

## GRANITOIDY KŁODZKO—ZŁOTOSTOCKIE I ICH KONTAKTOWE ODDZIA- LYWANIE NA SKAŁY OSŁONY (studium petrograficzne)

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	7
Wstęp i historia badań . . . . .	8
Badania geologiczne . . . . .	10
Badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne masywu i jego najbliższej osłony . . . . .	15
Szczegółowe opisy petrograficzne . . . . .	17
Skały okolic Laskówki . . . . .	17
Skały okolic Lasek . . . . .	22
Skały okolic Mąkolna . . . . .	31
Skały okolic Chwalisławia . . . . .	41
Skały okolic Jaszkowej i Droszkowa . . . . .	48
Skały południowo-zachodniej części masywu . . . . .	53
Skały okolic Podzamka . . . . .	60
Skały okolic Barda . . . . .	65
Skały ultramaficzne . . . . .	67
Skały żyłowe . . . . .	68
Skały aureoli kontaktowej . . . . .	70
Północno-zachodnia część aureoli kontaktowej (bez metamorfiku kłodzkiego) . . . . .	70
Południowo-wschodnia część aureoli kontaktowej (z metamorfikiem kłodzkim) . . . . .	78
Wtrącenia w granitoidach i ostańce denudacyjne osłony stropowej masywu . . . . .	90
Badania chemiczne . . . . .	98
Porównanie granitoidów kłodzko-złotostockich z granitoidami strefy Niemczy i Bielicy . . . . .	109
Temperatury krystalizacji skaleni i biotytów oraz stan strukturalny skaleni potasowych z granitoidów . . . . .	111
Kąty osi optycznych skaleni potasowych ze skał kontaktowo przeobrażonych . . . . .	116
Metamorfizm kontaktowy . . . . .	119
Temperatury kontaktowo-metamorficznych przeobrażeń w osłonie . . . . .	119
Ciśnienie panujące w czasie metamorfizmu kontaktowego . . . . .	120
Głębokość intruzji . . . . .	121
Temperatury przeobrażeń kontaktowo-metamorficznych w ostańcach stropowych i drobnych enklawach . . . . .	121
Podsumowanie zagadnienia rozmieszczenia temperatur w osłonie granitoidów . . . . .	122
Termika metamorfizmu kontaktowego . . . . .	122
Podsumowanie i wnioski . . . . .	128
Mineralogiczno-petrograficzne zróżnicowanie masywu . . . . .	128
Problem enklaw . . . . .	134
Zagadnienie genezy magmy granitoidowej . . . . .	135
Literatura . . . . .	141
Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics) — summary . . . . .	144

#### Streszczenie

Opracowano petrograficznie granitoidy, skały żyłowe i ultramaficzne kłodzko-złotostockiego masywu intruzywnego oraz utwory kontaktowo-metamorficzne jego aureoli kontaktowej. Określono temperatury krystalizacji skaleni w granitoidach w oparciu o dwuskaleniowy termometr geologiczny

Bartha oraz biotytów w granitoidach i hornfelsach na podstawie zawartości skandiu w biotycie. Oznaczono stopień trójskośności skaleni potasowych z granitoidów oraz stan uporządkowania struktur skaleni potasowych z granitoidów i skał kontaktowo przeobrażonych na podstawie pomiarów kąta  $2V$ . Zrekonstruowano rozmieszczenie temperatur w aureoli kontaktowej masywu i porównano je z hipotetycznym rozkładem tempe-

ratur w osłonie intruzji granitoidowej o grubości 5 000 m. Wyprowadzone wnioski dotyczą się genezy kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i magmy granitoidowej, stanu termicznego tej magmy, głębokości na której dokonała się intruzja oraz ciśnienia panującego w czasie intrudowania magmy i przemian kontaktowo-metamorficznych. Odtworzono również przypuszczalną historię rozwoju masywu granitoidowego i jego osłony. W pracy zamieszczono 39 analiz chemicznych granitoidów, skał żyłowych i metamorficznych oraz 17 analiz chemicznych minerałów ze skał magmowych i metamorficznych. W liczbie tej mieści się 17 analiz chemicznych skał i 8 analiz chemicznych minerałów dotychczas nie publikowanych.

## WSTĘP I HISTORIA BADAŃ

Położony w Sudetach Środkowych kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy (fig. 1) od południowego wschodu graniczy z metamorfikiem Łądka i Śnieżnika, a od północnego zachodu z krystalinikiem kłodzkim i strukturą bardzką. Wschodnią i zachodnią granicę masywu stanowią linie tektoniczne: sudecki uskók brzeżny i wschodnia krawędź rowu górnej Nysy.

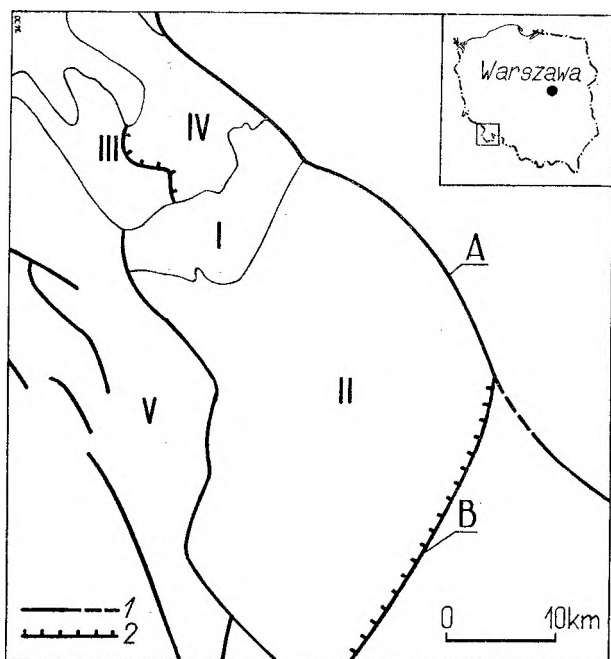


Fig. 1

Tektoniczny szkic wschodniej części Sudetów Środkowych (wg Teisseyre'a *et al.* 1957)

I - kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; II - metamorfik Łądka i Śnieżnika; III - metamorfik kłodzki; IV - struktura bardzka; V - rów górnej Nysy; A - sudecki uskók brzeżny; B - nasunięcie ramzowskie; 1 - uskoki; 2 - nasunięcia

Tectonic sketch of the eastern part of the Middle Sudetes (after Teisseyre *et al.* 1957)

I - Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif; II - Łądek and Śnieżnik metamorphic massif; III - Kłodzko metamorphic massif; IV - Bardo Structure; V - Upper Nysa Graben; A - Marginal Sudetic Fault; B - Ramzowa Overthrust; 1 - faults; 2 - overthrusts

Powierzchnia masywu w poziomie obecnej jego intersekcji wynosi ponad 100 km<sup>2</sup>. Sam masyw ma kształt zbliżony do półksiężyca zwróconego wypukłą stroną na południowy-wschód. Po stronie wypukłej (fig. 2) występują łupki krystaliczne metamorfiku Łądka i Śnieżnika, a po wklęsłej zieleńce i metawulkanity krystaliniku kłodzkiego oraz kontaktowo-przeobrażone skały osadowe Gór Bardzkich.

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy pojawił się według Teisseyre'a *et al.* (1957) w rejonie przenikania się kierunków NW-SE i N-S. Wskutek kompresji nastąpiło odkłucie zespołu warstw skalnych złożonych z osadów syluru i kulmu oraz utworów metamorfiku kłodzkiego od formacji krystalicznych metamorfiku okolic Łądka. W powstałe zluźnienia intrudowała magma granitoidowa. Bederke (1922) stwierdził zgodność kierunków intruzji z kierunkiem nacisku tektonicznego postępującego z SE na NW. Odmiennego zdania jest Oberc (1957), który na podstawie obserwacji doszedł do wniosku, że intruzja postępowiała z WNW na EES. Za powyższym przemawia między innymi zorientowanie przestrzenne półksiężycowatej intruzji zwróconej stroną wypukłą w kierunku EES. Zdaniem Wojciechowskiej (1973) naciski o kierunkach zbliżonych do NW-SE spowodowały przekształcenie powierzchni kompresyjnych fałdów  $F_3$  o orientacji NW-SE w otwarte szczeliny tensyjne, w które intrudowała magma.

Kontaktowe przeobrażenia dolnokarbońskich utworów Gór Bardzkich wskazują na podolnokarboński wiek intruzji. Górnej granicy wieku intruzji nie daje się ustalić bezpośrednio. Geolodzy niemieccy (Meister, Fischer 1942) przyjmują, że intruzja magmy granitoidowej nastąpiła w fazie sudeckiej fałdowania waryscyjskiego, która przypada na przełomie między dolnym i górnym karbonem. Oberc (1957) wiąże ją z młodszą fazą asturyjską. Spotyka się bowiem fałdy fazy sudeckiej poprzecinane apofizami intruzji granitoidowej. Górną granicę wieku intruzji określają żyły lamprofirowe, które tną zarówno masyw granitoidowy, jak również i jego osłonę. Według Petraschecka przypadają one na górny karbon (Ottweiler Schichten). Borucki (1966) i Depciuch (1972) oznaczyli wiek bezwzględny granitoidów kłodzko-złotostockich metodą potasowo-argonową objętościową używając do tego celu koncentratów amfibolowo-biotytowych lub hornblendy. Uzyskany średni wiek 298 milionów lat wskazuje na górny karbon według obowiązującej obecnie geologicznej skali czasu (IUGS 1966). Dla karbonu przyjmuje się bowiem wiek 280-345 milionów lat (Geol. Soc. London 1964). Tego samego wieku są przypuszczalnie granitoidy niemieckie tworzące z masywem kłodzko-złotostockim strefę o kierunku N-S. Musiały one powstać jednocześnie

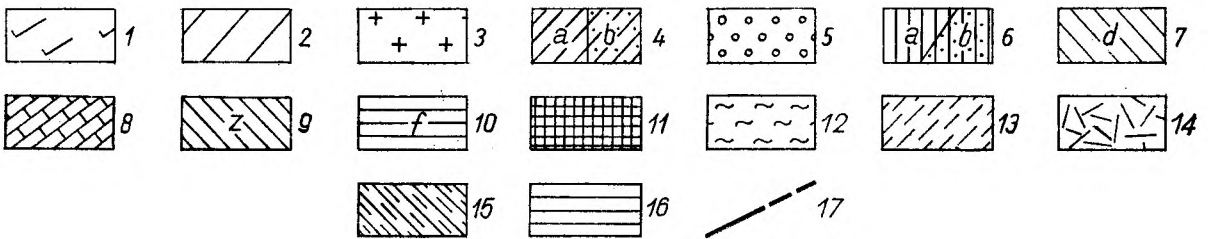
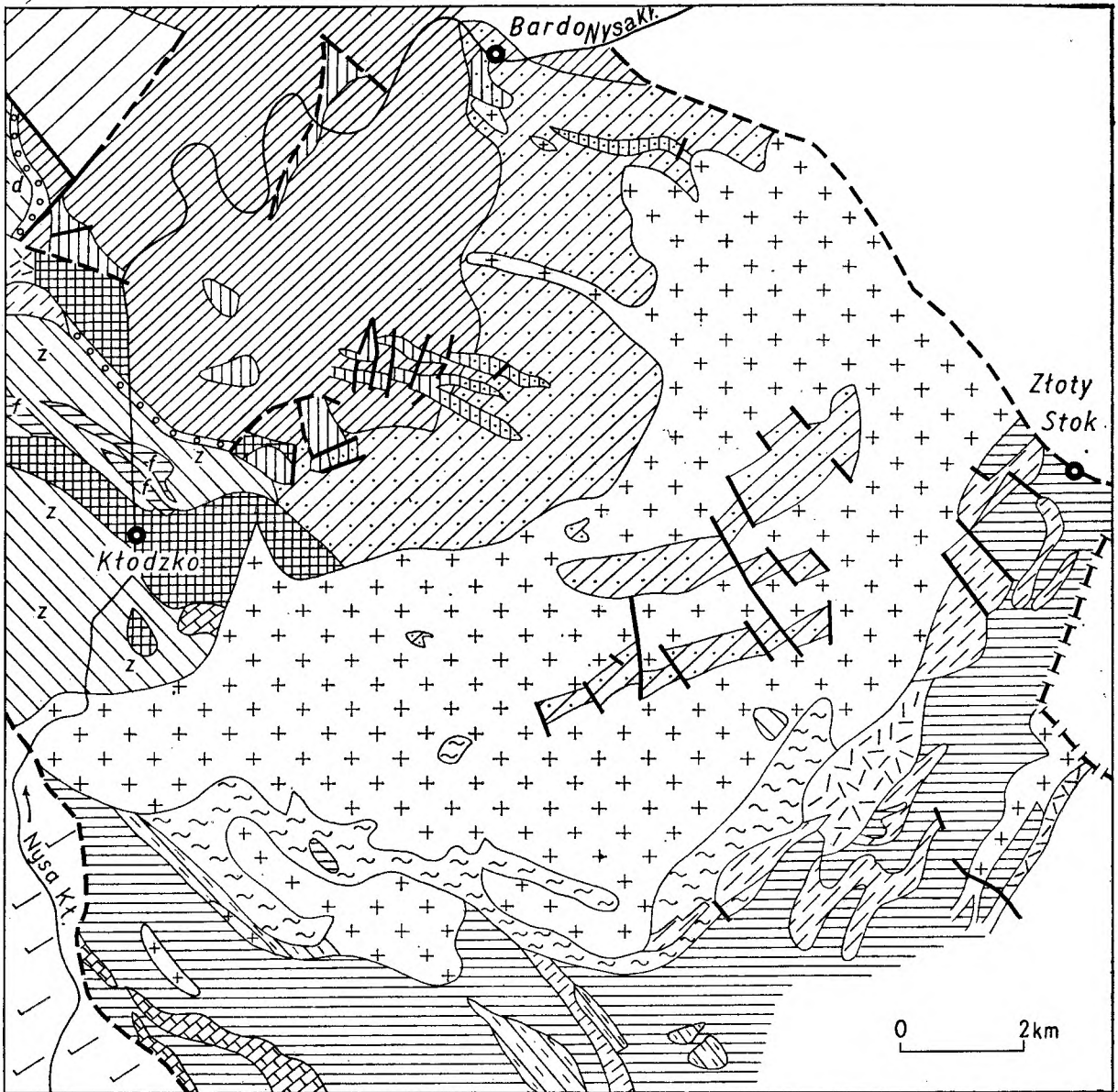


Fig. 2

Geologiczny szkic kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego (wg Sawickiego *et al.* 1966)

Kreda: 1 – piaskowce i margle; czerwony spągowiec; 2 – piaskowce, łupki i zlepienie; górny karbon: 3 – granitoidy; dolny karbon: 4a – piaskowce i łupki ilaste, 4b – piaskowce i łupki ilaste kontaktowo przeobrażone; górny dewon: 5 – zlepienie i wapienie; dewon–sylur: 6a – łupki krzemionkowe, 6b – łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone; sylur: 7 – diabazy; sylur–kambr: 8 – wapienie, 9 – zielenie, 10 – fyllity, 11 – metawulkanity; starszy paleozoik – proterozoik: 12 – migmatyty, 13 – gnejsy gieraltowskie, 14 – kataklazyty, mylonity i blastomylonity strefy Złoty Stok, 15 – amfibolity, 16 – łupki mikowe; 17 – uskoki

Geological sketch of Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif (after Sawicki *et al.* 1966)

Cretaceous: 1 – sandstones and marls; Rotliegendes: 2 – sandstones, shales and conglomerates; Upper Carboniferous: 3 – granitoids; Lower Carboniferous: 4a – sandstones and clay slates, 4b – sandstones and clay slates contact metamorphosed; Upper Devonian: 5 – conglomerates and limestones; Devonian–Silurian: 6a – siliceous slates, 6b – siliceous slates contact metamorphosed; Silurian: 7 – diabases; Silurian–Cambrian: 8 – limestones, 9 – green schists, 10 – phyllites, 11 – metavolcanites; Early Palaeozoic–Proterozoic: 12 – migmatites, 13 – Gierałtów gneisses, 14 – cataclasites, mylonites and blastomylonites of the Złoty Stok zone, 15 – amphibolites, 16 – mica schists; 17 – faults

z fałdami przebiegającymi południkowo, które wiąże się z fazą asturyjską (Oberc 1957). Za tym samym wiekiem obu granitoidów przemawiają również analogie petrograficzne.

Wieser (1958) przypisuje kłodzko-złotostockiemu masywowi granitoidowemu specyficzne położenie. Stanowi on południowe zakończenie ciągu intruzji, o kierunku południkowym, zróżnicowanych pod względem chemicznym. Występowanie skał ultrazasadowych na osi Sobótka—Złoty Stok wskazuje na głębokoogniskową strefę dyslokacyjną. Podobne zdanie wypowiedział również Bederke (1927), który wiąże granitoidy niemczańskie, kłodzko-złotostockie i intruzje strefy Starego Miasta z ważnymi granicami geologicznymi. Taką linią graniczną jest granica między Sudetami Wschodnimi i Zachodnimi.

Kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy do chwili obecnej nie doczekał się wyczerpującego opracowania, chociaż był przedmiotem zainteresowania od drugiej połowy ubiegłego wieku. To skłoniło autora do podjęcia badań petrograficznych w 1965 r. Równoległe z eksploracjami petrograficznymi były prowadzone przez dr I. Wojciechowską z Uniwersytetu Wrocławskiego prace kartograficzne i tektoniczne.

#### BADANIA GEOLOGICZNE

Pionierami prac geologicznych w obszarze kłodzko-złotostockim byli Raumer (1819) i Beyrich (1849). Pierwsza mapa geologiczna „Gór Dolnośląskich...” w zespołowym opracowaniu Beyricha, Rosego i Rungego z objaśnieniami Rotha pojawiła się w latach siedemdziesiątych ubiegłego stulecia (1867) i była jedynym opracowaniem kartograficznym do lat trzydziestych bieżącego wieku. Na omawianym obszarze podjęto intensywniejsze badania geologiczne dopiero na przełomie dwudziestych i trzydziestych lat naszego stulecia. Rezultatem tych prac były arkusze map geologicznych: Ząbkowice Śląskie (Frankenstein), Złoty Stok (Reichenstein), Wojciechowice (Königshain) i Kłodzko (Glatz). Prace kartograficzne na arkuszu Ząbkowice Śląskie zakończył Finckh w 1926 r., a mapa została opublikowana w 1929 r. Pozostałe arkusze map zostały wydane w 1938 r. Arkusz Złoty Stok został opracowany przez Finckha i Fischera, Wojciechowice przez Finckha, Bederkego i Fischera, a Kłodzko przez Fischera i Meistera. Prace nad pierwszym z wymienionych trzech arkuszy zakończono w 1927 r. nad drugim w 1932 r., a nad trzecim w 1934 r. W ten sposób prawie cały masyw granitoidowy został pokryty mapami geologicznymi. Badaniami kartograficznymi nie objęto tylko części masywu występujących na arkuszach Ołdrzychowice Kłodzkie (Ullersdorf) i Stara Łomnica (Alt Lomnitz). Zdjęcia geolo-

giczne części tego obszaru zawdzięczamy Wieserowi (1958) i Wojciechowskiej (1972a, b).

Budowa geologiczna obszaru kłodzko-złotostockiego była przedmiotem szczególnego zainteresowania Bederkego w latach poprzedzających drugą wojnę światową. Wyniki pierwszych swoich badań przedstawił on w pracy pt. „Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein” (1922). Wśród skał masywu Bederke wyróżnił syenity, granity i dioryty, przy czym pierwsze stanowić miały przeważający typ skalny. W wymienionych skałach daje się zaobserwować teksturę kierunkową, dużą ilość wtrąceń skał osłony i znaczną niejednorodność. Tekstura kierunkowa według wymienionego autora najwyraźniej zaznaczona jest po stronie wypukłej masywu i maleje w miarę oddalania się od kontaktu. Różnej wielkości wtrącenia skał osłony, w ułożeniu zgodnym z teksturą kierunkową granitoidów, obserwował on w każdym większym odsłonięciu. Ilościowy skład mineralny skał masywu zmienia się od punktu do punktu. W przeważającej masie syenitowej można zaobserwować rozmaitej grubości szliry granitowe w ułożeniu zgodnym z teksturą kierunkową syenitu oraz utwory zasadowe. Pierwsze grupują się w północnej części masywu, drugie występują w sąsiedztwie kontaktów wypukłych i dużych kier amfibolitowych. Tym ostatnim Bederke przypisuje genezę asymilacyjną. Poczynione obserwacje geologiczne przemawiają, zdaniem Bederkego, za syntektonicznym charakterem intruzji. Zanikanie tekstury kierunkowej w miarę oddalania się od kontaktów wypukłych wskazuje na kierunek nacisku tektonicznego, który postępował od zewnątrz do środka intruzji, czyli z SE na NW.

Intruzja kłodzko-złotostocka jest według Bederkego częścią składową wielkiej strefy tektonicznej stanowiącej granicę geologiczną między Sudetami Wschodnimi i Zachodnimi. W strefie tej zaznaczyły się ciśnienia fałdowe skierowane na NW oraz naciski o kierunku SW—NE. W wyniku działania tych dwóch nacisków utwory przedkulumowe zostały sfałdowane w łuki. W jądrze jednej z takich kopuł fałdowych nastąpiło pod koniec fałdowania wyciśnięcie magmy.

W autoreferacie z okazji 13 Zjazdu Niemieckiego Towarzystwa Mineralogicznego Bederke (1927) zwrócił uwagę na związek intruzji niemczańskich, kłodzko-złotostockiej i Starego Miasta z ważnymi granicami geologicznymi. Zdaniem Bederkego granice te o dużym znaczeniu tektonicznym mają charakter wąskich niecek czy rowów tektonicznych, w których powstał złuskowany system szarogłazów i łupków krzemionkowych z wtrąceniami zasadowych wulkanitów. Wśród wymienionych utworów występują zgodne żyły pokładowe zamykające w sobie duże masy skał osłony w zgodnym ułożeniu. W obrębie intruzji



można zawsze zaobserwować mniej lub więcej wyraźnie zaznaczoną teksturę kierunkową, która jest równoległa do kontaktu, skał osłony i wtrąceń. Intruzje magm dokonały się w czasie ruchów tektonicznych powodujących powstanie struktur fluidalnych, proto- i kataklasycznych. Bederke uważa, że intruzje te są młodsze od osadów dolnego karbonu, a starsze od wielkich posttektonicznych masywów granitoidowych Śląska.

W cztery lata po ukazaniu się map geologicznych okolic Kłodzka i Złotego Stoku pojawiają się objaśnienia do arkuszy Kłodzko, Wojciechowice, Złoty Stok i Łądek (Meister, Fischer 1942), w których poświęcono trochę uwagi masywowi kłodzko-złotostockiemu. Na podkreślenie zasługują obserwacje dotyczące skał żyłowych. Według Finckha żyły ciemnych diorytów z okolic Chwalisławia, Mąkolna i Ożarów tną słojuwaty syenit, same jednak nie wykazują żadnych mechanicznych odkształceń. Podobnie ma się sprawa z aplitami, pegmatytami i lamprofirami występującymi w obrębie masywu. Żyły porfirowe i aplitowe notowane są w obrębie masywu i jego bliskim sąsiedztwie. Natomiast lamprofiry pojawiają się również w znacznym oddaleniu od intruzji. Żyły występujące w obrębie masywu wykazują biegi N—S do NNE, natomiast dla skał żyłowych spoza intruzji charakterystyczne są kierunki NW—SE.

Po drugiej wojnie światowej zostały podjęte badania geologiczne na terenach sąsiadujących z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym. Oberc (1953) przeprowadził badania w regionie nazwanym przez niego strukturą bardzką, który obejmuje oprócz Gór Bardzkich pewne części obszarów sąsiadujących z tymi górami, a mianowicie: część Gór Sowich, Obniżenia Noworudzkiego, Wzgórz Włodzickich i Kotliny Kłodzkiej. Poniżej będą przytoczone obserwacje Oberca poczynione w południowej części struktury bardzkiej, które wiążą się z masywem granitoidowym.

Według Oberca (1957) masyw granitoidowy kontaktuje z dwoma regionami struktury bardzkiej, a mianowicie ze strefą nasunięcia kłodzkiego i depresją wschodnią. Kontakt wklęsły masywu przykryty jest w znacznej mierze osadami czwartorzędu, lecz zaznacza się w terenie gwałtownym załamaniem spadku, wywołanym małą odpornością granitoidów na czynniki niszczące. Na odcinkach, gdzie intruzja wykazuje bieg równoleżnikowy obserwuje się niezgodne kontakty. Elementy nasunięcia kłodzkiego ustawione są prostopadłe do brzegu masywu. Tylko w strefie tektonicznej Podzamka obserwuje się zgodne ułożenie wspomnianych elementów. Linia wschodniego kontaktu masywu ze strukturą bardzką jest bardzo urozmaicona, wskutek przenikania do osłony licznych apofiz.

Apofiza Myszaka o azymucie  $290^\circ$  ciągnie się na przestrzeni około 3 km. Podobną rozciągłość ma apofiza Grańca—Barda, odsłonięta w trzech izolowanych miejscach. Apofiza Laskówki o kierunku  $320^\circ$  ma ponad 1 km długości. Najmniejszą okazuje się apofiza Dzbanowa (0,5 km, azymut  $305^\circ$ ).

Oberc nie zgadza się z poglądami Bederkego, który wiąże intruzję kłodzko-złotostocką z fazą sudecką. Przeczą temu fakty zaobserwowane przez pierwszego z wymienionych autorów:

1. Gotowe fałdy fazy sudeckiej pocięte są apofizami masywu granitoidowego.

2. Fałdy fazy asturyjskiej w strefie nasunięcia kłodzkiego są do niego prostopadłe, a utwory z których są zbudowane zostały termicznie przeobrażone.

3. Apofizy, występujące w synklinach depresji wschodniej, nie mogły powstać równocześnie z tymi synklinami. Zdaniem Oberca oś intruzji jest wszędzie—na całym badanym odcinku—prostopadła do fałdów struktury bardzkiej. W obrębie intruzji można spotkać fragmenty struktury bardzkiej (utwory dolnego karbonu) oraz kry innych skał (hornfelsy, amfibolity) ułożone zgodnie z jej osią. Stanowią one pozostałości stref, gdzie osłona sięgała najgłębiej w masyw intruzyjny.

Od północnego zachodu masyw kłodzko-złotostocki graniczy z metamorfikiem kłodzkim, który był przedmiotem badań Wojciechowskiej (1958, 1966) i Oberca (1972). W metamorfiku tym Wojciechowska wydzieliła trzy strefy: środkową, północno-wschodnią i południowo-zachodnią. Strefa środkowa obejmuje kompleks skalny o kierunku NW—SE występujący w dolinie Ścinawki Kłodzkiej pomiędzy Ścinawką Średnią a Gołogłowami. Kompleks skalny położony na północny wschód od tej strefy, pomiędzy Bierkowicami, Łączną i Bożkowem, stanowi strefę północno-wschodnią, a formacje skalne między Kłodzkiem, Korytowem i Ścinawką Średnią zalicza Wojciechowska do strefy trzeciej (południowo-zachodniej). Ta ostatnia graniczy od południowego-wschodu z masywem granitoidowym. Formacje skalne strefy południowo-zachodniej złożone są z różnego rodzaju amfibolitów (amfibolity z relikami gabr, amfibolity z wkładkami marmurów i porfiroidów, amfibolity Korytowa z wkładkami marmurów), marmurów, porfiroidów (metawulkanity kwaśne według Kozłowskiej-Koch 1960), metaryolitów, fyllitów grafitowych, kwarcytów grafitowych, fyllitów „ilastych”, łupków chlorytowych i skał amfibolowo-epidotowych. Amfibolity z wkładkami marmurów z okolic Korytowa Wojciechowska uważa za najstarsze skały (prekambr?). Pozostałe utwory zalicza ona do starszego paleozoiku.

Oberc (1972) określa obszar Kłodzka jako odcinek depresyjny metamorfiku kłodzkiego, w którym wy-

różnia dwa fałdy z fyllitami w partiach jądrowych: antyklinę północną Owczej Góry (348,0 m npm.) i południową Góry Fortecznej (368,8 m npm.). Południowa część miasta wraz z metakeratofirami Góry Fortecznej stanowi synklinę Kłodzka. Na południe od synkliny Kłodzka pojawiają się amfibolity tworzące antyklinę Książka z łupkami mikowymi w jądrze. Amfibolity północnego skrzydła tej antykliny oddzielone są od metakeratofirów synkliny Kłodzka dyslokacją Jaskowej Dolnej. Wśród amfibolitów południowego skrzydła antykliny Książka pojawiają się granitoidy (południowe stoki Czerwoniaka 385,8 m npm.).

Granica masywu granitoidowego z metamorfikiem kłodzkim według Wojciechowskiej (1973) ma przebieg bardzo urozmaicony. W strefie kontaktowej skały masywu zazębiają się „lit par lit” ze skałami osłony, a kontaktowi towarzyszy szeroka strefa granityzacji. Termiczny wpływ intruzji na skały osłony zaznaczył się według Wojciechowskiej powstaniem rozmaitych hornfelsów. Marmury zostały przeobrażone w skały diopsydowo-granatowo-kalcytowe (skarnoidy diopsydowo-granatowe Wojciechowskiej 1973), fyllity w hornfelsy biotytowo-kordierytowe, a amfibolity w łupki biotytowe. Objawy metamorfizmu kontaktowego zaobserwowali również geolodzy niemieccy (Meister, Fischer 1942) w skałach okolic Gorzuchowa (rekryształizacja kwarcu i blasteza biotyty).

Od południa i południowego wschodu masyw granitoidowy graniczy z formacjami skalnymi Gór Żłoty i Krowiarek należącymi do metamorfiku Łądka i Śnieżnika. Badania geologiczne w rejonach przyległych do masywu były prowadzone po drugiej wojnie światowej przez Dona (1964, 1972), Kozłowską-Koch (1971, 1973), Kowalskiego (1967), Kuńską (1971), Wojciechowską (1972a, b, c, 1973) i Butkiewicz (1968).

Według Dona (1964) na metamorfik Łądka i Śnieżnika składają się głównie trzy formacje skalne: a) stroński kompleks suprakrystalny złożony z łupków mikowych i paragnejsów z wkładkami kwarcytów, łupków i kwarcytów grafitowych, marmurów i amfibolitów, b) grubooczkowe granitognejsy śnieżnicke, przeważnie tektonicznie zdeformowane, oraz zaliczane do nich mylonityczne gnejsy leptytowe, c) drobnoziarniste gnejsy typu gieraltowskiego, granityzujące i migmatyzujące głębsze podłoże strońskiego kompleksu suprakrystalnego.

