i epidotem, nieco akcesorycznego apatytu i miejscami drobne, interstycjalne kryształki fluorytu.

Bardzo podobne enklawy, których rozmiary trudno ustalić, występują w małych, częściowo zasypanych i zarośniętych łomikach na E od Żelazowa. Wydaje się, że występuje tam kilka większych tego rodzaju utworów, gdyż spotyka się je w kilku miejscach na skąpo odsłoniętych żeberkach skalnych. W łomie w Żółkiewce (odst. 181) w samym centrum najbardziej odsłoniętej części masywu udało się zarejestrować pojedynczą enklawę hornfelsowego łupku biotytowego z niewielką ilością korundu (pl. XII, fot. 1).

Oprócz enklaw o charakterze ksenolitów występują też miejscami smużyście nagromadzenia biotyту określane jako „szliry pokładowe”. Opis ich najbardziej typowego i wyjątkowo konsekwentnego wystąpienia, dającego się śledzić na przestrzeni kilkunastu metrów, podany jest w rozdziale 12, gdzie również jest zamieszczona interpretacja ich petrostrukturalnej analizy. Szliry tego rodzaju spotyka się dość często w całym masywie, lecz przeważnie są to mniejsze niekonsekwentne nagromadzenia biotyту, miejscami zaburzone, o zmiennym ułożeniu, nie nadające się więc do takich analiz, jaką wykonano na próbkach ze Strzeblowa. W czynnym łomie w Czernicy (odst. 215) napotkano osobliwą szlirę o elipsowatym kształcie i jako ciekawostkę przedstawiono ją na pl. IV, fot. 1. Biotyt w dużych szlirach ze Strzeblowa wykazuje ślady silnej resorpcji magmowej. Autor w poprzedniej pracy (1963) określił je jako rozplynięte pozostałości pierwotnego stadium skały, czyli utwory odpowiadające pojęciu miantytów K. Smulikowskiego (1958). Analiza petrotektoniczna (rozdział 12) zdaje się potwierdzać ten pogląd.

11. KONTAKTY GRANITOIDU ZE SKAŁAMI OSŁONY

Bezpośrednie kontakty granitoidu ze skałami osłony widoczne są tylko w kilku miejscach.

W południowo-wschodniej części, w grupie górskiej Ślęzy, zostały one bardzo szczegółowo opisane w poprzedniej pracy autora (Majerowicz 1963). Strefy kontaktowe z amfibolitem i gabrem zostały tam przeanalizowane na nielicznych luźnych blokach na stokach Gozdnicy i Wieżycy oraz u podnóża gabrowych skałek, noszących nazwę Olbrzymki, na północnych stokach Ślęzy. Kontakt z serpentynitem został odkryty we wkopie usytuowanym na N od wsi Tapadła.

Prześledzone zmiany endomorficzne w skałe granitowej ujawniają się występowaniem przykontaktowej strefy granitu alkalicznego o zmiennej pegmatoidowo-aplitowej strukturze. Strefa ta (patrz mapa fig. 1) poprzez średnioziarnisty alkaliczny granit dwufasowy, w którym w miarę oddalania się od kontaktu zmieniają swój skład plagioklasy (od albitu do oligo-

klazu andezynu) i zanika muskowit, przechodząc stopniowo w strzeblowski granodioryt biotytowy. Część muskowitu w strefie przykontaktowej ma wtórny charakter. Muskowit ten powstał przez hydratyzację skaleni w procesie pneumatolityczno-hydrotermalnej autometasomatozy z późniejszego okresu ostygnięcia ciała granitowego.

Typowo intruzyjne kontakty granitu z amfibolitem i gabrem są ostre. Występują przy nich tylko niewielkie strefy kontaminacyjne (do kilku centymetrów grubości), w których za pomocą analizy mikroskopowej oraz jej interpretacji z danymi eksperymentalnymi zostały stwierdzone efekty termicznego oddziaływania granitu na skały osłony (Majerowicz 1963). Zmiany te najlepiej zaznaczyły się na kontakcie z serpentynitem, gdzie można prześledzić występowanie strefy talkowej oraz charakterystycznych cech strukturalnych i mineralnych wskazujących na dość obfitą wymianę skład-

ników chemicznych między obu skałami. Wymiana ta w małym stopniu trwała jeszcze po skonsolidowaniu i częściowej kataklazie granitu. Biały granit (metagranit alaskitowy) na E od Strzeblowa kontaktuje z całkowicie rozłożonym przy granicie średnioziarnistym amfibolitem o słabo zaznaczającej się teksturze łupkowej. Na podstawie analizy tych egzo- i endokontaktowych zmian strukturalnych i mineralnych i porównania ich z notowanymi w literaturze danymi eksperymentalnymi wysunięto hipotezę, że temperatura na kontaktach nie była niższa od 500° i nie przekroczyła 750°. Nie była też wszędzie jednakowa, co było uwarunkowane dużymi nierównościami powierzchni kontaktowych z metabazytami Ślęży i gromadzeniem się we wklęsłościach par i roztworów, które obniżały w nich temperaturę krzepnięcia.

Zbrane fakty świadczą, że intruzja granitu w rejonie Ślęży wtargnęła w skały już uprzednio zmetamorfizowane w stopniu niewiele różniącym się od obserwowanego dzisiaj.

W środkowej części masywu bezpośredni kontakt granitu ze skałami osłony widoczny jest w łomie w Gołaszycach (odśl. 157), dalej w Łazanach (odśl. 167), koło Mikoszowej (odśl. 170), a w północno-zachodniej części na północno-wschodnich zboczach Skalnika (odśl. 178). Strefy kontaktowe granitu z łupkami łyszczykowymi w Mrowinach zostały częściowo odsłonięte wkopami przez grupę krakowskich geologów (Kozłowski, Krassowski, Nurkiewicz i Znańska 1961) przy poszukiwaniach białego granitu (skalenia). Według ich pomiarów płaszczyzna kontaktowa zapada łagodnie ok. 20° ku NE, a granit przy kontakcie nie ma składnika ciemnego i przypomina biały granit strzeblowski (metagranit alaskitowy).

Odsłonięcie w Gołaszycach jest obok Łazan jednym z najciekawszych punktów obserwacyjnych w masywie. Występujące tu w kontakcie z granodioritem łupki biotytowe zostały krótko scharakteryzowane pod względem petrograficznym i tektonicznym w rozdziale 3, a także w jednej z poprzednich prac autora (Majerowicz 1969). Ze względu na fragmentaryczność ich występowania nie można bez specjalnych prac ziemnych określić bliżej, czy część z nich znajduje się *in situ*, czy też przedstawiają odizolowane partie osłony przemieszczone i zatopione w granicie. Wymienieni już uprzednio wielokrotnie autorzy niemieccy nazywali je krą lub łuską, lecz obserwowali tylko małą ich część przy wejściu do łomu. Powojenne prace eksploatacyjne odsłoniły znacznie większe fragmenty tych skał, zwłaszcza na ścianie wschodniej, gdzie można je obserwować w świeżym stanie na przestrzeni kilku metrów i gdzie od strony północnej kontaktują z granodioritem biotyтовым. Również w centralnej części łomu na tej ścianie została odsłonięta długa i wąska, odizolowana kra łupkowa, wygięta i rozerwana przez granit (pl. VI, fot. 1). Obecnie jest ona prawdopodobnie w dużym stopniu lub całkowicie wyeksploatowana.

Łupki na ścianie wschodniej są iniekowane, przeważnie zgodnie z foliacją, pegmatytami lub granitem. Żyły pegmatytowe są przeważnie grubsze, dochodzą do kilku lub kilkunastu centymetrów grubości, gdy

tymczasem żyłki granitu są cieńsze i występują rzadziej. Pegmatyty złożone są z kwarcu, skaleni i dużych blaszek biotyту, a granit jest zbliżony wyglądem do przeciętnej eksploatowanej w łomie skały, chociaż wykazuje nieco drobniejsze uziarnienie. W żyłach, zwłaszcza pegmatytowych, spotyka się miejscami relikty nie całkowicie zasymilowanych łupków. Żyły pegmatytowe w łupkach są w wielu miejscach wyraźnie starsze od granitowych, które poprzecznie lub ukośnie przecinają je łącznie z łupkami.

Posuwając się dalej ku N, obserwujemy w dalszym ciągu te same zjawiska w średnioziarnistym granicie lub granicie o strukturze pegmatoidowej, przechodzącym najczęściej bez ostrej granicy w granit przeciętny, w którym występują mniejsze lub większe fragmenty łupków z pegmatytami poprzecinanych żyłkami granitowymi. Te ostatnie są znów wyraźnie młodsze, przecinając łupki i pegmatyty oraz strefy ich rozerwań (pl. VIII). Na tej samej ścianie widoczna jest strefa, gdzie łupki iniekowane żyłkami pegmatytowymi lub pegmatoidowymi przecięte są ukośnie do foliacji dużą, przeszło półmetrową żyłą granitu (pl. IX i fig. 31—3). Jest on, podobnie jak mniejsze towarzyszące mu żyłki, nieco bardziej drobnoziarnisty od przeciętnego w łomie i być może stanowi żyłę przecinającą również normalny granit, lecz zakrycie niższych partii odsłonięcia nie pozwala tego bliżej prześledzić.

Większe fragmenty łupków są w wielu miejscach sfałdowane i wymięte. Najbardziej ciekawym zjawiskiem jest jednak występowanie w nich jasnych cienkich lamin (do ok. 3 mm grubości), wykazujących typowe ptygmatyczne sfałdowanie, charakterystyczne dla migmatytów. Przedstawia je pl. VII, a mniejszy fragment przykładowej próbki — pl. XII, fot. 2. Tego typu odmiany migmatytów są określone w podziale K. R. Mehnerta (1962) jako „migmatyty o teksturach ptygmatycznych”.

Niektóre grubsze laminy wprost na kontakcie z granitem robią miejscami na małych odcinkach wrażenie iniekcji „lit par lit”, jednak olbrzymia większość to żyłki, które mogły powstać na drodze anateksis.

Prace eksperymentalne O. F. Tuttle'a i N. L. Bowna (1958) i ostatnie prace H. G. F. Winklera (1967) pozwalają te zjawiska analizować bliżej. B. Loberg (1963) w swojej pracy o tzw. gnejsach plamistych z okolicy Västervik we wschodniej Szwecji (wybrane zagadnienia z tej pracy streścił A. Majerowicz — 1969) podaje kryteria pozwalające odróżnić 3 genetycznie różne typy migmatytów: 1) iniekcyjne „lit par lit”, 2) anatektyczne i 3) powstałe na drodze dyferencjacji metamorficznej bez upłynnienia.

Ponieważ wymienione wyżej łupki migmatyczne z Gołaszyc wykazują bardzo typowe fałdowanie ptygmatyczne i występują w takiej sytuacji, która wskazuje, że pod wpływem ciepła intruzji granitoidowej mógł nastąpić tu proces anateksis (*sensu lato*), poddane więc zostały one specjalnym badaniom jakościowym i ilościowym. Na podstawie prac eksperymentalnych wymienionych autorów, zgodnie z kryteriami wyszczególnionymi przez B. Leberga, jasne

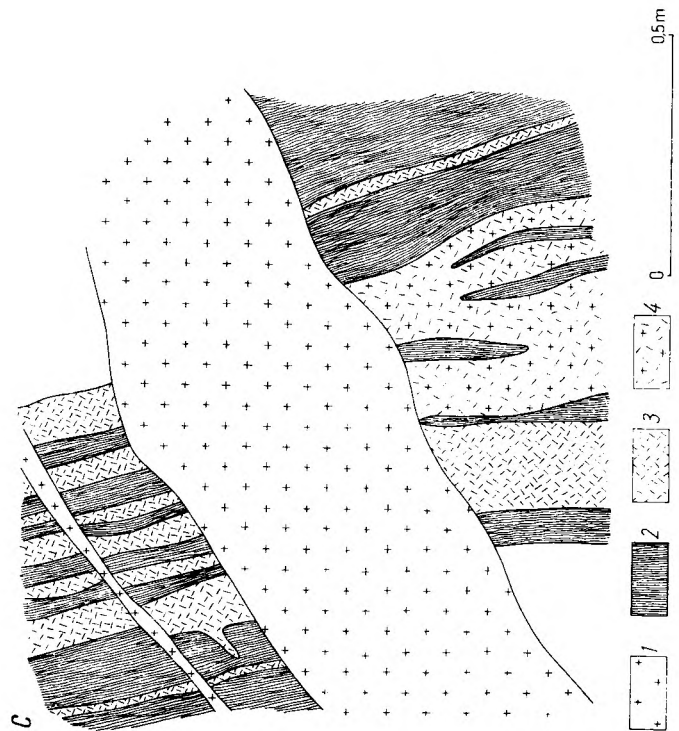
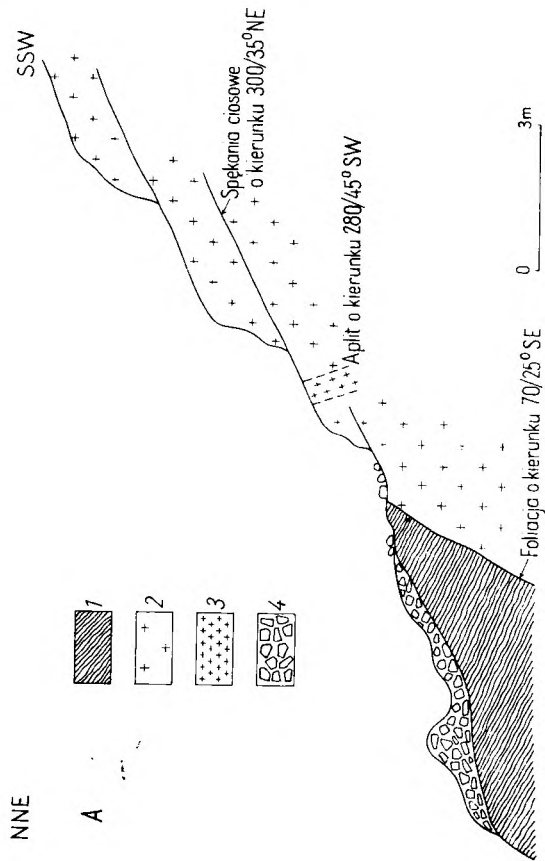


Fig. 31

Przykłady kontaktów granitoidu ze skałami osłony

A — stosunek granitoidu do skał osłony w czynnym łomie na północno-wschodnim zboczu Skałnika Graniczna (odsl. 178): 1 — łupkowy hornfels, 2 — granitoid, 3 — aplit, 4 — gruz poeksploatacyjny
 B — profile ściany zachodniej i południowo-zachodniej kamieniołomu w Łazanach:
 1 — hornfelsy łupkowe, 2 — strefy skwarcowane, 3 — soczewki kwarcu, 4 — tonalit, 5 — granodioryt biotytowy, 6 — osypiska z glebą, 7 — granodioryt silnie zanieczyszczony biotytem
 C — fragment ściany wschodniej kamieniołomu w Golaszycach (odsl. 157):
 1 — granitoid, 2 — łupki biotytowe częściowo zmigmatyzowane, 3 — pegmatyt, 4 — granit o strukturze pegmatoidowej

Examples of the granitoid-cover contacts

A — relation of granitoid to the country rocks in a worked quarry on the NE slope of Mt. Skałnik — Graniczna (outcrop 178): 1 — hornfels schist, 2 — granitoid, 3 — apelite, 4 — exploitation rubble
 B — profiles of eastern wall and southwestern wall of quarry at Łazany: 1 — schistose hornfels; 2 — zones of quartz veins, 3 — quartz lenses, 4 — tonalite, 5 — biotitic granodiorite, 6 — landslides with soil, 7 — granodiorite strongly contaminated by biotite
 C — fragment of eastern wall of quarry at Golaszyce (outcrop 157): 1 — granitoid, 2 — biotitic shales partly migmatitised, 3 — pegmatite, 4 — granite with pegmatoid structure

żyłki, czyli neosom w migmatycie anatektycznym, powinny przede wszystkim mieć określony kotektyczny stosunek $Q—Qr—Ab—(-H_2O)$, zaś plagioklaz w tle skalnym, czyli w paleosomie, powinien być bardziej zasadowy niż w neosomie. Neosom może też zawierać smugowate wrostki ciemnych składników paleosomu. Te główne kryteria oraz pewne cechy strukturalne a także sposób geologicznego występowania skały mogą stanowić wskazówkę, że miał tu miejsce rzeczywicie proces selektywnego upłynnienia skały i że kotektyczny neosom powstał właśnie na tej drodze.

Szczegółowym badaniem mikroskopowym została poddana próbka skalna, w której na długości ok. 3 cm wąska dwumilimetrowa, jasna lamina wykazuje 15 pełnych fałdów ptygmatycznych (pl. XII, fot. 2). Skała ta jest zbudowana z kwarcu, biotyту, skałeni potasowych i plagioklazów. Spotyka się w niej również strefowo występujące niewielkie ilości małych kryształów granatów. Pomiarы plagioklazów z tła skalnego wykazały, że należą do kwaśnego oligoklazу i mają skład 14—16% An; w niektórych występuje słabo zaznaczająca się budowa pasowa, sporadycznie inwersyjna w granicach 2% zawartości An. Składniki jasných lamin, kwarc, skałeni potasowy i plagioklaz mają wymiary większe niż w tle skały, a tylko miejscami spotyka się w ich brzeźnych partiach drobne, najczęściej zgodnie z foliacją ułożone blaszki biotyту. Plagioklasy z neosomu należą wyłącznie do albitu o składzie 10—11% An.

Skałeni potasowy z żyłki i z tła skalnego nie wykazuje zbliżeń, a jego kąt V_a w obu środowiskach różni się niewiele. W paleosomie wynosi 85—86°, a w neosomie 80°. Oznaczałoby to, że warunki fizykochemiczne w neosomie miały pewien wpływ na utworzenie się wewnętrznej struktury tego skalenia, nieco odmiennie od struktury tego składnika w paleosomie, który być może oparł się upłynnieniu, a już na pewno oparł się migracji do neosomu. Biorąc pod uwagę sam kąt $2V_a$ (bez innych cech opisanych w rozdziale 8), to na ogół w wyższej temperaturze tworzenia się skalenia potasowego powinien on być mniejszy, co rzeczywicie w opisanym przypadku się potwierdza.

Analizy planimetryczne żyłek neosomu (z pominięciem drobnych ilości biotyту) wykazały, że jego składniki: skałeni potasowy, albit i kwarc w przeliczeniu na 100 układają się w następującym stosunku objętościowym:

Numer analizy	Kwarc	Skałeni potasowy	Plagioklaz
1	37,2	30,5	32,3
2	47,4	22,2	30,4
3	34,9	25,1	39,9
4	40,5	22,5	37,0
Średnia z analiz 1, 2, 3, 4	40,0	25,1	34,9
Średnia z analiz 1, 3, 4	37,6	26,0	36,4

Jasne składniki neosomu reprezentują więc takie stosunki, jak w najczęściej występujących granitach, a punkty analiz 1, 3 i 4 leżą w diagramie Winklera (por. fig. 39) w zakresie, w którym mieści się 53% z liczby 1190 zebranych przez niego analiz granitów. Tylko analiza 2 wypada w szerszym zakresie, w którym mieści się 73% z tej liczby granitów.

Jeżeli pominiemy tę ostatnią analizę, wykonaną z prostej, niesfałdowanej ptygmatycznie neosomowej żyłki, najbardziej odbiegającą od pozostałych analiz, wówczas średnia analiz 1, 3 i 4 (ostatni wiersz tabelki) daje w diagramie Bowena i Tuttle'a (fig. 38) dla ciśnienia 2000 barów H_2O punkt położony między linią kotektyczną dla czystego albitu a linią plagioklazу, o stosunku Ab/An 7,8 (czyli ok. 12% An), co odpowiada dość dokładnie składowi plagioklazу stwierdzonego w neosomie (10% An). Punkt ten niewiele odbiega też od punktu eutektycznego. Można więc z pewnym prawdopodobieństwem przyjąć, że jeżeli rzeczywicie ciśnienie H_2O wynosiło ok. 2000 ba, wówczas temperatura w zatopionej w granicie enklawie, gdzie nastąpił proces anateksis, wynosiła ok. 670°C, co można odczytać z danych Winklera (1967, str. 203, tab. 9). Według tych danych ze wzrastającym ciśnieniem H_2O temperatura obniża się nieznacznie, a w stopie będzie wzrastać ilość plagioklazу. Najprawdopodobniej otaczająca enklawę magma granitowa miała nieco wyższą temperaturę i dostarczała przez pewien okres czasu takiej ilości ciepła, że mógł nastąpić w niej proces anateksis. Wysokość temperatury mieści się w granicach podanych w poprzedniej pracy autora jak również w granicach podanych przez M. Borkowską (patrz rozdział 8) dla granitu Karikonoszy.

Jeżeli żyły pegmatytowe w łupkach pochodzą z granitu, a wszystko na to wskazuje, należy przyjąć co najmniej 2 etapy formowania się wzajemnych stosunków przestrzennych między intruzją granitową a opisywanym tu fragmentem skał otaczających. Skały te, w swoim pierwotnym położeniu infiltrowane pegmatytami granitowymi, dopiero w późniejszym etapie dostać się mogły w głębsze partie płynnego jeszcze lub być może okresowo na nowo upłynnionego granitu, który dostarczył młodszych żył i żyłek o zachowanej strukturze skały macierzystej, przecinających wcześniejsze pegmatyty. Prawdopodobnie wtedy też powstały warunki do częściowej anatektycznej migmatytyzacji niektórych partii łupków.

Odślonięcie w Łazanach (1967), w którym występuje granodioryt i starszy od niego tonalit, zostało szczegółowo opisane w specjalnej pracy (Majerowicz 1966). Występujące w niej fragmenty łupków ołowicy zostały krótko petrograficznie opisane w rozdziale 3, a wzajemne stosunki między występującymi skałami zostały naświetlone w rozdziale 5. Ponieważ jest to obok Gołazyc drugie cenne odślonięcie stref kontaktowych w masywie, więc szkice z wyżej wymienionej pracy zostały zamieszczone także w niniejszym opracowaniu jako fig. 31—2.

Na dolnym szkicu obejmującym prawie całą ścianę zachodnią i część północnej widać kry łupkowatych hornfelsów tkwiące w różnym położeniu w grano-

diorycie, który otacza je z różnych stron, co w centralnej partii odsłonięcia przypomina formę małego lopolitu. W południowej części odsłonięcia (lewa część szkicu) widoczna jest niewielka enklawa tonalitu. Fragmenty łupków na ścianie północnej (prawa część szkicu) mają bieg i upad przeciętnie 130/25 NE, podobnie jak większość skał północno-wschodniej osłony i można je traktować jako skały występujące *in situ*.

Na szkicu 2a tej samej figury pokazany jest w mniejszej skali fragment ściany południowo-zachodniej, gdzie widoczne są liczne małe enklawy łupków, większa enklawa tonalitu oraz strefy, w których fragmenty skał osłony zostały częściowo roztrawione i mechanicznie, a także częściowo chemicznie kontaminują granodioryt. Całość ma wygląd brekcji intruzyjnej. Niewielkie kilkucentymetrowe strefy kontaminowanego granodiorytu spotyka się na niektórych kontaktach z tonalitem. Jest to również kontaminacja zarówno mechaniczna, jak chemiczna. W partiach kontaktowych, gdzie przeważa struktura gruboziarnistego granodiorytu, spotyka się zasadowe plagioklasy oraz drobne ilości hornblendy pochodzące z tonalitu. W tych partiach skały, gdzie przeważa struktura bardziej drobnoziarnista, charakterystyczna dla tonalitu, spotyka się drobne plagioklasy w postaci wrostków w dużych skaleniach potasowych. Plagioklasy te są znacznie kwaśniejsze od występujących w tonalicie, kosztem ich cząsteczki anortytowej utworzyły się prawdopodobnie pewne ilości towarzyszącego im allanitu.

Występujące w enklawach hornfelsowych jasne laminy o spokojnym przebiegu, równoległym do foliacji, przypominające wyglądem i składem mineralnym migmatyczne żyłki z Gołaszyc, nie wykazują kotektycznego stosunku między skaleniem potasowym, plagioklazem i kwarcem (Majerowicz 1966, str. 357, tab. 3).

Na uwagę zasługuje fakt, że granodioryt na kontaktach z najliczniej występującymi tu łupkami nie zmienia w dostrzegalny sposób swojego składu mineralnego ani cech strukturalnych i nie wykształca endokontaktowej strefy brzeżnej, jak np. w rejonie Ślęzy.

W małym odsłonięciu na W od Łazan (odsł. 170), na bardzo małym wycinku widoczna jest tu również strefa, gdzie typowy granodioryt biotytowy intruduje w rozerwane i przemieszczone łupki bez endokontaktowych zmian strukturalnych i mineralnych.

Ostatnim miejscem w północno-zachodniej części masywu, gdzie został odkryty niedawno bezpośredni kontakt granitu z łupkami osłony, jest kamieniołom na górze Skalnik koło Granicznej (odsł. 178) i Goczałkowa. W kamieniołomie tym rozpoczęto eksploatację wzdłuż prawie całej północnej ściany i we wstępnych pracach eksploatacyjnych usunięto dużą część łupkowej osłony i zwietrzałego granitu jako nieużyteczną skrywkę. We wschodniej części łomu zachował się tylko słabo odkryty pod gruzem poeksploatacyjnym fragment łupków, gdzie jednak można prześledzić ich ułożenie i określić ich stosunek do granitu, co przedstawia fig. 31—1. Podobnie jak w Gołaszycach i Ła-

zanach, widoczny jest tu niezgodny kontakt, granit przecina serię łupkową prawie pod kątem prostym do foliacji. Łupki zapadają ku SE w odróżnieniu od nielicznych innych odsłonień na północno-wschodnim zboczu Skalnika, gdzie skały te generalnie zapadają ku NE, podobnie jak w większości innych odsłonień po tej stronie masywu. Najprawdopodobniej i tu mamy do czynienia w strefie przykontaktowej z olbrzymim fragmentem serii łupkowej przemieszczonym i częściowo zatopionym w granicie.

Rozpatrując ułożenie słabo odsłoniętych fragmentów skał osłony oraz nieliczne dające się prześledzić strefy kontaktowe można powiedzieć, że granitoid miejscami kontaktuje zgodnie ze skałami otoczenia, miejscami zaś intruduje w partie rozerwane i przemieszczone. Sam mechanizm intruzji jest niewątpliwie złożony i może być kilkuetapowy. Zagadnienie „zajmowania miejsca” przez intruzję jest w literaturze nadal problemem dyskutowanym. Jak wynika z obserwacji, granit w strefach niezgodnych kontaktów nie wykazuje zmian kontaktowych endomorficznych, natomiast wykazuje takie zmiany w miejscach, gdzie nie było większych przemieszczeń i gdzie zdaje się on kontaktować, zgodnie zapadając pod niewielkim kątem pod skały osłony, jak np. w Mrowinach czy grupie górskiej Ślęzy. Można przypuścić, że w pierwszym etapie intruzji mogły się wykształcić takie strefy w wielu miejscach, lecz w późniejszym etapie ostygnięcia ruchy powodujące przemieszczenia części stropu w głębsze partie intruzji zaburzyły i zniszczyły te strefy, a wówczas nie było już odpowiednich warunków do zmian mineralnych czy strukturalnych.

Rozpatrując metamorfozę skał osłony należy podkreślić, że dzisiejszy stan wiedzy o złożonych procesach metamorfizmu oparty jest w coraz większym stopniu na badaniach eksperymentalnych oraz na szczegółowych obserwacjach terenowych, zwłaszcza aureoli kontaktowych wokół intruzji magmowych. Wiadomo też, że dla dokładnego określenia stopnia metamorfozy należy badać nie tylko skład chemiczny skał i paragenezy mineralne w nich występujące, lecz także skład chemiczny wielu złożonych minerałów (biotyt, skalenie, granaty, amfibole), który także może być wskaźnikiem warunków fizykochemicznych ich powstawania.

Jak to już zostało podkreślone w rozdziale 3, autor na obecnym etapie badań nie dysponował takimi danymi dla skał osłony, ani też ze względu na wysoki stopień ich zakrycia nie miał możliwości prześledzenia stopniowych zmian w miarę oddalenia się od intruzji, której granice na podstawie aktualnych materiałów z wierceń i badań geofizycznych są dopiero dokładniej ustalane. Jednak obserwacje w opisanych wyżej kilku niewielkich odsłonięciach wskazują, że niewątpliwie ostatnim procesem petrogenetycznym najbliższej osłony był metamorfizm kontaktowy. Świadczą o tym wyraźnie cechy strukturalne i teksturalne skał oraz zespoły minerałów w nich występujące. Pomimo braku wielu danych należy jednak zadać sobie pytanie, w jakim stopniu zmetamorfizowane były te skały przed intruzją, i rozważyć przynajmniej z pewnym przybliżeniem to zagadnienie.

Na przedpolu Sudetów w strefie masywu występują skały typowe dla facji zieleńcowej metamorfizmu regionalnego. Spotyka się jednak również skały, które wykazują znamiona wyższego stopnia metamorfizmu regionalnego wchodzące w zakres facji amfibolitowej. Nie zaprzecza to wcale ich przynależności do jednej serii suprakrystalnej. Między tymi skałami istnieją stopniowe przejścia niezależnie od nałożonej później metamorfozy kontaktowej, zależnej od odległości od granitu. Dość dobrym przykładem tego mogą być różne amfibolity, w których parageneza hornblenda + bogaty w cząsteczkę An plagioklaz (ortoamfibolity rejonu Ślęży⁵ i niektóre amfibolity ze środkowej części masywu) świadczą o przynależności do facji amfibolitowej. Natomiast wiele złupkowanych amfibolitów, np. okolicy Siedlimowic, Krukowa i Tarnawy, zawierających oligoklaz lub albit, a także epidot, klinoizozyt i chloryt a miejscami również kalcyt, przedstawia paragenezę przejściową do facji zieleńcowej. Podobnie przedstawia się też sytuacja z paragenezami mineralnymi w innych skałach, co można wywnioskować z opisów w rozdziale 3. W północno-zachodniej części masywu metamorfizm kontaktowy dotknął skał niewątpliwie należących do facji zieleńcowej. Uchwycenie większości przemian paragenetycznych, czyli znalezienie granic między jedną a drugą stroną równania chemicznego, które stawia sobie za zadanie współczesna petrologia, musi stanowić następny etap badań. Należy się liczyć jeszcze z tym, że na przedpolu podobnie jak w Górach Kaczawskich oprócz ruchów fałdowych miały miejsce dyslokacje pionowe, w których wyniku do powierzchni mogą obecnie dochodzić różne poziomy stratygraficzne tej zróżnicowanej litologicznie serii skalnej, mogące wykazywać zmienne, przejściowe stopnie metamorfizmu.

