Andrzej ŻELAŹNIEWICZ*

GRANITOIDY MASYWU KUDOWY-OLEŠNIC

SPIS TREŚCI

Streszczenie 137
Wstęp 137
Petrograficzne cechy skał granitoidowych 139
Kolejność wzrostu minerałów 141
Uwagi o systematyce i odmianach skał masywu 142
Skały żyłowe 144
Kontakty granitoidów ze skałami osłony 146
Enklawy obcych skał wśród granitoidów 150
Protoklaza skał granitoidowych 152
Struktury kierunkowe w granitoidach 153
Zakończenie 155
Literatura 156
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes) — summary 158

Streszczenie

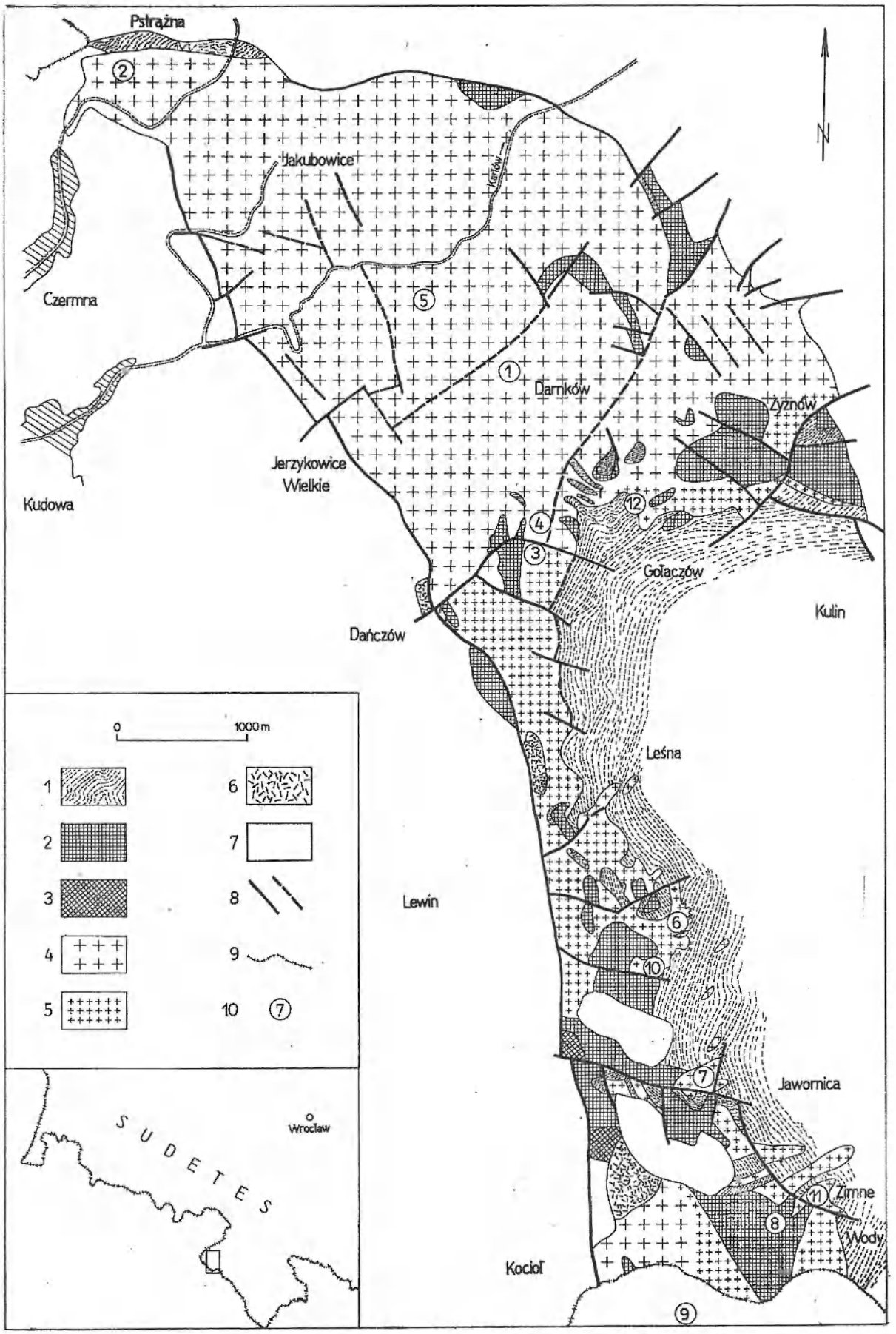
Podano krótką charakterystykę petrograficzną waryscyjskich granitoidów Kudowy—Oleśnic, przedstawiono kolejność krystalizacji budujących je minerałów oraz omówiono petrograficzne i teksturalne zróżnicowanie tych skał, przyjmując istnienie dwóch różnowiekowych odmian. Zjawiska kontaktowe polegają na słabo zaawansowanej granityzacji skał ościennych. Silniej przeobrażone są skały niewielkich ksenolitów. Liczne fragmenty dachu intruzji zawierają zarówno pre- jak i post-intruzywne struktury tektoniczne. Przemieszczające się masy plutoniczne ulegały protoklazie współczesnej z powstawaniem foliacji równoległej do struktur płynięcia. Powierzchnie foliacji skał masywu są zgodne z jego zarysami, lecz orientacja ich jest niezgodna w stosunku do foliacji skał metamorficznej osłony. Analiza struktur planarnych granitoidów oraz ich kontaktów pozwoliła na przedstawienie hipotezy co do sposobu intrudowania obu odmian granitoidów, kolejności wydarzeń w procesie formowania się masywu oraz jego wewnętrznej budowy. Konsolidacja skał masywu wyprzedziła ostatni etap deformacji regionalnych (powstanie fałdów załomowych) w NW części kopuły kłodzko-orlickiej.

WSTĘP

W północnej części gór Orlickich, w okolicy Kudowy, Lewina i Oleśnic, występuje jedno z licznych w zachodniej części kopuły kłodzko-orlickiej, niewielkich ciał granitoidowych (fig. 1). W dotychczasowej literaturze polskiej znane jest ono pod nazwą masywu Kudowy, zaś w literaturze czeskiej — pod nazwą masywu Kudowy—Oleśnic. Granitoidy tego masywu badane były przede wszystkim przez Petrascheck'a (1909), Borkowską (1959, 1969), Gierwielańca (1957, 1965), a ostatnio przez Domečkę i Opletala (1974). Badacze ci zajmowali się głównie problemami petrografii granitoidów, w mniejszym stopniu zwracając uwagę na dość charakterystyczne kierunkowe struktury tych skał, czy też kolejność wzrostu ich minerałów składowych. Niniejsze opracowanie próbuje po części uzupełnić tę lukę oraz przedstawić sugestie dotyczące sposobu intruzji granitoidów i wewnętrznej budowy masywu Kudowy—Oleśnic.

Waryscyjski masyw Kudowy—Oleśnic znajduje się w granicznej strefie, między formacją strońską a for-

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.


Pstrążna
Jakubowice
Karłów
Czermna
Darnków
Żyznów
Jerzykowice Wielkie
Kudowa
Gołaczów
Kulin
Dańczów
Leśna
Lewin
Jawornica
Zimne Wody
Kocioł
N
0 1000 m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
SUDETES
Wrocław

macją Nového Města — dwiema głównymi jednostkami litostratygraficznymi zachodniego skrzydła kopuły kłodzko-orlickiej. Kontakty masywu z metamorficzną osłoną zachowały się jedynie od strony wschodniej i południowej. Z innych stron przykryte zostały młodszymi osadami górnego karbonu, czerwonego spągowca i górnej kredy. Szczegółowe dane o geologii skał metamorficznych można znaleźć w pracach Gierwielańca (1965), Żelaźniewicza (1972, 1976) oraz Domečki i Opletala (1976).

Autor serdecznie dziękuje Panu Profesorowi Kazimierzowi Smulikowskiemu za liczne szczegółowe i krytyczne uwagi ulepszające tekst niniejszej pracy.

PETROGRAFICZNE CECHY SKAŁ GRANITOIDOWYCH

Wśród dotychczasowych badaczy brak jest zgodności poglądów co do istoty niewątpliwego różnicowania się granitoidów kudowsko-oleśnickich na liczne odmiany.

Petrascheck (1909) wspomina o dwóch odmianach: częstszej — koloru szarego, z przewagą sodowego plagioklazu nad skaleniem potasowym i rzadszej — koloru czerwonawego z prawie równą ilością obu rodzajów skaleni.

Borkowska (1959), przedstawiając petrograficzną systematykę granitoidów kudowsko-olešnickich, stwierdza, iż barwa wydzielonych przez nią granitów monzonitowych, granodiorytów, tonalitów i granitów alkalicznych jest zmienna i nie ma żadnego związku z ilościowymi stosunkami w skaleniach. Czerwonawy kolor granitoidów wynika z podwyższonej zawartości hematytu, a szary — z większej ilości minerałów epidotowych.

Gierwielaniec (1965) wymienia dwa zespoły granitoidów. Pierwszy z nich reprezentują skały kwaśniejsze, bogate na ogół w skupienia kwarcu i skalenia potasowego, uboższe w minerały ciemne i plagioklaz, które przeważają w skałach drugiego, bardziej zasadowego zespołu.

Domecka i Opletal (1974) nie potwierdzają poglądu Borkowskiej (1959), podając, iż szaro zabarwione granitoidy są nie tylko bardziej zasadowe ale i starsze od kwaśniejszych od nich granitoidów koloru szaroróżowego czy czerwonawego.

Badania autora nie miały na celu szczegółowego studium petrograficznego skał masywu, jednakże przy okazji śledzenia pod mikroskopem kierunkowych struktur granitoidów kudowsko-olešnickich dokonano szeregu obserwacji o charakterze petrograficznym, uzupełniających w pewnej mierze dotychczasowe dane. Podany poniżej krótki opis składników mineralnych obejmuje zatem tylko niektóre ich cechy.

Plagioklazy — głównie oligoklaz i albit tworzą stosunkowo duże (4—9 mm), przeważnie subautomorficzne fenokryształy i stanowią składnik drobnoziarnistego agregatu przewijającego się między większymi ziarnami skały. Ponadto bardzo często spotyka się je w formie myrmekitów czy pertytów. Plagioklazy rzadko występują jako pojedyncze osobniki. Najczęściej tworzą wieloosobnikowe zrosty lub grupy. Poszczególne fragmenty zrostów przyrastają do siebie wzdłuż powierzchni krystalograficznych albo wzdłuż powierzchni niezbyt regularnych, łagodnie powyginanych (pl. I, *1—3*). Ślady jakichkolwiek reakcji między osobnikami zrostów są zjawiskiem zupełnie wyjątkowym. Poszczególne ziarna grupy są zazwyczaj rozdzielone cienkim, delikatnie korodującym je „filmem" biotytowym, bądź też drobnokrystalicznym agregatem kwarcowo-skaleniowym. Zarysy ziarn tworzących grupy plagioklazów są na ogół okrągławe lub podobne do zarysu osobników zrastających się (pl. I, *4—6*). Część plagioklazów charakteryzuje się budową pasową, na ogół oscylacyjną. Przeważają kryształy o wielopasowości normalnej. Granice jąder lub poszczególnych pasów bywają czasami owalne (pl. I, *8*, *9*). Niekiedy bardziej zasadowe jądra wykazują różne nieprawidłowości budowy, wynikłe ze sko-

Fig. 1
Szkic geologiczny masywu Kudowy—Olešnic

1 — łupki łyszczykowe formacji Strońskiej; *2* — łupki amfibolowe i amfibolity formacji Strońskiej; *3* — fyllity amfibolowe formacji Nového Města; *4* — granitoidy kudowsko-olešnickie — głównie odmiana młodsza; *5* — „perliste" granitoidy kudowsko-olešnickie — głównie odmiana starsza; *6* — brekcje; *7* — pokrywa osadowa (górny karbon, czerwony spągowiec, górna kreda); *8* — uskoki: stwierdzone — linie ciągłe, przypuszczalne — linie przerywane; *9* — granica Państwa; *10* — miejsca pobrania próbek do analiz mikrometrycznych i do pomierzenia orientacji osi optycznych kwarcu

Geological sketch-map of the Kudowa—Olešnice massif

1 — mica schists of the Stronie formation; *2* — amphibole schists and amphibolites of the Stronie formation; *3* — amphibole phyllites of the Nove Mesto formation; *4* — Kudowa—Olešnice granitoids — mostly the younger variety; *5* — Kudowa—Olešnice "pearly" granitoids — mostly the older variety; *6* — breccias; *7* — sedimentary cover (Upper Carboniferous, Rotliegendes, Upper Cretaceous); *8* — faults: ascertained — solid lines, inferred — dashed lines; *9* — state frontier, *10* — places of sampling for micrometric analyses and for measuring of orientation of optic axes of quartz

rodowania ich przez kwaśniejszy plagioklaz tworzący zewnętrzne partie kryształu (pl. I, *7*).

Plagioklazy są raczej ubogie we wrostki. Tworzą je subautomorficzne kryształki plagioklazów, zawsze bardziej zasadowych od gospodarza, pojedyncze blaszki biotytu, okrągławe, czasem nieregularne kryształki kwarcu, igiełki syllimanitu, ksenomorficzne ziarna mikroklinu, niekiedy ciałka myrmekitowe, ziarenka apatytu, epidotów i tytanitu. Ponadto obserwuje się fenokryształy plagioklazu w różny sposób i w bardzo różnym stopniu zastępowane mikroklinem (pl. II, *1—6*; III, *4*) lub nawet czasami kwarcem. Dzieje się tak najczęściej w przypadku pojedynczych osobników plagioklazu, rzadko tych, które tworzą grupy i wyjątkowo tych, które wchodzą w skład zrostów. Pojedyncze osobniki, podobnie jak zewnętrzne ziarna zrostów, miewają często obwódki reakcyjne (przy kontakcie z mikroklinem lub biotytem), które mogą niekiedy ulegać myrmekityzacji.

Skaleń potasowy, zgodnie z badaniami Borkowskiej (1959), jest mikroklinem. Minerał ten występuje jako duże (do 15 mm), czasem subautomorficzne (pl. IX, *4*), a najczęściej ksenomorficzne, kratkowo zbliźniaczone ziarna, bardzo bogate we wrostki i pertyty albo jako drobne (do 0,5 mm) zawsze ksenomorficzne, pozbawione pertytów ziarna (pl. III, *7*; IV, *1*), wchodzące w skład agregatu skaleniowo-kwarcowego lub z nim współwystępujące. Duże ziarna mikroklinu zawierają w sobie wrostki plagioklazów, biotytu, kwarcu, myrmekitów, tytanitu i apatytu (pl. II; III, *4*, *6*). Minerały wrostków zachowują swe pierwotne kształty lub są wyraźnie przez gospodarza korodowane, nierzadko zyskując przy tym reakcyjne obwódki (pl. II, *1*, *3*). Najbardziej ulega temu procesowi plagioklaz. W wielu miejscach widać, że prawie zupełnie „rozpłynął się" on w mikroklinie, zaś pozostałe po nim relikty nabierają fantastycznych kształtów (pl. II, *1*, *3—6*, III, *4*). W takich wypadkach skaleń potasowy jest bardzo bogaty w pertyty o różnorodnych kształtach — płomienistych lub plamistych (pl. II, *2—9*; III, *6*; IV, *2*). Nierzadko widać, iż owe pertyty mają tendencję do gromadzenia się przy takich plagioklazowych reliktach. W innych miejscach dostrzega się obfitsze nagromadzenie pertytów w sąsiedztwie spękań przecinających mikroklinowe ziarna (pl. II, *6*) lub wokół wrostków innych minerałów w skaleniu potasowym (pl. II, *9*). Wrostki często są zastępowane plagioklazem pertytów (pl. II, *2*, *4*, *9*). Można również zauważyć, że pertyty łączą się z reakcyjnymi obwódkami plagioklazów sąsiadujących z mikroklinem (pl. II, *8*; IV, *2*), przy czym i obwódki i pertyty wykazują identyczne cechy optyczne — jednolite wygaszanie i jednolity współczynnik załamania światła. Owe obwódki są prawie zawsze kwaśniejsze od plagioklazów, które otaczają, choć niekiedy wydaje się, że są bardziej zasadowe niż niektóre plagioklazowe wrostki tkwiące w pertytowym mikroklinie. Co więcej, obserwuje się także inne zjawiska — myrmekitowe ciałka, stanowiące wrostki w mikroklinie, miewają obwódki reakcyjne przedłużające się we wrzecionowate pertyty (pl. III, *5*), mikroklin zaś na granicy z kwarcem (pl. II, *7*) czy agregatem kwarcowo-skaleniowym (pl. III, *6*) otacza się plagioklazową obwódką łączącą się z pertytami i optycznie z nimi identyczną. Liczne są także ziarna mikroklinu z płomienistymi, czy nawet wrzecionowatymi pertytami, które nie wykazują żadnego związku z innymi plagioklazami granitoidów. Warto jednak wspomnieć, iż niekiedy mamy do czynienia z dwiema generacjami pertytów (pl. II, *4*), z których młodszą i częstszą reprezentują pertyty pochodzące, jak się wydaje, z reliktów plagioklazowych fenokryształów pochłoniętych metasomatycznie przez mikroklin.

Duże ziarna pertytowego mikroklinu bywają korodowane przez kwarc, biotyt lub minerały drobnokrystalicznego agregatu kwarcowo-skaleniowego. Jednym ze składników tego agregatu jest drobny myrmekitowy plagioklaz (pl. II, 7; IV, *5*), późniejszy i wyraźnie niezależny od stosunkowo sporych rozmiarów ciał myrmekitowych wrastających bardzo głęboko w mikroklin lub tworzących w nim nawet samodzielne wrostki (pl. III, *1—3*, *5*; IV, *2*, *5*), względnie rozdzielających sąsiadujące ziarna skalenia potasowego. Bardzo rzadko spotyka się takie myrmekity w sąsiedztwie fenokryształów plagioklazu, choć brzeżne ich partie, fragmenty obwódek reakcyjnych lub też nie zastąpione przez mikroklin relikty mogą być zmyrmekityzowane (pl. III, *4*). Niezbyt częste, ale jednak spotykane, jest zjawisko strukturalnej ciągłości i optycznej tożsamości plagioklazu myrmekitów i obwódek fenokryształów plagioklazu. Sporadycznie obserwowane, identyczne obwódki wokół kryształów mikroklinu, jak już wspomniano, mogą z kolei przedłużać się w pertyty.

Kwarc w opisywanych skałach ma bardzo różnorodną formę. Najczęściej tworzy on nierównoziarnistą kwarcową mozaikę. Ziarna mozaiki są często drobne i wydłużone w jednym kierunku, zgodnym z foliacją granitoidów (pl. IV, *3*, *4*, *6—8*; V, *9*). Zjawisko to jest szczególnie dobrze widoczne tam, gdzie kwarc mozaiki „przeciska się" pomiędzy dużymi kryształami skaleni. Tam, gdzie takie mozaikowe ziarna powiększają swe rozmiary, ich subindywidua są większe i zazwyczaj nie wykazują żadnego uporządkowania. Zewnętrzne kształty mozaiki mogą być różnorodne, ale najczęściej są bardzo wyraźnie spłaszczone, równolegle do powierzchni zgodnych z ułożeniem większości blaszek biotytu, a wyznaczających foliację granitoidów

(pl. IX, *1*, *2*, *5*, *6*). Kwarc stanowi także jeden z głównych składników drobnokrystalicznego agregatu kwarcowo-skaleniowego, pojawiającego się między dużymi kryształami. Ponadto, czasami obserwuje się subautomorficzne lub okrągławe ziarna kwarcu, stanowiące wrostki w skaleniach. Kwarc jest także jednym z minerałów zabliźniających pęknięcia dużych ziarn skaleni. Kwarc myrmekityczny i kwarc pismowych przerostów stanowią jeszcze jedną formę wystąpień tego minerału. Minerał ten w różnym stopniu koroduje inne składniki granitoidów.

Biotyt występuje w postaci pojedynczych wyraźnie ukierunkowanych blaszek (pl. V, *8*, *9*) albo tworzy wydłużone skupienia blaszek nieuporządkowanych (pl. V, *7*). Duże, subautomorficzne blaszki biotytu nierzadko bywają zdeformowane (wygięcia typu mikroskopowych fałdków załomowych). Drobniutkie blaszki tego minerału (0,1—0,3 mm) mają tendencję do układania się wokół pojedynczych osobników lub zrostów skaleniowych, mogą pojawiać się między osobnikami plagioklazowych zrostów lub występować na granicy zon plagioklazów. Drobne blaszki biotytu spotyka się również w agregacie kwarcowo-skaleniowym. Ponadto często można obserwować cieniutki „film" biotytowy rozdzielający duże ziarna skały lub oddzielający mozaikowy kwarc, czy też agregat kwarcowo-skaleniowy, od grubokrystalicznych składników granitoidów (pl. IV, *3*, *5*, *7*, *9*). Niekiedy dostrzega się biotytowe wypełnienia drobniutkich szczelinek w fenokryształach skaleni. Prawie wszystkie duże blaszki tego minerału (1—2 mm) zawierają w sobie wrostki promieniotwórczych minerałów, wokół których tworzą się szerokie pleochroniczne obwódki (Borkowska 1959). Ślady korodowania i zastępowania biotytu przez mikroklin, kwarc, plagioklazy czy agregat kwarcowo-skaleniowy są bardzo częste. Wynikiem tego procesu jest, jak się zdaje, znaczne rozdrobnienie pierwotnie dużo większych blaszek tego łyszczyka.

Agregat kwarcowo-skaleniowy składa się z drobniutkich ziarenek kwarcu, plagioklazu i mikroklinu nierzadko współwystępujących z biotytem (pł. III, *2*, *3*, *6—9*; IV, *1*, *4*, *5*). Plagioklaz agregatu tworzy czyste, niezbliźniaczone ksenomorficzne ziarenka albo pojawia się w formie myrmekitu. Rozmiary ziarn agregatu, a także ilościowe stosunki między budującymi go minerałami, są zmienne od miejsca do miejsca. Korozyjnej działalności agregatu ulegają wszystkie składniki (fenokryształy) granitoidów. Przewija się on między nimi w formie nieregularnych pasemek lub smużek, może je otaczać zupełnie lub wypełniać ich pęknięcia. Jest interesujące, iż w obrębie agregatu obserwuje się nierzadko pewną dyferencjację jego minerałów, w przypadku gdy przylega on do fenokryształów plagioklazu czy mozaikowego kwarcu. Z plagioklazem lub kwarcem sąsiaduje bezpośrednio strefa bardzo drobnego kwarcu, niekiedy poprzedzona jeszcze „filmem" biotytowym i strefa ta przechodzi dość ostro w strefę myrmekitów (lub zwykłych plagioklazów) mogących wnikać w pobliskie ziarna mikroklinu. Do fenokryształów skalenia potasowego przylegają zatem przede wszystkim myrmekitowe partie agregatu. Oczywiście bardzo liczne są sytuacje, w których nie obserwuje się podobnego zróżnicowania minerałów agregatu.

Muskowit jest bardzo rzadkim minerałem granitoidów kudowsko-oleśnickich. Znaleziono go jedynie w szarym bezmikroklinowym tonalicie w pobliżu Zimnych Wód (fig. 1, *11*).

Minerałami akcesorycznymi w granitoidach kudowsko-oleśnickich są: apatyt, tytanit, epidot, cyrkon, syllimanit, leukoksen i pigment hematytowy.

Uderzającą cechą minerałów tworzących fenokryształy są znaczne deformacje typu kataklazy.

KOLEJNOŚĆ WZROSTU MINERAŁÓW

Na podstawie obserwacji wzajemnych stosunków między minerałami granitoidów kudowsko-oleśnickich spróbowano odtworzyć sekwencję krystalizacji mineralnych składników tych skał. W tym celu ustalono najpierw stosunki wiekowe w obrębie poszczególnych rodzajów minerałów. Najstarsze i najbardziej zasadowe plagioklazy (I) reprezentowane są przez małe subautomorficzne kryształki stanowiące wrostki w dużych fenokryształach plagioklazu (II), które są niewątpliwie starsze od plagioklazów (III), wchodzących w skład agregatu kwarcowo-skaleniowego. Nie udało się wystarczająco rozpoznać stosunków wiekowych między plagioklazem agregatu, a plagioklazem samodzielnych dużych ciałek myrmekitowych, pertytów czy też obwódek dużych ziarn skaleni. Duże myrmekity i pertyty wydają się w wielu miejscach wyprzedzać krystalizację agregatu (pl. III, *1—3*; IV, *5*). Ze względu jednak na zbyt wiele niejasności są traktowane wspólnie jako plagioklaz III.

„Kratkowo" zbliźniaczony, często subautomorficzny mikroklin (I), bogaty w pertyty i różnorodne wrostki, tworzący duże kryształy jest starszy od drobnego ksenomorficznego mikroklinu (II), który nierzadko jest pozbawiony zbliźniaczeń i nigdy nie zawiera w sobie pertytów. Mikroklin II w wielu wypadkach wchodzi w skład agregatu kwarcowo-skalenio-

wego. Najmłodszy skaleń potasowy (III) wypełnia mikroskopowe szczelinki dużych fenokryształów skaleni.

Najwcześniej wykrystalizowany kwarc reprezentują okrągławe lub subautomorficzne kryształki (I) tworzące wrostki w skaleniach. Później pojawia się kwarc (II) tworzący obecnie mozaikowe ciałka, które są niewątpliwie starsze od kwarcu (III) współtworzącego agregat skaleniowo-kwarcowy i od kwarcu myrmekitycznego. Najpóźniej wykrystalizował kwarc (IV) zabliźniający spękania dużych kryształów.