Gnejsom gieraltowskim i śnieżniczym badacze niemieccy przypisywali genezę magmowo-intruzyjną, przy czym pierwsze uważano za starsze od serii strońskiej (prekambryjskie), a drugie za młodsze od niej (kaledońskie). Z poglądami geologów niemieckich

odnośnie genezy wymienionych gnejsów zgadza się Don (1964), z tym, że jego zdaniem gnejsy gieraltowskie są młodsze (kaledońskie) od śnieżniczych (prekambryjskie).

Według Dona (1964) powierzchnia kontaktowa intruzji kłodzko-żłotostockiej zapada łagodnie ku SE pod skały metamorficzne osłony, ścinając niezgodnie stare jej struktury. Pozornie dopasowuje się ona do ich liniowego przebiegu. Kontakt granitoidów ze skałami osłony jest zazwyczaj ostry, a w jego sąsiedztwie obserwuje się liczne, często ostrokrawędziste bloki w różnej orientacji przestrzennej. Apofizy granitoidowe w obrębie osłony są bardzo rzadkie.

Kozłowska-Koch (1971, 1973) opracowała petrograficznie tzw. gnejsy haniackie strefy tektonicznej Żłoty Stok—Skrzynka, ciągnące się wąskim pasem na północno-zachodnich peryferiach metamorfiku Łądka i Śnieżnika. Na obszarze znaczonej na mapach niemieckich jako gnejsy haniackie wyróżniła ona: kataklazyty i mylonity, łupki i gnejsy blastokataklastyczne oraz blastomylonityczne, hornfelsy i metabazyty. Według cytowanej autorki ewolucja metamorficzna gnejsów haniackich przedstawiała się następująco: skały metamorfiku Łądka i Śnieżnika (skały serii strońskiej, gnejsy gieraltowskie i śnieżnicke) skatakłazowane i zmylonityzowane przy północno-zachodnim brzegu kompleksu doznały następnie we wczesnych stadiach orogenezy hercyńskiej skomplikowanych przekształceń w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego. W rezultacie tych przeobrażeń powstały gnejsy haniackie zawierające w swym składzie minerały wysokotemperaturowe (kordieryt, andaluzyt i syllimanit). Dalszy szybki wzrost temperatury sprzyjał upłynnianiu pewnych składników, co w efekcie doprowadziło w większych głębokościach do powstania magmy zdolnej do intruzji. Magma ta intrudowała regionalnie zmetamorfizowany kompleks skalny w czasie tej samej fazy waryscyjskiego cyklu orogenicznego. Na badanym terenie cytowana autorka przyjmuje obecność tych samych minerałów wysokotemperaturowych powstałych raz w wyniku metamorfizmu termodynamicznego, drugi raz — kontaktowego.

Badania petrograficzne i mineralogiczne w okolicach Żłotego Stoku prowadził Kowalski (1967). Na obszarze położonym na południe od Żłotego Stoku, a na wschód od masywu granitoidowego, wyróżnił on: łupki oligoklazowo-biotytowe, blastomylonity, gnejsy leptytowe (Haniaka i Białej Góry), amfibolity, marmury dolomitowe, skarny magnezowe i skarnoidy, serpentynity oraz towarzyszące im aplity, lamprofiry, skały hornblendowo-augitowe i granitoidy kłodzko-żłotostockie. Badaniami mineralogicznymi cytowany autor objął skalenie potasowe i amfibole.

W historii rozwoju skał okolic Złotego Stoku Kowalski wyróżnił dwa etapy:

Wcześniejszy odbywał się w warunkach metamorfizmu regionalnego, drugi natomiast kształtował się pod wpływem kontaktowego oddziaływania intruzji kłodzko-złotostockiej.

W pierwszym etapie skały osadowe zostały przeobrażone w warunkach fizycznych odpowiadających facji amfibolitowej. Powstały wtedy gnejsy, amfibolity, łupki oligoklazowo-biotytowe i marmury dolomitowe. W późniejszym okresie zaznaczył się wpływ metamorfizmu dynamicznego, prowadzący w konsekwencji do powstania kataklazytów i mylonitów. Pierwszy etap metamorficznej ewolucji kończy blasteza. W tym czasie powstały zdaniem cytowanego autora blastomylonity (skatakłazowane amfibolity, marmury kataklastyczne i gnejsy mylonityczne zawierające również swe powstanie procesom mylonityzacji i blastezy).

Późniejszy etap rozwoju skał okolic Złotego Stoku datuje się od chwili powstania kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. W tym czasie zaznaczyła się rekrystalizacja i liczne przejawy pointruzyjnej metasomatozy. W sąsiedztwie kontaktu z intruzją zachodziły procesy rekrystalizacji i bazyfikacji. Z tą ostatnią cytowany autor wiąże powstanie skał hornblendowych i hornblendowo-augitowych Mąkolna. Procesom metasomatycznym przypisuje on powstanie skarnów magnezowych (diopsydowych) i serpentynitów. Z wyżej wspomnianymi procesami wiąże tremolityzację skarnów diopsydowych oraz powstanie flogopitu.

Złotonośne złoża rud arsenu, których eksploatację przerwano w 1961 r., zawdzięczają również swe powstanie procesom metasomatycznym związanym z intruzją magmy granitoidowej. Kowalski stwierdził obecność trzech generacji rud. Pierwsza generacja lelingitowa powstała pod koniec tremolityzacji skarnów diopsydowych, druga — arsenopirytowo-pirotynowo-chalkopirytowa — ma związek z powstaniem serpentynitów i flogopitu, trzecia — galenowo-kałcytowa — pojawia się w największym oddaleniu od masywu. Zaobserwowano strefowość rozmieszczenia rud i innych przejawów metasomatycznych, przy czym nasilenie tych procesów maleje w miarę oddalania się od intruzji.

Na obszarze objętym pracą Kowalskiego (1967) badania petrograficzne przeprowadzała również Kuńska (1971). Wśród skał stanowiących osłonę intruzji wyróżniła ona: gnejsy leptytowe, haniackie i gnejsy strefy kontaktowej, blastomylonity oraz marmury, skały wapienno-krzemianowe i amfibolity. Kuńska podobnie jak Kowalski wyróżnia w historii rozwoju tych skał dwa etapy: starszy i młodszy. Z pierwszym

etapem wiąże ona powstanie kataklazytów, mylonitów i brekcji tektonicznych, z tym tylko, że jej zdaniem rekrystalizacja tych skał dokonała się już w drugim etapie, w następstwie termicznego oddziaływania magmy granitoidowej intruzji kłodzko-złotostockiej. O wpływie termicznym intruzji świadczy, obserwowany w gnejsach i amfibolitach, wzrost wielkości ziarna i zanikanie tekstury kierunkowej w miarę zbliżania się do kontaktu. Wyjątek od tej reguły stanowią „gnejsy kontaktowe”, które wykazują wybitnie kierunkową teksturę. Genezę kordierytu, andaluzytu i syllimanitu cytowana autorka wiąże z termicznym oddziaływaniem intruzji kłodzko-złotostockiej na skały osłony. W metamorficznej osłonie masywu granitoidowego wyróżniła ona trzy strefy: kordierytową — bezpośrednio przylegającą do intruzji (kordierytowi towarzyszy biotyt), pośrednią — kordierytowo-andaluzytowo-syllimanitową (syllimanit powstaje tutaj kosztem biotytu) i najbardziej oddaloną — strefę syllimanitowo-andaluzytową. W tej ostatniej syllimanit występuje w drobnych ilościach. Czasami pojawia się śladowy kordieryt. Skały metamorficzne osłony masywu granitoidowego cytowana autorka zalicza do facji hornblendowo-hornfelsowej, przy czym temperatury ich powstania ocenia na wyższe od 450°C, a ciśnienia na niższe od 6 kilobarów.

Badania geologiczne w rejonie Żelazna, Odrzychowic, Skrzynki i Romanowa przeprowadzała Wojciechowska (1972a, b, c). W okolicy Żelazna i Odrzychowic zbadała kwarcyty wzgórza 435 m n.p.m., które nazywa skałami kwarcowo-kwarcytowymi, z uwagi na występujące w nich żyłki mlecznobiałego kwarcu. W skałach tych zawartość krzemionki waha się w granicach od 95,83 do 98,70%, glinki od 0,73 do 2,70%, a  $Fe_2O_3$  od 0,17 do 1,06% wagowych. Skałom kwarcowo-kwarcytowym przypisuje osadowe pochodzenie. Wskazuje również na ich przydatność dla przemysłu. W okolicy Skrzynki i Romanowa cytowana autorka wykonała badania mezostrukturalne marmurów przewarstwionych amfibolitami i łupków kwarcowo-dwuskaleniowych, stanowiących przewarstwienia w łupkach mikowych. Wszystkie wymienione skały są elementami składowymi — powszechnie występującej na tym obszarze — suprakrustalnej serii strońskiej. Obserwacje mezostrukturalne pozwoliły wyróżnić cztery następujące po sobie stadia deformacji zarejestrowane kolejnymi fałdami:  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ , i  $F_4$ . Zdaniem cytowanej autorki łupki kwarcowo-dwuskaleniowe Romanowa (Krowiarki), o składzie chemicznym bardzo zbliżonym do gnejsów leptytowych Złotego Stoku i paleoryolitów Piszkowic (metamorfik kłodzki), mają analogiczne jak te ostatnie pochodzenie — są to zmetamorfizowane ryolity.

Z formacji krystalicznych metamorfiku Łądk

i Śnieżnika zbudowane są również Krowiarki, oddzielone od Gór Złotych doliną Białej Łądeckiej. Badania geologiczne w północno-zachodniej części Krowiarek przeprowadził Kuźniar (1960). Wyróżnił on tam: łupki mikowe, kwarcyty, łupki kwarcytowe i grafitowe, amfibolity, łupki amfibolowe i amfibolowo-zoizytowe, różnego rodzaju marmury (dolomitowe, dolomitowo-kalcytowe i kalcytowe), gnejsy śnieżnickie i kersantyty. W łupkach mikowych niekiedy pojawia się granat i staurolit. Większe ilości granatu występują w łupkach mikowych okolic Żelazna i Piotrowic. Łupki amfibolowe mają analogiczny skład mineralny jak amfibolity, od których różnią się tylko teksturą. Kersantyty Kościelca wiąże cytowany autor z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym.

Szczegółowe badania petrograficzne łupków krystalicznych Krowiarek przeprowadziła Butkiewicz (1968), która wyróżniła trzy przeważające typy skalne: paragnejsy plagioklazowe, marmury i paragnejsy plagioklazowo-mikroklino- (gnejsy śnieżnickie według Dona 1964 i Kuźniara 1960). Pierwsze z wymienionych stanowią przeważające tło skalne w południowej części pasma, skąd ciągną się dalej w kierunku NW aż po okolice Romanowa, aby potem ustąpić miejsca większym kompleksom marmurów. Trzecia grupa skał występuje w okolicy Piotrowic. Zdecydowanie mniejsze rozprzestrzenienie wykazują takie skały, jak: amfibolity, kwarcyto-gnejsy i blastomylonityczne paragnejsy mikroklino- , łupki mikowe, paragnejsy porfiroblastyczne, kwarcyty oraz paragnejsy albitowe i syenitoidowe. Stanowią one zazwyczaj drobne wkładki w kompleksie paragnejsów plagioklazowych. W łupkach mikowych i paragnejsach porfiroblastycznych, oprócz pospolitych minerałów głównych, występują drobne ilości granatu, staurolitu, turmalinu i apatyty. Granat pojawia się także w paragnejsach plagioklazowych i amfibolitach. W tych ostatnich notowane są jeszcze minerały grupy epidotu (epidot, zoizyt), kalcyt, tytanit i apatyt. Marmury oprócz przeważającego kalcytu i dolomitu zawierają drobne ilości kwarcu, plagioklazów i łyszczyki.

Ewolucja metamorficzna łupków krystalicznych Krowiarek przebiegała według cytowanej autorki w dwóch następujących po sobie etapach. W pierwszym etapie zróżnicowany litologicznie materiał osadowy został przeobrażony w warunkach odpowiadających facji amfibolitowej w łupki mikowe i paragnejsy, kwarcyty, amfibolity, marmury i łupki grafitowe. Następnie niektóre z wymienionych skał (głównie łupki mikowe i paragnejsy, podrzędnie kwarcyty i amfibolity) podlegały skomplikowanym procesom metasomatycznej feldspatyzacji, w wyniku których powstał bardzo urozmaicony zespół paragnejsów.

Prace omówione dotychczas traktowały głównie o metamorficznej osłonie masywu granitoidowego. Wyjątek od tej reguły stanowiły opracowania Berdergo (1922) i Wiesera (1958).

Ten ostatni przeprowadził badania petrotektoniczne w zachodniej części masywu kłodzko-złotostockiego. Powyższe eksploracje pociągnęły za sobą konieczność sporządzenia zdjęcia geologicznego tej części intruzji oraz wykonania dorywczych prac petrograficznych. W rejonie Żelazna Wieser (1958) stwierdził obecność tzw. pól rozciągania za metalblastami plagioklazów w skałach mieszanych kontaktujących z amfibolitami oraz pasowość ułożenia osi optycznych kwarcu i normalnych płaszczyzn łupliwości biotyty w kilku innych punktach SW kontaktu. Powyższe obserwacje wskazują zdaniem cytowanego autora na istnienie ruchu synintruzywnego w sąsiedztwie intruzji. Badane skały zaliczył on do R-tektonitów Sandera. Natomiast badania wykonane na północ od Jaskowej ujawniły brak jakiegokolwiek reguły w ułożeniu osi optycznych kwarcu, co wskazuje na statyczne warunki krystalizacji w tej części intruzji (krystalizacja podeformacyjna). Pewne uporządkowanie osi optycznych zaobserwowano tylko w sąsiedztwie stref tektonicznie zaangażowanych (S-tektonity). Tekstury kierunkowe i lineacje obserwowane w pewnych częściach masywu granitoidowego uważa Wieser za reliktowe. Zdaniem tego autora magma granitoidowa intrudowała w sfałdowany w fazie sudeckiej kompleks osadowy. Nastąpiło to równocześnie z powstaniem dużej południkowej dyslokacji, stanowiącej granicę między Sudetami Wschodnimi i Zachodnimi.

Tektoniką masywu granitoidowego Kłodzko—Złoty Stok zajmowała się Wojciechowska (1973). Przeprowadziła ona badania mezostrukturalne skał masywu, osłony zewnętrznej i ostańców denudacyjnych osłony stropowej. W osłonie wyróżniła cztery kolejne etapy deformacji przedintruzywnych, którym odpowiadają mezofałdy od  $F_1$  do  $F_4$ . Mezofałdy  $F_3$  reprezentują główny etap przebudowy skał osłony. Mają one orientację NW—SE lub bliską W—E i powstały przypuszczalnie pod wpływem nacisków prawie południkowych. Inaczej zorientowane są mezofałdy  $F_4$  (NE—SW), których genezę wiąże Wojciechowska z naciskami NW—SE. Te ostatnie spowodowały przekształcenie powierzchni kompresyjnych fałdów  $F_3$  w otwarte szczeliny tensyjne, przez które wdzierają się magma. Według cytowanej autorki budowa wewnętrzna masywu jest niezależna od tektoniki przedintruzywnego osłony. Orientacja struktur płynięcia wskazuje na strukturę kopułową intruzji. Pointruzywne etapy deformacji wyraziły się w powstaniu mezofałdów  $F_5$  o charakterze budinażu oraz licznych skał żyłowych.

## BADANIA PETROGRAFICZNE, MINERALOGICZNE I GEOCHEMICZNE MASYWU I JEGO NAJBLIŻSZEJ OSŁONY

Pierwsze opisy skał występujących między Kłodzkiem i Żółtym Stokiem (fig. 3) zostały sporządzone przez Rosego (*vide* Traube 1890), który wyróżnił cztery odmiany syenitów oraz łupki hornblendowe. W tych ostatnich minerały jasne i ciemne skupiają się w mniej lub więcej wyraźne laminy.

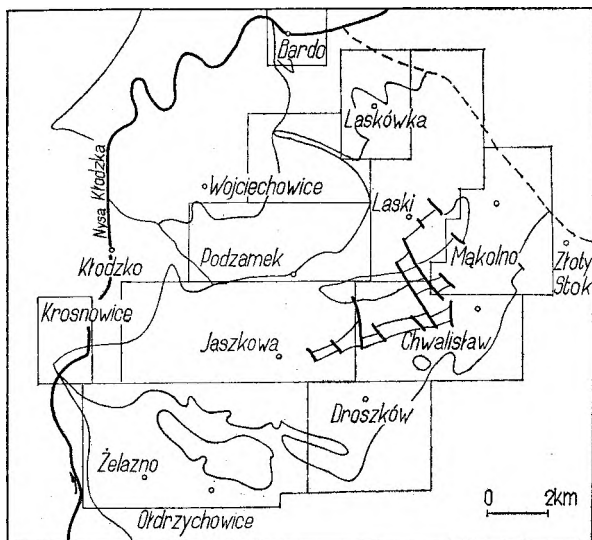


Fig. 3

Schemat podziału kłodzko-żółtostockiego masywu na omawiane w tekście obszary

Division schema of Kłodzko—Żółty Stok massif on regions discussed in text

Traube (1890) przeprowadził badania petrograficzne w okolicach Mąkolna, Żółtego Stoku, Chwalisławia, Droszkowa, Rogówka, Marcinowa, Jaskowej i Podzamka. Obserwacje terenowe i badania mikroskopowe zostały uzupełnione analizami chemicznymi skał i minerałów. Między Żółtym Stokiem i Mąkolnem wyróżnił on łupki hornblendowe i mikowe, gnejsy i syenity. W nieczynnym obecnie kamieniołomie (Mąkolno) cytowany autor wydzielił: gnejsy hornblendowe, łupki hornblendowe i mikowe oraz syenity. Ze syenitów i gnejsów hornblendowych oraz skałeni potasowych tych ostatnich wykonano analizy chemiczne. W okolicach Chwalisławia stwierdził on występowanie wszystkich odmian syenitów Rosego. Syenity z kamieniołomu w Chwalisławiu oraz skałenie potasowe w nich zawarte zostały zanalizowane chemicznie. Analizie chemicznej poddano również syenity z północnej części Wachbergu (koło Droszkowa) oraz ich odpowiedniki występujące między Jaskową Dolną i Podzamkiem. Większe zainteresowanie Traubego wzbudziły skały z rejonu Podzamka. Analizie chemicznej poddano monzonit,

syenit biotytowy i skałę mieszaną, zawierającą w swym składzie granat i kalcyt. Pierwszy z wymienionych występuje w luźnych blokach bądź też stanowi wtrącenia w marmurach. Zbudowany jest on z mikropertytu ortoklazowego, plagioklazu, kwarcu, biotyty, augitu ( $\alpha z/\gamma = 50^\circ$ ) i wtórnej hornblendy. Wszystkie odmiany syenitów biotytowych wykazują mechaniczne odkształcenia. Skały mieszane nazwane przez Traubego syenitem, złożone są z ortoklazu, augitu, granatu i kalcytu.

W bezpośrednim kontakcie z marmurami cytowany autor zaobserwował skały o wyglądzie granitoidów, zbudowane z ortoklazu, oligoklazu, kwarcu i augitu ( $\alpha z/\gamma = 45^\circ$ ). Pierwszy i ostatni z tych minerałów zostały poddane badaniom chemicznym. Obecność kalcytu i granatu w skałach mieszanych wiązał Traube z oddziaływaniem sąsiadującego marmuru, natomiast wpływu intruzji na wapień dopatrywał się w powstaniu granatu, wollastonitu i „kokkolitu” (odmiana diopsydu). Minerale kontaktowe zanalizowano chemicznie. Wyróżnionym przez siebie syenitem i łupkom hornblendowym Traube przypisywał tę samą genezę. Zjawiska kontaktowe zaobserwowane w Podzamku skłoniły go do uznania badanych skał za utwory magmowe, które określa jako kwarcowo-syenity augitowo-biotytowe (lub gnejsy augitowe).

Bederke (1922) poczynił również cenne obserwacje petrograficzne, które można ująć w kilku punktach: 1) skały masywu intruzywnego wykazują wyjątkowo zróżnicowane struktury, tekstury i ilościowy skład mineralny, co pozwala na wyróżnienie całego szeregu odmian; 2) wszystkie odmiany powiązane są ze sobą przejściami; 3) przeważającym typem skalnym są syenity; 4) granity i zasadowe utwory mają mniejsze rozprzestrzenienie.

Pięć lat później Bederke wskazuje na znaczne analogie tektoniczne i petrograficzne śląskich „syenitów”, do których zalicza granitoidy Niemczy, Kłodzka—Żółtego Stoku i Starego Miasta. W skałach tych dominują z jasnych minerałów skałenie (ortoklaz i andezyn z obwódką albitową), a z ciemnych biotyt i hornblenda (zielona lub rzadziej brunatna) z augitem diopsydowym w jądrze. Z innych składników znany jest jeszcze kwarc i piroksen rombowy. W latach trzydziestych skały masywu kłodzko-żółtostockiego określa się jako syenity kwarcowe z przejściami do granitów i granodiorytów, utrzymując dla całej intruzji w dalszym ciągu tradycyjną nazwę „masyw syenitowy”. W objaśnieniach do map geologicznych (Meister, Fischer 1942), na których skały masywu kłodzko-żółtostockiego zaznaczono jako syenity kwarcowe, wymienia się również tonality oprócz syenitów, granitów i granodiorytów.

W latach pięćdziesiątych bieżącego stulecia (Teisseyre *et al.* 1957) zwrócono uwagę na niestosowność używania zbiorowej nazwy syenity dla określenia skał masywu kłodzko-złotostockiego. Występują bowiem wśród nich granity, monzonity kwarcowe, granodioryty, syenodioryty, dioryty kwarcowe i gabrodioryty, nie ma natomiast typowych syenitów.

Smulikowski (1958) zalicza tzw. syenity kłodzko-złotostockie do granitoidów mieszanych. Jego zdaniem reprezentowane są one głównie przez granodioryty i syenodioryty, rzadziej przez granity monzonitowe i monzonity kwarcowe.

Wieser (1958) wyróżnił w zachodniej części masywu intruzyjnego Kłodzko—Złoty Stok: syenodioryty (5—35% ortoklazu), monzonity (35—65% ortoklazu), syenity (65—95% ortoklazu) i granodioryty. Te ostatnie stanowią bogatsze w kwarc (powyżej 10% obj.) odpowiedniki syenodiorytów. Monzonity występują zazwyczaj w sąsiedztwie marmurów, a granodioryty stanowią facje brzeżne wokół alaskitów i aplitów, bądź też tworzą reomorficzne injekcje w syenitach. Na skały żyłowe tego obszaru składają się: alaskity, aplity, spessartyty, malchity, wogezyty, porfiry syenitowe i pegmatyty.

Borkowska (1959) opracowała petrograficznie dość gruboziarniste monzonity kwarcowe z Mąkolna i porfirowate granodioryty z Lasek. Pierwsze z wymienionych poddała dodatkowo badaniom chemicznym.

Weinert (1959) przeprowadziła badania petrograficzne utworów kontaktowych występujących na północ od linii Jaszówka—Podzamek. Na badanym terenie wyróżniła: łupki chiastolitowe i plamiste, kwarcyty oraz hornfelsy. Te ostatnie poddała badaniom chemicznym i ilościowej analizie mikroskopowej.

Badaniem podobnych utworów, położonych na wschód od Podzamka, a obejmujących Podzamecką Kopę, Grodzisko i Kłodzką Górę zajmowała się Łęgosz (1971). Wyróżniła ona trzy strefy występowania hornfelsów. W najbliższym otoczeniu intruzji stwierdziła hornfelsy kordierytowo-andaluzytowo-łyszczykowe i kwarcowo-biotytowo-plagioklazowo-tremolitowe. Dalej od kontaktu pojawiają się drobniej ziarniste hornfelsy kwarcowo-łyszczykowe, których wszystkie składniki zostały zrekrytalizowane. Najbardziej zewnętrzna strefa złożona jest z hornfelsów, w których wpływ termiczny intruzji zaznaczył się najślabiej (materiał detrytyczny zaczyna dominować nad nowo powstałym biotytem). Skały pierwszej strefy cytowana autorka zalicza do facji hornblendowo-hornfelsowej, a drugiej i trzeciej do albitowo-epidotowo-hornfelsowej.

Wśród granitoidów występujących na badanym obszarze Łęgosz wyróżniła drobnoziarniste tonality i średnioziarniste syenity. Te ostatnie stanowią drobne wystąpienia położone na NW od Podzameckiej Kopy.

Marmury kontaktujące z granitoidami w Podzamku były przedmiotem zainteresowania Hanczke (1959) i Juskowiaka (1959). Odsłonięte są one w czterech kamieniołomach, z których trzy położone są w obrębie wsi Podzamek, a jeden mieści się na północ od wschodniego krańca tej miejscowości. Najciekawszy okazał się kamieniołom wschodni, w którym wymienieni autorzy poczynili większość swych obserwacji.

W kamieniołomie wschodnim Hanczke wyróżniła marmury, skarny (granatowe, piroksenowe, skaleniovo-piroksenowe i piroksenowo-amfibolowe) i leukokratyczne żyły o składzie syenitu alkalicznego, w środkowym — marmury z piroksenem i granatem, w zachodnim — marmury z niewielką ilością granatu i piroksenu, a w północnym — marmury, hornfelsy i apofizy o składzie granitu zwyczajnego. W drodze prowadzącej ze wsi Podzamek do północnego kamieniołomu cytowana autorka stwierdziła syenodioryty melanokratyczne i marmury wollastonitowe. Granat ze skarnów granatowych i piroksen z piroksenowych poddała badaniom chemicznym i optycznym.

Juskowiak wyróżnił w strefie kontaktowej, widocznej w północno-wschodniej ścianie wschodniego kamieniołomu, następujące typy skał: marmury, skarny wezuwianowe z granatami, skały granatowe, skaleniovo-piroksenowe z wkładkami skał amfibolowych, mieszane oraz monzonity z przejściami do syenitów. Granat i piroksen tytanowy ze skarnów wezuwianowych cytowany autor poddał badaniom chemicznym, optycznym i rentgenograficznym. Genezę wspomnianych skał wiąże on z procesami hydrotermalno-metasomatycznymi.

Tak zwanymi gnejsowatymi hornfelsami Lasek zajmował się Nawrot (1959), który w rejonie występowania kry hornfelsowej wyróżnił hornfelsy gnejsowate o strukturze porfiroblastycznej, drobnoziarniste hornfelsy o strukturze granoblastycznej, syenodioryty, granodioryty i spessartyty. Drobnoziarniste hornfelsy stanowią niewielkie wtrącenia w odmianach porfiroblastycznych. Zostały one zanalizowane chemicznie.

Speczik (1971) zajmował się biotytami granitoidów i hornfelsów występujących na północ od Jaszówkiej Górnej (wzgórze 443,2 m n.p.m.). Na podstawie cząsteczkowej zawartości annitu i stosunku Fe/Fe+Mg w biotycie określił on przybliżone temperatury krystalizacji tego minerału w granitoidzie (620—660°C) i hornfelsie (550—600°C). Duża różnica w zawartości niklu w hornfelsach i granitoidach, przy jednakowym w przybliżeniu udziale tego pierwiastka w granitoidzie skontaminowanym i wolnym od zanieczyszczeń, wskazuje — jego zdaniem — na kontaminację chemiczną magmy granitoidowej. Zróżnicowanie to istnieje natomiast w odniesieniu do innych pierwiastków.

Amfibole kry amfibolitej Ptasznika i sąsiadujących z nimi granitoidów były przedmiotem badań Mazurka (1971). Stwierdził on, że amfibole granitoidów bogatsze są w  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  i  $\text{MnO}$ , a uboższe w  $\text{TiO}_2$ , żelazo i alkalia. Zawartości Co, Sc i V są we wszystkich amfibolach wyrównane, natomiast zaznacza się wyraźny spadek udziału Ni i Cr w miarę przechodzenia od partii środkowych kry do otaczających granitoidów.

Badania petrograficzne w okolicy Chwalisławia przeprowadzał Kuźniarski (1968), który w rejonie góry Bodak wyróżnił hornfelsy kordierytowe, wapieno-krzemianowe i hornfelsy z relikami pierwotnych struktur oraz tekstur, a w otoczeniu góry Ptasznik — amfibolity, skały plagioklazowo-biotytowo-piroksenowo-amfibolowe, piroksenowo-plagioklazowe, mieszane oraz hornfelsy kordierytowe. W hornfelsach piroksenowo-kordierytowych Kuźniarski stwierdził ferrohipersten, a kordierytowych (góra Ptasznik) — antofyllit.

Badania w rejonie kontaktu granitoidów z łupkami krystalicznymi Gór Żółtych (okolice Mąkolna) przeprowadziła Leśniewska (1968). W granitoidach (granodioryty i syenodioryty) stwierdziła ona obecność licznych wtrąceń hornfelsów kordierytowych, różnego rodzaju gnejsów (biotytowe i hornblendowo-biotytowe) i amfibolitów.

Granodioryty i skały krzemianowo-węglanowe Żelazna zostały opracowane przez Teofilak (1959). Wśród tych ostatnich wspomniana autorka opisała marmury i skarny.

Kłodzko-złotostockimi granitoidami interesowano się również pod względem geochemicznym. Wolska-Kotańska (1959) zajmowała się rozmieszczeniem wanadu, manganu i tytanu w granitoidach okolic Mąkolna i Chwalisławia, a Szpila (1961) — wanadu w granitoidach, skałach żyłowych i hornfelsach. Podwyższona zawartość wanadu w granitoidach kłodzko-złotostockich została wywołana zdaniem cytowanego autora wchłonięciem przez magmę skał osadowych zasobnych w ten pierwiastek.

## SZCZEGÓLWE OPISY PETROGRAFICZNE

### SKAŁY OKOLIC LASKÓWKI

Najważniejsze odsłonięcia granitoidów w okolicy wsi Laskówka spotyka się przy szosie Laskówka — Dżbanów (fig. 4). Szosa ta przecina północne zakończenie półkolistowatej intruzji, pozostawiając po wschodniej stronie zasadniczą masę granitoidów. Przy wspomnianej szosie, tuż za ostatnimi zabudowaniami Laskówki, mieszczą się dwa nieczynne obecnie kamieniołomy granitoidów (fig. 4, odsł. 13, 14).