Jeżeli konsekwentnie z obserwacjami w Gołaszycach założymy, że temperatura w niektórych częściach masywu rzeczywiście była zbliżona do 670°C przy ok. 2000 barach ciśnienia, to musimy przyjąć, że bezpośrednio na takich kontaktach istniały warunki „facji hornfelsowej ze skaleniem potasowym i kordierytym” (Winkler *op. cit.*). Świadczyć o tym może także w pewnym stopniu pojawienie się niewielkich ilości sylimanitu zamiast muskowitu, jak to się obserwuje w łupkowatych hornfelsach na N od łomu w Gołaszycach. Jednak paragenezy minerałów z innych części masywu wskazują, że w pobliżu kontaktów przeważały warunki facji hornblendowo-hornfelsowej.

Należy tu jeszcze podkreślić, że nie wszędzie nawet bardzo blisko kontaktów doszło do całkowitej równowagi warunków dla tych facji, ponieważ obok zespołu minerałów dla nich charakterystycznych pojawiają się składniki świadczące o warunkach facji niższego stopnia metamorfizmu, jak np. występowanie epidotu i chlorytu w dużych krach hornfelsowych w Łazanach. Może to być jednak wynikiem późniejszych przemian retrogresywnych przede wszystkim pod wpływem spadku temperatury i wzrastającej ilości wody. Świadczyć o tym może także bogactwo łuszczyków tworzących się kosztem minerałów charakterystycznych dla metamorfizmu kontaktowego.

Należy jeszcze zwrócić uwagę, że przemieszczone fragmenty osłony na górze Skalnik zawierają także paragenezę niższego stopnia metamorfizmu, co mogłoby świadczyć, że przemieszczenia dalszych partii osłony następowały później, gdy temperatura magmy była niższa i nie mogła już być osiągnięta równowaga dla wysokotemperaturowych facji hornfelsowych.

Anateksis w Gołaszycach nastąpiła w łupkach, które miały skład zbliżony do gnejsu i jasne składniki były w takim stosunku ilościowym, że łatwo osiągnęły w tej temperaturze stan kotektyczny. Podobne zjawiska nadtopienia i kontaminacji w stanie upłynniowym obserwuje się na kontaktach granodiorytu z tonalitem w Łazanach. Skały o innym składzie pozostały w tych warunkach w stanie stałym.

Jak wynika z tabeli Jaegera (*f. Winkler op. cit.* str. 79), granitowe magmy na kontakcie mogą podnosić temperaturę skał otoczenia do 660°C, a sjenitowe do 710°C. Magma granodiorytowa prawdopodobnie ma tylko nieco wyższą temperaturę od granitowej. W zależności od wielkości intruzji, która dostarcza w określonym „geologicznym czasie” mniejszych lub większych ilości ciepła, będzie wykształcać się mniejsza lub większa aureola kontaktowa, w której w miarę oddalania się od intruzji temperatura dość gwałtownie spada. Dlatego w partiach oddalonych od kontaktu, gdzie wpływ cieplny intruzji jeszcze się zaznacza, istnieją warunki facji albitowo-epidotowo-hornfelsowej. Wrażliwe na zmiany warunków skały fyllitowe, występujące na N od Skalnika, doznały takiej słabej metamorfozy i przekształciły się w łupki plamiste lub bliżej kontaktu w łupki gruzelkowe. Zadania, jakie należy wykonać w celu bliższego określenia przynależności wiekowej serii skał osłony, zostały podane w zakończeniu rozdziału 3.

12. WYBRANE ZAGADNIENIA Z TEKTONIKI GRANITOIDU

a) TEKSTURY KIERUNKOWE

Jak to zostało nadmienione w jednej z wcześniejszych prac autora (1963), a wspomniane także w rozdziale poprzednim, w opisywanym masywie granito-

⁵ Amfibolity z rejonu Ślęży mogą mieć nieco inną pozycję geologiczną, co nadmienione zostało w rozdziale 2.

wym występują miejscami tekstury kierunkowe, polegające na liniowym lub planarnym wyciągnięciu składników ogólnie w kierunku NE-SW. Autorzy niemieccy (Cloos 1922 a i b, Lopianowski 1922), określający to zjawisko jako „Lineare Streckung”, podają jego kierunek 50–70° z upadem 10–20° ku NE. Miejscami, ich zdaniem, widoczna jest też mniej lub bardziej wyraźna foliacja, której płaszczyzny

zapadają ku SW, S i SE. Tekstury te występują głównie w południowo-wschodniej części masywu i stopniowo zanikają ku północnemu zachodowi. Na ich podstawie H. Cloos zdefiniował zgodnie ze swą teorią „tektoniki granitowej” główne sphaeria, które są analogiczne jak w innych masywach granitowych przez niego analizowanych.

W granicy okolicy Strzeblowa H. Cloos (*op. cit.*) stwierdził, że na zmiennych w swoim położeniu płaszczyznach foliacji określonych przez niego jako Rutschflächen, rysy ślizgowe (Streifen) mają zawsze kierunek zgodny z ogólnym liniowym wyciągnięciem (Streckung) w granicy i oddzielnością S. Jego zdaniem linearne wyciągnięcie tworzyło się w plastycznym stadium ostygnięcia plutonu, gdy struktury płaskie powstawały w stadium zestalonym.

Obecnie szeroko rozpowszechnione i na dużą skalę przeprowadzone badania tektonitów metodami mikroskopowej analizy teksturalnej — lub inaczej petrotektonicznej — pozwalają znacznie dokładniej wniknąć w te zjawiska i skontrolować prawidłowości podane przez dawniejszych autorów. Prawidłowości przez nich podane dotyczyły zresztą głównie tekstur widocznych megaskopowo, co prowadziło do ograniczonych, niepełnych i często nieściśłych a nawet błędnych wniosków. Nie można bowiem w ten sposób dokładniej wyróżnić tekstur powstałych w warunkach fluidalnych od tekstur powstałych w zestalonej skale wskutek nacisków dynamicznych, zwłaszcza że między tymi dwoma typami mogą istnieć przejścia. Jeżeli do tego doda się możliwość tworzenia się granitu na drodze metamorficznej lub reomorficznej, gdzie kierunkowe tekstury mogą być odziedziczone po pierwotnym stadium skały, wówczas staje się oczywiste, że ulec muszą zmianie lub uzupełnieniu kryteria określające te zjawiska.

Pewne wyniki badań dotyczące tego typu skał zebrane są jako przykłady w podręcznikach (Sander 1950, Fairbairn 1949, Turner & Verhoogen 1960, Turner & Weiss 1963, Ażgirej — 1958 i inni), a z polskich autorów dyskusyjne materiały wielu badaczy zebrał W. Jaroszewski (1961).

W niniejszym opracowaniu, w którym tektonika masywu i skał jego osłony zebrana jest tylko w zarysie jako uzupełnienie badań petrograficznych, nie będą rozpatrywane szczegóły odnoszące się do metod badawczych podanych przez różnych autorów. Wymienione są tylko te prace, które odnoszą się do badanego terenu, do analogicznych sytuacji w innych terenach lub prace, które wnoszą nowe, istotne uzupełnienia do tektoniki masywów granitowych.

Ostatnia praca H. J. Behra (1967), dotycząca wyłącznie orientacji ziarn kwarcu w granitoidach, próbuje powiązać prawidłowości w tektonice obserwowane przez H. Cloosa z najnowszymi petrotektonicznymi badaniami statystycznymi. Autor ten oprócz podania licznych wskazówek metodycznych wyróżnia na podstawie synoptycznych diagramów pewne typy uporządkowania (Regelungstypen), dające w płaszczyźnie „bc” diagramu określone obsadzenie „małych kół” (wprowadzonych przez Fairbairna’a 1949), leżących pod odpowiednimi kątami od obu krańców

wektora b (60° typ I i 140° typ II). Wektor ten jest równocześnie osią stożków obu małych kół i jego położenie w stosunku do megaskopowo widocznych struktur⁶ liniowych jest równoległe lub prostopadłe. Należy jednak przy tym zwrócić uwagę, czy jest to struktura liniowa „prądowa”, fluidalna („Einströmungsgefüge”) odpowiadająca wektorowi „a”, czy też struktura powstała przez rozciąganie („Streckungsgefüge”) odpowiadająca tektonicznej współrzędnej „b”. Ważne jest stwierdzenie tego autora, że osie stożków małych kół (czyli wektor „b”) przy postkinematycznych magmatytach stoją prostopadłe do jednego z dwóch stromo zapadających systemów sphaeria, które są w licznych ciałach plutonicznych prostopadłe do siebie i określane przez H. Cloosa jako Q i S. Pomijając tu dyskusję na temat stwierdzonych prawidłowości oraz nad samą metodą należy podkreślić wywody J. Behra dotyczące kolejnych faz ostygnięcia plutonu i związanych z tym napięć, pochodzących zarówno z sił działających w jego wnętrzu, jak i ze skał stanowiących jego osłonę. Po „zajęciu miejsca” przez pluton zostały wyróżnione fazy i etapy napięć w zależności od stopnia zestalenia skały, poprzez późniejsze stadia, w których mogą się one pojawiać aż po stadium erozyjnego rozcięcia.

W pewnej fazie wiskoelastycznej (visko-elastische Phase) występują wszystkie struktury pływnięcia według współrzędnej „a” — od etapu zajmowania miejsca przez stop aż do odgazowania zestalenia i ustania wewnętrznych przemieszczeń. Następnie w wyniku działalności sił zewnętrznych „ramowych” pojawia się możliwość powstania struktur „rozciągania” (Streckung), czyli lineacji według współrzędnej „b” oraz możliwość kataklazy i dysjunkcji. Są to struktury określane jako „Amplatzgefüge”. Oczywiście ta kolejność działania sił zależy od tego, które siły były w przewadze, inaczej mówiąc zależy od tego, czy mamy do czynienia z intruzją synkinematyczną czy postkinematyczną.

G. Möbus (1967) rozpatrując stadia krzepnięcia plutonu i siły przy tym działające, podał możliwości „uregulowanych struktur” dla minerałów maficznych, w szczególności biotyty. Podobnie jak przy ziarnach kwarcu można tu zaobserwować pewne prawidłowości i wyróżnić określoną orientację jego blaszek.

J. Behr dysponował próbką granitu o kierunkowej strukturze z nieokreślonego bliżej miejsca w Strzeblowie, z której wykonał 2 diagramy wykazujące, że kierunek osi stożka (typ uregulowany II) zgodny z wektorem „b” jest równoległy do linearnego rozciągnięcia i prostopadły do sphaeria Q. Odnosi się to jednak tylko do dynamicznie prawie nienaruszonych, większych ziarn kwarcu. W drobnych ziarnach powstałych wtórnie przez kataklazę ziarn większych obserwuje się, zdaniem tego autora, wpływ uregulowania ścinającego, a koncentracje osi c kwarcu grupują się w pobliżu współrzędnej „a”.

⁶ W dalszej części tego rozdziału termin struktura rozumiany jest w sensie angielskiego „fabric” lub niemieckiego „Gefüge”, które używane są przy badaniach petrotektonicznych i mają inne znaczenie od opisowych petrograficznych terminów struktura i tekstura.

W chwili otrzymania pracy J. Behra i G. Möbusa autor dysponował już opracowanym materiałem odnoszącym się do spękań i tekstur kierunkowych w granicy z okolicy Strzeblowa i Chwałkowa, na który składają się diagramy struktur makro- i mikroskopowych. Materiały te dotyczą stref, gdzie zjawiska ukierunkowania składników granitu są najwyraźniej widoczne. Nie obejmują one stref zaangażowanych tektonicznie w sposób szczególny, gdzie wtórne postektoniczne procesy autometamorficzne doprowadziły do utworzenia leukokratycznej skały, określonej w poprzedniej pracy autora jako „metagranit alaskitowy”. Nie są tu również przedstawione materiały dotyczące struktur z rejonów występowania granitu dwufazykowego. Tym samym dane zamieszczone w tym rozdziale mają charakter przyczynkowy i mogą się stać wstępem do dalszych tego rodzaju badań w całym masywie.

W kamieniołomach Strzeblowa widoczne są 2 rodzaje tekstur kierunkowych. W dużym łomie (odst. 68) na północno-wschodniej ścianie obserwuje się wyjątkowo dobrze i konsekwentnie wykształcone smugi zagęszczeń blaszek biotyту określanymi jako szliry pokładowe. Tworzą one system kilku lub kilkunastu ciemnych lamin, których przebieg w poprzecznym przekroju jest lekko falisty i które zapadają pod kątem 60° w kierunku NE (patrz diagram — fig. 32). W poprzedniej pracy autora (Majerowicz 1963) zostały one zbadane pod mikroskopem i określone jako rozplynięte pozostałości pierwotnego stadium skały (miantyty K. Smulikowskiego).

Drugi typ tekstury kierunkowej, mniej lub bardziej wyraźnie wykształconej, określonej przez autorów niemieckich jako „lineare Streckung”, spotyka się w drugim czynnym łomie w Strzeblowie (odst. 61). Widoczne jest tu miejscami ukierunkowanie blaszek lub smugowatych skupień blaszek biotyту oraz wydłużenie lub raczej spłaszczenie ziarn ciemnoszarego kwarcu, a także częściowo wydłużenie i spłaszczenie agregatów skaleniowych. We wschodniej części łomu najlepiej zaznacza się to w płaszczyźnie o biegu mniej więcej E-W i zapadającej ok. $20\text{--}30^\circ$ ku N, którą można przyjąć jako płaszczyznę odniesienia „s” (fig. 32 i pl. XIII, fot. 1). Należy zaznaczyć, że w przekroju prostopadłym do niej a równoległym do jej biegu (prawie E-W) ukierunkowanie zaznacza się wyraźniej niż w przekroju pionowym o kierunku N-S. Miejscami jednak widoczne jest wydłużenie w obu kierunkach. Istnieją więc tu wyraźne przejścia od struktur liniowych do struktur planarnych. Dlatego megaskopowe obserwacje wyłącznie liniowego wydłużenia składników są bardzo utrudnione i w diagramie 32 podano tylko niewielką ilość pewniejszych pomiarów.

Znacznie lepiej wykształcone tekstury kierunkowe już zdecydowanie należące do struktur planarnych występują w Chwałkowie (odst. 60), gdzie w centralnej części łomu można obserwować strefę granitu o wykształconej teksturze łupkowej i płaszczyznach foliacji zapadających na S i SW. Już megaskopowo widać, że płaszczyzny te są wynikiem nacisków dynamicznych i na ich powierzchniach widoczna jest lineacja w po-

staci bardzo wyraźnych rys ślizgowych o kierunku ENE-WSW (diagram 32). Płaszczyzny foliacji są ciemnoszare lub czarne od drobnotuszczkowego biotyту (pl. XIII, fot. 2 i 3). Rysy te dość jednoznacznie wskazują kierunek transportu i wyznaczają wektor „a”. Niewielkie zróżnicowanie kierunków foliacji spowodowane jest występowaniem miejscami co najmniej

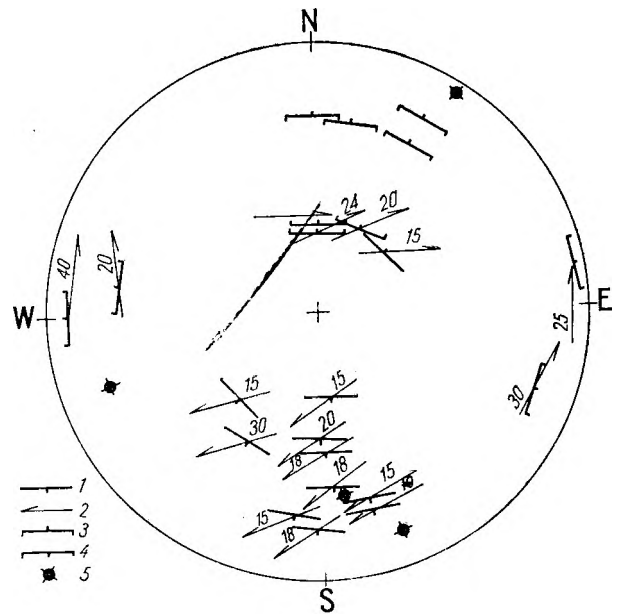


Fig. 32

Niektóre kierunki tektoniczne w kamieniołomach Strzeblów i Chwałków (odst. 62 i 60)

1 — foliacja, 2 — lineacja „a”, 3 — szliry pokładowe, 4 — niektóre płaszczyzny spękań z rysami ślizgowymi, 5 — strefy ultramylonitizacji do kilku cm grubości

Na diagramie w miejsce normalnych do płaszczyzn foliacji (półkula górna) naniesiono symbole liniowe, a na nich umieszczone strzałki pokazują kierunek i kąt pochylenia lineacji a. W ten sposób lepiej uwidocznił się wzajemny stosunek obu struktur. W dolnej części diagramu pomiary dotyczą łomu w Chwałkowie (odst. 60), w górnej łomu w Strzeblowie (odst. 61). W najwyższej części cztery pomiary przedstawiają ułożenie ławic szlir pokładowych w dużym łomie w Strzeblowie (odst. 68). W prawej i lewej części diagramu widoczne są płaszczyzny spękań z rysami ślizgowymi, wzdłuż których nie zaznacza się foliacja. Na diagramie zaznaczono dwie strefy ultramylonitizacji w łomie w Chwałkowie, gdzie występuje foliacja. W lewej części diagramu jest też zaznaczona taka strefa w nieczynnym łomie w Chwałkowie (odst. 57), a w górnej prawej części w łomie w Mrowinach (odst. 160). Półkula górna.

Some tectonic trends in the quarries at Strzeblów and Chwałków (outcrops 62 and 60)

1 — foliation, 2 — lineation „a”, 3 — stratified schlieren, 4 — some fracture planes with slip striae, 5 — zones of ultramylonitization up to several centimetres thick

Instead of normals to the foliation planes (upper hemisphere) linear symbols have been plotted on the diagram. The arrows marked on them indicate the direction and angle of the dip of lineation a. The mutual relation of the two structures is thus more readily seen. In the lower part of the diagram the measurements apply to the quarry at Chwałków (outcrop 60), those in the top part to the quarry at Strzeblów (outcrop 61). The measurements in the uppermost part of the diagram present the occurrence of the stratified schlieren units in the large quarry at Strzeblów (outcrop 68). To the right and left of the diagram are seen fracture planes with slip striae along which no foliation is indicated. Two zones of ultramylonitization in the Chwałków quarry, displaying foliation, are marked in the diagram. A zone of this kind is also marked on the left-hand side of the diagram in an abandoned quarry at Chwałków (outcrop 57), and another one in the upper right corner in the quarry at Mrowiny (outcrop 160). Upper hemisphere

2 jej płaszczyzn przecinających się pod kątem ok. 20–30°, których linia przecięcia wyznacza wektor „b”. Jest to dobrze widoczne w przekroju próbki prostopadłym do foliacji a równoległym do lineacji „a”, czyli w przekroju prostopadłym do „b” (pl. XIII, fot. 2 i 3). Z takich przekrojów oraz przekrojów prostopadłych do „a” wykonanych zostało kilkadziesiąt płytek cienkich do pomiarów petrotektonicznych. Na podstawie analogii również w ten sam sposób zostały określone kierunki i wykonane zorientowane szlify z łomu w Strzeblowie, gdzie ukierunkowanie biotyty i wydłużenie kwarcu przyjęto za wektor „a” o podobnym kierunku przestrzennym jak w Chwałkowie. Należy podkreślić, że megaskopowo widoczne struktury kierunkowe w Strzeblowie i Chwałkowie są niezależne od bliskości obecnie zachowanej ostony i w kierunku kontaktu z amfibolitem i metagabrem Ślęży nie tylko nie nasilają się, lecz zanikają. Próbka A (pl. XIII, fot. 1) z odsłonięcia w Strzeblowie (odsł. 61) ze słabo widoczną płaszczyzną „S” (90/25 N i lineacją o kier. E i NE, fig. 32) pod mikroskopem wykazuje znamiona kataklazy, która w zmiennym stopniu dotknęła poszczególne składniki. Najoporniej zachowały się plagioklasy, ulegając tylko miejscami rozzerwaniu lub wygięciu. Nieco silniej zaangażowany jest skałen potasowy, którego brzegi ziarn a także miejscami wnętrza częściej rozarte są na drobną miazgę. Kwarc w większości został zgranulowany na mozaikę drobnych ziarenek ułożonych soczewkowo lub smugowo w płaszczyźnie s. Niektóre większe ziarna wykazują faliste lub smużyste wygaszanie światła. Blaszkki biotyty w niektórych partiach zostały wygięte lub porozrywane w agregaty drobniejszych łusek ułożonych także miejscami smugowo równoległe lub prawie równoległe do agregatów kwarcu (pl. XVII, fot. 1).

Obraz mikroskopowy próbki B z odsł. 60 w Chwałkowie, gdzie najsilniej wykształcona jest foliacja (80/42 SSE) i lineacja „a” (230/18 SSE, fig. 32), a stopień kataklazy jest znacznie wyższy, wykazuje, że oprócz rozerwań wygięć i przemieszczeń większych kryształów skałeni a także blaszek biotyty występują cienkie laminy (pl. XVII, fot. 2) zbudowane z bardzo drobnej zgranulowanej mozaiki kwarcu, a częściowo także i skałeni, opływającej większe nie rozarte porfiroklasy tych minerałów. Blaszkki biotyty w takich laminach są łuseczkowato rozdrobnione i wyciągnięte w równoległe smugi⁷. Ta rozarta miazga wciska się miejscami między lepiej zachowane składniki lub w szczeliny ich pęknięć.

Próbka C z partii (pl. XIII, fot. 3) skał o słabiej zaznaczającej się megaskopowo foliacji (o biegu i upadzie 134/28 SW i lineacji „a” 260/15, fig. 32) również w mikroskopie wykazuje pośredni stopień kataklazy między próbką A i B.

Na stoliku uniwersalnym zostały pomierzone prawie wszystkie występujące w szlifie blaszki biotyty (100 blaszek) i ziarna kwarcu tylko z kataklazycznie zgranulowanych agregatów. Te ziarna bowiem, jako

utworzone w warunkach dynamicznych, mogą dać właściwy obraz sił działających w tektonice. Większe ziarna kwarcu, które oparły się całkowitej kataklazie, prawie wszystkie faliście lub smużysto wygaszają światło i nie mogą stanowić materiału do dokładniejszych pomiarów metodą stosowaną przez autora. Smugi bardzo drobnych ziarn wymieszanych z masą skałeniową zostały pominięte. Bieguny osi c kwarcu zostały naniesione na górną półkulę siatki projekcyjnej Schmidta. Analiza biotyty polegała na naniesieniu w ten sam sposób normalnych łupliwości 001, które wymierzano przez odpowiednie ustawienie jej płaszczyzn. W przypadkach występowania blaszek ustawionych tą płaszczyzną równoległe lub prawie równoległe do powierzchni szlify, nastawiono na maksymalne ściemnienie i traktowano biotyty jak kryształ jednosiowy o osi normalnej do 001.

Do sporządzenia jednego diagramu zarówno kwarcu, jak i biotyty użytych było kilka płytek cienkich wyciętych \perp do „b”, a także \perp do „a”, których diagramy zostały odpowiednio zrotowane do jednego położenia \perp do „b”.

Jak wynika z opisów mikroskopowych, badane próbki A B C są w mniejszym lub większym stopniu skatakazowane, dlatego będą w nich rozpatrywane tylko struktury powstałe w drugiej fazie pointruzyjnej, kiedy ostygły lub miejscami ostygający jeszcze pluton dostaje się w pole działania sił tektonicznych i kiedy powstają wtórne struktury z „rozciągania” (Streckungsgefüge) ogólnie określane jako „Amplattgefüge” (Behr 1967). Diagram pomiarów biotyty z próbki A (fig. 33 diagram a i pl. XIII, fot. 1) wykazuje wyraźny pas w płaszczyźnie „ac” i 2 wyraźne maksima h01 pod kątem ok. 45°, przy tym jedno z nich jest rozdzielone na 2 mniejsze. Te maksima mogły się rozwinąć w dwóch niezależnych ruchach ścinających albo też równocześnie pod wpływem silnego stressu. Należy przyjąć tę drugą możliwość zgodnie z Turnerem (Loberg 1959) a także z nowymi doświadczeniami podanymi w podręczniku F. Turnera i L. E. Weissa (1963).

Podczas nacisku prostopadłego do obecnej płaszczyzny „ab” powstają płaszczyzny ścinania, w których ustawiają się blaszki biotyty translacyjnie poprzesuwane według łupliwości 001. Z opisów mikroskopowych wynika, że tylko część blaszek jest porozrywana, część jest natomiast tylko wygięta. W takim przypadku mierzone były obie części wygiętej blaszki, które dały 2 bieguny na diagramie. Na diagram zostały naniesione obie płaszczyzny ścinające S_1 i S_2 oraz megaskopowo słabo zaznaczająca się płaszczyzna „Sm”. Podobne diagramy podał B. Loberg (*op. cit.*) dla skatakazowanego granitu z widoczną płaszczyzną „Sm” z okolicy Sztokholmu. G. Möbus (1967) wspomina, że w idealnym przypadku płaszczyzny ścinania (Scherflächen), między którymi kąt jest tym większy, im bardziej materiał ze stanu kruche go przechodzi w stan ciągliwy, krzyżują się w „a” i mają symbol Okl, jednak zastrzega się, że nie jest to regułą i mogą się one przecinać wzdłuż „b”, a nawet „c”. Według jego systematyki jest to S-tektonit z maksimum w h01. Osie „c” kwarcu w tej samej próbce

⁷ Megaskopowo są to widoczne czarne od biotyty płaszczyzny S z dobrze widocznymi na nich rysami ślizgowymi lineacji „a”.

wykazują również 2 nieco rozbite maksima, leżące symetrycznie wokół wektora „a” (fig. 33b), prawie dokładnie w obu płaszczyznach ścieg S_1 i S_2 . Jest to obraz zbliżony do tektonitu oznaczonego przez H. W. Fairbairna (1949) cyfrą rzymską II, który mogą reprezentować kwarcyty, gnejsy i łupki. Podobnie jak biotyt również kwarc z tej próbki zbliża się swoją orientacją do wspomnianego już granitu sztokholmskiego. Również zgodne jest to w dużym stopniu z diagramem podanym przez H. J. Behra (1967) z wymienionej już próbki ze Strzeblowa.

Próbka B z silnie skatakazowanego granitu z wyraźnymi megaskopowo, przecinającymi się płaszczyznami S i rysami ślizgowymi na nich, które wyznaczają współrzędną „a”, daje diagram orientacji biotyty, jakiego należało się spodziewać z widocznego zdjęcia (pl. XIII, fot. 2). Biotyt w płaszczyznach S_1 i S_2 przecinających się pod rozwartym kątem, w większości translacyjnie poprzesuwany w smugi wg 001, daje 2 blisko siebie leżące maksima (fig. 33c). Jak wynika z obserwacji megaskopowych, płaszczyzny te mogą być niejednakowo wykształcone i jedna z nich może się zaznaczać znacznie silniej. Otrzymamy wówczas jedno szersze maksimum jako obraz typowego s-tektonitu (fig. 33g), podobnego do diagramów niektórych łupków łuszczkowych lub gnejsów. Jednak widać na tym diagramie, że rozkład pozostałych izolinii koncentracji układu się dość symetrycznie względem głównej płaszczyzny „Sm”, dlatego współrzędna c została poprowadzona prostopadłe do niej, a nie przez maksimum.

Diagram krystalograficznej osi c kwarcu z próbki B (fig. 33d) wykazuje zupełnie odmienną orientację od próbki A. Dwa wyraźne maksima zbiegają się tu niemal z maksimami biotyty wykazując niewielkie odchylenia od „c” zarówno w kierunku „a”, jak i „b”. Jest to orientacja związana z występowaniem pasa w płaszczyźnie „ac” i stanowi obraz przejściowy między maksimum oznaczonym przez Fairbairna rzymską cyfrą V i IV. Pierwsze z nich opisał ten autor w łupkach i kwarcytach, a drugie w kwarcytach i „ołówkowych” gnejsach. Diagram próbki B sygnalizuje już występowanie pewnej ilości ziarn o osiach c kwarcu ustawionych równoległe do „b”, dając 3 słabe submaksima w środku diagramu.

Diagram orientacji biotyty w próbkach c (fig. 33e) wykazuje 2 rozbite podwójne maksima w pobliżu „c” w pasie „ac”, jest więc podobny do diagramu próbki A. Również tu można wyznaczyć dwie płaszczyzny ścinające ustawione pod rozwartym kątem około 140° (biorąc pod uwagę, że biegun tych płaszczyzn leży między dwoma mniejszymi maksimami), co dobrze jest widoczne megaskopowo (pl. XIII, fot. 3).

Kwarc z tej próbki daje oprócz maksimów występujących w pobliżu „c”, lecz leżących na „małych kołach” wokół „b”, duże maksimum w „b”. Takie „b” należałoby określić jako „a”. Ogólnie taki przypadek jest zbliżony do opisywanej przez B. Sanderę (1948) i dość często występującej sytuacji, gdzie „b” jest prostopadłe do „b’”, czyli pozornie występują 2 pasy. Dzieje się to wtedy, gdy siły zewnętrzne powodujące transport materiału wzdłuż „a” i linijne

ułożenie wzdłuż „b” natrafiają na opór i powstanie możliwość odwrócenia kierunku transportu. H. J. Behr (1967) przewiduje taki przypadek w magmatytach wtedy, gdy w czasie etapu „rozciągania” (Streckung) w resztkach wydzielin kwarcowych mogą powstać napięcia prostopadłe do głównego nacisku.

Przecinające się równocześnie w „a” i „b” płaszczyzny S opisuje A. Kvale (in Fairbairn 1949) z kwarcytów norweskich.

W badanych próbkach, a w szczególności w próbce C, również w przekroju prostopadłym do „a” można zaobserwować megaskopowo słabo zaznaczające się dwie płaszczyzny S skierowane do siebie pod rozwartym kątem. Ułożenie przestrzenne współrzędnych „a b c” w odniesieniu do stron świata pokazuje fig. 33k, przy czym $a_1 b_1 c_1$ odnosi się do próbki A, $a_2 b_2 c_2$ do próbki B, a pozostałe do próbki C.