Duże, niekiedy subautomorficzne, blaszki biotytu (I) z licznymi wrostkami minerałów promieniotwórczych są starsze od pozbawionych takich wrostków blaszek drobniutkich (II), często otaczających fenokryształy skaleni. Biotyt II wydaje się częściowo pochodzić z rozpadu i przeobrażenia biotytu I. Biotyt III współwystępuje z minerałami agregatu kwarcowo-skaleniowego, przewijając się pomiędzy jego ziarnami. Niewątpliwie najpóźniej krystalizuje biotyt IV spotykany w pęknięciach skaleni.

Minerały akcesoryczne — wyłączając tlenkowe — wyprzedziły większość wymienionych powyżej minerałów.

Najstarszymi zatem składnikami granitoidów kudowsko-olesnickich są minerały akcesoryczne, plagioklaz I, kwarc I i biotyt I (fig. 2). Warto zauważyć, iż razem mogą one tworzyć skałę o składzie tonalitu. Trwającemu nadal wzrostowi biotytu I towarzyszyła krystalizacja plagioklazu II i mikroklinu I, z którym równocześnie pojawiają się prawdopodobnie pertyty i duże

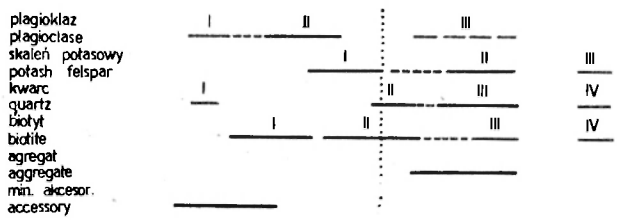


Fig. 2

Schemat przedstawiający kolejność krystalizacji składników granitoidów kudowsko-olesnickich

Linia kropkowana oznacza w przybliżeniu początek protoklazy

Scheme of successive crystallization of mineral constituents of the Kudowa—Olešnice granitoids

Dotted lines marks roughly the beginning of protoclastic events

myrmekity. Pojawienie się biotytu II nastąpiło po ustaniu wzrostu plagioklazu II i biotytu I, przy ciągle postępującej krystalizacji mikroklinu I. Zahamowanie wzrostu tych minerałów zbiegło się z krystalizacją kwarcu II, wyprzedzającą nieco krystalizację mikroklinu II, która zazębiła się w czasie z pojawianiem się plagioklazu III, kwarcu III i biotytu III. Wyjąwszy kwarc II, wszystkie trzy wymienione minerały tworzą drobnoziarnisty agregat kwarcowo-skaleniowy wyraźnie młodszy i powstały w innych warunkach niż fenokryształy plagioklazu II, mikroklinu I, biotytu I i kwarcu II. Mikroklin III, biotyt IV i kwarc IV, krystalizujące w mikroskopowych szczelinach dużych kryształów, reprezentują najmłodsze minerały granitoidów kudowsko-olešnickich.

UWAGI O SYSTEMATYCE I ODMIANACH SKAŁ MASYWU

Proporcje ilościowe minerałów krystalizujących w wymienionych powyżej etapach są zmienne w przestrzeni. Zmienność ta jest główną przyczyną petrograficznego zróżnicowania omawianych granitoidów. Wydaje się, że istotę owych różnic najlepiej uchwycili Domečka i Opletal (1974). Zauważyli oni, że w okolicy wsi Olešnice biotytowy tonalit otoczony jest granodiorytem leukokratycznym, w którym tonalit tworzy samodzielne enklawy i jest przezeń resorbowany. Dlatego też, mniej kwaśny granitoid uznany został przez nich za starszy, zaś kwaśniejszy — za młodszy. Skład petrograficzny obu odmian różni się, wg Domecki i Opletala (1974), ilościowymi proporcjami głównych minerałów. Szare, starsze granitoidy mają przeciętnie 5—6 razy więcej plagioklazu (An_{16-23}) niż skalenia potasowego, który pojawia się w podobnej ilości, co minerały ciemne i kwarc. Kwaśniejsze i jaśniejsze granitoidy odmiany młodszej mają tylko 2 razy więcej plagioklazu (An_{7-14}) niż skalenia potasowego, który trzykrotnie przeważa ilościowo nad minerałami ciemnymi. Słuszność i prawidłowość wydzielenia dwóch odmian zostały potwierdzone badaniami chemizmu granitoidów (Domečka, Opletal 1974).

Domečka i Opletal (1974) przedstawili planimetryczne analizy skał masywu Kudowy—Olešnic w trójkącie Johannsena, w którym obie, wydzielone przez nich, odmiany tworzą dwa wyraźnie niezależne pola. W celu ujednolicenia rezultatów planimetrycznych analiz Domečki i Opletala (1974), Borkowskiej (1959) i autora (tab. 1) zostały one przedstawione w trójkącie *QAPl*[1] (fig. 3), zgodnie z zaleceniami Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (Smulikowski 1975). Uzyskany obraz nie jest tak wyraźnie dwudzielny jak u Domečki i Opletala. Potwierdza jednak niewąt-

[1] Nie wzięto pod uwagę pracy Gierwielańca (1965), gdyż podana przez niego systematyka granitoidów kudowsko-olešnickich oparta została na wynikach analiz chemicznych.

Tabela 1

Analizy planimetryczne granitoidów masywu Kudowy–Olesnic
Planimetric analyses of the Kudowa–Olešnice granitoids

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
kwarc	28,0	26,7	51,5	23,8	27,2	26,1	21,2	23,0	22,9	25,3	48,0	9,2
skaleń potasowy	18,4	12,0	9,1	18,2	13,3	14,7	5,9	5,2	9,8	23,5	0,1	—
agregat skaleniowo-kwarcowy	5,6	3,4	4,1	4,0	6,6	10,5	10,9	4,4	8,0	7,0	—	—
plagioklaz	38,6	43,4	22,4	39,4	38,6	33,3	44,5	38,0	47,0	34,0	35,2	27,4
amfibol	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—
biotyt	9,4	13,8	10,6	12,3	13,2	14,4	13,6	23,0	9,5	10,2	—	11,3
muskowit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,9	8,9
tlenki żelaza	—	0,6	1,0	0,4	0,4	0,4	1,2	—	0,7	—	—	0,4
tytanit	—	—	0,4	0,2	0,1	0,2	—	2,6	1,2	—	—	0,3
apatyt	—	0,2	0,3	0,1	0,5	0,4	0,6	0,4	0,4	—	0,2	—
epidoty	—	—	—	—	—	—	—	2,7	0,2	—	—	—
kalcyt	—	—	0,5	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
masa serycytowo-kaolinitowa	—	—	—	—	—	—	2,2	—	—	—	—	—
tło kwarcowo-łyszczykowe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,5

1 — ściana skalna na SW zboczach Kruczek Kopy; 2 — skałki 700 m na W od Czartowskiego Kamienia w Pstrążnej; 3 — skałki 100 m na SE od skrzyżowania dróg Darnków–Gołaczów w Dańczowie; 4 — skałki przy skrzyżowaniu dróg Darnków-Gołaczów w Dańczowie; 5 — skałki na S zboczach Czarnej Kopy; 6 — skałki na N zboczu 700 m na E od Lewina ponad szosą Kudowa — Duszniki; 7 — skałki na S zboczu 1000 m na E od Lasku Miejskiego; 8 — skałki na N zboczu Małego Pańskiego Kopca; 9 — skałki koło leśniczówki we wsi Olešnice (CSRS); 10 — skałki przy drodze Lewin–Witów, około 1 km na ESE od Lewina; 11 — skałki w lesie ponad drogą do Zimnych Wód, 500 m na ESE od leśniczówki w Zimnych Wodach; 12 — skałki na S zboczu ponad Gołaczowem, około 700 m na E od skrzyżowania dróg Darnków–Gołaczów w Dańczowie

1 — outcrop on SW slopes of the Krucza Kopa; 2 — outcrop 700 m W of the Czartowski Kamień in Pstrążna; 3 — outcrop 100 m SE of the crossroads Darnków-Gołaczów in Dańczów; 4 — quarry at the crossroads Darnków–Gołaczów in Dańczów; 5 — outcrop on S slopes of the Czarna Kopa; 6 — outcrop on the northern slope 700 m E of Lewin, above the Kudowa–Duszniki road; 7 — outcrop on the southern slope 1 000 m E of Lasek Miejski; 8 — outcrop on the northern slope of the Mały Pański Kopiec; 9 — outcrop near forester's lodge in Olešnice (CSSR); 10 — outcrop 1 000 m ESE of Lewin, near the Lewin–Witów road; 11 — outcrop in the forest 500 m ESE of forester's lodge in Zimne Wody; 12 — outcrop on the southern slope above Gołaczów, 700 m E of the crossroads Darnków–Gołaczów in Dańczów

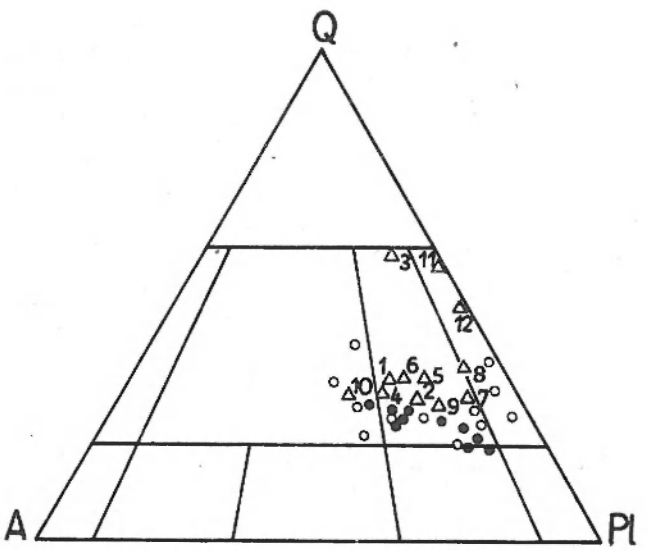


Fig. 3
Granitoidy masywu Kudowy–Olesnic w trójkącie klasyfikacyjnym *QAPl*

Wykorzystano analizy mikrometryczne Borkowskiej (1959) — kółka, Domecki i Opletala (1974) — kropki oraz autora — trójkąty

QAPl ternary diagram to illustrate the systematic position of the Kudowa–Olešnice granitoids

Based upon micrometric analyses by Borkowska (1959) — circles, by Domečka and Opletal (1974) — dots, and by the present author — triangles

pliwą przewagę plagioklazu nad skaleniami alkalicznymi (praktycznie w tym wypadku — skaleniem potasowym), przy jednakowej na ogół ilości kwarcu. Płynna granica między mniej i bardziej kwaśnymi odmianami granitoidów odpowiada lepiej terenowym stosunkom, gdyż w głównej (polskiej) części masywu nie udało się znaleźć odsłonięcia, w którym byłby widoczny kontakt obu odmian. Obserwacje luźnych bloczków w zwietrzelinie umożliwiają przybliżone określenie miejsc występowania tych odmian. Nie są one jednak łatwe do kartograficznego przedstawienia, gdyż pojedyncze punkty świadczące o istnieniu drobnych ciał granitoidów mniej kwaśnych wśród bardziej kwaśnych granitoidów, nie pozwalają na wykreślenie na mapie jednoznacznej linii. Można jedynie przedstawić bardzo zgeneralizowaną granicę obu odmian (fig. 1).

Jak wynika z figury 3, w schemacie klasyfikacji skał plutonicznych w trójkącie *QAPl*, granitoidy kudowsko-olešnickie są w przeważającej części granodiorytami oraz granitami i tonalitami. Tonality i mniej kwaśne granodioryty reprezentują starszą odmianę, grandioryty kwaśniejsze i granity — młodszą. Wydaje się, że podane przez Domečkę i Opletala (1974) wartości stosunków ilościowych głównych minerałów granitoidów ustalone są zbyt arbitralnie (por. podobne wartości w tab. 1). Bardzo duża, w podanych granicach, petrograficzna zmienność tych skał, często nawet, jak to podkreśla Borkowska (1959), w obrębie jednej próbki, nie pozwala na takie precyzyjne rozgraniczenia. Przy braku innych danych (np. terenowych) mogą być one nawet mylące.

Pomimo dużej zmienności petrograficznej granitoidy kudowsko-oleśnickie tworzą dwa wyraźne typy teksturalne. Według opinii Domečki i Opletala (1974) wyraźne zróżnicowanie teksturalne obserwuje się jedynie wśród granitoidów młodszych — przynajmniej po stronie czeskiej. Polega ono na zmiennym stopniu uporządkowania minerałów skały oraz na stopniu ich kataklazy. Typ bardziej skataklazowany jest także lepiej ukierunkowany. Obserwacja ta potwierdza się w polskiej części masywu, zbudowanej przede wszystkim z kwaśniejszej odmiany granitoidów, wśród których można wydzielić granitoidy mniej lub bardziej porfirowate (pl. IX, *4*, *6*) oraz granitoidy generalnie równoziarniste (pl. IX, *5*, *2*). W głównej części masywu rzuca się w oczy jeszcze inna cecha opisywanych granitoidów. Pewna ich część nie wykazuje typowej granitowej struktury skał plutonicznych, lecz przypomina raczej tak zwane „perliste gnejsy", zawdzięczające swą nazwę bogactwu i formie skaleni. Owa perlistość granitoidów masywu Kudowy—Oleśnic wynika z obecności dużej ilości plagioklazów tworzących okrągławe ziarna (1—5 mm), wyraźnie odcinających się od reszty minerałów skały (pl. IX, *1*, *3*). Pod mikroskopem okazuje się, iż są to te granitoidy, w których plagioklazy występują nie w zrostach, lecz w skupieniach (grupach), gdzie każdy osobnik oddzielony jest od sąsiednich przez drobnoziarnisty biotyt, kwarc, czy — najczęściej — kwarcowo-skaleniowy agregat (pl. I, *4—6*). Jest rzeczą interesującą, choć zrozumiałą, zważywszy procentową zawartość plagioklazu, że perliste granitoidy przeważają wśród zasadowej odmiany granitoidów i terenowo są ograniczone wyłącznie do strefy występowania tej odmiany (fig. 1).

SKAŁY ŻYŁOWE

W brzeżnych partiach masywu, jak i w przylegających doń skałach osłony, spotyka się niekiedy cieliste lub brudnoróżowe skały żyłowe. Megaskopowo przypominają one ubogie aplity, zorientowane zazwyczaj zgodnie z foliacją granitoidów i z foliacją skał metamorficznych. Znacznie rzadziej tworzą nieduże kąty z powierzchniami owych foliacji i tylko wyjątkowo przecinają skały masywu i osłony w sposób całkowicie bezładny. Te megaskopowo podobne do siebie, żyłowe skały wykazują daleko idące różnice mikroskopowe. Petrograficznie odpowiadają mikrotonalitom i porfirowatym aplitom, mającym wiele cech wspólnych z właściwymi granitoidami (ubogi muskowitowo-skaleniowy pegmatyt znaleziono w jednym wypadku wśród luźnych bloczków na zboczu ponad Żyznowem). Przede wszystkim okazało się, że mikrotonality przecinające skały osłony, nigdy nie pojawiają się wśród skał masywu. Żyły te zbudowane są z plagioklazu, kwarcu, muskowitu, biotytu i myrmekitu, natomiast prawie pozbawione są skalenia potasowego (tab. 2; fig. 4). Mają one dość wyraźną kierunkową teksturę, a niekiedy są wyraźnie porfirowate (pl. V, *1*, *3*). Porfirokryształy należą głównie do subautomorficznego plagioklazu (An_{8-30}), z wrostkami bardziej zasadowych, automorficznych plagioklazów, łyszczyków, czasami kwarcu oraz podrzędnie — do kwarcu i miki. Porfirokryształy otoczone zawsze reakcyjnymi obwódkami plagioklazowymi są silnie korodowane lub zastępowane kwarcem. Tło skały składa się z drobnoziarnistego kwarcu i kwaśnego plagioklazu, stowarzyszonych niekiedy z łyszczykami. Pogięte blaszki porfirokryształów biotytu, powyginane lamelki bliźniacze plagioklazów, ich plamiste wygaszanie oraz spękania świadczą, iż wzrastały one w warunkach tektonicznego niepokoju. Spękania te (szczelinki) nierzadko są zabliźniane skaleniem potasowym, którego żyłki ucinają się jednak na granicy tych dużych ziarn i tła. W tle nigdzie nie spotkano skalenia potasowego, mogącego jednakże wyjątkowo tworzyć porfirokryształy (zaobserwowane dwa w sześciu próbkach). Przypuszczalnie minerały opisywanych skał krystalizowały w dwóch fazach. Nawiązując do sekwencji wzrostu minerałów w granitoidach, można by przypuścić, iż mamy do czynienia z syndeformacyjnie rosnącym plagioklazem I, II, biotytem I, II i kwarcem I. Krystalizacja tych minerałów została zahamowana w niedługim czasie po rozpoczęciu krystalizacji mikroklinu I. W drugiej fazie odbywającej się w warunkach tektonicznego spokoju (prawdopodobnie po zajęciu ich dzisiejszej pozycji wśród skał osłony) wzrósł kwarc III, plagioklaz III, a biotyt uległ chlorytyzacji.

Mikrotonalitom pozbawionym porfirowatej budowy, teksturę kierunkową nadają wyraźnie uporządkowane smugi muskowitu, snujące się między bezładnie ułożonymi ksenomorficznymi ziarnami plagioklazu i kwarcu.

Warto podkreślić, że żyłowe skały (tab. 2; fig. 4) przecinające skały osłony odpowiadają starszym bardziej zasadowym granitoidom masywu Kudowy—Oleśnic.

Żyły aplitów występujących wyłącznie wśród granitoidów są zawsze porfirowate, a ich minerały są ułożone zupełnie bezładnie. Uderzające jest bogactwo skalenia potasowego, znaczna ilość muskowitu i pra-

Tabela 2

Analizy planimetryczne skał żyłowych masywu Kudowy—Olešnic
Planimetric analyses of the vein rocks of the Kudowa—Olešnice massif

	1	2	3	4	5	6	7
kawrc	36,0	28,9	38,6	38,3	29,9	38,8	18,1
skaleń potasowy	3,9	24,2	1,1	2,1	27,7	21,0	18,0
myrmekit, agregat skaleniowo-kwarcowy	—	0,5	2,8	1,0	7,6	17,1	1,2
plagioklaz	37,7	38,7	39,8	47,7	33,2	21,7	17,8
biotyt	6,5	7,2	—	—	0,6	0,7	0,4
maskowit	11,5	—	17,4	10,8	0,9	—	—
tytanit	2,2	—	—	—	—	—	—
apatyt	1,3	0,6	—	—	0,2	—	—
granat	—	—	—	—	—	0,4	—
węglany	0,4	—	—	—	—	—	—
tło skaleniowo-kwarcowo-mikowe	—	—	—	—	—	—	43,7

1 — skarpa poniżej drogi Lewin—Kocioł, 400 m od skrzyżowania dróg Kocioł—Olešnice; 2 — skałki przy drodze Lewin—Witów, około 1 km na ESE od Lewina; 3 — jar ponad szosą Kudowa—Duszniki, 1 400 m na E od Lewina; 4 — skałki ponad szosą Kudowa—Duszniki, 900 m na E od Lewina; 5 — skałki na S zboczu około 800 m na E od Lasku Miejskego; 6 — skałki na N zboczu Kruczej Kopy; 7 — skałki ponad szosą Kudowa—Karłów, 400 na E od skrzyżowania dróg Kudowa—Jakubowice

1 — escarp below the Lewin—Kocioł road, 400 m N of the crossroads Kocioł—Olešnice; 2 — outcrop near the Lewin—Witów road, some 1 000 m ESE of Lewin; 3 — ravine above the Kudowa—Duszniki road, 1 400 m E of Lewin; 4 — outcrop above the Kudowa—Duszniki road, 900 m E of Lewin; 5 — outcrop on the southern slope 800 m E of Lasek Miejski; 6 — outcrop on the northern slope of the Krucza Kopa; 7 — outcrop above the Kudowa—Karłów road, 400 m E of the crossroads Kudowa—Jakubowice

wie zupełny brak biotytu. Plagioklaz i kwarc uzupełniają petrograficzny skład tych skał. Plagioklaz występuje w zrostach lub grupach — podobnie jak w granitoidach, albo jako pojedyncze kryształy. Część ziarn mikroklinu jest bogata w pertyt, w innych — nie ma go zupełnie (pl. V, *2*). Kwarc tworzy mozaikę, której zewnętrzne zarysy często bywają subautomorficzne. Drobniutkie ziarenka tych samych minerałów tworzą tło skały. W odróżnieniu od granitoidów, na ogół nie ma tu agregatu kwarcowo-skaleniowego, choć sporo jest myrmekitów występujących w sąsiedztwie mikroklinu. Fenokryształy mikroklinu lub nawet plagioklazu zyskują nierzadko „pismowy" wygląd dzięki nagromadzeniu łączących się wzajemnie ciałek myrmekitycznego kwarcu. Porfirokryształy wykazują liczne znamiona kataklazy. Ich mikroskopowe szczelinki zabliźniane są skaleniem potasowym lub kwarcem. Antypertytowe plamki w plagioklazach oraz wyraźne objawy korozji muskowitu owym plagioklazem uzupełniają petrograficzny obraz opisywanych skał, których skład zbliżony jest do składu granodorytu (granitu) i — pomimo pewnych różnic — odpowiada składowi kwaśniejszej odmiany granitoidów kudowsko-olešnickich (tab. 2; fig. 4).

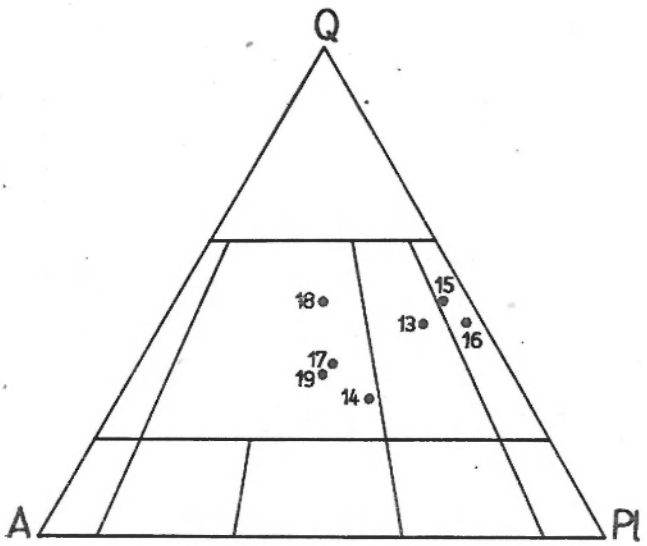


Fig. 4
Skały żyłowe związane z granitoidami kudowsko-olešnickimi w trójkącie klasyfikacyjnym *QAPl*

QAPl ternary diagram to illustrate position of the dike rocks connected with the Kudowa—Olešnice granitoids

Trzeci rodzaj skał żyłowych znaleziono wśród młodszych granitoidów występujących w okolicy Kudowy i Jakubowic. W odróżnieniu od skał omówionych powyżej, odcinają się one zawsze bardzo ostro od granitoidów, zabliźniając spękania. Charakterystyczną cechą omawianych żył jest wiśniowa barwa, pochodząca od nagromadzenia hematytu. Porfirowa natura tych skał wynika z obecności, zawsze mocno skataklazowanych fenokryształów auto- lub subautomorficznego kwarcu, zielonego biotytu, plagioklazu i mikroklinu, tkwiących w bardzo drobnym tle kwarcowym, silnie zazwyczaj korodującym owe fenokryształy (pl. V, *4*). Wymienionym minerałom towarzyszy cyrkon i tytanit.

KONTAKTY GRANITOIDÓW ZE SKAŁAMI OSŁONY

Domecka i Opletal (1974) badając charakter kontaktu granitoidów ze skałami osłony w czeskiej części masywu stwierdzili, że kontakt ów jest albo ostry, bez znamion feldszpatyzacji w otaczających skałach metamorficznych, albo mniej wyraźny, w wypadkach gdy skały osłony przenikane są cienkimi żyłkami kwarcowo-skaleniowymi, powodującymi jedynie słabą feldszpatyzację swego najbliższego otoczenia.

Borkowska (1959) natomiast śledząc kontakty granitoidów z osłoną w głównej części masywu, doszła do wniosku, że skały otaczające masyw są zawsze bardzo silnie sfeldszpatyzowane, przy czym dostrzegalne są przejścia od łupków łyszczykowych formacji strońskiej do granitoidów. Ponadto autorka ta zwróciła uwagę, iż skały osłony, głównie amfibolity, przecinane są licznymi leukokratycznymi żyłkami, pozbawionymi w swym składzie skalenia potasowego.

Gierwielaniec (1965) choć wspomina o występowaniu zgranityzowanych wkładek w łupkach łyszczykowych, nie zajmuje żadnego stanowiska co do charakteru kontaktów masywu i osłony.

Owa rozbieżność opinii zainteresowała autora niniejszego artykułu i skłoniła do zajęcia się tym kontrowersyjnym problemem. Przede wszystkim okazało się, że mimo pewnych podobieństw w przestrzennej orientacji, powierzchnie foliacji granitoidów są zasadniczo niezgodne z powierzchniami głównej foliacji (S_2 — Żelaźniewicz 1976) skał osłony, tak co do zapadu jak i biegu (fig. 9).

