

Bogumił WIERZCHOŁOWSKI*

SKAŁY ŻYŁOWE KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO MASYWU GRANITOIDOWEGO

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	7
Petrograficzna charakterystyka skał żyłowych	8
Pegmatyty i aplity	8
Żyły kwarcowe	11
Mikrogranodioryty o strukturze porfirowej	11
Drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów	14
Lamprofiroidy	16
Podsumowanie i wnioski	21
Literatura	24
Dike rocks of the Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif (Summary)	26

Streszczenie

Podano petrograficzną charakterystykę pegmatytów, aplity, żył kwarcowych, drobnoziarnistych odpowiedników granitoidów, diorytoidów i syenitoidów oraz lamprofiroidów stowarzyszonych z kłodzko-złotostockim masywem granito-

idowym. Oprócz szczegółowych opisów mikroskopowych zamieszczono 26 analiz mikrometrycznych i 7 analiz chemicznych skał żyłowych. Wyprowadzone wnioski dotyczą genezy i późniejszych przeobrażeń skał żyłowych.

WSTĘP

Położony w Sudetach Środkowych kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy oraz jego bliższe i dalsze otoczenie pocięte są skałami żyłowymi, które do chwili obecnej nie doczekały się wyczerpującego opracowania petrograficznego. Pewne wzmianki na temat wspomnianych skał żyłowych można spotkać w pracach Bederkego (1922), Meistera (1942) i Wiesera (1958). Nieco więcej uwagi poświęcili im ostatnio Wojciechowska (1975) i Wierzchołowski (1976). Bardzo interesujący z petrograficznego punktu widzenia materiał skalny zasługuje jednak na szersze omówienie, tym bardziej że rozprzestrzenienie tego typu skał nie jest ograniczone wyłącznie do obszaru kłodzko-złotostockiego. Podobne skały żyłowe spotykane są również w innych regionach Sudetów.

Rozmieszczenie skał żyłowych w obrębie masywu i jego najbliższej osłony przedstawiono na figurze 1, gdzie oddzielnymi sygnaturami zaznaczono przebieg

żył leukokratycznych, melanokratycznych i kwarcowych. Największe zagęszczenie żył obserwuje się w środkowym pasie masywu, a najmniejsze w jego części zachodniej. Żyły melanokratyczne dominują zdecydowanie nad leukokratycznymi i kwarcowymi. Wojciechowska stwierdziła ponad 110 żył melanokratycznych. Orientacja przestrzenna żył jest zmienna (kierunki W—E, NW—SE, N—S i NE—SW), upady strome (60—90°), a miąższości oscylują w dość dużych granicach. Najczęściej obserwuje się żyły o miąższości kilku centymetrów lub kilku metrów. Rzadziej spotykane są żyły grubsze o miąższości kilkudziesięciu metrów (żyły leukokratyczne).

Panu prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu składam bardzo serdeczne podziękowanie za przeczytanie maszynopisu niniejszej pracy i cenne uwagi krytyczne.

* Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego, 02—089 Warszawa, Aleja Żwirki i Wigury 93.

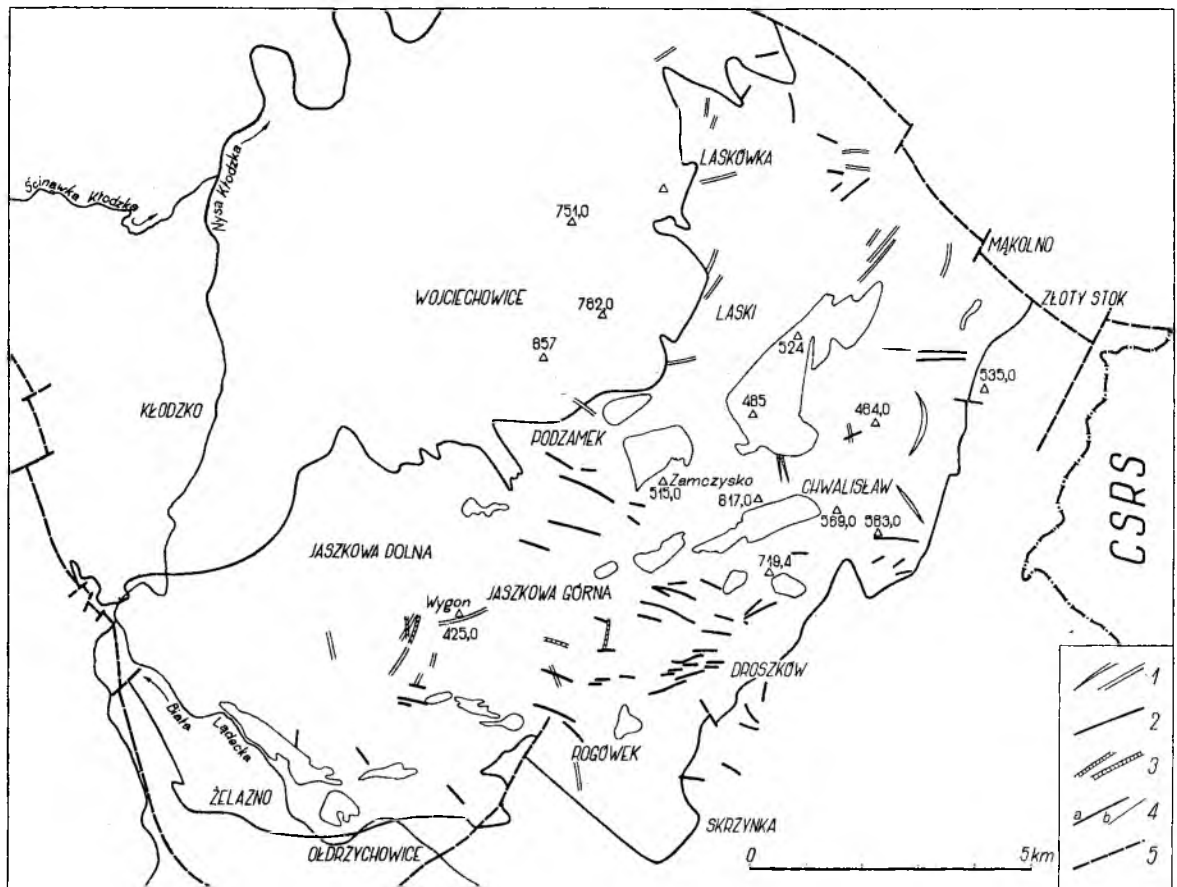


Fig. 1

Rozmieszczenie skał żyłowych w kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym i jego najbliższej osłonie (według Wojciechowskiej 1975)

1 – żyły apłitowe i pegmatytowe; 2 – żyły lamprofiroidowe; 3 – żyły kwarcowe; 4a – granice kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego; 4b – granice ostańców denudacyjnych osłony stropowej; 5 – uskoki i nasunięcia

Distribution of the dike rocks in the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif (after Wojciechowska 1975)

1 – aplite and pegmatite dikes; 2 – lamprophyroid dikes; 3 – quartz dikes; 4a – boundaries of the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif; 4b – boundaries of the roof pendants; 5 – faults and overthrusts

PETROGRAFICZNA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ ŻYŁOWYCH

Wśród skał żyłowych stowarzyszonych z intruzją kłodzko-złotostocką wyróżniono: apłity, pegmatyty, żyły kwarcowe, mikrogranodioryty o strukturze porfirowej, drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów oraz lamprofiroidy. Lamprofiroidami nazwano mezo- i leukokratyczne skały żyłowe powiązane ze sobą przejściami (lamprofiry oraz ich odmiany uboższe w minerały ciemne).

PEGMATYTY I APLITY

Pegmatyty występują w okolicach Laskówki, Chwalisławia, Żelazna i Podzamek, a apłity w regionie Laskówki, Lasek, Jaskowej, Droszkowa i Podzamek.

PEGMATYTY I APLITY LASKÓWKI

W najbliższym otoczeniu wsi Laskówka pegmatyty i apłity stanowią różnej grubości żyły tnące granitoidy i ich metamorficzną osłonę. W starym kamieniołomie, położonym w obrębie wsi Laskówka, hornfelsy osłony granitoidowej pocięte są licznymi żyłami żółtoszarych, dość gruboziarnistych pegmatytów, które pod mikroskopem wykazują strukturę pansenomorfowo-ziarnistą i bezkierunkową teksturę. Zbudowane są z kwarcu, mikropertytu mikroklinowego, oligoklazą i podrzędnymi ilościami biotytu. Najważniejszą ilościowo rolę odgrywają ziarna kwarcu, które wielkością wyraźnie ustępują skaleniom. Mikropertyt mikroklinowy tworzy duże, dość silnie i niejednolicie zmętniałe ziarna z plamistym wygasaniem

i lokalnie zaznaczoną budową kratkową. Oligoklaz (ok. 28% An), zbliżony jest najczęściej według prawa albitowego, rzadziej peryklinowego i karlsbadzkiego. W szlifie jest on prawie zawsze mniej lub więcej zmętniały wskutek serycytyzacji i zabarwiony oliwkowoszaro w strefach przeobrażeń. Oligoklaz zawiera niekiedy mikropegmatytowe przerosty kwarcu. Na kontakcie oligoklazu z mikropertrytem mikroklinowym obserwuje się często myrmekit. Jasnobrunatny biotyt tworzy nieliczne blaszki przetykane tlenkami żelaza, leukoksenem i cyrkonem. Automorficzne słupki cyrkonu, nierzadko o budowie pasowej, zostały niekiedy częściowo zizotropizowane (malakon). Sporadycznie spotyka się drobne ilości bezbarwnego łyszczyku i tlenki żelaza.

Różowawe pegmatyty, występujące na południe od wsi Laskówka związane są z granitoidami. Tworzą niekiedy większe masy budujące wzniesienia. Granitoidy osłony są często tak silnie zwietrzałe, że rozsypują się na gruboziarnistą kaszę. Od głównej masy pegmatytów odgałęziają się liczne żyły aplitowe wnikające do granitoidów. Granodioryty osłony

mają różowawe lub szare zabarwienie. Pegmatyty pod mikroskopem wykazują strukturę mikropegmatytową lub ksenomorfo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Duże kryształy mikropertrytu mikroklinowego i albitu (0% An) zawierają często przerosty mikropegmatytowe kwarcu. Mikropertryt mikroklinowy nierzadko zawiera wrostki albitu. Albit ten, w odróżnieniu od skalenia potasowego, jest silnie zmętniały i oliwkowoszaro zabarwiony. Na kontaktach obu skalenii występuje niekiedy myrmekit. Wyżej wymienionym minerałom towarzyszą ziarna kwarcu o falistym wygaszaniu. W pegmatytach tych występują niewielkie ilości brunatnego biotytu, zgniozelenego penninu i tlenków żelaza. Niektóre różowe pegmatyty zostały w znacznym stopniu skatakłazowane. Budujące je minerały wykazują różny stopień deformacji mechanicznych.

Jasnożółtawoszare, dość gruboziarniste pegmatyty, strukturą, teksturą i składem mineralnym nie różnią się od różowych odmian tych skał. Mikropertryt mikroklinowy i albit (0% An) zawierają często przerosty mikropegmatytowe kwarcu. Z minera-

Tabela 1

Skład mineralny pegmatytów i aplitów (% obj.)
Modes of pegmatites and aplites (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Kwarc Quartz	46,6	37,7	41,8	30,1	39,2	31,8	30,4	33,6	39,4	36,2	34,0	36,5	37,3	38,4
Plagioklaz Plagioclase	23,6	12,3	39,3	12,7	18,2	27,3	33,8	12,3	9,1	24,1	24,5	19,7	27,2	20,6
(anortyt %) (anorthite per cent)	(28)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(10)	(7-8)	(7)	—	—	(0-6)	(7-10)	albit
Mikroklin Microcline	28,9	49,4	18,4	55,9	38,9	38,6	33,5	53,1	46,5	37,4	38,3	41,7	33,8	39,6
Biotyt Biotite	0,7	0,3	0,4	0,1	1,6	ślady	2,0	0,7	4,6	1,6	2,1	1,7	1,5	1,0
Chloryt Chlorite	0,1	—	—	0,6	1,4	1,2	—	0,3	—	—	—	—	—	0,4
Cyrkon Zircon	śl.	—	—	—	—	—	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	—	śl.	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,1	0,3	0,1	0,6	0,5	0,5	0,3	—	0,1	0,7	1,1	0,4	0,1	—
Allanit Allanite	—	—	—	—	0,2	—	—	—	0,3	—	—	—	—	śl.
Tytanit Titanite	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Prehnit Prehnite	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt Apatite	—	—	—	—	—	—	—	śl.	śl.	—	—	—	—	—
Muskowit Muscovite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—

Analizy (analyses): 1-6 — pegmatyty (pegmatites), 7-14 — apłity (aprites).

łów ciemnych występują w tych skałach nieliczne blaszki ciemnobrunatnego (prawie czarnego) biotyty i pennin.

Aplity z kamieniołomu granitoidów w Laskówce są żółto- lub różowawoszarymi drobnoziarnistymi skałami, które pod mikroskopem wykazują strukturę panksenomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Przeważającą masę mineralną tych skał stanowią ziarna mikropertytu mikroklinowego i kwarcu. Mineralem tym towarzyszy albit (0–8% An) i podrzędny brunatny biotyt. Mikropertyt mikroklinowy, w szlifie tylko nieznacznie zmętniały, wykazuje plamiste wygaszanie i lokalnie dobrze widoczną budowę kratkową. Apatyt, cyrkon, allanit i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych. Aplity bardzo podobne do wyżej opisanych napotkano w odsłonięciu położonym na południe od wsi Laskówka, gdzie stwierdzono, że andezyn granitoidu otaczającego żyłę aplitową został zalbityzowany. W pobliżu żyły występuje albit (0% An) i dopiero w pewnym oddaleniu od niej plagioklaz granitoidu ma skład andezynu (30–32% An).

Jasno- lub żółtawoszare drobno- względnie średnioziarniste aplity o nierównym ziarnie spotkano w kamieniołomie hornfelsów, położonym we wsi Laskówka. Od aplitów z kamieniołomu granitoidów różnią się one większą zawartością plagioklazu i jego jakością. Plagioklaz drobnoziarnistych aplitów ma skład andezynu (30–31% An), a średnioziarnistych jest albitem (ok. 10% An). W aplitach średnioziarnistych pojawiają się mikropegmatytowe przerosty kwarcu w mikropertycie mikroklinowym.