Pozostałe odsłonięcia rozmieszczone są po obu stronach szosy (11—43 — fig. 4).

Stanowisko systematyczne granitoidów podaje diagram na figurze 5, skład mineralny — tabela 1, a ich lokalizację — figura 4. Z rozmieszczenia punktów projekcyjnych w trójkącie koncentracyjnym kwarc — skalenie alkaliczne — plagioklaz (QAP) wynika, że wśród granitoidów Laskówki dominują granodioryty z przejściami do granitów.

Granodioryty (fig. 4, odsł. 11, 13, 14, 17, 32, 35, 43) przedstawiają się jako ciemnoszare średnio- lub nawet grubo- i równoziarniste skały o bezkierun-

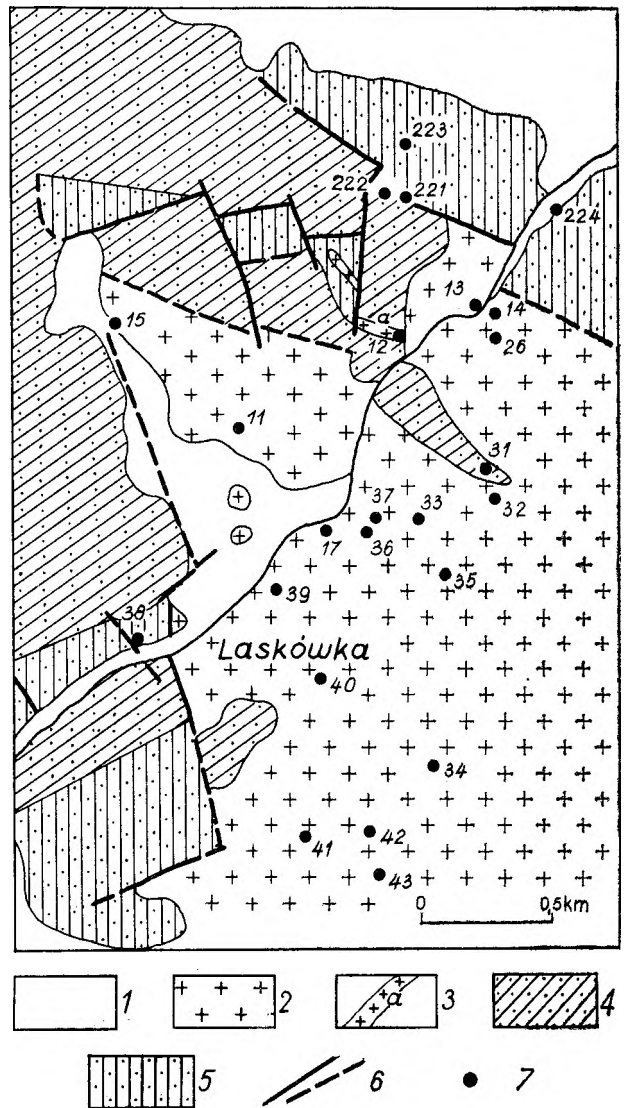


Fig. 4

Geologiczny szkic okolic Laskówki (wg Finckha *et al.* 1938)

Czwartorzęd: 1 — gliny, piaski i żwiry; górny karbon: 2 — granitoidy, 3 — aplity; dolny karbon: 4 — piaskowce i łupki ilaste kontaktowo przeobrażone; sylur: 5 — łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone; 6 — uskoki; 7 — miejsca pobrania prób

Geological sketch of Laskówka region (after Finckh *et al.* 1938)

Quaternary: 1 — loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 — granitoids, 3 — aplites; Lower Carboniferous: 4 — sandstones and clay shales contact metamorphosed; Silurian: 5 — siliceous slates contact metamorphosed; 6 — faults; 7 — location of samples



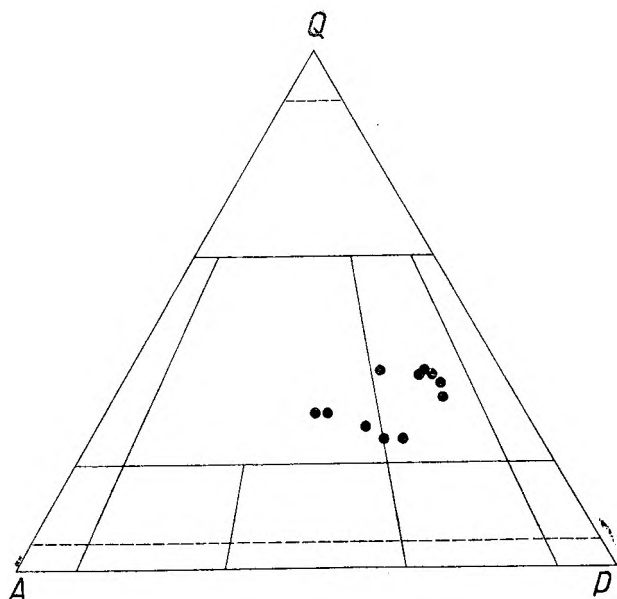


Fig. 5

Stanowisko systematyczne granitoidów Laskówki w trójkącie kwarc—skalanie alkaliczne—plagioklaz (QAP)

Systematic position of Laskówka granitoids in the triangle quartz—alkali feldspars—plagioclase (QAP)

kowej teksturze. Zbudowane są one z plagioklazu, mikroklinu, kwarcu, zwyczajnej hornblendy, biotyty, penninu i drobnych ilości minerałów akcesorycznych, takich jak: cyrkon, apatyt, allanit, tytanit i tlenki żelaza.

Plagioklaz najczęściej jest andezynem o zawartości 31—39% An. Niekiedy jednak spotyka się andezyny bardziej zasobne w anortyt (46—47% An) i wtedy wykazują one wyraźną budowę pasową normalną z oligoklazem w obwódce (27% An). Podrzednie spotykany jest wtórny albit (ok. 3% An) powstający kosztem andezynu (fig. 4, odsł. 11). Obserwuje się wówczas ziarna andezynu (47% An) częściowo przeobrażone w albit (3% An) lub też samodzielne albity. W niektórych granodiorytach znaczna część andezynu została zalbityzowana. Takie zalbityzowane granodioryty wykazują lokalnie różowawe zabarwienie. Andezyn wykształcony jest w postaci hipautomorficznych tabliczek lub ksenomorficznych ziarn zbliżanych polisyntetycznie według na ogół dwóch praw bliźniaczych: albitowego i peryklinowego. Rzadziej spotyka się zrosty karlsbadzkie. W andezynie obserwuje się niekiedy (fig. 4, odsł. 35) okienkowe przerosty skalania potasowego (antypertyt). W szlifie andezyn jest często zmętniały wskutek różnie zaawansowanych procesów serycytyzacji. Podrzednie spotyka się w nim kalcyt i prehnit. Wtórny albit ma analogiczne jak andezyn wykształcenie i zbliżania. W szlifie natomiast wykazuje mniej lub więcej wyraźne oliwkoszare zabarwienie.

Mikropertyt mikroklinowy z plamistym wygaszaniem wypełnia na ogół zakątki między plagioklazami i kwarcem. Niekiedy wykazuje lokalnie rozwiniętą budowę kratkową i karlsbadzkie zrosty bliźniacze. Myrmekit pojawia się najczęściej w strefach kontaktowych mikropertytu mikroklinowego i plagioklazu. Ksenomorficzne, przeważnie dość duże, ziarna kwarcu wygaszają na ogół faliście. Tylko w niektórych granodiorytach wygaszanie światła jest dość spokojne.

Zwyczajna hornblenda zielona tworzy co najwyżej hipautomorficzne słupki z  $\alpha$   $z/\gamma = 15-20^\circ$ ,  $\Delta = 0,023$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — żółtozielony,  $\gamma$  — bladezielonawy). Wielkość jej ziarn w poszczególnych granodiorytach bywa zmienna. Drobne kryształki hornblendy skupiają się niekiedy w mniejsze lub większe nagromadzenia, otoczone często dużymi blaszkami biotyty. Większe kryształki hornblendy mają często niejednolite zabarwienie (partie bladezielonawe w obrębie dominującej barwy wyraźnie zielonawej) i poprzerastane są drobnymi kryształkami hornblendy, kwarcu, plagioklazu, cyrkonu i apatytu. Słupki hornblendy często wykazują polisyntetyczne zrosty bliźniacze według (100). Podrzednie obserwuje się procesy biotytyzacji hornblendy rozwijające się zwykle wzdłuż spekań.

Hornblenda zwyczajna stowarzyszona jest często z brunatnym (kasztanowo, jasno- lub ciemnobrunatnym) biotytem o hipauto- lub ksenomorficznym wykształceniu. W odmianach gruboziarnistych granodiorytów przeważają dość duże blaszki z widocznymi deformacjami mechanicznymi, które najczęściej wyrażają się w powyginaniu blaszek i niespokojnym wygaszaniu światła. Biotyt został częściowo przeobrażony w bladezielony pennin z sinoniebieskimi barwami interferencyjnymi oraz bezbarwny minerał „x”, który zwykle stanowi soczewkowane utwory zgodne z łupliwością (001). Minerale „x” w szlifie jest bezbarwny i wykazuje dość wysoką dwójłomność. Apatyt i cyrkon tworzą najczęściej wrostki w biotycie i wykazują zwykle automorficzne wykształcenie. Allanit ujawnia często budowę pasową, słaby automorfizm i brunatne zabarwienie. Tytanit i minerały nieprzezroczyste pojawiają się sporadycznie.

W granodiorytach spotyka się dość liczne enklawy o kształtach elipsoidalnych, płyciastych lub zdecydowanie nieregularnych. Krótsze osie enklaw elipsoidalnych mają długość od 2,5 do 4 cm, dłuższe — 5—6 cm. Grubość enklaw płyciastych dochodzi do 4 cm, a ich powierzchnia osiąga wymiary 6 × 10 cm. Enklawy szczególnie obficie spotykane są w kamieniołomie po zachodniej stronie szosy Laskówka—Dzbanów

Tabela 1

Analizy mikrometryczne granitoidów Laskówki i enklaw z nimi stowarzyszonych (% obj.)  
Modes of Laskówka granitoids and accompanying enclosures (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	11	13	14	16	17	32	35a	43a	15	36	41b	13c	13d
Kwarc Quartz	27,0	34,2	21,5	27,9	20,5	33,4	31,9	34,7	28,7	24,6	28,8	7,0	11,5
Plagioklaz Plagioclase	41,3	37,3	41,8	46,9	41,9	42,5	42,9	45,3	35,0	29,3	34,0	42,7	53,8
(anortyt %) (anorthite per cent)	(3-47)	(31-36)	(34)	(4)	(35)	(32)	(35-39)	(31-37)	(29-32)	(0)	(33-35)	(32-36)	(27-42)
Mikroklin Microcline	8,2	18,1	21,8	10,3	17,6	11,7	12,3	10,3	24,2	29,1	32,0	10,6	śl.
Biotyt Biotite	18,4	7,4	9,7	14,0	16,8	11,8	9,6	5,7	9,9	—	4,4	17,2	24,2
Chloryt Chlorite	1,8	0,1	—	—	—	śl.	—	śl.	—	8,7	—	śl.	—
Hornblenda Hornblende	2,8	2,4	4,2	0,6	2,7	0,1	2,8	3,6	1,6	—	0,2	21,5	9,2
Kaleyłt Calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—
Apatyt Apatite	0,1	0,4	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,7	0,5
Cyrkon Zircon	—	0,1	0,1	śl.	0,2	0,1	0,1	śl.	0,2	śl.	śl.	0,1	0,1
Allanit Allanite	0,1	—	0,6	—	—	0,2	—	—	—	0,2	0,3	—	0,6
Tytanit Titanite	—	—	0,1	0,1	śl.	—	śl.	—	0,1	1,1	—	—	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,3	—	—	śl.	śl.	0,1	0,1	0,2	0,1	3,4	—	0,2	0,1

Analizy 1-8 — granodiority — granodiorites, 9-11 — granity — granites, 12-13 — enklawy — enclosures.

(fig. 4, odsł. 13). Od otaczających granodiorytów różnią się one wielkością uziarnienia, ilościowym składem mineralnym i składem chemicznym plagioklazu.

Wśród enklaw elipsoidalnych można wyróżnić odmiany drobno-, średnio- i nierównoziarniste o ciemnoszarym zabarwieniu.

*Enklawy drobnoziarniste* z widocznymi jasnymi plamkami jasnych minerałów bywają niekiedy pocięte żyłkami, w sąsiedztwie których enklawy i granitoid wykazują różowawe zabarwienie. Zasadniczą masę mineralną tych enklaw stanowią silnie przeobrażone plagioklasy, dość często wykształcone hipautomorficznie. Mają one najczęściej skład albitu (do 4% An), rzadziej oligoklazu. Skaleniom sodowo-wapniowym towarzyszy ksenomorficzny mikropertyt mikroklinowy z plamistym wygaszaniem i lokalnie wykształconą budową kratkową. Jest on zwykle ksenomorficzny względem plagioklazu. Z ciemnych minerałów występuje biotyt i hornblenda zwyczajna. Błazki brunatnego biotyту zwykle skupiają się w grupki, dość często łączące się ze sobą całym systemem pomostów. Po brzegach biotyту uległ pennizacji, a w jego spękaniach rozwinął się minerał „x”. Zielona hornblenda zwyczajna, występująca w drobnych ilościach, jest zawsze ksenomorficzna względem plagioklazu i zwykle nim poprzerastana. Pojedyncze ziarna hornblendy otulone są blaszkami biotyту. W roli minerałów akcesorycznych występują cyrkon, żółtawy allanit i tlenki żelaza z relikdami pirytu. Zarówno enklawy jak i otaczające je granitoidy pocięte bywają żyłkami prehnitowo-albitowymi, w sąsiedztwie których tak w enklawach jak i w granitoidach występuje zawsze silnie przeobrażony wtórny albit (0–4% An).

*Enklawy średnioziarniste* mają wygląd dość silnie zgranitizowanych amfibolitów, których pierwotna struktura, tekstura i skład mineralny uległy gruntownej przebudowie. Obecnie wykazują strukturę raczej zbliżoną do hipautomorfowo-ziarnistej, a teksturę — bezkierunkową. Ilościowy skład mineralny mają pośredni między amfibolitem i granitoidem (tab. 1, nr 12). Zbudowane są z andezynu, mikropertytu mikroklinowego, kwarcu, zwyczajnej hornblendy i biotyту. Mają zatem jakościowy skład mineralny identyczny z otaczającymi je granodiorytami. Andezyn (32–36% An) tworzy mniej lub więcej hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna zbliżnione najczęściej według prawa albitowego, rzadziej peryklinowego. Dla andezynu enklaw znamienne są wzrostki biotyту i hornblendy, niespokojne wygaszanie światła i zserycytizowane partie jądrowe. Mikropertyt mikroklinowy — wyraźnie lepiej zachowany od andezynu — jest ksenomorficzny i wykazuje plamiste wygaszanie oraz lokalnie wykształconą budowę kratkową. Ksenoblasty kwarcu rozproszone są wśród przeważającej masy

skaleni. Zwyczajna hornblenda wykształcona jest w postaci hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn z  $\angle z/\gamma = 16^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — szarzielony  $\alpha < \gamma < \beta$ ). Drobne ziarna hornblendy skupiają się najczęściej w mniejsze lub większe wysepki, a większe poprzerastane są często małymi kryształami tego minerału lub augitem diopsydowym. Hornblenda wykazuje poza tym polisyntetyczne prążkowania bliźniacze, niejednolite zabarwienie i niespokojne wygaszanie. Ciemnobrunatny biotyt, czasami grupujący się w wysepki, poprzerastany jest minerałem „x”. Igiełki apatyту, cyrkon i grudki tlenków żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

W *enklawach nierównoziarnistych* można wyróżnić drobnoziarniste tło i tkwiące w nim kilkumilimetrowe jasne i ciemne ziarna. Pod mikroskopem struktura jest granoblastyczna, tekstura z pewnymi znamionami kierunkowego uporządkowania minerałów ciemnych. Na tło skalne opisywanych enklaw składają się drobne ziarna oligoklazu (27–28% An), kwarcu, biotyту i zwyczajnej hornblendy. Albitowo zbliżniony oligoklaz tworzy przeważnie ksenoblasty, w różnym stopniu dotknięte procesami serycytyzacji. Oligoklazowi towarzyszą ksenoblasty kwarcu o falistym wygaszaniu. Ciemnobrunatny biotyt stanowi najliczniejszy ciemny składnik drobnoziarnistego tła. Niekiedy tworzy on hipautomorficzne blaszki z pewnymi znamionami kierunkowego uporządkowania. Ksenoblasty zwyczajnej hornblendy ( $\angle z/\gamma = 13–15^\circ$ ,  $2V\alpha = 66–78^\circ$ ,  $\Delta = 0,024$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — szarzielonkawy) są niekiedy poikiloblastycznie poprzerastane plagioklazem i kwarcem. W tle skalnym sporadycznie występuje jeszcze mikropertyt mikroklinowy z plamistym wygaszaniem. Widoczne megaskopowo porfiroblasty reprezentowane są przez duże ziarna hipautomorficznego andezynu (33–42% An) i wyspowate skupienia minerałów ciemnych. Porfiroblasty andezynu zbliżnionego według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego są często zmętniałe, lokalnie silniej zserycytizowane i zawierają niekiedy bardzo liczne drobne wzrostki brunatnego biotyту i hornblendy zwyczajnej. Na wyspowate skupienia ciemnych minerałów składają się blaszki kasztanowobrunatnego biotyту i ziarna zielonej hornblendy zwyczajnej. Występują wysepki biotytowe, hornblendowe i biotyto-hornblendowe. W tym ostatnim przypadku skupiska ziarn hornblendy otoczone są blaszkami biotyту. Igiełki apatyту, cyrkonu i sporadycznie dość duże ziarna allanitu stanowią składniki akcesoryczne. Ilościowy skład mineralny takiej enklawy podano w tabeli 1, nr 13.

Enklawy płyciaste są bardzo podobne pod

względem struktury i składu mineralnego do owalnych enklaw nierównoziarnistych. Pod mikroskopem wykazują strukturę porfiro-granoblastyczną i teksturę raczej bezkierunkową. W tle skalnym tych enklaw oprócz plagioklazu (33–39% An), kwarcu, biotyty i hornblendy może występować jeszcze mikropertyt i mikroklinowy. Ksenoblasty zbliźnionego albitowo andezynu wykazują dość różny stopień świeżości. Kasztanowobrunatny biotyt jest na ogół dość równomiernie rozmieszczony i tylko niekiedy skupia się w wysepki. Drobne ksenoblasty zwyczajnej hornblendy ( $\alpha z/\gamma = 13-17^\circ$ ,  $2V\alpha = 70^\circ$ ,  $\Delta = 0,019$ ;  $\alpha$  – bladeżółtawy,  $\beta$  – żółtozielony,  $\gamma$  – bladeżółtozielony) skupiają się niekiedy w większe nieregularne agregaty. Duże zaś ziarna hornblendy bywają poprzerastane bezbarwnym piroksenem jednoskośnym, plagioklazem, kwarcem i drobnymi blastami amfibolu (hornblendy). W drobnoziarnistym tle skalnym tych enklaw tkwią porfiroblasty kwarcu, andezynu (35–46% An) i mikropertytu mikroklinowego. Porfiroblasty mikropertytu mikroklinowego z plamistym wygaszaniem i lokalnie wykształconą budową kratkową są poikiloblastycznie poprzerastane biotytem, zwyczajną hornblendą, plagioklazem i rzadziej kwarcem. Na kontakcie mikropertytu mikroklinowego z andezynem występuje niekiedy myrmekit powstający kosztem plagioklazu. W roli minerałów akcesorycznych występują igielki apatyty, cyrkon, allanit, tlenki żelaza i czasami tytanit.

Enklawy o kształtach nieregularnych (fig. 4, odsł. 14) są megaskopowo ciemnoszare i drobnoziarniste, a pod mikroskopem wykazują strukturę granoblastyczną i teksturę z pewnymi znamionami kierunkowości, wywołanymi zbliżoną orientacją przestrzenną blaszek biotyty. Zasadniczą masę mineralną tych enklaw stanowią prawie całkowicie zserycytyzowane plagioklasy i rozproszone wśród nich blaszki ciemnobrunatnego biotyty i ksenoblasty hornblendy zwyczajnej. Te ostatnie grupują się niekiedy w zespoły złożone z większej ilości stykających się ze sobą kryształów. Tu i ówdzie obserwuje się gniazdowate skupienia kwarcu i mikroklinu. W tej drobnoziarnistej masie mineralnej tkwią dość duże porfiroblasty andezynu (36% An), poikiloblastycznie poprzerastane biotytem, zwyczajnej hornblendy oraz gniazdowate agregaty kwarcowo-skaleniuowo-kalcytowe. Porfiroblasty hornblendy zwyczajnej ( $2V\alpha = 69-75^\circ$ ) są polisyntetycznie zbliźnionym i niejednolicie zabarwione.

Sporadycznie enklawy spotyka się również w odsłonięciach 34 i 42 (fig. 4) położonych na SSW od kamieniołomu w Laskówce. Są to ciemnoszare, drobnoziarniste, silnie zgranityzowane enklawy amfibolitowe o kształtach płyciastych lub elipsoidalnych.

Enklawy płyciaste (fig. 4, odsł. 34) mają jakościowo ten sam skład mineralny, co otaczające granitoidy, a różnią się od nich uziarnieniem i większym udziałem zwyczajnej hornblendy zielonej. Minerale enklaw i granitoidów mają też analogiczne wykształcenie. Własności optyczne hornblend przedstawiają się następująco:

	hornblenda enklawy	hornblenda granitoidu
$\angle z/\gamma$	$14^\circ$	$15^\circ$
$\Delta$	0,025	0,024
$\alpha$	bladeżółtawy	bladeżółtawy
$\beta$	zgniłozielony	zgniłozielony
$\gamma$	bladezielonkawy	bladezielonkawy
$2V\alpha$	$70^\circ$	—

Enklawy elipsoidalne (fig. 4, odsł. 42) pod mikroskopem wykazują pewne znamiona tekstury kierunkowej, wywołanej prawie równoległym ułożeniem części blaszek biotyty, skład mineralny zaś jakościowo analogiczny, jak otaczający granitoid. W obu tych skałach występują takie minerały, jak plagioklaz, mikroklin, kwarc, brunatny biotyt i zwyczajna hornblenda zielona. Plagioklaz enklaw jest jednak uboższy w anortyt i ma skład oligoklazu (ok. 28% An), podczas gdy w granitoidzie występuje andezyn (35% An). Oligoklaz enklaw tworzy kseno- lub hipautomorficzne ziarna mniej lub więcej zserycytyzowane i zbliźnionym według trzech praw bliźniaczych: albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Duże porfiroblasty oligoklazu są poikiloblastycznie poprzerastane drobnymi wrostkami hornblendy i biotyty. Oligoklazowi towarzyszy kwarc i mikroklin. Ten ostatni wykazuje budowę kratkową i plamiste wygaszanie. Większe ziarna mikroklinu poprzerastane są plagioklazem, biotytem i hornblendą. Jasnobrunatny biotyt uległ częściowemu przeobrażeniu w bladezielonkawy penin z wydzieleniem leukoksenu i tytanitu. Zwyczajna zielona hornblenda jest sitowo przetkana kwarcem i plagioklazem.

Granity (fig. 4, odsł. 15, 26, 36, 41) megaskopowo są bardzo podobne do granodiorytów. Pod mikroskopem wykazują strukturę hipauto- lub ksenomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Jakościowo mają analogiczny skład mineralny jak granodioryty. Wszystkie minerały obu tych odmian granitoidów mają podobne wykształcenia. Plagioklaz granitów jest jednak uboższy w anortyt (29–35% An). Duże, pasowo zbudowane andezyny granitów bywają poikilitowo poprzerastane wrostkami hornblendy zwyczajnej i biotyty. Wykazują ponadto okienkowe przerosty skalenia potasowego (antypertyty). Odmiany granitów z różowymi skaleniemi (fig. 4, odsł. 36) wykazują wysoki stopień przeobrażenia. Ich plagioklasy pierwotnie bogatsze w anortyt zostały zalbityzowane, a minerały

ciemne uległy penninizacji. Wtórny albit jest obecnie silnie zmętniały i poprzerastany fusczkami serycytu i kalcytem. Bładozielonkawy pennin przetkany jest natomiast obficie wydzielonym leukoksenem. Przeobrażenia te są genetycznie związane z licznymi spękaniami wypełnionymi kalcytem lub albitem. W skałach tego typu miejscami obserwuje się liczne nieregularne spękania, wskazujące na lokalną kataklazę. W odsłonięciu 41 (fig. 4) napotkano granity z ciemnoszarymi, afanitowymi smugami kataklastycznymi. Pod mikroskopem skały te wykazują dość wysoki stopień deformacji mechanicznych. Szczególne nasilenie procesów kataklastycznych obserwuje się w wąskich i równoległych do siebie strefach zbudowanych z drobnoziarnistej miazgi mineralnej i tkwiących w niej większych i ostrokrawędzistych fragmentów kwarcu, mikroklinu, andezynu i hornblendy zwyczajnej. Ziarna mieszczące się w sąsiedztwie stref kataklastycznych zostały nieregularnie spękanie. W niektórych granitach (fig. 4, odsł. 26) spotyka się fenokryształy mikropertytu mikroklinowego o średnicy do 1,6 cm. Fenokryształy te, megaskopowo różowo zabarwione, poprzerastane są albitem, kwarcem, brunatnym biotytem i zwyczajną hornblendą. W roli minerałów akcesorycznych występują w granitach cyrkon, apatyt, allanit, tytanit i leukoksen.

#### SKAŁY OKOLIC LASEK

Odkrywki i odsłonięcia granitoidów Lasek rozmieszczone są w zasadzie wzdłuż szosy Laski—Ożary po obu jej stronach (fig. 6). Stanowisko systematyczne tych granitoidów w trójkącie kwarc—skalanie alkaliczne—plagioklaz (QAP) przedstawia figura 7. Punkty projekcyjne granitoidów skupiły się głównie w polu granodiorytów, a tylko nieliczne mają skład monzodiorytów, monzodiorytów kwarcowych i tonalitów. Z rozmieszczenia tych punktów wynika, że granitoidy Lasek wykazują bardzo zbliżony do siebie skład mineralny i reprezentowane są głównie przez granodioryty.

Granodioryty Lasek (fig. 6, odsł. 23—25, 27—30, 46—65, 70, 81, 84, 85, 88, 91, 92) są ciemnoszarymi, średnioziarnistymi skałami o masywnej budowie. Pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą o nierównym ziarnie i teksturę najczęściej bezkierunkową. W skałach tych można w zasadzie wyróżnić dwie frakcje mineralne: jedną — o średnicy wahającej się najczęściej od 0,7 do 5 mm, drugą — o wielkości ziarna od 0,1 do 0,7 mm. Rzadziej spotyka się granodioryty, których większa frakcja ma średnicę od 0,2 do 3,5 mm, a mniejsza od 0,05 do 0,2 mm. W przeważającej części granodiorytów zaznacza się na ogół brak ziarn o średnicach pośred-

nich między obu frakcjami. Luka ta wynosi od 0,2 do 0,6 mm. W takich przypadkach można raczej mówić o strukturze porfirowej (pl. I I). Sporadycznie jednak spotyka się skały, w których obserwuje się cały szereg przejść od drobnych do średnich ziarn i wtedy struktura skały zbliża się do porfirowatej. Granodioryty zbudowane są głównie z plagioklazu, mikropertytu mikroklinowego (mikroklinu), kwarcu, hornblen-

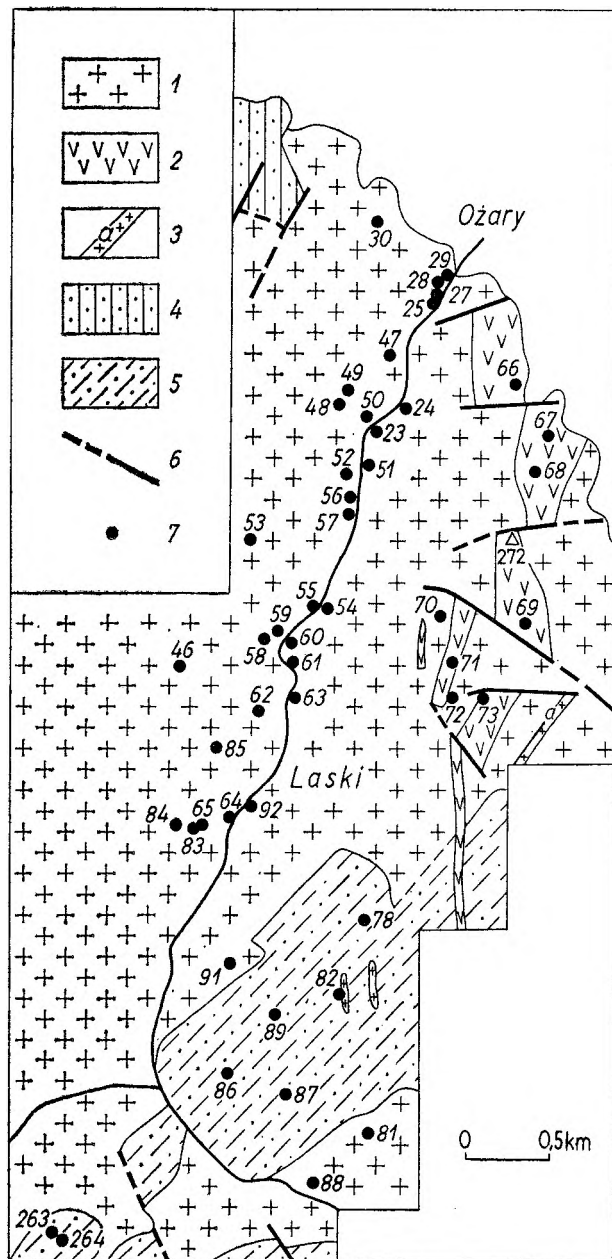


Fig. 6

Geologiczny szkic okolic Lasek (wg Finckha *et al.* 1938)  
Górny karbon: 1 — granitoidy, 2 — dioryty, 3 — apłity; sylur: 4 — łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone; starszy paleozoik—proterozoik: 5 — hornfelsy gnejsowate; 6 — uskoki; 7 — miejsca pobrania prób

Geological sketch of Laski region (after Finckh *et al.* 1938)  
Upper Carboniferous: 1 — granitoids, 2 — diorites, 3 — aprites; Silurian: 4 — siliceous slates contact metamorphosed; Early Palaeozoic — Proterozoic: 5 — gneissic hornfelses; 6 — faults; 7 — location of samples

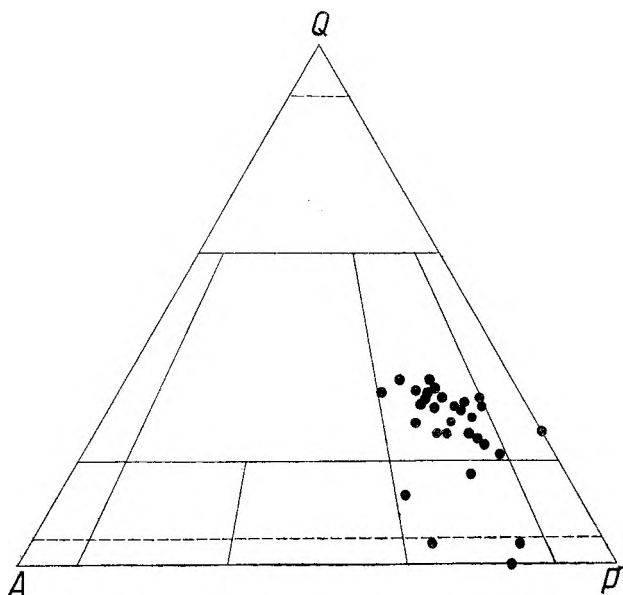


Fig. 7

Stanowisko systematyczne granitoidów Lasek w trójkącie kwarc–skalenie alkaliczne–plagioklaz (QAP)

Systematic position of Laski granitoids in the triangle quartz–alkali feldspars–plagioclase (QAP)

dy zwyczajnej i biotyty. Wyżej wymienione minerały mogą występować w obu frakcjach. We frakcji średnioziarnistej najczęściej spotyka się andezyn, mikroperyt mikroklinowy (mikroklin), kwarc, biotyt i hornblendę. W drobnoziarnistej frakcji mineralnej występują zawsze kwarc i mikroklin, którym mogą towarzyszyć takie minerały jak: plagioklaz, biotyt i hornblenda. Na ogół frakcja średnioziarnista dominuje nad drobnoziarnistą i wtedy drobne ziarna wypełniają przestrzeń między dużymi kryształami. Niekiedy jednak przeważają drobne ziarna, stanowiąc tło dla dużych kryształów.