Jak wynika z tych wstępnych badań, w okolicy Strzeblowa i Chwałkowa nie można przyjąć zdecydowanych prawidłowości występujących w niektórych magmatytach opisanych przez wymienianych wyżej autorów niemieckich i ściśle określić linijne wyciągnięcie jako lineację „b”, spowodowaną horyzontalnymi naciskami równoległymi do spękań Q. Wykształcona foliacja, bardzo wyraźna lineacja „a” w postaci ślizgów biotytowych przebiegająca ogólnie w kierunku NE-SW do E-W oraz występowanie niekiedy sytuacji, gdy „b” prostopadłe do „b’” wskazują, że siły działające tu były zróżnicowane. Przede wszystkim musimy przyjąć, że siły powodujące foliację skierowane były częściowo prawie pionowo z odchyleniem ku S, SW lub N (patrz fig. 32) i ten nacisk powodował powstanie dwóch systemów płaszczyzn przecinających się w „b”, a w małym stopniu także w „a” lub „b’”⁸. Oś „b” rotuje i zapada albo ku S z odchyleniem ku E, albo ku N z odchyleniem ku W (fig. 33k), więc raczej zbliża się do kierunku spękań Q. O strukturach kierunkowych powstałych w magmatytach wskutek nacisku pionowego wspomina także G. Möbus (1967), podając przykłady takich sytuacji. Ponieważ struktury kierunkowe, a zwłaszcza foliacje występują w badanym terenie tylko na niewielkich odcinkach, można by między innymi wysunąć również przypuszczenie, że po intruzji istniały w głębszych nie zestalonych jej partiach lokalne naprężenia w magmie, które mogły spowodować powstanie w częściach zestalonych kierunkowych struktur, które w tym przypadku nie byłyby zależne od nacisków osłony, a zwłaszcza od nacisków horyzontalnych i należałyby do zjawisk magmowo-tektonicznych.

Pomimo że w badanych próbkach brano by pod uwagę wyłącznie ziarna kwarcu dynamicznie zgranulowanego, zrotowano same maksima próbki B i C na płaszczyznę „bc” i jak wynika z diagramu (fig. 33h), większość maksimów ułożyła się w pobliżu lub na „małych kołach” o kącie 70° , jednak bardzo blisko wektora „c”, co niezupełnie odpowiada maksimum wyróżnionym przez Fairbairna oznaczonym cyfrą IV.

⁸ Ten drugi kierunek „a” zaznacza się słabo także jako rysy ślizgowe na płaszczyznach spękań, patrz fig. 32 lewa i prawa strona diagramu.

W próbie opracowanej przez J. Behra (*op. cit.*) na tych małych kołach wypadły prawie wyłącznie maksima kwarcu „pierwotnego”, w niewielkim stopniu dynamicznie naruszonego, a kwarcie zgranulowane dały koncentrację w pobliżu „a”, podobnie jak w zbadaanej obecnie próbie A. Jak z tego wynika, osie kwarcu dynamicznie zrekrytalizowanego mogą rów-

nież ułożyć się na tych kołach, co potwierdzać może fakt, że oś „a” jest zgodna z lineacją widoczną megaskopowo w postaci ślizgów biotytowych i ustawiona jest w kierunku E-W z odchyleniem ku NE. Zarówno obserwacje makroskopowe w łomach Strzeblowa i Chwałkowa, jak i badania mikroskopowe pozwalają stwierdzić, że struktury linijne i foliacja w granicie

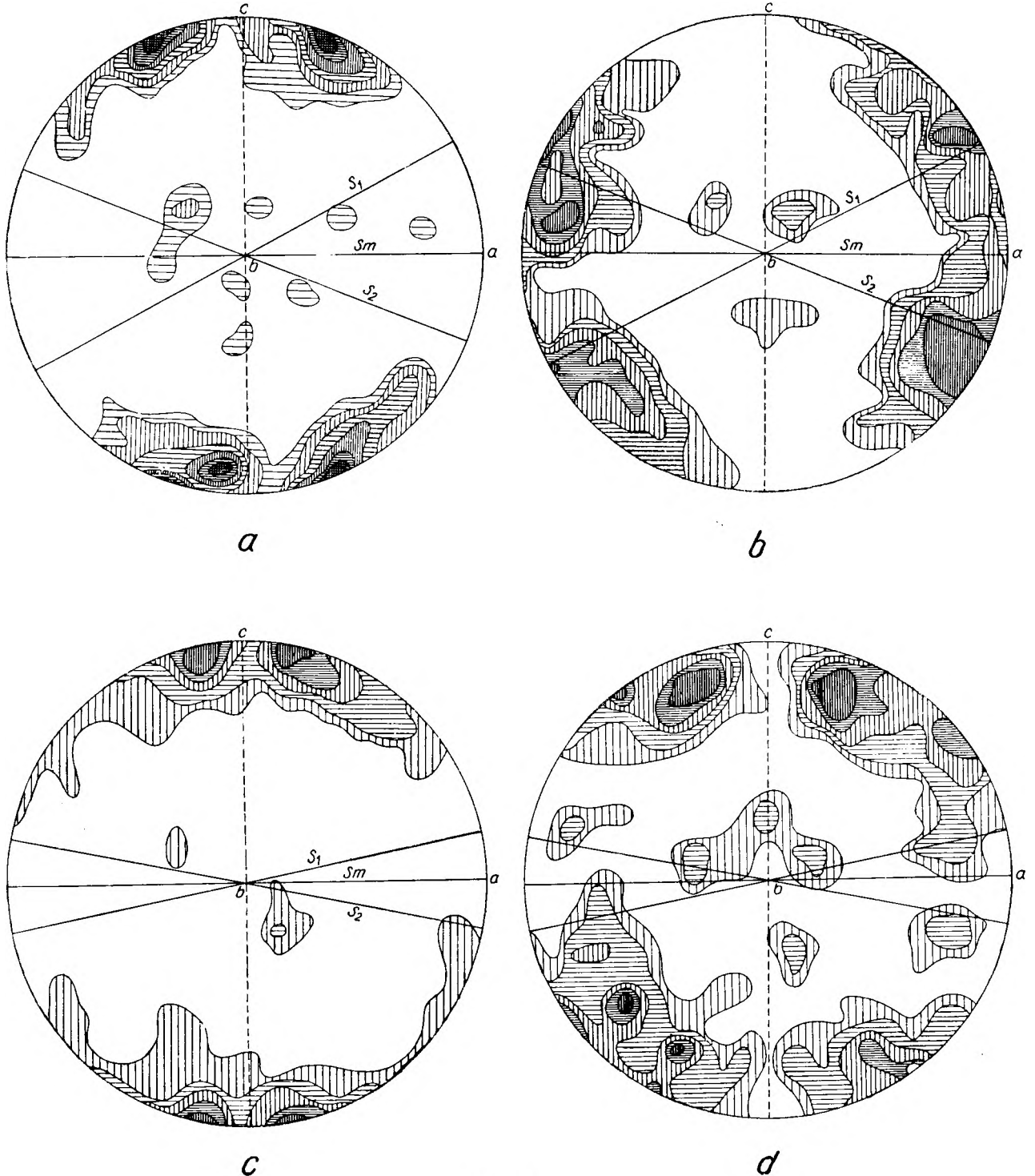


Fig. 33

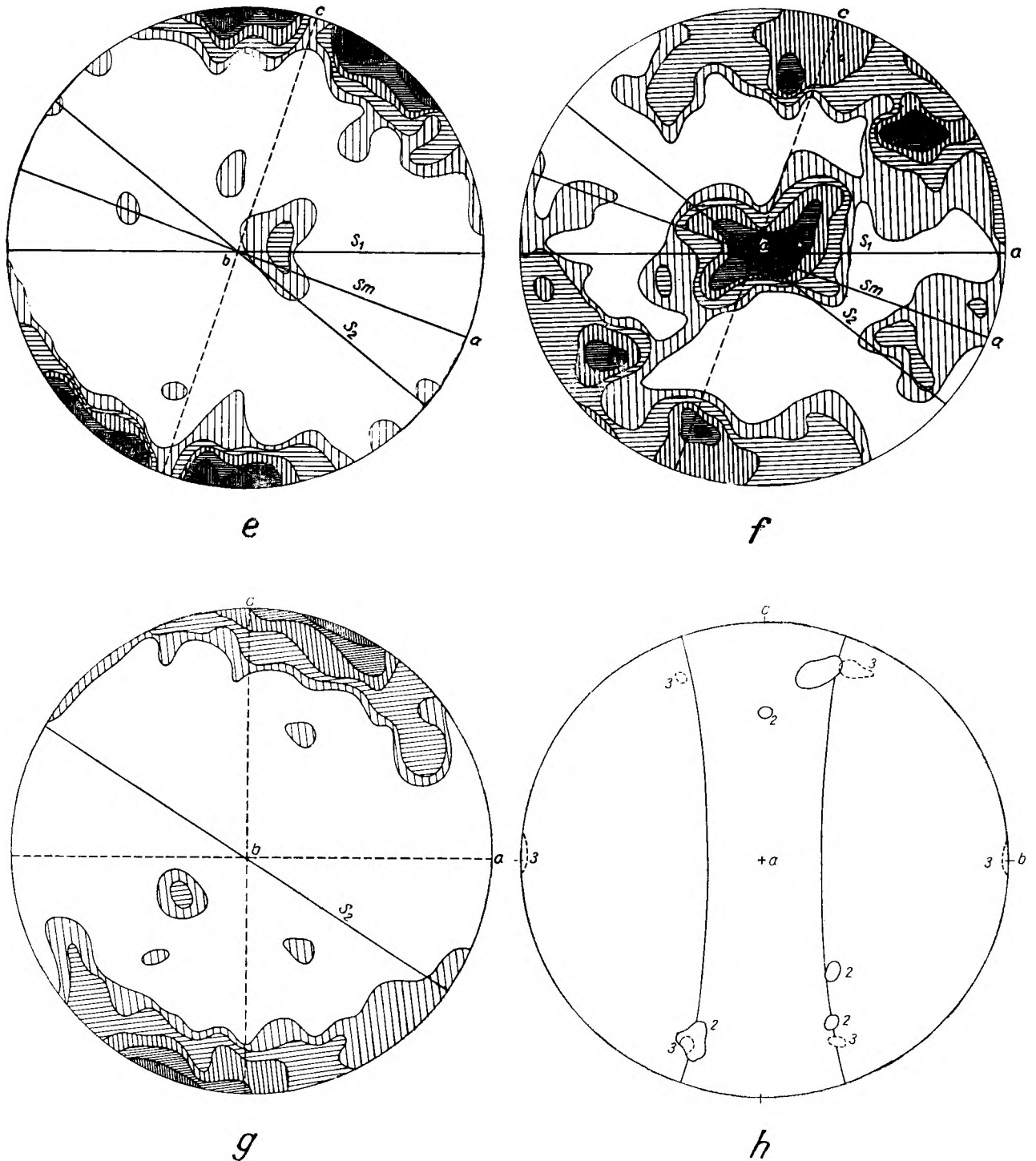


Fig. 33

Diagramy petrotektoniczne wybranych próbek granitoidu ze Strzeblowa i Chwałkowa

a — diagram biotyту próbki A (pl. XIII, fot. 1 — odsł. 61 — Strzeblów), *b* — diagram kwarcu próbki A (pl. XIII, fot. 1 — odsł. 61 — Strzeblów)
c — diagram biotyту próbki B (pl. XIII, fot. 2 — odsł. 60 — Chwałków), *d* — diagram kwarcu próbki B (pl. XIII, fot. 2 — odsł. 60 — Chwałków),
e — diagram biotyту próbki C (pl. XIII, fot. 3 — odsł. 60 — Chwałków), *f* — diagram kwarcu próbki C (pl. XIII, fot. 3 — odsł. 60 — Chwałków),
g — diagram biotyту próbki C (pl. XIII, fot. 3 — odsł. 60 — Chwałków), *h* — maksima kwarcu próbek B i C zrotowane na płaszczyznę *bc*, *i* —
 diagram biotyту ze szliry w płaszczyźnie *ac* (odsl. 68 — Strzeblów), *j* — diagram biotyту z tej samej szliry w płaszczyźnie *bc*, *k* — orientacja współrzędnych
abc względem stron świata, *l* — objaśnienia koncentracji normalnych do 001 biotyту i osi *c* kwarcu

Diagram *k* przedstawia ułożenie w przestrzeni współrzędnych *a*, *b*, *c* trzech opisanych i przeanalizowanych próbek granitu o teksturze kierunkowej (próbki A, B i C). Symbole $a_1 b_1 c_1$ odnoszą się do próbki A; $a_2 b_2 c_2$ do próbki B; $a_3 b_3 c_3$ do próbki C. Dla większej przejrzystości rysunku przedstawione są tylko fragmenty łuków obrazujących rzuty płaszczyzn „*ab*” i „*bc*”. Tylko łuki płaszczyzn *ac* są całe, gdyż na nich lub w ich pobliżu zaznaczone są w postaci nie wypełnionych kółek bieguny maksimów biotyту pokazane na diagramach. Płaszczyzny ścinające s_1 i s_2 pokazane są też tylko we fragmentach łuków

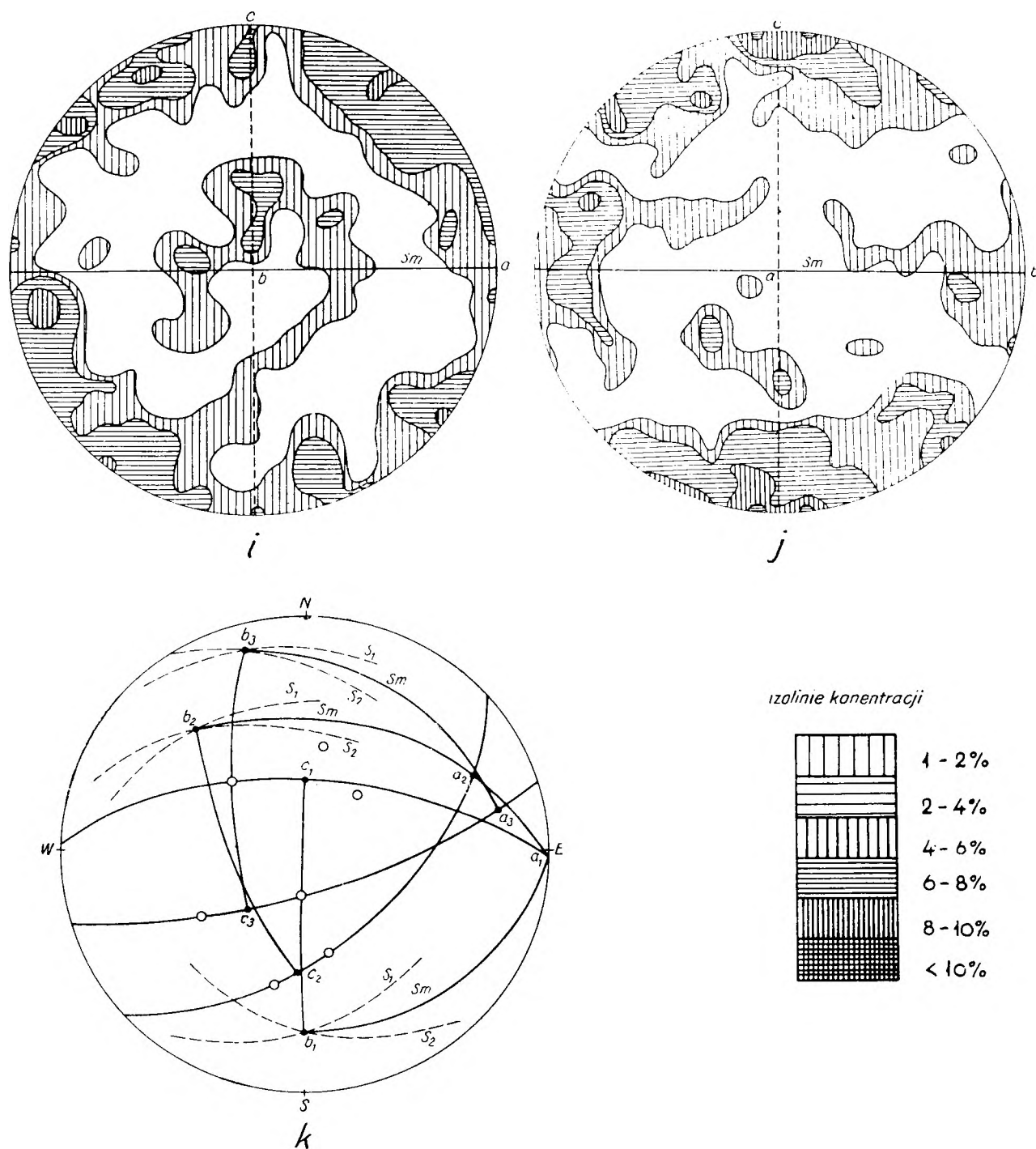


Fig. 33

Petrotectonic diagrams of selected granitoid samples from Strzeblów and Chwałków

a — biotite diagram sample A (pl. XIII, photo 1 — outcrop 61 — Strzeblów), *b* — quartz diagram sample A (pl. XIII, photo 1 — outcrop 61 — Strzeblów), *c* — biotite diagram sample B (pl. XIII, photo 2 — outcrop 60 — Chwałków), *d* — quartz diagram sample B (pl. XIII, photo 2 — outcrop 60 — Chwałków), *e* — biotite diagram sample C (pl. XIII, photo 3 — outcrop 60 — Chwałków), *f* — quartz diagram sample C (pl. XIII, photo 3 — outcrop 60 — Chwałków), *g* — biotite diagram sample C (pl. XIII, photo 3 — outcrop 60 — Chwałków), *h* — quartz maxima of samples B and C rotated onto the *bc* plane, *i* — biotite diagram from a schlier in the *ac* plane (outcrop 68 — Strzeblów), *j* — biotite diagram from the same schlier in the *bc* plane, *k* — orientation of the *abc* coordinates in relation to the cardinal points, *l* — explanations of the concentration of normals to 001 of biotite and the quartz axis.

The diagram *k* shows the arrangement in space of the *a*, *b*, *c* coordinates of the three granite samples with directional structure, here described and analysed (samples A, B and C). Symbols a_1 , b_1 , c_1 apply to sample A, symbols a_2 , b_2 , c_2 to sample B, a_3 , b_3 , c_3 to sample C. For the purpose of greater lucidity only fragments of arcs illustrating the projections of the „*ab*” and „*bc*” planes have been shown. Only the arcs of the „*ac*” planes are complete because on them or near to them are shown on the diagrams the poles of the biotite maxima (as empty circles). The s_1 and s_2 shearing planes have likewise been shown only in fragments of arcs

wzajemnie przechodzą jedno w drugie i są wynikiem tego samego procesu kataklastycznego, który miał miejsce w zestalonej już skale.

Kontrolę ewentualnego ukierunkowania składników w czasie faz częściowo płynnych należałoby przeprowadzić na zorientowanych w stosunku do głównych spękań próbkach skalnych o słabo lub prawie niewidocznej teksturze kierunkowej. Pomiaru na większych, częściowo zachowanych ziarnach, które oparły się kataklazie, lecz silnie faliste wygaszają, przy użyciu tej metody nie mogą dać dokładnego obrazu.

Ponieważ struktury kierunkowe w innych łomach południowo-wschodniej części masywu, a zwłaszcza w granicie dwułuszczowym są zawsze związane ze znamionami kataklazy dobrze widocznej w mikroskopie, więc struktury te mają najprawdopodobniej analogiczną genezę, tym bardziej że wykazują megaskopowo bardzo zbliżone kierunki przestrzenne do wyżej opisanych.

Diagramy ułożenia blaszek biotyту w szlirach wykazują znacznie mniej wyraźne ukierunkowanie. Obraz mikroskopowy takiej odmiany skalnej wskazuje, że obfity biotyт występuje w postaci pojedynczych blaszek lub niewielkich, pozornie bezładnych skupień. Część z nich jest silnie zresorbowana przez jasne składniki przy wydzielaniu produktów wtórnych (Majerowicz 1963). Skala wykazuje bardzo słaby stopień kataklazy wyrażający się falistym wygaszaniem światła ziarn kwarcu oraz miejscami lekkim wygięciem blaszek biotyту. Tylko miejscami obserwuje się nieliczne skupienia drobno zgranulowanego kwarcu. Stopień kataklazy nie odbiega od przeciętnego dla wielu miejsc masywu, gdzie megaskopowo niewidoczne jest żadne ukierunkowanie składników. Mamy więc tu do czynienia głównie ze strukturą pierwotną, pierwszego etapu, powstałą przez płynięcia (Einströmungsgefüge), a warunki drugiego etapu zaznaczyły się tu nikłymi znamionami kataklazy. Można przyjąć, że większość blaszek biotyту ustawiła się w czasie płynięcia według kształtu kryształów. Trudno tu zdecydowanie określić wektory „a” i „b” w płaszczyźnie S, na co zwraca uwagę także J. Behr (*op. cit.*). Jeśli przyjmie się za „a” kierunek prostopadły do biegu szliry, więc w przybliżeniu kierunek N z odchyleniem ku E (patrz fig. 32), wówczas diagram przedstawia a-tektonit, według G. Möbusa, z ciągłym pasem wokół „a” i małymi maksimumami w Okl oraz częściowo w „a” (fig. 33j). Natomiast jeśli przyjmujemy konsekwentnie i zgodnie ze strukturami tektonicznymi poprzednio opisanych próbek wektor „a” biegnący równoległe do biegu szliry, wówczas mamy obraz b-tektonitu z pasem wokół „b”, małymi maksimumami hol i słabym maksimum w „b”. Tę ostatnią interpretację przedstawia fig. 33 diagram i. Przypomina to nieco „rozpłynięty” obraz diagramu próbki C i można by przyjąć, że w czasie płynięcia lub też w czasie częściowego zestalenia powstały dodatkowe naprężenia, które odwróciły część blaszek dając dodatkowe maksimuma w „b”.

Kontrolny diagram pomiarów prostopadły do „a” wykazał pewną koncentrację w „c” (fig. 33j), co

wskazuje na płynięcie wzdłuż „b” z tendencją do laminarnego płynięcia w płaszczyźnie „ab” (b-tektonit z pasem w „ac” G. Möbusa). Pewną część punktów na diagramie musimy uznać za tzw. efekt cięcia (Schnitteffekt), uwzględniany przez B. Sandera i innych autorów, chociaż blaszki biotyту w badanej próbce są raczej krótkie i grube, co efekt ten zmniejsza. Jeśli przyjmiemy, że szliry są pozostałościami po pierwotnym stadium skały sprzed okresu upłynięcia (miantyty K. Smulikowskiego), można wysunąć podejrzenie, że uregulowanie jest reliktowe i skała może być częściowo rozpłyniętym b-tektonitem a nawet tektonitem pseudodwupasowym (b prostopadła do b’).

Rozdział powyższy jest tylko próbą wstępnej analizy petrotektonicznej, a jako oparty na niewielkiej ilości materiału z małego obszaru ma charakter testowy. Nie rości sobie tym samym pretensji do uogólnień odnoszących się do całego masywu, wskazuje tylko na złożony charakter struktur kierunkowych i sygnalizuje ostrożność przy próbach ustalania ich zdecydowanych prawidłowości w tego typu skałach.

b) SPĘKANIA CIOSOWE I INNE ZJAWISKA ZWIĄZANE Z TEKTONIKĄ

Jak to już zostało wspomniane we wstępie, zdaniem H. Cloosa (1922 a, b) i S. Lopianowskiego (1922), dynamiczne i stosunkowo długotrwałe naciski od SE spowodowały w pierwszym stadium pointruzyjnym (głównie w południowo-wschodniej części masywu) tzw. linijne wyciągnięcie składników w kierunku prostopadłym do tego nacisku, a następnie spowodowały powstanie szeregu prawidłowych spękań, które częściowo mogą być wypełnione utworami żyłowymi lub niektórymi minerałami pomagmowymi.

Najważniejsze dysjunkcje to spękania Q, poprzeczne do tekstur kierunkowych i zgodne mniej więcej z wydłużeniem masywu. Bieg znacznej większości z nich waha się w granicach 145—170°, a upad 75 do 85 w kierunku zachodnim. Szczeliny tych spękań często wypełnione są utworami żyłowymi (aplity pegmatyty i żyły kwarcowe) lub takimi minerałami, jak: kwarc w postaci szczotek kryształów górskich, skalenie, epidot, fluoryt, limonit, strzegomit, piryт, desmin i inne. Powierzchnie spękań Q mogą być lekko faliste. W ich najbliższym otoczeniu występują też strefy wtórnych przemian polegających głównie na skaolinizowaniu skały w procesach pomagmowych.

Spękania podłużne S są mniej więcej do nich prostopadłe i zgodne z kierunkowymi teksturami, przeważnie zaciśnięte, bez mineralizacji i większej ilości utworów żyłowych. Tworzą one gładkie płaszczyzny o zdecydowanym biegu i upadzie (60—75° z upadem prawie wyłącznie ku SE). Ustępują one ilościowo płaszczyznom Q. Są słabo zmineralizowane i najwyżej mają naloty limonitu lub strzegomitu. Zgodnie z nimi przebiega kierunek najlepszej oddzielności (a), określanej w niemieckim języku kamieniarskim jako „Spaltenseite”, w przeciwieństwie do Q, kierunku znacznie gorszej oddzielności określanej jako „Kopfseite”. Te kierunki rozpoznawane i wykorzysty-

wane przez skalników mogą w niektórych miejscach zmieniać się, zwłaszcza w łomach leżących w pobliżu kontaktu z osłoną.

Obok tych głównych spękań występują tzw. spękania diagonalne ustawione pod pewnym kątem do nich. Na „prawo” od kierunku Q występują spękania zbliżone swym biegiem do N-S ($175\text{--}20^\circ$), zapadające na ogół stromo ku E. One, zdaniem Cloosa, mogą być młodsze od Q, lecz są podobnie zmineralizowane i wykazują strefy kataklazy i kaolinizacji. Ich płaszczczyzny też są często powybrzuszane. Można je oznaczyć jako diagonalne prawe Dp.

Na „lewo” od Q występują spękania prawie prostopadłe do Dp diagonalne lewe, które można oznaczyć jako Dl, o biegu zbliżonym do E-W ($100\text{--}120^\circ$), zapadające przeważnie ku SW. Podobnie jak spękania S nie zawierają takiej mineralizacji jak Q i Dp. Strefy skaolinizowane w nich w ogóle nie występują. Autorzy zastrzegają się, że mogą istnieć pewne odstępstwa od tych kierunków, zwłaszcza w północno-zachodniej części masywu.

Rysy ślizgowe, zdaniem autorów niemieckich, występują prawie zawsze w płaszczczyznach Q i Dp, zapadając płasko w kierunkach zbliżonych do N i S. Na spękaniach diagonalnych lewych występują bardzo nielicznie i zapadają ku W.

Szczeliny Q i Dp były dłuższy czas otwarte i dlatego wypełnione są utworami żyłowymi lub są zmineralizowane i w tych kierunkach odbywały się częstsze przemieszczenia zestalonych mas skalnych, o czym świadczą wspomniane rysy ślizgowe. Największe przesunięcie zgodnie z Dp (8,5 m) zostało zaobserwowane w Strzeblowie (Cloos 1922a).

Spękania pokładowe L nie były szczegółowo badane przez wymienionych autorów. Położenie ich jest przeważnie płaskie, prostopadłe do ciśnienia wywieranego przez pierwotne skały nadkładu. Z utworów żyłowych najbardziej prawidłowy kierunek zgodny ze szczelinami Q wykazują najmłodsze i najbardziej miększe z tych utworów — żyły kwarcowe. Pegmatyty i aplity wykazują mniej prawidłowe ułożenie, lecz w ich biegu ogólnie przeważa kierunek zbliżony do północnego.

Na podstawie analizy tekstur kierunkowych oraz zjawisk dysjunktywnych H. Cloos (1922b) dopatrywał się budowy kopułowej masywu podobnie jak w granicie strzelińskim. Kierunek głównych spękań i ich rozrzut podane przez autorów niemieckich zostały obecnie przedstawione na zbiorczym diagramie (fig. 34).

Autor w czasie zbierania materiału do analiz petrograficznych przeprowadził również szereg obserwacji i pomiarów tektonicznych. Chociaż zebrane w tej ilości i formie nie mogą one dać nowego rozwiązania tektoniki masywu, jednak mogą służyć pewnymi wskazówkami do dalszych tego rodzaju badań.

Figura 35 przedstawia zestawione konturowe diagramy spękań z 15 wybranych kamieniołomów masywu w takiej kolejności, jaka zachowana była przy opisach petrograficznych, to znaczy od SE ku NW. Na szkicowej mapie (fig. 2) zaznaczone jest ich usytuowanie. Oprócz głównych spękań zostały

naniesione punktowo także dane dotyczące występowania innych zjawisk wyszczególnionych w legendzie. Zarówno koncentracje konturowe biegunów płaszczczyzn spękań, jak też punkty pozostałych struktur plenarnych naniesione są na górną półkulę siatki projekcyjnej.

Zestawione diagramy wykazują tylko w ogólnych zarysach zgodność z pomiarami przeprowadzonymi przez autorów niemieckich, jednak obecna ilość pomiarów oraz sposób ich graficznego przedstawienia wskazują, że tak duża prawidłowość, jaką podawali, jest raczej problematyczna. Normalne płaszczczyzny Q i Dp wykazują duży rozrzut, miejscami jedne stopniowo przechodzą w drugie. Widoczne jest to dobrze na diagramach 2, 5, 6, 8, 9 i 13. Wprawdzie widoczne są na nich maksima, które odnoszą się do jednego systemu lub drugiego, lecz pozostałe izolinie koncentracji obejmują nie tylko oba systemy Q i Dp, lecz wykraczają poza wartości podane dla nich. Nie występuje też taka prawidłowość w upadzie, zwłaszcza jeśli chodzi o spękania Dp, których część zapada na W, a nie na E, jak to było podawane.