APLITY LASEK

W okolicy Lasek aplity tworzą drobne żyły, tnące różowe granitoidy. Są one różowymi skałami o strukturze ksenomorfowo-ziarnistej i bezkierunkowej teksturze. Wielkość ziarna aplitów waha się w granicach od 0,7 do 1,7 mm. Największe rozmiary uzyskuje mikropertyt mikroklinowy i albit (0% An). Ten ostatni w szlifie jest zmętniały, zabarwiony oliwkowoszaro i przetkany łusczkami serycytu. Wykazuje on poza tym albitowe i peryklinowe prążkowania bliźniacze i deformacje mechaniczne (nieregularne spękania, powyginanie prążków bliźniaczych). Duże ziarna mikropertytu mikroklinowego, niekiedy zbliźniaczone według prawa karlsbadzkiego, zawierają wrostki albitu i kwarcu. Kwarce skupiają się najczęściej w nagromadzenia złożone z kilku kryształów. Nieliczne blaszki zielonkawego penninu przerastane są leukoksenem i tlenkami żelaza. Cyrkon, apatyt, tlenki żelaza i relikty piryty występują w roli minerałów akcesorycznych. Opisane aplity wykazują miejscami silniejsze objawy kataklazy, połączonej

z powstaniem miazgi mineralnej i nieregularnych spękań, niejednokrotnie wypełnionych albitem i prehnitem.

APLITY JASZKOWEJ GÓRNEJ I DROSKOWA

Aplity Jaszkowej Górnej są różowymi, a Droszkowa jasnoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o strukturze ksenomorfowo-ziarnistej i teksturze bezkierunkowej. Aplity Jaszkowej występują w większych ilościach i były lub są jeszcze nadal przedmiotem eksploatacji dla potrzeb miejscowych. Aplity Droszkowa natomiast, występują w formie drobnych żył grubości około 10 cm, przecinających granodioryty. W kamieniołomie, położonym na północ od zabudowań wsi Jaszkowa Górna, aplity od zachodu kontaktują z silnie zwietrzalymi granitoidami. Najliczniej reprezentowanymi jasnymi minerałami aplitów są mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy, kwarc i plagioklaz. Różnej wielkości ziarna skaleni potasowych wykazują plamiste wygaszanie i lokalnie rozwiniętą budowę kratkową. Kryształy kwarcu, o wygaszaniu falistym lub mozaikowym, zawierają niekiedy okienkowe przerosty skaleni potasowego. Plagioklaz ma najczęściej skład albitu (0–9% An) lub rzadziej oligoklazu (ok. 29% An). W niektórych aplitach albit wypierany jest przez skałę potasowy, który zatokami wnika w albit zajmując jego miejsce. Oprócz zatok mikroklinowych w albicie spotyka się niewielkie relikty tego minerału w mikroklinie. Oligoklaz, przeważnie silnie przeobrażony, wykazuje często budowę pasową. Z innych minerałów występują jeszcze niewielkie ilości brunatnego biotyty, cyrkon, apatyt i tlenki żelaza.

APLITY I PEGMATYTY PODZAMKA

W okolicy wsi Podzamek, na wschód od góry Grodzisko, odsłaniają się bardzo jasnoszare drobnoziarniste aplity przechodzące lokalnie w pegmatyty. Pod mikroskopem aplity wykazują strukturę ksenomorfowo-ziarnistą, lokalnie mikropegmatytową, a teksturę bezkierunkową. Zbudowane są one z kwarcu, mikropertytu mikroklinowego, albitu i niewielkich ilości biotyty. Kwarc tworzy samodzielne ziarna o wygaszaniu falistym lub mozaikowym, bądź też stanowi zorientowane przerosty pismowe w mikropertycie mikroklinowym. Na granicy skaleni potasowych i sodowo-wapniowych obserwuje się niekiedy myrmekit. Zawartość anortytu w albitach waha się w granicach od 3 do 10%. Aplity te pocięte są spękaniami wypełnionymi albitem lub miazgą mineralną. Wśród opisanych wyżej aplitów spotyka się średnioziarniste odmiany skał o analogicznym jak aplity składzie mineralnym oraz nierównoziarniste pegmatyty.

Na południowy zachód od wyżej opisanych skał występują aplity ze średnioziarnistymi przewarstwieniami oraz drobne żyły pegmatytów amfibolowych. Aplity zbudowane są z prawie równych ilości kwarcu i mikroklinu. Trzecim z kolei ilościowo ważnym składnikiem jest silnie zmętniały i zsercytyzowany albit. Wszystkie główne minerały aplitów tworzą ziarna o zróżnicowanej wielkości. Drobne blaszki ciemnobrunatnego biotyty, częściowo przeobrażone w chloryt lub minerał „x”, pojawiają się sporadycznie. Ciemnoszare nierównoziarniste pegmatyty złożone są z mikroklinu, albitu i zwyczajnej hornblendy ($\alpha z/\gamma = 16^\circ$; α — bladezielonkawożółty, β — jasnozielony, γ — bladezielony). Mikroklin stanowi najliczniejszy składnik skały. Albit silnie zmętniały i zbrunatniały jest często zatokowo poprzerastany mikroklinem. Czasami spotyka się mikroklinowe wysepki w albicie lub zatokowo ponadżerane relikty albitu w mikroklinie. Hornblenda tworzy przeważnie ksenomorficzne ziarna, zawierające wrostki tytanitu i przerosty augitu diopsydowego. Duże kryształy hornblendy wygaszają światło płamście. Apatyt, tlenki żelaza i brunatnawy tytanit występują jako minerały akcesoryczne.

W tonalitach na południowo-wschodnim stoku góry Podzamecka Kopa można spotkać cienkie, jasno zabarwione, średnioziarniste żyłki zbudowane z kwarcu, mikropertytu mikroklinowego, andezynu (38% An) i drobnych ilości brunatnego biotyty oraz bladezielonkawego penninu.

APLITY I PEGMATYTY CHWALISŁAWIA

W okolicy Chwalisławia sporadycznie spotyka się aplity i pegmatyty. Aplity zbudowane są z mikropertytu mikroklinowego, kwarcu, prawie całkowicie zsercytyzowanego plagioklaz i niewielkich ilości brunatnego biotyty. W niektórych aplitach Kuźniarski (1968) stwierdził, oprócz przeważającego mikropertytu mikroklinowego, kwarcu, pasowo zbudowanego plagioklaz (jądro 20–28% An, obwódka albitowa), drobne ilości augitu diopsydowego ($\alpha z/\gamma = 42^\circ$) i amfibolu ($\alpha z/\gamma = 14^\circ$). Pegmatyty złożone są z albitu i kwarcu (przerosty granofirowe).

PEGMATYTY ŻELAZNA

Pegmatyty z Żelazna Dolnego stanowią jasne, gruboziarniste skały ze smużystymi skupieniami minerałów ciemnych. Pod mikroskopem wykazują one strukturę ksenomorfowo-ziarnistą, nierównoziarnistą i kierunkową teksturę, wywołaną jednakowym ułożeniem dłuższych osi kryształów skaleni i smużek biotyty. Złożone są one głównie z mikroklinu i plagioklaz oraz drobnych ziarn kwarcu, wypełniających przestrzenie między skaleniami. Plagioklasy mają

skład andezynu (ok. 35% An) lub albitu (0% An). Jasnobrunatny biotyt tworzy przeważnie drobne blaszki. Większe płytki tego minerału są powyginane. Poza tym w pegmatytach Żelazna Dolnego notowany jest apatyt, cyrkon, zielona hornblenda i gniazdowate skupienia drobnych blaszek muskowitu (w skaleniach).

Ilościowy skład mineralny aplitów i pegmatytów podano w tabeli 1.

ŻYŁY KWARCOWE

Żyłki kwarcowe koncentrują się, według Wojciechowskiej (1975), głównie w środkowej i południowej części masywu oraz w jego południowo-wschodniej osłonie. Miąższość ich waha się od kilku centymetrów do kilku metrów. Zbudowane są prawie wyłącznie z ziarn kwarcu o falistym wygaszaniu, którym niekiedy towarzyszą kryształy prehnitu i tytanitu.

MIKROGRANODIORYTY O STRUKTURZE PORFIROWEJ

Mikrogranodioryty o strukturze porfirowej odsłaniają się we wcięciach dróg polnych na NW od kościoła w Laskach oraz w zboczu wzniesienia 462,6 w Mąkolnie.

Mikrogranodioryty z Lasek, tworzące żyły o grubości około 2 m, są brunatnoszarymi skałami, których fenokryształy (0,3–2,8 mm) reprezentowane są przez plagioklaz, biotyt i hornblendę.

Tabliczki plagioklaz mają przeważnie auto- lub hipauto-, rzadziej ksenomorficzne wykształcenie i są zbliżone według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Pospolita jest budowa pasowa z jądrem andezynowym (43–50% An) i obwódką oligoklazową (20–26% An). Spotyka się również tabliczki o składzie labradoru (57% An) i albitu (ok. 1% An). Albit niekiedy dominuje nawet nad andezynem. Andezyn i labrador w szlifie są zmętniałe, mniej lub więcej zsercytyzowane. Sercytyzacji nie ulega tylko wąska obwódka oligoklazowa. Niektóre tabliczki plagioklaz wykazują znamiona protoklasy. Najpierw uległy one spękaniu, a później zluźnienia te zostały zabliznione kwarcem i skaleniem potasowym. Niekiedy odnosi się wrażenie jakby fenokryształy plagioklaz zostały zatokowo skorodowane (korozja magmowa), a zatoki wypełnione tłem skalnym. Wrostki w plagioklazach tworzą najczęściej apatyt, rzadziej biotyt, sporadycznie hornblenda.

Auto- i hipautomorficzne płytki lub blaszki jasnowzględnie ciemnobrunatnego biotyty są dość często poprzerastane tlenkami żelaza i częściowo przeobra-

żone w bładozielonkawy pennin. Niekiedy blaszki biotyty są powyginane i wtedy niespokojnie wygaszają światło. Niekiedy biotyt jest silnie spenninizowany, a pennin poprzerastany tytanitem i pistacytem. Zwyczajna hornblenda wykształcona jest w postaci auto- i hipautomorficznych słupków lub pręcików. Wykazuje ona $\alpha \angle z/\gamma = 13-15^\circ$ i słaby lecz wyraźny pleochroizm (α — bładożółtawy, β — zielonkawy lub oliwkowobrunatny, γ — szarozielony, miejscami oliwkowy) oraz zbliżenie według (100). Miejscami trafiają się duże ziarna hornblendy niejednocie zabarwionej z pakietami równoległe ułożonych pręcików bładozielonkawego aktynolitu (przypuszczalnie). Hornblenda zawiera przerosty tytanitu i silnie zserycytizowanego plagioklaz. Część słupków tego minerału została przeobrażona w pennin lub blaszko-

waty, w szlifie żółtawy i dość wysoko dwójłomny minerał przypominający biotyt. Bardzo drobnoziarniste (0,03 do 0,06 mm) tło skalne złożone jest z plagioklaz, niekiedy pertytowego mikroklinu, kwarcu oraz drobnych ilości biotyty i penninu. Apatyt, cyrkon, tytanit i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

W zachodnim zboczu wzniesienia 462,6, przy drodze Mąkolno—Chwalisław, średnioziarniste granodioryty kontaktują z różowo- lub brunatnoszarymi mikrogranodiorytami, które pod mikroskopem wykazują strukturę porfirową i bezkierunkową teksturę. Fenokryształy (średnica od 0,1 do 3,3 mm) plagioklaz, skalenia potasowego, kwarcu, augitu, hornblendy i biotyty tkwią w drobnoziarnistej (0,01—0,04 mm) kwarcowo-skaleniowej masie. Fenokrysz-

Tabela 2

Skład mineralny innych skał żyłowych (% obj.)
Modes of other dike rocks (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kwarc Quartz	0,6	28,2	12,6	11,0	3,0	—	2,0	—	3,5	1,9	5,2	8,1
Plagioklaz Plagioclase	27,7	32,1	55,7	60,2	63,5	31,6	43,4	5,6	—	—	—	—
(anortyt %) (anorthite per cent)	(39—42)	—	(22—55)	—	—	(3—11)	(0—39)	—	—	—	—	—
Mikroklin Microcline	0,9	26,7	ślady	1,6	0,8	24,8	—	27,7	59,5	60,3	61,7	61,9
Biotyt Biotite	9,1	12,9	2,2	—	—	—	4,3	26,2	—	11,7	—	—
Chloryt Chlorite	—	—	1,0	6,0	11,8	—	15,3	—	śl.	—	—	0,5
Hornblenda Hornblende	4,0	—	25,5	17,9	14,7	41,6	34,6	38,4	31,7	21,1	26,8	23,5
Cyrkon Zircon	śl.	śl.	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	1,3	—	1,3	2,4	5,8	0,3	0,1	1,3	0,6	2,0	0,1	0,2
Allanit Allanite	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Tytanit Titanite	—	—	śl.	—	—	1,4	0,3	—	3,9	2,6	4,6	4,8
Apatyt Apatite	0,5	0,1	0,1	0,3	0,4	0,1	—	0,6	0,8	0,4	1,6	1,0
Piroksen Pyroxene	—	—	1,6	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—
Kalcyt Calcite	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—
Tło skalne Groundmass	55,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Analizy (analyses): 1 — granodioryt (granodiorite), 2 — granit (granite), 3—4 — dioryty kwarcowe (quartz diorites), 5 — dioryt (diorite), 6 — monzonit (monzonite), 7 — spessartyt (spessartite), 8—10 — wogezyty (vogesites), 11—12 — mikroklinowe syenity kwarcowe (microcline quartz syenites).

tały mają najczęściej hipautomorficzne wykształcenie, podczas gdy minerały tła skalnego są zawsze ksenomorficzne.