Plagioklaz granodiorytów ma skład andezynu (31–52% An) z oligoklazem w obwódce (25–28% An) lub albitu (0–7% An). Wykształcony jest najczęściej w postaci hipautomorficznych tabliczek, rzadziej ksenomorficznych ziarn, zbliżonych polisyntetycznie według prawa albitowego i peryklinowego. Nierzadko spotyka się również karlsbadzkie zrosty bliźniacze. Stan zachowania plagioklazów jest zmienny. Najsilniej przeobrażone są zwykle albity, które w szlifie są zazwyczaj silnie zmętniałe, zserycytyzowane i zbrunatniałe. Andezyn natomiast jest w różnym stopniu zmętniały i zserycytyzowany. Spotyka się w nim często wzrostki biotyty i hornblendy, rzadziej kwarcu. Niektóre wzrostki hornblendy ustawione są osią Z równolegle do ściany (010) andezynu. Nierzadko w andezynie obserwuje się prostokątne, kwadratowe lub nieregularne przerosty skalenia potasowego (antypertyt). Andezyn i powstały z niego albit występują niekiedy obok siebie (fig. 6, odsł. 49, 55, 63). Ten pierw-

szy oprócz normalnej budowy pasowej wykazuje nierzadko strukturę (budowę) plamistą.

Mikropertyt mikroklinowy i mikroklin występują najczęściej w drobnoziarnistej frakcji mineralnej. Wykazują zawsze ksenomorficzne wykształcenie i lepszy stan zachowania od plagioklaz. W szlifie obserwuje się na ogół tylko lokalne zmętnienia i zbrunatnienia. Brzegi mikropertytów mikroklinowych średniej frakcji przetkane są niekiedy drobnymi wzrostkami kwarcu. W partiach środkowych tych skałen spotyka się zaś wzrostki plagioklaz, biotyty i hornblendy. Mikroperyt mikroklinowy i mikroklin średniej frakcji oprócz plamistego wygaszania wykazuje lokalnie wykształconą strukturę kratkową (pl. I 2). Drobne zaś ziarna mikroklinu wygaszają plamście i tworzą często karlsbadzkie zrosty bliźniacze. Ksenomorficzne ziarna kwarcu o wygaszaniu falistym występują najczęściej w drobnoziarnistej frakcji mineralnej.

Hornblenda zwyczajna tworzy różnej wielkości ksenomorficzne ziarna lub rzadziej hipautomorficzne słupki zbliżone według (100). Dominują na ogół drobne ziarna skupione w wysepkowate agregaty, nierzadko poprzerastane kwarcem. W agregatach tych poszczególne ziarna są na ogół niejednolicie zabarwione (bladzielonkawe, miejscami bezbarwne). Takie skupiska o słupowo wydłużonych kształtach niekiedy obrośnięte są wyraźnie zieloną hornblendą zwyczajną (pl. I 3). Często oprócz agregatowych skupisk występują duże ziarna hornblendy zwyczajnej, niejednokrotnie poprzerastane kwarcem i zawierające niekiedy reliktove przerosty augitu. Duże ziarna hornblendy mogą ponadto zawierać wzrostki cyrkonu, apatyty, biotyty i plagioklaz. Hornblenda zielona wykazuje  $\alpha/\gamma = 16-19^\circ$ ,  $2V\alpha = 64-70^\circ$ ,  $\Delta = 0,026$  i pleochroizm w barwach:  $\alpha$  – bladżółtawy,  $\beta$  – zgniozielony,  $\gamma$  – szarzielonkawy.

Jasno-, ciemno- względnie kasztanobrunatny biotyt tworzy duże hipautomorficzne płytki lub drobne blaszki skupione niekiedy w wysepkowate agregaty. Agregatowe skupienia blaszek biotyty poprzerastane są miejscami minerałami nieprzezroczystymi. Niekiedy między tymi blaszkami ukrywa się kwarc. Biotyt zwykle jest ksenomorficzny względem plagioklaz. Sporadycznie tylko spotyka się blaszki o sześciobocznych zarysach. Biotyt przeobraża się w bladzielonkawą pennin i bezbarwny minerał „x”. Duże blaszki biotyty są w niektórych granodiorytach (fig. 6, odsł. 52, 53) powyginane i wtedy niespokojnie wygaszają światło (pl. I 4).

Apatyt, cyrkon, allanit, epidot zwyczajny, piryty, tlenki żelaza niekiedy z obwódkami tytanitu, tytanit i kalcyt występują w roli minerałów akcesorycznych.

Różowo zabarwione odmiany granodiorytów zawierają albit, który może występować samodzielnie





kierunkowej, wywołanej naprzemianległym występowaniem ciemnych smużek i wydłużonych skupień jasnych minerałów. Pod mikroskopem wykazują one hipautomorfowo-ziarnistą strukturę i teksturę kierunkową, uwydatnioną równoległym ułożeniem krótkich smużek penninowych. Zbudowane są z plagioklazu, mikroklinu, kwarcu, pseudomorfoz penninowych po biotycie i kalcytowo-penninowych po hornblendzie. Plagioklaz o składzie andezynu (36% An) lub albitu (0% An) tworzy dość duże kseno- lub hipautomorficzne ziarna zbliżone najczęściej według prawa albitowego, rzadziej dodatkowo peryklinowego. W szlifie plagioklaz jest na ogół silnie zmętniały i zsercytyzowany, przy czym albit jest oliwkowobrunatnie zabarwiony. Ten ostatni występuje w najbliższym

otoczeniu oliwkowobrunatnych żyłek albitowych przecinających skały. Ksenomorficzny mikroklin z plamistym wygaszaniem występuje w postaci dość dużych kryształów, niekiedy zbliżonych według prawa karlsbadzkiego (dwojaki). Na pograniczu plagioklazu i mikroklinu obserwuje się niekiedy myrmekit. Kwarc, występujący w niewielkich ilościach, ukrywa się między skaleniami i penninem. Bladozielonkawy pennin z sinoniebieskimi barwami interferencyjnymi, poprzerastrany leukoksenem i niekiedy igiełkami rutylu, zawiera czasami relikty brunatnego biotyty. Pseudomorfozy kalcytowo-penninowe, poprzerastrane leukoksenem, wykazują niekiedy słupkowate zarysy, wskazujące na pokrój pierwotnego minerału. Musiał to być minerał bogaty w wapń — najprawdopodobniej hornblenda.

diorytów Lasek (% obj.)  
orites (vol. per cent)

Tabela 2

Numery analiz — Analysis numbers												
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Numery odsłoneń — Exposure numbers												
51	51A	52	53	58	60	63	64	65a	81	84	85	92
20,9	25,9	19,4	24,8	28,1	21,2	26,4	20,8	17,1	22,4	20,1	19,7	21,8
55,6	41,5	56,0	47,4	42,4	49,0	46,9	53,1	54,7	46,8	43,6	44,9	42,1
(0—36)	—	(40—46)	(28—44)	(39—48)	albit	(0—43)	(39—43)	(46)	(44)	(46)	(0)	(0)
9,1	13,0	9,0	9,9	11,8	10,4	9,2	10,4	7,1	6,2	10,3	13,6	15,9
11,1	15,9	10,9	13,9	13,9	12,8	5,5	10,7	12,2	16,0	17,5	16,8	16,8
0,8	0,5	0,2	—	0,3	1,8	6,7	0,4	—	0,6	0,1	2,3	2,4
2,0	2,8	4,0	3,6	2,7	3,8	3,4	3,8	7,7	6,2	7,8	2,0	—
0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5	0,1	0,3	0,4	0,7	0,1	0,2	0,2
śl.	—	0,1	0,2	0,1	—	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	0,1
śl.	—	śl.	—	—	śl.	—	—	—	0,2	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
—	—	—	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—	—	—	śl.
0,4	0,1	0,2	—	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4	0,2	0,4
—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—

Apatyt, cyrkon, allanit, leukoksen, tlenki żelaza, pistacyt i kalcyt występują w roli minerałów akcesorycznych. Gnejsowate granodioryty pocięte są żyłkami albitowymi i kalcytowo-albitowymi.

Tonality podrzędnie towarzyszą granodiorytom. Napotkano je w blokowiskach położonych na wschód od szosy Laski—Ożary (fig. 6, odsł. 71). Są to ciemnoszare średnio- i nierównoziarniste skały o masywnym wyglądzie, pod mikroskopem wykazujące strukturę hipautomorfowo-ziarnistą. Zbudowane są z andezynu (44—46% An), rzadziej labradoru (59% An), kwarcu, hornblendy zwyczajnej i biotyty. Plagioklaz tworzy różnej wielkości, często hipautomorficzne tabliczki zbliżnione polisyntetycznie według praw

albitowego i peryklinowego. W szlifie są one w różnym stopniu zmętniałe i zsercytyzowane. Kwarc o falistym wygaszaniu wypełnia przestrzenie między skaleniemi i minerałami ciemnymi. Hornblendy zwyczajne tworzy zmiennej wielkości, na ogół ksenomorficzne ziarna z  $\alpha/\gamma = 19^\circ$ ,  $2Va = 62-66^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem w barwach od bladożółtych ( $\alpha$ ), przez szarozielonkawę ( $\beta$ ), do zgniozielonych ( $\gamma$ ). Ziarna hornblendy poprzerastane są często kwarcem i biotytem. Ciemnobrunatny biotyt tworzy hipautomorficzne lub postrzępione blaszki z wrostkami tlenków żelaza i apatyty. W roli minerałów akcesorycznych występują apatyt i tlenki żelaza. Ilościowy skład mineralny tonalitów podano w tabeli 3.

Tabela 3

Analizy mikrometryczne diorytoidów i tonalitów Lasek oraz towarzyszących im skał (% obj.)  
Modes of Laski dioritoids and tonalites and accompanying rocks (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Numery odsłoneń — Exposure numbers							
	66b	69	71b	73b	263a	272	71a	73a
Kwarc Quartz	2,0	7,0	—	7,6	12,4	2,0	17,4	8,1
Plagioklaz Plagioclase	34,1	30,8	42,6	9,8	49,2	47,4	51,1	53,7
anortyt (%) anorthite per cent)	—	—	—	—	(40—45)	—	(44—59)	—
Mikroclin Microcline	14,9	15,8	9,5	4,1	11,6	8,4	—	—
Biotyt Biotite	—	—	—	—	17,6	—	19,8	15,5
Chloryt Chlorite	5,8	4,4	2,5	—	—	9,6	—	0,3
Hornblendy Hornblende	40,4	37,8	42,4	73,4	7,8	27,9	9,7	20,6
Piroksen Pyroxene	—	—	—	4,3	—	—	—	—
Apatyt Apatite	0,5	0,5	0,7	0,3	0,6	0,2	1,3	0,9
Cyrkon Zircon	—	—	—	0,3	0,1	—	0,1	0,1
Allanit Allanite	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Epidot Epidote	0,4	0,1	—	—	—	—	—	—
Tytanit Titanite	1,1	1,9	1,8	0,1	—	—	—	śl.
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,8	1,7	0,5	0,1	0,6	4,5	0,6	0,8

Analizy 1, 3—4, 6 — monzodioryty — monzodiorites, 2, 5 — monzodioryty kwarcowe — quartz monzodiorites, 7 — tonalit — tonalite, 8 — skała towarzysząca — accompanying rock.

Na wschód od szosy Laski—Ożary spotyka się wśród granitoidów dość liczne bloki ciemno- względnie różowoszarych średnioziarnistych monzodiorytów (fig. 6, odsł. 66, 68, 71—73, 272), które niekiedy przechodzą w monzodioryty kwarcowe (fig. 6, odsł. 69). In situ napotkano je tylko w odsłonięciu 66 (fig. 6). Skały te znaczone są na mapie geologicznej Finckha i Bederkego jako dioryty.

Pod mikroskopem monzodioryty wykazują strukturę zbliżoną do hipautomorfowo-ziarnistej i teksturę na ogół bezkierunkową. Zbudowane są z plagioklaz, mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej i penninu. Z jasnych minerałów najliczniej reprezentowany jest plagioklaz. Drugie miejsce zajmuje mikroklin, a kwarc zazwyczaj nie odgrywa większej roli. Głównym minerałem ciemnym jest hornblenda zwyczajna, która niekiedy stanowi ponad 70% objętościowych skały (fig. 6, odsł. 73b\*). Takie melanokratyczne monzodioryty mają skład granodiorytów.

Plagioklasy monzodiorytów zostały przeważnie prawie całkowicie zsercytyzowane i po brzegach zalbityzowane. Procesy albityzacji są genetycznie związane z żyłkami hydrotermalnego albitu, przecinającymi monzodioryty. Mikroklin z plamistym wygaszaniem wypełnia stosunkowo niewielkie przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi. Kwarc o falistym wygaszaniu spełnia podobną rolę jak mikroklin. Zwyczajna hornblenda ( $\alpha$   $z/\gamma = 13-19^\circ$ ,  $\Delta = 0,022-0,028$ ,  $2Va = 67-74^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — bladezielonkawy lub zgniozielony,  $\gamma$  — blade- lub szarozielony) tworzy hipautomorficzne lub ksenomorficzne ziarna z wrostkami cyrkonu, apatyty, allanitu i plagioklaz. Sporadycznie w hornblendzie spotyka się przerosty klinopiroksenu, który czasami występuje w postaci samodzielnych ziarn poprzierastanych kwarcem i plagioklazem. Drobne ziarna hornblendy skupiają się niekiedy w zwarte agregaty. W blaszkach jasnozielonkawego penninu zachowały się czasami relikty brunatnego biotyty. Cyrkon, apatyt, allanit, epidot zwyczajny, tytanit i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych. Skład chemiczny monzodiorytów z Olchówki (fig. 6, odsł. 272) podano w tabeli 17.

W odsłonięciu 66 (fig. 6) monzodiorytom towarzyszą drobn- i nierównoziarniste skały o ciemnym zabarwieniu i kierunkowej teksturze. Mają one analogiczny jak monzodioryty jakościowy skład mineralny, a różnią się od nich granoblastyczną strukturą, kierunkową teksturą, lepszym zachowaniem plagioklaz i obecnością biotyty. Plagioklaz (53—55% An) zawsze mniej lub więcej zsercytyzowany zawiera okienkowe

przerosty skaleni potasowego oraz wrostki apatyty, brunatnego biotyty, hornblendy i piryty. Przestrzenie między kryształami plagioklaz i minerałami ciemnymi wypełnione są ksenomorficznym kwarcem i mikroklinem. Ten ostatni często zatokami wnika w plagioklaz. Na pograniczu obu skaleni obserwuje się niekiedy myrmekit. Zielona hornblenda zwyczajna tworzy kseno- lub hipautomorficzne ziarna ( $\alpha$   $z/\gamma = 15^\circ$ ,  $2Va = 68^\circ$ ;  $\alpha$  — jasnożółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — szarozielony) często polisyntetycznie zbliżone według (100) i poprzierastane plagioklazem, kwarcem i tlenkami żelaza. Jasnozielonkawy pennin z relikdami biotyty dominuje nad ciemnobrunatnym biotytem. Opisane skały przypuszczalnie stanowią brzeżną fację monzodiorytów.

Melanokratycznym monzodiorytom (fig. 6, odsł. 73a) towarzyszą czarniawe, średnioziarniste skały o strukturze granoblastycznej i teksturze kierunkowej. Zbudowane są one z hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$   $z/\gamma = 18^\circ$ ;  $\alpha$  — jasnożółty,  $\beta$  — zgniozielony,  $\gamma$  — bladezielonkawy), biotyty, penninu, andezynu (39—48% An) i kwarcu. Hornblenda poprzierastana jest kwarcem, plagioklazem i biotytem, a brunatny biotyt — kwarcem, plagioklazem, tlenkami żelaza i hornblendą. Biotyt został częściowo przeobrażony w pennin i minerał „x”. Plagioklaz, przeważnie silnie zmętniały i zsercytyzowany, jest automorficzny względem hornblendy i biotyty. Ilościowy skład mineralny tej skały podano w tabeli 3. Charakter petrograficzny omówionych skał jest niejasny. Nie wiadomo czy są to zgranityzowane amfibolity, czy też bezmikrokinowe odmiany monzodiorytów. Za ostatnim przemawia występowanie tych skał w stowarzyszeniu z monzodiorytami na obszarze znaczonej na mapie niemieckiej sygnaturą diorytów.

Monzodioryty kwarcowe, występujące na południe od skrzyżowania szos Kłodzko—Złoty Stok i Laski—Złoty Stok, cechuje pewna odrębność. Wykazują one raczej równoziarnistą strukturę przy jakościowo takim samym składzie mineralnym jak granodioryty. Hornblenda zwyczajna omawianych monzodiorytów kwarcowych tworzy zazwyczaj większe, słupkowato wydłużone ziarna z wrostkami kwarcu, apatyty i biotyty. Powszechnie wykazuje ona zbliżenia według (100) i niespokojne wygaszanie światła. Duże blaszki biotyty są niekiedy faliście powyginane i ujawniają faliste wygaszanie. Deformacje mechaniczne obserwuje się również w andezynie (40—45% An), którego prążki bliźniacze są często powyginane. Andezyn poza tym wykazuje budowę pasową i niespokojne wygaszanie wywołane deformacjami sieci przestrzennej i niejednorodnością składu chemicznego.

W skarpię leśnej drogi na północnych stokach Sokolca odsłonięty jest kontakt monzodiorytów kwarc-

\* Jeżeli w odsłonięciu pobrano więcej niż jedną próbę, w oznaczeniu odsłonięcia oprócz numeru występują litery.

wych z hornfelsami hornblendowo-biotytowymi (fig. 6 odsł. 263). Kontakty obu tych skał były notowane również przez Nawrota (1959) na wschodnich stokach tej góry oraz na zachód od północnego rozwidlenia szosy biegnącej przez wieś Laski w kierunku Kłodzka i Złotego Stoku. Przy samym kontakcie z hornfelsami monzodiority kwarcowe zostały tektonicznie zdeformowane. Powstałe w ten sposób kataklazyty są megaskopowo bardzo podobne do kontaktujących z nimi hornfelsów. Te ostatnie wykazują tylko nieznaczne deformacje mechaniczne.

W granitoidach Lasek stwierdzono występowanie enklaw amfibolitowych, kwarcowo-biotytowych i kwarcowo-skaleniovych.

Enklawy amfibolitów napotkano w granodiorytach z odsłoneń 50, 51, 54, 61 i 88 (fig. 6). Mają one na ogół trudne do zdefiniowania kształty i wielkości. Od otaczających je granodiorytów różnią się ciemniejszą barwą i drobniejszym ziarnem. Kontakty między tymi skałami są zawsze ostre (wyjątek stanowi enklawa 88 fig. 6). Megaskopowo są to ciemnoszare, niekiedy z zielonkawym odcieniem, drobnoziarniste skały, które pod mikroskopem wykazują strukturę granoblastyczną, miejscami porfiroblastyczną i teksturę z pewnymi znamionami kierunkowego uporządkowania minerałów nieizometrycznych. Zbudowane są one z andezynu (33–41% An), mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej i biotyty. Andezyn tworzy zmiennej wielkości ziarna, zbliżone według praw albitowego i peryklinowego, w różnym stopniu zmętniałe i zserycytizowane. Najczęściej obserwuje się silnie zserycytizowane partie jądrowe. Porfiroblasty andezynu wykazują niekiedy budowę pasową z obwódka o składzie oligoklaz (25% An). Duże kryształy andezynu przetkane są wrostkami kwarcu, hornblendy i biotyty. Porfiroblasty andezynu w enklawie z odsłoneń 51 (fig. 6) mają często wyraźnie automorficzne zarysy i okienkowe przerosty skalenia potasowego (antypertyt). Plamiście wygaszający mikroclin wykształcony jest na ogół w postaci drobnych ksenoblastów, w szlifie tylko lokalnie silnie zmętniałych. Większe kryształy mikroklinu (enklawa z odsł. 51) poprzerastane bywają wrostkami apatyty, plagioklaz i hornblendy. Na ogół drobne ksenoblasty kwarcu o falistym wygaszaniu pojawiają się sporadycznie między skaleniemi i minerałami ciemnymi. W enklawie z odsłoneń 50 (fig. 6) obserwuje się dość liczne granofirowe przerosty kwarcu i mikroklinu. Słupkowato wydłużone ksenoblasty hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$   $z/\gamma = 15^\circ$ ,  $\alpha$  – jasnożółty,  $\beta$  – ciemnozielony,  $\gamma$  – jasnozielony;  $2Va = 60–62^\circ$  w enklawie z odsłoneń 50 (fig. 6) i  $2Va = 63–70^\circ$  w enklawie 51 – fig. 6), niekiedy zbliżone według (100), poprze-

rastane są drobnymi wrostkami cyrkonu, kwarcu i plagioklaz. Przeważnie okazują się one równomierne rozmieszczone w całej skale, a tylko niekiedy skupione są w wysepkowate nagromadzenia złożone z ksenoblastów o zbliżonej orientacji (enklawy 51 i 61 – fig. 6). Własności optyczne amfiboli rozproszonych i skupionych w agregaty są zbliżone. Ziarna hornblendy często są blade i niejednolicie zabarwione (jasnozielonkawe z jaśniejszymi plamkami). Błazki brunatnego biotyty, dość równomiernie rozproszone, uległy w mniejszym lub większym stopniu penninizacji. Bladozielonkawy pennin, powstały kosztem biotyty, poprzerastany jest tytanitem, leukoksenem i pistacytem. Niektóre błazki biotyty zawierają przerosty minerału „x”. Cyrkon, apatyt, tytanit, leukoksen, piryt, tlenki żelaza, allanit i pistacyt występują w roli minerałów akcesorycznych. Niektóre enklawy (50a) zostały pocięte żyłkami adularowo-prehnitowymi. Enklawę 50a poddano mikroskopowej analizie ilościowej, której wyniki przedstawiają się następująco (w % objętościowych): kwarc – 12,4, plagioklaz – 53,4, mikroclin – 4,3, hornblenda – 14,8, biotyt – 12,9, pennin – 0,4, minerały nieprzezroczyste – 0,4, allanit – 0,1, apatyt – 0,7, cyrkon – 0,2, tytanit – 0,4.

Z dużego bloku granodiorytu pobrano ciemnoszarą drobnoziarnistą enklawę zgranityzowanego amfibolitu. Enklawa ta rozplywa się szlirowato w granodiorycie, od którego różni się głównie drobniejszym ziarnem. Pod mikroskopem szlirowata enklawa ma analogiczny jak granodioryt jakościowy skład mineralny, a różni się tylko strukturą i chemizmem plagioklaz. W enklawie o strukturze grano-porfiroblastycznej dominują ziarna o średnicy od 0,07 do 0,5 mm. Większe kryształy są stosunkowo rzadkie (1–2 mm). Plagioklaz o składzie andezynu (40–42% An) wykazuje niekiedy budowę pasową. Duże ksenoblasty hornblendy zwyczajnej bywają niekiedy poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, andezynem (46% An), augitem diopsydowym ( $\alpha$   $z/\gamma = 37^\circ$ ) i biotytem. Analogiczne wykształcenie ma hornblenda granodiorytu. Obie hornblendy mają też bardzo zbliżone kąty osi optycznych: hornblendy granodiorytu  $2Va = 69–70^\circ$ , a enklawy –  $2Va = 67–70^\circ$ . Plagioklaz granodiorytu zawiera od 48 do 52% An.

Jakościowy skład mineralny opisanych enklaw oraz przytoczona analiza ilościowa wskazują na to, że enklawy te mają skład pośredni między amfibolitami i otaczającymi je granodiorytami. Nie są to typowe amfibolity, lecz amfibolity zgranityzowane. Najsłabiej została zgranityzowana enklawa 54a (fig. 6).

Enklawę kwarcowo-biotytową napotkano w granodiorycie z odsłoneń 25 (fig. 6). Ma ona w przekroju wymiary  $3 \times 8$  mm. Budujące enklawę

ksenoblasty kwarcu są bardzo często poikiloblastyczne, poprzerastane drobnymi wzrostkami apatyty i niekiedy biotyty. Błaszki biotyty ( $\gamma \approx \beta$  — bladobrunatny,  $\alpha$  — bladożółty) mają często większe rozmiary od kwarcu i wtedy są nim poprzerastane. W roli minerałów akcesorycznych występują piryty, cyrkon i apatyt.

Jasnokremowoszara enklawa kwarcowo-skaleniowa (fig. 6, odsł. 50) jest skałą droбноziarnistą, która pod mikroskopem ujawnia strukturę granoblastyczną i teksturę bezkierunkową. Zbudowana jest ona prawie wyłącznie z minerałów jasnych, takich jak albit (3–4% An), mikroclin i kwarc. Minerale ciemne reprezentowane przez hornblendę zwyczajną i pennin, pojawiają się sporadycznie. Ksenoblasty albitu, zbliżonego według prawa albitowego, w szlifie są silnie zmętniałe i zbrunatniałe. Plamiście wygaszający mikroclin zawiera często różnej wielkości i rozmaitego kształtu wzrostki kwarcu, nierzadko palczasto wydłużone. Niekiedy dominuje on nad albitem i kwarcem. Drobne ksenoblasty kwarcu rozproszone są wśród przeważających skaleni. Ksenoblasty hornblendy zielonej poprzerastane są plagioklazem i kwarcem. Zielonkowy pennin powstał kosztem brunatnego biotyty. W enklawie tej występuje jeszcze pistacyt, najprawdopodobniej genetycznie związany z żyłkami adularowo-pistacytowymi przecinającymi otaczający granodioryt.

W okolicach Lasek występują granitoidy skatakłazowane (fig. 6, odsł. 27, 28, 51–57, 62, 70), które lokalnie przechodzą w kataklazyty (fig. 6, odsł. 27, 56, 57, 62, 70) i mylonity zalbityzowane (fig. 6, odsł. 28). Wymienione skały różnią się między sobą stopniem deformacji mechanicznych. Najslabiej zdeformowane są granitoidy skatakłazowane, a najsilniej — mylonity.

Skatakłazowane granitoidy megaskopowo nie różnią się od nie zdeformowanych granitoidów. Pod mikroskopem można jednak zaobserwować pewne objawy deformacji mechanicznych. Najwyraźniej zaznaczają się one w dużych kryształach plagioklazu i w mikroclinie. Minerale te zostały nieregularnie spękane lub nawet rozbite na szereg drobnych fragmentów. Prążki bliźniacze plagioklazów zostały przy tym powyginane lub uskokowo względem siebie poprzesuwane. W spękaniach albitu można niekiedy zaobserwować droбноziarnistą miazgę albitową. W plagioklazach omawianych skał widoczne są często nieregularne przerosty skalenia potasowego. W niektórych granitoidach skatakłazowanych doszło nawet do lokalnego roztarcia minerałów na droбноziarnistą kwarcowo-skaleniowo-chlorytową miazgę mineralną. W miazdze tej można zaobserwować nieco większe

fragmenty kwarcu i skaleni (pl. II 1, 2). Minerale ciemne granitoidów skatakłazowanych reprezentowane są przez hornblendę zwyczajną, biotyt i wtórny pennin. Ten ostatni powstał kosztem hornblendy i biotyty. W pseudomorfozach penninu obserwuje się niekiedy wydłużone utwory minerału „x” (pl. II 3). Slabiej zdeformowane minerale wykazują niespokojne wygaszanie światła. Błaszki biotyty i penninu oraz słupki hornblendy są często powyginane.