Dokładne prześledzenie granicy masyw — osłona jest utrudnione brakiem odpowiednich odkrywek w części północnej i mozaikowatym charakterem środkowej części masywu, gdzie granitoidy i skały metamorficzne tworzą dość zawiły obraz intersekcyjny (fig. 1; rejon Gołaczów—Kocioł). Nierzadko trudno jest określić, czy mamy do czynienia z fragmentem skał osłony w granitoidach, czy może z apofizą przecinającą osłonę. Okazało się jednak, że podkreślany przez wszystkich brak termicznych kontaktów i typowych kontaktowych minerałów wcale nie oznacza, iż granitoidy kudowsko-oleśnickie pozbawione są swoistej aureoli kontaktowych zjawisk. Mimo nikłej nierzadko czytelności tych zjawisk, zawsze można określić szerokość owej aureoli. Jest ona zmienna i waha się od kilkunastu centymetrów do nawet kilkudziesięciu metrów. Trzeba tu jednak rozróżnić dwa wypadki. Pierwszy — gdy duża masa skał plutonicznych graniczy ze skałami osłony wzdłuż jednej tylko powierzchni i drugi — gdy strefę kontaktu obu domen tworzy kilka czy kilkanaście wzajemnie się przeławicających warstewek granitoidów i łupków łyszczykowych (o miąższości nie przekraczającej kilkunastu centymetrów).

W pierwszym wypadku, poza pojawiającym się miejscami fengitem, ksenomorficznym międzyziarnowym mikroklinem i drobnym myrmekitem oraz znaczną serycytyzacją plagioklazów, brak łupkom łyszczykowym innych przejawów wpływu granitoidów. Takie nowotwory mineralne w skałach osłony notuje się co najwyżej w odległości kilkudziesięciu centymetrów od skał plutonicznych. Należy podkreślić, że struktura (fabric) skał osłony i stosunki między ich głównymi minerałami są w opisywanych wypadkach zasadniczo takie same jak w odległych od masywu skałach formacji strońskiej (Żelaźniewicz 1976).

W drugim wypadku wpływ tych skał na łupki jest znacznie wyraźniejszy. Często polega na segregacji składników skały[2] porządkującej w pewien sposób ułożenie minerałów łupku łyszczykowego. Zjawisko to polega na zacieraniu się pierwotnych kwarcowo-plagioklazowych i łyszczykowo-kwarcowych lamin przeciętnego łupku. Z laminek obu rodzajów znika bowiem kwarc, wykazujący wyraźną tendencję do tworzenia swoich własnych lamin. Zmusza to plagioklazy i łyszczyki do skupienia się we wspólne laminki, cechujące się znaczną koncentracją obu minerałów (pl. VI, *7—9*). Ogólny skład skały pozostaje zasadniczo niezmieniony. Niekiedy pojawia się pojedynczy międzyziarnowy mikroklin lub myrmekit. Silnie serycytyzowane i korodowane kwarcem plagioklazy są bezładnie przerastane drobniutkimi blaszkami biotytu i muskowitu (w części pochodzącego z rekrystalizacji owego serycytu), również korodującymi swego gospodarza. W wielu ziarnach plagioklazu pojawiają się malutkie nieregularne plamki antypertytowe, niektóre plagioklazy zyskują subautomorficzne zarysy. Jest to zjawisko niespotykane w zwykłych łupkach łyszczykowych formacji strońskiej. Oprócz blaszek biotytu rosnących równolegle do foliacji skały — tak charakterystycznych dla łupków strońskich — pojawiają się liczne blaszki ułożone bezładnie. Brak optycznych różnic między nimi nie pozwala na określenie, czy są to dwie generacje biotytu, czy też mamy tu do czynienia z ciąg-

[2] W swym końcowym efekcie proces ten jest zbliżony do metamorficznej dyferencjacji, której jednakże nie można wiązać z przeobrażeniami kontaktowymi. Niemniej jednak opisywany tu rozwój nowej jakościowo laminacji w zmienianych kontaktowo łupkach łyszczykowych mógł być zarówno predystynowany ich pierwotnym składem i teksturą, jak i, w niektórych wypadkach, spowodowany metamorficzną dyferencjacją, wywołaną mechanicznie przemieszczeniami równoległymi do powierzchni foliacji tych skał, ulegających równocześnie rekrystalizacji pod wpływem intrudujących mas plutonicznych.

łym wzrostem tej samej ciemnej miki, ale w zmieniających się warunkach. Niższy, w porównaniu do typowych łupków łyszczykowych, stopień kierunkowej orientacji minerałów opisywanych skał oraz stosunki między tymi minerałami świadczą o ich częściowej rekrystalizacji pod wpływem intruzji. Rekrystalizacja owa odbywała się w warunkach statycznych, gdyż mimo wszystkich przeobrażeń nadal łatwo można odtworzyć wcześniejsze tektoniczne zafałdowania tych skał i ich tektoniczne struktury. Przeobrażone już skały często są pocięte cienkimi żyłkami skalenia potasowego.

W innych wypadkach nie widać przejawów segregacji składników skały, choć przejawy silnej korozji plagioklazu i biotytu przez kwarc oraz rekrystalizacja minerałów łupków łyszczykowych nie ulegają wątpliwości. Obserwuje się wtedy strefy, w których brązowy biotyt układa się zupełnie bezładnie i gęsto przerasta plagioklazy. W innych strefach ciemna mika leży równolegle do powierzchni foliacji, często zastępując plagioklaz — głównie od brzegów poprzecznych do owej foliacji. Duże zielone biotyty, niezgodne z foliacją i zdeformowane wskutek przemieszczeń wzdłuż niej zachodzących, są niewątpliwie nowotworami mineralnymi. O nasileniu ruchu równoległego do powierzchni foliacji, zachodzącego po rekrystalizacji lub równocześnie z nią, świadczą wyraźne linijne koncentracje drobniutkiej miki, kwarcu i minerałów tlenkowych.

Czasem daje się zauważyć, że granica między warstewkami łupku łyszczykowego i granitoidu jest nieostra, lokalnie zgodna z foliacją łupku, miejscami ją przecinająca. W takich wypadkach, w przeciwieństwie do opisanych powyżej, pierwotnie łupkowa skała jest znacznie wzbogacona w skalenie. Ziarna plagioklazów mają bardzo różne rozmiary (od 0,2 do 2 mm). Część z nich ma subautomorficzne zarysy, pozbawiona jest zupełnie wrostków i dzięki temu bardzo podobna do plagioklazu granitoidów. Zarysy innych ziarn plagioklazu są bardzo postrzępione, a ziarna te mają mnóstwo wrostków muskowitu, znacznie przeważających ilościowo nad wrostkami biotytu. W wielu plagioklazach dostrzega się antypertytowe plamki. Myrmekity spotyka się w brzeżnych partiach plagioklazów albo między innymi ziarnami skały. Bezładnie ułożone blaszki brązowego biotytu często są korodowane przez plagioklaz. Wszystkie te minerały „oblane" są młodszym od nich ksenomorficznym, bezpertytowym mikroklinem. Ilość takiego mikroklinowego „spoiwa" dochodzi do 40% objętości skały. W wypadkach podobnych opisanej granityzacji uderzają cztery cechy: ogromna ilość bezpertytowego mikroklinu, znacznie zmniejszona ilość kwarcu, brak objawów tak znamiennej dla granitoidów kataklazy i całkowicie bezładna tekstura. Jest ona znacznie bardziej bezładna niż ta, którą obserwuje się w najsłabiej nawet ukierunkowanych partiach granitoidów.

Nierzadko spotyka się miejsca, gdzie granitoidy palczasto wnikają w skały osłony lub też przecinają łupki łyszczykowe niezgodne do ich foliacji. Przykontaktowe partie granitoidu wykazują wtedy ukierunkowanie równoległe do granicy obu skał, często podkreślone kwarcowymi żyłkami po obu stronach zarysowanej ostrą linią granicy (pl. IX, *7*, *8*). Granitoid granicznej strefy wykazuje wyraźną porfirowatą strukturę (pl. IX, *9*). Łupek łyszczykowy w sąsiedztwie kontaktu może być znacznie wzbogacony w biotyt, którego blaszki, przynajmniej w połowie, leżą zgodnie z foliacją skały, a pozostała część jest bezładna. Wśród plagioklazów wyjściowego łupka obserwuje się podobne „granitoidowym" duże, pozbawione wrostków ziarna oraz ziarna znacznie od nich drobniejsze („łupkowe"), bogate we wrostki i antypertyt. Ponadto liczne są duże, silnie zmozaikowane ziarna kwarcu oraz myrmekit i bezpertytowy mikroklin obrastający wszystkie wymienione minerały. Niektóre partie cienkich warstewek łupka łyszczykowego mogły, pod wpływem skał intrudujących, zostać tak dalece zgranityzowane, że tylko duża ilość blaszek biotytu zgodna z foliacją niezupełnie przeobrażonych łupków pozwala domyślać się pierwotnej natury skały.

Takie zgranityzowane partie stanowią także fragmenty obserwowanych niekiedy niewielkich intruzywnych brekcji.

Przykontaktowe przeobrażenia skał amfibolitowych są o wiele mniej wyraźne. Jest to zrozumiałe, zważywszy odporny na granityzację charakter tych skał oraz większą niż w łupkach łyszczykowych zwartość powierzchni foliacji, utrudniającą penetrację napływowej materii. Wśród amfibolitów spotyka się ławy granitoidów o bardzo ostrych granicach oraz jasne leukokratyczne skały, opisywane przez Borkowską (1959) jako „granitowe" wtrącenia. Wpływowi granitoidów można przypuszczalnie przypisać pojawienie się w amfibolitach koncentracji plagioklazowo-epidotowych, jak i nieznaczną biotytyzację hornblendy. Podobnie jak łupki łyszczykowe amfibolity stref przykontaktowych bywają przecinane cieniutkimi żyłkami najmłodszego skalenia potasowego.

Opisane powyżej przeobrażenia skał osłony spotyka się najdalej w odległości kilkudziesięciu do stu kilkudziesięciu centymetrów od granitoidów. Ta przeciętna szerokość aureoli zjawisk kontaktowych oraz ich natężenie wzrasta w strefach granicznych złożonych z alternujących ław skał masywu i osłony i zależy wtedy od szerokości takiej strefy. Należy podkreślić, iż nasilenie przykontaktowych procesów oraz przedstawiona powyżej ich jakość są bardzo zmienne od miejsca do miejsca.

W jednym tylko wypadku znaleziono dość nietypową strefę kontaktową (łupki łyszczykowe zamknięte w granitoidach na północnym zboczu koło leśniczówki w Zimnych Wodach), której szerokość wynosi około 200 m. Skały tej strefy nie zawierają żadnego z wymienionych powyżej nowotworów mineralnych. Jednakże musiały się one znajdować pod wpływem czynników metamorfizujących dłużej niż inne skały formacji strońskiej tego regionu. W występujących tu łupkach łyszczykowych obserwuje się rekrystalizację kwarcu i łyszczyków, którą zgodnie z obserwacjami strukturalnymi, należy związać z pometamorficzną fazą F_4 regionalnego następstwa deformacji (Żelaźniewicz 1976). Zjawisko to nigdzie się nie powtarza, gdyż fazie owej zasadniczo nie towarzyszą żadne przeobrażenia mineralne. Można zatem przypuszczać, że obecność granitoidów przedłużyła niejako i wzmocniła efekty regionalnej metamorfozy, co wskazywałoby na czasową bliskość końcowych momentów regionalnej metamorfozy i intruzji (Żelaźniewicz 1976). Spostrzeżenie to mogłoby tłumaczyć nieco większy zakres przeobrażeń minerałów struktury $F_2 + M_2$ w łupkach łyszczykowych strefy Gołaczów—Kocioł w stosunku do łupków łyszczykowych z okolic Dusznik i Zieleńca.

Dość często w skałach osłony, nawet w odległości kilkudziesięciu metrów od masywu, spotyka się pojedyncze żyły granitoidów, nie różniących się niczym od skał trzonu. Niekiedy jednak żyłki takie są bardzo cienkie (ok. 1 cm). Łatwo wtedy można zauważyć ich doskonałą fluidalną i porfirową strukturę (pl. V, *5*). Auto- lub subautomorficzne, wielokrotnie pasowe plagioklazy, które występują pojedynczo lub w typowych dla granitoidów zrostach, owalne lub subautomorficzne kryształy kwarcu (pl. V, *6*) oraz duże blaszki muskowitu i biotytu z licznymi polami pleochroicznymi tworzą fenokryształy tych skał. Blaszki miki ustawione w poprzek lub skośnie do fluidalnej tekstury są wyraźnie zdeformowane. Bardzo drobnoziarniste tło skały budują te same minerały, które spotyka się w fenokryształach. Owe fenokryształy musiały niewątpliwie płynąć w niewykrystalizowanej jeszcze fazie obecnego tła, gwałtownie chłodzonej z powodu nikłej miąższości takich żyłek. Żyłki te odpowiadają składem tonalitom, a więc starszej odmianie granitoidów (tab. 1; fig. 3). Należy podkreślić, że intrudowały one zawsze wzdłuż powierzchni głównej foliacji łupków łyszczykowych (S_2 — Żelaźniewicz 1976). Wskazywałoby to, że starsze granitoidy musiały intrudować po głównej fazie deformacji regionalnych (Żelaźniewicz 1976).

W żyłach grubszych, pozbawionych wyraźnej struktury fluidalnej, obserwuje się w przeciwieństwie do otaczających łupków, skataklazowane ziarna skaleni i zmozaikowane ziarna kwarcu. W żyłach takich spotyka się też nieregularne strzępki łupków łyszczykowych, wzbogaconych w biotyt oraz niewielkie ilości

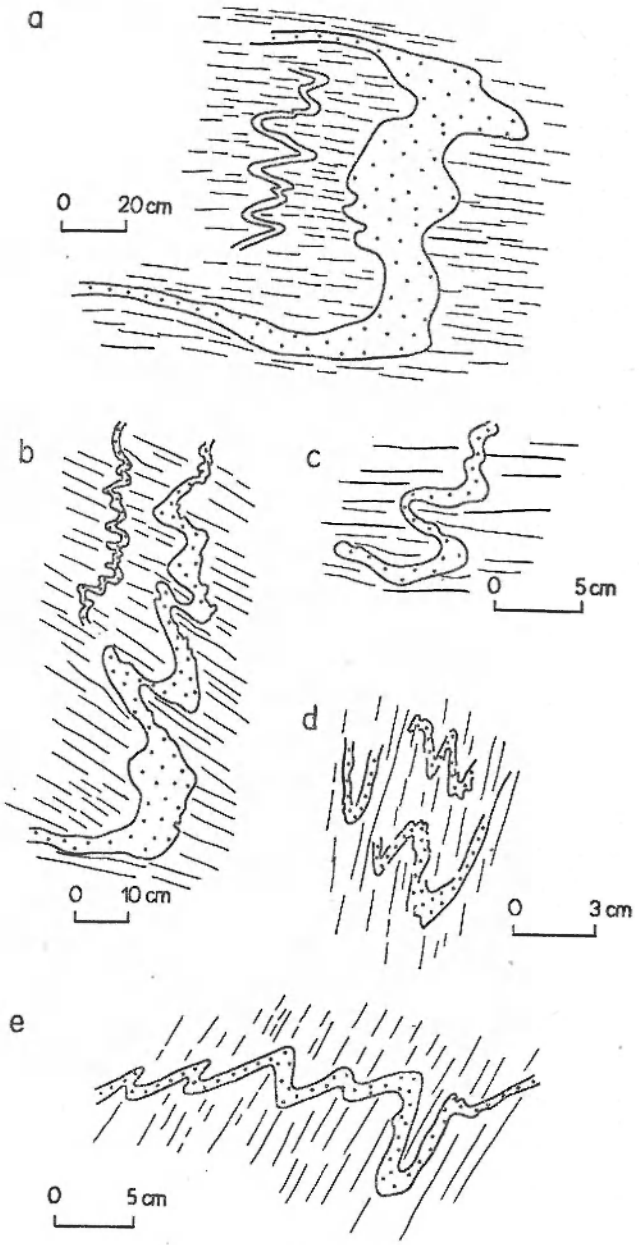


Fig. 5
Przekroje żył o składzie zbliżonym do mikrotonalitów tkwiących w łupkach łyszczykowych

Żyły te zostały sfałdowane w czasie głównej fazy deformacji skał metamorficznych. Powierzchnie osiowe fałdów żył są równoległe do powierzchni powstałej wtedy foliacji łupków
a, *b*, *c* — skałki nad potokiem poniżej Małych Jerzykowic; *d* — skarpa szosy Kudowa—Duszniki, 700 m na E od Lewina; *e* — skałki w lesie ponad szosą Kudowa—Duszniki, 900 m na E od Lewina

Sections through microtonalite-like veins occurring in mica schists

The veins were involved in folds of the main deformational phase affecting metamorphic rocks in the discussed region. Axial planes of the illustrated folds are parallel to the main foliation of mica schists, developing in the very phase
a, *b*, *c* — outcrop at the creek-side below Małe Jerzykowice; *d* — escarp of the Kudowa—Duszniki road, 700 m E of Lewin; *e* — outcrop in the forest above the Kudowa—Duszniki road, 900 m E of Lewin

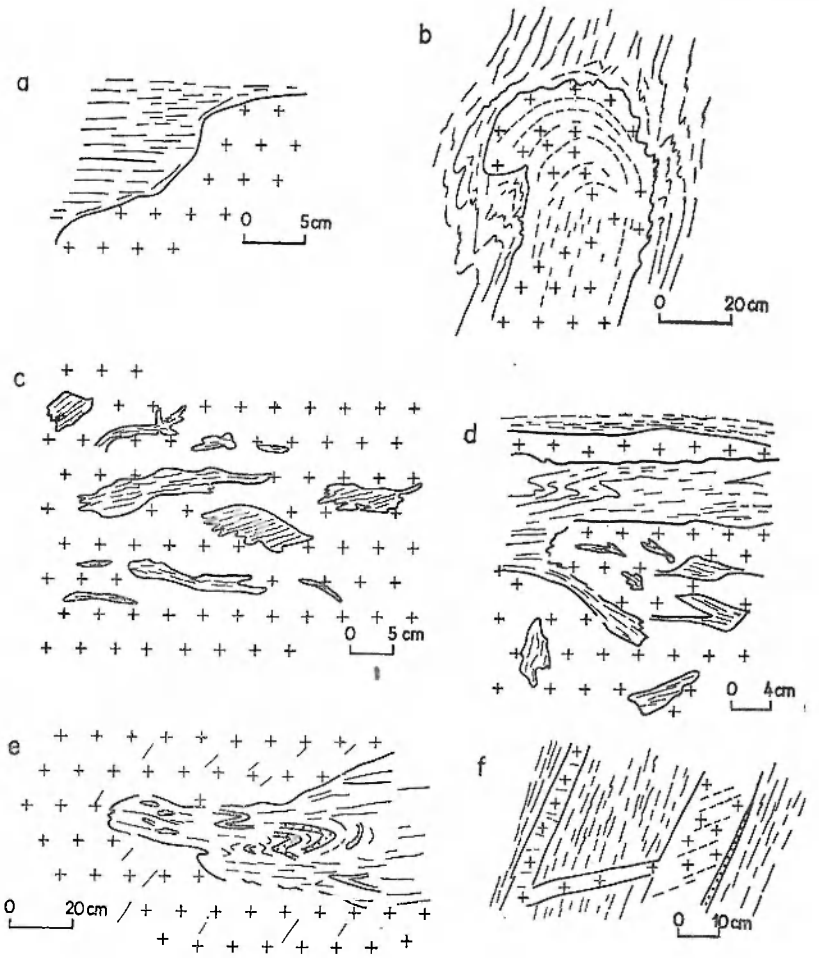


Fig. 6
Przekroje kontaktów granitoidów kudowsko-olešnickich z łupkami osłony

a — granitoid przecinający łupki łyszczykowe niezgodnie z ich foliacją, skałki ponad drogą Lewin–Jawornica, 1 500 m na E od Lasku Miejskiego; *b* — granitoid wnikający w łupki łyszczykowe wzdłuż powierzchni foliacji, ułożenie blaszek biotytu (foliacja) w granitoidzie naśladuje zewnętrzne zarysy intruzywnego ciała: skałki w Dańczowie, 400 m na W od skrzyżowania dróg Darnków–Gołaczów; *c*, *d* — fragmenty skał osłony porwane i przemieszczone przez intrudujące masy: skałki ponad Leśniczówką w Zimnych Wodach; *e* — porwak łupków łyszczykowych, foliacja granitoidu niezgodna z foliacją łupku: skarpa polnej drogi w Żyznowie; *f* — żyły granitoidów intrudujące wzdłuż powierzchni foliacji łupków łyszczykowych, niezgodne powierzchnie foliacji łupków i rozgałęziających się żył granitoidu — wkop na szczycie wzgórza 587,3 m na SE od Lewina

Sections trough contacts of the Kudowa–Olešnice granitoids against mica schists of the Stronie formation

a — granitoid transecting discordantly mica schists: outcrop above the Lewin–Jawornica road, 1 500 m E of Lasek Miejski; *b* — granitoid intruding mica schists along their foliation planes, biotite flakes (foliation) of the granitoid rock arranged conformably with an outline of plutonic body: outcrop in Dańczów, 400 m W of the crossroads Darnków–Gołaczów; *c*, *d* — fragments (xenolithes) of wall rocks translocated within an intruding mass: outcrop above the forester's lodge in Zimne Wody; *e* — mica schist xenolithe, foliation of schist and foliation of granitoid are discordant: escarp of cart-track in Żyznów; *f* — granitoid sills parallel to foliation planes of mica schists discordant foliation of off-setting veins — test-pit on the crest of the hill 587,3 m SE of Lewin

myrmekitu i mikroklinu, przy czym struktura granitoidów, mimo podobnej orientacji ich foliacji, nie wykazuje żadnego związku ze strukturą tych łupków.

Jak już wspomniano w skałach osłony spotyka się żyły o charakterze mikrotonalitów. Żyły owe bywają niezgodne z główną foliacją (S_2) łupków łyszczykowych. Są natomiast ujęte w fałdy (fig. 5), których powierzchnie osiowe są zgodne z tą foliacją, a osie fałdów równoległe do osi głównych fałdów regionu (F_2 — Żelaźniewicz 1976). Żyły te trzeba zatem uznać za starsze od głównej fazy deformacji. Wniosek taki znajduje potwierdzenie w obserwacjach mikroskopowych — otóż struktura tych mikrotonalitów nosi cechy dość wyraźnego uporządkowania. Większość blaszek muskowitu jest równoległa do powierzchni osiowych S_2, równolegle do tych powierzchni spłaszczona jest także duża część ziarn kwarcu. Spękania dużych, subautomorficznych i niekiedy zonalnych plagioklazów zabliźnione są żyłkami skalenia potasowego, ucinającego się na granicy tych ziarn. Powstały one zatem wcześniej, przed kierunkową rekrystalizacją kwarcu i jasnej miki.

Jedną z cech masywu Kudowy—Olešnic jest duża zgodność jego granic z biegiem foliacji skał metamorficznych osłony. Foliacja ta natomiast jest zasadniczo niezgodna z foliacją obserwowaną w granitoidach

masywu (fig. 9). Ogromna większość apofiz odgałęziających się od głównego trzonu ma charakter sillów. Foliacja granitoidów w takich żyłach jest prawie zawsze zgodna z foliacją skał otaczających. Jednakże miejscami większe ciała granitoidów często wnikają w osłonę (fig. 1). W odkrywkach można wtedy zauważyć, że foliacja skał osłony zorientowana jest skośnie do granicy ze skałami plutonicznymi (fig. 6). W brzeżnych partiach masywu obserwuje się różnej wielkości porwaki skał otoczenia, nierzadko bezładnie zorientowane. Foliacja granitoidów w ich sąsiedztwie często odchyla się od przeciętnej orientacji, dostosowując się do zarysów porwaka. Na fig. 6 przedstawiono kilka przykładów stosunków skał granitoidowych i metamorficznych obserwowanych w brzeżnych partiach masywu. Wskazują one na intruzywny charakter masywu.

ENKLAWY OBCYCH SKAŁ WŚRÓD GRANITOIDÓW

Enklawy spotykane w obrębie granitoidów kudowsko-olešnickich można podzielić na dwa rodzaje. Pierwszy z nich obejmuje niewielkie rozmiarami, lecz silnie przeobrażone ksenolity. Drugi tworzony jest przez megaskopowe, widoczne w skali mapy (fig. 1), ciała z licznymi strukturami planarnymi i fałdowymi, które łatwo nawiązać do struktur tektonicznych obserwowanych w osłonie. Skałom tych ciał brak jest wyraźniejszych przejawów rekrystalizacji, które można by przypisać wpływowi granitoidów. Obserwowane niekiedy ciemne szlirowate partie zbudowane są głównie z dużych, dość bezładnie ułożonych blaszek biotytu, który, w przeciwieństwie do biotytów budujących otaczające je granitoidy, ma bardzo mało wrostków minerałów promieniotwórczych. W biotytowym tle rozsiane są ziarna plagioklazu, zawierające wrostki syllimanitu i bardzo gęsto poprzerastane blaszkami biotytu. Owe biotytowe koncentracje mają różnorodne kształty (fig. 7). Część z nich jest wyraźnie wydłużona, inne są nieregularne. Orientacja takich szlirowatych partii w stosunku do powierzchni foliacji otaczających je granitoidów jest zmienna (fig. 7), choć wiele z nich jest spłaszczonych w przybliżeniu równolegle do owej foliacji. Orientacja blaszek biotytu wewnątrz koncentracji również pozbawiona jest jednoznacznego uporządkowania. Bardzo często ciemna mika zgodna jest generalnie z foliacją granitoidowej osłony, niezależnie od kształtu takiej koncentracji. W innych wypadkach blaszki biotytu ułożone są stromiej od foliacji granitoidów. Bywają one także ułożone zgodnie z foliacją granitoidów w centralnych partiach szlirowatych ciał, natomiast w partiach brzeżnych są zgodne z ich zewnętrznym zarysem. Nierzadko powierzchnie foliacji granitoidów zmieniają nieco swą orientację w sąsiedztwie takich biotytowych koncentracji. Gdy w czarnym, biotytowym tle pojawiają się drobne, jakby rozpłynięte fragmenty granitoidów, wtedy owe koncentracje nabierają wyraźnie szlirowatego wyglądu, podkreślonego znacznym wydłużeniem i spłaszczeniem równoległym do powierzchni foliacji skał plutonicznych.