Fenokryształy plagioklazu reprezentowane są przez andezyn (31–48% An) z oligoklazem w obwódce (21–22% An) oraz przez albit (0–9% An). Andezyn, czasami z okienkowymi przerostami skalenia potasowego, jest w różnym stopniu zmętniały i zserycytowany, a albit dodatkowo zbrunatniały. W albicie oprócz łusek serycytu występują grudki minerałów grupy epidotu. Wrostki w plagioklazach tworzą kryształy apatyty, biotyty i kwarcu. Plagioklasy ujawniają deformacje mechaniczne takie jak: powyginięcie prążków bliźniaczych, spękanie ziarn z jednoczesnym wypełnieniem zluźnień minerałami tła skalnego. Tabliczki skalenia potasowego z subtelnymi przerostami pertytowymi i wrostkami zserycytowanego plagioklazu, hornblendy i biotyty, wykazują dość niespokojne wygaszanie światła z $2V\alpha = 49 + 2^\circ$. Niektóre kryształy tego minerału wykazują ślady

korozji magmowej. Korozji magmowej uległy również niektóre ziarna kwarcu, które mają najczęściej ksenomorficzne wykształcenie i faliste wygaszanie. Hipauto- lub ksenomorficzne słupki augitu diopsydowego, o dość niespokojnym wygaszaniu światła, zawierają wrostki apatyty, tytanitu, minerałów nieprzezroczystych i biotyty. Niektóre fenokryształy augitu z wrostkami zserycytowanego plagioklazu są obrośnięte i poprzrastane zieloną hornblendą. Fenokryształy hornblendy zwyczajnej ($\alpha/\gamma = 15^\circ$; α – zielonkawożółty, γ – ciemnozielony) tworzą hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna zbliżone według (100). Niektóre kryształy tego amfibolu wykazują niejednolite zabarwienie – jądra brunatnawe, a obwódki zielonkawe. Kryształy hornblendy występują pojedynczo lub w skupieniach. Niekiedy ziarna hornblendy poprzrastane są augitem diopsydowym. Biotyt częściowo przeobrażony jest zwykle jaśniej zabarwiony ($\gamma \approx \beta$ – jasnobrunatny), a dobrze zachowany wykazuje silniejszy pleochroizm

Tabela 3

Analizy chemiczne skał żyłowych (% wag.)
Chemical analyses of dike rocks (weight per cent)

	Numery analiz – Analysis numbers						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	67,54	58,83	58,76	54,50	65,96	58,21	61,53
TiO ₂	0,36	1,11	0,53	0,69	0,78	0,83	0,38
Al ₂ O ₃	14,84	15,80	17,25	19,28	11,30	15,36	19,36
Fe ₂ O ₃	1,50	2,97	0,60	1,19	1,43	2,01	1,00
FeO	2,15	4,64	3,51	3,39	2,30	3,37	3,04
MnO	0,03	0,13	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06
MgO	1,58	3,83	5,20	5,32	3,26	5,54	4,47
CaO	3,14	5,82	4,11	3,71	3,80	4,09	2,40
Na ₂ O	3,83	3,57	3,45	4,55	0,84	5,03	1,75
K ₂ O	4,02	2,17	4,35	3,25	9,60	2,57	2,62
H ₂ O+	0,39	1,51	2,12	3,45	0,22	2,48	2,27
H ₂ O–	0,41	0,17	0,20	0,85	0,22	0,64	0,23
P ₂ O ₅	0,16	0,14	–	–	0,32	0,20	0,04
S	0,04	–	–	–	0,04	–	–
CO ₂	–	ślady	–	–	–	–	1,22
Suma – Total	99,99	100,69	100,15	100,24	100,12	100,40	100,37
Pochodzenie analiz Source	A	B	A	A	A	C	D

A – Pracownia Chemiczna Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii U. W., B – Meister, Fischer (1942), C – Němec (1975), D – Kowalski (1966)
Objaśnienia do tabeli 3–4:

analiza: 1 – Mikrogranodioryt o strukturze porfirowej, wzgórze 464, symbol C.I.P.W. I/II/4.2.3' [II/III/1.2'.3]; 2 – Mikrodioryt kwarcowy, wzgórze Myszak 611,5 przy drodze Wojciechowie–Laskówka, symbol C.I.P.W. II.4/5/3.4 [II.1.1/2'.3]; 3 – Spessartyt, kamieniołom przy drodze Mąkolno–Chwalisław, symbol C.I.P.W. II.4/2/3.3 [I'.1.1.2]; 4 – Spessartyt, kamieniołom na północ od Odrzychowic, symbol C.I.P.W. II.5/2/3'.4 [II'.2/3/1.2]; 5 – Mikroklinowy mikro-syenit kwarcowy, kamieniołom przy drodze Odrzychowice–Rogówek, symbol C.I.P.W. II.4.1.1 [I/II.1.2'.2]; 6 – Zalbityzowany porfiryt gabrowy, Góra Kopciowa koło Chwalisława, symbol C. I.P.W. II. 5.2.4 [II.1.1/2/2]; 7 – Mikrotonalit, okolice Złotego Stoku, symbol C.I.P.W. II.3.2.3 [II.1.1.2].

1 – Microgranodiorite displaying porphyritic texture, the hill 464, C.I.P.W. symbol I/II/4.2.3' [II/III/1.2'.3]; 2 – Quartz microdiorite, the Myszak Hill of 611,5, the Wojciechowie–Laskówka road, C.I.P.W. symbol II. 4/5/3.4 [II.1.1/2'.3]; 3 – Spessartite, quarry at the Mąkolno–Chwalisław road, C.I.P.W. symbol II.4/2/3.3 [I'.1.1.2]; 4 – Spessartite, quarry north of Odrzychowice, C.I.P.W. symbol II.5/2/3'.4 [II'.2/3/1.2]; 5 – Microcline quartz micro-syenite, quarry situated at the road Odrzychowice – Rogówek, C.I.P.W. symbol II.4.1.1 [I/II.1.2'.2]; 6 – Albitized gabbro porphyrite, the Kopciowa Hill nearby Chwalisław, C.I.P.W. symbol II.5.2.4 [II.1.1/2/2]; 7 – Microtonalite, the vicinity of Złoty Stok, C.I.P.W. symbol II.3.2.3 [II.1.1.2].

($\gamma \approx \beta$ — ciemnobrunatny, α — żółtawy). Biotyt poza tym przeobraża się w bezbarwny minerał „x”. Powstały kosztem biotytu zielonkawy pennin poprzeraszany jest cytrynowożółtym pistacytem i leukoksenem.

Tło skalne o strukturze panksenomorfowo-ziarnistej zbudowane jest prawie wyłącznie ze skalenia potasowego i kwarcu. Minerałom tym towarzyszą w drobnych ilościach kryształy plagioklaz, strzępki biotytu, minerały nieprzezroczyste i apatyt.

W mikrogranodiorytach ponadto można spotkać dość duże agregaty, złożone z plagioklaz, kwarcu i biotytu oraz ciemne mikroenklawy około 2 mm średnicy. Te ostatnie zbudowane są ze słupkowatych ziarn bladzielonkawego amfibolu skupionych w zwarte agregaty, poprzeraszane drobnymi grudkami minerałów nieprzezroczystych. W skład tych enklaw wchodzi niekiedy również augit diopsydowy, biotyt i plagioklaz. Mikroenklawy często obrzeżone są otoczką biotytowo-hornblendową. Opisane wyżej mikrogranodioryty pocięte są żyłkami adularowo-prehnitowymi. Plagioklasy występujące w sąsiedztwie takich żyłek zostały zserycytizowane lub sprehnitizowane. Ilościowy skład mineralny mikrogranodiorytów z rozbiciem na tło skalne i fenokryształy przedstawiono w tabeli 2 (analiza 1), a skład chemiczny w tabeli 3 (analiza 1).

DROBNOZIARNISTE ODPOWIEDNIKI GRANITOIDÓW, DIORYTOIDÓW I SYENITOIDÓW

Wśród przeważających średnioziarnistych granitoidów spotyka się wyraźnie drobniej ziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów, których struktura oraz geologiczna forma występowania wskazują na ich żyłowy charakter. W tej grupie skał wyróżnić można mikrogranodioryty, mikrogranity, mikrodioryty, mikrodioryty kwarcowe, mikromonzodioryty i mikromonzonity.

Oprócz mikrogranodiorytów z Lasek i Mąkolna, opisanych już poprzednio, występują skały o analogicznym charakterze petrograficznym, które stanowią drobnoziarniste odpowiedniki średnioziarnistych granodiorytów. Występują one w okolicach Jaskkowej Górnej i Chwalisławia. Mikrogranodioryty o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze bezkierunkowej zbudowane są z andezynu (30—39% An), mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej ($\alpha/\gamma = 15-19^\circ$) i bladobrunatnego biotytu. W dużych kryształach andezynu spotyka się okienkowe lub nieregularne przerosty skalenia potasowego. Mikroclin jest niekiedy automorficzny względem kwarcu. Hornblendy zwyczajne poprzeraszane są kwarcem, plagioklazem, biotytem i augitem diopsydowym. Biotyt z wrostkami cyrkonu i apatytu niekiedy jest częściowo przeobrażony w pennin. Apatyt, cyrkon,

allanit, tlenki żelaza i piryt występują w śladowych ilościach.

Mikrogranity występujące w okolicach Chwalisławia są ciemnoszarymi skałami, których ostłone stanowią średnioziarniste granodioryty. W przeważającej drobnoziarnistej masie mineralnej opisywanych skał widnieją nieco większe (1—3 mm), białawe lub różowawe skalenie oraz minerały ciemne. Mają one taką samą strukturę i teksturę jak mikrogranodioryty, od których różnią się brakiem hornblendy zwyczajnej oraz obecnością dwóch rodzajów plagioklaz. Andezyn i albit tworzą różnej wielkości hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna, zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego. Plagioklasy w szlifie oliwkowo zabarwione mają zwykle skład albitu. Względnie dobrze zachowane ziarna wykazują budowę pasową z jądrem zazwyczaj silnie zserycytizowanym (andezyn). Mikropertyt mikroklinowy z plamistym wygasaniem i zrostami karlsbadzkimi jest w szlifie również zmętniały i oliwkoszary. Trzecim istotnym składnikiem opisywanych skał jest ksenomorficzny kwarc wypełniający przestrzenie między skaleniemi. Plagioklaz i brunatny biotyt tworzą wrostki w kwarcu. Hipautomorficzne blaszki jasnobrunatnego biotytu, z ciemnymi polami pleochroicznymi wokół wrostków cyrkonu i apatytu, są dość równomiernie rozmieszczone w całej skale. Część z nich została przeobrażona w bladzielonkawy pennin. Cyrkon, apatyt, leukoksen i inne minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. W mikrogranitach można spotkać enklawy hornfelsowe. Ilościowy skład mineralny mikrogranitu przedstawiono w tabeli 2 (analiza 2).

Mikrodioryty Wojciechowic są ciemno- lub zielonkawoszarymi skałami, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą lub porfirową i bezkierunkową teksturę. Mikrodioryty o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej zbudowane są w głównej mierze z hipauto- lub automorficznych tabliczek plagioklaz, których długość waha się w granicach od 0,2 do 1,4 mm. Dominują jednak ziarna, których dłuższa oś nie przekracza 0,6 mm. Stan zachowania plagioklazów jest różny. Nieprzeobrażone ziarna wykazują budowę pasową i skład labradoru (ok. 60% An). Niewielkie przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami kwarcu, granofiwymi przerostami skalenia potasowego i kwarcu oraz znacznie rzadziej skaleniemi potasowym. Słupkowate ziarna hornblendy zwyczajnej mają dość często niejednolite zabarwienie i budowę. Odmiany zielonkawe wykazują niejednokrotnie włóknistą budowę, a hornblendy brunatnawe tworzą ziarna o jednolitej strukturze. Długość słupków hornblendy waha

się od 0,4 do 2,0 mm. W mikrodiorytach występują niekiedy słupkowato wydłużone pseudomorfozy chlorytowe i węglanowo-chlorytowe z relikdami hornblendy. Ilościowy skład mineralny mikrodiorytów z Wojciechowic podano w tabeli 2 (analiza 5).

W mikrodiorytach o strukturze porfirowej fenokryształy stanowią plagioklaz, augit diopsydowy, biotyt, pseudomorfozy po hornblendzie (kalcytowe, chlorytowo-łuszczkowe i łuszczkowe) i sporadycznie kwarc. Wielkość ich waha się w granicach od 0,2 do 2 mm. Tło skalne natomiast, złożone jest z drobnych (0,05–0,1 mm) mikrolitów plagioklazu, ksenomorficznych ziarn kwarcu, skalenia potasowego, granofirowych przerostów skalenia potasowego i kwarcu oraz minerałów ciemnych (biotyt i chloryt). Hipautomorficzne tabliczki plagioklazu wykazują budowę pasową i różny stopień przeobrażenia. Augit diopsydowy jest niekiedy nieregularnie spękany i zbliżniaczony według (100). Kasztanowobrunatny biotyt tworzy czasami obwódki wokół augitu diopsydowego. Pseudomorfozy kalcytowe, kalcytowo-biotytowe, penninowe, biotytowe i penninowo-biotytowe mają często słupkowate zarysy. Drobne relikty tworzy w nich hornblenda brunatna, która niekiedy stanowi fenokryształy. W ilościach śladowych występują: apatyt, cyrkon, kalcyt, piryty, leukoksen i tlenki żelaza.

Różowoszare mikrodioryty Chwalisławia zbudowane są z plagioklazu, skalenia potasowego, augitu diopsydowego, hornblendy zwyczajnej, biotytu i niewielkich ilości kwarcu. Plagioklaz ma skład labradoru (jądro 52% An, obwódka 20% An) lub albitu (0% An). Hipautomorficzne listewki i ksenomorficzne ziarna mikroklinu wypełniają przestrzenie między tabliczkami plagioklazu. Bardzo często towarzyszą im prawie submikroskopowe przerosty mikropegmatytowe skalenia potasowego i kwarcu. Gdziekolwiek między wspomnianymi składnikami pojawiają się ksenomorficzne kwarcie o falistym wygaszaniu. Na minerały ciemne składają się hipautomorficzne słupki augitu diopsydowego (α $z/\gamma = 41^\circ$) i hornblendy zwyczajnej (α $z/\gamma = 20^\circ$; α – jasnożółty, β – oliwkowobrunatny, γ – szarozielony) oraz hipauto- lub automorficzne płytki kasztanowobrunatnego biotytu. Część blaszek biotytu została przeobrażona w pennin. Przeobrażeniom tym towarzyszyło często wydzielenie się minerałów nieprzezroczystych i powstanie pisticytu. W skale poza tym pojawia się apatyt.