Kataklazyty są zielonkawoszarymi, nierównoziarnistymi skałami o strukturze kata- lub porfiroklastycznej. Megaskopowo różnią się one od skatakłazowanych granitoidów obecnością ciemno- lub zielonkawoszarej masy zlepiającej. Pod mikroskopem różnice między wymienionymi skałami są jeszcze wyraźniejsze. Stopień skatakłazowania jest w kataklazytach nieporównywalnie większy. Znaczniejszy jest również udział droбноziarnistej miazgi mineralnej. Skalenie i kwarc są bardzo silnie nieregularnie spękane, a spękania często infiltrowane kalcytem. Plagioklasy kataklazytów mają najczęściej skład albitu. Deformacje albitu zostały w dużym stopniu zatarte procesami serycytyzacji. Kwarcowo-skaleniowa miazga mineralna, przetkana chlorytem i impregnowana kalcytem, epidotem i prehnitem, odgrywa dość istotną rolę w budowie kataklazytów. Wśród tej miazgi występują mniejsze lub większe gniazdowate skupienia zgranulowanych skaleni i kwarcu (pl. II 2). Bladozielonkowy pennin poprzerastany jest leukoksenem. Kataklazy niekiedy pocięte są żyłkami albitowymi, adularowo-kwarcowymi, kwarcowymi i epidotowymi.

Zalbityzowane mylonity to zielonkawoszare, droбноziarniste skały o strukturze porfiroklastycznej. Pod mikroskopem w mylonitach obserwuje się droбноziarnistą miazgę mineralną o zmiennym uziarnieniu, powstałą z rozkruszenia skaleni i kwarcu. Stopień roztarcia minerałów niekiedy jest tak znaczny, że miazga mineralna tylko słabo reaguje na światło spolaryzowane. W bardzo droбноziarnistej miazdze mineralnej występują nieco większe ostrokrawędziste fragmenty kwarcu i skaleni oraz dość obfity bladozielonkowy pennin. Miejscami w mylonitach spotyka się wachlarzowate skupienia hydrotermalnego albitu podeformacyjnego. Dość obfity jest w mylonitach kalcyt tworzący różnego rodzaju wprysnięcia, gniazda i żyłki.

Monzodioryty, występujące wśród granitoidów, wykazują również mechaniczne deformacje wyrażające się w nieregularnym spękaniu ziarn kwarcu i hornblendy, powyginaniu prążków bliźniaczych hornblendy i częściowym lub całkowitym rozkruszeniu tych minerałów. Silniejszej kataklazie uległy monzodioryty z odsłonięcia 68 (fig. 6). Pocięte są

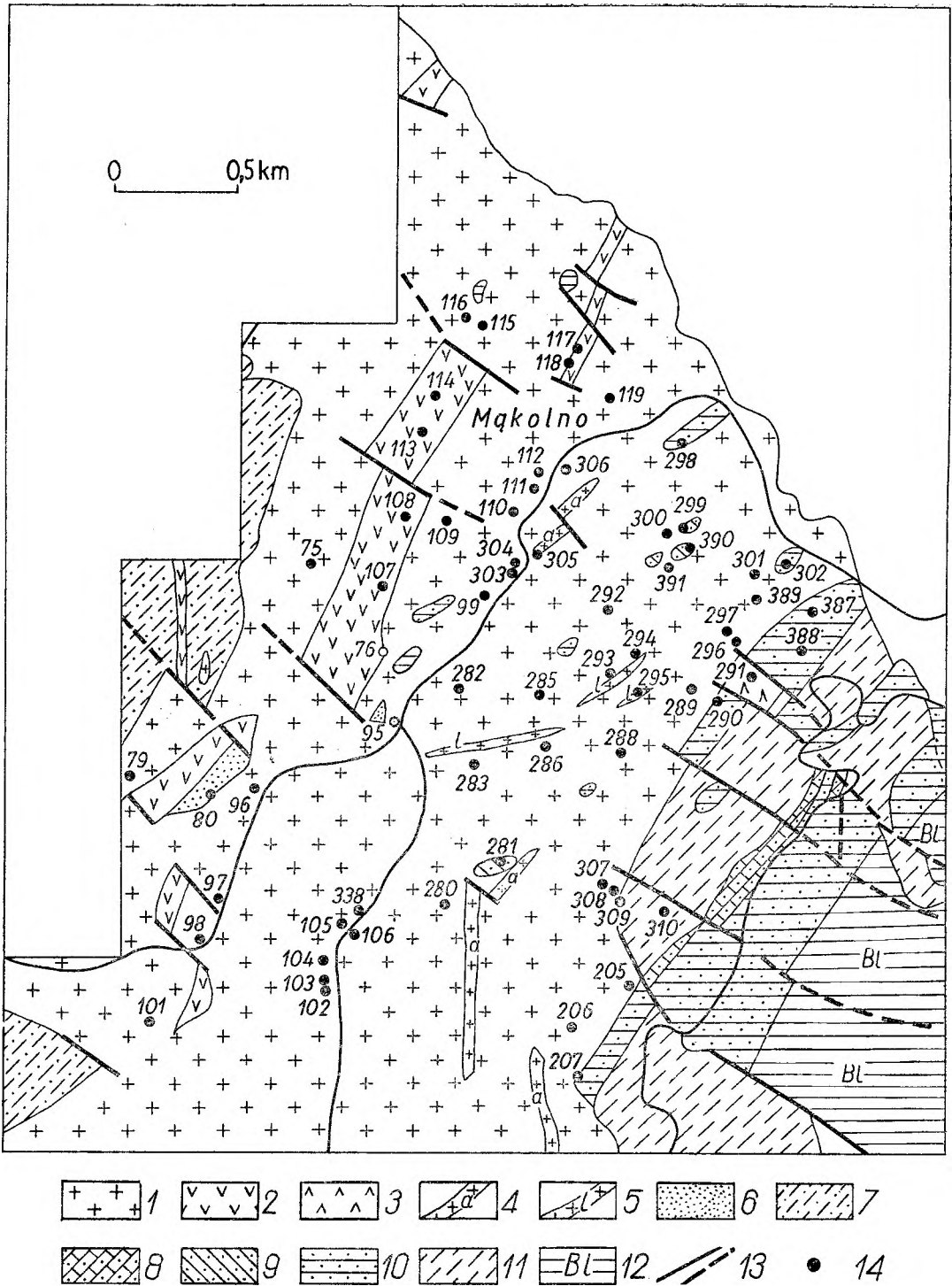


Fig. 8

Geologiczny szkic okolic Mąkolna (wg Finckha *et al.* 1938 i Finckha, Fischera 1938)

Górny karbon: 1 – granitoidy, 2 – dioryty, 3 – piroksenity, 4 – apłity, 5 – lamprofiry; starszy paleozoik–proterozik: 6 – hornfelsy kordierytowe, 7 – hornfelsy gnejsowate, 8 – skały węglanowe kontaktowo przeobrażone, 9 – amfibolity kontaktowo przeobrażone, 10 – łupki mikowe kontaktowo przeobrażone, 11 – gnejsy haniackie, 12 – blastomylonityczne łupki mikowe; 13 – uskoki; 14 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Mąkolno region (after Finckh *et al.* 1938 and Finckh, Fischer 1938)

Upper Carboniferous: 1 – granitoids, 2 – diorites, 3 – pyroxenites, 4 – aplites, 5 – lamprophyres; Early Palaeozoic–Proterozoic: 6 – cordierite hornfelses, 7 – gneissic hornfelses, 8 – limestones contact metamorphosed, 9 – amphibolites contact metamorphosed, 10 – mica schists contact metamorphosed, 11 – Haniak gneisses, 12 – blastomylonitic mica schists; 13 – faults; 14 location of samples

one wąskimi strefami kataklastycznymi, złożonymi z miazgi mineralnej, ostrokrawędzistych fragmentów hornblendy oraz penninu, epidotu zwyczajnego i skalenia potasowego.

#### SKAŁY OKOLIC MĄKOLNA

Granitoidy Mąkolna występują po obu stronach szosy Kłodzko—Złoty Stok w obrębie wsi Mąkolno (fig. 8). Stanowią one północno-wschodnią część półksiężycowatej intruzji, obciętej od północnego-wschodu sudeckim uskokiem brzeżnym o kierunku NW—SE. Granitoidy Mąkolna, w odróżnieniu od dotychczas opisanych, wykazują znacznie większe zróżnicowanie petrograficzne. W regionie tym dominują granity, granodioryty i monzodioryty kwarcowe (fig. 9).

Granodioryty występują samodzielnie (fig. 8, odsł. 79, 106, 286, 289, 300a) bądź też w stowarzyszeniu z granitami (fig. 8, odsł. 102, 305, 338). Niekiedy towarzyszą im monzodioryty kwarcowe (fig. 8, odsł. 303, 305).

Granodioryty to ciemno- lub różowoszare, przeważnie średnioziarniste skały o teksturze bezkierunkowej lub kierunkowej, wywołanej prawie równoległym ułożeniem wydłużonych skupisk minerałów ciemnych. Różowawe zabarwienie wykazują niektóre granodioryty w odsłonięciu 338 (fig. 8), a w granodiorytach z odsłonięć 102 występują skalenie różowawe obok białawych. Budowę kierunkową mają granodioryty z odsłonięć 300 i 297. Pod mikroskopem wykazują one strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, równoziar-

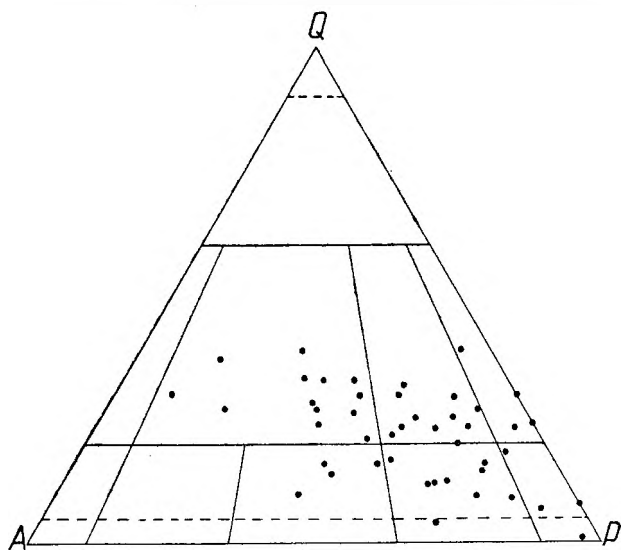


Fig. 9

Stanowisko systematyczne granitoidów Mąkolna w trójkącie kwarc—skalenie alkaliczne—plagioklaz (QAP)

Systematic position of Mąkolno granitoids in the triangle quartz—alkali feldspars—plagioclase (QAP)

nistą, rzadziej nierównoziarnistą (fig. 8—79) i teksturę bezkierunkową. Prawie równoległe ułożenie wydłużonych skupień biotytowo-hornblendowych stwierdzono w granodiorytach z odsłonięć 297 i 300 (fig. 8). Pewne znamiona kierunkowego uporządkowania blaszek biotytu zaobserwowano w różowoszarych granodiorytach z odsłonięcia 338 (fig. 8).

Plagioklaz granodiorytów ma najczęściej skład andezynu (36—46% An), wykazując niekiedy budowę pasową z oligoklazem w obwódce (24—29% An). W różowoszarych granodiorytach (fig. 8, odsł. 338) spotyka się dodatkowo wtórny albit. Plagioklasy tworzą najczęściej hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna zbliżniaczone według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. W szlifie są one w różnym stopniu zmętniałe i zserycytyzowane. Silną serycycyzację stwierdzono w andezynach granodiorytów z odsłonięć 102 (fig. 8). Andezyny z granodiorytu nr 286 (fig. 8) wykazują znamiona protoklasy. Wrostki w plagioklazach tworzą takie minerały, jak hornblenda, biotyt i augit diopsydowy. Mikroklin o plamistym wygaszaniu dość często wykazuje budowę pertytową (mikropertyt mikroklinowy) i karlsbadzkie zrosty bliźniacze (dwojaki). Jest on zawsze ksenomorficznie wykształcony, a miejscami zmętniały i zbrunatniały. Niekiedy mikroklin tworzy duże ziarna włócznie między plagioklasy i minerały ciemne. Dość często zamyka w sobie wzrostki apatyty, plagioklazu (46—53% An), augitu diopsydowego i brunatnego biotytu. Ksenomorficzny kwarc o falistym wygaszaniu wypełnia niewielkie przestrzenie między skaleniami i minerałami ciemnymi.

Hipautomorficzne blaszki jasno-, ciemno-, cynamonowo- względnie kasztanowobrunatnego biotytu z wzrostkami apatyty, cyrkonu, tlenków żelaza, tytanitu, kwarcu, augitu diopsydowego (fig. 8, odsł. 102b) i przerostami amfibolowymi są niekiedy powyginane i wtedy faliście wygaszają światło. Biotyt został częściowo przeobrażony w bladezielonkawy pennin, poprzerastany epidotem zwyczajnym i tytanitem, lub minerał „x”.

Zwyczajna zielona hornblenda z  $\angle z/\gamma = 13-20^\circ$ ,  $\Delta = 0,024-0,026$ ,  $2V\alpha = 72-76^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\gamma$  — szaro- lub bladezielony,  $\beta$  — bladezielony,  $\alpha$  — bladeżółty) tworzy ksenomorficzne ziarna lub hipautomorficzne słupki zbliżniaczone według (100) i poprzerastane kwarcem, plagioklazem (niekiedy o zawartości 40% An), augitem i tlenkami żelaza. Drobne ziarna hornblendy nierzadko gromadzą się w wysepkowate agregaty poprzerastane kwarcem i tlenkami żelaza. Otulają je niekiedy blaszki biotytu i słupki hornblendy wyraźnie zielonkawo zabarwionej, w odróżnieniu od blade zabarwionych ziarn amfibolu skupionych w agregaty. Bladezielonkawy am-



fibol z tych agregatów ma cechy optyczne zbliżone do szeregu tremolit—aktynolit ( $\angle z/\gamma = 18^\circ$ ). W niektórych granodiorytach (fig. 8, odsł. 102, 286) występuje dodatkowo augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 39-41^\circ$ ,  $2V\alpha = 57-58^\circ$ ), tworząc wrostki lub przerosty w hornblendzie bądź też samodzielne kryształy. W tych ostatnich przypadkach ma on postać hipautomorficznych słupków, dość często zbliżonych polisyntetycznie według (100) i poprzeraśniętych lub poobrasianych zieloną hornblendą zwyczajną. W roli minerałów akcesorycznych występują tlenki żelaza, piryt niejednokrotnie z tlenkowymi obwódkami, apatyt, cyrkon, tytanit, allanit i epidot zwyczajny.

Granodioryty z odsłoneń 106 i 338 (fig. 8) pocięte są żyłkami adularowymi lub epidotowo-chlorytowymi. Minerale występujące w sąsiedztwie żyłek uległy nie-

regularnemu spękaniu. Wyniki analiz mikrometrycznych granodiorytów zestawiono w tabeli 4.

Granity występują samodzielnie (fig. 8, odsł. 103—105, 116d, 280, 304) bądź też towarzyszą granodiorytom (fig. 8 odsł. 102a, 338) względnie monzonitom kwarcowym (fig. 8, odsł. 305).

Granity są to ciemno-, względnie różowawo-szare, czasami nawet różowawe (fig. 8, odsł. 280), średnio- lub rzadziej drobnoziarniste (fig. 8, odsł. 305) skały o masywnym wyglądzie. Pod mikroskopem ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i na ogół równoziarnistą oraz teksturę przeważnie bezładną. Strukturę nierównoziarnistą wykazują skały z odsłoneń 104 (fig. 8), a prawie równoległe ułożenie minerałów ciemnych obserwuje się w granitach z odsłoneń 305 (fig. 8).

Tabela

Analizy mikrometryczne granodiorytów Mąkolna (% obj.)  
Modes of Mąkolno granodiorites (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Numery odsłoneń — Exposure numbers										
	79	102b	102d	106	286	289	296i	297a	300a	338b	338h
Kwarc Quartz	14,4	16,5	13,9	26,0	21,5	18,0	22,5	21,8	17,6	23,3	19,8
Plagioklaz Plagioclase	45,9	43,3	33,6	43,4	34,1	48,9	53,4	48,8	39,7	47,4	48,8
(anortyt %) (anorthite per cent)	(24—46)	(40—45)	(42—45)	(36—39)	(39—44)	(40)	(39—42)	(40—42)	(40)	(39—44)	—
Mikroklm Microcline	10,8	12,6	15,7	17,0	12,3	9,5	6,6	18,2	16,8	9,0	9,9
Biotyt Biotite	17,8	14,8	15,9	3,2	17,5	12,5	17,5	8,3	13,0	17,9	4,4
Chloryt Chlorite	1,1	—	2,4	5,8	śl.	śl.	śl.	0,6	—	0,1	8,9
Hornblenda Hornblende	8,9	5,1	16,8	3,5	10,7	10,0	śl.	0,4	11,5	1,3	4,7
Piroksen Pyroxene	—	6,8	0,7	0,2	2,8	—	śl.	0,1	—	—	—
Apatyt Apatite	0,5	0,6	0,3	0,1	0,3	0,1	śl.	0,3	0,4	0,2	0,4
Cyrkon Zircon	0,2	śl.	0,2	—	0,1	śl.	śl.	0,5	0,1	0,3	0,4
Tytanit Titanite	—	—	—	śl.	—	0,2	—	0,2	0,2	—	0,8
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,3	0,3	0,5	0,8	0,7	0,4	śl.	0,7	0,7	0,5	0,5
Allanit Allanite	0,1	śl.	—	—	śl.	0,1	—	0,1	śl.	—	—
Epidot Epidote	—	—	—	śl.	—	0,3	—	—	—	—	1,4

Plagioklaz ciemnoszarych granitów ma skład andezynu (36–48% An), a różowawych albitu (0–7% An). W granitach z odsłoneń *103* i *304d* (fig. 8) oprócz andezynu (36–38% An) występuje wtórny albit (do 6% An). Andezyn i albit tworzą hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego, w szlifie w różnym stopniu zmętniałe i zserycytizowane. Pierwszy z wymienionych minerałów jest zwykle silnie zserycytizowany. Wysoki stopień przeobrażeń wykazują również andezyny w granitach z odsłoneń *102a* (fig. 8). Andezyn wykazuje niekiedy budowę pasową z obwódką o składzie oligoklazau. Sporadycznie w andezynie spotyka się poikilitowe wrostki biotyту, kwarcu i augitu diopsydowego (fig. 8, odsł. *104*, *338j*). Prążki bliźniacze plagioklazu (fig. 8, odsł. *280*, *338a*) są czasami powyginane i uskokowo względem siebie poprzesuwane.

Mikroklin i mikropertyt mikroklinowy tworzą różnej wielkości ksenomorficzne ziarna zbliżone według prawa karlsbadzkiego (dwojaki). Duże ziarna mikroklinu i mikropertytu mikroklinowego zawierają wrostki kwarcu, andezynu, biotyту, hornblendy i augitu diopsydowego. Drobne kryształki mikroklinu przetkane są okrągłymi wrostkami kwarcu (fig. 8, odsł. *104*). Na kontaktach andezynu z mikroklinem pojawia się niekiedy myrmekit. Ksenomorficzne ziarna kwarcu wypełniają na ogół niewielkie przestrzenie między skaleniami i minerałami ciemnymi. W granitach nierównoziarnistych kwarc występuje w drobnoziarnistej masie kwarcowo-skaleniowej. Poprzeraiany bywa drobnymi zaokrąglonymi wrostkami skalenia potasowego.

Błaszki biotyту wykazują najczęściej zabarwienie w odcieniach jasno-, ciemno- i kasztanowobrunatnych. Rzadziej spotyka się biotyty zielonkawe (fig. 8, odsł. *338a*). Błaszki biotyту zawierają wrostki cyrkonu, apatyту, tlenków żelaza, rzadziej kwarcu i plagioklazu. Część biotyту została przeobrażona w bladezielonkawy pennin (poprzeraiany epidotem i tytanitem) lub minerał „x”. Sporadycznie spotyka się granity, w których wszystek biotyt został schlorotygowany. Błaszki biotyту są niekiedy powyginane (fig. 8, odsł. *304d*, *338j*) i wtedy fałsiście wygaszają światło. Czasami brunatnemu biotyutowi towarzyszy jego odmiana zielonkawa, pojawiająca się zwykle w sąsiedztwie piroksenu rombowego (fig. 8, odsł. *338a*).

Zwyczajna hornblenda tworzy hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna z  $\alpha/\gamma = 12-17^\circ$ ,  $2V\alpha = 70-77^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  – bladeżółty,  $\beta$  – żółto- lub zgniozielony,  $\gamma$  – szarozielonkawy). Nierzadko zbliżona jest polisyntetycznie według (100). Duże ziarna hornblendy po-

przerastane są często kwarcem, plagioklazem, augitem diopsydowym i tlenkami żelaza. Drobne kryształki tego minerału skupiają się w wysepkowate agregaty, stowarzyszone nierzadko z brunatnym biotytem. Spotyka się w nich wrostki tlenków żelaza i augitu. Kryształki hornblendy bywają niekiedy niejednocie zabarwione: mają prawie bezbarwne jądra i wyraźnie zielonkawe obwódki. Hornblenda po brzegach uległa chlorytacji. Niekiedy jednak w całości została przeobrażona w pennin z jednoczesnym wydzieleniem tytanitu i epidotu. Augit diopsydowy, oprócz wrostków w hornblendzie, może tworzyć samodzielne hipautomorficzne słupki (fig. 8, odsł. *104*) lub ksenomorficzne ziarna z wrostkami tlenków żelaza i kwarcu oraz z przerostami hornblendy i biotyту. Kryształki augitu skupione są czasami w wysepkowate zespoły. Granity z zachodniej części kamieniołomu (fig. 8, odsł. *338a*) przy drodze Mąkolno–Chwalisław zawierają niewielkie ilości hiperstenu, który wykształcony jest w postaci dość dużych, co najwyżej hipautomorficznych słupków, poprzeraianych brunatnym lub zielonym biotytem. Minerale akcesoryczne reprezentowane są przez apatyт, cyrkon, tytanit, piryт, tlenki żelaza, allanit i epidot zwyczajny. Granity pocięte są niekiedy adularowymi, prehnitowymi i epidotowymi żyłkami. Ich ilościowy skład mineralny przedstawiono w tabeli 5.

Tonality w rejonie Mąkolna pojawiają się sporadycznie. Ich występowanie stwierdzono w czterech miejscach (fig. 8, odsł. *75*, *95*, *119*, *296*), przy czym typowe notowane są w dwóch ostatnich. Typowe tonalite są ciemnoszarymi, najczęściej średnioziarnistymi skałami o teksturze bezładnej lub kierunkowej. Największe zróżnicowanie struktur i tekstur obserwować można w starym nieczynnym kamieniołomie (fig. 8, odsł. *296*). Występują tam tonalite średnio- i drobnoziarniste o teksturze bezładnej, z pewnymi zamionami budowy kierunkowej oraz odmiany wyraźnie gnejsowate. Pod mikroskopem tonalite wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezładną, względnie mniej lub więcej kierunkową wywołaną prawie równoległym ułożeniem minerałów ciemnych. Andezyn (36–42% An) tworzy hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna zbliżone według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. W szlifie są one zawsze mniej lub więcej zmętniałe i zserycytizowane, przy czym przeobrażeniu uległy na ogół tylko pewne partie plagioklazu. Andezyn wykazuje niespokojne wygaszanie, wywołane niejednorodnością składu chemicznego i deformacjami mechanicznymi (nieregularne spekania, powyginanie prążków bliźniaczych). W postaci wrostków w andezynie spotyka się apatyт, brunatny biotyt, hornblendę i minerale nieprzezroczyste. Mikroklin,

Analizy mikrometryczne granitów Mąkolna (% obj.)  
Modes of Mąkolno granites (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Numery odsłoneń — Exposure numbers												
	102a	103	104	105b	116d	280	304c <sub>1</sub>	304d	305f	305h	305j	338a	338
Kwarc Quartz	19,8	25,3	21,4	29,5	35,7	37,9	21,7	20,0	25,7	24,2	22,8	24,7	16,9
Plagioklaz Plagioclase	32,2	27,5	31,5	10,0	15,0	27,9	16,7	34,5	32,4	33,9	22,7	31,0	37,7
(anortyt %) (anorthite per cent)	—	(0--36)	(40--46)	(6)	(35)	(0--5)	(7--10)	(6--38)	(3--7)	(0)	(48)	(36--42)	(45)
Mikroklin Microcline	30,0	25,1	19,7	59,4	46,4	32,4	41,8	23,5	32,0	33,0	24,6	19,9	22,7
Biotyt Biotite	7,8	5,1	17,1	0,4	1,0	0,6	5,6	2,1	1,5	2,0	7,6	19,7	9,8
Chloryt Chlorite	0,5	6,6	śl.	0,4	0,2	0,4	0,8	16,3	5,8	4,9	—	0,3	1,0
Hornblenda Hornblende	8,5	9,4	5,9	—	1,4	—	12,1	1,1	—	śl.	13,4	1,4	9,8
Piroksen Pyroxene	0,2	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	7,9	1,9	0,2
Apatyt Apatite	0,6	0,4	0,3	—	0,2	—	0,2	0,3	0,1	0,2	0,4	0,4	0,2
Cyrkon Zircon	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	śl.	0,1	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2
Tytanit Titanite	—	—	—	—	—	—	—	1,4	0,5	—	0,2	—	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,3	0,2	0,3	0,2	śl.	0,7	0,6	0,7	1,4	1,6	0,3	0,5	0,8
Allanit Allanite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—
Epidot Epidote	—	0,3	—	śl.	śl.	—	0,1	—	0,3	—	—	—	—
Prehnit Prehnite	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—

niekiedy pertytowy i plamiście wygaszający światło, ma postać ksenomorficznych kryształów zmiennej wielkości, często zawierających wrostki apatyty, kwarcu, plagioklazu, biotyty i hornblendy zwyczajnej.

W tonalitych z odsłoneń 119 (fig. 8) mikroklin rozmieszczony jest nieregularnie. Występują tam odmiany mikroklinowe i bezmikroklinowe. Na pograniczu andezynu i mikroklinu obserwować można myrmekit. Ksenomorficzne kryształy kwarcu wypełniają niewielkie przestrzenie między skaleniami i minerałami ciemnymi. Hornblenda zwyczajna przeważnie tworzy ksenomorficzne ziarna, rzadziej hipauto-morficzne słupki często powyginane, nieregularnie splekane i faliście wygaszające światło. Kąt  $z/\gamma$  horn-

blendy waha się w granicach od 15 do 20°,  $\Delta = 0,022$ ,  $2Va = 77^\circ$ , a pleochroizm jest następujący:  $\alpha$  — bladeżółty,  $\beta$  — żółtozgnięzielony,  $\gamma$  — szarozielony lub oliwkowy. Drobne kryształy hornblendy gromadzą się niekiedy w zwarte agregatowe skupiska. W hornblendzie bardzo pospolite są wrostki apatyty oraz przerosty kwarcu, plagioklazu i augitu diopsydowego. Dość często ziarna są tak silnie poprzerastane, że sprawiają wrażenie sitowych przerostów, typowych dla skał metamorficznych. W hornblendzie tonalitych z odsłoneń 296 (fig. 8) występują liczne relikto- we przerosty augitu, niejednokrotnie rozbite na oddzielne fragmenty, lecz jednocześnie wygaszające światło (pl. II 4). Pierwotnie były to duże kryształy augitu,

które wskutek amfibolizacji rozdzielone zostały na mniejsze fragmenty. Miejscami spotyka się samodzielne ziarna augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 40-42^\circ$ ) lub niewielkie ich skupienia. Pojedyncze ziarna augitu poobrastane są hornblendą, która zatokami wnika w głąb tego minerału. Wtórny amfibol ma często blade i niejednolite zabarwienie. Różnej wielkości postrzępione blaszki cynamonowo- lub kasztanowo-brunatnego biotyту, często powyginane i faliście wygaszające, skupiają się w smugi, których równoległe ułożenie decyduje o teksturze kierunkowej tonalitów. W biotycie powszechnie występują wrostki apatytu, rzadziej cyrkonu. W roli minerałów akcesorycznych pojawiają się cyrkon, apatyt, tytanit, piryт i tlenki żelaza.

Tonality z odsłonięcia 75 (fig. 8), megaskopowo podobne do wyżej opisanych, różnią się jednak w obrazie mikroskopowym. Wykazują one strukturę nierównozziarnistą, wywołaną występowaniem dwóch frakcji mineralnych: średnio- i drobnoziarnistej. Na pierwszą składają się dość duże ziarna andezynu (40—44% An), zwyczajnej hornblendy ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ,  $2Va = 82^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — wyraźnie oliwkowy,  $\gamma$  — oliwkowozielony) i niekiedy również dodatkowo — kwarcu, mikroklinu i biotyту. Frakcja drobnoziarnista reprezentowana jest przez kwarc, mikroklin, hornblendę zwyczajną i oligoklaz (27% An). Drobne ziarna oligoklazu tworzą niekiedy poikilitowe wrostki w dużych kryształach andezynu. Nierzadkie są również bardzo drobnoziarniste agregaty kwarcowo-skaleniowe. Ksenomorficzne składniki drobnoziarnistej frakcji są wzajemnie poprzerastane. Duże słupkowato wydłużone ziarna hornblendy są tak gęsto (sitowo) poprzerastane kwarcem, że nierzadko odnosi się wrażenie, jakby stanowiły one oddzielne mniejsze kryształy. Kwarce z kolei zawierają drobne wrostki amfibolu (hornblendy). Sitowo poprzerastana hornblenda oraz wrostki oligoklazu w andezynie wskazują na metamorficzną genezę tego tonalitu. W roli minerałów akcesorycznych występują cyrkon, apatyt, tytanit i tlenki żelaza.

Ciemnoszare dość drobnoziarniste „tonality” z odsłonięcia 95 (fig. 8) wyglądem megaskopowym odbiegają od typowych tego rodzaju skał. Mają jednak strukturę zbliżoną do hipautomorfowo-ziarnistej i bezładną teksturę. Plagioklasy o składzie andezynu lub labradoru (48—55% An) wykazują niekiedy hipautomorficzne zarysy. Mikroklin o dość spokojnym wygaszaniu światła jest automorficzny względem kwarcu. Dominującym minerałem ciemnym okazał się jasno-brunatny biotyt. Zielonkawoszara hornblenda, zdecydowanie ksenomorficzna, pojawia się sporadycznie. Natura tej skały jest dość niejasna. Analizy mikrometryczne tonalitów przedstawiono w tabeli 6.