Na niektórych diagramach widnieją jednak wyraźne luki między maksimami, tu rzeczywiście pewne kierunki dominują i są w dość dużej mierze zgodne z podanymi przez wymienionych autorów (diagramy 1, 3, 4, 7, 10, 11, 12 i 14). Różnią się one tylko kierunkami upadu, zwłaszcza spękań Q, które bardzo często zapadają również na E, nie tylko na W. W niektórych z tych diagramów występuje tylko jeden z dwóch

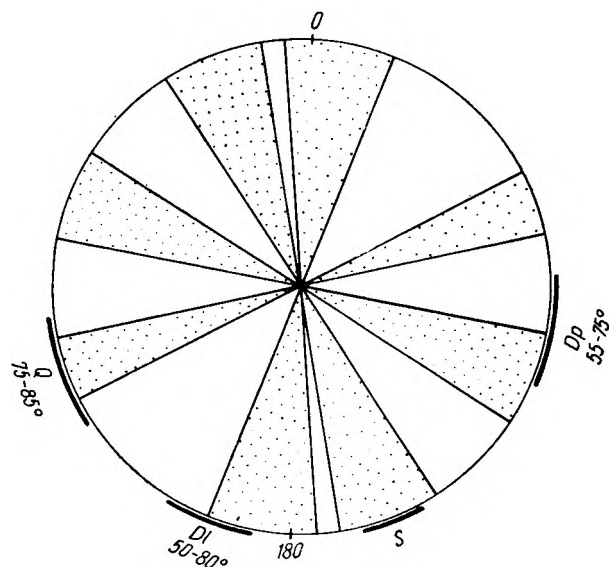


Fig. 34

Diagram przedstawiający biegi i kierunki upadu głównych spękań w masywie na podstawie literatury niemieckiej. Pola zakropkowane wykazują zakresy biegów czterech głównych systemów spękań. Zakresy upadów zaznaczone są grubymi łukami po zewnętrznej stronie koła, a liczby wskazują główne ich wartości

Diagram showing the strikes and directions of dip of the main fractures in the massif on the basis of German literature. The limits of the strikes of the four main fracture systems are indicated by dotted areas. The limits of dips are indicated by thick arcs on the outer side of the circle. The figures indicate their main values

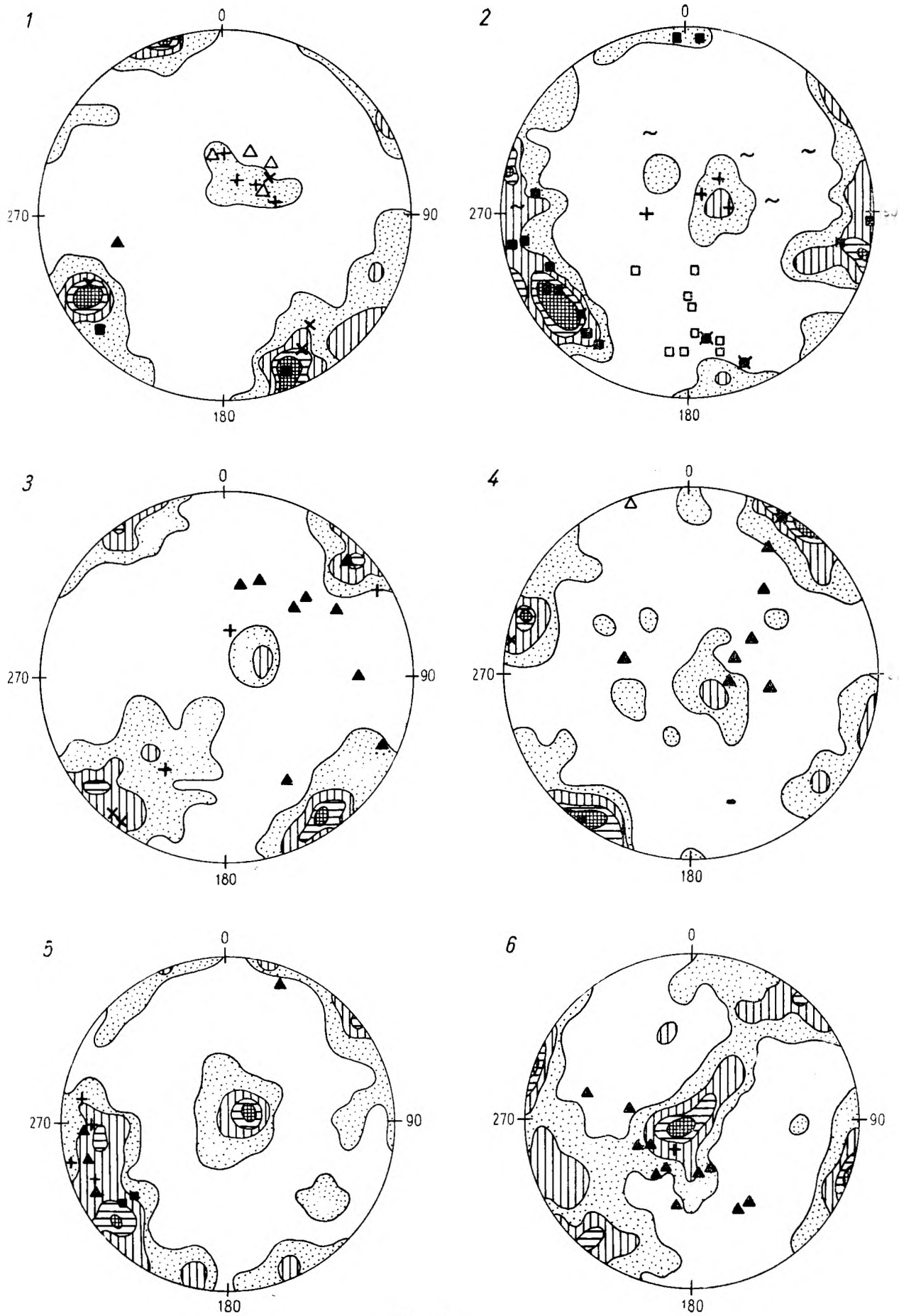


Fig. 35

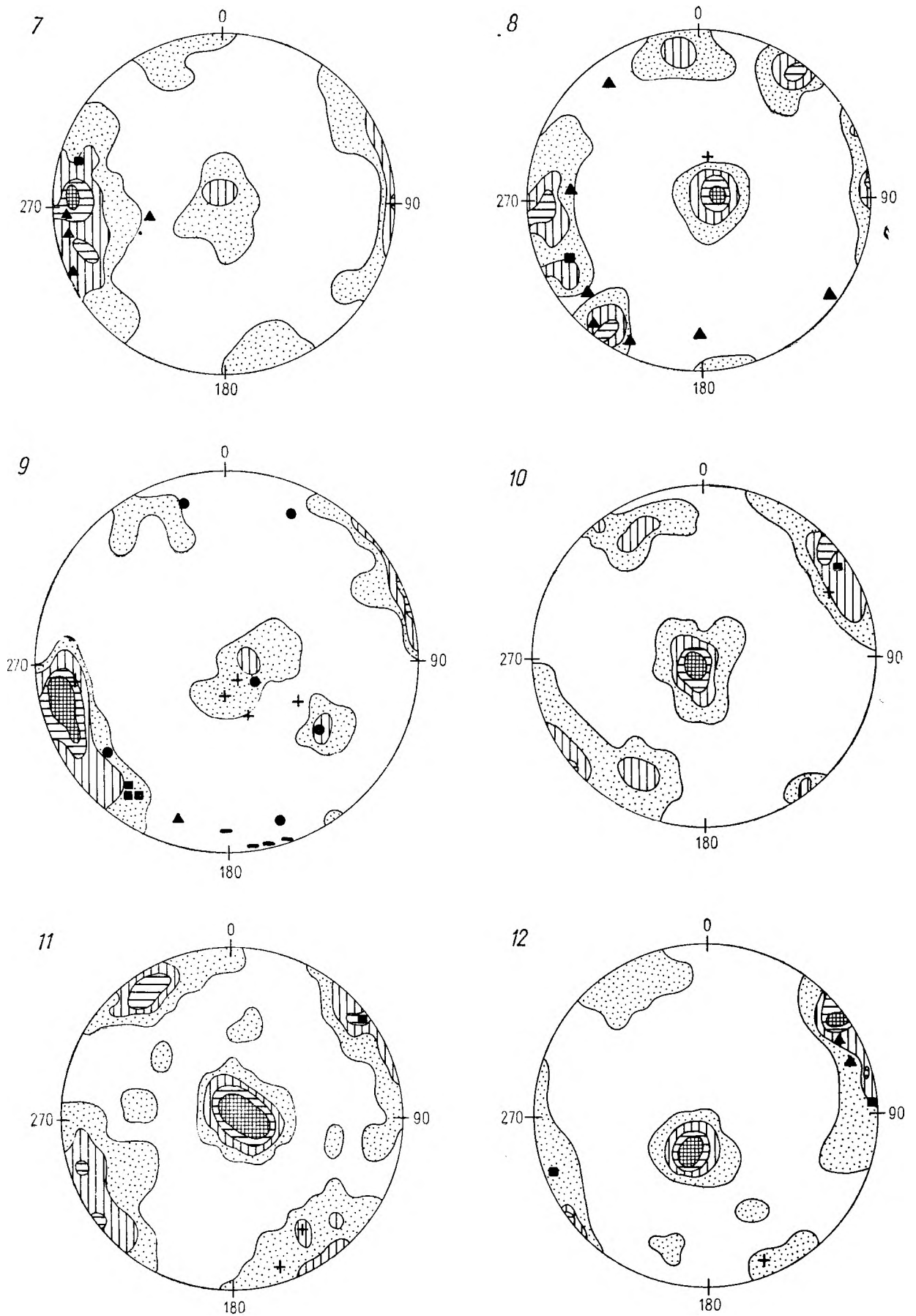


Fig. 35

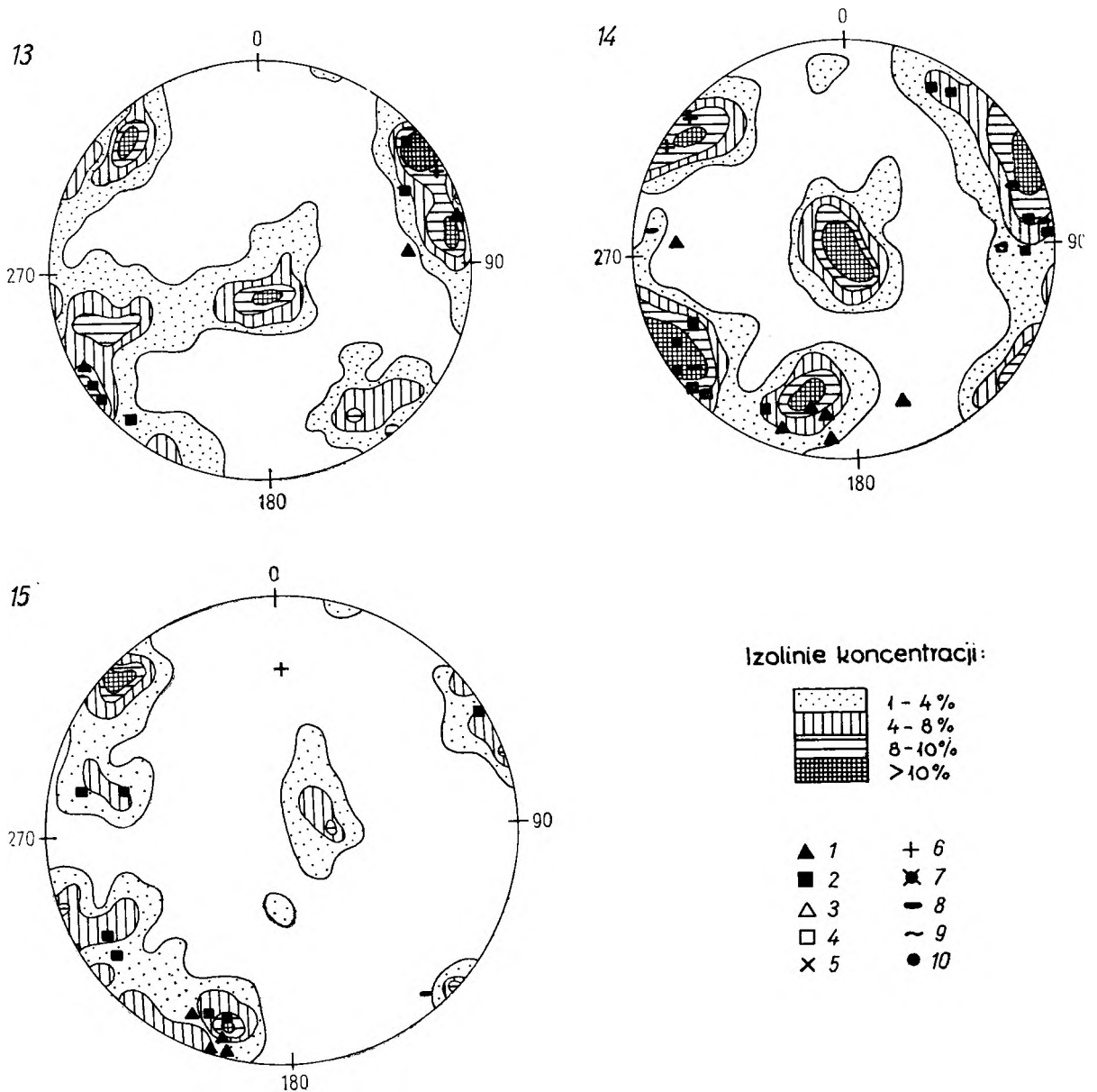


Fig. 35

Diagramy spękań i innych zjawisk tektonicznych z 15 wybranych kamieniołomów masywu
Półkula górna.

a. kolejność odsłoneń:

1 — Strzeblów (odsl. 62), 2 — Chwałków (odsl. 60), 3 — Gola (odsl. 155), 4 — Mrowiny (odsl. 160), 5 — Graniczna (odsl. 178), 6 — Strzegom (odsl. 180), 7 — Żółkiewka (odsl. 181), 8 — Żółkiewka (odsl. 184), 9 — Goczałków (odsl. 191), 10 — Kostrza (odsl. 200), 11 — Kostrza (odsl. 208), 12 — Borów (odsl. 206), 13 — Borów (odsl. 205), 14 — Zimnik (odsl. 196), 15 — Zimnik (odsl. 215)

b. objaśnienia symboli:

1 — utwory żyłowe (aplity, pegmatyty i żyły kwarcowe), 2 — spękania z mineralizacją, 3 — słabo zaznaczająca się foliacja, 4 — wyraźnie wykształcona foliacja, 5 — kierunkowe strefy kataklazy i wtórnych, leukokratyzujących zmian w granicie, 6 — wąskie strefy gęstych, równoległych spękań, 7 — strefy ultramylonitizacji do kilku centymetrów grubości, 8 — strefy drobnych żyłek pokataklastycznych, 9 — szliry pokładowe i niewielkie płaskie enklawy, 10 — wyraźniejsze powierzchnie kontaktowe granitu drobn- i średnioziarnistego z okolicy Zimnika i Goczałkowa

Diagrams of fractures and other tectonic phenomena from fifteen selected quarries of the massif

Upper hemisphere

a. succession of outcrops:

1 — Strzeblów (outcrop 62), 2 — Chwałków (outcrop 60), 3 — Gola (outcrop 155), 4 — Mrowiny (outcrop 160), 5 — Graniczna (outcrop 178), 6 — Strzegom (outcrop 180), 7 — Żółkiewka (outcrop 181), 8 — Żółkiewka (outcrop 184), 9 — Goczałków (outcrop 191), 10 — Kostrza (outcrop 200), 11 — Kostrza (outcrop 208), 12 — Borów (outcrop 206), 13 — Borów (outcrop 205), 14 — Zimnik (outcrop 196), 15 — Zimnik (outcrop 215)

b. Explanations of symbols:

1 — vein rocks (aplites, pegmatites and quartz veins), 2 — fractures with mineralization, 3 — poorly indicated foliation, 4 — distinct foliation, 5 — directional zones of cataclasis and of secondary, leucocratic changes in the granite, 6 — narrow zones of closely spaced parallel fractures, 7 — zones of ultramylonitization up to several centimetres thick, 8 — zones of minute cataclastic veins, 9 — stratified schlieren and rather small flat enclosures, 10 — distinct contacting surfaces of the fine- and medium-grained granite from the vicinity of Zimnik and Goczałków

systemów i to przeważnie Q (diagramy 1, 3, 10, 11, 14) lub wyjątkowo Dp (diagram 7), jednak z upadami ku W.

Ze spękań S i D1 pierwsze z nich najlepiej są uwidocznione na diagramach 1, 3, 11 i 15 (ten ostatni z dużym odchyleniem biegu ku N), a zwłaszcza na diagramach 13 i 14. Należy tu dodać, że diagramy 14 i 15 są wykonane dla łomów, w których występują 2 rodzaje granitu: strzegomski i zimnicki, które mogą mieć nieco odmienne spękania, co zostało już podkreślone w rozdziale 5.

Spękania D1 najlepiej widoczne są właśnie na diagramach 14 i 15, a częściowo na 6, 10 i 13. Na diagramach 3 i 8 zajmują one położenie pośrednie między D1 i Q, a także widoczne są między tymi dwoma systemami przejścia.

Spękania pokładowe L wraz z równoległą do nich dobrą oddzielnością „l” nie mają bliżej określonej genezy, ponieważ obserwacje wykazują, że nie można większości z nich wiązać z procesami prototektonicznymi ani też z tektoniką pokonsolidacyjną. Już nawet pobieżna obserwacja w łomach masywu wskazuje, że ilość lub raczej częstość spękań wzrasta od dolnych części łomu ku powierzchni terenu, co potwierdza pogląd, że tworzą się one wskutek działania klimatycznych czynników zewnętrznych, czyli przedstawiają pewien rodzaj eksfoliacji. J. Oberc (1960) nazywa to megaeksfoliacją. Widać dobrze, że spękania te są często nachylone zgodnie z morfologią terenu. W większości zestawionych diagramów spękania te koncentrują się po którejś stronie centrum, co jest uwarunkowane usytuowaniem kamieniołomu w terenie. Zwykle są to łomy stokowe lub stokowo-wgłębne usytuowane na łagodnych kopułowych wzniesieniach, a z koncentracji biegunów na diagramach można się zorientować, na jakim stoku względem stron świata łom ten jest założony. Należy jednak podkreślić, że w przypadku bliskości skał ostony, jak to ma miejsce na Górze Granicznej (diagram 5), spękania stromieją i przechodzą stopniowo w spękania prawie pionowe, zbliżone do Q, chociaż oddzielone od nich pewną luką. Byłyby to zatem płaskie szczeliny boczne wywołane wyłącznie przez stress tensyjny, jakie podaje H. Teisseyre (1957) na podstawie R. Balka, przyrównując je genetycznie do szczelin Q.

W głębszych partiach łomów, gdzie powierzchnie spękań L są bardzo oddalone od siebie (1—2 m), można spotkać sporadycznie pegmatyty zgodne z ich kierunkiem, co może świadczyć, że nie wszystkie są wynikiem eksfoliacji i część z nich musi mieć inne, znacznie wcześniejsze pochodzenie. Przyjmuje się ostatnio, że mogą one powstać przez odciążenie plutonu wskutek denudacji leżących nad nim serii skalnych. Byłby to jednak proces znacznie późniejszy od wypełniania szczelin pegmatytami. Krytykę szkoły Cloosa oraz poglądy wielu innych autorów (Łukin, Kuszniariew 1951, Ljunger 1927, Pek 1939, Ażgiriej 1956) na genezę spękań pokładowych przedstawił W. Jaroszewski (1961). Wynika z nich, że ten rodzaj spękań może powstawać na różnej drodze, interpretacja tektoniczna jego pochodzenia jest trudna i nie zawsze ma uzasadnienie. Dlatego też, jak to podkreślił

Jaroszewski, niektórzy specjaliści geologii strukturalnej (Nevin 1950, Billings 1958 *vide* W. Jaroszewski *op. cit.*) pomijają go przy określeniu budowy geologicznej masywów plutonicznych.

Na przedstawionych diagramach widać, że utwory żyłowe, jak: aplity, pegmatyty i żyły kwarcowe, tylko w niektórych łomach związane są z opisanymi kierunkami spękań. Zgodnie z kierunkami Q i Dp widoczne są na diagramach 6, 7, 8, 12 i 14, a zgodnie z systemem S i D1 spotyka się je na diagramach 3 (z odchyleniem ku E), 4, 6, 8, 9, 14 i 15.

Dużą część utworów żyłowych wiąże się ze spękaniami zbliżonymi do L lub też wypełnia szczeliny pośrednie między pionowymi a prawie poziomymi (diagramy 3, 4, 5 i 7). Rozrzut wszystkich utworów żyłowych w badanych odkrywkach przedstawiony jest na diagramie zbiorczym (fig. 36).

Znacznie wyraźniej związane z kierunkami Q i Dp są *szczeliny zmineralizowane*, które widać na diagramach 1, 2, 6, 8, 11, 12, 13, 14 i 15. Zjawiska mineralizacji spotyka się jednak również w spękaniami S i D1, jak wynika to z diagramów 1, 4, 9, 13, 14 i 15.

Wyraźnie wykształcona foliacja, opisana i zanalizowana w pierwszej części niniejszego rozdziału, widoczna jest w Chwałkowie (diagram 2), a słabiej zaznaczająca się — w Strzeblowie (diagram 1).

Strefy kataklazy i wtórnych leukokratyzujących przemian mają zmienną grubość — od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, a niekiedy tylko znacznie powyżej 1 m. Są to strefy podobnych autometamorficznych przemian, jakie zostały opisane w Strzeblowie (Majerowicz 1961), gdzie są one bardzo szerokie i gdzie eksploatowana jest jasna, leukokratyczna skała, często skaolinizowana, określona w świeżym stanie przez autora jako metagranit alaskitowy. Zaznaczone na diagramach 1, 2 i 4 takie strefy wiążą się zwykle z kierunkami Q—Dp lub do nich zbliżonymi (np. diagram 3). Skała w nich jest jasna, często pozbawiona łyszczyków i skaolinizowana.

Wąskie strefy gęstych równoległych spękań to strefy do kilkunastu lub kilkudziesięciu centymetrów grubości, w których skała jest gęsto równolegle spękana, jednak bez objawów kataklazy i foliacji. Takie zjawiska spotyka się dość często, a położenie tych stref może być zbliżone zarówno do pionu, jak i do poziomu. Zaznaczone są one na diagramach 1, 2, 3, 6, 9, 10, 12, 14 i 15.

Strefy ultramylonitizacji nie występują często i zaznaczone zostały na diagramie 2 i 4. Są to strefy do kilku, najwyżej kilkunastu centymetrów grubości, w których skała stopniowo, miejscami dość gwałtownie, przechodzi w czarny ultramylonit o wyglądzie łupku krzemionkowego, w którym megaskopowo ani też mikroskopowo nie rozpoznaje się pierwotnych składników (por. pl. XII, fot. 3). Najlepiej wykształcone są w Chwałkowie (odst. 60 — diagram 2), gdzie ich ułożenie jest zgodne z występującą tam i opisaną foliacją. Stanowią one niejako jej kontynuację pod wpływem znacznie silniejszych czynników dynamicznych. Wzłuż wektora „a”, widocznego na płaszczyznach foliacji Sm lub ścinających S₁ i S₂, następowało tu przesuwanie i mylonitizowanie materiału w nie-

wielkiej strefie, megaskopowo widocznej. Późniejsze spękania Q i Dp przecinają te strefy zdecydowanie bez żadnych zaburzeń.

Na fig. 32 naniesiono także strefę ultramylonitizacji, która występuje w małym zarzuconym łomie (odśł. 67) na tym samym wzgórzu, ok. 100 m na N od łomu analizowanego. Dla tego odsłonięcia nie wykonano diagramu spękań ze względu na zbyt małą ich odkrytą ilość. Strefa ta leży również prawie pionowo i prostopadle do opisanych w odsłonięciu 60. Jak z tego wynika, również w kierunku prostopadłym ruchy odbywały się na mniejszą skalę, co najprawdopodobniej znalazło swe odbicie w orientacji ziarn kwarcu i spowodowało występowanie pseudodwupasowości w próbce C opisanej w pierwszej części tego rozdziału.

Sieć drobnych, kataklastycznych żyłek o barwie szarozielonawej, czyli bardzo cienkich stref kataklazy i zbliżeń kwarcem i chlorytem (do kilku milimetrów grubości), spotyka się dość często w łomach Goczałkowska i Zimnika (diagram 14 i 15). Mają one tam kierunek S i Dp. Żyłki te często przecinają apłity, co dobrze widać na pl. IV, fot. 2.

Szliry pokładowe, które najlepiej wykształcone są w Strzeblowie (nie wykonano diagramu spękań z tego łomu odśł. 68) a także częściowo w Chwałkowie (diagram 2), spotyka się w bardzo wielu miejscach masywu. Często są to szliry krótkie, niekonsekwentne, zaburzone, dlatego nie wykonano większej ilości pomiarów ich ułożenia. Drobne, ukierunkowane, wydłużone enklawy naniesiono na diagram 2.

Na diagramach 9 i 14 naniesione zostały także wyraźniejsze *plaszczyny kontaktowe* granitu drobno-

i średnioziarnistego, co zostało bliżej objaśnione w rozdziale 5.

Na diagramie, na którym przedstawione są zbiorcze utwory żyłowe i mineralizacja (fig. 36), naniesiono też plaszczyny spękań z widocznymi rysami ślizgowymi. Rysy te występują tylko na powierzchni i nie towarzyszą im zjawiska foliacji czy też głębiej sięgające w skałę strefy kataklazy. Takie rysy powstają na powierzchniach szczelin przy przesuwaniu sztywnych bloków skalnych. Przedstawiają one szereg równoległych bruzdek często o wygładzonej zlustrowanej powierzchni. Rysy te na diagramie wykazują również pewien rozrzut, jednak jak się można zorientować z kierunków ich ułożenia, wykształcone są głównie na spękaniach Q, Dp i S.

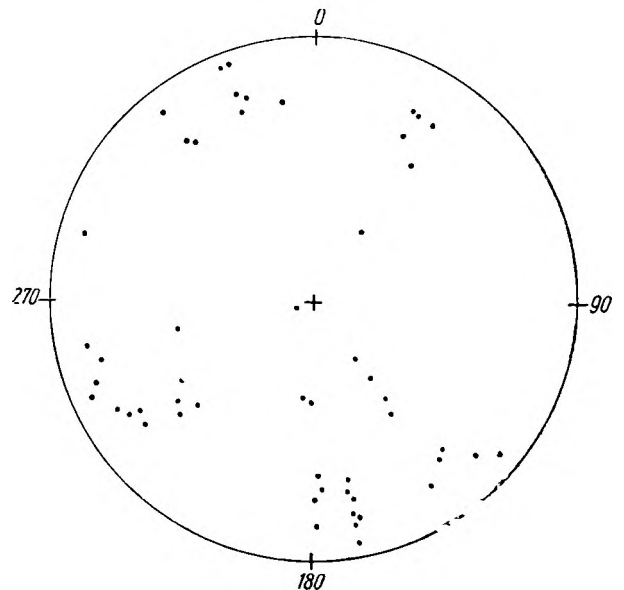


Fig. 37

Kierunki rys ślizgowych na płaszczynach spękań naznaczonych na diagramie 35. Półkula dolna

Directions of slip striae on fracture planes indicated on diagram 35. Lower hemisphere

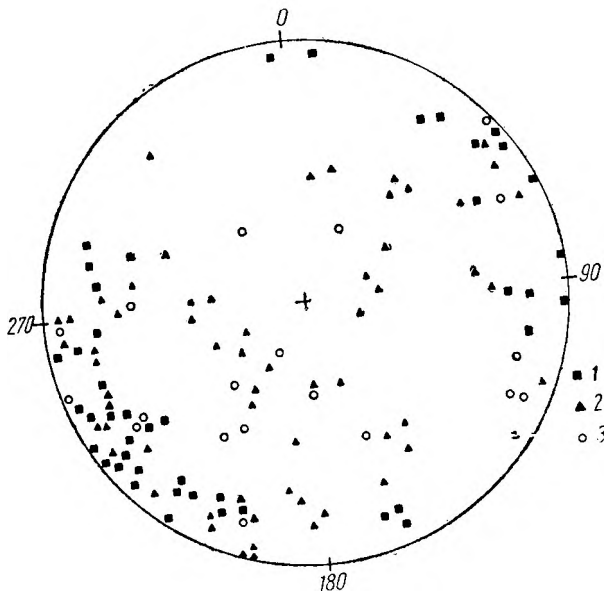


Fig. 36

Diagram zbiorczy utworów żyłowych, spękań z mineralizacją i spękań z rysami ślizgowymi wybranymi z 15 diagramów fig. 35
Kółka puste — powierzchnie z rysami ślizgowymi

Total diagram of vein rocks, fractures with mineralization and fractures with slip striae selected from 15 diagrams of Fig. 35.
Empty circles indicate surfaces with slip striae

Sumując uwagi dotyczące tektoniki zbadanych fragmentów masywu, można powiedzieć, że szliry pokładowe przedstawiają niewątpliwie najbardziej pierwotne struktury z fluidalnego stadium plutonu, planarne zaś lub liniowe ułożenie składników połączone z kataklazą a miejscami z silną mylonitizacją, przedstawiają najstarsze struktury wtórne powstałe po skonsolidowaniu skały. Te ostatnie odmiany struktur wzajemnie przechodzą jedne w drugie i nie można ich od siebie odgraniczyć, na co zwrócił już uwagę H. Cloos (1922). Należy podkreślić, że powodujące je ruchy odbywały się w warunkach, w których materiał skalny przechodził deformacje w stanie niezbyt sztywnym i że równocześnie z kataklazą czy mylonitizacją odbywała się częściowa rekryształizacja. O takim stanie skały mogą świadczyć duże kąty między płaszczynami ścinania S_1 i S_2 a wektorem „c” (fig. 33). Należy tu na marginesie dodać, że bardzo słabe naciski w innych częściach masywu dały znać o sobie

w postaci niewielkich znamion protoklasy, o czym wspomniane jest przy petrograficznych opisach mikroskopowych.

Przedstawione i zinterpretowane w pierwszej części niniejszego rozdziału badania petrotektoniczne pozwoliły z dużym przybliżeniem wyznaczyć dla kierunkowych struktur schemat Sandera, przy czym kataklastyczne linijne wyciągnięcie składników (w kierunku NE-SW lub E-W) odpowiada tu wektorowi „a” a nie „b”, jak to wykazał J. Behr (1967) na podstawie pomiarów nieskataklazowanego kwarcu, czyli kwarcu, którego uporządkowanie mogło pochodzić tylko z niezestalonego jeszcze stadium skały.

Główny nacisk, który należy przyjąć jako zbliżony do pionowego, dający najbardziej wyraźne struktury kierunkowe, jest miejscami zaburzony przez drugi znacznie słabszy, co w rezultacie dało na diagramie próbki C (fig. 33) pseudodwupasowość.

Efektom znacznie późniejszych ruchów w zupełnie sztywnym materiale skalnym są spękania ciosowe, przecinające zdecydowanie strefy kierunkowych struktur. Do tych spękań nie można zastosować schematu Sandera, ponieważ geniza ich może być wieloletnia, a poszczególne wyróżnione systemy nie odznaczają się zdecydowanie jednolitymi cechami. Upraszczając zagadnienie i schematycznie rozumując, można by przyjąć spękania ciosowe jako wielkie płaszczyzny ccinania i pogrupować je w pary Q—S i Dp—Dl

lub z mniejszym prawdopodobieństwem Q—Dp i S—Dl, a dwusieczne kątów prawie prostych lub rozwartych między nimi jako kierunki nacisków, jak to przedstawione jest w niektórych podręcznikach (M. Książkiewicz 1968). Jednak, jak wynika z innych diagramów, niektóre główne spękania są wypełnione utworami żyłowymi lub są zmineralizowane, a w innych miejscach spękania o tym kierunku wykazują rysy ślizgowe, charakterystyczne dla szczelin zaciśniętych. Można więc wnioskować, że jedno i drugie mogą być wiekowo różne, a wskazywać na to może zwłaszcza fakt, że miejscami można spotkać zaburzone aplity, a także niektóre pegmatyty są dynamicznie naruszone (wiadomość ustna od wykonującego pracę magisterską W. Stojaka).