W centralnej partii masywu, w okolicach Jakubowic i Darnkowa spotyka się enklawy skał o wyglądzie hornfelsów. Największe z nich, wielkości

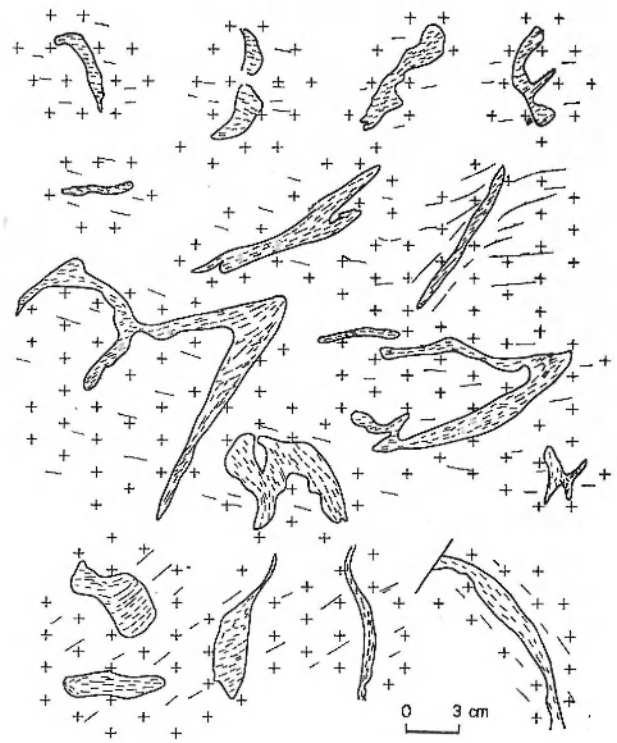


Fig. 7

Różnorodność kształtów (przekroje) szlirowatych skupień biotytu spotykanych wśród granitoidów występujących na SE od Jakubowic

Orientacja blaszek biotytu wewnątrz tych skupień nie nawiązuje ani do ich zewnętrznych zarysów ani do ułożenia powierzchni foliacji (kreski między krzyżykami) otaczających granitoidów

Various shapes (sections) of schlieren-like biotite concentrations encountered in granitoids outcropping SE of Jakubowice

Internal orientation of biotite flakes independent of outlines of the concentrations and of foliation (planar structures) of the granitoid surroundings (short lines among crosses)

kilkudziesięciu metrów, znaleziono na SE od Jakubowic. Hornfelsy te zbudowane są z zupełnie bezładnie ułożonych ziarn plagioklazu, skalenia potasowego, hornblendy, biotytu, kwarcu i syllimanitu (pl. VII, *1—6*).

Spotykane w granitoidach okolic Czarnej Kopy i Kruczej Kopy, drobne (do 20 cm) klinowate lub soczewkowate ksenolity, ułożone w przybliżeniu równolegle lub pod kątami nie przekraczającymi 25°

do foliacji granitoidów, są pod mikroskopem bardzo podobne do wspomnianych powyżej hornfelsów. Różnią się od nich brakiem amfibolu i przerośniętych „pismowo" kwarcem plagioklazów, obecnością epidotu z wyraźną kataklazą oraz bardzo silną serycytyzacją i kaolinityzacją (pl. VII, *9*) plagioklazu — do powstania pseudomorfoz włącznie.

Pochłaniane przez granitoid fragmenty łupku łyszczykowego lub amfibolowego spotkać można w Dańczowie, powyżej stacji uzdatniania wody, przy drodze z Gołaczowa do Żyznowa, czy też na W od Jakubowic, w leśnej drodze prowadzącej do Błędnych Skał. Różny stopień przeobrażenia tych fragmentów pozwala niekiedy na odtworzenie kolejnych stadiów tego procesu. W strukturze zwykłego łupku łyszczykowego (pl. VI, *1*), między dwoma równoległymi zluźnieniami foliacji, pojawia się smuga ksenomorficznego mikroklinu (pl. VI, *2*), w którym wrostki tworzą plagioklazy i biotyt. Orientacja tych wrostków może być albo bezładna (pl. VI, *3*), albo zachowująca pierwotne ukierunkowanie (pl. VI, *2*). W sąsiedztwie takiego mikroklinowego nowotworu rozwijają się nowe warstewki zbudowane głównie — lub wyłącznie — z kwarcu (pl. VI, *4—6*) pochodzącego, jak się zdaje, z innych partii przeobrażonej skały. Prowadzi to do rozwoju znacznych koncentracji zupełnie już bezładnie ułożonych plagioklazów, między którymi tkwią drobne łyszczyki wyjściowej skały (pl. VI, *7—9*). Jednocześnie pojawiają się duże nieuporządkowane blaszki biotytu (bez wrostków minerałów promieniotwórczych). Wynikiem tego procesu jest skała złożona ze „skupień" plagioklazu oraz mikroklinu, kwarcu i biotytu. Rekrystalizacja minerałów w obrębie takich skupień prowadzi do powstania skał zbliżonych nieco do granitoidów. Skały te w bardzo małym jednak stopniu przypominają granitoidy kudowsko-oleśnickie.

Opisany sposób przeobrażeń jest podobny do przeobrażeń łupków łyszczykowych, tworzących w strefie granicznej masyw — osłona, pokłady alternujące z pokładami granitoidów. Charakterystyczne jest pojawienie się dużych ilości bezpertytowego mikroklinu, obrastającego inne minerały skały, znaczne zubożenie w kwarc, mimo wyraźnej tendencji do koncentrowania się tego minerału w osobne laminy, oraz brak — w porównaniu z granitoidami — śladów kataklazy. Wspomniane zjawiska stanowią najsilniejszy przejaw granityzacji. Wniosek Borkowskiej (1959) o dwuetapowej feldszpatyzacji przyległych do masywu łupków łyszczykowych formacji strońskiej wydaje się być nieco za daleko idący. Tym bardziej że owe łupki powstały z przeobrażenia osadowych skał o charakterze subskaleniowego lub skaleniowego szarogłazu — a więc od początku były dość zasobne w plagioklaz (Żelaźniewicz 1976).

Dla porównania zmian składu mineralnego skał (pierwotnych łupków łyszczykowych) ze stref przykontaktowych i skał z enklaw wykonano kilka analiz mikrometrycznych. Wyniki ich przedstawia tab. 3.

Tabela 3

Analizy planimetryczne łupków łyszczykowych z osłony (1—3) i enklaw (4—6)

Planimetric analyses of mica schists of country rocks (1—3) and enclaves (4—6)

	1	2	3	4	5	6
kwarc	50,1	50,1	39,9	44,1	24,9	24,9
skaleń potasowy	0,2	1,0	1,3	2,3	17,6	34,5
myrmekit	—	—	0,6	2,8	—	1,6
plagioklaz	17,4	30,6	19,9	26,5	24,5	14,9
biotyt	29,1	10,3	29,6	10,8	29,2	21,5
muskowit	3,0	11,4	8,7	12,7	3,0	1,1
min. tlenkowe	—	—	—	—	—	0,4
apatyt	0,9	—	—	0,7	0,9	1,1
cyrkon	0,1	—	—	0,1	—	0,1
turmalin	0,5	—	—	—	—	—

1 — kamieniołom przy szosie Kudowa—Duszniki, 400 m na E od Lewina; 2, 3 — skałki nad potokiem poniżej Małych Jerzykowic; 4 — południowe zbocze ponad drogą do Zimnych Wód, 800 m na E od Lasku Miejskiego; 5 — skarpa szosy w Dańczowie, 200 m na W od skrzyżowania dróg Darnków—Gołaczów; 6 — skarpa polnej drogi w Żyznowie

1 — quarry at the Kudowa—Duszniki road, 400 m E of Lewin; 2, 3 — outcrop at the creek-side below Małe Jerzykowice; 4 — southern slope 800 m E of Lasek Miejski; 5 — road escarp in Dańczów, 200 m W of the crossroads Darnków—Gołaczów; 6 — cart-track escarp in Żyznów

W środkowej, wąskiej części masywu Kudowy—Olešnic znajdują się duże fragmenty osłony (fig. 1). Fragmenty te zbudowane są głównie z łupków amfibolowych (igiełkowy, niekiedy biotytyzowany amfibol, kwarc, rzadziej plagioklaz i epidot), rzadziej z łupków łyszczykowych i amfibolitów gruboziarnistych. Wspomniane skały noszą co najwyżej lekkie ślady kontaktowych przeobrażeń w brzeżnych partiach takich fragmentów. Natomiast doskonale widoczne są w nich struktury tektoniczne. Przede wszystkim zwrócono uwagę na formy fałdowe. Okazało się w większości wypadków, że są one doskonale porównywalne ze strukturami fałdowymi rozpoznanymi w osłonie (Żelaźniewicz 1976; Żelaźniewicz 1977). Dotyczy to zarówno fałdów głównej fazy deformacji F_2[3], jak i fałdów faz F_4[4] oraz F_5 i F_6[5]. Najcenniejsze

[3] Kamieniołom 400 m na E od Lewina, wystąpienia amfibolitów na zachodnich zboczach Wzgórz Darnkowskich i 300 m na SE od skrzyżowania dróg Pstrążna—Błędne Skały.

[4] Wystąpienia amfibolitów przy przepuście strumyka na wschodnim krańcu Lewina oraz w lesie poniżej Małych Jerzykowic.

[5] Wystąpienia amfibolitów i łupków amfibolowych na zboczach Kruczej Kopy, Wzgórz Darnkowskich, na południowym zboczu wzgórza 558 m na N od Lewina, na S od wideł dróg Darnków—Kociołek i koło leśniczówki w Darnkowie oraz na SE od wideł dróg Pstrążna—Błędne Skały.

są obserwacje fałdów F_5 i F_6. Ilościowo znacznie przeważają sprzężone, komplementarne fałdy załomowe fazy F_5 — podobnie jak i w osłonie (Żelaźniewicz 1977). Fałdy te biegną w kierunku NE—SW nachylając się zazwyczaj ku SW. Ich powierzchnie osiowe równoległe są do sprzężonych spękań zapadających pod średnimi kątami ku NW i SE. Fałdki F_6 należą głównie do zespołu stojących otwartych fałdów koncentrycznych o stromych powierzchniach osiowych biegnących NW—SE (Żelaźniewicz 1977). Obecność fałdów załomowych w otoczonych granitoidami fragmentach skał metamorficznych, o osiach i powierzchniach osiowych równoległych do takich samych elementów strukturalnych fałdów w osłonie, świadczy, że fragmenty te nie zostały zasadniczo przemieszczone przez intrudujące masy. Brak wyraźnych objawów rekrystalizacji wewnętrznej struktury (fabric) skał owych fragmentów, w połączeniu z powyższym wnioskiem sugerują, iż mamy tu do czynienia nie z porwakami skał osłony, lecz z fragmentami dachu intruzji. Znamienny jest również fakt, że na południe od Lewina (Lasek Miejski) przewężony masyw jest praktycznie rozdzielony na dwie części (fig. 1). Oczywiście jest to efekt dzisiejszej intersekcji, a owe rozdzielające masyw amfibolity zapewne również stanowią część dachu intruzji.

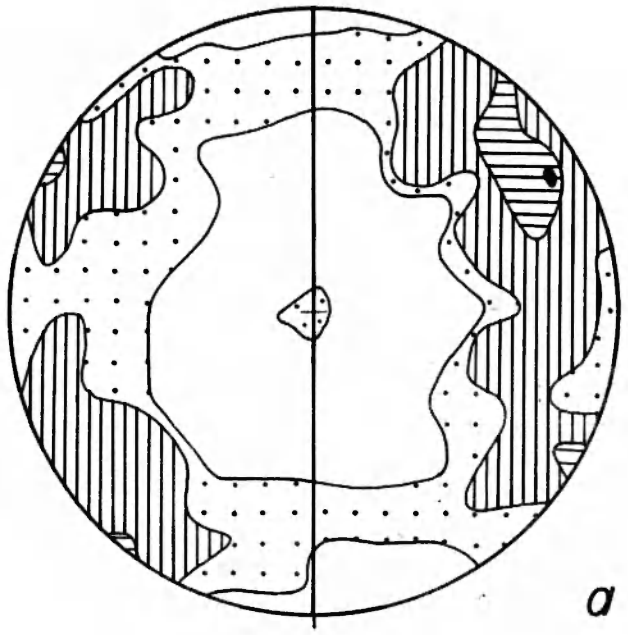
Jak wynika z powyższych uwag fragmenty obcych granitoidom skał, spotykanych w obrębie masywu Kudowy—Olešnic, tworzą dwie grupy. Pierwsza z nich obejmuje szlirowate koncentracje biotytu, drobne enklawy skał typu hornfelsów oraz pochłaniane przez granitoidy (granityzowane) fragmenty ścian lub dachu intruzji — głębiej pogrążonych w plutoniczne skały. Drugą grupę tworzą duże ciała skał metamorficznych, stanowiące praktycznie nieprzeobrażone fragmenty dawnego dachu intruzji.

PROTOKLAZA SKAŁ GRANITOIDOWYCH

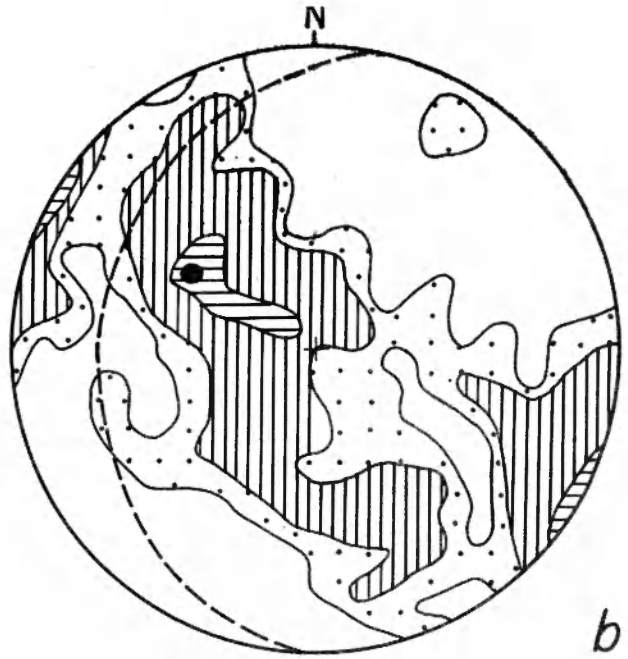
Charakterystyczną cechą granitoidów kudowsko-olešnickich są liczne znamiona deformacji typu kataklazy. Plamiste wygaszenie plagioklazu, mikroklinu czy kwarcu, powyginane i złuskowane płaszczyzny zrostów bliźniaczych skaleni, spękania ziarn i przemieszczenia powstałych wskutek spękań fragmentów stanowią powszechne przejawy owej deformacji (pl. VIII). Mikroskopowe szczelinki zabliźnione są skaleniem potasowym, kwarcem, agregatem skaleniowo-kwarcowym lub serycytowo-kwarcowym, drobnołuseczkowym biotytem, a nawet kalcytem i chlorytem. Obserwacja takich żyłek pozwala na odtworzenie kolejności ich powstawania i, co za tym idzie, pewnej sekwencji wydarzeń w procesie mechanicznego niszczenia granitoidów. Najstarsze są żyłki skalenia potasowego i kwarcu (pl. VIII, *1*, *2*, *4*, *5*, *7*). Młodsze od nich są żyłki agregatu kwarcowo-skaleniowego (pl. VIII, *3*, *6*, *8*, *9*). Ogromna większość pojedynczych ziarn skaleni lub też ich zrostów ma wyraźnie zaokrąglone zarysy (szczególnie dobrze widoczne u plagioklazów tworzących grupy), zaś ich brzegi są drobniuteńko spękane, potrzaskane i zgranulowane (pl. I, *4—6*; VIII, *8*, *9*). Pomiędzy takie ziarna, lub też pomiędzy ich fragmenty, wciska się dość nieregularnie drobnoziarnisty agregat skaleniowo-kwarcowy przetykany drobniutkimi łuseczkami biotytu, które mogą także tworzyć cieniuteńką otoczkę ziarn skaleni lub zmozaikowanych kwarców. Agregat ów nie wykazuje nigdy ani uporządkowania, ani żadnych śladów deformacji. Nie ulega zatem wątpliwości, iż musiał się utworzyć po zaniku deformacji, przejawiającej się wspomnianymi powyżej objawami kataklazy i granulacji minerałów granitoidów. Pamiętając zaś o powszechności kataklazy w skałach masywu i braku śladów takiego procesu w skałach osłony, przykontaktowo zmienianych przez granitoidy, trzeba przyjąć, iż owa deformacja nie mogła być wywołana przyczynami tektonicznymi działającymi na całkowicie zestalone skały plutoniczne. Można przypuścić, że agregat skaleniowo-kwarcowy pochodzi ze skrystalizowanych niewielkich ilości (do 10%) ciekłej fazy, w której znajdowała się ogromna większość wcześniej powstałych fenokryształów skaleni, biotytu i kwarcu, przemieszczających się ku powierzchni ziemi. Krystalizacja agregatu musiała nastąpić po ustaniu owego ruchu, który powodował niszczenie fenokryształów — granulację brzegów, zaokrąglenie lub wydłużenie, pękanie, dyslokowanie i rozdrabnianie. Część kwarcowo-skaleniowego agregatu pochodzi z rekrystalizacji takiej rozdrobnionej masy. Zdają się za tym przemawiać zarówno cechy petrograficzne, jak i skład mineralny agregatu (str. 141). Wydaje się, iż termin protoklaza[6] najwłaściwiej określa scharakteryzowane powyżej deformacje granitoidów kudowsko-olešnickich. Zjawiska protoklastyczne najsilniejsze są w brzeżnych partiach masywu, od Żyznowa po Kocioł, w partiach przylegających do fragmentów dachu intruzji, jak i wszędzie tam, gdzie granitoidy tworzą niezbyt grube ławy wśród skał osłony.

[6] Termin „protoklaza" określa deformację niezupełnie zestalonych skał plutonicznych, zawierających choćby bardzo nikłą ilość fazy ciekłej (Higgins 1971). Należy podkreślić, że termin ten odnosi się do wszystkich skał plutonicznych niezależnie od ich genezy i niezależnie od pochodzenia owej upłynnionej materii.