Mikrodioryty z Krosnowic spotykane są w postaci gniazdowatych wystąpień wśród amfibolitów wschodniego stoku Czerwoniaka, tuż nad szosą Kłodzko-Krosnowice. Przedstawiają się one jako ciemnoszare, dość drobnoziarniste skały z różowymi skaleniami, wykazujące pod mikroskopem strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezładną z pew-

nymi skłonnościami do kierunkowego uporządkowania blaszek biotytu. Zasadniczą masę mineralną mikrodiorytów tworzą tabliczki albitu i oligoklazu (5–11% An) zbliżniaczone najczęściej według prawa albitowego, rzadziej dodatkowo peryklinowego. Kryształom plagioklazu towarzyszą stosunkowo nieliczne ziarna kwarcu i mikroklinu. Z ciemnych minerałów występują wysepkowate skupienia hipautomorficznych słupków i ksenomorficznych ziarn hornblendy zwyczajnej (α $z/\gamma = 14$ – 17° ; α – bladeżółtawy, β – bladezielonkawy, γ – szarozielony) oraz znacznie mniej liczne blaszki jasnobrunatnego biotytu. Hornblenda poprzerastana jest wrostkami apatyty, cyrkonu, kwarcu i plagioklazu, a biotyt zawiera przerosty tlenków żelaza, leukoksen, apatyty i cyrkonu. W roli składników akcesorycznych występują: cyrkon, apatyt, tytanit, tlenki żelaza i kalcyt. Ten ostatni wypełnia również szczeliny. Niekiedy mikrodioryty z Krosnowic wykazują znamiona kataklazy (nieregularne spękania w plagioklazie i hornblendzie, lokalne roztarcie tych minerałów na miazgę). Powstałe złuznienia infiltrowane były albitem i kalcytem.

Mikrodioryty kwarcowe, występujące na północny wschód od Wojciechowic, reprezentowane są przez ciemnoszare, drobnoziarniste skały o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i bezkierunkowej teksturze. Na jasne minerały tych skał składają się mniej lub więcej zserycytizowane tabliczki plagioklazów o składzie andezynu (jądro 43% An, obwódka 22% An) i labradoru (jądro 57% An, obwódka 23% An) oraz drobne ilości mikroklinu i kwarcu, wypełniające niewielkie przestrzenie między hipautomorficznymi tabliczkami plagioklazów i minerałami ciemnymi. Te ostatnie reprezentowane są przez augit diopsydowy, amfibole, biotyt i chloryt.

Hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna augitu diopsydowego (α $z/\gamma = 41^\circ$) zbliżniaczone według (100) są często poobrastane brunatnawo zabarwioną hornblendą zwyczajną. Wśród amfiboli wyróżniono brunatno zabarwioną hornblendę zwyczajną oraz bladezielonkawą odmianę o cechach optycznych zbliżonych do aktynolitu. Amfibole tworzą hipautomorficzne słupki, ksenomorficzne ziarna lub agregatowe skupienia drobnych pręcików. Niektóre ziarna amfibolu są niejednolicie zabarwione: słupki brunatnawej hornblendy przechodzą w bladezielonkawą odmianę (α $z/\gamma = 16$ – 18°). Agregatowe skupienia pręcików bladezielonkawego amfibolu mają niekiedy zarysy dość prawidłowych krótkich słupków. Bladezielonkawy amfibol przeobraża się w brunatnawy biotyt i żółtawy pennin. Biotyt tworzy niekiedy samodzielne blaszki, częściowo przeobrażone w pennin. W mikrodiorytach kwarcowych występują dość liczne pseudomorfozy chlorytowe, łuszczkowe

i łyszczkowo-chlorytowe o słupkowatych zarysach. Łyszczyk o właściwościach biotyту wykazuje zielonkawą pleochroizm (α — zielonkawożółty, $\gamma \approx \beta$ — zgnięzielony). We wspomnianych pseudomorfozach spotyka się relikty brunatnawej hornblendy i przerosty leukoksenu. Apatyt, tytanit i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. Ilościowy skład mineralny diorytów kwarcowych z Wojciechowic podano w tabeli 2 (analizy 3 i 4), a skład chemiczny w tabeli 3 (analiza 2).

Mikromonzodiority Wojciechowic są zielonkawo- lub ciemnoszarymi skałami, w których można wyróżnić afanitowe tło i tkwiące w nim jasne i ciemne fenokryształy. Na fenokryształy (0,2—4,0 mm) tych skał składają się hipauto- lub automorficzne tabliczki plagioklaz (do ok. 56% An), hipautomorficzne słupki brunatnawo zabarwionej hornblendy zwyczajnej i augitu zwyczajnego oraz pseudomorfozy epidotowo-penninowe po biotycie, węglanowe i węglanowo-penninowe przypuszczalnie po hornblendzie oraz biotyt. Tło skalne złożone jest z listewek plagioklaz, skaleni potasowych, kwarcu, granofirowych przerostów skalenia potasowego i kwarcu, biotyту i penninu. W tle skalnym rzadziej pojawiają się kryształy augitu i hornblendy. Wielkość ziarna składników tła skalnego waha się w przedziale od 0,01 do 0,2 mm. Plagioklasy z wyraźną budową pasową są w szlifie silnie zmętniałe i zserycytywane. Czasami dodatkowo poprzerastane są minerałami grupy epidotu. Skaleń potasowy jest automorficzny względem kwarcu i przerostów granofirowych. Hornblenda zwyczajna, zbliźniona według (100), zawiera wrostki apatyту, minerałów nieprzezroczystych i plagioklaz. Pseudomorfozy pistacytowo-penninowe bardzo często mają zarysy odziedziczone po hipauto- lub automorficznym biotycie, z którego powstały. Słupkowate zarysy pseudomorfoz węglanowych i penninowo-węglanowych sugerują wiązanie ich genezy z amfibolami i piroksenami. Mikromonzodiority, oprócz minerałów akcesorycznych charakterystycznych dla mikrodiorytów, zawierają tytanit i epidot zwyczajny.

SKATAKLAZOWANE MIKROMONZONITY

Monzonity, odsłaniające się w drodze polnej, prowadzącej z Podzamka do podłużnego łomu marmurów, pocięte są cienkimi żyłami (3—6 cm) mikromonzonitów skataklazowanych o biegu 147° . Te ostatnie przedstawiają się jako różowoszare, nierównoziarniste skały o bezkierunkowej teksturze. Pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, miejscami monzonitową lub kataklastyczną i bezkierunkową teksturę. Zbudowane są z albitu, skalenia potasowego i hornblendy zwy-

czajnej. Plagioklaz (3—11% An) tworzy hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna, zbliźniane jednocześnie według dwóch praw bliźniaczych (albitowego i peryklinowego). Mikroklin i mikropertyt mikroklinowy jest zawsze ksenomorficznie wykształcony. Dość często wnika on zatokami w plagioklaz. Hornblenda zwyczajna ($\angle z/\gamma = 15 - 18^\circ$; α — bardzo bladeżółtawy, β — oliwkowozielonkawy lub zielonkawoszary, γ — bardzo bladezielonkawo lub zielonkawoszary), zbliźniona według (100), ma postać hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn. Oprócz dużych ziarn występują agregatowe skupienia drobnych kryształów hornblendy. W roli minerałów akcesorycznych występują tlenki żelaza z otoczkami tytanitu, dość liczny fiołkowo-brunatny tytanit, epidot zwyczajny i drobne ilości apatyту i cyrkonu. Opisane mikromonzonity wykazują liczne deformacje mechaniczne (powyginane prążki bliźniacze plagioklazów i hornblendy, nieregularne spękania ziarn, lokalne roztarcie minerałów na miazgę). Skały te ponadto pocięte są żyłkami prehnitowymi. Ilościowy skład mineralny słabo skataklazowanych mikromonzonitów przedstawiono w tabeli 2 (analiza 6).

LAMPROFIROIDY

Wśród lamprofiroidów wyróżniono: spessartyty, wogezyty, mikrodioryty, mikromonzodiority i mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe. Konieczność wprowadzenia terminu lamprofiroidy została podyktowana występowaniem genetycznie ze sobą związanych i powiązanych przejściami skał żyłowych o zmiennej zawartości minerałów ciemnych. Nie można tych skał nazwać lamprofirami, gdyż wśród nich oprócz lamprofirów występują również skały uboższe w minerały ciemne. Wyłączenie zaś z tej grupy skał bardziej leukokratycznych i omówienie ich razem z drobnoziarnistymi odpowiednikami diorytoidów i syenitoidów sugerowałoby analogie i genetyczne związki z granitoidami masywu kłodzko-złotostockiego i starszymi skałami żyłowymi, co przy wyraźnej odrębności omawianych skał bardziej leukokratycznych i przy ich genetycznym powiązaniu z młodszymi żyłami lamprofirowymi byłoby bardzo niewskazane.

Podstawą podziału lamprofiroidów na lamprofiry (spessartyty i wogezyty) i bardziej leukokratyczne skały żyłowe (mikrodioryty, mikromonzodiority i mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe) była zawartość minerałów ciemnych wynosząca 35% objętości. Uczyniono to zgodnie ze Streckeisenem (1967). Spessartyty i wogezyty są lamprofirami zawierającymi co najmniej 35% objętości minerałów ciemnych,

a mikrodioryty, mikromonzodiority i mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe, wykazujące wiele cech wspólnych z lamprofirami są nieco uboższe w minerały ciemne (wskaźnik barwy < 35).

SPESSARTYTY

Spessartyty występują w okolicach Lasek, Mąkolna, Chwalisławia, Jaskowej, Droszkowa i Odrzychowic. Najczęściej spotykane są w postaci luźnych bloków, rzadziej występują in situ, tworząc większe skałki lub grubsze żyły (fig. 2 i 3). Siwoszare drobnoziarniste spessartyty Lasek napotkano na północnych stokach góry Sokolec. Wykazują one

stopniu zmętniałe i zserycytizowane. Drobne przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami kwarcu i skalenia potasowego. Minerale jasne stanowią 63%, a ciemne 37% objętościowych skały. Hipautomorficzne słupki zwyczajnej hornblendy, zbliżone według (100), wykazują dość niejedolite zabarwienie w zielonkawych i brunatnych odcieniach. Nierzadko są one powyginane. Blaszki jasno-brunatnego biotyty, dość równomiernie rozmieszczone, uległy w niektórych wypadkach penninizacji.

Wśród spessartytów Mąkolna można wyróżnić dwie odmiany, różniące się składem mineralnym — spessartyty zwyczajne i biotytowe. Pierwsza odmiana przedstawia skały o zmiennym zabarwieniu (jasno-, ciemno-, brunatnawo-, i zielonkawoszare), bardzo drobnym lub drobnym ziarnie i teksturze najczęściej bezładnej. Pod mikroskopem wykazują one na ogół strukturę porfirową i teksturę bezładną lub kierunkową. Ta ostatnia wywołana jest prawie równoległym ułożeniem minerałów ciemnych. W omawianych skałach minerały ciemne dominują nad jasnymi. Pierwsze reprezentowane są przez hornblendę zwyczajną, augit diopsydowy, biotyt i pseudomorfozy chlorytowe (po bliżej nieokreślonych minerałach), a drugie przez plagioklaz, któremu mogą towarzyszyć drobne ilości kwarcu i skalenia potasowego. Spessartyty biotytowe różnią się od zwyczajnych tym, że zawierają one dodatkowo pewne ilości biotyty. Ilościowo najważniejszymi składnikami spessartytów są kryształy hornblendy i plagioklazu. W roli fenokryształów występują: hornblendy, augit, biotyt, pseudomorfozy chlorytowe lub serpentynowe po bliżej nieokreślonym mineralu, plagioklaz i kwarc. Natomiast na tło skalne składają się drobne ziarna hornblendy, plagioklazu i skalenia potasowego oraz niekiedy również kwarcu.

Hornblenda zwyczajna ($\angle z/\gamma = 15-17^\circ$) tworzy igiełki, pręciki i słupki zbliżone według (100). Często wykazuje ona budowę pasową oraz dość zmienny pleochroizm. Wektorom: α — odpowiada barwa bladeżółtawa, β — oliwkowa, oliwkowo-brunatna lub oliwkowozielona, γ — oliwkowobrunatna, jasnożółto- lub szarozielona. W przypadku budowy pasowej jądro kryształu jest zwykle intensywniej zabarwione np. oliwkowobrunatne (β), a obwódka oliwkowa lub żółtawa (β). Pręciki i słupki hornblendy są często powyginane lub poprzecznie spękane. Krótkie słupki augitu diopsydowego ($\angle z/\gamma = 41^\circ$) i zwyczajnego ($\angle z/\gamma = 47^\circ$) mają niekiedy zakończenia obrośnięte hornblendą zwyczajną. Częściowo bywają one schlorytizowane. Jasno-brunatny biotyt ma postać automorficznych blaszek, nierzadko powyginanych i częściowo przeobrażo-

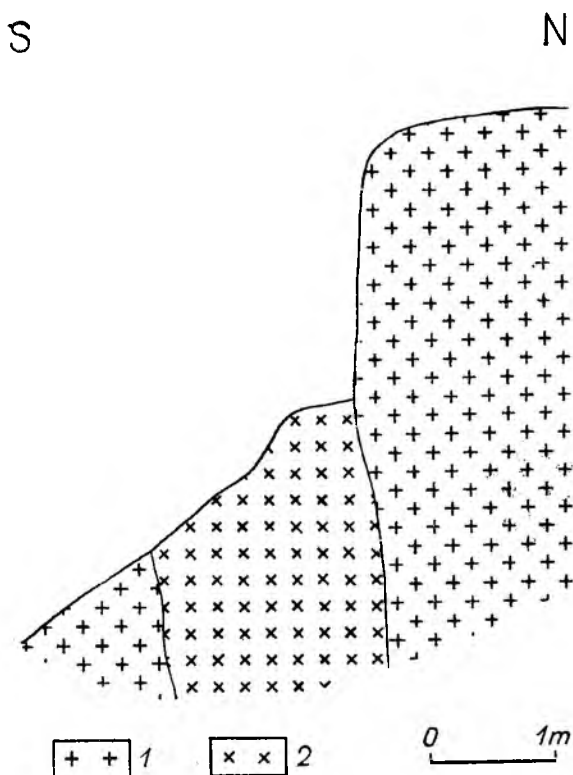


Fig. 2

Przekrój przez żyłę spessartytu (kamieniołom na północ od Odrzychowic) —

1 — granitoid; 2 — spessartyt

Cross-section through spessartite dike (quarry north of Odrzychowice)