Z przedstawionych materiałów wynika, że skała była przez dłuższy okres czasu w złożonym polu napięć, jakie powstają z długiej historii plutonu i jego otoczenia, co jest zupełnie zrozumiałe i na co zwrócił uwagę H. Teisseyre (*op. cit.*).

Podobnie jak wykonane w małym zakresie badania petrotektoniczne, również pomiary spękań oraz innych zjawisk związanych z tektoniką, mają w niniejszym opracowaniu charakter wstępny, a zbyt szczupła ich ilość nie pozwala na szerszą interpretację, wykraczającą zresztą poza specjalizację autora. Mają one przedstawić tylko złożoność zagadnienia i dać pewne wskazówki do dalszych tego rodzaju badań.

13. ZAKOŃCZENIE I WNIOSKI

Przedyskutowane zagadnienia stanowią tylko część obszernej problematyki dotyczącej masywu. Niektóre z nich zostały opracowane bardziej szczegółowo, niektóre natomiast potraktowane wstępnie i szkicowo w celu zasygnalizowania konieczności dalszych badań.

Na podstawie przedstawionego materiału można w skrócie najważniejsze udokumentowane w poszczególnych rozdziałach fakty przedstawić następująco:

1. Granitoid wykazuje wszystkie cechy charakterystyczne dla intruzji w stanie magmowym we współczesnym pojęciu terminu magma.

2. Główna masa granitoidu wykazuje niezbyt duże zróżnicowanie petrograficzne, zarówno jeśli chodzi o skład mineralny, jak też o ważniejsze cechy strukturalne. W ścisłej systematyce petrograficznej wydzielono 6 odmian, w których 3 ilościowo dominują. Dla tych głównych odmian zaproponowano nazwy regionalne: biotytowy granodioryt strzeblowski, dwuływczykowy (monzonitowy z przejściami do alkalicznego) granit wierzbnicki i biotytowy, monzonitowy granit strzegomski (miejscami z hornblendą). Najbardziej zhomogenizowany pod względem mineralnym i chemicznym jest granit strzegomski.

3. Dwuływczykowy granit wierzbnicki występuje na większych obszarach niezależnie od bliskości skał obecnie zachowanej osłony, przechodząc stopniowo w pozostałe odmiany, natomiast dwuływczykowy

alkaliczny granit rejonu Ślęży tworzy przykontaktową strefę brzeżną, przechodząc stopniowo w granodioryt strzeblowski.

4. W środkowej i północno-zachodniej części masywu występują dwie odmiany starsze od głównej intruzji: drobnoziarnisty granit monzonitowy z Zimnika oraz tonalit z Łazan.

5. Obserwacje nielicznych odsłoniętych kontaktów ze skałami osłony pozwalają stwierdzić, że mechanizm intruzji był złożony, niejednofazowy, prawdopodobnie niezbyt rozciągnięty w czasie. Granitoid wykazuje miejscami cechy intruzji zgodnej, miejscami zaś wdiera się w niezgodnie przemieszczone fragmenty skał otoczenia. W takich miejscach nie występują endo-kontaktowe facje brzeżne.

6. Skały osłony wykazują na kontaktach przeważnie znamiona facji hornblendowo-hornfelsowej, a miejscami facji ze skaleniem potasowym i kordieritem. Na warunki fizyko-chemiczne wkraczające w zakres tej drugiej facji wskazują między innymi zjawiska anatektycznej migmatytyzacji w łupkach z Gołaszyc o szczególnej proporcji skalenia potasowego, kwarcu i plagioklastu. Skład neosomu w tych migmatytach pozwolił określić w przybliżeniu temperaturę ich powstania na około 670°C (przy założeniu ok. 2000 barów ciśnienia H₂O).

7. Obrazy mikroskopowe wykazują, że w niektórych alkalicznych odmianach granitoidu występują typowe struktury magmowo-konsolidacyjne, jednak

większość odmian zawiera pewne ilości reliktowych cech charakterystycznych dla procesów metamorficzno-metasomatycznych.

8. Niektóre transformacje i sukcesje mineralne zachodzące w warunkach procesów pomagmowych znajdują swoje odbicie w części utworów żyłowych, a w szczególności w druzach pegmatytowych.

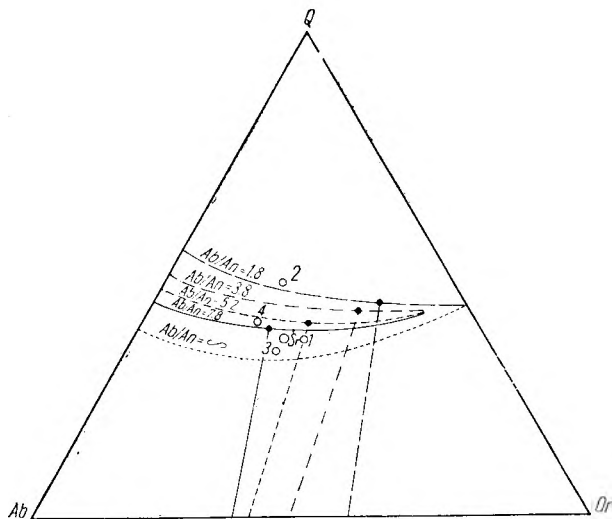


Fig. 38

Punkty kotektycznego składu żyłek migmatycznych z Gołaszyc na diagramie Tuttle'a i Bowena

1, 3, 4 — analizy z żyłek ptygmaticznie sfaldowanych, 2 — analiza z żyłki niesfaldowanej, $\bar{s}r$ = średnia 1, 3, 4

Points of cotectic composition of migmatite veins from Gołaszyc on Tuttle & Bowen's diagram

1, 3, 4 — analyses from ptygmatically folded veinlets, 2 — analysis from an non-folded veinlet, $\bar{s}r$ = mean 1, 3, 4

9. Struktury kierunkowe widoczne najwyraźniej w południowo-wschodniej części masywu pochodzą z różnych stadiów ostygnięcia ciała granitowego. Stadia fluidalne najlepiej zostały zarejestrowane w szlirach pokładowych, które pod względem genetycznym są zbliżone do miantytów K. Smulikowskiego. Naprężenia pokonsolidacyjne ujawniają się jako kataklastyczne a miejscami mylonityczne struktury przeważnie planarne, co właściwie uwypuklają petrotektoniczne badania mikroskopowe. W badanych fragmentach skał wektor „b” schematu Sandera nie jest ani równoległy do wektora „b” w skałach osłony, ani też nie jest prostopadły do głównych spękań „Q” H. Cloosa. Występowanie struktur kierunkowych lub ich nasilenie nie zależy od bliskości obecnie zachowanej osłony.

10. Zmierzone w 15 kamieniołomach spękania ciosowe nie wykazują tak dużej prawidłowości w swoim ułożeniu przestrzennym, jak to było przyjmowane bez obecnie stosowanych pomiarów statystycznych. Nie wydają się też one wykazywać tak zdecydowanie odrębnych cech, aby można było je ściśle od siebie oddzielić, pogrupować w systemy i podporządkować schematowi Sandera oraz paralizować z takim schematem zastosowanym do skał osłony.

11. Również pointruzyjne utwory żyłowe, takie jak pegmatyty i aplity, nie wykazują zdecydowanej zgodności z kierunkami spękań, lecz spotyka się liczne odstępstwa.

12. Potraktowane w tym opracowaniu w sposób wstępny i przeglądowy skały północno-zachodniej osłony mogą stanowić jedną serię suprakrystalną o zmiennym jeszcze w okresie przedintruzyjnym stopniu metamorfizmu regionalnego: od facji zieleńcowej do niżej temperaturowych odmian facji amfibolitowej. Nałożony na metamorfizm regionalny metamorfizm kontaktowy zmienia strefowo stopień swego nasilenia w miarę oddalania od ciała granitoidowego. Dokładniejsze określenie wszystkich przemian tych skał oraz ich pozycji stratygraficznej wymaga dalszych badań.

Przyjmując magmowe pochodzenie granitu i nie wdając się w szczegółową analizę przebrzmiałej już nieco dyskusji na temat genezy granitoidów i kryteriów rozpoznawczych, które najbardziej jasno i precyzyjnie przedstawił K. Smulikowski (1958), należy obecnie zgodnie z jego podziałem zastanowić się, jaki typ magmowego granitoidu może występować w badanym masywie. W podziale tym wymieniane są 3 rodzaje: palingenetyczny, regeneracyjny i dyferencyjny. Przy rozpatrywaniu tego zagadnienia należy wziąć pod uwagę najnowsze prace, które dostarczają przekonujących, a nawet rozstrzygających kryteriów. Chodzi tu przede wszystkim o prace eksperymentalne Tuttle'a i Bowena, Platena i Winklera zestawione w sposób syntetyczny przez tego ostatniego autora (Winkler 1967). Te eksperymentalne badania oraz ich konfrontacja z warunkami naturalnymi przechyliły ostatnio dość zdecydowanie szalę na korzyść magmowego pochodzenia większości zbadanych ciał granitoidowych.

Z tych eksperymentów i rozważań wynika, że przeważająca część plutonicznych ciał granitoidowych może pochodzić z anatektycznego i selektywnego upłynnienia serii gnejsowych lub łupkowych nie zawsze składem chemicznym zbliżonych do granitu. Najłatwiej na tej drodze dostarczać będą zhomogenizowanej magmy granitowej stosunkowo jednolite serie gnejsowe, powstałe w warunkach wysokiego stopnia metamorfizmu regionalnego przy udziale metasomatycznych procesów granityzacyjnych.

Już w poprzedniej pracy autora zostało podkreślone, że w otoczeniu opisanego masywu zarówno na południu, jak i na północy dochodzą do powierzchni stare prekambryjskie gnejsy bloku sowiogórskiego i gnejsy z Wądroża Wielkiego (Polański, Grocholski, Koch-Kozłowska) o wieloetapowym metamorfizmie i złożonej genezie. Już H. Cloos (*op. cit.*) wysunął przypuszczenie, że intruzja wdarła się między te gnejsy a leżącą na nich młodszą serię suprakrystalną, o czym wspomniane było w wstępie. Nie wyjaśniona jest do tej pory wzajemna pozycja geologiczna tych niewątpliwie różnowiekowych serii: gnejsów sowiogórskich i łupków z przedpola, które tylko L. Finckh (1928) uważał za jedną serię w różnym stopniu zmetamorfizowaną.

Wydaje się najbardziej prawdopodobne, że źródłem

magmy granitoidowej może być w tej sytuacji tylko seria gnejsowa, która w głębszych partiach uległa anatektycznej mobilizacji i w formie magmy palinogenetycznej intrudowała w wyższe, nieupłynnione partie gnejsowe oraz w leżące na nich młodsze staropaleozoiczne, dochodzące dziś do powierzchni serie suprakrustalne, jak to zostało zasygnalizowane w poprzedniej pracy autora (1963).

Dla uzupełnienia dokumentacji magmowego pochodzenia granitoidu, opartej na bardziej współczesnych kryteriach, analizy chemiczne masywu zostały naniesione na wspomniany już diagram Winklera (fig. 39), na którym większość punktów grupuje się w zakresach obejmujących 73%, 53% i 14% z 1190 zgromadzonych przez niego analiz granitów. W zakresach tych, jak wiadomo, leżą również eutektyka lub punkty do nich zbliżone uzyskane z badań eksperymentalnych, co przemawia za magmową genezą większości badanych przez niego skał granitowych.

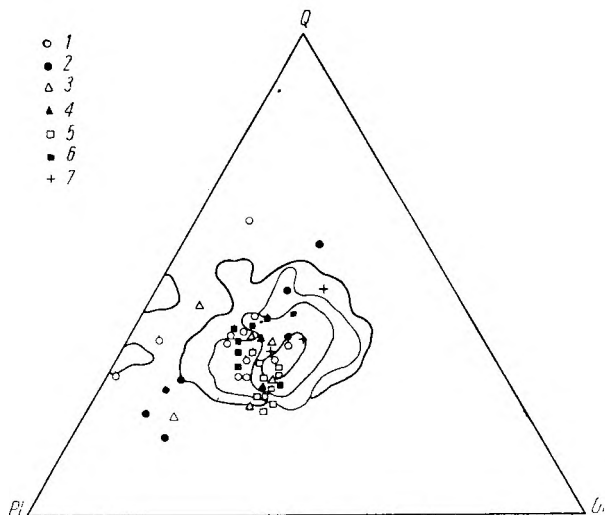


Fig. 39

Rozmieszczenie punktów analiz chemicznych na zbiorczym diagramie Winklera (1967) w zakresach 1190 zgromadzonych przez niego analiz granitów

1 — rejon I, 2 — rejon IV, 3 — rejon V, 4 — rejon VI, 5 — rejon VII, 6 — rejon VIII, 7 — gnejsy sowiogórskie (Pendias, Maciejewski 1958)

Arrangement of points of chemical analyses on Winkler's (1967) total diagram within the limits of 1190 analyses of granite collected by him

1 — region I, 2 — region IV, 3 — region V, 4 — region VI, 5 — region VII, 6 — region VIII, 7 — Sowie Góry gneisses (H. Pendias, S. Maciejewski 1958)

Punkty analiz chemicznych z masywu, wybiegające zdecydowanie poza zaznaczone zakresy, należą do autometamorfizowanego metaalaskitu ze Strzeblowa (rejon I) lub Mrowin (rejon IV), a także do bardziej zasadowej odmiany granodiorytu (rejon V) oraz aplitu (rejon VI). Krzyżkami oznaczone zostały przykładowo 3 analizy gnejsów z bloku sowiogórskiego ze zbioru H. Pendiasa i S. Maciejewskiego (1959), które jak widać, niewiele odbiegają chemizmem od głównych odmian granitoidowych. Nie może to stanowić oczywiście żadnego kardynalnego dowodu,

lecz może wskazywać, że wyżej przedstawione rozważania i hipotezy zgodne ze współczesnymi poglądami mają cechy prawdopodobieństwa. Zresztą w Górach Sowich odsłaniają się w niewielkich ilościach pewne starsze mobilizaty anatektyczne opisane przez A. Polańskiego i T. Morawskiego (por. W. Grochołski 1967) jako granity lub granitoidy o składzie granodiorytu. Tego rodzaju utwory są w gnejsach migmatycznych zjawiskiem częstym, można więc przypuścić, że w głębokich strefach takich serii może dojść do anateksis i palingenezy na dużą skalę.

Najwyraźniejszą pozostałość po pierwotnym, przedintruzyjnym stadium takiej magmy mogą stanowić opisane i zanalizowane petrotektoniczne w poprzednich rozdziałach szliry biotytowe, określone jako miantyty. Doświadczenia Winklera potwierdzają założenie, że w procesach anateksis odmiany gnejsów bogate w biotyt zachowują w pierwotnym stanie dość dużą jego ilość. Statystyczne pomiary ułożenia takich smug biotytowych, chociaż nawet mniej wyraźnych i niekonsekwentnych, mogłyby określić dokładnie etapy upłynniania i przemieszczania intrudujące magmy.

Opisane wyżej ślady procesów blastycznych w bardziej zasadowych, centralnych partiach niektórych plagioklazów, ich budowa mozaikowa, brak zbliżnięć oraz nieprawidłowo zmienny chemizm świadczą o procesach, które mogły zachodzić w pierwotnej serii gnejsowej przed okresem anateksis. Temperatura bowiem intrudującej magmy była najprawdopodobniej na tyle niska, że część preegzystujących składników jasnych również nie przeszła całkowicie do fazy ciekłej, lecz fragmenty ich pozostały w stanie stałym w charakterze paleokrystalów. Możliwość zachowania się takich składników w procesach anateksis przedyskutował i wyraźnie zaakcentował K. Smulikowski (1958). Wysokość tej temperatury określona z pewnym prawdopodobieństwem w rozdziale 11 na ok. 670° lub nieco powyżej, może zachować, jak wykazały doświadczenia wymienianych autorów, dość duże ilości plagioklazu zasobniejszego w cząsteczkę anortytową. Można tu niektóre rozważania uzupełnić przypuszczeniem, że część opisanych zjawisk korozji zasadowych jąder plagioklazów może pochodzić z etapu tworzenia się magmy. Jak wynika z niektórych obecnych poglądów, całkowicie lub prawie całkowicie płynna kwaśna magma może mieć temperaturę ok. 950° i stosunkowo niewielkie jej ilości powstałe rzeczywiście na drodze dyferencyjnej na dużych głębokościach są w tym stanie tak zmobilizowane, że przebijają się do powierzchni jako lawy riolitowe i zastygają niekiedy w postaci obsydianu (Winkler *op. cit.*).

Występowanie w południowo-wschodnim obrzeżeniu masywu skał gabrowych i zserpentynizowanych skał ultrazasadowych mogłoby skłaniać do przypuszczeń, że magma granitoidowa może być również pochodzenia dyferencyjnego. Wiadomo jednak, że sukcesja skał zasadowych rejonu Ślęzy nie jest ustalona i udokumentowana wiekowo, a w czasie intruzji granitoidu były one już zmetamorfizowane. Poza tym K. Smulikowski (1958) wyklucza taką możliwość zwracając uwagę, że ilość skał zasadowych

jest tu zbyt mała, aby ich dyferencjatem mógł być granitoid masywu. Należy podkreślić, że w masywie poza tonalitem z Łazan oraz drobnymi wkładkami bardziej zasadowego granodiorytu (Gola, rejon V, fig. 6) nie spotyka się odmian o chemizmie pośrednim między gabrem a głównymi odmianami granitoidu⁹. Uważa się także dzisiaj, że ultrazasadowe i zasadowe magmy tworzą się na znacznie większych głębokościach w wyższych strefach płaszcza ziemi (Szejnmann 1969, Winkler 1967).

Zróżnicowanie granitoidu na granodioryt, granit monzonitowy i odmiany zbliżone do granitów alkalicznych może być wynikiem pierwotnego zróżnicowania serii gnejsowej albo też wynikiem selektywnej anateksis z różnych poziomów.

Przeprowadzając konsekwentnie te całkowicie hipotetyczne rozważania i spekulacje na temat źródła magmy granitoidowej i wyprowadzając ją z głębszej serii gnejsów podobnych do sowiogórskich, należy nadmienić, że odkryte dzisiaj fragmenty tych skał przedstawiają odmiany bogatsze lub uboższe w skałki potasowe i że mają zmienną, ale miejscami dość pokązną ilość glinu, co w przypadku niezbyt dużej ilości wapnia wyraża się występowaniem syllimanitu i kordierytu. Taka zróżnicowana seria suprakrystalna (przed metamorfizmem prawdopodobnie seria szarogłazowo-ilasta) dostarczyła także zróżnicowanej palinogenetycznej magmy niecałkowicie zhomogenizowanej, która dała bogatsze w Ca i zmiennej potasowości odmiany monzonitowe i granodiorytowe. Odmiana monzonitowa była w swoim wąskim zakresie stosunkowo najlepiej zhomogenizowana i mimo reliktowych śladów również dość dobrze upłynniona, co spowodowała duża zawartość mineralizatorów. W procesach pomagmowych wydzieliły się z niej największe ilości produktów wypełniających żyły i druzy. Magma ta przy niezbyt wysokiej zawartości Ca i Al (jest to częściowo widoczne na fig. 29) wydzieliła miejscami obok biotyty niewielkie ilości hornblendy (Winkler *op. cit.*). Magma powstała z uboższej w Ca a bogatej w łuszczyki serii metamorficznej, w szczególności zawierającej obok biotyty pokąźne ilości muskowitu, jak np. gnejsy występujące między Głuszycą, Srebrną Górą i Mikołajowem (Grocholski 1967), zasobne przez to również bardziej w wodę — ulega łatwiej anateksis, jest szybciej mobilizowana i lepiej upłynniona od oporniejszych na te procesy, bardziej zasadowych odmian gnejsowych, i dostawać się może w czasie intruzji w najwyższe partie osłony, tworząc strefy brzeżne, jak np. w rejonie Ślęzy.

Pochodzenie wysokoglinowych magm granitowych (zawierających dużo łuszczyków oraz niekiedy andaluzyt, syllimanit, kordieryt i granaty) próbuje wytłumaczyć E. P. Izocho (1965) uzasadniając mechanizm powstawania wydzielonego przez siebie szeregu formacyjnego hiperbazytowo-gabrowo-granitoidowego, który obserwuje na wielu badanych przez siebie obszarach. Główne rozważania z tej pracy przedstawił

⁹ Zdaniem T. Morawskiego (1968) wyróżniony przez niego granit z Chwałkowa mógł powstać z magmy bardziej zhomogenizowanej przez częściową anateksis skały o charakterze tonalitu z Łazan.

J. Głazek i O. Juskowiak (1967). Autorzy ci porównując charakter petrograficzny granitoidów sudeckich do wyników tych badań, zwracają uwagę na zbliżone do tego szeregu następstwo serpentynity-gabro-granit z rejonu Ślęzy. Zwracają jednak uwagę na trudności wynikające z nieokreślonego bliżej, lecz na pewno rozciągniętego w czasie następstwa wiekowego serii. Nie wnikając głębiej w szczegóły problematyki poruszonej przez E. P. Izocho na temat kolejności powstawania zasadowych magm głębokich stref, należy podkreślić, że wyprowadzenie zasobnych w glin granitoidów z serii suprakrystalnej bogatej w ten pierwiastek z wykluczeniem pochodzenia dyferencyacyjnego może być pewnym potwierdzeniem i uzupełnieniem wyżej prowadzonych rozważań.

Zgodnie z podziałem A. Buddingtona (1959) intruzję należałoby zaliczyć do strefy mezo, jeżeli weźmie się pod uwagę skały północno-zachodniej osłony i określone w przybliżeniu temperatury na kontaktach. Nie jest wykluczone, że w południowo-wschodniej części masywu w okolicy Grodziszczka i Kszczonowa granitoid może kontaktować z gnejsami Gór Sovich wzdłuż jakichś stref rozłamowych¹⁰.

Stosunek przypowierzchniowych, dostępnych obserwacjom partii intruzji skał północno-wschodniej osłony przypomina najbardziej z licznych przykładów danych przez A. Buddingtona cechy batolitu Sierra Nevada.

Aby określić, jaka jest forma geologiczna całej intruzji uważanej przez autorów niemieckich za lakkolit, należy zebrać więcej materiału terenowego, który jest ciągle uzupełniany wierceniami i pracami geofizycznymi. Prace te w ostatnim czasie zmieniły przyjmowany dotychczas na podstawie przypowierzchniowych wskaźników kształt masywu, co zostało uwzględnione na fig. 1.

Sama intruzja, jak to zostało już nadmienione, mogła być wieloetapowa lub wielofazowa. W czasie konsolidacji, a także po jej zakończeniu, skała w swojej długiej historii znajdowała się w złożonym połu sił i napięć mających najpierw swoje źródło w samej ostygającej magmie, a później pochodzących z zewnętrznych otaczających mas skalnych. Znalazło to swój wyraz w wykształceniu się tekstur kierunkowych jak też i zjawisk dysjunktywnych pochodzących z późnych, lecz także różnych okresów ostygania plutonu, oraz z okresów późniejszych.

W stosunku do sfałdowanej i zmetamorfizowanej najprawdopodobniej staropaleozoicznej serii suprakrystalnej odsłaniającej się w najbliższym otoczeniu, intruzja ma charakter postkinematyczny.

¹⁰ W pracy S. Kurala i T. Morawskiego znajduje się wzmianka o strefie kontaktowej granitoidu z gnejsami bloku sowiogórskiego, która została uchwycona wierceniem na E od Świdnicy. Drobnodziarnisty granitoid bogaty w biotyt a ubogi w skałki potasowe tworzy w gnejsie zgodne wkładki od kilku centymetrów do kilkunastu metrów.

L I T E R A T U R A

- ANSILEWSKI J., 1959: The problem of classifications of the alkali feldspars. — Arch. miner. t. 23, z. 1.
- BEHR H. J., 1967: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. — Freiburger Forschungshefte C 215, Geologie, Tektonik und Magma.
- BOLEWSKI A., 1961: Dyskredytacja pilinitu ze Strzegomia. — Prz. geol. nr 2.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa as compared with the main types of acid intrusions of the Sudeten Mts. and the Sudetic foreland. — Arch. miner. t. 21, z. 2.
- BORKOWSKA M., 1963: Étude des feldspaths potassiques de massif granitique de Karkonosze (Sudetes Pologne). — Bull. Soc. Franc. Miner. Crist. v. 86, No 2.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia 'granitu Karkonoszy. Petrographie du granite de Karkonosze. — Geologia Sudetica vol. II.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych K-A granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute determination (K-A) of the Lower Silesian granitoidic rocks. — Kwart. geol. t. 10.
- BUDDINGTON A. F., 1959: Granite Emplacement with Special Reference to North America. — Bull. Geol. Soc. Amer. v. 70.
- BUDKIEWICZ M., 1954: Geneza niektórych złóż kaolinu rejonu Świdnicy. The origin of some kaolin deposits in the region of Świdnica (Lower Silesia). — Prz. geol. nr 7.
- CLOOS H., 1920: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiet der Gebirgsbildung. — Abhandl. d. Preuss. Geol. L. A. Neue Folge, H. Sl.
- CLOOS H., 1922a: Das Granitmassiv von Striegau-Zobten. Gebirgsbau Schlesiens. Berlin.
- CLOOS H., 1922b: Streckung und Rutschstreifen im Granit vom Zobten in Schlesien. Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. Berlin.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1962: Rock-forming Minerals, vol. 3 Sheet Silicates, vol. 4. Framework Silicates. London.
- DRESCHER-KADEN F. K., 1948: Die Feldspat-Quartz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- DZIEDZICOWA H., 1966: Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. The schist series east of the Niemcza zone in the new investigations. Z Geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- FABIAN H. J., 1938: Die paleozoischen Schiefer östlich der Zobtengruppe. Sonderabdruck aus den Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1938, Abt. B, nr 12.
- FABIAN H. J., 1939: Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil. — Jahrb. d. Preuss. Geol. L. A., Bd. 59.
- FAIRBAIRN H. W., 1949: Structural petrology of deformed rocks. Cambridge, Massachusetts.
- FINCKH L., 1912: Die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. — Zeitsch. d. Deutschen Geol. Ges. Bd. 64, Monatsber. Nr 1.
- FINCKH L., 1928: Erläuterungen z. geologischen Karte v. Preussen. Lieferung 210, Blatt Zobten. Berlin.
- GAWĘŁ A., 1957: Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. Nephrite from Jordanów in Lower Silesia. — Prz. geol. nr 7.
- GAWĘŁ A., 1959: Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. Petrographic problems in the crystalline core of Western Tatra. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. V. — Inst. Geol. Biuletyn 149.
- GOLDSMITH J. R., LAVES F., 1954: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine — Geochim. et. cosmochim. acta 6, No. 2/3.
- GLĄZEK J., JUSKOWIAK O., 1967: Formacje wysokoglinowych granitoidów i szereg formacyjny hiperbezyto-gabrowo-granitoidowy. — Prz. geol. nr 5.
- GROCHOLSKI W., 1967: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. — Geologia Sudetica, Vol. III.
- GÜRICH G., 1916: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse des Geologischen Aufnahmen Blatt Striegau. — Jahrb. Königl. Preuss. Landesanstalt Bd. 36.
- JAROSZEWSKI W., 1961: O próbie nowej metody opracowania tektoniki krystaliniku Tatr. — Biul. geol. tom I, cz. 2. Uniwersytet Warszawski. Warszawa.
- JERZMAŃSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the north-eastern part of the Kaczawa Mts. and their eastern extent. Z badań geol. na Dolnym Śląsku, Tom XI. — Inst. Geol. Biul. 185.
- KAMIENSKI M., KRAUS E., 1960: Granity Śląskie i ich kwasoodporność. Silesian Granites and their Acid-resistance. Czerdzieści lat Instytutu Geolog. Cz. II. — Prace Instytutu Geolog. tom 30.
- KOWALSKI W., 1967: Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach. Geochemistry of potassium, sodium, calcium, rubidium, lead, barium, and strontium in Sudetic granitoids and their pegmatites. — Arch. miner. tom XXVII, z. 1.
- KOZŁOWSKA M., 1959: Granitognejsy z Wądroża Wielkiego. On the granite-gneisses of Wądroże Wielkie. — Arch. miner. t. 21, z. 2.
- KOZŁOWSKI S., KRASSOWSKI S., NURKIEWICZ Z., ZNAŃSKA M., 1961: Nowe złoża surowca skaleniowego w Mrowinach k. Żarowa na Dolnym Śląsku. New deposits of feldspar raw materials at Mrowiny near Żarów in the Lower Silesia. — Prz. geol. nr 9.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968: Geologia dynamiczna. Warszawa.
- LAMEYRE J., 1966: Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français. — Annales de la Faculté de Sciences de l'Université de Clermont. Clermont Ferrand.
- LOBERG B., 1959: Petrofabrics of some varieties of Stockholm granite and associated wall rocks. — Acta Univ. Stockh. Stockholm Contributions in Geology vol. III, 5.
- LOPIANOWSKI S., 1922: Zur Tektonik des Granitmassiv von Striegau-Zobten. In H. Cloos Tektonik und Magma.
- MACIEJEWSKI St., 1963: Uwagi o serpentynitach Gór Kiełczyńskich na Dolnym Śląsku. Remarks on the serpentinites of Kiełczyn Mts. in Lower Silesia. — Kwart. geol. nr 1, t. 7.
- MACIEJEWSKI S., 1967: Skąły nefrytowe masywu Sobótki. Nephriterocks of the Sobótka Massif. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- MAJEROWICZ A., 1961: Petrograficzna charakterystyka granitu biotytowego z okolicy Strzeblowa. Petrographical characteristic of the biotite granite from the Strzeblów region. — Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocł. Seria B, nr 6.
- MAJEROWICZ A., 1963: Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. The granite of the environs of Sobótka and its relation to country rocks. — Arch. miner. tom 24, z. 2.
- MAJEROWICZ A., 1965: Wstępna charakterystyka petrograficzna ultrafemicznej skały w okolicy Imbramowic. Preliminary petrographical characteristic of an ultrafemic rocks from the vicinity of Imbramowice. — Prz. geol. nr 6.
- MAJEROWICZ A., 1966: Granitoidy z Łazan koło Żarowa i fragmenty ich osłony. Granitoides of Łazany near Żarów and fragments of their country rocks. — Arch. miner. t. 26, z. 1 i 2.
- MAJEROWICZ A., 1968: Granitoidy Dolnego Śląska. Budowa geol. Polski, t. I, cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- MAJEROWICZ A., 1969: Gnejsy plamiste i migmatyczne oraz kryteria ich genetycznej klasyfikacji w nowych badaniach szwedzkich. Flacky and migmatite gneiss and criterion of its genetic classification in new Swedish investigations. — Acta Univers. Vratisl. nr 86. Wrocław.
- MEHNERT K. R., 1962: Zur Systematik der Migmatits. Krystalinikum — Arbeiten zu Problemen der Geologie und Petrologie von Kristallingebieten. Praga.