1

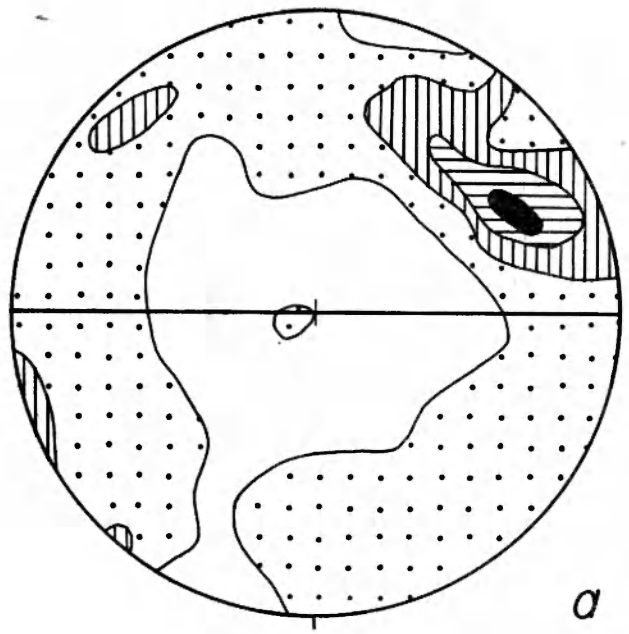


a

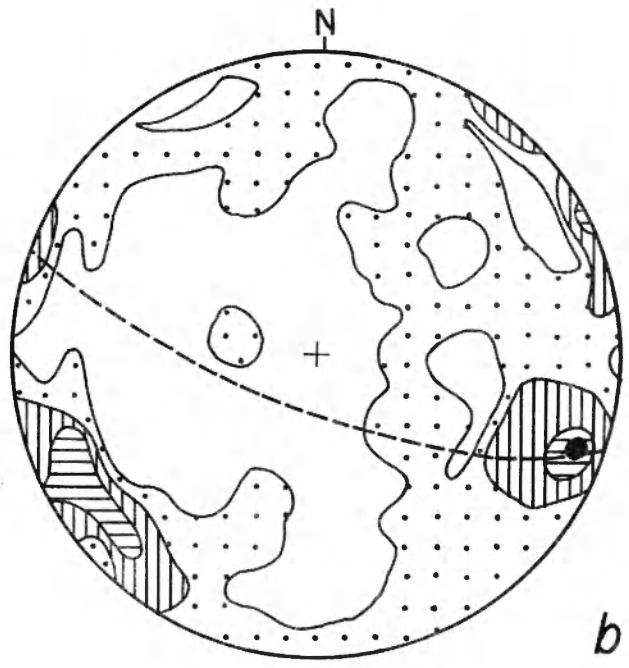


b

2

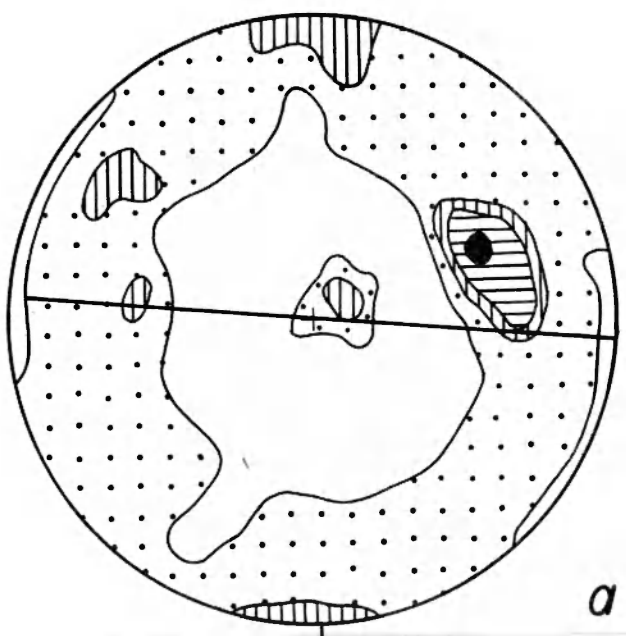


a

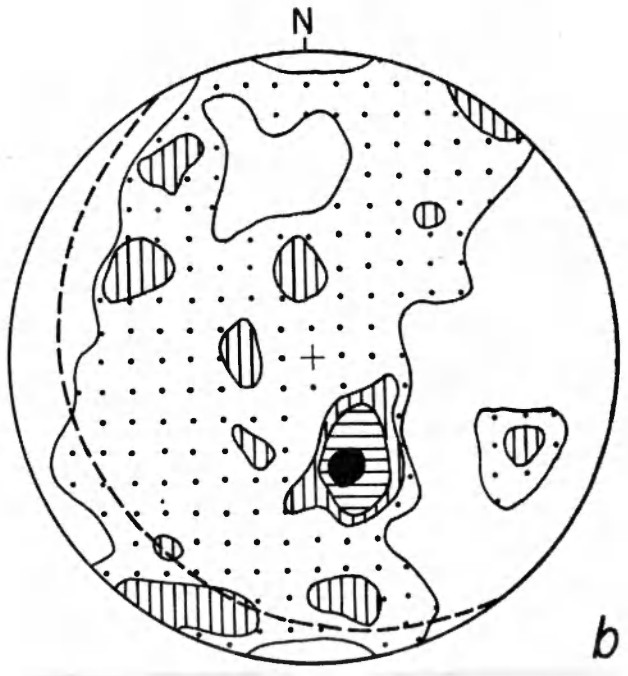


b

3

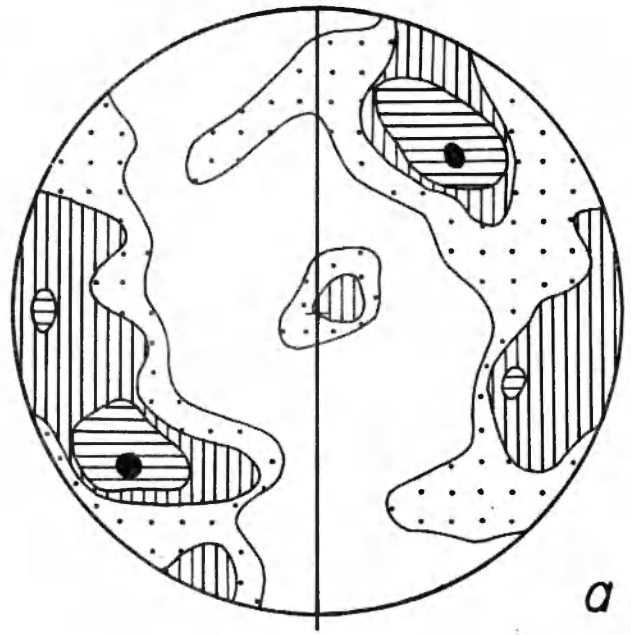


a

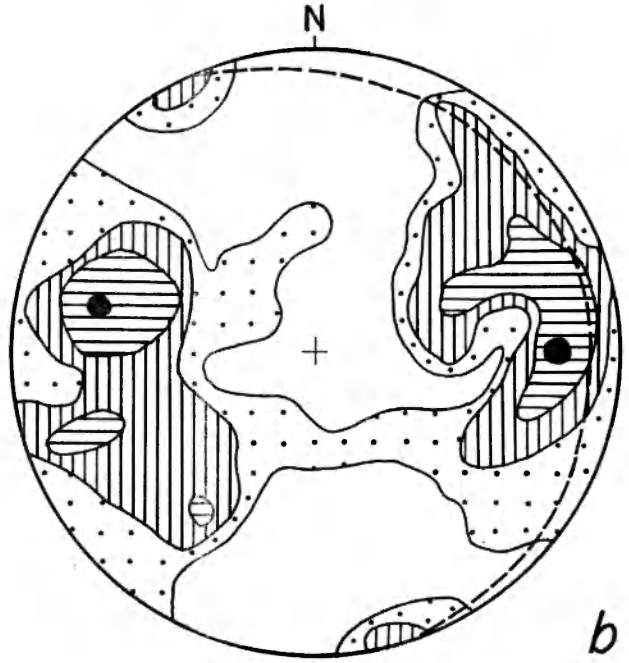


b

4

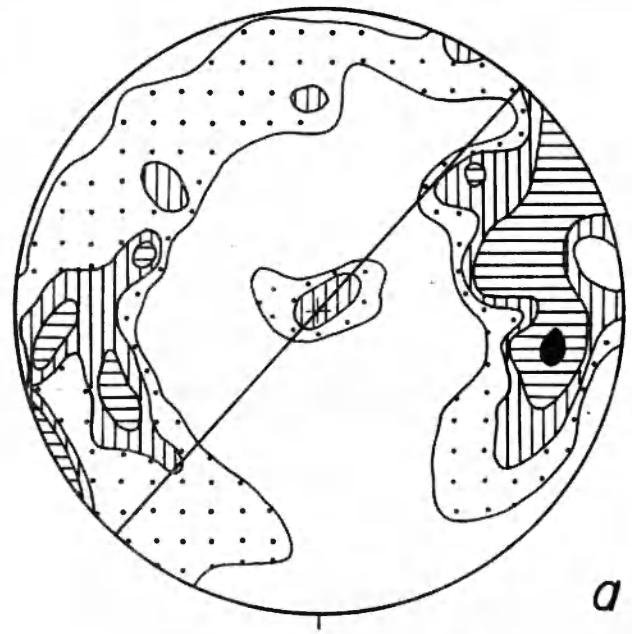


a

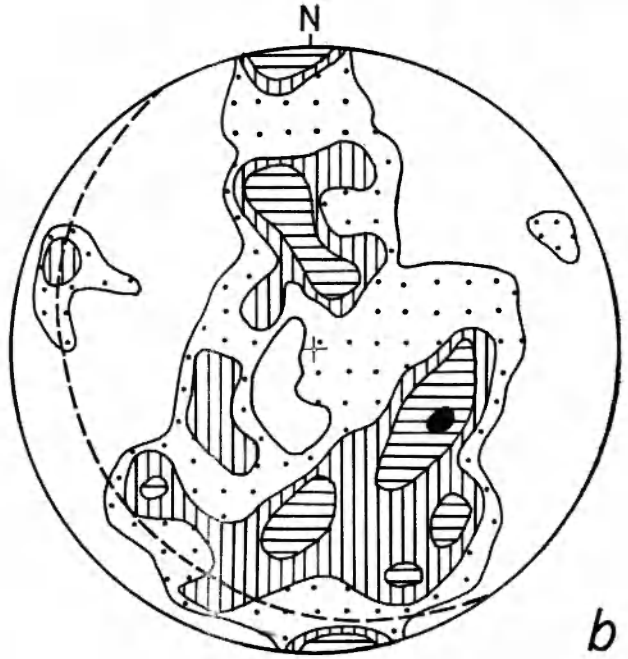


b

5

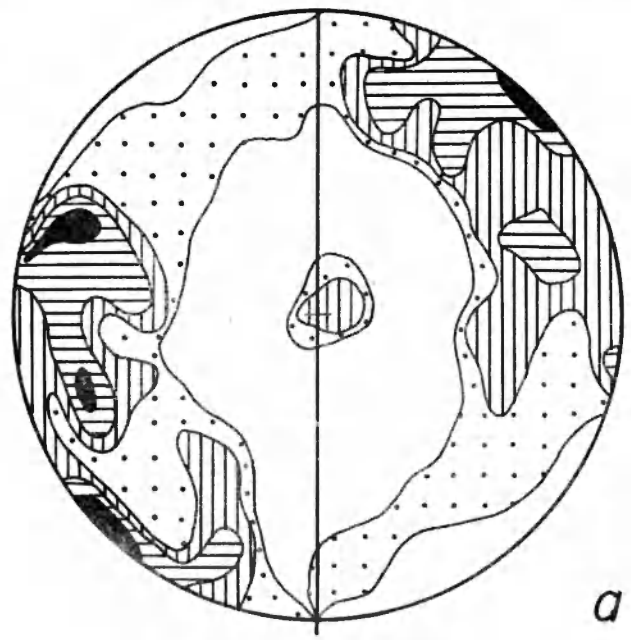


a

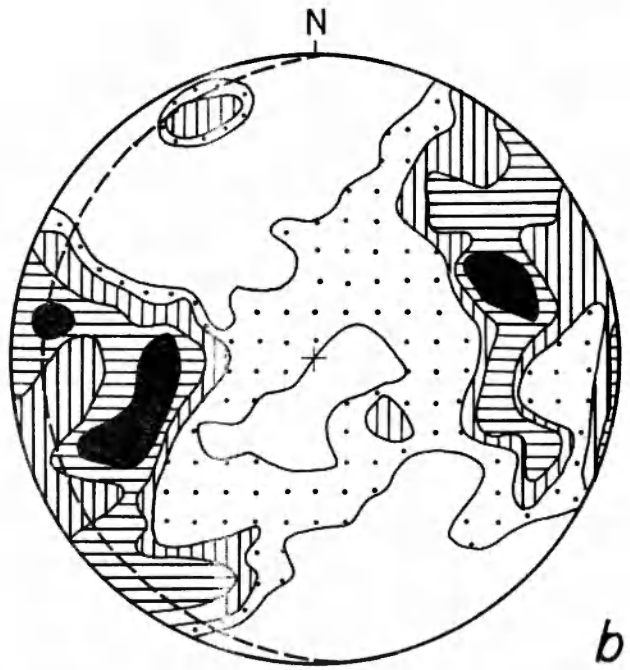


b

6



a



b

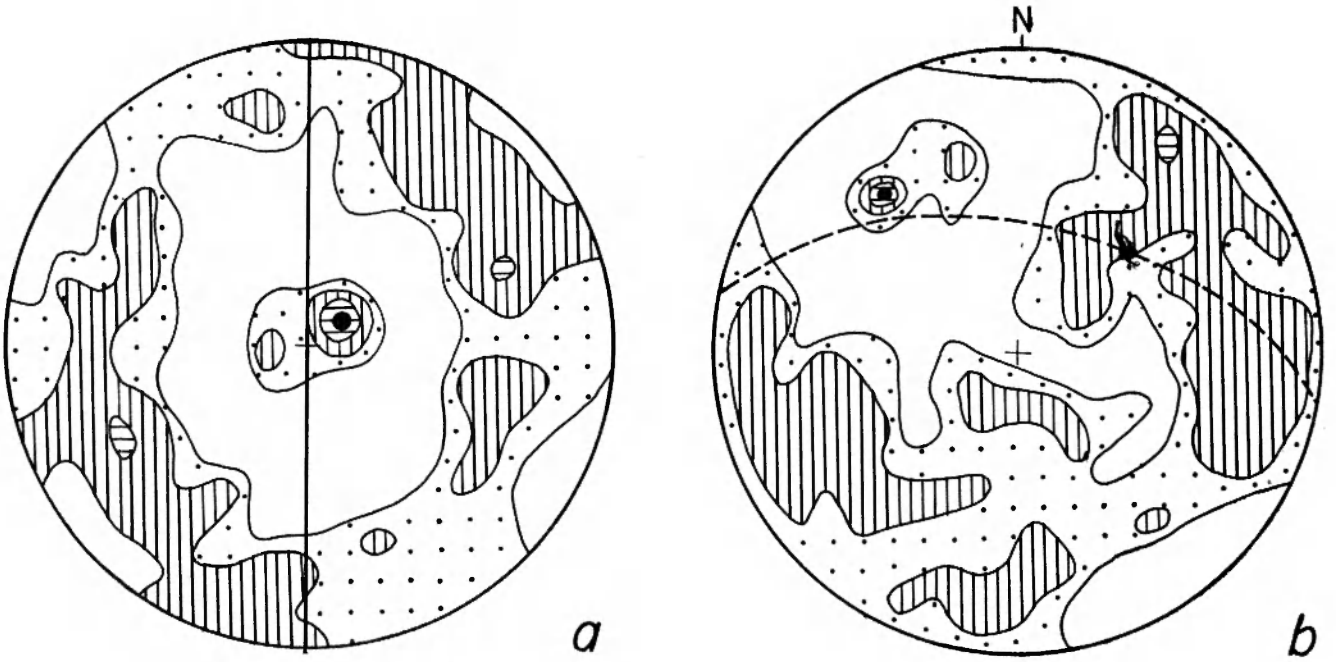


Fig. 8

Diagramy przedstawiające orientację osi optycznych kwarcu granitoidów kudowsko-olesnickich

Diagramy z lewej strony (*1a–7a*) przedstawiają orientację osi optycznych kwarcu w przekrojach prostopadłych do foliacji, diagramy z prawej strony (*1b–7b*) przedstawiają orientację tych samych osi w stosunku do stron świata. Każdy diagram wykonano na podstawie 200 pomiarów przy użyciu dolnej półkuli siatki Schmidta
1a,b — kontury: 8, 5, 2, 0,5%; *2a,b* — kontury: 7, 5, 3, 0,5%; *3a,b* — kontury: 6, 4, 2, 0,5%; *4a,b* — kontury 7, 3, 2, 0,5%; *5a,b* — kontury: 5, 3, 2, 0,5%; *6a, b* — kontury: 4, 3, 2, 0,5%; *7a, b* — kontury: 6, 4, 2, 0,5%

Diagrams illustrating orientation of optic axes of quartz grains of the Kudowa–Olešnice granitoids

Diagrams on the left hand side (*1a–7a*) show orientation of quartz optic axes in sections perpendicular to foliation, diagrams on the right hnad side show orientation of the same axes in relation to geographic directions (*1b–7b*). Each diagram represents 200 measurements; lower hemisphere of Schmidt net
1a, b — contours: 8, 5, 2, 0,5%; *2a, b* — contours: 7, 5, 3, 0,5%; *3a, b* — contours: 6, 4, 2, 0,5%; *4a, b* — contours: 7, 3, 2, 0,5%; *5a, b* — contours: 5, 3, 2, 0,5%; *6a, b* — contours: 4, 3, 2, 0,5%; *7a, b* — contours: 6, 4, 2, 0,5%

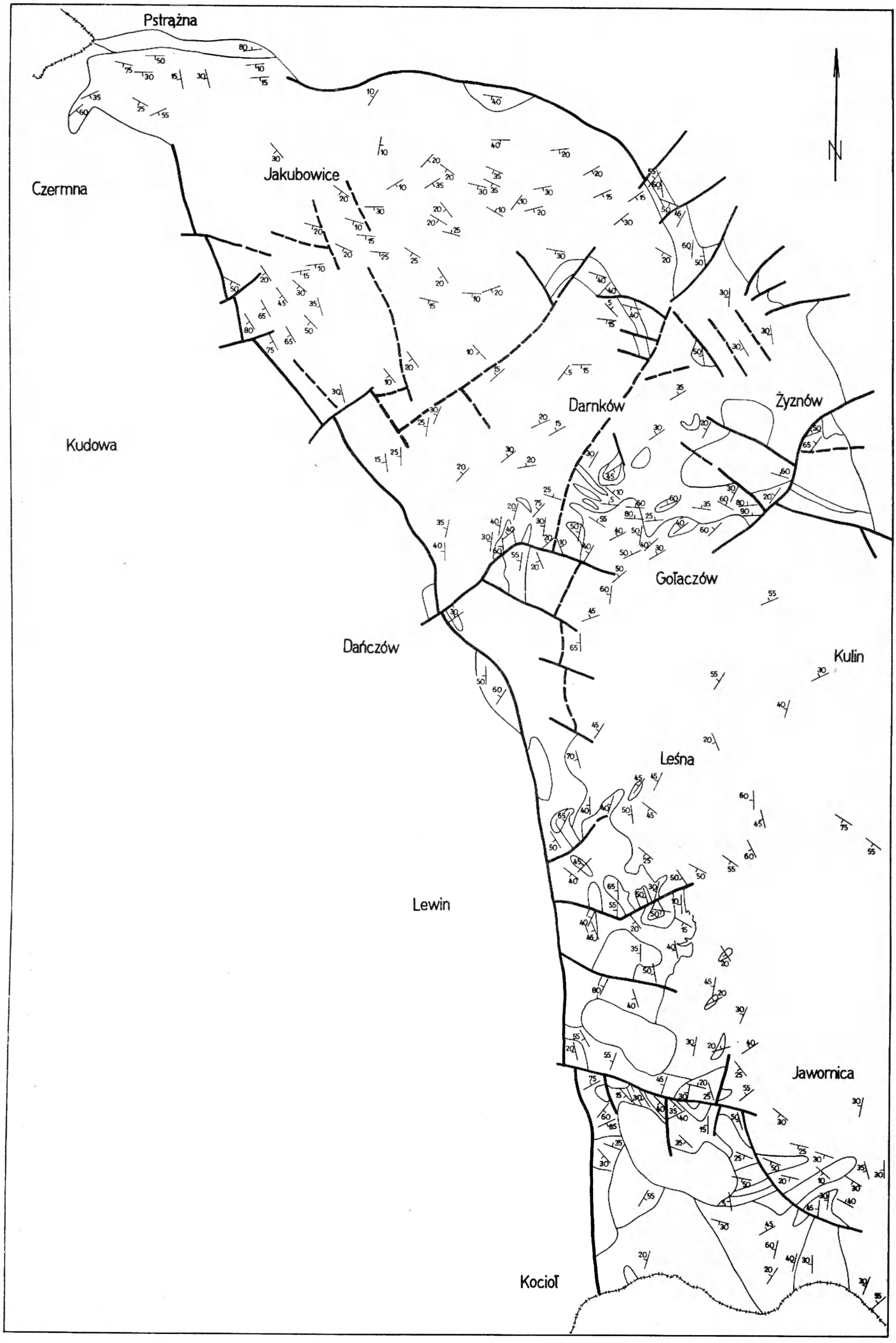


Fig. 9

Szkic tektoniczny przedstawiający orientację powierzchni foliacji w granitoidach kudowsko-olešnickich i w skałach metamorficznej osłony

Testonic sketch showing orientation of planar structures (foliation) in granitoids of the Kudowa–Olesnice massif and of foliation surfaces in metamorphic rocks of the envelope

STRUKTURY KIERUNKOWE W GRANITOIDACH

Jedną z uderzających cech granitoidów kudowsko-olešnickich, już przy powierzchownej obserwacji, jest ich kierunkowość. Zjawisko to jest powszechne w skałach całego masywu. Tylko nieliczne, niewielkie rozmiarami partie pozbawione są wyraźnego ukierunkowania, które mezoskopowo przejawia się jako silne spłaszczenie ziarn kwarcu (pl. IX *1*, *2*, *6*), w płaszczyznach generalnie równoległych i wykazujących dość stałą orientację przestrzenną. Płaszczyzny te stanowią powierzchnie foliacji granitoidów kudowsko-olešnickich, zgodnej zasadniczo z zarysem masywu, a niezgodnej z foliacją skał osłony (fig. 9). W granitoidach wyraźną tendencję do ułożenia zgodnego z foliacją wykazują często blaszki biotytu (pl. IX, *1*, *2*, *4—6*). Taki sposób uporządkowania charakteryzuje nie tylko pojedyncze blaszki tego minerału, ale i wieloosobnikowe skupienia, których bezładna zazwyczaj budowa wewnętrzna kontrastuje z wydłużonymi i zgodnymi z foliacją zarysami zewnętrznymi. Można również zauważyć, że część ziarn skaleni, szczególnie plagioklazów, również dostosowuje swoje ułożenie do powierzchni foliacji. Nie zdołano natomiast dostrzec ani na powierzchniach foliacji, ani w płaszczyznach do niej skośnych, wyraźnych struktur linijnych. Niekiedy, co prawda, tworzy je kwarc lub biotyt, lecz zbyt rzadko i na zbyt małych przestrzeniach, aby można było wyprowadzić statystyczne uogólnienia. Najczęściej owa lineacja bliska jest biegowi powierzchni foliacji granitoidów.

Obserwacje mikroskopowe wskazują, że kierunkowość skał kudowsko-olešnickich należy przypisać wykształceniu i uporządkowaniu trzech składników — kwarcu II oraz części biotytu I i biotytu II (fig. 2). Kwarc II, jak już wspomniano, tworzy duże ziarna, charakteryzujące się mozaikową budową wewnętrzną, falistym zazwyczaj wygaszaniem i spłaszczonymi kształtami zewnętrznymi. Dynamiczne zaangażowanie tych ziarn nie ulega zatem wątpliwości. Zgodnie z przedstawionym powyżej poglądem o protoklastycznej naturze deformacji granitoidów, trzeba przyjąć, iż są to fenokryształy kwarcu zdeformowane w czasie przemieszczania się niezupełnie jeszcze zestalonego plutonu w pobliżu powierzchni ziemi.

Alternatywą tej hipotezy jest opinia, że wewnętrzne deformacje skał granitoidów spowodowane zostały naciskami tektonicznymi po uformowaniu się (konsolidacji) masywu. W takim wypadku należałoby spodziewać się pewnych podobieństw i jednorodności efektów owych deformacji. Dla sprawdzenia tego przypuszczenia postanowiono zbadać orientację osi optycznych kwarcu w kilku próbkach, pochodzących z różnych odmian granitoidów kudowsko-olešnickich (fig. 1, 8).

Brak struktur linijnych uniemożliwił określenie kierunku osi „*b*". Dlatego też płytki cienkie wycięte zostały jedynie prostopadle do foliacji. Uzyskane obrazy statystycznej orientacji osi „*c*" kwarcu nie reprezentują zatem płaszczyzn „*ac*", do których zwyczajowo odnosi się wyniki badań petrotektonicznych. Owa, być może, niemetodyczność, niezależna zresztą od autora, sprawiła, iż nie próbowano porównywać otrzymanych obrazów ułożenia optycznych osi kwarcu z wysoce hipotetycznymi stadiami zestalania się granitoidów (Behr 1967) i wnioskować, bez należytego uzasadnienia, o orientacji równie hipotetycznych naprężeń ścinających czy kompresyjnych (Turner, Weiss 1963). Widoczna na wszystkich diagramach trójskośna symetria orientacji osi „*c*" kwarcu (fig. 8, *1a—7a*), choć zbliżona trochę do rombowej lub jednoskośnej, odzwierciedla najprawdopodobniej podobnie niską symetrię czynników powodujących tę orientację. Owa niska symetria świadczy raczej o skomplikowanym charakterze obserwowanej deformacji kwarcu. Trudno więc ją porównywać z rombową symetrią układu naprężeń ostatniej fazy deformacji (F_6) skał osłony (Żelaźniewicz, w druku). Nie przesądza to jednak możliwości tektonicznego pochodzenia foliacji granitoidów kudowsko-olešnickich.

Dla porównania ułożenia osi optycznych kwarcu, zbadanego w kilku punktach masywu, ujednolicono otrzymane na poszczególnych diagramach obrazy, odnosząc je do współrzędnych geograficznych, używanych powszechnie w geologii (fig. 8, *1b—7b*). Pozwoliło to na bezpośrednie nawiązanie orientacji osi „*c*" kwarcu do obserwacji terenowych (np. położenia powierzchni foliacji). Okazało się, że praktycznie brak jest jakichkolwiek podobieństw w ułożeniu tych osi w siedmiu badanych punktach masywu. Osie optyczne kwarcu w każdej próbce tworzą inaczej zorientowane maksima zarówno w stosunku do stron świata, jak i do obserwowanej foliacji, ilość maksimów jest zmienna, ich kształty i wartości różne, a kontury koncentracji na poszczególnych diagramach są nieporównywalne. Ów zupełny brak uporządkowania i jakichkolwiek stałych zależności zdaje się przemawiać za znaczną niejednorodnością deformacji ziarn kwarcu, a co za tym idzie i granitoidów. Sugestię tę trudno pogodzić z wysoką symetrią naprężeń tych faz deformacji osłony, którym potencjalnie mogły ulec i skały masywu (F_5, F_6 — Żelaźniewicz 1977).

Wyraźne spłaszczenie ziarn kwarcu, szczególnie dobrze widoczne w miejscach gęstszego występowania

fenokryształów skaleni (pl. IV, *6—8*), zależność kształtów tych ziarn od sposobu ułożenia pobliskich fenokryształów, powstanie mozaiki faliście wygaszających sub-indywiduów, graniczących niekiedy ze sobą wzdłuż bardzo nieregularnych postrzępionych linii, wyraźne spłaszczenie takich sub-indywiduów w przewężeniach ziarn macierzystych, rozdzielających blisko siebie położone fenokryształy skaleni świadczą, iż ziarna kwarcu granitoidów kudowskich uległy deformacji plastycznej, połączonej z ich częściową rekrystalizacją. A więc w czasie owej deformacji granitoidy musiały mieć jeszcze na tyle wysoką temperaturę, by możliwa była taka rekrystalizacja. W ościennych łupkach łyszczykowych i fyllitach nie stwierdzono nigdzie śladów rekrystalizacji minerałów, które można by związać z fazami F_5 i F_6. W fazach tych, w skałach osłony, powstawały fałdy załomowe i zakładały się spękania (Żelaźniewicz, w druku). Wynika stąd, że rozważana deformacja granitoidów musiała mieć miejsce jeszcze w czasie zajmowania przez nie ich dzisiejszej pozycji między formacją strońską i formacją Nového Města, a więc musiała się dokonać wtedy, gdy skały plutoniczne znajdowały się w głębszych poziomach intersekcyjnych niż poziom ostatecznie przez intruzję osiągnięty. Wniosek taki potwierdza słuszność poglądu o protoklastycznym charakterze deformacji granitoidów kudowsko-olešnickich. Zebrane w tym rozdziale informacje zdają się zaś wykluczać hipotezę o tektonicznym pochodzeniu foliacji tych granitoidów.

Mimo to orientacja przestrzenna powierzchni owej foliacji jest dość regularna (fig. 9). Jeżeli nie sprawiły tego czynniki tektoniczne, to powstanie foliacji można przypisać jedynie efektom ruchów masowych samych granitoidów. Trzeba więc przyjąć, że foliacja skał masywu Kudowy—Olešnic rozwijała się zasadniczo równocześnie z protoklazą tych skał. Oba procesy były wynikiem znacznych ruchów wewnętrznych w przemieszczającym się ku górze plutonie. Należy zatem oczekiwać, że uporządkowanie tekstury granitoidów, obserwowane dziś jako ich foliacja, było zgodne z kierunkami owych ruchów. Brak wyraźnego uporządkowania fenokryształów skaleni, czy też ciemnych szlirowatych koncentracji biotytu nie pozwala jednak przyjąć, że było to zupełnie laminarne i nieturbulentne płynięcie mieszaniny złożonej z kryształów i niewielkich ilości (do 10%) międzyziarnowego płynu (taki stan kaszy jest charakterystyczny dla granitoidów reomorficznych — Smulikowski 1958). Przypuszczeniu takiemu przeczy również fakt znacznych odchyleń powierzchni spłaszczeń ziarn kwarcu (foliacji) od przeciętnego kierunku na małych przestrzeniach w obrębie jednej odkrywki, jak i nagłe niekiedy zmiany orientacji tych powierzchni w sąsiedztwie enklaw. Za laminarnym ruchem przemieszczających się granitoidów przemawia zawsze obserwowana zgodność powierzchni ich foliacji z nieregularnymi powierzchniami kontaktów masyw—osłona, niezależnie od ułożenia foliacji w skałach ościennych. Można przyjąć, wydaje się, że laminarny ruch granitoidowej „kaszy" ulegał różnego rodzaju zaburzeniom.

Penetratywny charakter foliacji granitoidów spowodowany został częściową rekrystalizacją plastycznie deformowanych ziarn kwarcu (częściowej reorientacji i rekrystalizacji uległy także blaszki biotytu). Odkształcenia tych ziarn spowodowane były ściskaniem ich i sprasowywaniem między fenokryształami skaleni, które — jako mniej podatne — ulegały, w czasie ruchu w warunkach rozważanej protoklazy, jedynie pękaniu i granulacji partii brzeżnych.