1 — granitoid; 2 — spessartite

hipautomorfowo-ziarnistą strukturę i kierunkową teksturę wywołaną prawie równoległym ułożeniem znacznej części słupków hornblendy. Zbudowane są głównie z andezynu (33-39% An) i hornblendy zwyczajnej ($\angle z/\gamma = 18^\circ$) oraz mniejszych ilości biotyty, skalenia potasowego i kwarcu. Andezyn tworzy hipautomorficzne listewki i tabliczki zbliżone według prawa albitowego, nierzadko z wyraźną budową pasową. W szlifie są one w różnym

nych w pennin. Bładozielonkowy pennin powstały kosztem biotyty, hornblendy i augitu, poprzerastany jest leukoksenem. Pseudomorfozy bładozielonkowego lub oliwkowozielonego minerału o cechach optycznych zbliżonych do chlorytu lub serpentynu mają często słupkowate zarysy. Niekiedy przypominają one oliwin w przekroju $\perp \alpha$. Plagioklasy o składzie andezynu (ok. 39% An) lub albitu (0–9% An) wykształcone są w postaci auto- lub hipautomorficznych tabliczek, bądź też drobniejszych ksenomorficznych kryształów. Albit w szlifie jest zawsze silnie zmętniały, oliwkoszary i przetykany łusczkami serycytu. Andezyn występuje znacznie rzadziej, tworząc zwykle fenokryształy o pasowej budowie z wąską, silnie zasadową (54% An) obwódką. Kwarc o niespokojnym wygaszaniu nierzadko tworzy fenokryształy o nieregularnych kształtach i z zatokami korozyjnymi. Ilościowy skład mineralny spessartytu biotytoowego z kamieniołomu przy drodze Mąkolno–Chwalisław przedstawiono w tabeli 2 (analiza 7).

Spessartyty, występujące we wspomnianym już kamieniołomie, tworzą żyły (fig. 3), przecinające granitoidy. Wykazują one następujący bieg i upad: $180/60^\circ$ E. Wyniki analizy chemicznej spessartytu z pierwszej od zachodu żyły podano w tabeli 3 (analiza 3).

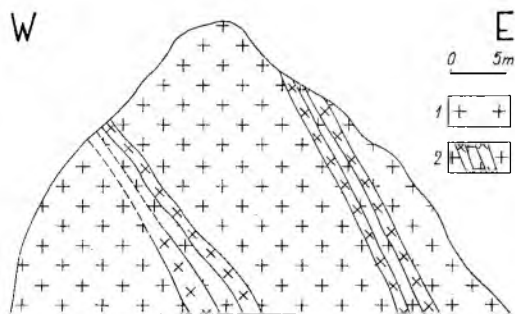


Fig. 3

Szkic północnej ściany kamieniołomu przy drodze Mąkolno–Chwalisław

1 – granitoid; 2 – granitoid pocięty żyłami lamprofroidów

Sketch of the northern face of the quarry situated at the Mąkolno–Chwalisław road

1 – granitoid; 2 – granitoid cut by lamprophyroid dikes

Kontakty spessartytów z granitoidami są zawsze ostre. Spessartyty przy kontakcie są zazwyczaj ciemniej zabarwione (ciemnoszare) i drobniej ziarniste. Granitoidy z kontaktu wykazują dość silne tektoniczne zaangażowanie, przy czym nasilenie kataklazy maleje w miarę oddalania się od kontaktu. Partie przykontaktowe zostały rozarte na drobnoziarnistą miazgę mineralną, w której można spotkać większe ostrokrawędziste fragmenty ziarn oraz silnie zdeformowane kryształy kwarcu, mikroklinu,

plagioklazu i zwyczajnej hornblendy zielonej. Drobnoziarnista miazga mineralna ujawnia często kierunkową teksturę, wywołaną równoległym ułożeniem smużek minerałów ciemnych. W miarę oddalania się od powierzchni kontaktu (na skalę mikroskopową) kataklazyczna miazga stopniowo zanika, a pojawiają się ziarna w różnym stopniu zdeformowane.

Spessartyt o strukturze porfirowej i teksturze kierunkowej nie wykazuje znamion kataklazy. Słupki i pręciki hornblendy oraz blaszki biotyty ustawione są równolegle do powierzchni kontaktu obu skał. Każda wypukłość czy wklęsłość powierzchni kontaktowej granitoidu znajduje swe odzwierciedlenie w ułożeniu niezometrycznych minerałów. Wskazuje to, że kierunkowe uporządkowanie nastąpiło w czasie wdzierania się magmy spessartytovej w zluźnienia granitoidu, przy czym wydłużone minerały ustawiły się dłuższymi osiami równolegle do kierunku ruchu, a tym samym do powierzchni kontaktu. Tło skalne spessartytów przy samym kontakcie ma charakter bardzo drobnoziarnistej masy, słabo reagującej na światło spolaryzowane, miejscami nawet sprawiającej wrażenie szkliwa (zmiany endokontaktowe).

Lokalnie, w strefach kontaktowych granitoidów ze spessartytami, powstały brekcje eruptywne, w których można wyróżnić dwie, wiekowo i petrograficznie różne partie skalne — starszą granitoidową i młodszą spessartytową. Ciemnoszare, średnioziarniste granitoidy pocięte są żyłkami ciemnoszarego, bardzo drobnoziarnistego spessartytu. Bywa też sytuacja odwrotna: w przeważającej spessartytovej masie skalnej widnieją nieregularne fragmenty granitoidu. Partie granitoidu mają charakter kataklazytów, a spessartyty wykazują strukturę porfirową i teksturę fluidalną. Tło skalne tych ostatnich złożone jest z igiełek amfibolu i jasnej masy, słabo reagującej na światło spolaryzowane.

Spessartyty Jaszkowej Górnej, Droszkowa i Chwalisławia występują najczęściej w postaci luźnych bloczków, a spessartyty Odrzychowic tworzą żyły o grubości 1–2 m i biegu $105–125^\circ$. Wyglądem megaskopowym, strukturą, teksturą i składem mineralnym nie różnią się one od omówionych już spessartytów. W roli fenokryształów, w spessartytach Jaszkowej Górnej i Droszkowa występują najczęściej słupki hornblendy, rzadziej augitu diopsydowego i biotyty. W analogicznych skałach Odrzychowic największe rozmiary wykazuje augit diopsydowy, hornblenda zwyczajna i albit. Tło skalne w obu przypadkach złożone jest z mikrolitów albitu, igiełek hornblendy, drobnych blaszek bladobrunatnego lub bładozielonkowego biotyty i zielonego chlorytu. Augit diopsydowy ma postać krótkich słupków lub izometrycznych ziarn ($\alpha/z/\gamma = 40–42^\circ$) zbliżonych we-

dług (100), które dość często skupiają się w agregaty złożone z kilku osobników. Słupki hornblendy ($\angle z/\gamma = 12-18^\circ$), wykazujące dość urozmaicony pleochroizm, stanowią najczęściej reprezentowany minerał ciemny. Odmiana hornblendy z mniejszym kątem z/γ wykazuje pleochroizm w brunatnych odcieniach (α — oliwkowożółty, β — oliwkowobrunatny, γ — oliwkowzielony), a amfibole z większymi kątami mają pleochroizm w tonach zielonkawych (α — bladeżółty, β — oliwkowzielony, γ — szarozielony). Fenokryształy hornblendy ze spessartytów Jaskowej i Droszkowa ujawniają dość często budowę pasową (jądra zielone, obwódki brunatnawe). Silnie zmętniały i zserycytizowany plagioklaz ma skład oligoklaz lub albitu. Tło skalne złożone jest głównie z mikrolitów silnie przeobrażonego plagioklaz, igiełek hornblendy oraz drobnych blaszek biotyту i chlorytu. W spessartytach z Odrzychowic spotyka się ponadto drobnołuseczkowe agregaty chlorytowe, wypełniające niewielkie przestrzenie między ziarnami hornblendy i biotyту lub stanowiące większe skupiska o rozmiarach fenokryształów (0,4 mm średnicy). W tych ostatnich przypadkach poprzerastane są one (szczególnie po brzegach) leukoksenem. W niektórych spessartytach występują kilkumilimetrowe ziarna kwarcu o zaokrąglonych zarysach, otoczone wąskimi obwódkami złożonymi z pręcików amfiboli i brunatnawych tlenków i wodorotlenków żelaza. Apatyt, tytanit, tlenki żelaza i leukoksen występują w roli minerałów akcesorycznych. Skład chemiczny spessartytów z kamieniołomu położonego na północ od Odrzychowic podano w tabeli 3 (analiza 4).

WOGEZYTNY

Wogezyty występują w starym kamieniołomie w Odrzychowicach oraz w Rogówku. Pierwsze z wymienionych stowarzyszone są z granodiorytami, a drugie z tonalitami, granitami mikroklonowymi i monzodiorytami. Wogezyty Odrzychowic są ciemnoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o teksturze kierunkowej, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą. Tekstura kierunkowa wywołana jest prawie równoległym ułożeniem smużek biotyutowo-chlorytowych i słupków hornblendy. Głównymi składnikami wogezytów są minerały ciemne, wśród których zdecydowanie dominuje hornblenda. Najliczniejszym jasnym minerałem jest mikroklon, któremu mogą towarzyszyć ziarna albitu i kwarcu. Hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna blade zabarwionej hornblendy zwyczajnej ($\angle z/\gamma = 15-19^\circ$; α — zielonkawożółty, $\beta \approx \gamma$ — bladezielony) często skupione są w grupki złożone z kilku lub kilkunastu stykających się ze sobą kryształów. Blaszkki jasnobrunatnego biotyту, nierzadko częściowo

przeobrażone w zielonkawą pennin, otulają zwykle pojedyncze ziarna hornblendy. Przestrzenie między minerałami ciemnymi wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami mikroklonu o plamistym wygaszaniu. Wrostki w mikroklonie stanowią: apatyt, hornblenda zwyczajna, kwarc i przeobrażony plagioklaz. Silnie zmętniały i przeobrażony albit oraz pojedyncze ziarna kwarcu o falistym wygaszaniu pojawiają się sporadycznie. W ilościach śladowych występują: apatyt, tlenki żelaza, tytanit i kalcyt. Ilościowy skład mineralny wogezytu z Odrzychowic podano w tabeli 2 (analiza 8).

Wogezyty Rogówka przedstawiają się jako zielonkawo- lub brunatnawoszare, drobnoziarniste skały, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezładną lub kierunkową. Ta ostatnia, obserwowana w brunatnawoszarych wogezytach, wywołana jest lokalnie prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyту i słupków amfibolu. Wogezyty te, w odróżnieniu od poprzednio opisanych, są znacznie uboższe w ciemne minerały i tworzą przejścia do bardziej leukokratycznych mikroklonowych mikrosyenitów kwarcowych. Dominują w nich hipautomorficzne kryształy mikroklonu, zawierające niekiedy pertytowe przerosty plagioklaz i wykazujące plamiste wygaszanie oraz lokalnie dobrze wykształconą budowę kratkową. Mikroklon, w szlifie bardzo subtelnie oliwkowo zabarwiony, poprzerastany jest często wrostkami apatyту, tytanitu i hornblendy. Nierzadko wykazuje on karlsbadzkie zrosty bliźniacze. W interstycjach między kryształami mikroklonu i minerałami ciemnymi spotyka się pojedyncze ziarna kwarcu o falistym wygaszaniu. Bladezielonkawa hornblenda ($\angle z/\gamma = 15-17^\circ$; α — prawie bezbarwny z zielonkawym odcieniem, $\beta \approx \gamma$ — bladezielonkawy) wykształcona jest w postaci postrzępionych słupków lub pręcików, które często skupiają się w nieregularne nagromadzenia. Sporadycznie występujące większe ziarna hornblendy poprzerastane bywają kwarcem lub brunatnym biotytem. Słupki hornblendy i blaszki jasnobrunatnego biotyту są niekiedy powyginane i wtedy wygaszają faliście światło. Blaszkki biotyту bardzo często zawierają wrostki hornblendy. Apatyt, brunatny tytanit i tlenki żelaza składają się na minerały akcesoryczne. Ilościowy skład mineralny wogezytów z Rogówka podano w tabeli 2 (analizy 9-10).

MIKRODIORYTY I MIKROMONZODIORITY

Mikrodioryty i mikromonzodioryty wykazują wiele cech wspólnych ze spessartytami, od których różnią się głównie mniejszą zawartością minerałów ciemnych. Spotykane są one w okolicach Jaskowej i Droszkowa w postaci luźnych bloków oraz w re-

jonie Mąkolna, Chwalisławia, Jaszkowej, Droszkowa i Ołdrzychowic w formie cienkich żył tnących granitoidy.

Mikrodioryty Jaszkowej, Droszkowa i Ołdrzychowic są żółto-, brunatnawo-, zielonkawo- lub ciemnoszaro zabarwionymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej lub porfirowej i teksturze bezładnej względnie kierunkowej. Ta ostatnia wywołana jest prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyty i listewek skaleni.