- LEVY M. Ch., 1968: Observations microscopiques de l'échange Na-K dans les feldspaths alcalins. — Bull. Soc. Franc. de Miner. et de Crist. V. 91, No 5.
- MICHELL W. D., 1941: Paragenesis of the pegmatite minerals of Striegau, Silesia. — The Amer. Mineralogist vol. 26, No 4.
- MILCH L., RIEGNER F., 1910: Über basische Concretionen und verwandte Konstitutionsfacies im Granit von Striegau. — N. Jahrb. f. Min. Bd. 29.
- MÖBUS G., 1967: Die Korngefügeregelung vom Mafiten in magmatischen Gesteinen. — Freiburger Forschungshefte C 215, Geologie, Tektonik und Magma.
- MÜHLEN v. z. L., 1921: Über die Kaoline und kaolinisierten Granite in Gebiete zwischen Ströbel und Saarau in Schlesien, sowie dessen Entstehung. — Zeitschr. für prakt. Geologie Bd. 29.
- MÜHLEN v. z. L., 1922: Über die Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau in Schlesien. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 74, Monatsber, 3/4.
- MÜHLEN v. z. L., 1925a: Erläuterungen zu den Blätter Mörchelwitz und Ingramsdorf. Lief. 222 d. Geol. Karte von Preussen.
- MÜHLEN v. z. L., 1927b: Batholiten Problem und Striegau Zobtener Granitmassiv. — Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 46.
- MÜHLEN v. z. L., 1926: Die geologischen Stellung der vor-sudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 47.
- OBERC J., 1957: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Wschodnich i Zachodnich. Direction of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. — Acta geol. Pol. Vol. 7, nr 1.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. — Inst. Geol. Prace 30, część II.
- OBERC J., 1966a: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of Geosyncline Theory. — Inst. Geol. Prace 47.
- OBERC J., 1966b: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. The Early Assynitic orogene in Lower Silesia. Z Geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- PENDIAS H., 1956: Granit strzegomski w okolicy Kostrzy i Borowa. Strzegom granite in the neighbourhood of Kostrza and Borów (Lower Silesia). — Inst. Geol. Biul. 1122. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku t. 4.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. — Inst. Geol. Prace t. 24.
- PENDIAS H., WALENCZAK Z., 1956: Objawy okruszczenia w północno-zachodniej części masywu strzegomskiego. Signs of mineralization in the north-western part of Strzegom Massif (Lower Silesia). — Inst. Geol. Biul. 112. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku t. 4.
- PRALLE E., 1926: Die Kaolinlager in Schlesien. Halle.
- SANDER B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien.
- SCHADEL J., 1961: Untersuchungen zur Bildungsfolge der Mineralien in den Drusen der Granite von Striegau (Schlesien) (Strzegom PRL). — Nova Acta Leopoldina. Abh. Deutsch. Akad. Naturforscher Leopoldina N. F. Leipzig.
- SMULIKOWSKI K., 1947: Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. Petrological studies in the granitic areas of North Volhynia. — Arch. miner. t. 16.
- SMULIKOWSKI K., 1951: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. — Studia geol. Pol. vol. 1.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic foreland. — Geologia Sudetica v. 3.
- SPANGENBERG K., 1943: Die Chromerzlagertätte von Tampadel am Zobten. — Zeitschrift. für Prakt. Geol. H. 2 und 3.
- SPANGENBERG K., 1949: Beiträge zur Kenntnis der Lagerstätte dichtem Magnesits. — Heidel. Beiträge Bd. 1, H. 5—6.
- SPANGENBERG K., MÜLLER M., 1949: Die Hydrothermale Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Magnesitlagerstätte am Galgenberg bei Zobten. Ibidem.
- SZUMLAS F., 1963: Nikiel, kobalt i chrom w serpentynitach okolic Sobótki na Dolnym Śląsku. Nickel, cobalt and chromium in serpentinites of the Sobótka Lower Silesia. — Arch. miner. t. 24, z. 1.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski t. III. Sudety z. 1. Kraków.
- TEISSEYRE H., 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. Przewodnik do XL Zjazdu Pol. Tow. Geol. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968a: Serie metamorficzne Sudetów. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. — Geologia Sudetica vol. IV.
- TEISSEYRE H., 1968b: Prekambryj w polskiej części Sudetów. Precambrian in the Polish part of the Sudetes. — Kwart. geol. t. 12.
- TURNER J. J., WEISS L. E., 1963: Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. New York — San Francisco — Toronto — London.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Geol. Soc. Amer. Mem. 74.
- WINKLER H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin — Heidelberg — New York.
- ŻABINSKI W., 1953: Minerale pegmatytowe strzegomskiego masywu granitowego. — Prz. geol. nr 3.
- ŻABINSKI W., 1963: The Spessartine — Almandine Garnet from Gola near Świdnica (Lower Silesia). — Bull. de l'Acad. Pol. v. 11, No 2.

Alfred MAJEROWICZ

ON THE PETROLOGY OF THE GRANITE MASSIF OF STRZEGOM — SOBÓTKA

Summary

ABSTRACT: This paper is an attempt at a synthetic presentation of the most important problems concerning the petrology of the granitoid massif. It begins with a brief description of the geological relations and gives some preliminary facts characterizing the petrography of fragments of the cover. It deals not only with the altered magmatic rocks in the mountain group of Ślęza but also with the various kinds of crystalline schists showing the variable development of the hornfels structure and contact phenomena.

Six petrographic varieties have been distinguished in the main granitoid mass, three of which occur in predominant amounts. They are: the biotitic granodiorite, called the Strzeblów granite, the alkali, grading into monzonitic, two-mica granite of Wierzbnik, and the monzonite biotitic granite of Strzegom (locally with hornblende). The forms of the geological occurrence and the petrographic characteristics are also given of 2 older varieties: the tonalite from Łazany in the central part of the massif, and the fine-grained monzonitic granite from Zimnik in the north-western part of the massif.

A microscopic analysis of the rocks together with the interpretation of numerous chemical analyses, also the study of some constituents have allowed not only to classify the varieties but in addition to clear up some genetic problems. An analysis

of the few exposed contacts with the cover was particularly helpful in the study of the mechanism of the intrusion and in the approximate determination of its temperature. The sequence of the crystallization of some minerals in the pegmatites and the druses is partly reflected in the reactionary structures in the rock.

The petroctectonic analysis of some selected parts of the rocks with megascopically distinguishable directional structures has allowed to trace certain stages and directions of the work of forces in the fluidal and post-consolidation history of the rock. Measurements of joints, of the arrangement of vein deposits and of the mineralization zones have been carried out in fifteen quarries. They show that the simplified interpretation of these phenomena, so far currently accepted, is due to the inadequate amount of material collected during observations.

The final chapters of the paper contain hypotheses concerning the origin of this granitoid magma, in principle so poorly differentiated. It may reasonably be regarded as a magma formed by the anatectic remelting of gneissic series in the deeper substratum whose mineral and chemical character might have resembled that of the gneisses in the Sowie Góry Block

1. INTRODUCTION

The granite massif, in the literature described under the name of the Strzegom—Sobótka massif, occurs in the forefield of the Central Sudetes. Its near-to-the surface outcrops occur in an area that may be approximately outlined as an isosceles triangle. Its narrow base (about 10 km long) contacts with the basic rocks of the mountainous group of Ślęza and stretches to the WNW-ESE over a distance of more than 45 km. Its prolongation is approximately parallel to the Sudetic marginal fault (Fig. 1). On the ground of new boreholes and the recent geophysical investigations carried out during the last few years S. Kural & T. Morawski* have published fresh data concerning its limits under the cover of the younger

loose Cenozoic sediments in the north-western part. These data reasonably suggest that below the Cenozoic rocks the massif is differently shaped and contacts here with the Sudetic marginal fault. It is also cut up by dislocations whose formation is by the above authors referred to the turn of the Paleogene into the

* The paper by S. Kural & T. Morawski, published when the and chapters of the present work were being written, also presents in a synthetic form some petrological problems on the massif. Among the most important results is the differentiation of 2 main granitoid types under the names of the type from Chwałków and that from Kostrza. In the opinion of the above authors these two types differ one from the other in important petrographic characters and have played independent and different parts in the process of the intrusion.

Neogene. According to J. Kaźmierczyk (Przegląd Geologiczny No. 12, 1968), between the localities of Graniczna and Jaroszków, the granite plunges flatly under the cover of the metamorphic schists.

The granitoid crops out in numerous (mostly still worked) quarries while the cover may be traced only in very few exposures. These occur mainly on the NE side of the massif, but also in its SE part within the mountainous group of Sobótka where Mt. Ślęza, the highest peak in the Forefield of the Sudetes, attains a height of 718 m a.s.l., a relative altitude of 500 m. To the west of this mountainous group, under the cover of loose Cenozoic rocks, the granitoid is in contact with the Precambrian gneissic block of Sowie Góry Mts, one of the oldest geological units in the Sudetes.

The metamorphic rocks occurring N of the massif in the vicinity of Luboradz—Mierczyce—Damianowo and which do not constitute the direct cover of the massif, reach the granito-gneiss at the locality of Wądroże Wielkie. This granito-gneiss is a separate geological unit, older than the surrounding rocks, and with a complicated origin discussed by M. Kozłowska-Koch (1959). It is not excluded that in age and origin it may correspond to the gneisses of the Sowie Góry Mts.

The geological problems of the massif and its cover have been discussed by many German authors; the most noteworthy of them are: L. Finckh (1922, 1928), L. v. z. Mühlen (1921, 1922, 1925a, 1925b, 1926), H. J. Fabian (1938a, 1938b), H. Cloos (1920, 1922a, 1922b) S. Lopianowski (1922), G. Gürich (1916) and others.

In the field of petrographic problems the papers that ought to be stressed here are those by Milch & Riegner (1910) dealing with the basic enclaves in granite, the petrographic-geochemical publications by K. Spangenberg (1943, 1949a, 1949b) on the serpentinites from the vicinity of Ślęza, also an American paper by W. D. Michell (1941) concerning the paragenesis of pegmatite minerals.

The detailed views of several of the above named authors on problems connected with the granitoid massif have, at some length, been presented in the present writer's earlier publications (A. Majerowicz 1961, 1963, 1966, 1968, 1969). Only in case of need will they be cited below in connection with some

problems. It seems, however, interesting to state here that in H. J. Fabian's (1938) synthetic concept the Sowie Góry gneisses are regarded as Precambrian rocks while the metamorphic schists resting on them belong to the Ordovician and Silurian on the ground of analogies with the Paleozoic series of the Góry Kaczawskie Mts. The diabases altered into amphibolites and the greenstone schists may be referred to the Cambrian and the Silurian. The serpentinites and the gabbros are connected with the Caledonian orogeny, the granites with the Variscan orogeny.

In H. Cloos' opinion, the granite of the massif penetrated between the gneisses and the overlying schists and its intrusion advanced from the SE to the NW. The stresses at work in this direction endowed the granite with characteristic structural features and the proper system of joints.

The Polish postwar literature contains suggestions (H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc, 1957) that the massif is a posttectonic intrusion which invaded rocks that had previously been folded and metamorphosed. In his later papers (1960, 1966) J. Oberc refers the cover of the granite massif from its SE part, including the gabbro and the serpentinites of Ślęza, to the so called crystalline foundation folded in the late Proterozoic (Assyntian folding). However, the most recent synthetic publications by H. Teisseyre (1968a, 1968b) on the geology of the metamorphic series of the Sudetes, particularly that of the Góry Kaczawskie Mts., on analogies with these regions indicate that the forefield rock series within the zone of the granite massif are probably Old Paleozoic in age.

The mineralogical-petrographic problems of the massif have been discussed by H. Pendias (1956), H. Pendias & Z. Walenczak (1956), M. Borkowska (1958), M. Kamiński & E. Kraus (1960), W. Kowalski (1967) and others. Most of these papers have, however, dealt only with a part of the massif or with very special problems.

The most recent absolute age analyses by the K—A method (J. Borucki 1966) have brought no adequate solution of this problem, most likely because of deficiencies in the apparatus set. The results cover several phases of orogeny and fit into the late and middle Variscan cycles (about 222 — 318 million years).

2. BRIEF DESCRIPTION OF THE COVER ROCKS OF THE MASSIF

The rocks differentiated and described (A. Majerowicz 1962) from the group of Mt. Ślęza are as follows: fine-grained orthoamphibolites, aphanitic orthoamphibolites, porphyroblastic orthoamphibolites and microgabbro amphibolites. The coarse-grained gabbro from Ślęza is generally determined as metagabbro because of its changed mineral composition (far advanced process of saussuritization and uralitization) also because of the here and there

megascopically visible marks of dynamometamorphism.

The serpentinites in the group of Mt. Ślęza are not homogeneous rocks in what the mineral composition and the structural characters are concerned, because the originally differentiated ultrabasic rocks were not equally affected by the process of serpentinitization. Besides various minerals from the serpentinite group there occur variable amounts of

ject olivines and pyroxenes, also of iron and chromium spinels. The investigations by S. Macieoewtki (1963) and F. Szumlas (1963) have shown that the diagenetic peridotites, i.e. the wehrlites mainly represented the original ultrabasic rocks. During the process of serpentinization which A. Gawel (1957) connects with a later intrusion of gabbro magma can F. Szumlas also partly with a still younger granite, numerous carbonates and opal concentrations were formed in addition to minerals from the serpentinite group and some clay minerals. Magnesite is the most important of the carbonates; it had been worked for a long time at Sobótka and now it is quarried near to the locality of Wirki, W of Mt. Ślęza.

Fragments of crystalline schists from Garncarsko and Rogów Sobocki contain quartz, biotite, feldspars, chlorite, andalusite, some pinitized cordierite, also slight amounts of garnets and of tourmaline. They have been defined as blastomylonitic schists partly replaced by hornfels. These schists display folding and the foliation measurements carried out in their scanty outcrops show their directions to be 233/68 SE 352/13 SW and 222/72 NW. The lineation is 10—30 SW.

In the quarry at Gołaszycze (outcrop 157) there are schist fragments probably representing isolated blocks of the cover rocks completely encased by granite. They are built of quartz, biotite, feldspars, variable amounts of muscovite and garnets. The changes they undergo in connection with the action of the intrusion are described in a later chapter of this work. Fragments of schistose hornfels consisting of quartz, biotite, muscovite, feldspar, chlorite, garnets and small amounts of sillimanite are encountered in the vicinity of the quarry. Limesiliceous rocks and malchite-like lamprophyre have been found in the outcrops.

The schist fragments, cropping out on the right bank of the Bystrzyca near Domanice, are built of quartz, biotite, muscovite, feldspars, also of garnets, andalusite and tourmaline. On their characteristic structural features they may be reasonably referred to as feldspar-micaceous schistose hornfels (Pl. XIV, photo 2). In the southern part of that most important outcrop of the cover, intercalations, several to some score or so centimetres thick, of fine-grained amphibolites are encountered, while at the bottom of the schistose series there are only fine-grained amphibolites. The foliation planes, conformable with the original stratification, have an average NE dip of about 30°. The lineation in the form of axes of small folds and of gouffrage on the foliation surfaces also plunges NE at a small angle of about 30°. Poorly exposed intercalations of graphite-quartzite and sericitite-quartzite schists are encountered in the schist series. S of Imbramowice there is an outcrop of a small fragment of a serpentinite-tremolite-chlorite rock containing relicts of olivine (A. Majerowicz 1965). On German maps it was marked as amphibolite. Coarse-grained metagabbro-like amphibolites occur in its surroundings, similarly as in the region of Ślęza.

Some of the amphibolites occurring SW of Imbramowice are rich in epidote, locally also in calcite.

Near Kruków on the Strzegomka river, quartzitic-micaceous schists with andalusite (Pl. XIV, photo 3) are the most common outcrops. Here and there are encountered intercalations with epidote and garnets or with porphyroblasts of potassium feldspar. They dip to the NE at an angle of about 45°, while the lineation whose development resembles that at Domanice also dips at a similar angle in the same direction. At Łazany the schists occur both in the top of the granitoid and as xenoliths and blocks displaced and absorbed in the granite (Fig. 31—2 and 2a). These are feldspar-mica-quartzite schistose hornfels, often containing andalusite and corundum, also pinitized cordierite and chlorite.

N of Imbramowice there occur typical greenstones. These are rocks which, as for lithology and petrography are concerned, come nearest to the Góry Kaczawskie Mts. series beyond the marginal Sudetic fault.

E of the locality Graniczna are encountered quartzite-mica schistose hornfels, locally containing considerable amounts of graphite. On the NE slopes of Mt. Skalnik there are a few exposures of the typical nodular schists with idiomorphic porphyroblasts of andalusite (Pl. XIV, photo 4) which grade into spotty schists with the increasing distance from the granitoid.

On the whole they dip NE at a small angle (5—20°) and display two kinds of lineation. One dips to the NE, the other a much finer one, to the NW or SE. The former coincides with the B₁ lineation of H. Teisseyre (1968) for the Góry Kaczawskie series which, from a sub-E-W direction, turn in the forefield within the zone of the massif and follow a NE—SW direction. They coincide with the main Caledonian structures. The other lineation may correspond to the B₃ lineation by H. Teisseyre regarded as Variscan or Young Saxonian.

The cover rocks of the NE slopes of Mt. Skalnik pass — in the vicinity of Goczałków — into epimetamorphic series by J. Jerzmański (1965) referred to the unit of Złotoryja-Luboradz where Ordovician and Silurian rocks are present both in the Góry Kaczawskie Mts. and in the forefield. At Jarosów there is a very small outcrop of a fragment of calcareous-siliceous rock built of diopside, potassium feldspar, plagioclases, clinozoisite with epidote, here and there also of actinolite, scapolite and wollastonite.

Fragments of the south-western cover are but fragmentarily exposed to the south of the village of Grabina. They are represented by graphite-quartzite schists and fine crystalline schistose hornfels resembling those described from the metamorphicum of Domanice-Krukowo. They have a S dip of about 40° with a SW lineation of about 30°.

The granitoid in the north-western part as well as the metamorphic rocks to the N of this part of the massif have been pierced at several points by young Tertiary basalt.

3. MAIN PROBLEMS CONCERNING THE PETROLOGY OF THE GRANITOID

With the object of completing a systematic petrographic description of the massif under consideration its area has been artificially divided into eight regions which are marked by Roman figures. As is shown in Fig. 2, the largest number of quarries occurs in region VI and region VII.

The most important results obtained from detailed petrographic-geological investigations may be said to be as follows:

1) Our granitoid displays all the characteristics typical of an intrusion in a magmatic phase in the modern understanding of the term „magma”.

2) The main granitoid mass displays a rather poor petrographic differentiation in what the mineral composition and the more important structural characters are concerned. This is a medium-grained, locally partly porphyry-like granitoid of a light-grey colour. In order to arrive at a correct classification, micrometric analyses have been done while the chemical analyses in a suitable manner converted by the C.I.P.W. method (Tables 1—20). The graphic results of the analyses are presented in K. Smulikowski's classification triangles (Figs. 3—13, 19, 20, 22, 23), the alkalic varieties additionally in Johannsen's triangles. Six varieties have been distinguished in the strict petrographic systematics: a) biotitic granodiorite, b) alkali two-mica granite grading into monzonite granite, c) biotitic granodiorite grading into monzonite granite, d) biotitic monzonite granite (locally with hornblende), e) alkali two-mica granite, f) a special variety, secondarily made leucocratic, which in one of the writer's earlier works (1963) is referred to as alaskite metagranite.

Out of the above varieties three occur in distinctly predominant amounts within the exposed and investigated part of the massif. The names suggested for them are after the names of localities where their development is most typical. The biotitic granodiorite may be called the Strzeblów granodiorite. The two-mica alkali granite grading into monzonite granite is referred to as the Wierzbno granite. The biotitic monzonite granite is called the Strzegom granite. The latter is that most homogeneous both from the mineral and the chemical aspect (diagrams 26, 27a, b). Porphyry-like structures occur most frequently in this variety.

3) The two-mica alkali granite of Wierzbno, grading into a monzonite granite (Pl. XIV, photo 6), occurs over larger areas independently of the proximity of the now preserved cover and gradually passes into the other varieties. The two-mica alkali granite from the region of Ślęza on the other hand forms a peri-contacting marginal zone and, through to changes in the composition of plagioclases and the disappearance of muscovite, gradually passes into the granodiorite of Strzeblów. A part of the muscovite here has a secondary character and has formed in post-magmatic processes at the expense of feldspars. In the two-mica granite there is a distinct correlation

between the amount of muscovite and the variably alkaline character of the granite which is responsible for the varying anorthite particle content in the plagioclases (Figs. 27 a-b and 21). This is in conformity with the laws governing the crystallization of magma.

4) 2 varieties older than the main intrusion occur in the central and north-western part of the massif. They are the tonalite from Łazany and a fine-grained granite the so called granite from Zimnik. The former crops out only in a small quarry and its nearest neighbourhood at Łazany (Figs. 31-2, 2 and 2a also Pl. XI. photo 1). It is a dark-grey, fine-grained rock with an isotropic structure, built of banded plagioclases (64-62 An content in the central parts, 34-28 An content in the rims), of biotite, diopside augite, hornblende and quartz, also of potassium feldspar. Of the accessory or secondary minerals there occur chlorite, calcite, apatite, titanite, allanite and zircon. The German authors supposed that this tonalite was a variety of the Strzegom granite contaminated by the schistose cover rocks. Detailed observations of its relation to the granite, differences in the mineral composition and the structural characters, and most particularly the presence of its enclaves in the granite, indicate that it is an older rock, one that had already been consolidated by the time of the intrusion of the main granitoid mass.

The fine-grained granite from Zimnik, which according to the petrographic systematics also belongs to the monzonite granite, does not — according to detailed observations — represent a younger member by L. v. z. Mühlen supposed to have intruded along the regular joints of H. Cloos. It is a geological body or bodies, consolidated at an earlier time and involved in the intrusion of the younger Strzegom granite. The granite invaded these bodies along irregular planes partly assimilating them, as is shown in Figs. 14—17 and Plates I—III. Microscopic observations also show the contamination of the medium-grained granite from Strzegom by the fine-grained granite from Zimnik (Pl. XIV, photo and Pl. XV, photo 2).

5) On the observation of the few exposed contacts of granitoid with the cover it may be reasonably supposed that the mechanism of the intrusion was complicated, not a single-phase one, probably not continuous over a long period. Here and there the granitoid displays the characters of a concordant intrusion, elsewhere it discordantly penetrates into the dislocated fragments of the cover, and this is best seen at the locality of Gołaszycze-Łazany and on Mt. Skalnik (Figs. 31-1 — 22a and 3, Pl. VIII and IX). In the vicinity of Mrowiny where the granitoid plunges flatly under the schistose cover rocks, we may observe the presence of a white secondarily altered granite. It is very much like the variety occurring at Strzeblów referred to as the alaskite, metagranite. It also passes there gradually into the two-mica granite (Fig. 18) so typical of this terrain. At the sites of discordant

contacts there are no marginal facies metamorphosed on the endocontacts. Hence, the dislocation of the cover may have taken place at a time when the magma had cooled down and largely crystallized. This may be illustrated by a dislocated fragment of the cover rocks on Mt. Skalnik (Fig. 31-1), which does not seem to contain a mineral assemblage characteristic of a high-temperature contact facies. At Gołaszycze (outcrop 157) the granite cuts across pegmatites (Pl. IX) to which it had previously given rise in the cover.

6) On the contacts the cover rocks generally bear features of a hornblende-hornfels facies and only locally, within very narrow zones, there may have existed conditions associated with the hornfels, potassium feldspar and cordierite facies (Winkler 1967). The physico-chemical conditions prevailing in that facies may i.a. be suggested by the presence of anatectic migmatization in fragments of schistose xenoliths at Gołaszycze (Pl. VII, IX and Pl. XII, photo 2 — outcrop 157) where quartz, potassium feldspar and plagioclase occur in special proportions easily attaining the cotectic condition (Fig. 38). Detailed studies of the paleosome and neosome of these migmatites based on the works of Winkler (*loc. cit.*) and B. Loberg (1963) have allowed to determine the temperature at which they formed at approximately 670°, with 2000 H₂O pressure bars.

Phenomena of the thermic work of the intrusion, particularly at the contact with serpentinite where a talc zone of some tens of centimetres was formed, has been previously described (A. Majerowicz 1963) from contacts with the basic rocks in the region of Ślęża.

7) The microscopic observations of the granitoid^o conducive, with a fair amount of probability, to the reconstruction of the petrological history of the rock, have, in the first place, determined the following questions: the differentiation of several plagioclase varieties of variable chemical composition, also anomalies in their construction consisting in that the basic nuclear parts are corroded by the more acid rims, the endoblastic growth of potassium feldspar, the production of secondary minerals by deuteroelastic (K. Smulikowski 1947) or endoleptonic (Drescher-Kaden 1948) processes, finally phenomena of proto-clasis and cataclasis.

The chemical composition of the plagioclases and their properties vary in many parts of the massif depending on the variety of granitoid wherein they occur. The more basic varieties contain plagioclases of banded structure and 3 or even 4 plagioclase individuals differing in chemical composition are distinguishable and may be called generations. The characters of these minerals are in a more or less generalized manner shown in diagram 27 a-b. If the chemical features of the particular zones of banded structure change continuously this has been pointed out on the diagram by means of an arrow, if the changes are saltatory there are no arrows. Some plagioclases, especially those from Grabina and Żół-

kiewka, here and there display a fairly uniform relatively acid composition when producing large amounts of clinozoisite and epidote.

Practically throughout the massif there are structural abnormalities consisting in the corrosion of nuclear parts by the more acid parts of the rims. Sometimes it leads to spotty or mosaic structure (Fig. 30, Pl. XIV, photos 1, 2). On the whole it may be stated that in most of the alkaline or subalkaline varieties there occur structures of the magmatic-consolidation type while relict characters typical of the metamorphic-metasomatic processes are encountered in the other varieties.

The potassium feldspar is mostly a microclincic micropertthite. According to W. Kowalski its average content per cents are: Or 64.6, Ab 31.1 and An 4.4. In the two-mica and the monzonitic varieties larger crystals are formed here and there endowing the rock with a porphyry-like structure. Generally it contains the typical ex-solution perthites but in many parts of the massif there are infiltration perthites twinned after the albite law whose formation is due to the process of albitization varying in intensity in the different parts of the massif. Within the white granite (alaskite metagranite) albitization is the strongest, producing checkered albites. Diagram 27 a and b shows the $2V_{\alpha}$ angles which range from 65 to 86°. The greatest angles occur in the two-mica granite or in zones of granitoid showing cataclastic activity. The optic angles plane is perpendicular or subperpendicular to 010 while the angle \perp 010/ γ which is the index of triclinity^o ranges from 4 to 11 degrees. The angle Δ of the structural triclinity measured by the X-rays on some specimens only is: 0.74 (Kostrza), 0.21 (Gola) and 0.39 (Mrowiny — two-mica granite). In the potassium feldspar the intensity of the process of endoblastesis varies both in relation to the plagioclases and to quartz (Fig. 29 and Pl. XV, photo 3).

Albite occurs in four varieties. Two of them are connected with the main or the final phase of crystallization (albite as the only plagioclase in the alkali varieties, the outermost rims^o on specimens with banded structure, and ex-solution perthite veins). The two other varieties from infiltration perthites (Pl. XVI, photos 5 and 6), here and there also narrow rims in between the potassium feldspars, often joining with them. For γ the biotite is pleochroic mostly in brown, here and there only in dark-green, for α mostly in straw-yellow. Locally it is chloritized or resorbed by the light components in the production of secondary minerals (magnetite, sphene, epidote, rutile).

The hornblende occurs in minor amounts in the monzonite granite. In the fine-grained granite from Zimnik it may sporadically change into biotite whose flake aggregates may produce pseudomorphs after the hornblende (Pl. XVI, photo 1). The hornblende is pleochroic in green (γ), passing into yellow (α). The Z/ γ angle is 16—19°. The birefringence: 0.018—0.022.

The quartz which is always anhedral in relation

to the plagioclases and dark constituents here and there displays idiomorphism in relation to the potassium feldspar (Fig. 29 — 1—2). The quartz from the younger generation produces micropegmatitic ingrowths in the potassium feldspar, occasionally in the plagioclases, here and there it unites with the quartz which heals the small fissures in the zones of cataclasis. A younger age may perhaps be assigned to the quartz granulated in a mosaic pattern within zones of strong cataclasis where the rock has been subjected to petro-tectonic analysis.

Zircon, apatite, allanite, magnetite, garnet and sphene are the accessory minerals here. The secondary minerals are represented by the epidote, already mentioned above, the clinozoisite, chlorite, sericite, rutile — part of the muscovite and sphene.

8) A separate and complex mineralogical-geochemical problem is presented by the frequent occurrence in the massif (particularly so in its NW part) of the veins and druses of pegmatite. They have been and still continue to be discussed by numerous authors. More than fifty minerals, exhibited in many museums throughout the world, have been collected from these occurrence sites. Quite recently W. Kowalski (1967) has made an attempt to clear up the geochemical problems of these deposits. On the basis of descriptions by Michell & Fersman he subdivided the pegmatitic minerals into two groups and distinguished seven zones of mineralization which in the successive post-magmatic geo-phases. The first one is the aplite zone at the boundary with granite, next comes the graphic zone of quartz with microcline followed by that of idiomorphic microclines, of albite, of chlorite with epidote, of zeolites (mainly desmine, chabasite and heulandite) and the last one, the calcite zone which may completely fill in the remaining part of the

druse or vein. Besides processes of the successive crystallization of the above minerals there also occurred processes of metasomatism represented by the albitization of idiomorphic microclines and albitization of microclines of the graphic zone.