Dioryty (fig. 8, odsł. 205, 296h, 306) są to ciemno- lub różowoszare, średnio- względnie drobnoziarniste skały o masywnym wyglądzie, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Hipautomorficzne tabliczki andezynu (35—50% An), zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego, stanowią najliczniejszy składnik omawianych skał. Tworzą one ziarna na ogół różnej wielkości, przeważnie silnie zmętniałe, zserycytizowane i zawierające wrostki apatytu i brunatnego biotyту. Andezyn jest zawsze automorficzny względem kwarcu i mikroklinu, a niekiedy również w odniesieniu do biotyту i hornblendy. Prążki bliźniacze andezynu są niekiedy powyginane. Mikroklin nierzadko pertytowy wypełnia niewielkie przestrzenie między plagioklazem i minerałami ciemnymi. Zamyka on w sobie kryształy andezynu i minerały ciemne, wnikając niekiedy zatokowo w plagioklaz (fig. 8, odsł. 205). Obserwowane w andezynie pęknięcia, zabliznione mikrokinem, świadczą o późniejszej krystalizacji skaleni potasowego. Kwarc o falistym wygaszaniu występuje w podobnej roli jak mikroklin. Hornblenda zwyczajna tworzy hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna z  $\angle z/\gamma = 14-18^\circ$  i wyraźny pleochroizm w barwach od bladeżółtawych lub bardzo bladezielonkawych ( $\alpha$ ) przez żółto-oliwkowe ( $\beta$ ) do żółtozielonych względnie oliwkowozielonych ( $\gamma$ ). Ziarna hornblendy zawierają wrostki apatytu, cyrkonu i piryту oraz przerosty augitu diopsydowego, biotyту i plagioklazu. W diorytach zasobniejszych w hornblendę kryształy tego minerału skupiają się często w zwarte zespoły o różnej wielkości (fig. 8, odsł. 205) i wykazują polisyntetyczne zbliżenia według (100). Blaszkі jasno-, ciemno- i czerwono-brunatnego biotyту zostały częściowo przeobrażone w zielonkawą pennin. Biotyt i hornblenda ujawniają niespokojne wygaszanie światła, wywołane deformacjami mechanicznymi. Apatyt, cyrkon, tytanit, tlenki żelaza, piryт, kalcyт i augit diopsydowy występują jako składniki akcesoryczne.

Na zachód od szosy Mąkolno—Złoty Stok, przy drodze polnej, napotkano ciemnoszare, nierównozziarniste dioryty kwarcowe (fig. 8, odsł. 109b) różniące się wyglądem megaskopowym i obrazem mikroskopowym od wyżej opisanych skał tego typu. W skałach tych można wyróżnić ciemnoszare drobnoziarniste tło (średnia wielkość ziarna wynosi około 0,5 mm) i tkwiące w nim kilkumilimetrowe (1,5—3,3 mm) ziarna skaleni i minerałów ciemnych. Drobnoziarniste tło zbudowane jest z plagioklazu, ciemno-brunatnego biotyту, augitu diopsydowego i niewielkiej ilości kwarcu. Fenokryształy zaś reprezentowane są przez andezyn (46—50% An), augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 44^\circ$ ,  $2V\gamma = 55^\circ$ ) i zwyczajną hornblendę

( $\angle z/\gamma = 20^\circ$ ). Plagioklaz o co najmniej hipautomorficznym wykształceniu zbliżony jest według prawa albitowego i peryklinowego. Duże ziarna andezynu wykazują niekiedy budowę pasową i wrostki brunatnego biotyty i augitu diopsydowego. Natomiast drobne automorficzne plagioklasy spotykane są w postaci wrostków w fenokryształach augitu diopsydowego. Stopień przeobrażenia plagioklazów jest dość znaczny, przy czym drobne ziarna są często prawie całkowicie zsercytyzowane. Ksenomorficzny kwarc pojawia się sporadycznie, wypełniając niewielkie zakątki między plagioklazami i minerałami ciemnymi. Augit diopsydowy tworzy większe lub mniejsze słupki,

rzadziej ksenomorficzne ziarna, poprzerastane biotytem i zwyczajną hornblendą. Wykazuje on polisyntetyczne zbliżenia i łupliwość według (100). Różnej wielkości postrzępione blaszki kasztanowobrunatnego biotyty, z wrostkami apatytu, cyrkonu i augitu, rozmieszczone są dość równomiernie i wykazują faliste wygaszanie wywołane deformacjami mechanicznymi. W zupełnie podrzędnych ilościach występuje zielona hornblenda zwyczajna, stanowiąca przynajmniej po części produkt przeobrażenia augitu. Minerale akcesoryczne reprezentowane są przez apatyt, cyrkon, tytanit i tlenki żelaza. Ilościowy skład mineralny diorytoidów podano w tabeli 6.

Tabela 6

Analizy mikrometryczne tonalitów i diorytoidów Mąkolna (% obj.)  
Modes of Mąkolno tonalites and dioritoids (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Numery odśnień — Exposure numbers							
	75	95	119d	296e	109b	205	296h	306a
Kwarc Quartz	19,9	33,1	13,6	18,3	4,4	0,4	13,9	6,3
Plagioklaz Plagioclase	62,6	47,4	32,1	57,1	47,5	41,6	56,5	72,9
(% anortytu) (anorthite per cent)	(27—44)	(48—55)	—	(36—39)	(46—50)	(42—48)	—	(35)
Mikroklin Microcline	0,2	4,2	—	3,2	—	1,4	5,8	6,1
Biotyt Biotite	0,7	12,5	25,4	12,9	36,6	19,0	18,9	8,0
Chloryt Chlorite	0,9	1,3	—	0,8	—	—	0,1	1,1
Hornblenda Hornblende	14,1	0,6	27,6	3,8	2,3	35,6	4,0	5,2
Piroksen Pyroxene	—	—	—	—	8,0	1,1	0,4	—
Apatyt Apatite	0,4	0,2	0,7	0,9	0,7	0,2	0,3	0,2
Cyrkon Zircon	śl.	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	—	0,1
Tytanit Titanite	0,7	—	0,1	—	śl.	0,1	0,1	śl.
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,5	0,3	0,4	2,6	0,4	0,5	—	0,1
Kalcyt Calcite	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Epidot Epidote	—	—	—	0,2	—	—	—	—

Analizy 1—4 — tonality — tonalites, 5, 7, 8 — dioryty kwarcowe — quartz diorites, 6 — dioryt — diorite. Analizy 4 i 7 wykonała Leśniewska (1968) — analyses 4 and 7 from Leśniewska (1968).

Wśród monzodiorytów kwarcowych można wyróżnić zasadniczo trzy odmiany: biotyto-hornblendowe (fig. 8, odsł. 285a, 305b), chloryto-hornblendowe (fig. 8, odsł. 107, 108) i piroksenowo-hornblendowo-biotytowe (fig. 8, odsł. 108b).

*Kwarcowe monzodioryty biotyto-hornblendowe* występują samodzielnie bądź też w stowarzyszeniu z granitami, jak to ma miejsce w odsłonięciu 305 (fig. 8). Megaskopowo są podobne do współwystępujących z nimi skał. Pod mikroskopem wykazują również strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, lecz różnią się słabo kierunkową teksturą. Plagioklaz ma skład andezynu (32–38% An) lub albitu (0–10% An), przy czym ten drugi powstaje kosztem pierwszego. W monzodiorytach kwarcowych nietkniętych albityzacją występuje wyłącznie andezyn, a w silnie przeobrażonych sam albit. Możliwe są również stadia przejściowe, wtedy wtórny albit pojawia się obok andezynu. Andezyn — przeważnie silnie zserycytizowany — jest automorficzny względem mikroklinu, kwarcu i hornblendy. Silnie zmętniały i zserycytizowany jest również albit, przy czym przeobrażenia te dokonały się w stadium przedalbitowym. W plagioklazie spotyka się nieregularne przerosty skalenia potasowego (antypertyt). Mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy, zbliźniaczony według prawa karlsbadzkiego, wypełnia przestrzeń między plagioklazami i minerałami ciemnymi, osiągając niekiedy pokaźne rozmiary. Podobną rolę spełnia nieliczny, ksenomorficzny kwarc. Zwyczajna hornblenda zielona ( $\alpha$   $z/\gamma = 16^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — wyraźnie zielony,  $\gamma$  — bardzo bladezielony) o hipauto- lub ksenomorficznym wykształceniu jest często niejednolicie zabarwiona. Oprócz wrostków minerałów akcesorycznych zawiera przerosty kwarcu, plagioklazu i augitu diopsydowego. Blade i niejednolicie zabarwione ziarna amfibolu stanowią najprawdopodobniej produkty przeobrażenia augitu diopsydowego. Brunatny biotyt uległ w mniejszym lub większym stopniu przeobrażeniu w zielonkawy pennin. Stopień przeobrażenia minerałów ciemnych jest wprost proporcjonalny do natężenia procesów albityzacji. W zalbityzowanych monzodiorytach kwarcowych wszystkie minerały ciemne zostały przeobrażone w chloryt lub chloryt i kalcyt. Pseudomorfozy chlorytowe z przerostami tytanitu i leukoksenu powstały po biotycie, a chloryto-kalcytowe z dodatkiem leukoksenu i epidotu po hornblendzie. Cyrkon, apatyt, tytanit, epidot, allanit, piryty i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych. Zluźnienia w monzodiorytach wypełnione są adularem, prehnitem i kalcytem.

*Kwarcowe monzodioryty chloryto-hornblendowe* są mega- i mikroskopowo podobne do wyżej opisanych odmian biotyto-hornblendowych, od któ-

rych różnią się zasadniczo występowaniem penninu, powstałego kosztem brunatnego biotyty. Monzodioryty te są bardzo podobne do typu skał, występujących w rejonie Lasek. Inną mniej istotną cechą omawianych skał jest występowanie silnie zserycytizowanego plagioklazu (przypuszczalnie pierwotnie bardziej zasadowego) obok również silnie zmętniałego i brunatnowoszarego w szlifie albitu, poprzerastanego serycytem. Prążki bliźniacze plagioklazu są często powyginane i uskokowo względem siebie poprzesuwane. Mikropertyt mikroklinowy z plamistym wygaszaniem w szlifie jest miejscami zmętniały i zbrunatniały. Kwarc, ukrywający się w zakątkach między skaleniemi i minerałami ciemnymi, jest czasami silnie nieregularnie spękany i impregnowany prehnitem. Hornblenda zwyczajna ( $\alpha$   $z/\gamma = 14-15^\circ$ ,  $2V\alpha = 76^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — blade lub szarzielony) ma analogiczne wykształcenie jak w monzodiorytach biotyto-hornblendowych. Prążki bliźniacze hornblendy bywają powyginane, a ziarna nieregularnie spękane. Duże blaszki bladezielonkowego penninu, z przerostami tytanitu i epidotu zwyczajnego, zawierają niewielkie relikty brunatnego biotyty.

*Kwarcowe monzodioryty piroksenowo-hornblendowo-biotytowe* napotkano w luźnych blokach na zachód od szosy Mąkolno—Złoty Stok. Mega- i mikroskopowo są one podobne do diorytów z odsłonięcia 109a (fig. 8), od których różnią się obecnością dość znacznych ilości skalenia potasowego i hornblendy zwyczajnej. Pod mikroskopem opisywane monzodioryty wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, nierównoziarnistą, miejscami monzonitową i teksturę bez wyraźnych znamion kierunkowości. Plagioklaz, kwarc, hornblenda, biotyt i augit diopsydowy tworzą drobne i duże ziarna. Plagioklaz o składzie andezynu (48% An) ma przeważnie hipautomorficzne wykształcenie. Fenokryształy andezynu są poikilitowo poprzerastane drobnymi wrostkami biotyty, augitu i rzadziej hornblendy. Małe kryształy plagioklazu okazują się automorficzne względem hornblendy, którą często poikilitowo przerastają. Ksenomorficzny mikroklin tworzy duże kryształy, powszechnie poprzerastane drobnymi wrostkami plagioklazu, biotyty, augitu i zwyczajnej hornblendy. Kwarc miejscami spełnia podobną rolę jak mikroklin. Hipautomorficzne słupki augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 36^\circ$ ,  $2V\gamma = 56^\circ$ ) zbliźniaczone według (100) są często poobrastane i poprzerastane hornblendą, która częściowo powstaje kosztem piroksenu. Duże na ogół ksenomorficzne ziarna hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$   $z/\gamma = 13^\circ$ ,  $2V\alpha = 68^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — zgniłzielony,  $\gamma$  — szarzielony) poprzerastane są hipautomorficznym plagioklazem, biotytem i augitem. Drobne ksenomorficzne słupki

tego minerału tworzą wrostki w mikroklinie. Kryształy hornblendy i augitu skupiają się czasami w zwarte wypowate zespoły. Błaski [bladobrunatnego biotyty wykazują często deformacje mechaniczne i fałiste wygaszanie światła. Apatyt, cyrkon, tytanit i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych, Analizy mikrometryczne diorytoidów zestawiono w tabeli 7.

Przy zakręcie szosy Łaski—Mąkolno, zwracającej się na NNE, występują różowoszare średnioziarniste monzonity kwarcowe z różowymi fenokryształami skałeni powyżej 5 mm średnicy. Pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i bezładną teksturę. Mają analogiczny, jak inne granitoidy, ja-

kościowy skład mineralny, a różnią się tylko ilościową dominacją mikropertytu mikroklinowego nad plagioklajem o składzie albitu (0% An), ubóstwem kwarcu i występowaniem penninu zamiast biotyty. Megaskopowo różowe skałenie okazały się pod mikroskopem albitami w szlifie zawsze silnie zmętniałymi, zbrunatniałymi i przetkanymi łuseczkami serycytu. Mikropertyt mikroklinowy tworzy różnej wielkości ziarna z wrostkami albitu, hornblendy zwyczajnej i penninu. Miejscami mikropertyt jest zmętniały i oliwkoszary w szlifie. Na ogół wykazuje on ksenomorficzne wykształcenie, a tylko niekiedy okazuje się automorficzny względem kwarcu, który ukrywa się między skałeniami i minerałami ciemnymi. Hipautomor-

Tabela 7

Analizy mikrometryczne syenitoidów i diorytoidów Mąkolna (% obj.)  
Modes of Mąkolno syenitoids and dioritoids (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Numery odsłoneń — Exposure numbers												
	98a	101a	115a	305i	107a	108b	109a	112b	285a	297b	303b	303c	305b
Kwarc Quartz	8,9	11,8	8,9	8,5	2,7	6,0	8,2	12,8	8,2	8,1	8,4	6,1	7,2
Plagioklaz Plagioclase	36,0	32,6	29,2	28,9	43,5	31,8	36,1	39,7	43,3	51,9	39,8	52,8	56,5
(anortyt %) (anorthite per cent)	(0)	—	—	—	albit	(48)	(48)	(39—44)	—	(40—42)	(46)	(36—50)	(32—38)
Mikroklin Microcline	41,0	29,3	25,0	16,9	16,9	11,8	6,0	20,2	15,5	16,5	7,1	7,3	13,0
Biotyt Biotite	—	—	5,4	13,8	—	21,2	22,1	14,1	9,2	13,9	17,3	10,8	9,5
Chloryt Chlorite	8,8	7,4	1,3	5,5	14,7	—	—	0,3	3,7	0,2	—	—	3,3
Hornblenda Hornblende	4,2	16,9	28,6	24,8	16,6	18,3	22,5	10,3	19,0	4,6	23,3	21,3	9,2
Piroksen Pyroxene	—	—	—	—	—	9,8	2,7	0,8	—	2,8	2,9	0,2	—
Apatyt Apatite	0,1	0,3	0,3	0,5	0,6	0,4	1,3	0,7	0,3	0,1	0,5	0,5	0,5
Cyrkon Zircon	0,1	śl.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	śl.	śl.	0,1
Tytanit Titanite	0,5	1,2	0,8	0,6	1,7	śl.	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0,5	0,2
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,4	0,1	0,4	0,2	2,1	0,6	0,6	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5
Kalcyt Calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—
Epidot Epidote	—	0,4	—	0,2	1,1	—	—	—	0,2	1,0	—	—	—

Analizy 1—4 — monzonity kwarcowe — quartz monzonites, 5 — monzodioryt — monzodiorite, 6—13 — monzodiorty kwarcowe — quartz monzodiorites. Analizę 10 wykonała Leśniewska (1968) — analysis no. 10 from Leśniewska (1968).



ficzne słupek zwyczajnej hornblendy zostały dotknięte procesami wtórnych przeobrażeń z wydzieleniem kalcytu i penninu. Pseudomorfozy penninu po biotycie poprzerastrane są tytanitem, leukoksenem i epidotem zwyczajnym. Monzonity kwarcowe wykazują wyraźne objawy tektonicznego zaangażowania, wyrażające się w spękaniu skały, albitu i hornblendy i powyginaniu blaszek penninu. Spękania wypełnione są niekiedy adularzem i kalcytem. Apatyt, cyrkon, tytanit, tlenki żelaza, leukoksen i epidot zwyczajny tworzą najczęściej wzrostki w minerałach ciemnych. Analizy mikrometryczne monzonitów kwarcowych podano w tabeli 7.

Różowawe granitoidy występują ponadto w odsłonięciach 96 i 97 (fig. 8).

Enklawy, występujące w granitoidach Mąkolna, mają zwykle kształty płyciaste lub bryłowe. Grubość enklaw płyciastych waha się od kilku do kilkudziesięciu milimetrów, a średnica enklaw bryłowatych nie przekracza 10 cm. Z petrograficznego punktu widzenia enklawy omawianego obszaru można podzielić na amfibolitowe, gnejsowe i hornfelsowe.

Enklawy amfibolitowe są ciemnoszarymi, drobno- lub średnioziarnistymi skałami ostro kontaktującymi z otaczającymi je granitoidami. Enklawy średnioziarniste (fig. 8, odsł. 114a) zbudowane są z przylegających do siebie ziarn hornblendy ( $\alpha$  z  $\gamma = 14^\circ$ ;  $\alpha$  — bladezielonkawożółty,  $\beta$  — zgniło- lub trawiazielony,  $\gamma$  — bladoniebieskawozielony;  $2Va = 72-75^\circ$ ) poprzerastranych plagioklazem. Enklawy drobnoziarniste mają skład zbliżony do średnioziarnistych (fig. 8, odsł. 306) lub bardziej urozmaicony (fig. 8, odsł. 309). Enklawy z odsłonięcia 309 otoczone są jasnymi i ciemnymi strefami. Ujawniają one strukturę grano-nematoblastyczną i kierunkową teksturę. Głównymi składnikami tych enklaw są minerały ciemne, wśród których dominuje hornblenda zwyczajna ( $\alpha$  z  $\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — szarozielony), a augit diopsydowy ( $\alpha$  z  $\gamma = 39^\circ$ ) i kasztanowobrunatny biotyt zajmują dalsze miejsca. Mineraleom tym towarzyszą ksenoblasty plagioklaz i kwarcu. Jaśniejsze, grubiej ziarniste strefy kontaktujące z enklawami amfibolitowymi mają identyczny z nimi jakościowy skład mineralny. Jasne zabarwienie tych stref wywołane jest obecnością dużych ilości augitu, a małych — hornblendy. Ciemniejsze strefy o ziarnie większym od amfibolitu, a mniejszym od jasnych stref i granitoidu, złożone są głównie z biotyty i towarzyszących mu kryształów hornblendy zwyczajnej, plagioklaz i kwarcu. W otaczającym granitoidzie występują bardzo liczne mikroenklawy o nieregularnych kształtach, zbudowane z gęstej tkaniny kryształów hornblendy zwyczajnej lub agregatów augitowo-hornblendowych. Opisane enklawy

stanowią rozdrobnione i zrekrystalizowane fragmenty amfibolitów.

Enklawy gnejsowe reprezentowane są przez paragnejsy augitowo-hornblendowo-biotytowe (fig. 8, odsł. 303a) i biotytowe (fig. 8, odsł. 304c, 338). Pierwsze z wymienionych tworzą zgranityzowane i rozplynięte w granitoidzie drobnoziarniste wkładki o strukturze granoblastycznej i kierunkowej teksturze. Enklawy te mają jakościowo identyczny z granitoidami skład mineralny, a różnią się od nich mniejszym udziałem kwarcu i mikroklinu, a większym — minerałów ciemnych. Enklawy o charakterze paragnejsów biotytowych ujawniają strukturę lepido-granoblastyczną i teksturę smużycie równoległą, wywołaną występowaniem jasnych lamin kwarcowo-mikroklinowo-plagioklazowych i ciemnych smug biotytowych. Paragnejsy biotytowe przechodzą w średnioziarniste hornfelsy zbudowane z kwarcu, andezynu (34—36% An), mikroklinu, brunatnego biotyty oraz kordierytu i syllimanitu.

Bryłowe enklawy hornfelsów piroksenowych (fig. 8, odsł. 338B/70) są ciemnoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o strukturze poikilgranoblastycznej i kierunkowej teksturze, wywołanej równoległym ułożeniem słupek hiperstenu. Zbudowane są one głównie z labradoru (ok. 61% An) i hiperstenu ( $2Va = 50-56^\circ$ ) oraz podrzędnych ilości kwarcu, czerwobrunatnego biotyty i bladezielonkawego aktytolitu. Labrador obfituje w robaczkowe wzrostki hiperstenu. Ten ostatni tworzy ponadto większe ziarna pleochroiczne w zielonkawych i brunatnawych odcieniach. Aktytolit pojawia się w pobliżu żyłek biotytowo-mikroklinowo-kwarcowo-plagioklazowych przecinających enklawy hornfelsowe.

W kamieniołomie przy drodze do Chwalisławia (fig. 8, odsł. 338) napotkano ponadto ciemnoszare, drobnoziarniste skały, które przypuszczalnie stanowią również drobne enklawy w granitoidach. Ujawniają one strukturę poikiloblastyczną i bezładną teksturę. Zbudowane są z silnie zserycytizowanego plagioklaz, ortopiroksenu, amfibolu i czerwobrunatnego biotyty. Plagioklaz poprzerastrany jest minerałami ciemnymi, a kwarc — minerałami ciemnymi i plagioklazem. Ortopiroksen tworzy hipautomorficzne słupek lub ksenomorficzne ziarna, częściowo przeobrażone w bladezielonkawy minerał o wysokiej dwójłomności (przypuszczalnie talk) i bladezielonkawu lub oliwkowobrunatny amfibol. Drobne blasty ortopiroksenu skupiają się często w wysepkowate nagromadzenia analogiczne do występujących w skałach odsłonięcia 273 (fig. 10).

W rejonie Mąkolna skały tektonicznie zdeformowane notowane są w szesnastu różnych punktach.

Przeważają wśród nich granitoidy, którym towarzyszą mniejsze wtrącenia skał metamorficznych. Nasilenie deformacji tektonicznych było zróżnicowane. Różnorodne są również produkty metamorfizmu dyslokacyjnego, wśród których wyróżniono skały skatakłazowane, kataklazyty i mylonity. Na skały skatakłazowane składają się granitoidy (fig. 8, odsł. 96–98, 283, 288c), gnejsy (fig. 8, odsł. 117) i hornfelsy (fig. 8, odsł. 110c).

Skatakłazowane granitoidy są ciemno- lub różowoszarymi, najczęściej średnioziarnistymi skałami zbudowanymi z plagioklazą, mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej, biotyty i penninu. Plagioklaz ma skład albitu (0–7% An) lub silnie zsercytyzowanego andezynu. Biotyt w dużej mierze został przeobrażony w pennin. Deformacje mechaniczne najlepiej widoczne są w plagioklazach, hornblendzie i biotycie. W minerałach tych oprócz nieregularności spękań obserwować można deformacje plastyczne, wyrażające się w powyginaniu lametek bliźniaczych plagioklaz, blaszek biotyty i słupek hornblendy. Miejscami minerały granitoidu zostały roztarte na miazgę, w której niekiedy pojawia się epidot zwyczajny. Skatakłazowane granitoidy pocięte są żyłkami albitowymi, adularowo-kalcytowymi i prehnitowymi. W skatakłazowanych granitoidach zaznacza się wyraźny związek przyczynowy między deformacjami mechanicznymi i przeobrażeniami chemicznymi, które spowodowały przebudowę składu mineralnego granitoidów. Zluźnienia powstałe w wyniku deformacji mechanicznych były wykorzystywane przez bogate w sód roztwory hydrotermalne, które penetrując granitoidy powodowały albityzację pierwotnie bardziej zasadowego plagioklazą i penninizację kasztanowobrunatnego biotyty.

Jasnoszare, drobnoziarniste gnejsy skatakłazowane wykazują teksturę kierunkową wywołaną równoległym ułożeniem minerałów ciemnych. Zbudowane są z andezynu (31% An), mikroklinu, kwarcu, brunatnego biotyty oraz wtórnego i pierwotnego (hydrotermalnego) penninu. Lokalnie obserwuje się wąskie strefy kataklastyczne.

Zielonkawoszare, bardzo drobnoziarniste hornfelsy skatakłazowane ujawniają pod mikroskopem strukturę blastopsamitową i słabo kierunkową teksturę. Hornfelsy te w dużym stopniu przypominają utwory kontaktowe występujące w otoczeniu apofizy Barda. Głównymi ich składnikami są ksenoblasty kwarcu i albitu. W mniejszych ilościach występują kryształki mikroklinu, penninu, granatu i łuszczykowo-chlorytowe pseudomorfozy najprawdopodobniej po kordierycie. Kwarc poprzerastany jest drobnymi wrostkami brunatnego biotyty i skalenia potasowego, pennin — wrostkami tytanitu, leukoksenu i epidotu, a pseudomorfozy łuszczykowo-chlorytowe przetkane

są wrostkami kwarcu. Poprzecznie do kierunku zgniesowania hornfelsów biegnie szereg wąskich stref kataklastycznych infiltrowanych adularą. W strefach tych oprócz miazgi kataklastycznej i gniazdowatych skupień adularu występują smugi chlorytowe oraz tytanit i tlenki żelaza.

Katakłazyty (fig. 8, odsł. 76, 98, 101, 107, 114, 116, 282, 293, 296, 304) przedstawiają się jako różowawo-, zielonkawo- lub ciemnoszare, nierównoziarniste skały o strukturze kata- lub porfiroklastycznej i teksturze raczej bezkierunkowej. Skład mineralny kataklazytów jest zależny od rodzaju skał uległych kataklazie. Przeddeformacyjny materiał skalny stanowiły monzonity kwarcowe, monzodioryty, tonality i bliżej nieokreślone granitoidy. Pod mikroskopem można w kataklazytach wyróżnić miazgę mineralną złożoną z ostrokrawędzistych fragmentów kwarcu, skaleni i drobnołuseczkowego chlorytu, pojedyncze ziarna kwarcu i skaleni oraz agregaty kryształów kwarcu, albitu, mikroklinu i chlorytu. Wielkość ziarn miazgi mineralnej waha się w niektórych kataklazytach od około 0,02 do 0,1 mm, a agregatów mineralnych — 1–3 mm. Średnia wielkość pojedynczych kryształów wynosi około 0,5 mm. Składniki grubszej frakcji kataklazytów wykazują deformacje mechaniczne tego samego typu co minerały skatakłazowanych granitoidów. Ilościowy udział drobnoziarnistej miazgi mineralnej i grubszej frakcji jest zmienny. Plagioklaz ma najczęściej skład albitu (0–7% An). W niektórych kataklazytach efekty kataklazy zostały zatarte przez późniejsze procesy hydrotermalne. Nieregularne spękania minerałów zostały zabliznione albitem, chlorytem i kalcytem. Powstanie dwóch ostatnich minerałów jest genetycznie związane z przeobrażeniami minerałów ciemnych, w wyniku których uwalniany był między innymi wapń i magnez. Biotyt ulegał chlorytyzacji, a hornblendy — chlorytyzacji i kalcytyzacji.

Mylonity stowarzyszone są na ogół z innymi produktami metamorfizmu dyslokacyjnego. Towarzyszą one skatakłazowanym monzonitom kwarcowym i kataklazytom (fig. 8, odsł. 98), kataklazytom monzodiorytowym (fig. 8, odsł. 107) oraz skatakłazowanym granitoidom i kataklazytom granitoidowym (fig. 8, odsł. 304). Czasami tylko stanowią samodzielne wystąpienia (fig. 8, odsł. 118). Mylonity są zielonkawoszarymi, niekiedy słabo związłymi skałami z różowawymi skaleniami. Pod mikroskopem ujawniają one porfiroklastyczną strukturę (pl. III 1) i teksturę bez wyraźnych znamion kierunkowego uporządkowania. Tło skalne tworzy zielonkawoszara miazga mylonityczna, dość słabo reagująca na światło sp laryzowane, miejscami silnie impregnowana kalcytem. Zielonkawę zabarwienie miazgi mineralnej spowodowane jest obecnością dużej ilości bladozielon-

kawego w szlifie chlorytu. Oprócz chlorytu niekiedy pojawiają się łuseczki minerałów o nieco większej dwójłomności.

W mylonitycznym tle skalnym tkwią ostrokrawędziste lub zaokrąglone porfiroklasty albitu (0% An), mikroklinu, kwarcu, zielonej hornblendy zwyczajnej i penninu, bądź też agregaty tych minerałów. Porfiroklasty zazwyczaj wykazują silne objawy kataklazy. Pozornie niezdeformowane większe ziarna okazują się przy dokładniejszych badaniach miążgą mineralną. Rozmieszczenie porfiroklastów jest nierównomierne, a ich ilość zmienna. Spękania większych ziarn bywają infiltrowane kalcytem. Ilość kalcytu niekiedy zwiększa się i stanowi on wtedy tło dla zdeformowanych kryształów kwarcu, skaleni lub ich agregatów. Mylonity pocięte są żyłkami albitowymi i prehnitowymi.

## SKAŁY OKOLIC CHWALISŁAWIA

Rejon Chwalisławia (fig. 10) obejmuje SE część arkusza Wojciechowice (Königshain). Badaniami nie objęto gór Ptasznik i Bodak, które były przedmiotem zainteresowania Kuźniarskiego (1968). Granitoidy tego obszaru (fig. 11) reprezentowane są głównie przez granodioryty i monzodioryty kwarcowe. Tonality, dioryty kwarcowe, monzodioryty, granity oraz monzonity kwarcowe pojawiają się sporadycznie.