Dość stała, w dużych fragmentach masywu, orientacja powierzchni foliacji, równie wyraźne wykształcenie foliacji przy brzegu, jak i w jego centrum oraz generalnie łagodny zapad powierzchni tej foliacji przeczą raczej przypuszczeniu, że masyw Kudowy—Olešnic stanowi płutoniczne ciało ograniczone prawie pionowymi ścianami, z doskonale rozwiniętymi w strefach brzeżnych stromymi strukturami planarnymi, zanikającymi ku centrum. Wymienione cechy zdają się świadczyć natomiast, że przynajmniej główna część intruzji kudowsko-olešnickiej (między Pstrążną a Gołaczowem) ma formę niezbyt grubej żyły wciskającej się bochenkowato między metamorficzne skały formacji strońskiej, stanowiące zarówno podłogę, jak i dach tej intruzji. Przypuszczenie takie dobrze tłumaczy płaskie ułożenie powierzchni foliacji w granitoidach (fig. 9). Plutoniczny materiał zasilający ów „bochenek" doprowadzany był tektoniczną szczeliną wzdłuż granicy formacji strońskiej i formacji Nového Města, a w ostatnich stadiach formowania się masywu (kwaśna odmiana młodsza), stosunkowo wąskim kanałem usytuowanym na południe od Jakubowic. Wskazują na to strome zapady foliacji granitoidów w tym właśnie obszarze (flg. 9), a także ograniczenie tylko do tego rejonu strefy pojawiania się enklaw hornfelsów. Z ułożenia powierzchni foliacji wynika również, że doprowadzana takim kanałem granitoidowym „kasza" rozprzestrzeniała się bocznie, prawie horyzontalnie ku wschodowi, północy i południowi. Świadczy o tym półkoliste, bardzo łagodne nachylenie powierzchni owej foliacji ku przypuszczalnemu kanałowi (fig. 9). Ponieważ dach intruzji nie zmienił zasadniczo swojej pozycji w przestrzeni, można hipotetycznie sądzić, że podłoga intruzji ma łagodnie nieckowatą formę, powstałą z obniżenia metamorficznego podłoża wskutek przemieszczania się ku górze mas plutonicznych. Mogłyby na to wskazywać zestromione nieco zapady skał osłony w pobliżu masywu.

Generalnie wschodni (do NE) kierunek bocznego przemieszczania się intruzji potwierdzony jest statystycznym obrazem ułożenia powierzchni foliacji (fig. 10).

Podana wyżej hipoteza wyjaśnia przypuszczalny rozwój głównej części masywu. Wydaje się, że wąska część środkowa, rozciągająca się między Dańczowem a Kotłem i zbudowana przede wszystkim ze starszej odmiany granitoidów (fig. 1), tworzyła się w nieco odmienny sposób. Wskazuje na to mozaikowy charakter tej części, obecność dużej ilości granitoidowych sillów oraz generalna zgodność foliacji brzeżnych partii takich żył z foliacją skał osłony. Granitoidowa „kasza" intrudowała tu przede wszystkim wzdłuż zluźnień między powierzchniami foliacji skał metamorficznych (fig. 6 *f*). W strukturze tych skał zanotowane

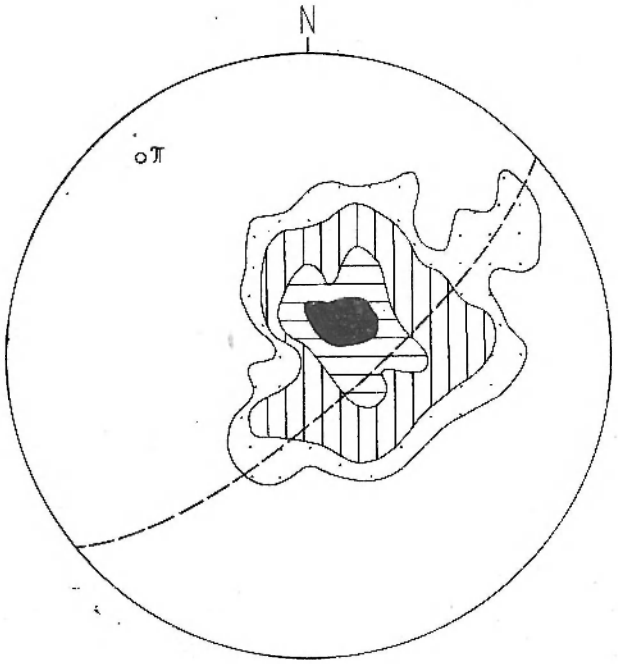


Fig. 10
Diagram przedstawiający orientację powierzchni foliacji granitoidów

Wartości konturów: 12, 6, 2, 1% (dolna półkula siatki Schmidta)

Orientation diagram for the foliation planes in the Kudowa–Olesnice granitoids

Contours: 12, 6, 2, 1% (lower hemisphere of Schmidt net)

zostały liczne ślady znacznych przemieszczeń ślizgowych wzdłuż powierzchni foliacji (Żelaźniewicz 1976). Foliacja granitoidowych fragmentów środkowej części masywu jest bardzo regularna na ich skraju, naśladując powierzchnie kontaktów (fig. 6 *b*) i dość nieregularna, zmienna na kilkudziesięciucentymetrowych przestrzeniach w centralnych partiach takich fragmentów. Pojawienie się nieregularnych ciał kwaśnej odmiany granitoidów wśród granitoidów starszych świadczy, iż obie odmiany wywodziły się z tego samego źródła i doprowadzane były tą samą szczeliną usytuowaną na granicy formacji strońskiej i formacji Nového Mesta. Powstanie nieciągłości zapoczątkowującej ową szczelinę związane było z główną fazą deformacji skał metamorficznych w zachodnim skrzydle kopuły kłodzko-orlickiej (Żelaźniewicz 1976).

Studiując ułożenie powierzchni foliacji granitoidów można łatwo zauważyć, że między Dańczowem, Darnkowem i Żyznowem tworzy ona wyraźny wielkopromienny fałd o osi zanurzającej się ku NW (fig. 9). Fałd ów jest niezależny od generalnie półkolistego nachylenia foliacji ku zasilającemu kanałowi. W skrzydłach tego antyklinalnego fałdu pojawiają się tonality — starsza odmiana granitoidów (fig. 1). Taki sam megaskopowy fałd widoczny jest w ościennych skałach formacji strońskiej, na obszarze między Lewinem, Gołaczowem i Kulinem (fig. 1). Badania strukturalne pozwoliły stwierdzić, że ów fałd w skałach osłony powstał w najmłodszej fazie deformacji — F_6 (Żelaźniewicz, w druku). Biorąc pod uwagę intersekcję granicy masyw—osłona oraz zgodność elementów strukturalnych (orientacja osi, skrzydeł i powierzchni osiowych) fałdu w osłonie i domniemanego fałdu w granitoidach nasuwa się przypuszczenie, że formy fałdowe widoczne w obu domenach skalnych stanowią jeden megaskopowy antyklinalny fałd o stromej powierzchni osiowej biegnącej NW—SE i o przegubie łagodnie zanurzającym się ku NW. Przypuszczenie to, w pewnej mierze, potwierdzone jest pasowym układem biegunów powierzchni foliacji granitoidów, przedstawionych statystycznie na diagramie (fig. 10). Biegun π tego pasa nachyla się ku NW, a więc tak jak oś rozważanego fałdu. Wydaje się zatem, iż można przyjąć, że granitoidowy masyw i jego osłona uległy wspólnemu wielkopromiennemu odkształceniu w czasie najmłodszej fazy deformacji północnej części zachodniego skrzydła kopuły kłodzko-orlickiej. Konsekwencją proponowanego wyjaśnienia obserwowanych relacji strukturalnych jest wniosek, że uformowanie się granitoidowego masywu Kudowy—Olešnic wyprzedziło etap deformacji załomowych (ang. kinking) skał metamorficznych Gór Orlickich (Żelaźniewicz 1977).

ZAKOŃCZENIE

Dwie odmiany granitoidów kudowsko-olešnickich różnią się nie tylko zawartością skalenia alkalicznego i do pewnego stopnia teksturą, ale także i wiekiem. Dotychczasowe oznaczenia bezwzględnego wieku biotytu metodami K/Ar i Rb/Sr dały wyniki rzędu 292—328 mln lat (Przewłocki *et al.* 1962). Biotyt ów pocho-

dził najprawdopodobniej z młodszej odmiany granitoidów. Wiek biotytu wyseparowanego ze starszych granitoidów ustalono metodą K/Ar na 344 mln lat (Domečka, Opletal 1974). Datowania te, mimo różnych zastrzeżeń co do ich znaczenia i wartości, wskazują na związek masywu z orogenezą hercyńską.

Formowanie się masywu Kudowy—Olešnic było dość długo trwającym procesem. Żyłowe skały o charakterze mikrotonalitów, zafałdowane w czasie głównej fazy deformacji (F_2), wyprzedziły post-klinematyczną, w stosunku do tej fazy, intruzję starszej odmiany granitoidów. Tonality i zasadowe granodioryty tej odmiany wnikały, głównie jako różnej grubości (do 500 m) sille, w skały formacji strońskiej wzdłuż zluźnień między powierzchniami głównej foliacji metamorficznej (S_2) tych skał. Materiał plutoniczny dostarczany był z głębi szczeliną rozwiniętą z nieciągłości, powstałej w czasie głównej fazy deformacji, na granicy formacji strońskiej i formacji Nového Města.

Intruzja starszej odmiany granitoidów wyprzedziła fazę (F_4) poprzecznych deformacji skał osłony. Żyły owych granitoidów bywają bowiem ujęte w fałdy tej fazy (Żelaźniewicz 1976). Post-kinematycznie w stosunku do owej fazy (F_4) intrudowały żyły odmiany kwaśniejszej, tworzącej zasadniczy trzon masywu (fig. 1). Materiał plutoniczny doprowadzany był w tym czasie przede wszystkim poprzez dość wąski kanał, usytuowany na południe od Jakubowic, po czym rozprzestrzeniał się bocznie ku północy, wschodowi i południowi. Powstała w ten sposób główna część masywu w formie spłaszczającego się ku brzegom niezbyt grubego bochenka. Drobne masy kwaśniejszych granitoidów iniekowały także skały bardziej zasadowej odmiany. Największe wystąpienie młodszych granitoidów wśród starszych znane jest z okolicy Kotła i Olešnic.

Masyw Kudowy—Olešnic został ostatecznie uformowany i skonsolidowany przed dwoma ostatnimi fazami deformacji skał metamorficznych Gór Orlickich (F_5, F_6). W fazach tych tworzyły się fałdy załomowe i zakładały się spękania (Żelaźniewicz 1977).

Obie odmiany granitoidów intrudowały jako mieszanina fenokryształów i fazy ciekłej, stanowiącej kilka procent objętości owej mieszaniny. Taki stan przemieszczających się mas doprowadził do protoklazy fenokryształów i do powstania foliacji dzięki plastycznej deformacji i częściowej rekrystalizacji ziarn kwarcu oraz biotytu.

Zjawiska dostępne obserwacji autora nie pozwalają mu opowiedzieć się jednoznacznie ani za wysuniętą przez Gierwielańca (1957, 1965) hipotezą o anatektycznym pochodzeniu granitoidów kudowskich, ani za opinią Borkowskiej (1959, 1969) o reomorficznym charakterze tych skał. Mimo to należy podkreślić, że pewne cechy granitoidów kudowsko-olešnickich doskonale odpowiadają podanym przez Smulikowskiego (1958) charakterystycznym cechom granitoidów reomorficznych. Warto tu jednak wspomnieć, że badania geofizyczne prowadzone przez Czechów doprowadziły do wykrycia, pod Górami Bystrzyckimi i Orlickimi Horami, obecności wielkiej masy kwaśnych skał plutonicznych (*fide* Kura, Sawicki 1968). Ponadto wśród skał metamorficznych zachodniego skrzydła kopuły kłodzko-orlickiej tkwi niezgodnie jeszcze osiem innych ciał granitoidowych o, jak dotąd, niekwestionowanym pochodzeniu magmowym (Domečka, Opletal 1974). Wydaje się, że w tym świetle nie ma powodu do wnioskowania o odmiennym charakterze intruzji kudowsko-olešnickiej. Z drugiej strony jednak niskie temperatury krystalizacji skaleni granitoidów kudowskich — przeciętnie 470° (Borkowska 1969), raczej przeczą ich powstaniu w warunkach magmowych.

Powszechność objawów reakcji metasomatycznych w skałach masywu Kudowy—Olešnic nie jest zjawiskiem wyjątkowym, lecz znamiennym dla olbrzymiej większości granitoidów (Williams, Turner, Gilbert 1955; Moorhouse 1959; Turner, Verhoogen 1960; Augusthitis 1973), podobnie jak i kolejność wzrostu tworzących je minerałów. Mikroskopowe obserwacje uprawniają autora jedynie do przypuszczenia, że podkreślane przez Borkowską (1959) silne procesy metasomatyczne głównie, być może, nie tyle przyczyniły się, drogą wielokrotnej mobilizacji do powstania „granitów kudowskich", co bez wątpienia spowodowały autometamorficzne przeobrażenia nie istniejących już dzisiaj skał plutonicznych, prowadzące do utworzenia się obserwowanych obecnie granitoidów (o nie rozszyfrowanej do końca genezie) z ich charakterystycznymi teksturami i strukturami. Owa, skomplikowana zresztą, autometamorficzna transformacja dokonywała się zapewne nieco przed, i współcześnie, z wolnym podnoszeniem się ku górze plutonicznej masy, w której obecność aktywnej fazy ciekłej umożliwiała wzajemną wielokrotną korozję i wypieranie się minerałów. Stopień tych transformacji jest tak duży, że za pomocą konwencjonalnych metod petrograficznych nie sposób chyba jednoznacznie rozstrzygnąć problemu genezy skał kudowsko-olešnickich.

LITERATURA

AUGUSTHITIS S. S., 1973: Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam—London—New York.

BEHR H. J., 1967: Zur tektonischen Analyse magmatischer Korper unter besonderer Berucksichtigung des Quarzkorngefüges *Freiberger Forschungsh* C 215, Geologie, Tektonik und Magma.

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 the acid intrusions of the Sudeten Mts. and the Sudetic Foreland. *Arch. miner.*, t. 21, z. 2.

— , 1969: Feldspars of the Kudowa granitoids as indicator of their crystallization temperatures. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. géol., géogr.*, vol. 17, no. 2.

DOMEČKA K., OPLETAL M., 1974: Granitoidy západni časti orlicko-kladske klenby. *Acta Universitatis Carolinae — Geologica* 1.

DOMEČKA K., OPLETAL M., 1976: Stratigrafije, stavba a metamorfoza severnij časti novomestske serie. *Sbornik geologickich ved*, 28.

GIERWIELANIEC J., 1957: Geologia i petrografia granitu Kudowy i jego osłony [W:] Przewodnik XXX Zjazdu PTG ed. Wrocław.

— 1965: Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Geological structure of the vicinity of Kudowa Zdrój. *Inst. Geol., Biul.* 185.

HIGGINS M. W., 1971: Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no 687.

KURA I., SAWICKI L., 1968: Recent work on the crystalline massif in the Góry Bystrzyckie and Góry Orlickie Mountains. Nowsze wyniki badań krystaliniku Gór Bystrzyckich i Orlickich. *Inst. Geol., Biul.* 227.

MOORHOUSE W. W., 1959: The study of rocks in thin section. Harper and Brothers, New York.

PETRASCHECK W., 1909: Die kristallinen Schiefer des nordlichen Adlergebirges. *Jb. Geol. Reichsanst.*, Bd. 59.

PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., FAUL H., 1962: Age of granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 26, no. 10.

SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia geol. pol.*, vol. 1.

— , 1975: Klasyfikacja i nomenklatura skał plutonicznych zalecana przez Podkomisję Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych dla spraw systematyki skał magmowych. *Prz. geol.*, nr 2.

TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960: Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New York—Toronto—London.

TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York—Toronto—London.

WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT Ch. M., 1955: Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections, W. H. Freeman and Co., San Francisco.

ŻELAŹNIEWICZ A., 1972: Some remarks on the deformation sequence in the northern part of the Orlica Mts. (Middle Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 20, no 2.

— 1976: Tectonic and metamorphic phenomena in Polish part of the Orlickie Mts. Zjawiska tektoniczne i metamorficzne w polskiej części Gór Orlickich. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 2.

— 1977: Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. Development of fracturing in metamorphic rocks of the Orlickie Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 77 nr 2.

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ*

GRANITOIDS OF THE KUDOWA-OLEŠNICE MASSIF (SUDETES)

ABSTRACT: Brief petrographic description of the Kudowa—Olešnice Hercynian granitoids is given. Strong autometamorfic transformations are a conspicuous feature. Crystallization sequence of their minerals as well as petrographic and textural diversity of these rocks are discussed. Two main varieties differ in their time of emplacement. Wall rocks are only faintly granitized. Numerous roof pendants contain both pre- and postintrusive tectonic structures. Rising plutonic masses were subject to protoclasis contemporaneous with the production of foliation parallel to flow structures. Planes of this foliation agree with an outline of the massif but are discordant to the foliation surfaces of the country rocks. Having analysed the planar and directional structures of the granitoids as well as their contact zones the author discusses the mode of emplacement of both distinguished varieties, successive stages in a development of the massif, and its internal architecture. Rocks of the massif were consolidated before the last stage of regional deformations (kinking) affecting the metamorphic rocks of NW part of the Kłodzko—Orlica dome.

Summary

INTRODUCTION

Variscan granitoid body referred to as the Kudowa—Olesnice massif (fig. 1) occurs between metamorphic rocks of the Stronie and the Nove Mesto formations — two main lithostratigraphic units of the western part of the Kłodzko—Orlica dome, Middle Sudetes. Primary borders of the massif can be observed only on its eastern and southern edges. On other sides it abouts tectonically against rocks of the sedimentary cover (Upper Carboniferous, Rotliegendes, Upper Cretaceous). Regional geology and geological setting are described in details in papers by Gierwielaniec (1965), Żelaźniewicz (1972, 1976) and Domečka, Opletal (1976). Petrographic and petrologic problems of the Kudowa—Olešnice granitoid rocks are discussed by Petrascheck (1909), Borkowska (1959, 1969), Gierwielaniec (1957, 1965) and by Domečka, Opletal (1974). Only little attention, however, has been paid by these investigators to directional structures of the granitoids or to sequence of crystallization of their minerals. This paper attempts to fill this gap and to present hypotheses about an internal architecture of the massif and its mode of development.

PETROGRAPHIC FEATURES OF GRANITOID ROCKS

The author made a number of petrographic observations while studying the directional structures of the granitoids. These observations seem to supply in part the hitherto published data. Therefore the following brief description of the mineral components includes only some of their features.

Plagioclase (An $_{7-23}$) appears as phenocrysts (4—9 mm) and as a fine-grained constituent of the quartz-feldspar aggregate. It also forms perthites and myrmekites. The majority of plagioclase crystals occurs either in mutual overgrowths or in groups (pl. I, *1—6*). Some of these crystals are zoned (pl. I, *7—9*). Rare inclusions in large plagioclase grains are represented by biotite, subautomorphic more basic plagioclase, rounded quartz crystals, sillimanite needles, xenomorphic grains of microcline, myrmekite bodies as well as apatite, epidote, and sphene. The plagioclase phenocrysts are often replaced by microcline (pl. II, *1—6*; III, *4*) and even quartz.

Potash feldspar (microcline) appears as large (up to 15 mm) xenomorphic or more rarely hypautomorphic (pl. IX, 2) cross-hatched grains very rich in perthites and various inclusions, or as minute grains (up to 0,5 mm) always xenomorphic and devoid of perthites (pl. III, *7*; IV, *1*). Numerous inclusions in large microcline grains (pl. II; III, *4*, *6*) are often replaced by the host. It is plagioclase that suffers most from this process Then, in microcline plenty of the intergrowths of string, flame or flake perthites may be observed (pl. II; III, *4*, *6*; IV, 2). Some of the perthites are linked with reaction margins (structural and optical continuity — uniform extinction angle and uniform refraction index) developed around their microcline hosts or around plagioclase grains adjacent to the same perthitized microcline crystals (pl. II, *8*; IV, 2). Myrmekitized inclusions may also be rimmed by reaction margins which project as perthites into the host microcline (pl. III, *5*). Obviously, a great deal of perthites does not display any connection with other plagioclase of the Kudowa—Olešnice granitoids. It should be added, however, that microcline grains happen to be intergrown with two generations of perthites (pl. II, *4*), of which younger and most frequently met, are the perthites derived likely from plagioclase phenocrysts subject to metasomatic replacement by potash feldspar.

Two varieties of myrmekites have been encountered. One of them belongs to the quartz-feldspar aggregate (pl. II, *7*; IV, *5*). It seems to be younger than the second variety which forms fairly large bodies invading microcline phenocrysts (pl. III, *1—3*, *5*; IV, *2*, *5*) or separating them.

*Geological Institute of the Polish Academy of Sciences, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław.

Quartz appears mostly as flattened mosaic grains. Sub-grains of the mosaic are often preferentially flattened (pl. IV, *3*, *4*, *6—8*; V, *9*; IX, *1*, *2*, *5*, *6*). Quartz occurs in the quartz-feldspar aggregate. Vein quartz as well as micrographic and myrmekitic intergrowths form other attitudes of this mineral which frequently corrodes all the remaining components of the granitoid rocks.

Biotite occurs as large (1—2 mm) individual flakes displaying a preferred orientation (pl. V, *8*, *9*), or as flattened aggregates of randomly disposed flakes (pl. V, *7*). Such phenocrysts contain many inclusions surrounded by wide pleochroic halos. Tiny flakes (0, 1—0,3 mm) tend to envelope feldspar or quartz crystals (pl. IV, *3*, *5*, *7*, *9*), or appear among minute grains of the quartz-feldspar aggregate. Sometimes thin veinlets of green biotite cut through the feldspar grains.

Quartz-feldspar aggregate is composed of minute grains of quartz, plagioclase, microcline, and biotite (pl. III, *2*, *3*, *6—9*; IV, *1*, *4*, *5*). Dimensions of these grains and quantitative proportions vary greatly from place to place. All the remaining components of the granitoids are more or less corroded by the aggregate. It appears among large crystals as irregular streaks often entering microfissures.

Muscovite (large flakes) was found only in gray tonalite outcropped near Zimne Wody (fig. 1, *11*).

Accessories are represented by apatite, sphene, epidote, zircon, sillimanite, leucoxene and hematite.

More or less distinct evidence of cataclasis is a striking feature of the majority of phenocrysts of the Kudowa—Olešnice granitoid rocks.

SUCCESSION OF CRYSTALLIZATION OF MINERALS

Having studied the interrelations of minerals of granitoid rocks the author attempted to reconstruct the sequence of their crystallization, first within the individual kinds of minerals, later within the whole rock.

The oldest plagioclase (I) is represented by small hypautomorphic inclusions in large plagioclase (II) grains undoubtedly older than plagioclase (III) of the quartz-feldspar aggregate. It is unclear how to date large myrmekite bodies and perthites (*cf.* pl. III, *1—3*; IV, *5*). Thus they are included to the plagioclase III.

Large often hypautomorphic crystals of plaid microcline (I) rich in perthites and inclusions are older than tiny xenomorphic microcline (II) devoid of perthites. The youngest potash feldspar (III) forms thin veinlets transecting large phenocrysts.

The oldest quartz (I) is represented by rounded or hypautomorphic grains included in large plagioclase crystals. Quartz of presently mosaic grains (II) crystallized later but it preceded quartz (III) of the quartz-feldspar aggregate. Vein quartz is the youngest (IV).

Large, sometimes hypautomorphic flakes of biotite (I) rich in radioactive mineral inclusions are older than small flakes (II) devoided of them. The quartz-feldspar aggregate is accompanied by tiny flakes of biotite (III). The youngest biotite (IV) fills microfissures in feldspar phenocrysts.

Apart from the opaque, the accessories preceded nearly all of the above mentioned minerals.

A tentative succession of crystallization of the above featured minerals is illustrated in fig. 2. It should be stressed that plagioclase III, quartz III, biotite III and at least part of microcline II form the quartz-feldspar aggregate.

REMARKS ON THE VARIETIES AND CLASSIFICATION OF THE GRANITOID ROCKS

Quantitative proportions of the above described generations of minerals are greatly variable throughout the massif, and even handspecimen. These variations result in a petrographic diversity of the discussed granitoids. It seems that the essence of this diversity is understood best by Domecka, Opletal (1974). They noticed in the vicinity of the village of Olesnice that less acid biotite granodiorite is enclosed and in part resorbed by leucocratic granodiorite. Therefore they concluded that the less acid granitoids (tonalites, basic granodiorites) are older than the more acid ones (acid granodiorites, granites). The existence of these two varieties is confirmed by chemical investigations (Domecka, Opletal 1974). Both varieties differ in their plagioclase/K—feldspar and K—feldspar/mafics ratios (Domečka, Opletal 1974). The values of these ratios, however, are established too arbitrarily.

The results of planimetric analyses by Borkowska (1959), Domečka, Opletal (1974), and by the author (tab. 1) are shown in fig. 3.

Both varieties of granitoid rocks pass very transitionally into each other. Thus they are hard for mapping and can be shown on the map only in very rough approximation (fig. 1).

Textures of the Kudowa—Olešnice granitoids are also diversified. Even-grained (pl. IX, *2*, *5*) or porphyritic (pl. IX, *4*, *6*) rocks are discernible among the younger granitoids. More or less pronounced the preferred orientation of biotite flakes and flattened grains of quartz give rise to foliation planes, the foliation being a characteristic feature of all the Kudowa—Olešnice rocks. The more cataclased rock is the higher degree of its internal order can be observed. "Pearly" granitoids (pl. IX, *1*, *3*) whose plagioclases appear only in groups are a particular textural variety of the discussed rocks. It is indicative mostly of the less acid (older) granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (fig. 1).

DIKE ROCKS

Dike rocks are scarce in the Kudowa—Olešnice massif. Among them the most frequently met are three kinds. The first is represented by rocks close petrographically to microtonalites (tab. 2; fig. 4). They occur only in country rocks and are characterized by directional or sometimes porphyritic texture (pl. V, *1*, *3*). Dike rocks of the second kind correspond greatly to aplites. They occur mostly among granitoids. Modal composition of these aplite-like rocks is similar to that of the younger

granitoids (tab. 2; fig. 4). Their texture is completely random (pl. V, *2*). The third kind is represented by thin veins of quartz microporphyry (pl. V, *4*) characterized by strong cherrish colour due to abundance of hematite dust.