The present writer has observed that the above mineral sequences and transformations taking places in druses isolated from post-consolidation fissures are reflected in post-magmatic changes occurring in the rock surrounding the druses. The crystallization process of the idiomorphic microclines corresponds to the endoblastic growth of the potassium feldspar in the granite, probably also to the biotitization of the hornblende. The albitization of the potassium feldspar in the granite and the isolation of the granules of this mineral between those of the microcline correspond to the pneumatolithic albitization of the microcline. The sporadically present spherulitic chlorites (Pl. XVI, photo 3), also the minerals from the epidote group belong to the hydrothermal stage. The graphic quartz displacing the infiltration albite with microcline (Pl. XVI, photo 6) is that youngest in age.

The idiomorphic potassium feldspar from a druse from Strzegom displays a triclinity equal to 0.87, while the potassium feldspar occurring only in paragenesis with the vein quartz at Sady, W of Ślęza has a triclinity = 0.92.

Some pegmatite veins fill in the zones of tectonic detachments and dislocations as is readily seen in Plate X. Besides pegmatites there occur in the massif distinct fracture veins with exclusively pneumatolithic-hydrothermal mineralization. The minerals here encountered are pyrite, chalcopyrite, molibdenite, fluorite, less often wolframite, sphalerite, galenium and others.

4. SELECTED PROBLEMS CONCERNING THE TECTONICS OF GRANITOID

The oriented structures are most completely developed in the SE part of the massif in region I near Strzeblów (outcrop 60) and Chwałków (outcrop 62), not so much in the S part of region II, partly also in region IV. They belong to the various stages of the cooling down process of the granitoid body. This has already been stressed by H. Cloos (*op. cit.*) who referred to them generally as the „lineare Streckung” — linear structure — or (in the case of flat structures) as „Rutschflächen” — slickensides.

The problem of the orientation of quartz grains over the various stages of plutonic intrusions has been discussed by J. Behr (1967), that of the orientation of femic minerals by G. Möbus (1967). The former author endeavours to connect the normalities of the plutonic tectonics as presented by H. Cloos with the most up-to-date statistic investigations on petro-tectonics. J. Behr distinguishes certain types of preferred orientation (Regelungstypen) producing in the bc plane of diagrams a defined arrangement of the „c” quartz axes on the small circles. These circles lie at

a corresponding angle in relation to the „b” vector (60° in type I and 140° in type II). The position of the vector may be either parallel or perpendicular to the megascopically visible directional structures. These may be fluidal (Einströmungsgefüge) and correspond to the vector a, or may have been produced at a later stage owing to the stresses of the cover (Streckungsgefüge) and correspond to the b vector. It should be stressed after that author that the axes of the „small circles” (i.e. of the b vector) in the postkinematic magmatites are perpendicular to one of the two steep fractures by Cloos referred to as Q and S. It has been observed by J. Behr that in the Strzeblów granodiorite the b vector is parallel to the linear direction (NE—SW after H. Cloos) and perpendicular to the Q fractures (NW—SE).

Numerous measurements have been done by the present writer of the directional structures, in the regions of Strzeblów and Chwałków. He treated them only as complementary to his petrographic studies and has observed that they are post-consolida-

tion structures having mostly the character of planar structures. One S plane (S_m), in places megascopically visible, is developed in them. Here and there it passes into the narrow zones of mylonitization (Pl. XII, photo 3 and Pl. XIII, photo 1). Frequently, however, two planes will be seen crossing at a big angle (S_1 and S_2), and this is shown on samples B and C (Pl. XIII, photos 2 and 3). On the surfaces of these planes are seen slickenside striae most completely developed on biotite flakes, which should be recognized as the a vector. The lines of the intersection of two S planes, perpendicular to this direction indicate the b vector. In relation to the cardinal points these directions are shown in Fig. 32, the megascopically visible S planes on the above mentioned Plate XIII. A microscopic picture of these samples in a section perpendicular to b is given in Plate XVII.

The petrotectonic investigations of the „c” axis of quartz also of the normals to the 001 of biotite are presented in diagrams (Figs. 33 a-g). The measurements invariably involve 100 biotite flakes and from 100 to 200 quartz grains. Detailed explanations, based on descriptions by B. Sander (1948), H. W. Fairbairn (1949), Turner & Weiss (1963) and B. Loberg (1959), are given in the Polish text. They confirm the coincidence of the a b c vectors diagram which have been megascopically determined and shown in Fig. 32. A certain deviation in the orientation of the quartz axis is shown in diagram 33 f where there is an additional important maximum in b. This may be defined as b perpendicular to b' and presents the situation by Sander referred to as „pseudo-double-zonation” (Pseudozweiggürtel).

On the basis of these preliminary test-like investigations it is not possible definitely to accept any of the normalities described by the above authors and accurately to determine the linear direction as the „b” lineation due to the horizontal stresses of the wall rocks parallel to the Q fractures. Both, the megascopic measurements and the petrotectonic investigations indicate the differentiation of the forces responsible for the formation of directional structures. As is shown by the arrangement pattern of coordinates in diagram 33 k, the forces responsible for the foliation may have worked in a subvertical direction and this stress produced the formation of one or two S planes mutually intersecting mainly along the „b” vector and only to a small extent along the a or b' vectors. The b axis rotates and plunges either to the S deviating to the E or to the N with a deviation to the W. Hence it is not perpendicular but in its arrangement comes nearer to the direction of the Q fractures. Since the directional structures, the foliation in

particular, occur only over small areas of the terrain and disappear to the SE (rocks of the Ślęza group), it may be reasonably supposed that the strains in the deeper down parts of the cooling granitoid body may have caused the formation of the directional structures. The maxima of the quartz granulated by dynamic forces are situated very close to the „small circles” (Fig. 33 h), similarly as the big calmly extinguishing quartzes shown by J. Behr. The biotite orientation diagrams in the stratified schlieren (the occurrence of some such most distinct schlieren in Strzeblów are shown in Fig. 32) indicate that these are flow structures (Einströmungsgefüge). It is rather difficult to determine here the a and b directions. On the classification of G. Möbus it may be accepted that this is a b-tectonite with a girdle round b, or an a-tectonite with a girdle round a. The control diagram (Fig. 33 j) shows a certain concentration in c, and this may suggest a tendency to the laminar flow in the ab plane.

Diagrams of the measurements of fractures or of other phenomena concerning the tectonic characters are shown in diagram 35 and more fully discussed in the Polish text. In brief it may be stated that the preliminary statistic investigations in 15 only of the quarries do not reveal the presence here of such normalities in the spatial arrangement of fractures in vein deposits and other phenomena as has been currently accepted. Diagram 34 shows the main directions of fractures given by H. Cloos (*op. cit.*). They are the Q and S fractures and the diagonal right ones (marked Dp on the diagram), also the diagonal left ones (marked Dl on the diagram). As is seen from diagram in Fig. 35 the strike and dip here are more strongly differentiated and quite often there is an indistinguishable passage from one system into another. The diagrams in Figs. 36 and 37 also suggest that the vein rocks have a strong dispersion while the main fractures which were supposed to be open and which have in many places undergone mineralization, elsewhere display slicken slide striae characteristic of closed up fissures. Some of the pegmatites and aplites have also been affected by dynamic forces.

To sum it may be said that the use of diagrams in tectonic phenomena of the massif on the basis of insufficient measurements may be very misleading. The rocks have for a prolonged period of time remained in a complicated field of stresses experienced during the long history of the pluton, and this is stressed by H. Teisseyre in his descriptions. The preliminary investigations here presented only aim to indicate the complicated nature of these phenomena.

CONCLUSION

In accepting the unquestionably magmatic origin of the granitoid under investigation we must consider what type of this kind of rock is likely to occur in

our massif. K. Smulikowski's precise classification mentions three types: paligenetic, regenerative and differentiative. Rather suggestive and reliable criteria

in the discussion of this problem, are contained in the experimental works of Tuttle & Bowen, Platen & Winkler, whose synthesis was published in a paper by the last mentioned author (1967). From these publications it is seen that the majority of the magmatic granitoid bodies may be due to the anatectic melting of the gneissic or schistose series whose chemical composition does not always resemble that of the granite. The gneissic series formed under conditions of high regional metamorphism, most probably with the cooperation of metasomatic granitization processes, will be those most ready to produce in this way the granitoid homogenised magma.

As has been observed in the present writer's earlier paper, Precambrian gneisses of the Sowie Góry Mts. block, also gneisses from Wądroże Wielkie, with polyphasic metamorphism and complicated origin (A. Polański *vide* W. Grocholski 1967; M. Koch-Kozłowska 1959), crop out to the surface in the surroundings of the massif, both north and south. Hence, it is highly probable that in this situation it is the gneissic series which may be considered the alimentary area of the granitoid magma. This magma suffered anatectic mobilization in the deeper parts and as palingenetic magma had been intruded into the higher unmolten gneissic series and Old Paleozoic supracrustal series overlying them. This has already been suggested by the writer in his previous paper (1963).

The chemical analyses of granitoids in this massif shown in Winkler's diagram (Fig. 37) may additionally confirm its magmatic origin. In this diagram the limits of the granitoids studied by Winkler are passed only by points belonging to the autometamorphosed variety of meta-alaskite from Strzeblów (region I) or Mrowiny (region IV), also those of the more basic granodiorite variety from Gola (region V) or aplite (region VI). The three chemical analyses of gneisses from the Sowie Góry Block, by crosses indicated on this diagram, are not supposed to be a conclusive proof of analogous chemical composition, but may suggest the likelihood of the meditations and speculations presented above according to the modern points of view.

Some anatectic mobilisates described by T. Morawski & A. Polański (*vide* W. Grocholski 1967) as granitoids having the composition of granodiorite do actually crop out over small areas of the Sowie Góry Block. Hence it may be supposed that a large-scale anatexis may have taken place in the deep zones of these gneisses (often migmatitic). The experiments described by Winkler indicate that in the process of anatexis the biotite-rich gneiss varieties are liable to retain it in its original state in rather important amounts. Relicts after such a stage of the rock development may consist of biotite schlieren in which the resorption of biotite by the lighter components is readily seen and which are *eo ipso* termed as K. Smulikowski's (1947) „miantites”. Plagioclases richer in An may also be partly preserved. The temperature of the magma, approximately defined

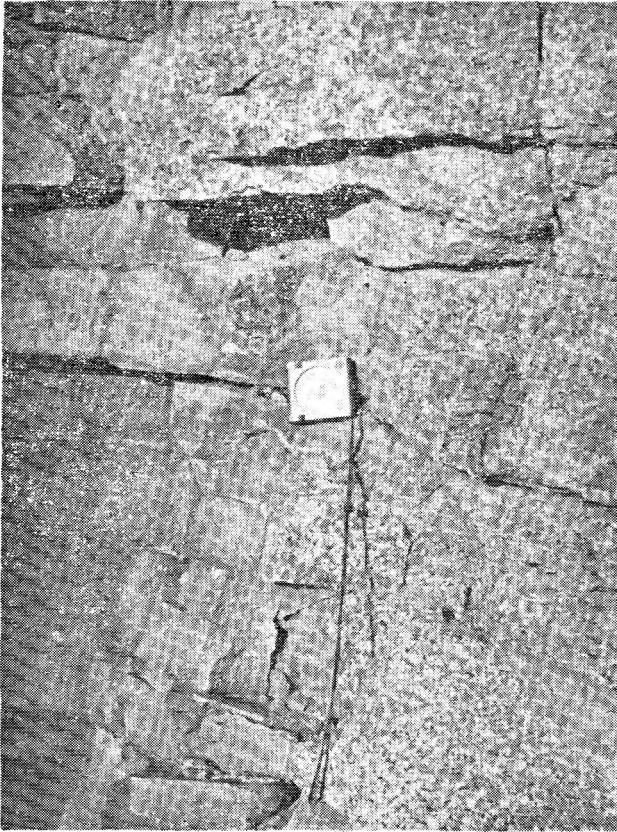
to be of 670°, may preserve a part of plagioclases whose structural anomalies, described and supported by evidence in the form of photos and figures, reasonably suggest them to be „paleocrystals” from before the period of anatectic melting (K. Smulikowski 1958). These completely hypothetical speculations may lead to the supposition that the differentiation of the granitoid into granodiorite, monzonite granite and alkaline-like varieties are possibly the result of the differentiation of the gneiss rock series or of the selective anatexis from its various horizons. The exposed and today accessible fragments of the Sowie Góry gneisses represent varieties differing in the K feldspar and aluminum content which, in the case of a none too high Ca content, is expressed by the occurrence of sillimanite and cordierite. There are also gneisses very rich in muscovite. Such a strongly differentiated series may have been the source of not quite completely homogenised palingenetic magma which produced alkaline twomica granites richer in Al and in water but poorer in Ca, and monzonitic and granodiorite varieties richer in Ca and variable K content. The magma of the monzonitic granite was that locally most strongly homogenised and here and there, in spite of a none too high Ca content and relatively less abundant Al content, it produced besides biotite some small amounts of hornblende, too. The more acid magma was mobilized sooner and intruded higher up, here and there producing marginal zones, as for example in the Słęża region. According to A. F. Buddington's (1959) classification, the intrusion belongs to the meso zone and in the deeper down parts of the south-eastern part at the contact with gneisses perhaps to the kata zone. The form of the intrusion is not exactly known and new borehole and geophysical investigations are altering its picture.

The intrusion itself, as has already been mentioned, may have passed through many stages or phases. During consolidation, also after its cessation, the rock lay in a complex field of forces and tensions which had their source first in the cooling magma and later on in the outer rocks surrounding it. This was reflected in the development of directional structures and in disjunctive phenomena referable to late but also various periods of the cooling of pluton, or to later times, too. In relation to the folded, probably Old-Paleozoic supracrustal series, which had suffered regional and contact metamorphism, the intrusion is of a post-tectonic character. The petrology of the cover rocks will be the subject of the writer's next work.

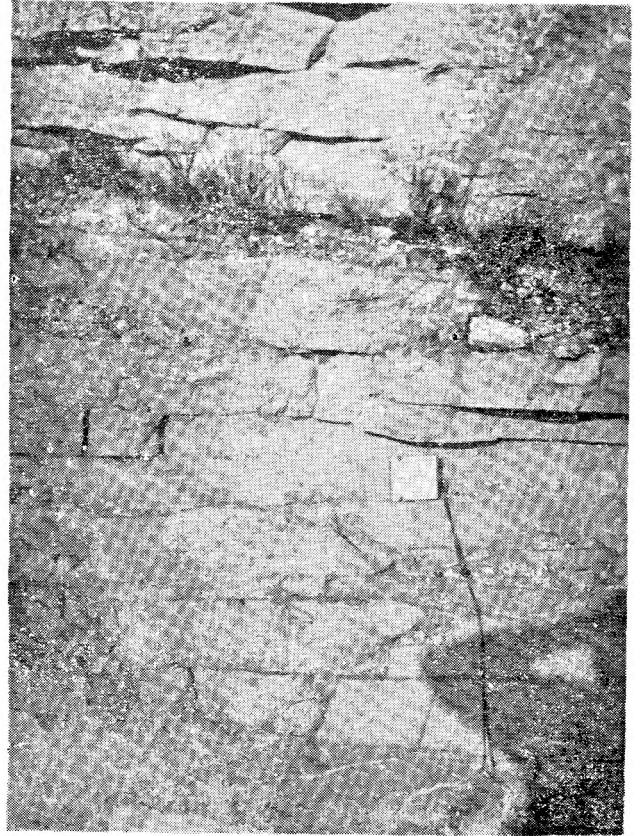
For the help shown during his work the writer wishes to express his most sincere thanks to Professor Dr K. Maślankiewicz, Professor Dr H. Teisseyre, Professor Dr K. Smulikowski, Professor Dr A. Gaweł and Dr M. Witkiewiczowa. His cordial thanks are also due to Professor Dr S. Gavelin and Docent B. Loberg of the Mineralogical Institute at Stockholm for offering him the opportunity to study certain problems in Sweden and to discuss them in the field during their trip to the Sudetes in June 1968.

PLANSZA I
PLATE I

- Fot. 1. Goczałków (odst. 191). Nieregularna granica między granitem A (drobnoziarnistym) i B (gruboziarnistym). Ściana wschodnia, górny poziom wyrobiska
Goczałków (outcrop 191). Irregular boundary between granite A (fine-grained) and granite B (coarse-grained). Wall E is the upper horizon of the quarried area
- Fot. 2. Goczałków (odst. 191). „Żyła” granitu B przecinająca granit A. Ściana wschodnia, górny poziom wyrobiska
Goczałków (outcrop 191). „Vein” of the B granite cutting across the A granite. Wall E is the upper horizon of the quarried area
- Fot. 3. Goczałków (odst. 191). Klinowate zakończenie enklawy granitu A w granicie B. Ściana wschodnia, górny taras
Goczałków (outcrop 191). Wedge-shaped end of the enclosure of the A granite into the B granite. Wall E — upper terrace



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

PLANSZA II
PLATE II

- Fot. 1. Goczałków (odsl. 191). „Pseudo-żyła” — szlira granitu A przecinająca granit B. Ściana wschodnia, górny poziom wyrobiska
Goczałków (outcrop 191). „Pseudo-vein” — schlier in granite A cutting across the B granite. Wall E is the upper horizon of the quarried area
- Fot. 2. Goczałków (odsl. 191). Spękanie Q (153/47SW) przecinające granit A z odgałęzieniem granitu B
Goczałków (outcrop 191). Q fracture (153/47SW) cutting the A granite and branching of the B granite



Fot. 1



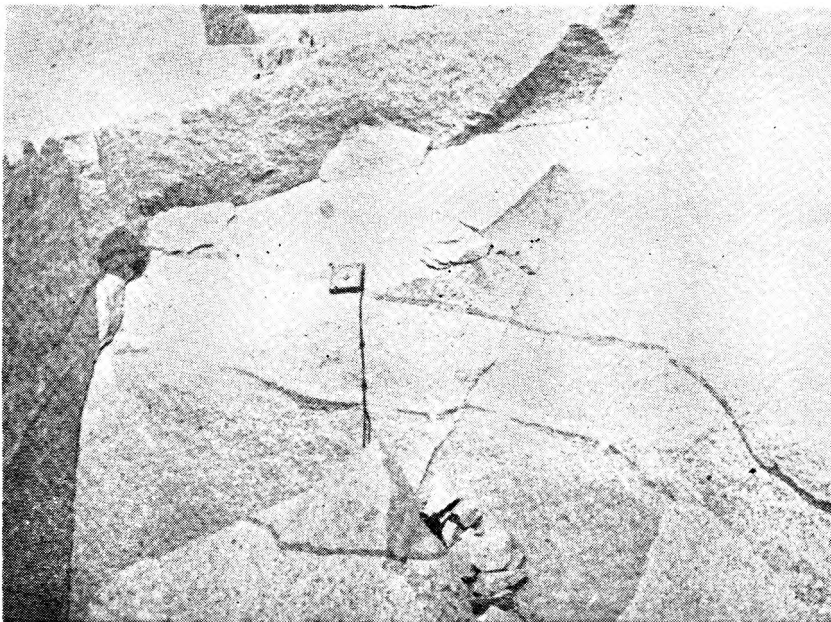
Fot. 2

PLANSZA III
PLATE III

- Fot. 1. Zimnik (odsl. 196). Enklawa granitu A w granicie B. Ściana północna, zachodnia część łomu
Zimnik (outcrop 196). An enclosure of the A granite in the B granite. Wall N western
part of the quarry
- Fot. 2. Czernica (odsl. 215). Żyła granitu B w granicie C ze szlirowatymi obrzeżeniami biotytowymi
Czernica (outcrop 215). Vein of B granite in granite C with schlier-like biotitic rims



Fot. 1



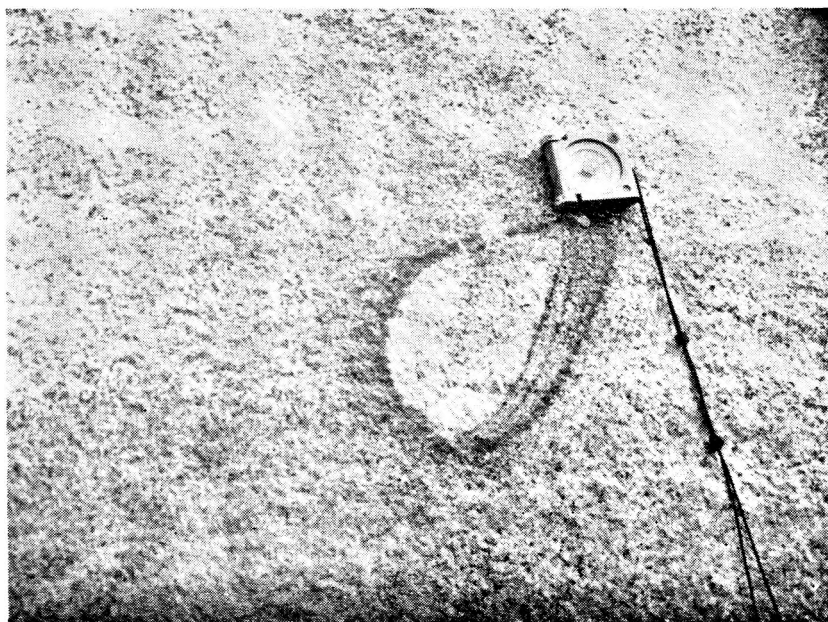
Fot. 2

PLANSZA IV

PLATE IV

Fot. 1. Czernica (odst. 215). Elipsowata szlira w granicie B
Czernica (outcrop 215). Ellipsoid schlier in B granite

Fot. 2. Zimnik (odst. 196). Wyklinowująca się żyła apłitowa, przecinająca średnioziarnisty granit (B). Granit i apłit przecięty jest siecią cienkich kataklastycznych żyłek. Ściana północna
Zimnik (outcrop 196). The thinning out aplite vein cut the medium-grained B granite. The granite and the aplite are intersected by a net of thin cataclastic veins. Wall N



Fot. 1



Fot. 2

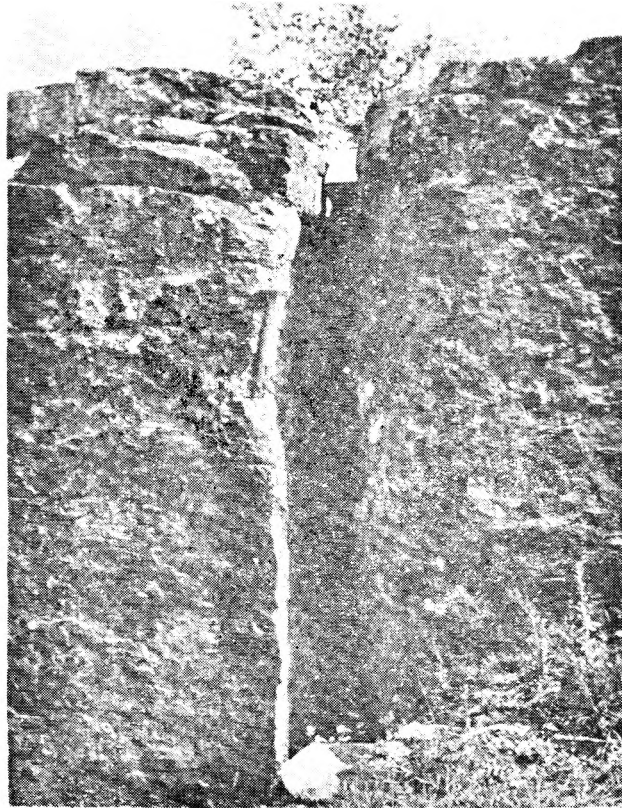
PLANSZA V

PLATE V

- Fot. 1. Kostrza (odsl. 208). Spękanie Q w granicie średnioziarnistym (zaciemnione)
Kostrza (outcrop 208). Q fracture in medium-grained granite (darkened)
- Fot. 2. Kostrza (odsl. 208). Szczelina S ze skaolinizowanym granitem. Ściana północno-wschodnia
Kostrza (outcrop 208). S fracture with kaolinised granite. NE wall



Fot. 1



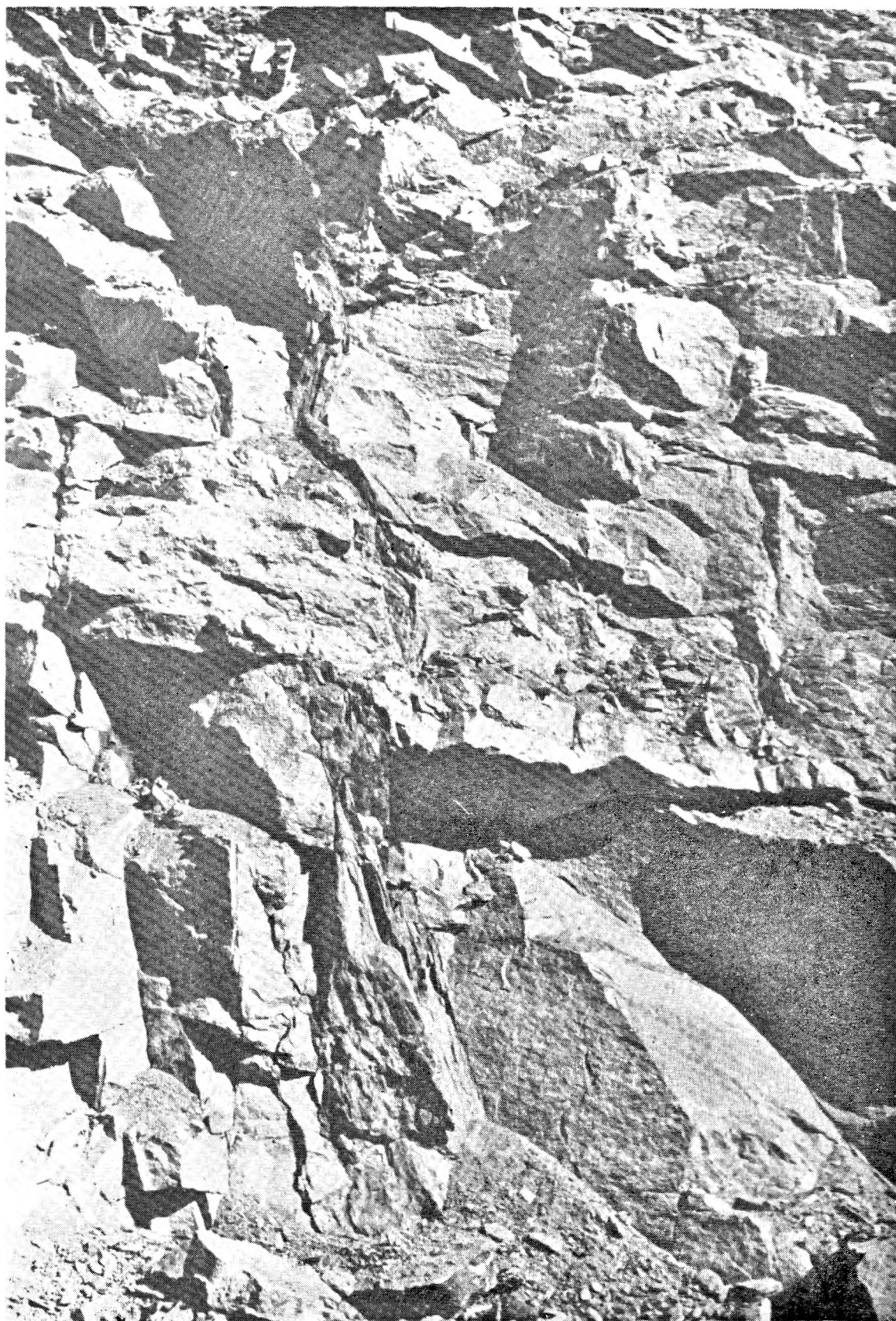
Fot. 2

PLANSZA VI

PLATE VI

Fot. 1. Gołszyce (odst. 157). Fragment sfałdowanej i rozerwanej kry łupkowej (kilkumetrowej grubości), tkwiącej w granicie. W dolnej części widoczny kompas dla wykazania jej rozmiarów. Ściana wschodnia.