Granodioryty (fig. 10, odsł. 212, 213, 312, 321, 322, 328, 331, 332) są przeważnie ciemnoszarymi średnioziarnistymi skałami o masywnym wyglądzie. Rzadziej pojawiają się odmiany drobnoziarniste (fig. 10, odsł. 312) i gnejsowate (fig. 10, odsł. 312, 328). W niektórych granodiorytach widoczne są różowe (fig. 10, odsł. 212, 332) fenokryształy skaleni o śred-

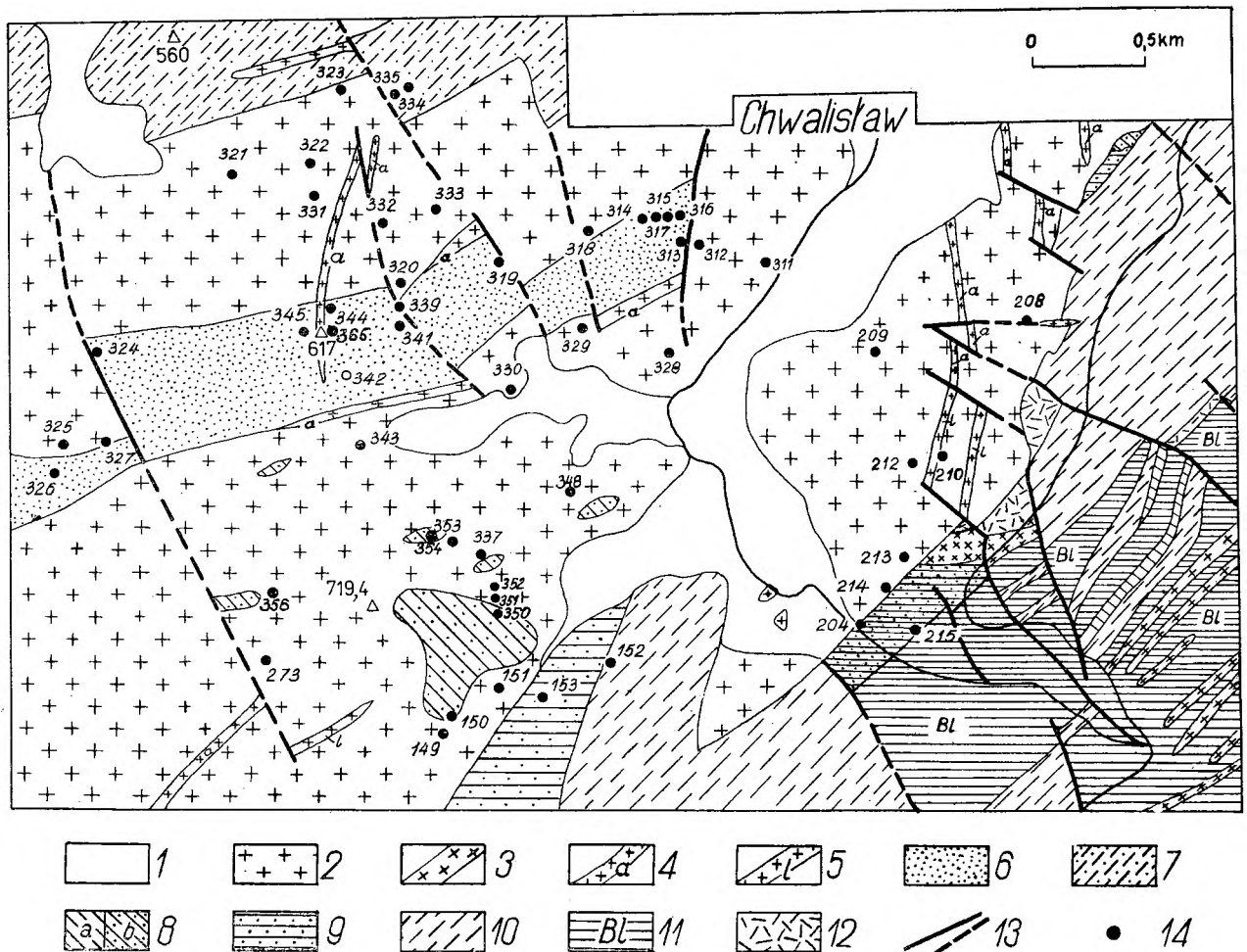


Fig. 10

Geologiczny szkic okolic Chwalisławia (wg Finckha *et al.* 1938 i Finckha, Fischera 1938)

Czwartorzęd: 1 – gliny, piaski i żwiry; górny karbon: 2 – granitoidy, 3 – granity jawornickie, 4 – apłity, 5 – lamprofiry; starszy paleozoik – proterozoik: 6 – hornfelsy kordierytowe, 7 – hornfelsy gnejsowate, 8a – amfibolity, 8b – amfibolity kontaktowo przeobrażone, 9 – łupki mikowe kontaktowo przeobrażone, 10 – gnejsy haniackie, 11 – blastomylonityczne łupki mikowe; 12 – mylonity; 13 – uskoki; 14 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Chwalisław region (after Finckh *et al.* 1938 and Finckh, Fischer 1938)

Quaternary: 1 – loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 – granitoids, 3 – Jawornik granites, 4 – aprites, 5 – lamprophyres; Early Palaeozoic – Proterozoic: 6 – cordierite hornfelses, 7 – gneissic hornfelses, 8a – amphibolites, 8b – amphibolites contact metamorphosed, 9 – mica schists contact metamorphosed, 10 – Haniak gneisses, 11 – blastomylonitic mica schists; 12 – mylonites; 13 – faults; 14 – location of samples

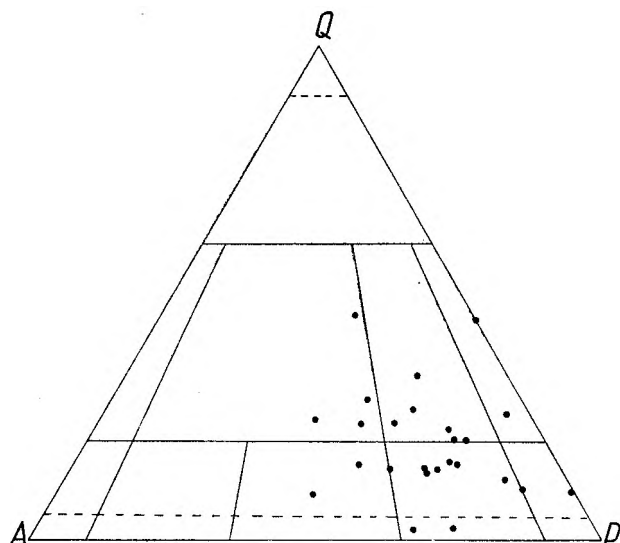


Fig. 11

Stanowisko systematyczne granitoidów Chwalisławia w trójkącie kwarc—skalenie alkaliczne—plagioklaz (QAP)

Systematic position of Chwalisław granitoids in the triangle quartz—alkali feldspars—plagioclase (QAP)

nicy około 1 cm. Pod mikroskopem wykazują one strukturę najczęściej hipautomorfowo-ziarnistą, rzadziej nierównoziarnistą (fig. 10, odsł. 321). Ilościowy skład mineralny granodiorytów podany jest w tabeli 8.

Andezyn (30—48% An) tworzy różnej wielkości hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna, zbliżone najczęściej według prawa albitowego i peryklinowego oraz zawierające wrostki apatyty, biotyty, hornblendy zwyczajnej i augitu diopsydowego. Sporadycznie w andezynie spotyka się okienkowe przerosty skalenia potasowego. Kryształy andezynu są w różnym stopniu zmętniałe i zsercytyzowane. Dość często wykazują one deformacje mechaniczne, takie jak: powyginanie prążków bliźniaczych, nieregularne spękanie ziarn, niekiedy zabliznione kalcytem i chlorytem. Mikroklin i mikropertyt mikroklinowy, zbliżone według prawa karlsbadzkiego i plamiście wygaszające, są w szlifie zmętniałe i oliwkowobrunatno zabarwione. Zawierają one wrostki apatyty, biotyty, hornblendy, augitu diopsydowego i plagioklazu. Ksenomorficzny kwarc wypełnia przestrzenie między skaleniami i minerałami ciemnymi. Zwyczajna hornblenda ( $\angle z/\gamma = 13-19^\circ$ ,  $\Delta = 0,023$ ;  $\alpha$  — bladożółtawy,  $\beta$  — żółtozielony, oliwkowożółty,  $\gamma$  — szarozielony, bladozielony) tworzy hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna, zbliżone pol'syntetycznie według (100). W hornblendzie występują wrostki apatyty, tlenków żelaza, augitu diopsydowego i brunatnego biotyty. Wrostki augitu diopsydowego stanowią często odizolowane od siebie fragmenty jednocześnie wygaszające światło, co przemawia za tym, że pierwotnie tworzyły one jeden krysz-

tał, który w następstwie amfibolizacji został rozczłonkowany na drobne ziarna. Prócz wyżej wymienionych wrostków spotyka się w hornblendzie jeszcze pseudo-morfozy kalcytowo-chlorytowe lub chlorytowo-serpentytowe po bliżej nieokreślonych minerałach. Ziarna hornblendy skupiają się niekiedy w wysepkowate nagromadzenia. Prążki bliźniacze hornblendy bywają niekiedy powyginane. Augit diopsydowy oprócz wrostków w hornblendzie może tworzyć samodzielne, hipautomorficzne słupki ( $\angle z/\gamma = 42-45^\circ$ ) zbliżone wielokrotnie według (100) i nierzadko poprzerastane hornblendą. Hipautomorficzne blaszki jasno-, ciemno- i kasztanowobrunatnego biotyty, dość często powyginane, zostały częściowo przeobrażone w bladozielonkawy pennin i minerał „x”. W roli minerałów akcesorycznych występują apatyt, cyrkon, piryt, tlenki żelaza, tytanit, epidot zwyczajny i allanit. W granodiorycie z odsłonięcia 321 (fig. 10) oprócz augitu występują niewielkie ilości hiperstenu.

W obrębie granitów można wyróżnić dwie podgrupy: ciemnoszare, średnioziarniste oraz jasnoszare, drobnoziarniste.

*Średnioziarniste granity* (fig. 10, odsł. 209, 210) mają strukturę, teksturę i skład mineralny analogiczne jak granodioryty, od których różnią się głównie ilościowymi stosunkami minerałów jasnych. Andezyn (32—48% An) wykazuje niekiedy budowę plamistą lub pasową z obwódkami o składzie oligoklazu (25—27% An) oraz karlsbadzkie zrosty bliźniacze i okienkowe przerosty skalenia potasowego. Mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy, z wrostkami kwarcu, andezynu, biotyty, hornblendy i augitu diopsydowego, jest niekiedy automorficzny względem kwarcu. Hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladożółtawy,  $\beta$  — zgniózielony,  $\gamma$  — jasnozielony), augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 42^\circ$ ) i biotyt (ciemno- lub rdzawobrunatny) mają takie same wykształcenie jak w granodiorytach.

*Drobnoziarniste granity* (fig. 10, odsł. 329, 330d) są bardzo podobne do aplitów, od których różnią się strukturą i składem mineralnym. Wykazują one strukturę hipautomorfowo-ziarnistą. Zasadniczą masę mineralną tych skał stanowią przeważnie ksenomorficzne ziarna kwarcu i mikroklinu oraz hipauto- lub ksenomorficzne kryształy plagioklazu. Plagioklaz ma skład albitu (0—7% An) lub oligoklazu (28% An). Jasnobrunatny biotyt oraz pennin są jedynymi minerałami ciemnymi. Apatyt, cyrkon, tlenki żelaza, piryt, epidot zwyczajny, allanit i tytanit występują w roli składników akcesorycznych.

Obecność tonalitów stwierdzono w dwóch odsłonięciach: na SE od góry Ptasznik (fig. 10, odsł. 149) oraz na NE od góry Bodak (fig. 10, odsł. 320a). Tonality z odsłonięcia 149 są ciemnoszarymi, średnio-

Analizy mikrometryczne granitów, granodiorytów i tonalitów Chwalisławia (% obj.)  
 Modes of Chwalisław granites, granodiorites and tonalites (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Numery odsłoneń — Exposure numbers											
	209	210	329a	330d	212	213	312	321	328	332	149	320a
Kwarc Quartz	19,1	23,8	44,3	22,4	15,2	14,1	28,2	18,4	19,0	12,8	17,2	32,6
Plagioklaz Plagioclase	37,7	37,6	33,9	34,9	41,8	45,9	44,0	42,0	38,7	40,0	48,2	42,2
(anortyt %) (anorthite per cent)	(34—40)	(32)	(7—28)	(0)	(38)	—	(34—42)	(45)	(36)	(39—43)	(39—40)	(39—40)
Mikroklin Microcline	24,9	23,0	20,9	35,0	11,0	10,0	13,9	19,7	14,4	10,2	2,8	—
Biotyt Biotite	10,9	8,9	0,2	1,9	12,6	15,2	0,8	11,0	10,2	14,3	17,9	24,1
Chloryt Chlorite	0,4	0,5	0,4	3,5	1,1	2,1	8,1	—	0,8	—	0,9	—
Hornblenda Hornblende	5,9	4,8	—	—	17,0	11,6	2,2	3,2	14,5	19,4	11,9	—
Piroksen Pyroxee	0,6	0,4	—	—	—	—	—	4,6	0,3	2,4	0,3	—
Apatyt Apatite	0,3	0,2	śl.	0,2	0,6	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,5	0,7
Cyrkon Zircon	śl.	0,1	0,1	0,2	śl.	śl.	0,1	0,1	śl.	0,1	0,1	śl.
Tytanit Titanite	—	—	—	0,3	0,2	0,1	—	—	1,0	0,3	śl.	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,2	0,3	0,1	0,4	0,5	0,7	0,5	0,8	0,7	0,3	0,2	0,4
Epidot Epidote	—	—	0,1	1,2	śl.	—	1,9	—	—	—	—	—
Pseudomorfozy po minerałach nie zidentyfikowanym Pseudomorphs after non identified mineral	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Analizy 1—4 — granity — granites, 5—10 — granodioryty — granodiorites, 11—12 — tonality — tonalites.

ziarnistymi skałami z pewnymi znamionami budowy równoległej, wywołanej zagęszczeniem się minerałów ciemnych. Zbudowane są one z andezynu (39—40% An), mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$  z  $\gamma = 15^\circ$ ) z przerostami augitu diopsydowego oraz czerwono-brunatnego biotytu. Natomiast tonality z drugiego odsłoneńca mają żółtawoszare zabarwienie i prostszy skład mineralny (andezyn, kwarc, biotyt). Ilościowy skład mineralny granitów i tonalitów przedstawiono w tabeli 8.

Dioryty kwarcowe, występujące w dwóch oddalonych od siebie miejscach (fig. 10, odsł. 208, 273),

są zawsze ciemnoszarymi, średnio- lub nierówno-ziarnistymi skałami silnie wzbogaconymi w minerały ciemne. Pod mikroskopem wykazują na ogół strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę niekiedy z pewnymi znamionami kierunkowego uporządkowania wydłużonych skupień minerałów ciemnych. Głównym minerałem jasnym diorytów kwarcowych jest andezyn (39—48% An), tworzący różnej wielkości hipautomorficzne tabliczki lub ksenomorficzne ziarna zbliżone według trzech praw bliźniaczych: albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Wykazują one okienkowe przerosty skalenia potasowego oraz

niespokojne wygaszanie światła, spowodowane niejednorodnością składu (budowa plamista i pasowa) i deformacjami mechanicznymi (powyginanie prążków bliźniaczych). Bardzo często andezyn poprzerastany jest wrostkami apatyty, biotyty i augitu diopsydowego. Ksenomorficzny mikroklin i kwarc zajmują zwykle niewielkie przestrzenie między kryształami andezynu i ciemnymi minerałami. Tylko niekiedy mikroklin osiąga większe rozmiary i zawiera wtedy wrostki plagioklazów i minerałów ciemnych.

Biotyt, augit diopsydowy i amfibol stanowią co najmniej 30% wszystkich minerałów. Najliczniej reprezentowane są blaszki ciemno- lub czerwono-brunatnego biotyty z wrostkami apatyty, cyrkonu i niekiedy również augitu diopsydowego. Są one często powyginane i niekiedy po brzegach przeobrażone (penninizacja). Augit diopsydowy ( $\alpha z/\gamma = 40-44^\circ$ ) tworzy różnej wielkości słupkowato wydłużone kryształy zbliżone według (100). Większe ziarna augitu są płamiście poprzerastane brunatnym biotytem i bładozielonkawym amfibolem, powstającym jego kosztem. Za powyższym przemawiają niewielkie i nieregularne relikty augitu w bładozielonkawym amfibolu. Wśród amfiboli można w zasadzie wyróżnić dwie grupy: amfibole błado, lecz dość wyraźnie zabarwione oraz bezbarwne, nierzadko z zielonkawymi plamkami. Pierwsza grupa ma przypuszczalnie skład hornblendy zwyczajnej, a druga zbliżona jest własnościami optycznymi do szeregu aktynolitu. Hornblenda zwyczajna ( $\alpha z/\gamma = 14-16^\circ$ ;  $\alpha$  — jasnożółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony, zielonkawy,  $\gamma$  — bładozielonkawy) tworzy przeważnie ksenomorficzne ziarna, prawie zawsze zawierające relikty augitu diopsydowego. Niektóre kryształy hornblendy są niejednolicie zabarwione: w obrębie przeważającej barwy zielonej widnieją strefy bezbarwne. Amfibole szeregu aktynolitu tworzą zwykle agregatowe skupienia drobnych ziarn bezbarwnego tremolitu ( $\alpha z/\gamma = 19^\circ$ ) lub bładozielonkawego aktynolitu. Wśród agregatów tremolitowo-aktynolitowych oraz w augitach spotyka się relikty bezbarwnego minerału (piroksen rombowy?) przeobrażonego w zielonkawy serpentyn (przypuszczalnie). W roli minerałów akcesorycznych występują apatyt, cyrkon, tytanit, piryty i tlenki żelaza. Występowanie zwartych skupisk minerałów ciemnych, często kroc o wyglądzie reliktyw skał piroksenowo-amfibolowych, pozwala wiązać genezę diorytów kwarcowych z granityzacją tego typu skał.

Monzodioryty można podzielić na średnio- i drobnoziarniste.

*Monzodioryty średnioziarniste* są różowo- lub ciemnoszarymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze bezkierunkowej. Odmiany różowe (fig. 10, odsł. 318) zbudowane są z plagioklazu,

mikropertyty mikroklinowego, zwyczajnej hornblendy ( $\alpha z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bładożółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — szarozielony) i jasnobrunatnego biotyty. Plagioklaz tych monzodiorytów jest silnie zsercytyzowany i nierzadko również zalbityzowany (albit 0% An). W hornblendzie występują dość często przerosty augitu diopsydowego. W ciemnoszarych, średnioziarnistych monzodiorytach (fig. 10, odsł. 334a) oprócz andezynu (43% An), mikroklinu poprzerastanego licznymi wrostkami (biotytu, augitu diopsydowego, hornblendy i andezynu), biotyty i hornblendy zwyczajnej, występują dość liczne słupki augitu diopsydowego ( $\alpha z/\gamma = 41^\circ$ ) i kwarc. Ten ostatni wypełnia nieliczne drobne przestrzenie. Hornblenda dość często tworzy zwarte skupienia, złożone z dużej ilości różnie zorientowanych, ale stykających się ze sobą, kryształów. Większe ziarna hornblendy bywają sitowo poprzerastane zsercytyzowanym plagioklazem, rzadziej kwarcem. Różowoszare monzodioryty Chwalisławia są bardzo podobne do swych odpowiedników z Lasek i Mąkolna.

*Ciemnoszare drobnoziarniste monzodioryty* (fig. 10, odsł. 332a), w odróżnieniu od poprzednio opisanych, są wyraźnie bogatsze w minerały ciemne, wśród których istotną rolę odgrywa augit diopsydowy. Plagioklaz ma skład andezynu (44–48% An). Hipautomorficzne wykształcenie mają najczęściej augit diopsydowy i ciemnobrunatny biotyt, rzadziej andezyn. Mikroklin, nieliczny kwarc i zielona hornblenda zwyczajna są przeważnie ksenomorficzne. Ta ostatnia zawiera często przerosty augitu diopsydowego. Na minerały akcesoryczne monzodiorytów składają się igielki apatyty, cyrkon, tytanit, piryty i tlenki żelaza.

Monzodioryty kwarcowe z odsłoneń 151c, 311b, 319, 323a, 323c oraz 333a (fig. 10) są mega- i mikroskopowo bardzo podobne do granodiorytów, a z odsłoneń 317 do diorytów kwarcowych tego regionu.

Ciemnoszare średnioziarniste monzonity kwarcowe (fig. 10, odsł. 325, 337b) niekiedy wykazują dość zmienną strukturę. Partie skały wzbogacone w jasne minerały ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, a bogatsze w hornblendę mają strukturę zbliżoną do granoblastycznej. Jaśniejsze partie monzonitów kwarcowych zbudowane są głównie z mikroklinu, silnie zsercytyzowanego andezynu (40% An) oraz stosunkowo mniej licznych ziarn kwarcu, słupków zwyczajnej hornblendy ( $\alpha z/\gamma = 17^\circ$ ;  $\alpha$  — zielonkawożółty,  $\beta$  — zgniozielony,  $\gamma$  — szarozielony), augitu diopsydowego ( $\alpha z/\gamma = 37^\circ$ ) i blaszek kasztanowobrunatnego biotyty. Jasne partie stanowią tło dla stref obfitujących w minerały ciemne. Te ostatnie złożone są na ogół z przylegających do siebie ziarn hornblendy zwyczajnej, poprzerastanych augitem diopsydowym, bio-

tytem, silnie zserycytizowanym plagioklazem i kwarcem. Hornblenda zwyczajna ciemnych stref monzonitów kwarcowych ma zbliżone własności optyczne do amfiboli jasnych partii ( $\angle z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladżółtawy,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — bladżielony). Apatyt, cyrkon, tytanit, piryty i tlenki żelaza występują jako minerały akcesoryczne. Wyniki analiz mikrometrycznych diorytów kwarcowych, monzodiorytów, monzodiorytów kwarcowych i monzonitów kwarcowych podano w tabeli 9.

Enklawy amfibolitowe o soczewkowatych kształtach napotkano na zachód od góry Bodak (fig. 10, odsł. 324). Są to ciemnoszare, drobnoziarniste skały, ostro odgraniczone od otaczających granitoidów. Pod mikroskopem ujawniają strukturę granoblastyczną i kierunkową teksturę, wywołaną prawie równoległym ułożeniem wydłużonych ziarn aktynolitu i blaszek biotyty. Bezbarwny lub bladżielonkawy aktynolit ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ) tworzy bardzo liczne, przeważnie ksenomorficzne kryształy, zbliżone według (100). Niekiedy wykazują one niejednolite zabarwienie (obrzeżenia zielonkawoszare przy bezbarwnych partiach jądrowych). Blaszki oliwkowobrunatnego biotyty, równomiernie rozproszone w całej skale, dość często obrastają ziarna aktynolitu. Przestrzenie między minerałami ciemnymi wypełnione są ksenoblastami kwarcu i andezynu (40—42% An). W granitoidzie otaczającym enklawę, oprócz andezynu (44—51% An), kwarcu, ciemniej zabarwionego biotyty, występują dwa rodzaje amfibolu: amfibol bezbarwny ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ) podobny do aktynolitu enklawy i amfibol bladżielonkawy z przerostami augitu diopsydowego.

W pobliżu ruin zabudowań na SW od góry Ptasznik, wśród bloków granitoidów napotkano skały granitowe z różnej wielkości bryłowatymi enklawami o charakterze hornfelsów piroksenowych (fig. 10, odsł. 273). Większe enklawy to ciemnoszare drobnoziarniste skały o masywnym wyglądzie, które pod mikroskopem wykazują strukturę poikilo-granoblastyczną i teksturę bezkierunkową. Zbudowane są z augitu diopsydowego, aktynolitu, czerwobrunatnego biotyty, andezynu (42% An), mikroklinu ( $2V\alpha = 47 \pm 2^\circ$ ) oraz niedużych ilości kwarcu. Augit tworzy krótkie pękate słupki, zbliżone według (100), które oprócz łupliwości (110) wykazują gęstą łupliwość (100). Bardzo często augit jest poprzerastany i poobrastany czerwobrunatnym biotytem. Czasami można spotkać w augicie wrostki piroksenu rombego. Oliwkowozielony amfibol jest ściśle związany z augitem, którego kosztem zdaje się powstawać (obrasa on i wnika zatokowo w augit diopsydowy). Spotyka się również większe ziarna amfibolu, z drobnymi nieregularnymi przerostami augitu, które stanowią naj-

prawdopodobniej relikty. Sporadycznie pojawiają się większe ziarna amfibolu lub ich niewielkie nagromadzenia. Hipauto- lub ksenomorficzne blaszki czerwobrunatnego biotyty, nierzadko powyginane i faliście wygaszające, zawierają wrostki augitu diopsydowego, plagioklazu i apatyty. W skale ponadto można spotkać wysepkowate agregaty złożone z izometrycznych ziarn bezbarwnego i optycznie ujemnego piroksenu rombego. Skupienia piroksenu rombego o analogicznym wykształceniu opisano w enklawie z odsłonięcia 338 (fig. 8). Polisyntetycznie albitowo i peryklinowo zbliżony andezyn zawiera najczęściej wrostki apatyty, rzadziej czerwobrunatnego biotyty. Jego prążki bliźniacze są niejednokrotnie powyginane. Ksenoblastyczny mikroklin obfituje w poikiloblastyczne wrostki apatyty, biotyty i plagioklazu.

Drobne enklawy różnią się od poprzednio opisanych faliście równoległą teksturą, lepido-granoblastyczną strukturą i składem mineralnym. Nie stwierdzono w nich obecności mikroklinu i wysepkowatych skupień piroksenu rombego. Augit diopsydowy ( $2V\gamma = 55 \pm 2^\circ$ ) tych enklaw tworzy drobne słupkowato wydłużone blasty w szlifie często brunatnoszare od gęsto rozsianych punkcikowych wrostków. Kryształy augitu, po brzegach często zuralizowane, wykazują zrosty bliźniacze według (100). Bladżielonkawy aktynolit, wyraźnie ustępujący augitowi, wykształcony jest w postaci na ogół drobnych ksenoblastów, czasami skupionych w wysepkowate nagromadzenia. Większe kryształy aktynolitu zawierają niekiedy przerosty bezbarwnego hiperstenu ( $2V\alpha = 51,5 \pm 2^\circ$ ). Hipersten przeobraża się w brunatnawy, dość wysoko dwójłomny minerał. Plagioklaz ma skład andezynu (42—45% An), a biotyt jest w szlifie czerwobrunatny. Apatyt, cyrkon, piryty i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

Na południowy-wschód od kościoła w Chwalisławiu w granitach napotkano enklawy ciemnoszarych bardzo drobnoziarnistych hornfelsów piroksenowych o strukturze grano-diablastycznej i bezkierunkowej teksturze (fig. 10, odsł. 209). Zbudowane są one głównie z plagioklazu i augitu diopsydowego oraz mniejszych ilości kwarcu, bladżielonkawego amfibolu i cynamonowobrunatnego biotyty. Dość zasadowy plagioklaz, zbliżony polisyntetycznie według prawa albitowego, bardzo często jest diablastycznie poprzerastany augitem diopsydowym, rzadziej poikiloblastycznie kwarcem. Plagioklaz w dużej części został przeobrażony w bezbarwny, dość grubośluzkowy łyszczyk. Augit diopsydowy i kwarc mogą tworzyć większe samodzielne blasty. Bladżielonkawy amfibol, wykazujący często włóknistą budowę, wypełnia szczeliny przecinające skałę bądź też powstaje kosztem augitu. W roli minerałów akcesorycznych wystę-



Analizy mikrometryczne syenitoidów i diorytoidów Chwałisiawia (% obj.)  
 Modes of Chwałisiaw syenitoids and dioritoids (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	325	337b	151c	311b	317	318	319	323a	323c	332a	333a	208	273
Kwarc Quartz	5,3	10,3	8,8	7,9	6,4	0,9	8,3	10,0	6,6	1,0	8,5	7,2	5,3
Plagioklaz Plagioclase	26,5	35,1	39,4	38,0	40,5	44,8	38,9	43,6	23,2	28,7	37,6	56,8	50,5
(anortyt %) (anorthite per cent)	(40)	(43—48)	(36—38)	(42—45)	(46—55)	—	(40—43)	(40—46)	(44—48)	(44—48)	(39—44)	(39)	(42—48)
Mikroklin Microcline	27,2	24,6	10,7	14,7	5,8	15,4	14,9	16,7	12,3	14,0	12,8	6,1	0,7
Biotyt Biotite	4,8	16,3	17,2	19,3	21,5	12,6	20,8	15,3	14,9	17,5	15,6	16,8	24,1
Chloryt Chlorite	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—
Hornblenda Hornblende	35,0	11,1	22,6	17,4	15,1	18,9	14,9	13,1	38,4	23,1	23,2	6,7	7,7
Piroksen Pyroxene	0,2	1,4	0,6	0,9	9,3	1,6	1,3	0,4	2,7	15,1	1,5	5,5	10,6
Apaityt Apatite	0,4	0,7	0,3	0,2	0,7	0,4	0,4	0,5	0,8	0,4	0,4	0,6	0,4
Cyrkon Zircon	śl.	śl.	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	śl.	śl.	0,1	śl.
Tytanit Titanite	0,6	—	0,2	0,1	śl.	1,3	0,1	śl.	0,4	—	0,1	śl.	śl.
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	śl.	0,5	0,1	0,5	0,5	0,8	0,3	0,2	0,6	0,2	0,3	0,2	0,3
Epidot Epidote	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—
Pseudomorfozy kalcytowo-pemminowe Calcite-pennine pseudomorphs	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pseudomorfozy po minerale nie zidentyfikowanym Pseudomorphs after non identified mineral	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4

Analizy 1—2 — monzonity kwarcowe — quartz monzonites, 3—5, 7—8, 11 — monzodiority kwarcowe — quartz monzodiorites, 6, 10 — monzodiority — monzodiorites, 12—13 — dioryty kwarcowe — quartz diorites.



pują tlenki żelaza, piryt, apatyt i częściowo zleukso-  
ksenizowany tytanit.

W mikrogranitach (fig. 10, odsł. 212) napotkano bardzo drobne, rozpoznawalne dopiero pod mikroskopem, enklawy hornfelsowe zbudowane z kwarcu i oliwkowobrunatnego biotyty. Ziarna kwarcu poprzerażane są poikiloblastycznie wrostkami apatytu, biotyty i bliżej nieokreślonego minerału o igielkowym wykształceniu.