CONTACTS OF THE GRANITOIDS AGAINST THEIR COUNTRY ROCKS

There are splitted opinions on this problem. Borkowska (1959) argues a very strong feldspathization of wall rocks and even their transitions to the granitoids. But Domecka and Opletal (1974) maintain that the granitoids abut rather sharply on metamorphic rocks or only faint feldspathization can be in evidence.

The present author's observations indicate that the Kudowa—Olešnice massif is surrounded by an aureole of its own contact phenomena, the aureole being several centimetres to some tens metres wide. Two cases should be considered here. 1) Large mass of granitoids is in contact with the country rocks along a regular single surface. 2) The bulk of granitoids and rocks of the envelope are separated by a contact zone which is formed by several alternating sheets of plutonic and metamorphic rocks, the sheets being usually as thick as several to some tens centimetres.

In the first case only few newly crystallizing grains of muscovite, microcline or myrmekite as well as sericitization of plagioclase can be ascribed to the influence of granitoid rocks exerted upon the neighbouring mica schists.

Such an influence is far better visible in the second case. The involved sheets of mica schists are a little granitized. Their minerals can be subject to a particular differentiation. It produces a rock which is composed of the same minerals as previously but tending to develop their own segregations. This is mostly due to wandering of quartz which recrystallizes as large independent concentrations. Thus the remaining plagioclase and mica are forced to form concentrations too. In other instances the minerals of mica schists are only distinctly recrystallized and a number of new grains of quartz, biotite, plagioclase and myrmekite grows in a quite random manner but under undoubtedly static conditions. Pre-intrusive tectonic structures are still discernible, despite this recrystallization.

Discordant contacts are fairly frequently encountered (pl. IX, *7*, *8*). In the vicinity of such contacts the granitoids may display a porphyritic texture (pl. IX, *8*). Small intrusive breccias are also in evidence.

Numerous veins of the older variety of granitoids (*cf.* tab. 1; fig. 1, *12*) can be observed even far from the massif. Their thicknesses vary. Some thin tonalitic veins (ca 1 cm) are characterized by an excellent fluidal and distinctly porphyritic texture (pl. V, *5*, *6*). Their intrusive nature is obvious. The discussed veins are always parallel to the main metamorphic foliation of the country rocks (referred to as S_2 — Żelaźniewicz 1976). Thus it is concluded that the older granitoids must have been emplaced after the main regional deformation and metamorphism producing this foliation (Żelaźniewicz 1972, 1976).

Microtonalite-like veins are discordant to S_2 foliation planes of mica schists in which they have been intruded. These veins, however, are folded on the main foliation planes (fig. 5). Axes of those folds are parallel to the axial directions of the main folds (F_2) in the region (Żelaźniewicz 1976). Mica flakes of these folded microtonalites are parallel to the S_2 planes. Thus the microtonalite-like veins must have preceded the main regional deformation (F_2).

It must be emphasized that in spite of certain similarities the orientation of the foliation surfaces of metamorphic country rocks is generally discordant in relation to the foliation planes of granitoid rocks (fig. 9). Nevertheless, the strikes of the foliation of granitoids conform with boundaries of the massif.

Some examples of the relationships between plutonic and metamorphic rocks observed in their contact zones are illustrated in fig. 6.

ENCLAVES OF FOREIGN ROCKS

There are small (usually 2—60 cm) enclaves of hornfelses or schlieren-like concentrations of biotite in the neighbourhood of Jakubowice and Darnków. The hornfelses are composed of plagioclase (with micrographic intergrowths of quartz), potash feldspar, hornblende, biotite, quartz, and sillimanite (pl. VII, *1—6*). Hornblende or micrographic intergrowths may be lacking, then strong alternations of plagioclase are visible (pl. VII, *9*). Biotite concentrations are built of biotite (poor in inclusions of radioactive minerals) and poikilitic plagioclase as subordinate. Their shapes, relationships to the foliation of the enveloping granitoids as well as internal orientation of biotite flakes are variable (fig. 7).

Sometimes resorbed and granitized fragments of wall rocks can be observed. Metamorphic transformations of mica schist xenoliths are greatly similar to those recorded in the immediate country rocks. But the degree of granitization is much greater (pl. VI). This process by means of mineral segregation and microcline (II) feldspathization leads to the development of rocks composed of "concentrations" of plagioclase, and of microcline, quartz, biotite, the minerals being to various extent recrystallized. Large quantities of unperthitized microcline (which may be related to the microcline II) growing over the rest minerals of the transformed rocks, an impoverishment in quartz which tends to develop its own concentrations as well as a complete lack of cataclastic phenomena (both in xenolithes and wall rocks) so distinct in the granitoids are the most characteristic features of the granitized rocks. Obviously, such rocks only hardly resemble the Kudowa—Olešnice granitoids. Borkowska's (1959) conclusion on the two-stage feldspathization of country rocks seems to be much exaggerated, the more so as mica schists of the Stronie formation were derived likely from sub-felspathic or felspathic graywackes (Żelaźniewicz 1976).

For the comparative purpose the micrometric analyses of mica schists coming from the contact zones and those of granitized mica schists of xenolithes, are illustrated in tab. 3.

Large bodies of metamorphic rocks nearly unaffected by granitization and apparently inserted in granitoids (fig. 1) are considered as remnants of a roof of intrusion. A great deal of various fold structures can be observed within such remnants. They are excellently compatible with folds regionally recorded by metamorphic rocks and referred to successive deformational phases (F_2, F_4, F_5, F_6) recognized in northwestern part of the Kłodzko—Orlica dome (Żelaźniewicz 1977). Because the orientations of structural elements of the folds discovered in the roof pendants and of the folds recorded in the metamorphic envelope are generally the same, it is concluded that the roof fragments still keep their primary position (from before intrusion).

PROTOCLASIS OF THE GRANITOID ROCKS

The majority of phenocrysts of the granitoid rocks displays distinct signs of a cataclastic deformation. These are spotty extinction of mosaic quartz, plagioclase or microcline, bent or faulted twin planes of feldspars, bent micas, microfracturing of the phenocrysts as well as displacements of fragments of the fractured grains (pl. VIII). The phenocrysts have granulated margins and rounded outlines. Among such large crystals irregularly wanders the fine-grained quartz-feldspar aggregate which is completely undeformed and its constituents are quite orderless. It is concluded that the aggregate resulted from crystallization of unsolidified material (up to 10%) after deformation (that is emplacement of granitoids) had come to an end. All the earlier developed crystals of feldspars, biotite, and quartz bathing in these solutions were crushed during an upward movement. Thus the protoclasis[1] seems to be the best term for the recognized phenomena.

DIRECTIONAL STRUCTURES IN THE GRANITOIDS

More or less pronounced foliation is a conspicuous feature of the Kudowa—Olešnice granitoids. This foliation is due to parallel alignment of individual biotite flakes or biotite aggregates (part of biotite I and biotite II) and most of all due to alignment of flattened quartz (II) grains (pl. IX, *1*, *2*, *4—6*). No linear structures are observed.

Foliation planes of the discussed granitoids are parallel to borders of the massif. Thus the foliation may be considered as parallel to flow structures. The orientation of optic axes of mosaic quartz (II) grains has been measured to test this assumption (fig. 1; 8, *1a—7a*). The obtained petrotectonic diagrams have been rotated and finally referred to the geographic directions (because of lack of linear structures). It is revealed that the individual diagrams (fig. 8, *1b—7b*) are incompatible. Characteristics of the obtained maxima as well as their orientations and patterns can be by no means correlated. Such a disorder, tricline symmetry, and lack of any persistent relationships point to remarkable heterogenous deformation of the discussed quartz grains. This is in conflict with high orthorhombic symmetry of the stresses operating during those regional deformational phase which could affect the Kudowa—Olešnice massif (F_5 and F_6 phases; Żelaźniewicz 1977) and would have been responsible for the development of planar of structures in the granitoid rocks. Moreover, no metamorphic transformations attended the F_5 and F_6 phases of regional deformations. These phases effected kinking and incipient fracturing of metamorphic rocks of northwestern part of the Kłodzko—Orlica dome. Plastic deformation of actual mosaic quartz grains, accompanied by their partial recrystallization indicate that temperature of granitoids during the discussed deformation of quartz was high enough to allow such a recrystallization. Thus the planar structures (foliation) of the granitoids could not be produced by tectonic forces which were responsible for the regional kinking of the country rocks. Therefore, it is concluded that the deformation of the Kudowa—Olešnice granitoids had taken place before they reached their present position between the Stronie and the Nové Město formations. So, it was accomplished by protoclasis in deeper levels of the earth's crust while the mixture of phenocrysts and unsolidified material still continued to move upward. Physico-chemical conditions of these protoclastic phenomena allowed plastic deformation of the quartz crystals which were squeezed and compressed between brittle feldspar crystals subjected only to fracturing, crushing and granulation.

Careful studies of the planar structures of the Kudowa—Olešnice rocks indicate that laminar flow of the rising plutonic masses was greatly disturbed. Still, having analysed the orientation of foliation surfaces in granitoid rocks one can state that the plutonic masses forming presently the main part of the massif (Pstrążna—Żyznów—Dańczów region) were provided through fairly narrow channel situated south of Jakubowice (fig. 9). This is suggested by steep deep of planar structures and occurrence of enclaves in the very region. Semicircular arrangement of the foliation planes gently dipping inwards (fig. 9) to this presumable channel, suggests that the masses were next expanding laterally to N, S, and E. So, the main part of the Kudowa—Olešnice massif—built of the younger variety of granitoids has a loaf-like shape, the "loafy" body being floored and roofed by rocks of the Stronie formation. The older granitoids (fig. 1) were emplaced in other way. The formed a number of sheets (up to 500 m thick) which intruded parallel to the foliation surfaces of metamorphic rocks at the zone of a considerable discontinuity separating the Stronie and the Nové Město formations. The discontinuity was developed during the main phase (F_2) of regional deformations (Żelaźniewicz 1976). The body of older granitoids was penetrated by granitoids of the younger variety.

A glance at the map (fig. 9, *1*) shows that an open anticlinal fold occurs in the massif, the Dańczów—Darnków—Żyznów region. Quite alike fold is discernible in the Stronie formation rocks in the Lewin—Gołaczów—Kulin region (fig. 9). This fold was produced by the last phase of regional deformations referred to as F_6 (Żelaźniewicz 1977). The same spatial orientation of the structural elements of these two folds as well as outcrop pattern suggest that the both folds form one anticlinal fold of megascopic dimensions, which plunges to NW and is folded on steep axial plane striking in the NW—SE direction. This conclusion is in part supported by the fact that normals to foliation planes are to some degree arranged along the great circle of the projection (fig. 10). Thus it is once more evidenced that the Kudowa—Olešnice massif had been finally formed and consolidated before the regional kinking (F_5 and F_6 phases) took place.

[1] The term "protoclasis" refers to deformation of plutonic rocks that are not completely solidified at the time of deformation, although an amount of unsolidified material may be extremely small (Higgins 1971). This term applies to all plutonic rocks irrespective of their origin and independently of provenance of the liquid phase (solutions).

FINAL STATEMENTS

The two main varieties of the Kudowa—Olesnice granitoids differ not only in plagioclase/alkali feldspar ratio and textures but also in their ages. K/Ar' and Rb/Sr determinations of the younger granitoids resulted in ages 292—328 m. y. (Przewłocki *et al.* 1962). K/Ar determination of biotite coming from the older granitoids yielded 344 m.y. (Domečka, Opletal 1974). In spite of various deficiences of these determinations the Hercynian age of the massif seems to be undoubtful.

The formation of the Kudowa—Olešnice massif was a sustained process. The microtonalite veins involved in folds of the main deformational phase (F_2) undoubtedly preceded the emplacement of the older granitoids which were post-kinematic in relation to this phase, and formed sills in metamorphic rocks of the Stronie formation. Some of these sills were deformed during the regional diagonal refolding referred to as F_4 (cf. Żelaźniewicz 1976). The younger and more acid granitoids intruded post-kinematically with respect to the very phase. They formed the main part of the massif. Next, the protoclased plutonic masses were completely solidified, the solidification being earlier than the regional kinking of metamorphic rocks of northwestern part of the Kłodzko—Orlica dome.

The phenomena observed by the author do not allow him to support any of the concurrent ideas on the origin of the Kudowa—Olešnice granitoids (anatexis was argued by Gierwielaniec 1965, reomorphism by Borkowska 1959). Some features of them excellently agree with Smulikowski's (1958) definition of reomorphic granitoids. Nevertheless, it must be stressed that the geophysical investigations discovered a huge mass of acid plutonic rocks hidden under the Bystrzyckie Góry and Orlické Hory (*fide* Kura, Sawicki 1968). Moreover, eight other granitoid bodies occur in western part of the Kłodzko—Orlica dome. Their magmatic origin is indubitable (Domečka, Opletal 1974). Thus, a different origin of the Kudowa—Olešnice rocks can be only hardly suspected. On the other hand, however, the relatively low crystallization temperatures of feldspars of the questioned granitoids seem to contradict their magmatic provenance (average 470°; Borkowska 1969).

Abundant metasomatic reactions are by no means exceptional feature of the Kudowa—Olešnice rocks but they are characteristic of nearly all granitoids (cf. Williams, Turner, Gilbert 1955; Turner, Verhoogen 1960; Moorhouse 1959; Augusthitis 1973) as well as a sequence of the crystallization of their minerals. The present author finds that the only microscopical observations rather do not allow to state, in spite of Borkowska (1959) conclusion, that strong metasomatic processes led to the development of "Kudowa granites". These processes, however, undoubtedly caused the autometamorphic transformations of already unknown plutonic rocks, the transformations resulting in the actual Kudowa—Olešnice granitoids (of still not quite understood origin) with their characteristic fabric. These complicated autometamorphic transformations took place a little before and contemporaneously with slow upward migration of the plutonic mass whose "residual" solutions enabled the multiple corrosion and intricate mutual replacements and reactions of the minerals involved. The degree of such transformations is so high that conventional petrographic methods cannot solve univocally the problem of origin of the Kudowa—Olešnice granitoids.

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

Plagioklazy granitoidów kudowsko-olešnickich
Plagioclases in the Kudowa—Olešnice granitoids

1. Zrosty plagioklazów w granodiorycie, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Overgrowths of plagioclase in granodiorite, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Zrosty plagioklazów w granodiorycie, okolice Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Overgrowths of plagioclase in granodiorite, Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

3. Zrosty plagioklazów w granodiorycie, SW zbocze Kruczej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Overgrowths of plagioclase in granodiorite, southwestern slope of the Krucza Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

4. Grupa ziarn plagioklazu w granodiorycie, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Group of plagioclase grains in granodiorite, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

5. Grupa ziarn plagioklazu o zniszczonych brzegach w tonalicie Leśna. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Group of plagioclase grains with crushed edges, tonalite. Leśna. Nicols crossed. Mag. 44 ×

6. Grupa ziarn plagioklazu o zniszczonych i zaokrąglonych brzegach, między ziarnami agregat kwarcowo-skaleniowy, Małe Jerzykowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Group of plagioclase grains with granulated and rounded edges, the quartz-feldspar aggregate separates these grains, Male Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7. Fenokryształ plagioklazu z nieprawidłowo zresorbowanym zasadowym jądrem, N zbocze Małego Pańskiego Kopca. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Phenocryst of plagioclase with abnormally resorbed basic nucleus. Northern slope of the Mały Pański Kopiec. Nicols crossed. Mag. 44 ×

8. Plagioklaz o budowie pasowej, Kocioł. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Zoned plagioclase, Kocioł. Nicols crossed. Mag. 108 ×

9. Fenokrysztal plagioklazu o budowie wielokrotnie pasowej, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Phenocryst of plagioclase with oscillatory zoning, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

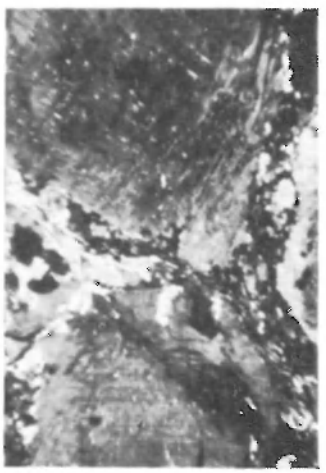
1

2

3

4

5



6

7

8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olesnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)

PLANSZA II

Pertyty w granitoidach kudowsko-olesnickich
Perthites in the Kudowa—Olesnice granitoids

1. Plagioklaz zastępowany mikroklinem, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Plagioclase replaced by microcline, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Plagioklaz zastępowany mikroklinem. Obwódki reakcyjne wokół reliktów plagioklazu (strzałki) identyczne optycznie z pertytami, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Plagioclase replaced by microcline. Reaction margins of plagioclase relics (arrows) optically identical with perthites. Southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

3. Relikt plagioklazu zastępowanego mikropertytem mikroklinowym, Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Relic of plagioclase replaced by microperthitic microcline, Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 108 ×

4. „Rozpłynięty" relikt plagioklazu w mikropertycie mikroklinowym. Widoczne dwie generacje przerostów pertytowych (młodsza równoległa do brzegów zdjęcia), SE zbocze Kruczej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Relic of plagioclase "dissolved" in microperthitic microcline. Two generations of perthite intergrowths (the younger parallel to edges of the photograph). Southeastern slope of the Krucza Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

5. Plagioklaz pertytu (strzałka) wnika w pęknięcie ziarna mikroklinu, Wielkie Jerzykowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Plagioclase of perthite (arrow) enters microfissure in microcline grain, Wielkie Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 108 ×

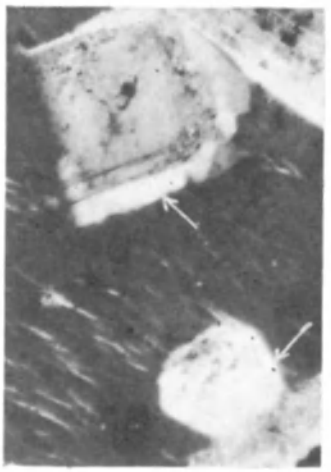
6. Silny rozwój pertytu przy brzegach i w strefie pęknięć (strzałka) ziarn mikroklinu. Relikt plagioklazu (*p*), SW zbocze Kruczej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Abundant perthithization near the margins and in zones of microfissures (arrow) in microcline grains. Plagioclase relic (*p*). Southwestern slope of the Krucza Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

7. Fenokrysztal mikroklinu otoczony obwódką plagioklazu (strzałka) na granicy z agregatem kwarcowo-skaleniowym. Plagioklaz obwódki przedłuża się w pertyty. Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Microcline phenocryst rimmed by plagioclase (arrow) at the contact with quartz-feldspar aggregate. Plagioclase rim extends into perthites. Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

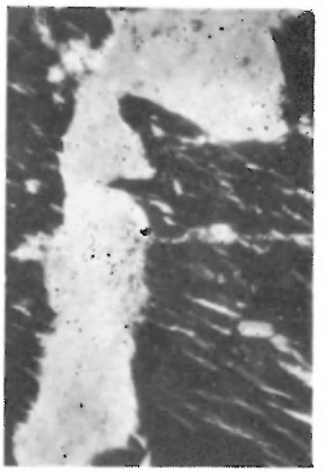
8. Ziarno plagioklazu (*p*) oddzielone od ziarna mikroklinu obwódką (infiltracją) plagioklazu (strzałka) identycznego optycznie z pertytem, S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Plagioclase grains (*p*) separated by rim (infiltration) of more acid plagioclase (arrow) from microcline. The rim is optically continuous with perthites. Southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

9. Wrostki plagioklazu (*p*) i biotytu (*b*) w mikroklinie zastępowane i otaczane plagioklazem tworzącym pertyty. Fenokryształ mikroklinu graniczy z mozaikowym kwarcem (*q*) poprzez cieniutką strefę (strzałka) agregatu kwarcowo-skaleniowego. S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Inclusions of plagioclase (*p*) and biotite (*b*) in microcline are rimmed and replaced by plagioclase forming perthites. Thin streak of quartz-feldspar aggregate (arrow) separates microcline phenocryst and mosaic quartz (*q*). Southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

1



2



3

4

5

6

7

8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olesnic
Granitoids of the Kudowa—Olesnice massif (Sudetes)

PLANSZA III

Myrmekit i agregat kwarcowo-skaleniowy
Myrmekite and quartz-feldspar aggregate

1. Myrmekit w brzeżnej partii fenokryształu mikroklinu, Czartowski Kamień. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Myrmekite in marginal part of microcline phenocryst, the Czartowski Kamień. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Samodzielne ziarna myrmekitu. Między ziarnami skały przewija się agregat kwarcowo-skaleniowy. Zaokrąglone kształty plagioklazu (*p*). Okolice Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Independent myrmekite grains. Irregular bodies of quartz-feldspar aggregate. Rounded plagioclase grains (*p*). Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 108 ×

3. Agregat kwarcowo-skaleniowy i myrmekit na brzegu mikroklinu, okolice Witowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Quartz-feldspar aggregate and myrmekit at the margin of microcline, Witów. Nicols crossed. Mag. 108 ×

4. Zmyrmekityzowany (strzałka) fragment plagioklazu zastępowanego mikroklinem, S zbocza Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Myrmekitized fragment (arrow) of plagioclase replaced by microcline, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

5. Myrmekit wrastający głęboko w mikroklin. Obwódka reakcyjna (strzałka) wokół ziarn myrmekitu przedłuża się w pertyt. Szczyt Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Myrmekites deeply invading microcline. Reaction margin (arrow) around a myrmekite grain extends in perthite. The summit of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

6. Ziarna mikroklinu rozdzielone agregatem kwarcowo-skaleniowym. Wzdłuż brzegów ziarn tworzą się obwódki plagioklazu przechodzące w identyczny optycznie plagioklaz pertytu. Okolice Darnkowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Microcline grains separated by quartz-feldspar aggregate. The grains rimmed by plagioclase being in structural and optic continuity with perthites. The vicinity of Darnków. Nicols crossed. Mag. 108 ×

7. Gruboziarnisty agregat kwarcowo-skaleniowy z mikroklinem II (*m*), Witów. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Coarse-grained quartz-feldspar aggregate containing microcline II (*m*), Witów. Nicols crossed. Mag. 108 ×

8. Agregat kwarcowo-skaleniowy. Zniszczone i zaokrąglone brzegi fenokryształów plagioklazu. Darnków. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Quartz feldspar aggregate. Crushed and rounded margins of plagioclase phenocrysts. Darnków. Nicols crossed. Mag. 108 ×

9. Agregat kwarcowo-skaleniowy. Wzajemne wypieranie się plagioklazu agregatu i mikroklinu (strzałka). Witów. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Quartz-feldspar aggregate. Microcline is corroded by myrmekite of the aggregate (arrow). Witów. Nicols crossed. Mag. 108 ×

1

2

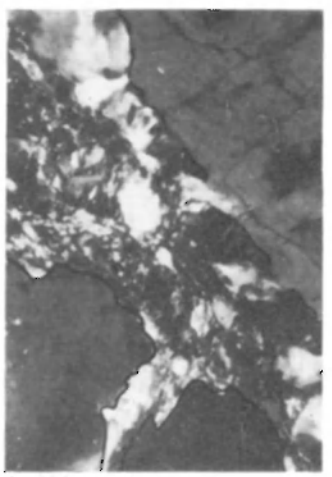
3

4

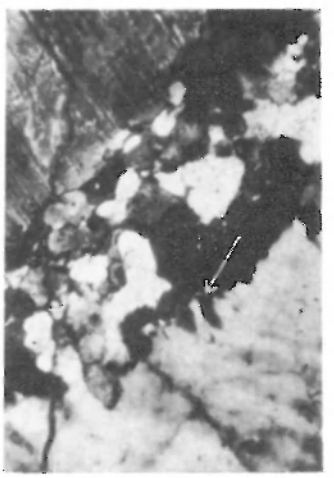
5

6

7



8



9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olešnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)

PLANSZA IV

Agregat kwarcowo-skaleniowy oraz mozaikowe ziarna kwarcu
Quartz-fledspar aggregate and mosaic quartz grains

1. Mikroklin II współwystępujący z agregatem kwarcowo-skaleniowym, skrzyżowanie dróg Darnków—Gołaczów w Dańczowie. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Microcline II in quartz-feldspar aggregate, the crossroads Darnków—Gołaczów in Dańczów. Nicols crossed. Mag. 108 ×

2. Agregat kwarcowo-skaleniowy rozdzielający ziarna mikroklinu i plagioklazu. Wzdłuż brzegu mikroklinu tworzy się obwódka plagioklazu przechodząca w optycznie z nią identyczny plagioklaz pertytu. Leśna. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Quartz-feldspar aggregate separating grains of microcline and plagioclase. Microcline is rimmed by plagioclase passing to optically identical perthite. Leśna. Nicols crossed. Mag. 44 ×

3. Mozaika kwarcu oddzielona od mikroklinu biotytem i strefą myrmekitów. S zbocze Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Biotite and myrmekite zone separate quartz mosaic and microcline, southern slope of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

4. Kwarc mozaikowy i agregat kwarcowo-skaleniowy. Między nimi cieniutki „film" biotytowy (strzałka). Pstrążna. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mosaic quartz and quartz-feldspar aggregate. Thin biotite "film" between them (arrow). Pstrążna. Nicols crossed. Mag. 44 ×