Najliczniejszym minerałem jest wtórny albit, tworzący izometryczne lub listewkowato wydłużone ziarna, często zróżnicowane pod względem wielkości. W przypadku wystąpienia mikrolitów i fenokryształów mamy do czynienia ze strukturą porfirową. Pojawienie się ziarn o wielkościach pośrednich między mikrolitami i fenokryształami wskazuje na strukturę porfirową. Albit (0–5% An) w szlifie jest silnie zmętniały i poprzerastany łuseczkami serycytu i chlorytu. Kwarc i skałen potasowy pojawiają się tylko w niewielkich ilościach, ukrywając się między listewkami albitu. Minerale ciemne reprezentowane są najczęściej przez biotyt i wtórny chloryt, rzadziej dodatkowo występuje amfibol. Postrzępione blaszki brunatnego biotyty są równomiernie rozmieszczone w całej skale. Bładozielony chloryt wypełnia drobne przestrzenie między listewkami albitu bądź też tworzy agregaty o prawidłowych zarysach, które sprawiają wrażenie pseudomorfoz. Pseudomorfozy takie, o zarysach nierzadko prostokątnych w przekroju, mają zwykle urozmaicony skład mineralny. Oprócz chlorytu występują w nich węglany i tlenki żelaza. Te ostatnie skupiają się zwykle w partiach brzeżnych pseudomorfoz. Pseudomorfozy chlorytowe mają niekiedy zarysy podobne do krzyża, a chlorytowo-żelaziste do ostrych rombów. Takie zarysy mają amfibole w przekroju poprzecznym do osi „z”, co pozwala przypuszczać, że powstały one z przeobrażenia amfiboli. Amfibole występują w mikrodiorytach Jaszkowej i Ołdrzychowic. Tworzą stosunkowo nieliczne większe słupki lub drobne pręciki niejednokrotnie ksenomorficzne względem albitu (α z $\gamma = 13^\circ$; α — żółtawy, β — jasnobrunatny lub zielonkawy). W omawianych mikrodiorytach można niekiedy spotkać kalcytowo-chlorytowe pseudomorfozy z relikami augitu diopsydowego. W niektórych mikrodiorytach Jaszkowej i Droszkowa stwierdzono względne wzbogacenie w minerale ciemne. Stanowią one utwory przejściowe między omówionymi wyżej mikrodiorytami i spessartytami. Tlenki żelaza, leukoksen, pistacyt, tytanit i kalcyt występują w roli minerałów akcesorycznych.

Mikrodioryty Chwalisławia, występujące na południowo-wschód od tej miejscowości w kontakcie

ze średnioziarnistymi granodiorytami, przedstawiają się jako zielonkawoszare skały o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze kierunkowej, wywołanej prawie równoległym ułożeniem minerałów ciemnych i listewek albitu. Zasadniczą masę skalną stanowią listewki wtórnego albitu (0% An) zbliźniaczonego według prawa albitowego, w szlifie oliwkowoszare, silnie zmętniałe. Niewielkie przestrzenie między listewkami albitu wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami mikroklinu i kwarcu. Głównym minerałem ciemnym jest jasnobrunatny, hipautomorficznie wykształcony biotyt. Podrzędnie spotyka się słupkowate kryształy zielonej hornblendy. Minerale akcesoryczne reprezentowane są przez apatyt, cyrkon, tytanit i leukoksen. Poprzecznie do kierunku zgnejsowania biegną strefy kataklastyczne, złożone z drobnoziarnistej miazgi mineralnej. Niektóre zluźnienia wypełnione są przez hydrotermalny albit.

Mikromonzodiority występują w kamieniołomie granitoidów przy drodze Mąkolno—Chwalisław, gdzie towarzyszą one spessartytom. Są to różowawe, nierównoziarniste skały o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze raczej bezkierunkowej. Zasadnicze tworzywo mikromonzodiorytów stanowią jasne minerale, wśród których rozmieszczone są podrzędne ciemne składniki. Z jasnych minerałów najliczniejszy jest wtórny albit (4–6% An), tworzący hipautomorficzne tabliczki i listewki oraz ksenomorficzne ziarna zbliźniaczone według prawa albitowego i peryklinowego. Niekiedy kryształy albitu obrośnięte są skałenem potasowym. Skałen potasowy i kwarc wypełniają niewielkie zakątki między kryształami albitu. Głównym minerałem ciemnym jest pennin, powstały z przeobrażenia biotyty. Drugie miejsce zajmuje augit diopsydowy, a trzecie bładozielonkawa hornblenda zwyczajna. Minerale te są analogicznie wykształcone jak w spessartytach. Od mikrodiorytów różnią się większym udziałem skałen potasowego.

MIKROKLINOWE MIKROSYENITY KWARCOWE

Mikrokinowe mikrosyenity kwarcowe mega- i mikroskopowo są bardzo podobne do współwystępujących z nimi wożczytów, od których różnią się większym udziałem minerałów jasnych. Mikroklin wykształcony jest w postaci hipauto- lub automorficznych kryształów, niejednokrotnie z dobrze rozwiniętą kratkową budową bliźniaczą i plamistym wygaszaniem. Rzadziej spotyka się zrosty według innych praw bliźniaczych: baweńskiego, karlsbadzkiego i manebachskiego. Spotyka się również kombinowane bliźniaki baweńsko-manebachskie. Apatyt, tytanit i hornblenda występują w postaci wrostków w mikroklinie. Igiełkowate wrostki zielonkawej hornblendy ułożone są często swym wydłużeniem równoległe do krawędzi

kryształów mikroklinu. Kwarc, zazwyczaj występujący w niewielkich ilościach, może lokalnie odgrywać pierwszoplanową rolę. Hornblenda ma postać hipautomorficznych słupków ($\alpha z/\gamma = 13^\circ$; α — zielonkawożółty, β — bladofiołkowobrunatny, γ — bladzielonkawy) zbliżonych według (100) i wykazujących wyraźnie zaznaczoną budowę pasową. Wrostki w niej tworzy najczęściej tytanit. W zielonkawoszarych, bardzo drobnoziarnistych i silnie skliważowanych mikrosyenitach, tworzących żyłę w górnej partii środkowej części kamieniołomu, występuje bladozielonkawa hornblenda wykształcona w postaci

igiełek i pręcików. Wspólnie z kwarcem wypełnia cna niewielkie przestrzenie między ziarnami dominującego mikroklinu bądź też tworzy wysepkowate skupienia złożone z dużej ilości mniej lub więcej bezładnie rozmieszczonych osobników. Apatyt, tlenki żelaza, leukoksen, tytanit i augit diopsydowy występują w roli minerałów akcesorycznych. Opisane mikrosyenity pocięte są spękaniami wypełnionymi prehnitem bądź też smużystymi strefami kataklastycznymi. Ilościowy skład mineralny mikroklinowych mikrosyenitów kwarcowych przedstawiono w tabeli 2 (analizy 11, 12).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wśród opisanych utworów żyłowych można wyróżnić dwie odrębne grupy skał: starsze skały spokrewnione z granitoidami kłodzko-złotostockiego masywu intruzywnego oraz młodsze od nich lamprofiroidy, które takiego pokrewieństwa nie wykazują. Do pierwszej grupy starszych skał żyłowych należą mikrogranodioryty o strukturze porfirowej, drobnoziarniste odpowiedniki średnioziarnistych granitoidów, diorytoidów i syenitoidów oraz pegmatyty, aplity i żyły kwarcowe. Z kłodzko-złotostockimi granitoidami są spokrewnione również wogezyty z Odrzychowic. Druga grupa skał żyłowych typu lamprofiroidowego reprezentowana jest przez spessartyty, wogezyty Rogówka oraz mikrodioryty, mikromonzodioryty i mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe. Mikrodioryty i mikromonzodioryty stanowią odmiany spessar-

tytów zubożone w minerały ciemne, a mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe odmiany wogezytów Rogówka wzbogacone w jasne minerały.

Zbadane ilościowo skały żyłowe naniesiono na trójkąt kwarc — skalenie alkaliczne — plagioklaz (QAP). Z rozmieszczenia punktów projekcyjnych w tym trójkącie (fig. 4) wynika, że większość skał żyłowych zawiera ponad 20% kwarcu. Według klasyfikacji skał plutonicznych, zalecanej przez Międzynarodową Unię Nauk Geologicznych (1973), skały te mają skład granitów. W polu granitów znalazły się wszystkie aplity, większość pegmatytów i jeden mikrogranit. Jeden z pegmatytów ma skład granodiorytu. Zawartość kwarcu w pozostałych skałach żyłowych jest mniejsza od 20% lub nawet równa zero. Z tego typu skał po dwie skały znalazły się w polach diorytów kwarcowych i diorytów, po jednej w polach monzonitów, syenitów i syenitów alkaliczno-skaleniowych oraz trzy w polu alkaliczno-skaleniowych syenitów kwarcowych. Spessartyty mają skład diorytów, wogezyty z Odrzychowic — syenitów, wogezyty Rogówka — syenitów alkaliczno-skaleniowych.

Zawartość plagioklazów (tab. 1) waha się w pegmatytach od 12,3 do 39,3%, a w aplitach od 9,1 do 33,8%. Najczęściej plagioklasy mają skład albitu (0–10% An), a tylko niekiedy oligoklazu (28% An). Z pozostałych skał żyłowych (tab. 2) najbogatsze w plagioklaz są dioryty i dioryty kwarcowe (55,7–63,5%), drugie miejsce pod tym względem zajmują spessartyty (43,4%), trzecie granity i monzonity (31,6–32,1%), a czwarte wogezyty z Odrzychowic (5,6%). Obecności plagioklazów nie stwierdzono w wogezytach Rogówka i w mikroklinowych mikrosyenitach kwarcowych. Zawartość anortytu w plagioklazach nieleukokratycznych skał żyłowych jest zmienna i waha się w granicach od 0 do 60%. Najbogatsze w anortyt są plagioklasy z mikrodiorytów (52–60%) i mikrodiorytów kwarcowych (43–57% An). Mikromonzodioryty zawierają labrador (56% An), mikro-

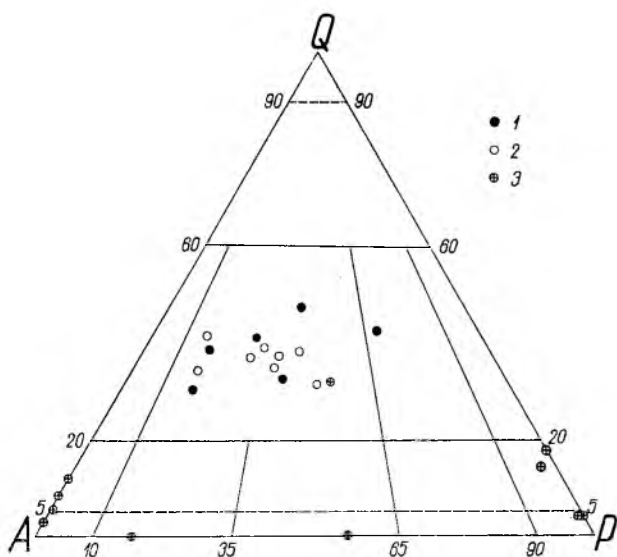


Fig. 4

Stanowisko skał żyłowych w trójkącie QAP

1 — pegmatyty; 2 — aplity; 3 — inne skały żyłowe

Position of the dike rocks in the QAP triangle

1 — pegmatites; 2 — aplites; 3 — other dike rocks

granodioryty o strukturze porfirowej andezyn (31–50% An), labrador (57% An) i albit (0–9% An), a mikrogranity — andezyn i albit. Plagioklasy spessartytów mają skład andezynu (33–39% An) — lub albitu (0–9% An), a mikrodiorytów typu lamprofiroidowego i mikromonzodiorytów — albitu (0–6% An).

Dla skał żyłowych stowarzyszonych z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym znamienne jest występowanie albitu lub albitu i bardziej zasadowego plagioklazu. Ta ostatnia asocjacja daje wiarygodne podstawy do przypuszczeń, że albit w skałach żyłowych jest minerałem wtórnym, powstałym w wyniku metasomatycznego przeobrażenia bogatszego w anortyt plagioklazu. Częściowo zalbityzowane skały występują zazwyczaj w strefach brzeżnych żył. Granitoidy średnioziarniste sąsiadujące ze zalbityzowanymi skałami żyłowymi są również częściowo zalbityzowane. Znacznie silniejszej albityzacji doznały lamprofiroidy, w których na ogół dominuje albit o różnej zawartości anortytu. Andezyn spotykany jest tylko w niektórych spessartytach, i to często w stowarzyszeniu z albitem. Z objawami albityzacji plagioklazów zasobnych w anortyt zetknięto się również wcześniej w czasie badań petrograficznych, prowadzonych w rejonie Barda Śląskiego (Wierzchołowski 1969) oraz Kłodzka i Złotego Stoku (Wierzchołowski 1976).

Zawartość skaleni potasowych waha się w pegmatytach od 18,4 do 55,9%, w aplitach od 33,5 do 53,1%, a w wogezytach od 27,7 do 60,3%. Bogate w skałki potasowe są również mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe (ok. 62%). Znacznie mniej skaleni potasowych zawierają mikromonzonity (ok. 25%) i granity (ok. 27%). W mikrodiorytach, mikrodiorytach kwarcowych i mikromonzodiorytach typu lamprofiroidowego pojawia się skałki potasowe w niewielkich ilościach.

Zawartość minerałów ciemnych w pegmatytach waha się od ilości śladowych do 3,7%, a w aplitach od 1,0 do 5,0%. Mikrogranity zawierają 13,0% minerałów ciemnych, mikrogranodioryty o strukturze porfirowej — 14,4%, mikrodioryty kwarcowe — od 26,9 do 31,6%, mikrodioryty — 32,3%, a mikromonzonity — 43,5%.

W lamprofiroidach zawartość minerałów ciemnych waha się w granicach od 29,0 do 65,9%. Typowymi lamprofirami są według Streckeisena (1967) skały mezo- i melanokratyczne, zawierające co najmniej 35% objętościowych minerałów ciemnych. Wobec czego wśród lamprofiroidów (skał o wyglądzie lamprofirów) można wyróżnić lamprofiry i ich odmiany wzbogacone w jasne składniki. Granicę podziału stanowi zawartość minerałów ciemnych

wynosząca 35% objętościowych. Lamprofiry stowarzyszone z masywem kłodzko-złotostockim reprezentowane są przez spessartyty (wskaźnik barwy 36–54) i wogezyty (wskaźnik barwy 36–66). Wskaźnik barwy mikroklinowych mikrosyenitów kwarcowych, stanowiących leukokratyczne odmiany wogezytów Rogówka, waha się w granicach 29–32.

Minerały ciemne skał żyłowych reprezentowane są najczęściej przez hornblendę i biotyt, rzadziej przez piroksen i wtórny chloryt.