Gołszyce (outcrop 157). Fragment of folded and broken up schist block (some metres thick) set in granite. The compass seen in lower part of photo shows its size. E wall



Alfred MAJEROWICZ — Masyw granitowy Strzegom — Sobótka. Studium petrologiczne
On the petrology of the granite massif of Strzegom — Sobótka

PLANSZA VII

PLATE VII

Fot. 1. Gołszyce (odsl. 157). Anatektycznie zmigmatyzowane i pocięte pegmatytami fragmenty łupków w granicie
Gołszyce (outcrop 157). Migmatitised by anatexis and cut by pegmatites fragments of schists in granite



Alfred MAJEROWICZ — Masyw granitowy Strzegom — 'Sobótka.' Studium petrologiczne
On the petrology of the granite massif of Strzegom — Sobótka

PLANSZA VIII

PLATE VIII

- Fot. 1. Gołaszyce (odsl. 157). Drobniejsze fragmenty łupków w strefie kontaktowej z granitem. W łupkach widoczne pegmatyty przecięte późniejszym, średnioziarnistym granitem**
Gołaszyce (outcrop 157). Smaller fragments of schists in the contact zone with granite, showing pegmatites cut across by a younger medium-grained granite



Alfred MAJEROWICZ — Masyw granitowy Strzegom — Sobótka. Studium petrologiczne
On the petrology of the granite massif of Strzegom — Sobótka

PLANSZA IX
PLATE IX

Fot. 1. Gołaszyce (odsl. 157). Fragmenty łupków z dużą ilością konkordantnych pegmatytów. Przecięte większą żyłą późniejszego granitu. Ściana wschodnia
Gołaszyce (outcrop 157). Schists fragments with an abundant amount of concordant pegmatites, cut across by a larger vein of younger granite. E. wall



Alfred MAJEROWICZ — Masyw granitowy Strzegom — Sobótka. Studium petrologiczne
On the petrology of the granite massif of Strzegom — Sobótka

PLANSZA X

PLATE X

Fot. 1. Golaszyce (odsl. 157). Fragment rozerwanej i przemieszczonej szliry biotytowej, przeciętej pegmatytami. Ściana północna
Golaszyce (outcrop 157). Fragment of a broken up dislocated biotitic schlier intersected by pegmatites. N wall

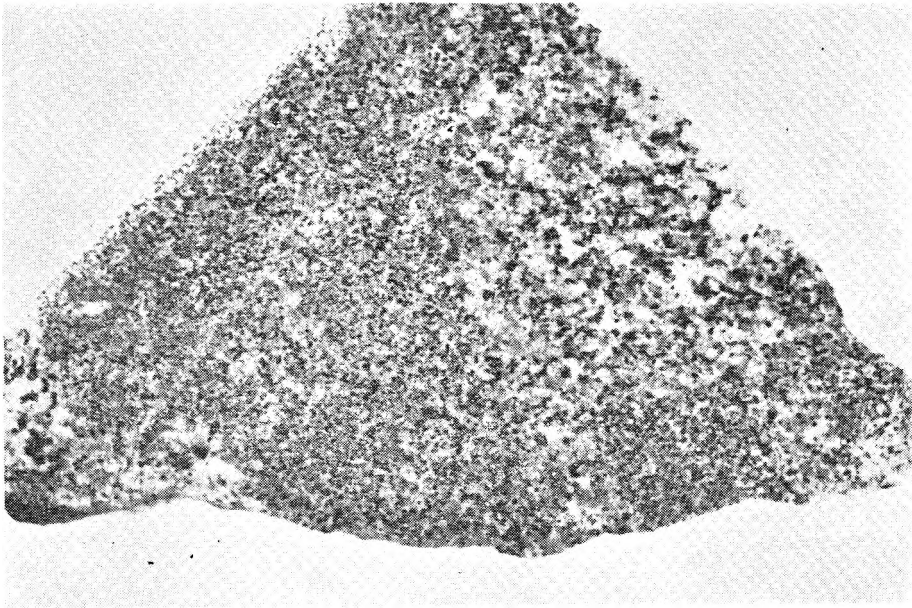


Alfred MAJEROWICZ — Masyw granitowy Strzegom — Sobótka. Studium petrologiczne
On the petrology of the granite massif of Strzegom — Sobótka

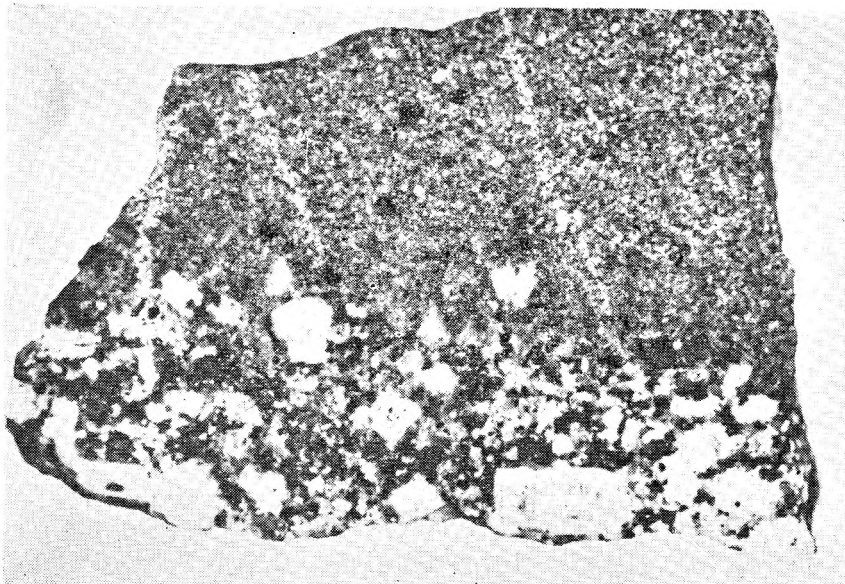
PLANSZA XI

PLATE XI

- Fot. 1. Łazany (odsl. 167). Próbka ze strefy kontaktowej granodiorytu i tonalitu. Wielkość naturalna
Łazany (outcrop 167). Specimen from the granodiorite-tonalite contact zone. Natural size
- Fot. 2. Goczałków (odsl. 191). Próbka ze strefy kontaktowej porfirowatego granitu B z drobno-
ziarnistym granitem A. Wielkość naturalna
Goczałków (outcrop 191). Specimen from the porphyry-like B granite with fine-grained
A granite contact zone. Natural size



Fot. 1

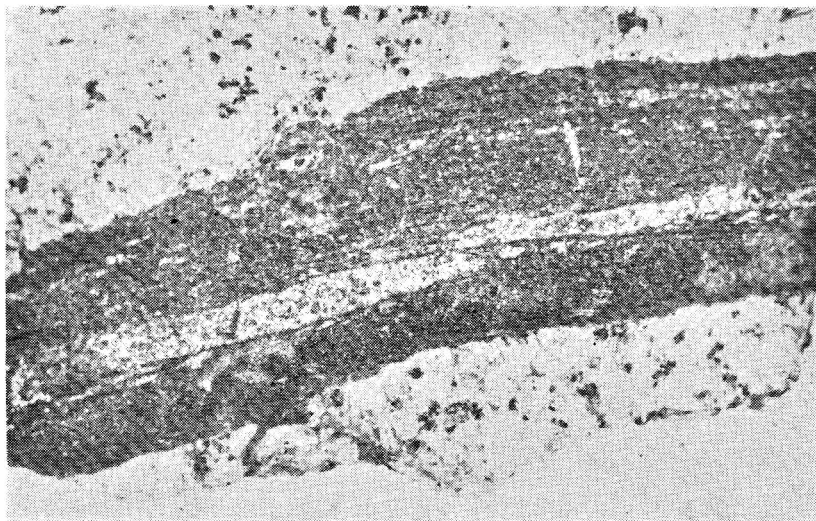


Fot. 2

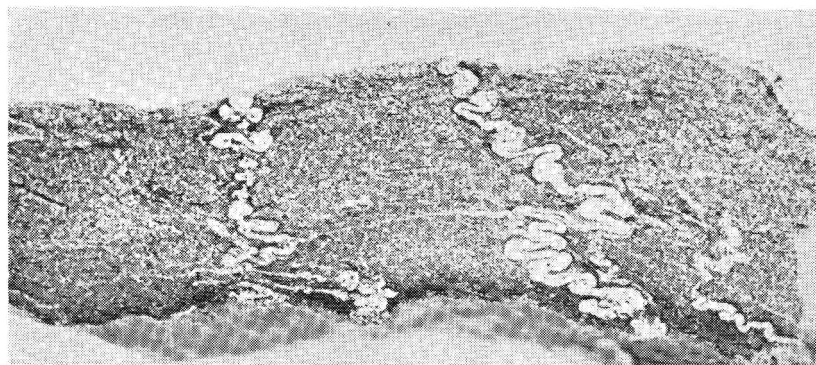
PLANSZA XII

PLATE XII

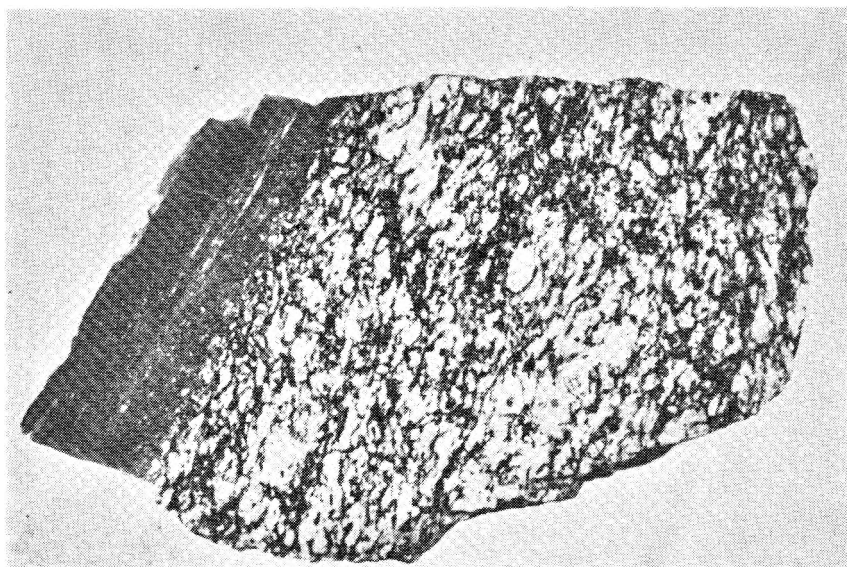
- Fot. 1. Żółkiewka (odsl. 181). Enklawa hornfelsu w średnioziarnistym granicie. Wielkość naturalna
Żółkiewka (outcrop 181). Hornfels enclosure in medium-grained granite. Natural size
- Fot. 2. Gołszyce (odsl. 157). Próbką łupku zmigmatyzowanego z typowym sfałdowaniem
ptygmatycznym
Gołszyce (outcrop 157). Specimen of migmatitised schist showing typical ptygmatic
folding
- Fot. 3. Chwałków (odsl. 60). Fragment kataklazytu z przejściem do mylonitu i ultramylonitu.
Wielkość naturalna
Chwałków (outcrop 60). Fragment of cataclasite passing into mylonite and ultramylonite.
Natural size



Fot. 1



Fot. 2

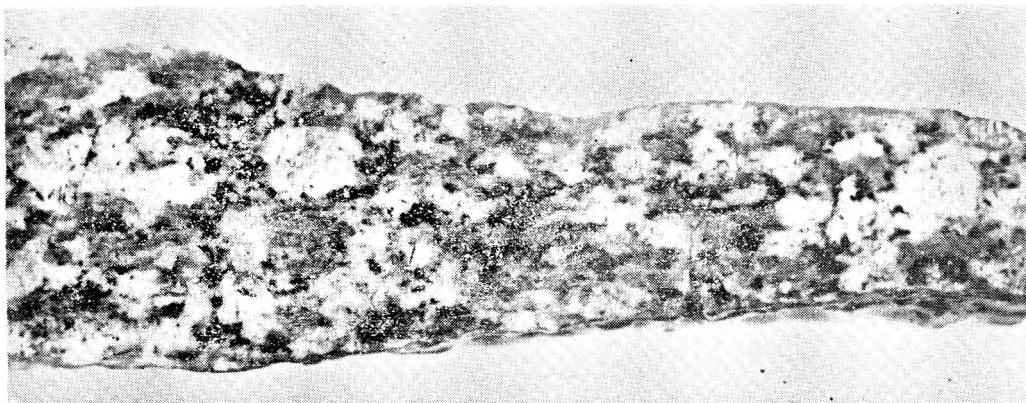


Fot. 3

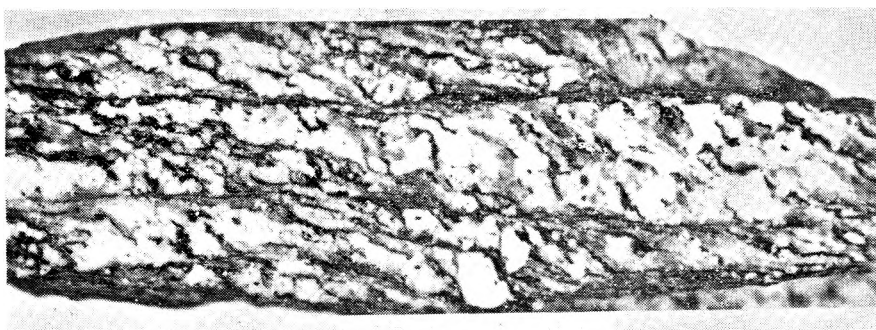
PLANSZA XIII

PLATE XIII

- Fot. 1. Strzeblów (odsł. 62). Fragment granodiorytu z wyraźną teksturą kierunkową. Przekrój prostopadły do megaskopowo zaznaczającej się płaszczyzny S. Próbka A, wielkość naturalna
Strzeblów (outcrop 62). Fragment of granodiorite with distinctly directional texture. Section perpendicular to the megascopically detectable S plane. Sample A
- Fot. 2. Chwałków (odsł. 60). Fragment granodiorytu o wyraźnej teksturze kierunkowej, z widocznymi płaszczyznami ścinania S_1 i S_2 . Próbka B, wielkość naturalna
Chwałków (outcrop 60). Fragment of granodiorite with distinctly directional texture showing S_1 and S_2 shear planes. Sample B
- Fot. 3. Chwałków (odsł. 60). Fragment granodiorytu o nieco słabszym stopniu kataklazy. Widoczne są w nim również płaszczyzny S_1 i S_2 . Próbka C, wielkość naturalna
Chwałków (outcrop 60). Fragment of granodiorite showing slightly weaker cataclasis. S_1 and S_2 planes are seen too. Sample C. Photos 1, 2 and 3 are natural size



Fot. 1



Fot. 2

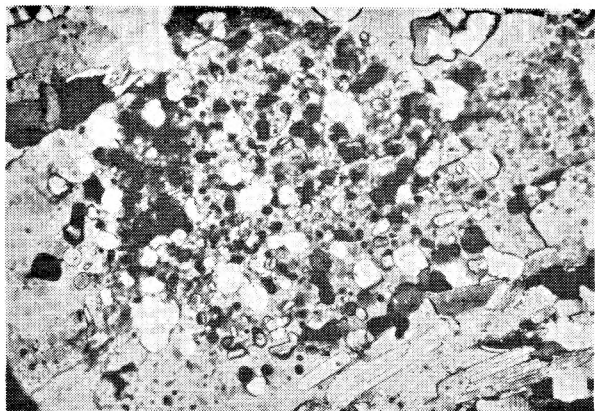


Fot. 3

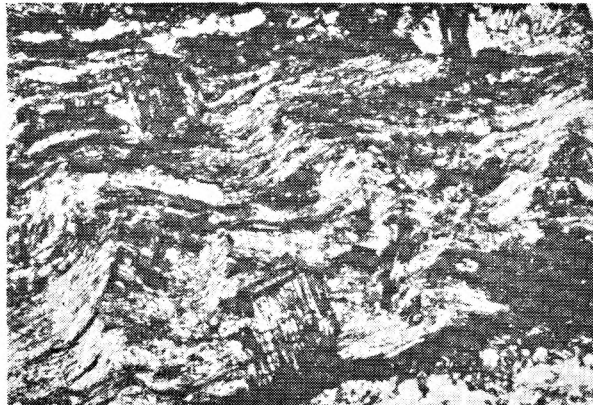
PLANSZA XIV

PLATE XIV

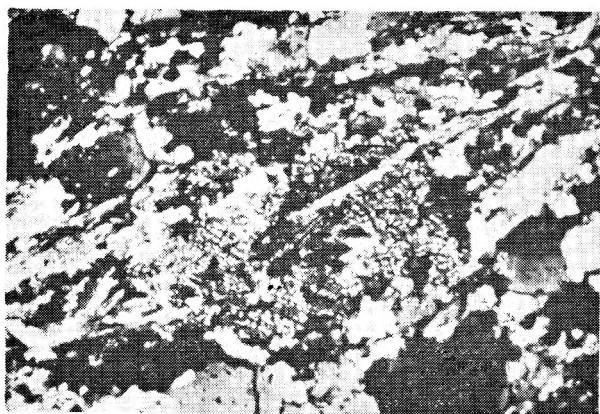
- Fot. 1. Gołaszyce (odsl. 157). Poikiloblastyczne struktury w łupkach hornfelsowych. Zdjęcie przedstawia skałę potasowy z licznymi wrostkami łuszczyków i kwarcu. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
Gołaszyce (outcrop 157). Poikiloblastic structures in hornfels schists, showing K feldspar with numerous mica and quartz intercalations. Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 2. Domanice. Poprzeczne do foliacji porfiroblasty biotytu w łupkowanym hornfelsie. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
Domanice. Biotite porphyroblasts transversal to foliation in schistose hornfels. Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 3. Kruków. Andaluzyt w łupkach kwarcytowo-łuszczykowych o strukturze częściowo hornfelsowej. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
Kruków. Andalusite with partly hornfels structure in quartzitic-micaceous schists. Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 4. Północno-wschodnie zbocze Skalnika. Porfiroblasty andaluzytu w łupkach gruzłkowych. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
North-western side of Mt. Skalnik. Andalusite porphyroblasts in nodular schists. Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 5. Strzeblów (odsl. 68). Mikroclin z dobrze wykształconą kratką zrostów bliźniaczych. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
Strzeblów (outcrop 68). Microcline with well developed lattice of twinnings. Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 6. Niegoszów (odsl. 151). Pierwotny muskowitz w granicie wierzbickim. Rejon II. Nikole skrzyżowane, pow. 40×
Niegoszów (outcrop 151). Original muscovite in Wierzbnik granite. Region II, crossed nicols, magn. 40×



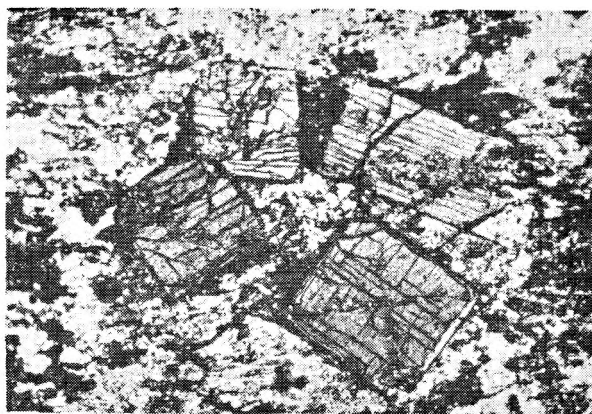
Fot. 1



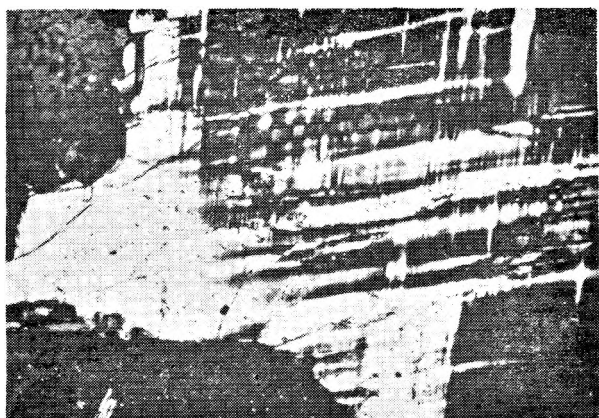
Fot. 2



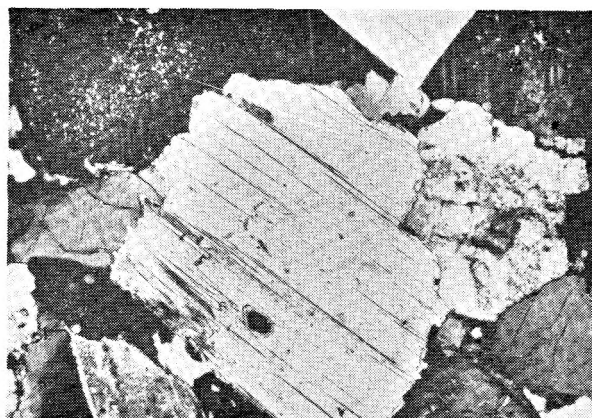
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

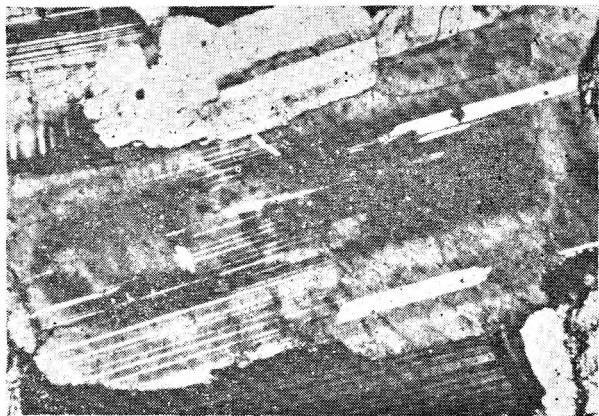


Fot. 6

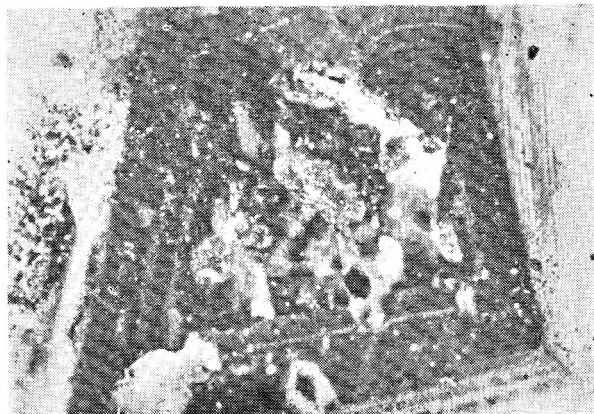
PLANSZA XV

PLATE XV

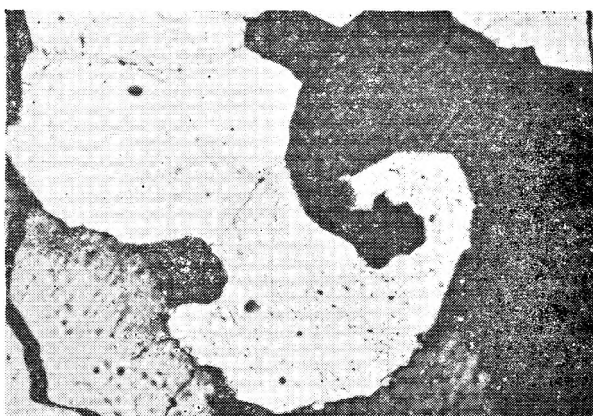
- Fot. 1. Gola Świdnicka (odsl. 155). Plagioklaz z nieprawidłowo zresorbowanym zasadowym jądrem. Rejon II. Nikole skrzyżowane, pow. 60
Gola Świdnicka (outcrop 155). Plagioclase with abnormally resorbed basic nucleus. Region II, crossed nicols, magn. 60
- Fot. 2. Żółkiewka (odsl. 182). Plagioklaz o budowie pasowej z nieprawidłowym skorodowanym jądrem i produktami wtórnymi. Rejon VI. Nikole skrzyżowane, pow. 40
Żółkiewka (outcrop 182). Plagioclase with zoned structure showing abnormally corroded nucleus and secondary deposits. Region VI, crossed nicols, magn. 40
- Fot. 3. Grabina Śląska (odsl. 186). Skaleń potasowy korodujący kwarc. Rejon VI. Nikole skrzyżowane, pow. 60
Grabina Śląska (outcrop 186). K feldspar corroding quartz. Region VI, crossed nicols, magn. 60
- Fot. 4. Goczałków (odsl. 191). Listewkowate plagioklasy w drobnoziarnistym granicie z Zimnika. Rejon VI. Nikole skrzyżowane, pow. 40
Goczałków (outcrop 191). Lath-like plagioclases in fine-grained granite from Zimnik. Region VI, crossed nicols, magn. 40
- Fot. 5. Grabina Śląska (odsl. 186). Krystalograficznie zorientowana biotytyzacja hornblendy. Rejon VI, Nikole skrzyżowane, pow. 40
Grabina Śląska (outcrop 186). Crystallographically oriented biotitization of hornblende. Region VI, crossed nicols, magn. 40
- Fot. 6. Zimnik (odsl. 196). Wnętrza plagioklazów wypełnione wtórnym klinozoytem, epidotem i muskowitem. Rejon VII. Nikole skrzyżowane, pow. 40
Zimnik (outcrop 196). Inside of plagioclases filled in by secondary clinzoisite, epidote and muscovite. Region VII, crossed nicols, magn. 40



Fot. 1



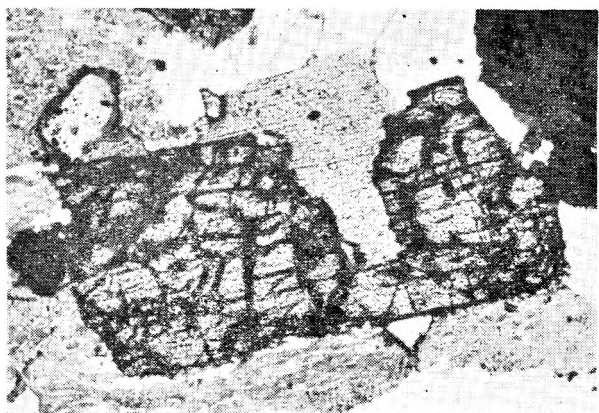
Fot. 2



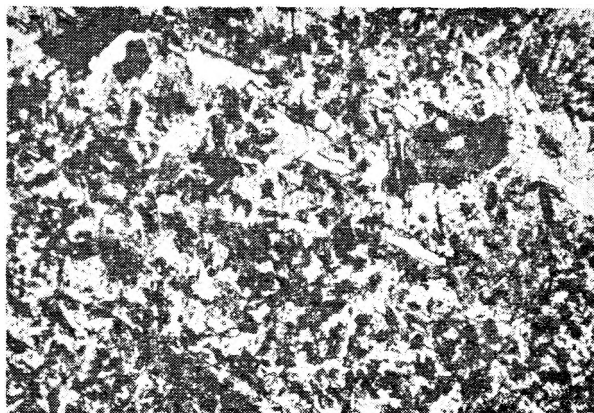
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

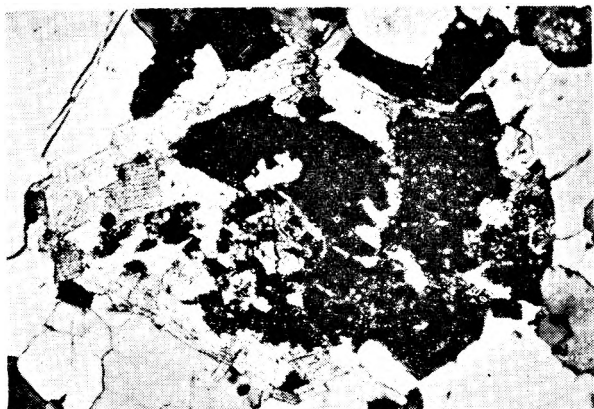


Fot. 6

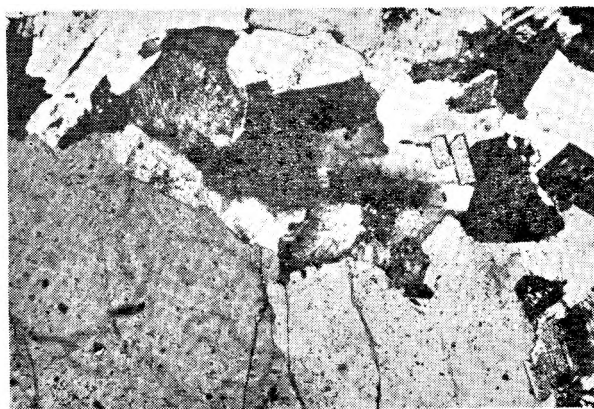
PLANSZA XVI

PLATE XVI

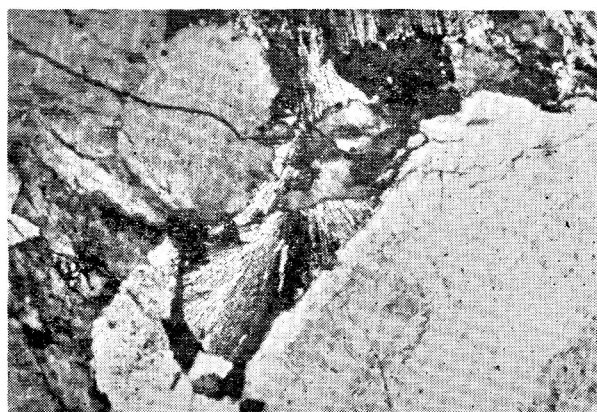
- Fot. 1. Gniewków (odsl. 213). Poprzeczny przekrój słupka biotytyzowanej hornblendy. Rejon VII. Nikole skrzyżowane, pow. 40×.
Gniewków (outcrop 213). Cross section of a hornfels prism under biotitization. Region VII. crossed nicols, magn. 40×.
- Fot. 2. Zimnik (odsl. 196). Większe kryształy kwarcu granitu strzegomskiego, obejmujące w strefie kontaktowej częściowo drobne składniki granitu zimnickiego. Rejon VII. Nikole skrzyżowane, pow. 40×.
Zimnik (outcrop 196). Large quartz crystals of the Strzegom granite partly encasing in the contact zone minute components of the Zimnik granite. Region VII, crossed nicols, magn. 40×.
- Fot. 3. Czernica (odsl. 215). Skupienia sferolitycznego chlorytu. Rejon VII. Nikole skrzyżowane, pow. 40×.
Czernica (outcrop 215). Concentrations of sphaerolitic chlorite. Region VII, crossed nicols, magn. 40×.
- Fot. 4. Paszowice (odsl. 220). Skaleń potasowy z pasowym rozmieszczeniem mikroperytyowych wrostków. Rejon VIII. Nikole skrzyżowane, pow. 40×.
Paszowice (outcrop 220). K feldspar with a banded arrangement of microperthite ingrowths. Region VIII, crossed nicols, magn. 40×.
- Fot. 5. Paszowice (odsl. 220). Albityzacja skalenia potasowego. Ciemne okienka albitowe jednokowej orientacji krystalograficznej z albitem międzyziarnowym. Rejon VIII. Nikole skrzyżowane, pow. 60×.
Paszowice (outcrop 220). Albitization of K feldspar. Albite dark windows have the same crystallographic orientation as the intragranular albite. Region VIII, crossed nicols, magn. 60×.
- Fot. 6. Paszowice (odsl. 220). Listewki albitu w albityzowanym skaleniu potasowym z późniejszym kwarcem, tworzącym przerosty o charakterze napisowym. Rejon VIII. Nikole skrzyżowane pow. 60×.
Paszowice (outcrop 220). Albite laths in albitised K feldspar with younger quartz producing zones graphic in character. Region VIII, crossed nicols, magn. 60×.



Fot. 1



Fot. 2



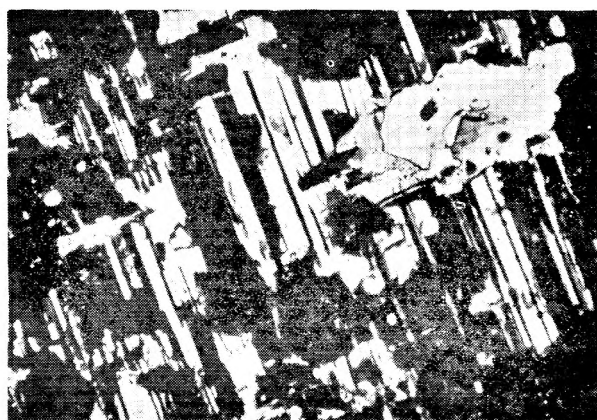
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

PLANSZA XVII

PLATE XVII

- Fot. 1. Strzeblów (odsl. 62). Obraz mikroskopowy próbki A (pl. XIII, fot. 1) z kataklazowanego granodiorytu o megaskopowo widocznych teksturach kierunkowych. Rejon I. Nikole skrzyżowane, pow. $45\times$
Strzeblów (outcrop 62). Microscopic picture of sample A (pl. XIII, 1) of cataclased granodiorite with megascopically visible directional textures. Region I, crossed nicols, magn. $45\times$
- Fot. 2. Chwałków (odsl. 60). Obraz mikroskopowy próbki B (pl. XIII, fot. 2) z silniej skataklazowanego granodiorytu o megaskopowo widocznych płaszczyznach ścinania S_1 i S_2 . Rejon I. Nikole skrzyżowane, pow. $45\times$
Chwałków (outcrop 60). Microscopic picture of sample B (pl. XIII, 2) from a strongly cataclased granodiorite with megascopically visible shear planes S_1 and S_2 . Region I, crossed nicols, magn. $45\times$



Fot. 1



Fot. 2