5. Samodzielne duże ziarna myrmekitu oddzielone biotytowym „filmem" (strzałka) od zdyferencjowanego agregatu kwarcowo-skaleniowego — strefa kwarcu (*a*), strefa myrmekitycznych plagioklazów (*p*). Krucza Kopa. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Large independent grains of myrmekite separated by biotite "film" (arrow) from differentiated quartz-feldspar aggregate — zone of quartz (*q*), zone of myrmekitic plagioclase (*p*). Krucza Kopa. Nicols crossed. Mag. 108 ×

6. Fragment ziarna mozaikowego kwarcu spłaszczony między fenokryształami plagioklazu. Wyraźne spłaszczenie subindywiduów mozaiki. Czarna Kopa. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Fragment of mosaic quartz grain squeezed between phenocrysts of plagioclase. Distinctly flattened sub-grains of the mosaic. Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7. Ziarno mozaikowego kwarcu między fenokryształami plagioklazu. Biotyt (strzałki) rozdziela kwarc od skaleni. Spłaszczone subindywidua mozaiki. N zbocze Małego Pańskiego Kopca. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mosaic quartz grain between plagioclase phenocrysts. Biotite (arrows) separates quartz and feldspars. Flattened sub-grains of the mosaic. Northern slope of the Mały Pański Kopiec. Nicols crossed. Mag. 44 ×

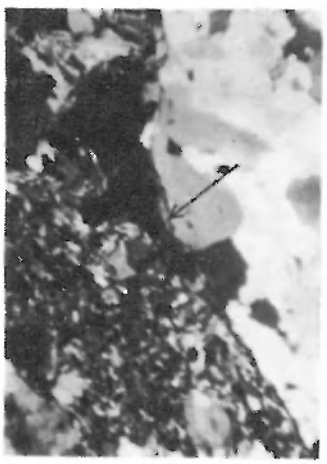
8. Spłaszczone i postrzępione subindywidua mozaikowego ziarna kwarcu ściskanego przez fenokryształy skaleni, Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Flattened and ragged outlines of sub-grains of the mosaic quartz grain squeezed between feldspar phenocrysts, Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 108 ×

9. Pęknięcie ziarna mozaikowego kwarcu wypełnione agregatem kwarcowo-skaleniowym (strzałka), wciskającym się także wzdłuż granicy kwarcu i skalenia. Dańczów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Microfissure in mosaic quartz grain filled with quartz-feldspar aggregate (arrow) which occurs also between quartz and feldspar grains. Dańczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

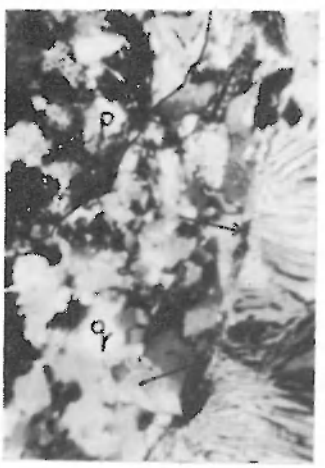
1

2

3

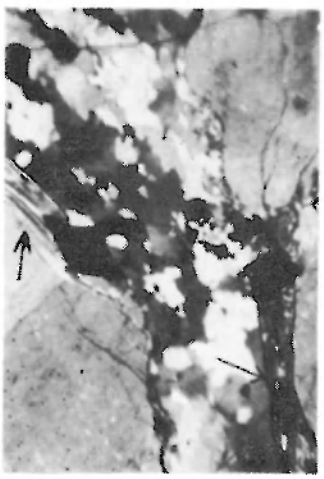


4



5

6



7

8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olesnic
Granitoids of the Kudowa—Olesnice massif (Sudetes)

PLANSZA V

1. Mikroskopowy obraz żyły o składzie zbliżonym do mikrotonalitu, okolice Małych Jerzykowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Microtonalite-like vein beneath the microscope, Male Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Mikroskopowy obraz żyły aplitu, Male Jerzykowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 108 ×
Aplite veins seen under the microscope, Małe Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 108 ×

3. Mikroskopowy obraz żyły porfirowatego mikrotonalitu, Kocioł. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Vein of porphyritic microtonalite seen beneath the microscope, Kocioł. Nicols crossed. Mag. 44 ×

4. Mikroskopowy obraz wiśniowych skał żyłowych, silnie zabarwionych hematytem. Szosa Stu Zakrętów, około 2 km od Kud owy Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Microscopic fabric of cherrish vein rock (quartz porphyry) strongly coloured with hematite dust. The road of 100 turns, 2 km from Kudowa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

5. Fluidalna tekstura żyły tonalitu tkwiącej w łupkach łyszczykowych, Gołaczów. Negatyw. Pow. 3 ×
Fluidal texture of tonalite vein occurring concorrdantly in mica schists, Gołaczów. Negative. Mag. 3 ×

6. Automorficzny fenokrysztal kwarcu w żyle porfirowatego tonalitu, Gołaczów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Automorphic phenocryst of quartz in a vein of porphyritic tonalite, Gołaczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7. Bezładne ułożenie blaszek biotytu w obrębie kilkunastoosobnikowych skupień tego minerału w granodiorycie, Kudowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Random distribution of biotite flakes within biotite aggregate built of several individuals, granodiorite. Kudowa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

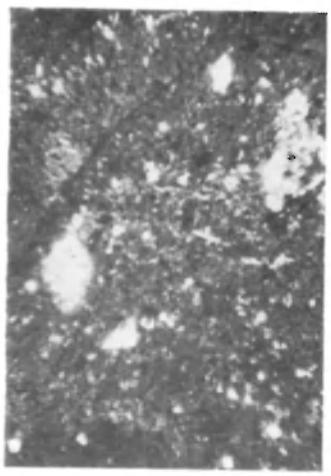
8. Uporządkowane ułożenie pojedynczych blaszek biotytu w tonalicie. Łyszczyk sąsiaduje z silnie spłaszczonym ziarnem plagioklazu o zniszczonych brzegach. Spłaszczenie skalenia i orientacja biotytu wyznaczają powierzchnie foliacji granitoidu. N zbocze Małego Pańskiego Kopca. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Preferred orientation of biotite flakes in tonalite. Note plagioclase grain which is flattened and granulated at its margins. Parallel arrangement of biotite and flattening of plagioclase mark a foliation of the rock. Northern slope of the Mały Pański Kopiec. Nicols crossed. Mag. 44 ×

9. Uporządkowane ułożenie drobnych blaszek biotytu, stanowiących wrostki w zrekrystalizowanym ziarnie mozaikowego kwarcu, okolica Czartowskiego Kamienia. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Preferred orientation of small biotite flakes appearing as inclusions in a recrystallized grain of mosaic quartz. The vicinity of Czartowski Kamień, Pstrążna. Nicols crossed. Mag. 44 ×

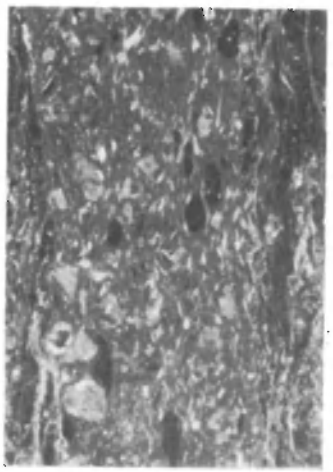
1

2

3



4



5

6

7

8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olešnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)

PLANSZA VI

Kontaktowe przeobrażenia łupków łyszczykowych
Contact transformations of mica schists of the Stronie formation

1. Mikroskopowy obraz łupku łyszczykowego nie dotkniętego granityzacją z kontaktu z granitoidem, Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Microscopic fabric of mica schist coming from the contact zone, unaffected by granitization processes. Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Ksenomorficzny bezpertytowy mikroklin (II) rozwijający się statycznie w sterfie zluźnienia powierzchni foliacji łupku łyszczykowego. Blaszki reliktowego biotytu zachowują swe pierwotne ułożenie. Usunięcie kwarcu z sąsiedztwa mikroklinu znamionuje segregację składników skały. Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Xenomorphic unperthithized microcline II growing under the static conditions between loosened foliae of mica schist. Relic flakes of biotite maintain their previous orientation. Withdrawal of quartz from the neighbourhood of this microcline marks a mineral segregation. Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

3. Ksenomorficzne ziarno mikroklinu poikilitowo przerośnięte minerałami wyjściowego łupku łyszczykowego. Zupełnie bezładna orientacja reliktowych kwarców, plagioklazów i biotytu. Małe Jerzykowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Xenomorphic microcline grain with sieve inclusions of mineral relics of the pre-existing mica schist. Quite random orientation of quartz, plagioclase and biotite relics. Małe Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

4. Segregacja składników skały w kontaktowo przeobrażonych łupkach łyszczykowych. Powstają samodzielne warstewki poikiloblastycznego mikroklinu (*m*), kwarcu (*q*) oraz plagioklazu i lyszczyka (*p*). Dańczów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mineral segregation in mica schist subject to contact transformations. Development of independent layers of microcline (*m*) of quartz (*q*), and of plagioclase and mica (*p*). Dańczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

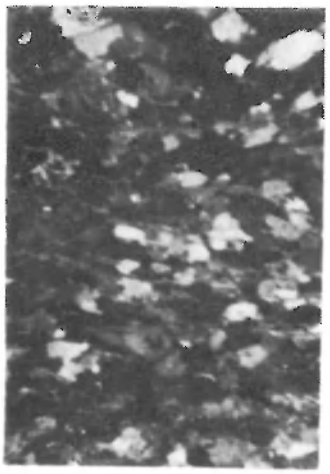
5. Segregacja składników skały. Alternacje poikiloblastycznego mikroklinu (*m*) i nie przeobrażonych fragmentów w zmienianych łupkach łyszczykowych. Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mineral segregation. New poikiloblastic microcline (*m*) alternates with untransformed fragments of granitized mica schist. Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

6. Segregacja składników skały w zmienianych kontaktowo łupkach łyszczykowych. Alternacja warstewek kwarcowych i plagioklazowo-łyszczykowych. Kamieniołom 400 m na E od Lewina. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mineral segregation in mica schist transformed in the contact zone. Alternation of quartz and plagioclase-mica layers. The quarry 400 m E of Lewin. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7. Granityzowany kontaktowo łupek łyszczykowy. Duże ksenomorficzne ziarno poikiloblastycznego mikroklinu (*m*) oddzielone smugą kwarcu od koncentracji częściowo zrekrystalizowanych plagioklazów (*p*) pierwotnego łupku łyszczykowego. Dańczów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mica schist subject to contact granitization. Large xenomorphic grain of poikiloblastic microcline (*m*) separated by quartz streak from concentration of partly recrystallized plagioclases (*p*) of the pre-existing mica schist. Dańczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

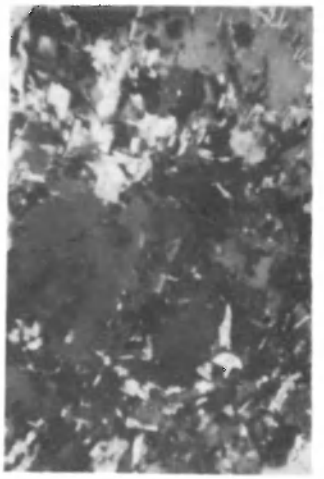
8. Segregacja składników skały w zmienianym kontaktowo łupku łyszczykowym. Warstewka kwarcu oddzielona smugą biotytu (*b*) od koncentracji częściowo zrekrystalizowanych plagioklazów. Gołaczów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mineral segregation in mica schist subject to contact transformation. Biotite streak (*b*) separates quartz layer from concentration of in part recrystallized plagioclases. Gołaczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

9. Segregacja składników skały w zmienianym kontaktowo łupku łyszczykowym. Widoczna nowo powstała warstewka kwarcu i koncentracja bezładnie ułożonych plagioklazów i łyszczyków pierwotnej skały. Leśna. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Mineral segregation in mica schist subject to contact transformation. Visible new quartz layer and concentration of randomly disposed plagioclases and micas of the pre-existing rock. Leśna. Nicols crossed. Mag. 44 ×

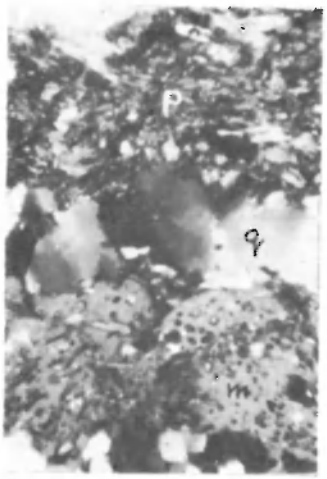


1

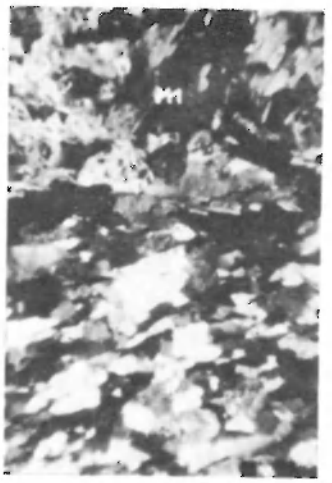
2



3

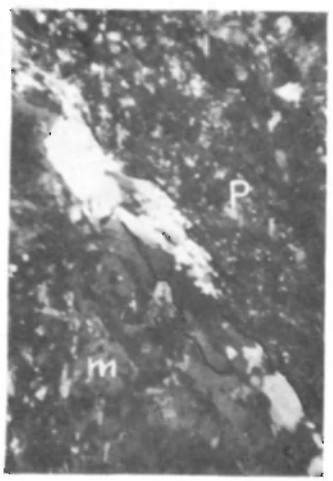


4

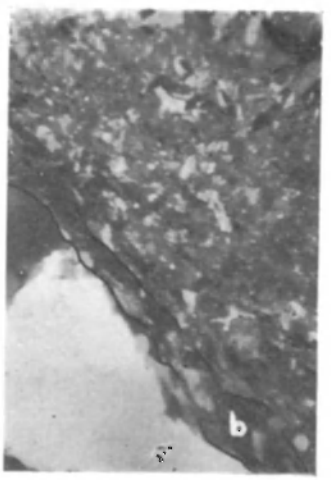


5

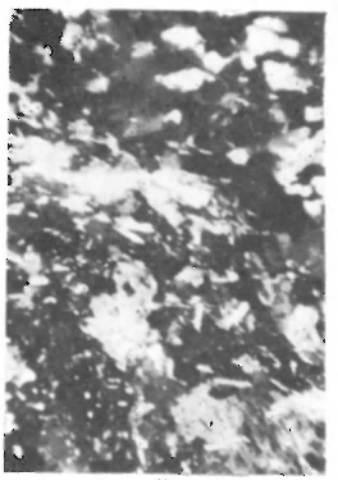
6



7



8



9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olešnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)

PLANSZA VII

Przeobrażone skały ksenolitów znajdujących się wśród granitoidów centralnej części masywu Kudowy—Olešnic
Granitized xenoliths occurring within granitoids of the main part of the Kudowa—Olešnice massif

1, *2*. Pseudopismowe przerosty w plagioklazach hornfelsów występujących na SE od Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Pseudo-micrographic intergrowths of quartz in plagioclase of the hornfelses occurring SE of Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

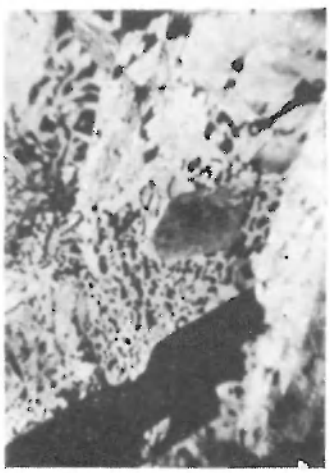
3. Słupki hornblendy w mikroklinie hornfelsów występujących na SE od Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Hornblende prisms in microcline of the hornfelses occurring SE of Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

4, *5*. Wrostki biotytu i hornblendy w ksenomorficznym mikroklinie hornfelsów występujących na SE od Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Biotite and hornblende inclusions in xenomorphic microcline of the hornfelses occurring SE of Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

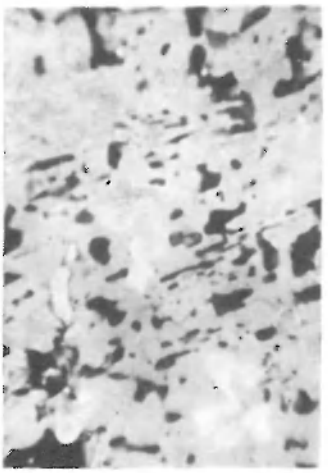
6. Struktura hornfelsów z okolic Jakubowic. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Fabric of the hornfelses outcropping SE of Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7, *8*. Struktura skał ksenolitów występujących pod szczytem Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Fabric of xenolithes discovered near the summit of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

9. Bardzo mocno zmienione przez serycytyzację i kaolinityzację ziarno plagioklazu z hornfelsowego ksenolitu spod szczytu Czarnej Kopy. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Sericitized and kaolinitized grain of plagioclase in hornfelse xenolith discovered near the summit of the Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×



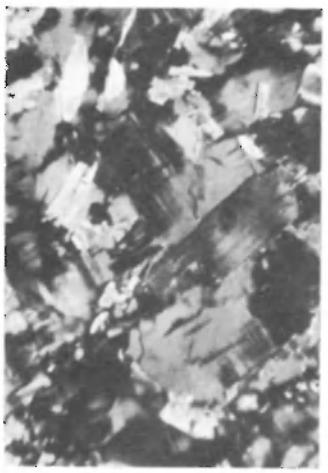
1



2

3

4



5

6

7

8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olesnic
Granitoids of the Kudowa—Oleśnica massif (Sudetes)

PLANSZA VIII

Protoklaza granitoidów kudowsko-olešnickich
Protoclasis of the Kudowa—Olešnice granitoids

1. Wygięcie i przemieszczenia lamelek bliźniaczych w plagioklazach, Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Bent and displaced twin lamellae in plagioclase, Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

2. Wygięta płaszczyzna zrostu bliźniaczego w plagioklazie, Czarna Kopa. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Bent twin plane in plagioclase, Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

3. Zniszczony fenokryształ plagioklazu w tonalicie, otoczony drobnoziarnistym agregatem kwarcowo-skaleniowym, Kocioł. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Crushed plagioclase phenocryst surrounded by fine-grained quartz-feldspar aggregate, tonalite. Kocioł. Nicols crossed. Mag. 44 ×

4. Pęknięcia ziarn plagioklazu zabliźnione skaleniem potasowym (białe żyłki), Czarna Kopa. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Potash feldspar veinlets (white) in microfissures of plagioclase phenocryst, Czarna Kopa. Nicols crossed. Mag. 44 ×

5. Żyłka najmłodszego skalenia potasowego (strzałka) wypełniająca przestrzenie między przesuniętymi fragmentami spękanego ziarna mikroklinu, Witów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Potash feldspar veinlet (arrow) filling space between displaced fragments of microfractured microcline grain, Witów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

6. Spękane i częściowo zniszczone ziarno mozaikowego kwarcu otoczone drobnoziarnistym agregatem kwarcowo-skaleniowym, wypełniającym także pęknięcia w tym ziarnie, kamieniołom koło Lewina. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Fractured and crushed grain of mosaic quartz surrounded by fine-grained quartz feldspar aggregate which also enters microfractures of this grain. The quarry nearby Lewin. Nicols crossed. Mag. 44 ×

7. Dwie generacje żyłek skalenia potasowego w ziarnie plagioklazu, Jakubowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Two generations of veinlets of potash feldspar in plagiclase grain, Jakubowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

8. Zniszczone ziarna plagioklazu. Między nimi przewija się agregat kwarcowo-skaleniowy. Dańczów. Nikole skrzyżowane Pow. 44 ×
Crushed plagioclase grains, enveloped by quartz-feldspar aggregate, Dańczów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

9. Agregat kwarcowo-skaleniowy wciskający się pomiędzy fragmenty zniszczonych ziarn plagioklazu, Małe Jerzykowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Quartz-feldspar aggregate pushed between fragments of crushed plagioclase grain, Małe Jerzykowice. Nicols crossed. Mag. 44 ×

1

2

3

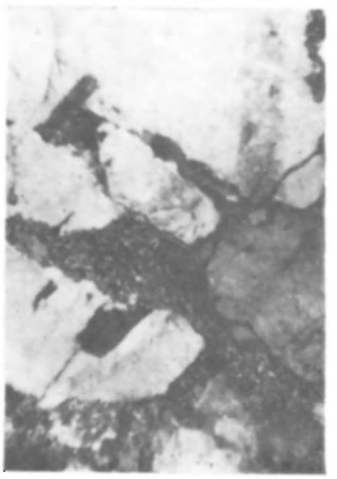
4

5

6

7

8



9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olešnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)

PLANSZA IX

1. Struktura tonalitu starszej odmiany granitoidów kudowsko-olesnickich. Jasne pola — biotyt (*b*), czarne — kwarc (*q*). Mały Pański Kopiec. Negatyw. Pow. 3 ×
Fabric of tonalite — the older variety of the Kudowa—Olesnice granitoids. Light fields — biotite (*b*), black fields — quartz (*q*). Mały Pański Kopiec. Negative. Mag. 3 ×

2. Struktura granodiorytu młodszej odmiany granitoidów. Jasne pola — biotyt (*b*), czarne — kwarc (*q*). Pstrążna. Negatyw. Pow. 3 ×
Fabric of granodiorite — the younger variety of the granitoids. Light fields — biotite (*b*), black areas — quartz (*q*). Pstrążna. Negative. Mag. 3 ×

3. Granitoid (tonalit) o strukturze „perlistej", Lewin
"Pearly" granitoid (tonalite), Lewin

4. Granitoid (granodioryt) porfirowaty, Dańczów
Porphyritic granitoid (granodiorite), Dańczów

5. Granitoid (granodioryt) równoziarnisty, Krucza Kopa
Even-grained granitoid (granodiorite), Krucza Kopa

6. Kierunkowe uporządkowanie składników granitoidu. Foliacja. Szare pola — kwarc (strzałki). Krucza Kopa
Preferred orientation of granitoid constituents. Foliation of the granitoids. Gray areas — quartz (arrows). Krucza Kopa

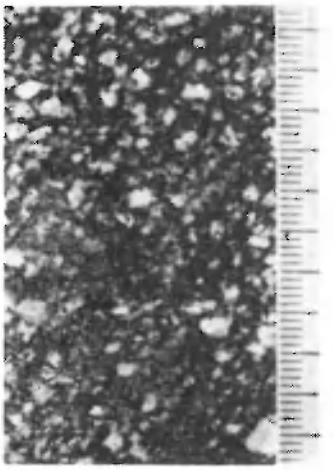
7. Niezgodny kontakt granitoidu i łupku łyszczykowego. W łupku żyłka kwarcu równoległa do powierzchni kontaktu. Kamieniołom koło Lewina
Discordant contact of granitoid and mica schist. The contact surface parallelled by quartz veinlet in mica schist. The quarry nearby Lewin

8. Niezgodny kontakt granitoidu (*g*) i łupku łyszczykowego (ł). Foliacja granitoidu równoległa do linii kontaktu. Witów. Negatyw Pow. 3 ×
Granitoid (*g*) and mica schist (ł) brought into discordant contact. Foliation planes of the granitoid are parallel to the contact surface. Witów. Negative. Mag. 3 ×

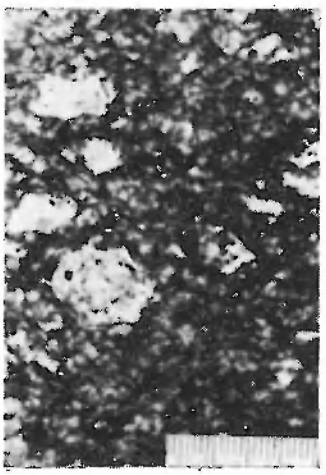
9. Porfirowata struktura granitoidu w pobliżu kontaktu ze skałami osłony, Witów. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×
Porphyritic texture of a granitoid in the immediate neighbourhood of the contact zone. Witów. Nicols crossed. Mag. 44 ×

1

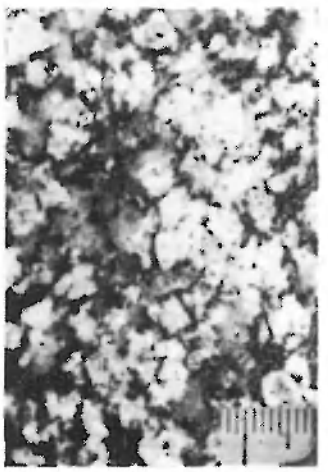
2



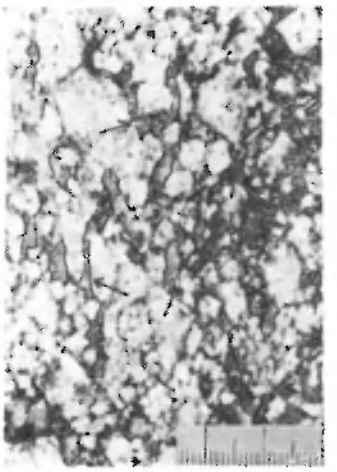
3



4

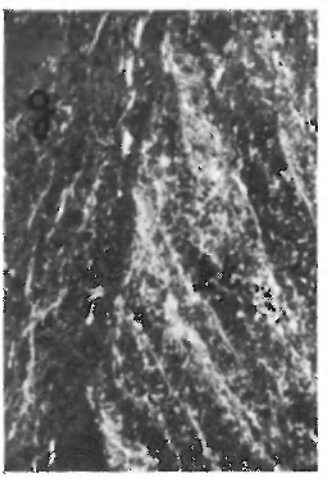


5



6

7



8

9

Andrzej ŻELAŹNIEWICZ — Granitoidy masywu Kudowy—Olesnic
Granitoids of the Kudowa—Olešnice massif (Sudetes)