O składzie chemicznym skał żyłowych można sądzić na podstawie analiz chemicznych zestawionych w tabeli 3. Na siedem przytoczonych analiz, po jednej analizie przypada na mikrogranodioryty (nr 1), mikrodioryty kwarcowe (nr 2), mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe (nr 5), zalbityzowane porfiry gabrowe (nr 6) i mikrotonality (nr 7) oraz dwie na spessartyty (nr 3 i 4). Mikrogranodioryty w porównaniu z mikrodiorytami są bogatsze w SiO_2 , K_2O i Na_2O , a uboższe w Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO i CaO . Spessartyty różnią się między sobą zawartością SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O i K_2O . Mikroklinowy mikrosyenit kwarcowy jest bogaty w SiO_2 i K_2O , a ubogi w Al_2O_3 , Na_2O , FeO i MgO . Zalbityzowany porfiry gabrowy jest uboższy, w porównaniu ze spessartytami, w Al_2O_3 i K_2O , a bogatszy w Na_2O . Mikrotonality zaś, w porównaniu ze spessartytami, jest bogatszy w SiO_2 , a uboższy w CaO , Na_2O i K_2O .

Skład normatywny (obliczony metodą C.I.P.W.) analizowanych chemicznie skał żyłowych przedstawiono w tabeli 4. Zawartość normatywnego kwarcu waha się od 0–31%. Najbogatsze w kwarc są mikrotonality (nr 7), a najuboższe — spessartyty (nr 3) i zalbityzowane porfiry gabrowe (nr 6). Pośrednie zawartości kwarcu wykazują mikrogranodioryty (nr 1), mikroklinowe mikrosyenity kwarcowe (nr 5) i mikrodioryty kwarcowe (nr 2). Spessartyty nie wykazujące normatywnego kwarcu (nr 4) zawierają oliwin. Korund pojawia się tylko w spessartytach z Odrzychowic (nr 4) i mikrotonalicy ze Złotego Stoku (nr 7). Mikroklinowy mikrosyenit kwarcowy (nr 5) okazał się skałą peralkaliczną z normatywnym akmitem, wiążącym sód zawarty w hornblendzie.

Skały żyłowe, przecinające granitoidy masywu kłodzko-złotostockiego, są niewątpliwie od nich młodsze i powstały w okresie, gdy masyw reagował już sztywno na naciski tektoniczne. Za powyższym przemawia występowanie kataklazytów granitoidowych w otoczeniu mikrogranodiorytów o strukturze porfirowej i spessartytów. Oznacza to, że nawet starsze skały żyłowe (mikrogranodioryty o strukturze porfirowej) powstały już po całkowitej konsolidacji intruzji.

Najstarszymi skałami żyłowymi są najprawdo-

Tabela 4

 Skład normatywny skał żyłowych
 Normative composition of dike rocks

Minerały normatywne Normative minerals	Numery analiz — Analysis numbers						
	1	2	3	4	5	6	7
Kwarc Quartz	21,0	11,5	3,5	—	15,3	2,8	31,0
Ortoklaz Orthoclase	23,8	12,8	25,7	19,2	56,8	15,2	15,5
Albit Albite	32,4	30,2	29,1	38,5	4,6	42,5	14,8
Anortyt Anorthite	11,4	20,6	18,7	18,4	—	11,7	3,9
Korund Corundum	—	—	—	1,5	—	—	12,2
Σ Sal	88,6	75,1	77,0	77,6	76,7	72,2	77,4
Diopsyd Diopside	1,6	5,9	1,4	—	13,4	6,0	—
Hipersten Hypersthene	4,8	11,2	17,5	9,6	4,2	14,2	15,4
Akmit Acmite	—	—	—	—	2,2	—	—
Oliwin Olivine	—	—	—	5,6	—	—	—
Ilmenit Ilmenite	0,7	2,1	1,0	1,3	1,5	1,6	0,7
Magnetyt Magnetite	2,2	4,3	0,9	1,7	0,9	2,9	1,4
Piryt Pyrite	0,1	—	—	—	0,1	—	—
Kalcyt Calcite	—	—	—	—	—	—	2,8
Apatyt Apatite	0,4	0,3	—	—	0,8	0,5	0,1
Σ Fem	9,8	23,8	20,8	18,2	23,1	25,2	20,4
(anortyt %) (anorthite per cent)	(25)	(39)	(37)	(31)	—	(20)	(20)

Objaśnienia jak w tabeli 3 (source as in table 3).

podobnie drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, które różnią się od otaczających granitoidów średnioziarnistych wyłącznie drobniejszym ziarnem. Nieco później intrudowały drobnoziarniste odpowiedniki syenitoidów i diorytoidów oraz mikrogranodioryty o strukturze porfirowej. O temperaturze magm można sądzić na podstawie struktury skał żyłowych. Dotyczy to głównie mikrogranodiorytów o strukturze porfirowej, które budują żyły o stosunkowo niewielkiej miąższości (2–3 m). Temperatura magmy granodiorytowej, która mimo znikomej objętości była zdolna do wznoszenia się w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej, musiała być stosunkowo wysoka. Dostała się cna do obecnego miejsca występowania granodiorytów w stanie przeważająco ciekłym. Struktura porfirowa mikrogranodiorytów wskazuje, że temperatura magmy w czasie jej wędrówki była

w pewnym okresie niższa od temperatury likwidusu. Powstały wtedy fenokryształy mikrogranodiorytów. Minerale tła skalnego krystalizowały już w warunkach znacznie gorszych, sprzyjających powstaniu licznych, ale drobnych kryształów.

Warunki krystalizacji diorytoidów okolic Wojciechowic sprzyjały powstawaniu struktur porfirowych i hipautomorfowo-ziarnistych. Pewne objawy deformacji mechanicznych, widoczne w plagioklazach mikrogranodiorytów o strukturze porfirowej i amfibolach spessartytów, można wiązać z wędrówką magmy ku górze.

Starsze skały żyłowe, a szczególnie mikrogranodioryty o strukturze porfirowej oraz drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, syenitoidów i diorytoidów mają skład chemiczny i mineralny oraz charakter petrograficzny bardzo zbliżony do skał kłodzko-

-złotostockiego masywu, co pozwala wiązać wymienione skały z jednym ogniskiem magmowym. Pegmatyty, aplity i żyły kwarcowe stanowią najprawdopodobniej leukokratyczne dyferencjaty resztkowe magmy granodiorytowej. Z granodiorytami kłodzko-złotostockiego masywu są genetycznie związane również wogezyty z Ołdrzychowic, które różnią się od otaczających granodiorytów drobniejszym ziarnem i ilościowym składem mineralnym.

Młodsze skały żyłowe nie wykazują cech wspólnych z granitoidami kłodzko-złotostockiego masywu i starszymi skałami żyłowymi. Mają one odmienny skład mineralny, chemiczny i charakter petrograficzny oraz odmienne właściwości strukturalne, nie pozwalające na wiązanie ich z wymienionymi skałami. Również Němec (1975), zajmujący się badaniem lamprofirowych i lamproidowych skał żyłowych północno-wschodniej części masywu czeskiego, wyklucza możliwość genetycznych powiązań między wymienionymi skałami żyłowymi a skałami plutonicznymi. Podobne stanowisko zajmują Carmichael *et al.* (1974), którzy stwierdzają brak związków petrochemicznych między dajkami lamprofirowymi z jednej strony i granitoidami oraz innymi skałami dajkowymi (aplity, porfiryty) z drugiej strony. Przypuszcza się, że powstanie magm lamprofirowych w takich wypadkach miało miejsce po głównym plutonizmie granitoidowym. W nefelinitowych i alkaliczno-bazaltowych prowincjach magmowych dajki lamprofirowe mogą być genetycznie związane z wulkanizmem i subwulkanicznymi intruzjami.

Stosownie do panujących obecnie poglądów magmy lamprofirowe mogą powstawać wskutek: 1. uwodnienia magm nefelinitowych i pokrewnych; 2. upłynienia dolnej części skorupy ziemskiej (bogatej w hornblendę i biotyt); 3. kontaminacji magm nefelinitowych lub alkaliczno-bazaltowych materiałem granitowej skorupy ziemskiej. Zgodnie z przeprowadzonymi badaniami petrograficznymi i panującymi poglądami na genezę magm lamprofirowych przypuszcza się, że młodsze skały żyłowe kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego są produktami skrzystalizowania magm powstałych znacznie później aniżeli magmy granitoidowe.

Według Oberca (1957) granitoidy kłodzko-złoto-

stockie powstały w fazie asturyjskiej fałdowania waryscyjskiego. Jego zdaniem z naciskami asturyjskimi mogą być związane również skały żyłowe. Nie można jednak łączyć razem wszystkich skał żyłowych, gdyż w ich obrębie wyróżniono dwie petrograficznie i wiekowo różne grupy skalne. Starsze skały żyłowe wykazujące znaczne analogie z granitoidami kłodzko-złotostockiego masywu, mogą być związane z tą samą fazą co granitoidy (faza asturyjska). Młodsze skały żyłowe powstały najprawdopodobniej znacznie później. Obecnie nie ma podstaw do wiązania ich z określoną działalnością magmową. Niemniej jednak wydaje się bardzo prawdopodobne, że magmy lamprofirowe powstały wskutek kontaminacji magm bazaltowych. Ich powstanie może być związane z karbońskim lub permskim wulkanizmem. Powszechność występowania spessartytów wśród młodszych skał żyłowych sugeruje spessartytowy skład intrudującej magmy. Mikrodioryty i mikromonzodioryty powstały natomiast z magmy spessartytowej lokalnie zubożonej w ciemne składniki. Sporadyczne występowanie wogezytów wskazuje na możliwość pojawienia się magm bogatych w potas.

Pewne odstępstwa od składu spessartytowego skał żyłowych mogą być spowodowane kontaminacją mechaniczną i chemiczną magmy spessartytowej w czasie jej intrudowania. Takim skontaminowanym spessartytom jest opracowany przez Kowalskiego (1966) mikrotonalit ze Złotego Stoku (tab. 3; anal. 7), zbudowany głównie z oligoklazą i amfibolu. Podrzednie występuje w nim mikroklin, kwarc oraz wtórny pennin i kalcyt. Skała żyłowa z Kopciowej Góry koło Chwalisławia, nazwana przez Němeca (1975) zalbityzowanym porfirytem gabrowym, ma skład chemiczny zbliżony do spessartytów (tab. 3; anal. 6).

Po całkowitej konsolidacji skał żyłowych nastąpił okres ich przeobrażeń pod wpływem roztworów hydrotermalnych, które wykorzystując istniejące złuznienia penetrowały spękany system skalny. Plagioklasy ulegały serycytyzacji i albityzacji, a minerały ciemne — chlorytyzacji. Procesom tym podlegały zarówno skały żyłowe, jak również otaczające granitoidy. Obecność skataklastycznych mikromonzonitów wskazuje na występowanie ruchów tektonicznych w okresie, gdy starsze skały żyłowe reagowały sztywno na naciski.

LITERATURA

- BEDERKE E., 1922: Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. *Abh. Preuss. Geol. L.-A.*, N. F., Bd. 89.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1974: *Igneous Petrology*, McGraw-Hill, New York.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1973, H. 4.
- KOWALSKI W. M., 1966: Lamprophyre from Złoty Stok. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. sc. géol. géogr.*, vol. 14, no. 2.
- KUŹNIARSKI M., 1968: Kry metamorficzne w granitoidach okolic Chwalisławia. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- MEISTER E., FISCHER G., 1942: Erläuterungen zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck.

- Geologische Karte 1:25 000, Preuss. Geol. L.—A., Berlin.
- NĚMEC D., 1975: Petrochemie und Genese der lamprophyrischen und lamproiden Ganggesteine im Nordostteil der Böhmischen Masse (ČSSR). *Z. geol. Wiss. Jg.* 3, H. 1.
- OBERC J., 1957: Region Gór Bardzkich (Sudety). [w:] Przewodnik dla geologów. Bardo Mts., Region. Geological guide — in Polish. Wyd. Geol., Warszawa.
- STRECKEISEN A. L., 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, Bd. 107, H. 2—3.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1969: Granitoidy Barda w Sudetach. Granitoids of Bardo in Sudetes. *Arch. miner.*, t. 28, z. 2.
- 1976: Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne). Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on country rocks (petrographic characteristics). *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 2.
- WIESER T., 1958: Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko—Złoty Stok. Petrotectonic of the western part of the Kłodzko—Złoty Stok intrusive massif. *Kwart. geol.*, t. 2, nr 4.
- WOJCIECHOWSKA I., 1975: Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony. Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2.

DIKE ROCKS OF THE KŁODZKO—ZŁOTY STOK GRANITOID MASSIF

ABSTRACT: This paper presents petrographic characteristics of pegmatites, aplites, quartz veins, fine-grained counterparts of granitoids, dioritoids, syenitoids, and lamprophyroids accompanying the Kłodzko—Złoty Stok

granitoid massif. Detailed microscopic descriptions as well as micrometric and chemical analyses are given. Origin and alternations of these dike rocks are discussed.

Summary

The Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif, Middle Sudetes is cross-cut by numerous dikes. They were mentioned in the papers by Bederke (1922), Meister (1942), Wieser (1958), Wojciechowska (1975), and Wierzchołowski (1976). Occurrences of the dikes within the massif and its immediate envelope are shown in fig. 1. Among the dike rocks accompanying the

Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif have been recognized the following: aplites, pegmatites, quartz veins, fine-grained counterparts of granitoids, dioritoids, and syenitoids as well as lamprophyroids. Lamprophyroids refer to meso- and leucocratic dike rocks displaying mutual transitions (lamprophyries and their varieties poorer in dark minerals).

PEGMATITES AND APLITES

Both pegmatites and aplites are yellow-gray or pinkish rocks which differ from each other in mineral grain size. Beneath the microscope, they display xenomorphic-granular, uneven or graphic texture and mostly random texture. Quartz, microcline, microclinal micropertthite, plagioclase, biotite, and chlorite are the chief constituents. Occasionally may be encountered common hornblende ($\angle z/\gamma = 16^\circ$; α — pale greenish-yellow, β — light green, γ — pale green). Microclinal micropertthite is locally characterized by hatching. Plagioclase (An_{0-35}) is

usually represented by albite, more rarely by oligoclase or andesine. Potassium and alkali feldspars form sometimes graphic intergrowths with quartz. Brown biotite was partly altered to greenish pennine. Sphene and augite are met as inclusions in common hornblende crystals displaying uneven extinction. Apatite, zircon, iron oxides, and sphene are recognized as accessory minerals. Pink aplites and pegmatites have oligoclase, andesine, and albite in their composition. Modes of pegmatites and aplites are shown in table 1.

QUARTZ VEINS

Quartz veins appear mostly in the central part of the massif; they are nearly monomineral.

PORPHYRITIC MICROGRANODIORITES

Brownish-gray porphyritic microgranodiorites are composed of very fine-grained groundmass and phenocrysts of plagioclase, potassium feldspar, quartz, biotite, augite, and common hornblende. The groundmass is built of plagioclase, potassium feldspar, quartz, and small amounts of biotite and chlorite. The phenocrysts display hypautomorphic habit whereas minerals of the background are always xenomorphic. Tabular plagioclases may be andesine (An_{31-50}), labradoreite (An_{57}), or albite (An_{0-9}). Zonal plagioclases having andesine core and oligoclase (An_{20-26}) rims, are common. Andesine and labradoreite seen in thin sections are more or less sericitized except narrow oligoclase rim. Albite contains sericite scales and minerals of epidote group. Plagioclases also displays features of protoclasis, magmatic corrosion, and cataclasis. Apatite, biotite, quartz, and hornblende are included in plagioclase crystals. Magmatic corrosion affected micropertthite, ($2V\alpha = 49^\circ$) and quartz too. Pennine pseudomorphs after

brown biotite are intergrown with yellow epidote, sphene, and leucoxene. Common hornblende ($\angle z/\gamma = 13-15^\circ$; α — pale or greenish-yellow, β — greenish or olive green, γ — grey or dark green, locally olive) is sometimes characterized by brownish cores and greenish rims. Hornblende occurs as individuals or aggregates. Some hornblende crystals are intergrown with plagioclase, augite, and actinolite. Individual crystals of augite may be intergrown or overgrown by green hornblende.

The microgranodiorites contain sometimes biotite-quartz-plagioclase aggregates and microenclaves composed of aggregates of pale greenish amphibole intergrown with opaque minerals. Crystals of augite, biotite, and plagioclase are found in these microenclaves. Modes of the discussed rocks are shown in table 2 (analysis 1) and their chemical composition — in table 3 (analysis 1).

* Institute of Geochemistry, Mineralogy and Petrography, University of Warsaw, 02-089 Warszawa, Aleja Żwirki i Wigury 93.

FINE-GRAINED COUNTERPARTS OF MEDIUM-GRAINED GRANITOID, DIORITOID, AND SYENITOID

The fine-grained counterparts of granitoids, dioritoids, and syenitoids are represented by microgranodiorites, microgranites, microdiorites, quartz microdiorites, micromonzodiorites, and micromonzonites.

Microgranodiorites having hypautomorphic-granular and random texture are composed of andesine (An_{30-39}), microcline, quartz, common hornblende ($\angle z/\gamma = 15-19^\circ$), and brown biotite. Common hornblende is intergrown with quartz, plagioclase, biotite, and augite.

Microgranites differ from microgranodiorites in the lack of common hornblende and presence of andesine and albite.

Pink, dark or greenish-grey microdiorites are characterized by hypautomorphic-granular, porphyritic and random texture. These rocks consist of plagioclase, quartz, graphic intergrowths of quartz and potassium feldspar, potassium feldspar, augite ($\angle z/\gamma = 41^\circ$), common hornblende ($\angle z/\gamma = 14-20^\circ$; α - light yellow, β - olive brown, pale green, γ - grey-green), chlorite or carbonate-chlorite pseudomorphs after hornblende, brown biotite, and greenish pennine. Common hornblende crystals display sometimes in uniform structure and colour. Greenish varieties are often fibrous whereas the brownish crystals have a uniform structure. Plagioclases are recognized as labradoreite (core - An_{52-60} , rim - An_{20}), oligoclase or albite (An_{0-11}). Minor quartz and potassium feldspar occurs in interstices between plagioclases and dark minerals. Phenocrysts are represented by plagioclase, augite, biotite, and pseudomorphs after hornblende. Apatite, zircon, pyrite, leucocene, and iron-ores appear as accessory minerals. Mineral

composition of the microdiorite from Wojciechowice is shown in table 2 (analysis 7).

Quartz microdiorites are composed of andesine (core - An_{43} , rim - An_{22}), labradore (core - An_{57} , rim - An_{32}), small amounts of quartz and microcline as well as titanite ($\angle z/\gamma = 41^\circ$), common hornblende ($\angle z/\gamma = 16-18^\circ$), actinolite, biotite, and chlorite. Common hornblende displays sometimes uneven colourization. Some common hornblende crystals were altered to chlorite and greenish mica. Modes of quartz-diorites are shown in table 2 (analysis 3, 4) and chemical composition - in table 3, (analysis 2).

Greenish or dark gray micromonzonites display a porphyritic texture. As phenocrysts occur tabular plagioclase (up to An_{56}), prismatic brown common hornblende, carbonate-chlorite pseudomorphs after hornblende and epidote-pennine pseudomorphs after biotite, and biotite. The groundmass is built of plagioclase, potassium feldspar, quartz, biotite, and pennine; augite and hornblende crystals are occasional.

Pink-gray micromonzonites have hypautomorphic-granular, locally cataclastic and random texture. These rocks consist of microcline, microcline microperthite, plagioclase (An_{3-11}), and common hornblende ($\angle z/\gamma = 15-18^\circ$; α - pale yellow, β - olive green or greenish grey, γ - pale greenish or greenish grey). Monzonites are commonly mechanically deformed (bent plagioclase twinnings and hornblende prisms, irregular fracturing and crushing of mineral grains). Mode of cataclased micromonzonite is shown in fig. 2 (analysis 6).

LAMPROPHYROIDS

The lamprophyroids include spessartites, vogesites, microdiorites, micromonzodiorites, and microcline quartz microsyenites. The term lamprophyroids refer to the dike rocks displaying the genetic and field connections and characterized by the variable amount of dark minerals. These rocks cannot be simply called lamprophyres for they also include rocks poorer in dark minerals than the true lamprophyres. Thus lamprophyroids are divided into lamprophyres (spessartites, vogesites) and more leucocratic dike rocks (microdiorites, micromonzodiorites, and microcline quartz microsyenites) on the basis of percentage of dark minerals (according to Strecken 1967). Spessartites and vogesites with more than 35 percent dark minerals are called lamprophyres. Microdiorites, micromonzodiorites, and microcline quartz microsyenites contain less than 35 percent dark minerals; still, they are greatly affine to the lamprophyres.

SPESSARTITES

Spessartites are represented by light, brownish, dark, or greenish grey, fine- or very fine-grained rocks displaying hypautomorphic-granular, porphyritic, random or directional texture. These rocks are mostly composed of plagioclase (An_{0-39}) and common hornblende ($\angle z/\gamma = 12-18^\circ$; α - olive yellow or pale yellow, β - olive brown, γ - olive green, grey green, olive brown, light green). Brown biotite, potassium feldspar, quartz, and augite ($\angle z/\gamma = 41-47^\circ$) are as minor constituents. The dark minerals content ranges from 36 to 54 percent. Porphyritic texture is due to the presence of fairly big phenocrysts of hornblende, augite, biotite, chlorite pseudomorphs, plagioclase, and quartz occurring against the background built of fine grains of hornblende, potassium feldspar, quartz, biotite and chlorite. Andesine

phenocrysts are sometimes thinly rimmed by labradoreite (An_{54}). Bigger irregular quartz grains have outlines resembling those caused by the magmatic corrosion. Hornblende crystals are developed as needles and prisms. The latter are frequently zonal (olive brown cores and olive or yellowish rims, or green cores and brownish rims). Hornblende prisms are often bent or cracked diagonally. Terminations of augite prisms are sometimes overgrown by common hornblende. Brown biotite flakes are frequently characterized by spotty extinction due to mechanical deformations (bent flakes).

Contacts between spessartites and granitoids are always sharp. At the contact zones, the spessartites are usually darker and more fine-grained whereas the granitoids are strongly cataclased. Quantitative mineral composition of spessartite is shown in table 2 (analysis 7) and chemical composition - in table 3 (analyses 3 and 4).

VOGESITES

The vogesites outcropping nearby the village of Ołdzychowice are dark grey, fine-grained rocks displaying directional and hypautomorphic-granular texture. Dark minerals are their chief constituents. Hornblende ($\angle z/\gamma = 15-19^\circ$; α - greenish yellow, $\beta \approx \gamma$ - pale green) prevails over light-brown biotite. Scarce microcline is accompanied by quartz and albite. Colour index of the discussed vogesite is 66.

The vogesites of Rogówek are greenish or brownish grey rocks displaying hypautomorphic-granular random or directional texture. Their colour index amounts 36-37. These vogesites are composed of microcline, microcline microperthite, quartz, hornblende ($\angle z/\gamma = 15-17^\circ$; α - almost colourless, $\beta \approx \gamma$ - pale greenish), and light brown biotite. Quantitative mineral composition of the vogesites of Ołdzy-

chowice is shown in table 2 (analysis 8) and mineral composition of the vogesites of Rogówek — in table 2 (analyses 9 and 10).

MICRODIORITES AND MICROMONZODIORITES

Microdiorites and micromonzodiorites are closely linked with spessartites from which they differ only in their colour index. Microdiorites and micromonzodiorites differ in potassium feldspar content.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The described above dike rocks may be divided into two different groups: older dike rocks linked genetically with granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok intrusive massif and younger lamprophyroids independent of the granitoids. The first group is represented by porphyritic microgranodiorites fine-grained counterparts of the medium-grained granitoids, dioritoids and syenitoids, and by pegmatites, aplites and quartz veins. The vogesites of Oldrzychowice can also be related to the Kłodzko-Złoty Stok granitoids. The second group of the dike rocks is represented by spessartites, vogesites of Rogówek, microdiorites, micromonzodiorites and microcline quartz microsyenites. Microdiorites and micromonzodiorites are considered as the variety of spessartites characterized by a lesser amount of dark minerals. Microcline quartz microsyenites represent the variety of the vogesites of Rogówek enriched in light minerals.

Position of the examined dike rocks in the QAP triangle is shown in figure 4. The presence of albite or albite and more basic plagioclase is characteristic of the dike rocks associated with the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif. Co-existence of albite and more basic plagioclase suggests the secondary origin of this albite which were derived from metasomatically transformed anorthite-rich plagioclases. Partly albitized rocks usually occur at marginal zones of the discussed dikes. The medium-grained granitoids occurring close to these albitized dikes, are also in part albitized. Much stronger albitization affected the lamprophyroids in which prevails albite of variable content of An molecule. Quantitative chemical composition of the dike rocks is shown in table 3, and normative composition — in table 4.

The dikes cross-cutting the Kłodzko-Złoty Stok massif are undoubtedly younger than the granitoids themselves. They were developed in the well consolidated granitoids which yielded to cataclasis in the neighbourhood of the spessartites and microgranodiorites displaying porphyritic texture. The fine-grained counterparts of granitoids are considered as the oldest dike rocks; they are merely more fine-grained than the enveloping granitoids. The fine-grained counterparts of syenitoids and dioritoids as well as the porphyritic microgranodiorites texture intruded a little later. Temperature of magmas must have been relatively high, if they were able to move upwards despite their insignificant masses. Some of the magmas reached their present sites of occurrence in a highly liquid state. Porphyritic texture indicate that the temperatures of the wandering magmas were in a certain period lower than the temperature of liquidus. Minerals of the groundmass crystallized under much worse conditions but still enabling the development of holocrystalline textures. Mechanical deformations affecting plagioclases of porphyritic microgranodiorites and amphiboles of spessartites may be accounted for by upward migration of magma.

The older dike rocks, especially porphyritic micrograno-

MICROCLINE QUARTZ MICROSyenITES

Microcline quartz microsyenites are greatly similar to the vogesites of Rogówek. These two rock types co-exist and differ mostly in their colour index (29–33). Mode of the discussed rocks is shown in table 2 (analyses 11 and 12).

diorites and the fine-grained counterparts of granitoids, syenitoids and dioritoids, are very similar in their chemical and mineral composition and petrography to the granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok massif. Thus all these rocks may be assigned to one magmatic focus. Pegmatites, aplites, and quartz veins probably represent leucocratic products of the differentiation of granodioritic magma. The vogesites of Oldrzychowice are also genetically related to the granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok massif. They differ from the enveloping granitoids in finer grains and quantitative mineral composition. The younger dike rocks cannot be related to the Kłodzko-Złoty Stok granitoids and to the older vein rocks. They have different petrography, chemical and mineral composition as well as different textural properties. The possibility of the existence of genetic relations between the dike rocks and plutonic rocks, was also rejected by Němec (1975) who has investigated lamprophyres and lamprophyroids occurring in the northwestern Bohemian Massif. Quite similar view was expressed by Carmichael, Turner and Verhoogen (1974), who claimed lack of any petrochemical links between lamprophyric dikes on the one hand and granitoids and other dikes (aplites, porphyrites) on the other. One assumes that development of lamprophyre magmas was, in such cases, later than the main granitoid plutonism. The present author finds that the younger dike rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif should be considered as being derived from the magmas crystallizing much later than the granitoid ones.

The older dike rocks might intruded in the same mountain-building phase in which the Kłodzko-Złoty Stok massif had been formed (Asturian Phase of Hercynian foldings). The younger dike rocks were developed much later. Presently, there is no reason to relate them to any definite magmatic activity. Still, it seems to be very probable that the lamprophyre magmas were due to contamination of the basaltic ones. The former might be connected with Carboniferous or Permian volcanism. For spessartite are common among younger dikes, the intruding magma might have spessartite composition. Microdiorites and micromonzodiorites might be derived from the spessartite magma locally short of dark minerals. Sporadic occurrences of vogesites point to the possibility of appearance of the potassium-rich magmas. Some departures from the spessartite composition might be due to chemical and mechanical contamination of the spessartite magma during its upward migration (microtonalite from Złoty Stok — tab. 3, anal. 7).

After the dike rocks had been finally consolidated, they were subject to alternations due to hydrothermal solutions. Plagioclases yielded to sericitization and albitization whereas dark minerals were chloritized. These alternations affected both the dike rocks and the host granitoids.

Translated by Andrzej Żelaźniewicz