Kataklastyty napotkano w dwóch odsłonięciach położonych przeszło 2 km na wschód od góry Ptasznik (fig. 10, odsł. 204, 214). Jasnozielonkawoszare drobnoziarniste kataklastyty pierwszego odsłonięcia występują w formie skałek na skraju lasu. Pod mikroskopem wykazują one strukturę grano-kataklastyczną i teksturę kierunkową, wywołaną skupianiem się ciemnych minerałów w równoległe smugi. Zbudowane są z kwarcu, mikroklinu, albitu, chlorytu i niewielkich ilości muskowitu. Najliczniej reprezentowane są minerały jasne, dość często nieregularnie spękane i roztarte mniej lub więcej na miazgę. W opisywanych skałach można wyróżnić strefy słabo i silnie skataklastowane, układające się zgodnie z kierunkiem zgnejsowania. W partiach silnie skataklastowanych miazga mineralna dominuje nad wyraźnie zindywidualizowanymi ziarnami kwarcu i skaleni lub ich ostrokrawędzistymi fragmentami. Partie te obfitują zwykle w chloryt i leukoksen.

W odsłonięciu 214 (fig. 10) występują skataklastowane granitoidy i kataklastyty granitoidowe. Pierwsze z wymienionych wykazują strukturę kataklastyczną, miejscami hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę z pewnymi znamionami kierunkowego uporządkowania składników. Mikropertyt mikroklinowy, albit i kwarc zostały w mniejszym lub większym stopniu zdeformowane (typ deformacji analogiczny jak w uprzednio opisanych kataklastytach). Brunatnawy biotyty, w znacznej mierze przeobrażony w pennin, jest często powyginany i faliście wygasza wtedy światło. W opisywanych skałach spotyka się poza tym łyszczykowo-chlorytowe pseudomorfozy, o słupkowatych niekiedy zarysach, przypuszczalnie po hornblendzie. Powstałe w wyniku deformacji zluźnienia infiltrowane były hydrotermalnym albitem. Kataklastyty granitoidowe różnią się od skataklastowanych granitoidów strukturą porfiroklastyczną, bezkierunkową teksturą i przewagą miazgi kataklastycznej nad słabiej zdeformowanymi ziarnami kwarcu, mikroklinu, albitu i biotyty lub ich agregatami.

Na południowy-zachód od kościoła w Chwalisławiu, przy drodze polnej, natrafiono na zielonkawoszare drobnoziarniste granitoidy (fig. 10, odsł. 313) z wąskimi strefami kataklastycznymi. Granitoidy te, o

strukturze hipautomorfowo-ziarnistej, miejscami monzonitowej i teksturze bezkierunkowej, zbudowane z mikropertyty mikroklinowego, albitu (ok. 7% An), kwarcu i pseudomorfoz penninu po biotycie, są bardzo podobne do mikrogranitoidów tego obszaru. W strefach kataklastycznych tych granitoidów pojawia się drobnoziarnista miazga mineralna skupiona najczęściej w smugi.

Kuźniarski (1968) wyróżnił w rejonie góry Bodak granitoidy średnio- i drobnoziarniste oraz porfirowate, a w otoczeniu góry Ptasznik — granitoidy skontaminowane i gnejsowate. Granitoidom tym towarzyszą mikromonzodiority i spessartyty w rejonie góry Bodaki pegmatyty i aplity w otoczeniu góry Ptasznik. Granitoidy góry Bodak reprezentowane są przez średnioziarniste tonality (fig. 10, odsł. 320a, 339b), skontaminowane monzodiority kwarcowe (fig. 10, odsł. 343a) i monzodiority (fig. 10, odsł. 345a) oraz drobnoziarniste granity (fig. 10, odsł. 341d, 343c). Granitoidy porfirowate (fig. 10, odsł. 342a) mają przypuszczalnie skład granitów.

Tonality są jasnoszarymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze bezładnej, zbudowanymi z andezynu (jądro 46% An, obwódka 33—36% An), kwarcu i jasnobrunatnego biotyty.

Skontaminowane monzodiority kwarcowe mają ciemnozielone zabarwienie i strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, miejscami grano-diablastyczną oraz bezkierunkową teksturę. Obfitość minerałów ciemnych wywołana jest obecnością mikroksenolitów zbudowanych z przerastających się ksenoblastów amfibolu i biotyty. Mikroksenolity nie mają ostrych zarysów. Przechodzą one stopniowo w skałę magmową o składzie: andezyn (33—46% An), mikroklin, kwarc, hornblendy zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 18^\circ$ ,  $\Delta = 0,024$ ) z relikdami augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 43^\circ$ ) i brunatny biotyty.

Monzodiority o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze bezkierunkowej zbudowane są z andezynu (jądro 40—48% An, obwódka 28% An), mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej ( $\angle z/\gamma = 15^\circ$ ,  $\Delta = 0,025$ ), niekiedy z relikdami augitu diopsydowego i brunatnego biotyty.

Drobnoziarniste granitoidy o szarym zabarwieniu ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą z przejściami do pansenomorfowo-ziarnistej i teksturę bezładną lub słabo kierunkową. Skład mineralny tych skał jest zmienny. Wśród drobnoziarnistych granitoidów pewną odrębność wykazują skały o składzie granitów (fig. 10, odsł. 341d). Zbudowane są one z mikroklinu niekiedy pertytowego, plagioklastu (jądro 32% An, obwódka 10—16% An), kwarcu i biotyty. W ciemniej zabarwionych granitach (fig. 10, odsł.

343c) o wyraźnie kierunkowej teksturze, oprócz plagioklaz (25–42% An), mikroklinu, kwarcu, brunatnego biotyty, występuje hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 16-19^\circ$ ) niekiedy zawierająca relikty augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 42-44^\circ$ ). Augit diopsydowy może tworzyć samodzielne ziarna otoczone wąskimi obwódkami amfibolowymi. Plagioklasy tych granitów wypierane są miejscami przez mikroklin, który zatokowato wgryza się w skałenie sodowo-wapniowe. Proces ten jest niekiedy tak zaawansowany, że w dużych ziarnach mikroklinu spotyka się już tylko niewielkie relikty silnie zsercytyzowanego lub zmyrmekityzowanego plagioklaz.

Granitoidy porfirowate (fig. 10, odsł. 342a) bogatsze są w mikroklin, który tworzy duże ziarna zamknięte w sobie inne minerały (andezyn, amfibol, kwarc, biotyt). Plagioklaz tych granitoidów ma skład andezynu (40% An) z oligoklazem w obwódce (29% An). Niekiedy wykazuje on znamiona protoklasy (zabliźniony jest kwaśniejszym plagioklazem) i metasomatycznego wypierania przez mikroklin. Hornblenda zielona ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ,  $\Delta = 0,024$ ) tworzy słupkowate ziarna, często zbliźniane według (100) i poprzerastane cynamonowobrunatnym biotytem, kwarcem, plagioklazem i augitem diopsydowym ( $\angle z/\gamma = 43^\circ$ ,  $\Delta = 0,026$ ).

W otoczeniu góry Ptasznik Kuźniarski (1968), wyróżnił tonalidy skontaminowane materiałem amfibolowym i hornfelsowym.

Tonality skontaminowane materiałem amfibolowym (fig. 10, odsł. 337, 348, 352,) są ciemnoszarymi średnioziarnistymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze niekiedy słabo kierunkowej. Skład mineralny tych skał przedstawia się następująco: andezyn (39–48% An) często o normalnej budowie pasowej zbliźniony według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego, mikroklin, kwarc, bladzielonkawy amfibol ( $\angle z/\gamma = 20^\circ$ ) z relikdami piroksenu, zielona hornblenda ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ;  $\alpha$  – żółtozielony,  $\beta$  – oliwkowy,  $\gamma$  – ciemnooliwkowozielony), hipersten ( $\Delta = 0,018$ ,  $2V\alpha = 50-55^\circ$ ) i kasztanowobrunatny biotyt. W tonalitach tych występują „rozpływające się” ksenolity zbudowane z bladobrunatnego biotyty i drobnołuseczkowych agregatów serycytych.

Tonality skontaminowane materiałem hornfelsowym (fig. 10, odsł. 356b) różnią się od poprzednich barwą (jasnoszare), teksturą (beładna) i składem mineralnym. Oprócz przeważającego andezynu (30–44% An) i kwarcu zawierają one cynamonowobrunatny biotyt i kordieryt. Ten ostatni tworzy przeważnie duże ziarna z wrostkami biotyty i kwarcu, mniej lub więcej przeobrażone w pinit i prazjolit. Nieregularnie rozmieszczony biotyt tworzy lokalnie większe na-

gromadzenia wokół drobnych ksenolitów, zbudowanych z zielonkawooliwkowego biotyty i bliżej nieokreślonego minerału (amfibol?) o pręcikowym wykształceniu. Gnejsowate granitoidy z otoczenia góry Ptasznik mają skład tonalitów (fig. 10, odsł. 350d, 351b) i granodiorytów (fig. 10, odsł. 354a) o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej, nierównoziarnistej i teksturze słabo kierunkowej. W budowie tych skał biorą udział: andezyn (30–47% An) o normalnej budowie pasowej z objawami proto- i kataklazy, mikroklin, kwarc, ciemnobrunatny biotyt, hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 16-17^\circ$ ) z relikdami augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 41-42^\circ$ ) i augit diopsydowy.

#### SKAŁY OKOLIC JASZKOWEJ I DROSKOWA

Granitoidy Jaszkowej (fig. 12) i Droszkowa (fig. 13) odsłaniają się wzdłuż i po obu stronach szosy Jaszkowa–Droszków. Reprezentowane są one głównie przez monzodioryty kwarcowe, granodioryty i tonalidy oraz mniej liczne granity, monzonity kwarcowe i dioryty kwarcowe (fig. 14).

Granodioryty w obrębie wsi Jaszkowa Górna występują na północny wschód od kościoła w tej miejscowości (fig. 12, odsł. 145, 156). Natomiast granodioryty Droszkowa zlokalizowane zostały po obu stronach drogi, na północny wschód od kościoła w tej miejscowości (fig. 13, odsł. 148, 155). Odsobnione odsłonięcie granodiorytów napotkano przy drodze bocznej jeszcze w obrębie Jaszkowej Górnej, ale już bliżej Droszkowa (fig. 13, odsł. 147).

Granodioryty te są ciemnoszarymi, tylko lokalnie różowawymi, średnioziarnistymi skałami o masywnym na ogół wyglądzie. Sporadycznie spotykane są odmiany z pewnymi znamionami tekstury równoległej (fig. 15, odsł. 155). Pod mikroskopem ujawniają one strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i przeważnie beładne ułożenie minerałów nieizometrycznych. Wyjątek od tej reguły stanowi granodioryt z Droszkowa (fig. 15, odsł. 155), w którym minerały ciemne skupiają się w równoległe smugi. Ilościowy skład mineralny omawianych granodiorytów i pozostałych skał podają tabele 10 i 11.

Dominującym minerałem jasnym jest andezyn (30–48% An) wykształcony w postaci hipauto- i ksenomorficznych ziarn zbliźnionych według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. W szlifie jest on w różny sposób zmętniały i zsercytyzowany. Często wykazuje deformacje mechaniczne, takie jak: nieregularne spękanie ziarn, powyginięcie i uskokowe poprzesuwanie prążków bliźniaczych. Spękania wypełnione są niekiedy kalcytem, tytanitem i adulem. Andezyn poza tym może wykazywać normalną budowę pasową i zawierać wrostki drobnych

białek biotytu. Często jest on automorficzny względem hornblendy i biotytu. Mikroklin i mikropertyt mikroklinowy tworzą różnej wielkości przeważnie ksenomorficzne ziarna z wrostkami andezynu, biotytu i hornblendy. Tylko niekiedy okazuje się on

automorficzny względem kwarcu. Ksenomorficzny kwarc o falistym wygaszaniu wypełnia przestrzeń między skaleniami i minerałami ciemnymi. Hornblenda zwyczajna ( $\alpha$   $z/\gamma = 11-17^\circ$ ;  $\alpha$  – oliwkowo- lub zielonkawożółty,  $\beta$  – ciemnozielony,

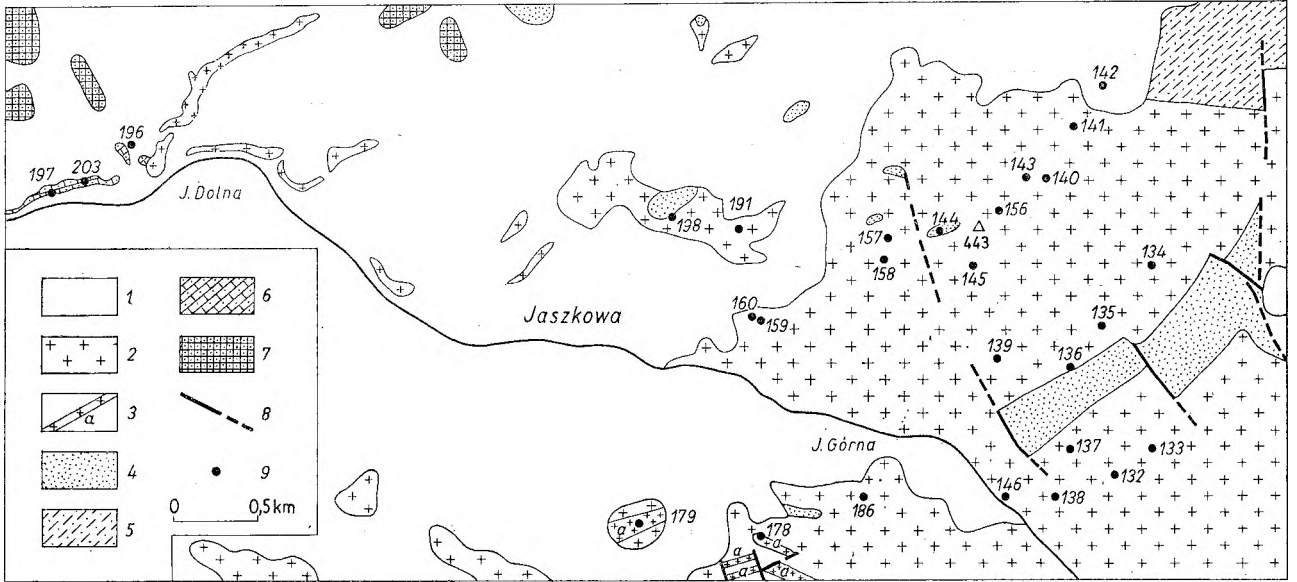


Fig. 12  
Geologiczny szkic okolic Jaskowej (wg Finckha et al. 1938)

Czwartorzęd: 1 – gliny, piaski i żwiry; górny karbon: 2 – granitoidy, 3 – apłity; starszy paleozoik – proterozoik: 4 – hornfelsy kordierytowe, 5 – hornfelsy gnejsowate, 6 – skały węglanowe kontaktowo przeobrażone, 7 – skały wulkaniczne kontaktowo przeobrażone; 8 – uskoki; 9 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Jaskowa region (after Finckh et al. 1938)

Quaternary: 1 – loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 – granitoids, 3 – aplites; Early Palaeozoic – Proterozoic: 4 – cordierite hornfelses, 5 – Igneissic hornfelses, 6 – limestones contact metamorphosed, 7 – volcanic rocks contact metamorphosed; 8 – faults; 9 – location of samples

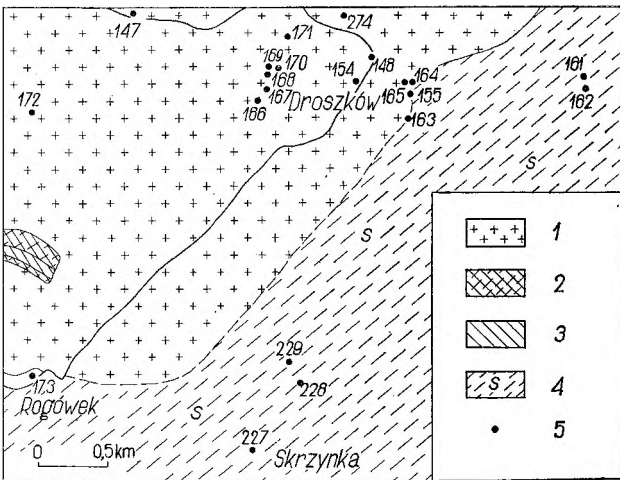


Fig. 13  
Geologiczny szkic okolic Droszkowa

Górny karbon: 1 – granitoidy; starszy paleozoik – proterozoik: 2 – skały mieszane, 3 – amfibolity, 4 – utwory suprakrustalnej serii strońskiej; 5 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Droszków region

Upper Carboniferous: 1 – granitoids; Early Palaeozoic – Proterozoic: 2 – mixed rocks, 3 – amphibolites, 4 – supracrustal Stronie series rocks; 5 – location of samples

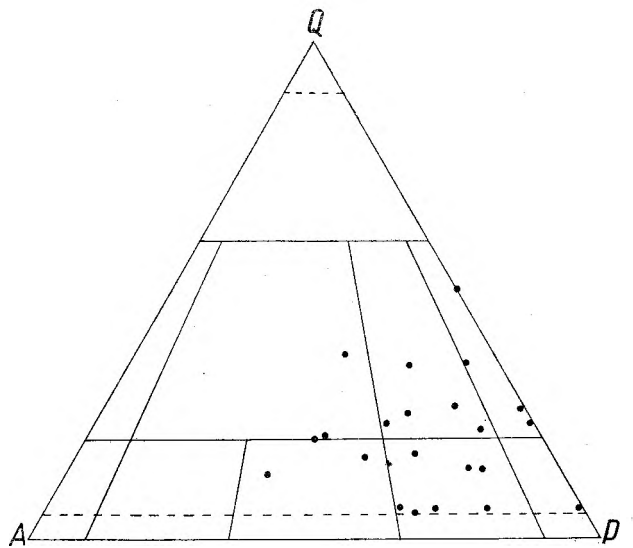


Fig. 14

Stanowisko systematyczne granitoidów Jaskowej i Droszkowa w trójkącie kwarc – skalenie alkaliczne – plagioklaz (QAP)  
Systematic position of Jaskowa and Droszków granitoids in the triangle quartz – alkali feldspars – plagioclase (QAP)

Analizy mikrometryczne granitów, granodiorytów i tonalitów Jaskkowej i Droszkowa (% obj.)  
 Modes of Jaskkowa and Droszków granites, granodiorites and tonalites (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Numery odsłoneń — Exposure numbers											
	141	142a	165a	145	147	148	155	156	137d	164	178c	186
Kwarc Quartz	12,2	14,1	34,4	15,3	28,6	15,1	18,7	19,0	16,7	17,3	27,6	40,5
Plagioklaz Plagioclase	24,5	27,6	34,7	34,3	40,5	45,9	41,3	42,9	54,6	48,8	45,9	41,9
(anortyt %) (anorthite per cent)	—	(0)	(25–40)	—	(36–44)	(38–43)	(38–42)	(38–48)	(46–64)	(39–48)	(35–39)	(38–40)
Mikroklin Microcline	22,3	26,9	23,7	17,1	13,5	7,0	15,9	8,2	0,5	0,7	4,9	0,3
Biotyt Biotite	10,7	—	6,0	12,3	10,1	19,1	13,3	11,5	16,7	23,2	13,8	16,1
Chloryt Chlorite	1,4	14,6	0,1	0,1	—	0,4	1,2	0,2	0,3	—	0,6	—
Hornblenda Hornblende	27,5	14,9	0,6	19,6	6,8	9,1	9,2	16,2	6,4	9,1	6,6	0,5
Piroksen Pyroxene	—	—	—	0,3	śl.	2,1	—	1,2	3,6	—	—	—
Apatyt Apatite	0,4	0,4	0,1	0,5	0,3	0,9	0,3	0,5	1,0	0,4	0,3	0,5
Cyrkon Zircon	0,1	śl.	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	śl.	0,2	0,1	0,1
Tytanit Titanite	0,7	0,5	—	0,2	—	—	—	0,1	—	—	—	—
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	śl.	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1
Epidot Epidote	—	0,8	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Analizy 1–3 — granity — granites, 4–8 — granodioryty — granodiorites, 9–12 — tonality — tonalites.

$\gamma$  — jasno- lub oliwkowozielony) z przerostami augitu diopsydowego i wrostkami apatyty, piryty, kwarcu, plagioklazu oraz biotyty wykształcona jest w postaci hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn, często zbliżonych według (100). Podobnie jak andezyn wykazuje ona deformacje mechaniczne (powyginane słupki, niespokojne wygaszanie światła). Hornblenda niekiedy skupia się w zwarte agregaty złożone z ziarn różnej wielkości, poprzerastane poikloblastycznie kwarcem, plagioklazem i biotytem. Augit diopsydowy ( $\alpha$  z  $\gamma = 40^\circ$ ), niekiedy z łupliwością diallagową, oprócz przerostów z hornblendą może tworzyć samodzielne ziarna. Błaszki jasno- lub kasztanowobrunatnego biotyty, z wrostkami apatyty, cyrkonu, kwarcu i hornblendy, prawie zawsze są powyginane i wykazują wtedy niespokojne wygaszanie. Po brzegach zostały niekiedy schlorytyzowane.

W roli minerałów akcesorycznych występują apatyt, cyrkon, tytanit, tlenki żelaza i piryty.

Granity w okolicy Jaskkowej Górnej występują na północny wschód (fig. 12, odsł. 141, 142a) od opisanych wyżej granodiorytów tej miejscowości. W Droszkowie natomiast napotkano je na północny zachód od granodiorytów występujących po wschodniej stronie drogi Jaskkowa Górna—Droszków (fig. 13, odsł. 165a). Granity można podzielić na równo- i nierównoziarniste. Pierwsze z wymienionych (fig. 12, odsł. 141) są mega- i mikroskopowo podobne do opisanych powyżej granodiorytów tego obszaru. Granity nierównoziarniste wykazują strukturę zbliżoną do porfirowej i bezkierunkową teksturę (fig. 12, odsł. 142a) lub kierunkową (fig. 13, odsł. 165a), wywołaną prawie równoległym ułożeniem minerałów ciemnych. Równoziarniste granity zbudowane są z andezynu

Analizy mikrometryczne syenitoidów i diorytoidów Jaskowej i Droszkowa (% obj.)  
 Modes of Jaskowa and Droszków syenitoids and dioritoids (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Numery odsłoneń — Exposure numbers									
	132	140	134	139	139a	140a	144	154	163	166
Kwarc Quartz	10,5	9,4	3,0	7,4	3,4	11,1	3,1	10,6	2,0	3,4
Plagioklaz Plagioclase	28,5	29,5	38,0	38,8	37,5	37,7	43,3	54,4	27,8	55,9
(anortyt %) (anorthite per cent)	—	(46)	(43)	(38)	(40–48)	(40)	(40)	(30–39)	(36)	(42–49)
Mikroklin Microcline	43,2	19,2	14,7	8,0	19,6	15,5	9,7	12,3	12,5	0,2
Biotyt Biotite	—	12,4	14,0	10,3	18,4	16,3	27,8	16,1	11,4	27,6
Chloryt Chlorite	0,9	0,8	—	—	—	0,6	—	0,3	0,2	0,3
Hornblenda Hornblende	15,9	26,9	23,8	34,6	18,5	18,2	6,5	5,3	45,3	9,0
Piroksen Pyroxene	—	—	5,8	0,5	1,5	—	8,2	0,3	—	1,1
Apatyt Apatite	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,9	0,7	0,3	2,0
Cyrkon Zircon	śl.	0,1	0,1	śl.	śl.	śl.	śl.	śl.	0,2	śl.
Tytanit Titanite	0,2	0,6	śl.	śl.	0,5	0,1	śl.	śl.	—	0,2
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,5	0,6	0,1	0,1	0,3	0,2	0,5	—	0,3	0,3

Analizy 1–2 – monzonity kwarcowe – quartz monzonites, 3–9 – monzodiority kwarcowe – quartz monzodiorites, 10 – dioryty kwarcowe – quartz diorites.

(36–46% An) automorficznego względem kwarcu i skalenia potasowego, mikroklinu lub mikropertytu mikroklinowego, zbliżonego według prawa karlsbadzkiego, kwarcu, hornblendy zwyczajnej ( $\alpha/\gamma = 13–16^\circ$ ;  $\alpha$  – bladeżółtawy,  $\beta$  – zgniłzielony,  $\gamma$  – szarozielony) z przerostami augitu diopsydowego i mechanicznymi deformacjami (powyginane słupki), kasztanowobrunatnego biotyty (blaszki często powyginane) i pseudomorfoz penninu po tym mineralu. W nierównoziarnistych granitach można wyróżnić fenokryształy plagioklazu, hornblendy zwyczajnej i penninu oraz drobnoziarniste tło skalne złożone z kwarcu, skaleni i minerałów ciemnych. W granicie z Jaskowej Górnej (fig. 12, odsł. 142a) plagioklaz ma skład albitu (0% An), a granicie z Droszkowa (fig. 13, odsł. 165a) – andezynu (32–43% An) z oligoklazem w obwódce (25% An). W granicie z Jaskowej występuje hornblenda zwyczajna ( $\alpha/\gamma =$

$16^\circ$ ;  $\alpha$  – bladeżółtawy,  $\beta$  – zgniłzielony,  $\gamma$  – szarozielony) i bladeżółtawy pennin, a w granicie z Droszkowa hornblenda i cynamonowobrunatny biotyt. Blaszki penninu i biotyty są często powyginane. W roli minerałów akcesorycznych pojawiają się apatyt, cyrkon, tytanit i epidot zwyczajny.

Tonality można podzielić na średnio- i drobnoziarniste.

Tonality średnioziarniste występują na południe (fig. 12, odsł. 186) lub południowy-zachód (fig. 12, odsł. 178) od kościoła w Jaskowej Górnej oraz na północny-wschód od kościoła w Droszkowie (fig. 13, odsł. 164), drugie napotkano w blokowisku (fig. 12, odsł. 137) przy skrzyżowaniu dróg polnych na wschód od kościoła w Jaskowej Górnej. Głównym minerałem jasnym średnioziarnistych tonality, o masywnym lub gnejsowatym wyglądzie, jest andezyn (35–48% An) zbliżony polisyntetycznie (wg prawa albitowego

i peryklinowego) i zawierający wrostki apatyty, cyrkonu, biotyty i hornblendy. Drugim z kolei ilościowo ważnym składnikiem jasnym jest ksenomorficzny kwarc, zawierający wrostki apatyty, andezynu i hornblendy zwyczajnej. Gdziekolwiek, wśród wyżej wymienionych minerałów, spotyka się ziarna mikroklinu lub mikropertytu mikroklinowego. Różnej wielkości blaszki cynamonowo- lub jasnobrunatnego biotyty, z wrostkami cyrkonu i apatyty nierzadko powyginane i faliście wygaszające, są dość równomiernie rozmieszczone w całej skale. Ksenomorficzne ziarna hornblendy ( $\alpha$   $z/\gamma = 16^\circ$ ;  $\alpha$  — blade- lub zielonkawożółty,  $\beta$  — bladezielonkawy,  $\gamma$  — oliwkowo- lub szarozielony) zawierają wrostki apatyty, biotyty, augitu diopsydowego, kwarcu i andezynu. Nierzadko skupiają się one w agregaty i wykazują plamiste wygaszenie.

*Tonality drobnoziarniste* (mikrotonality) różnią się od swych odpowiedników średnioziarnistych wyglądem megaskopowym, strukturą i składem mineralnym. Pod mikroskopem wykazują strukturę zbliżoną do porfirowej i bezkierunkową teksturę. Stosunkowo nieliczne fenokryształy labradoru (53% An), biotyty, hornblendy i augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 42^\circ$ ) tkwią w tle skalnym, złożonym z dość dużych kryształów kwarcu poikilitowo poprzerastanych drobnymi listewkami labradoru (50–55% An), blaszkami biotyty i ziarnami hiperstenu. Hipautomorficznie wykształcony labrador, zbliżony według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego, wykazuje niekiedy normalną budowę pasową z jądrem o zawartości 64% An i obwódką andezynową (46% An). W szlifie jest on lokalnie zmętniały i zserycytyzowany. Duże tabliczki labradoru zawierają wrostki brunatnego biotyty i niekiedy również piroksenu. Drobne blaszki kasztanowobrunatnego biotyty są hipautomorficzne, a większe mają zwykle postrzępione brzegi. Kryształy augitu diopsydowego wykazują najczęściej ksenomorficzne zarysy nierzadko z wgłębieniami, przypominającymi zatoki korozyjne. Kryształy te są często poprzerastane i obrośnięte oliwkowozieloną hornblendą, która przynajmniej po części powstaje ich kosztem. Oliwkowozielona hornblenda może tworzyć samodzielne ksenomorficzne ziarna, poprzerastane piroksenem, plagioklazem i kwarcem. Oprócz hornblendy występuje bladezielonkawy aktynolit, niejednokrotnie skupiony w zwarte agregaty. Hipersten wykształcony jest przeważnie w postaci drobnych ziarn o zaokrąglonych zarysach, na ogół dość równomiernie rozproszonych w całej skale. Większe kryształy hiperstenu są słupkowato wydłużone i niekiedy mogą wykazywać zatokowe wgłębienia. Jako minerały akcesoryczne występują cyrkon, apatyt, piryty i tlenki żelaza.

Monzodioryty kwarcowe podzielono na biotytowo-hornblendowe (fig. 12, odsł. 134, 139a, 140a; fig. 13, odsł. 154, 163) i hornblendowo-piroksenowo-biotytowe (fig. 12, odsł. 144).

*Kwarcowe monzodioryty biotytowo-hornblendowe* są ciemnoszarymi średnioziarnistymi skałami, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, niekiedy nierównoziarnistą i zbliżoną do porfirowej. W ostatnim przypadku obserwuje się w tle skalnym większe ksenomorficzne ziarna mikroklinu, poikilitowo poprzerastane andezynem, biotytem, hornblendą zwyczajną i augitem diopsydowym (fig. 12, odsł. 139a). Andezyn (36–48% An) tworzy różnej wielkości, przeważnie hipautomorficzne tabliczki zbliżone polisyntetycznie (albitowo, peryklinowo, karlsbadzko), a w szlifie dość często silnie zmętniały i zserycytyzowany. Ziarna andezynu bywają niekiedy spękane i zatokowo poprzerastane mikroklinem. Miejscami odnosi się wrażenie jakby andezyn był wypierany przez mikroklin. Kwarc ukrywa się wśród przeważających skaleni. Zwyczajna hornblenda ( $\alpha$   $z/\gamma = 15–17^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — oliwkowo- lub zgnięzielony,  $\gamma$  — żółto- lub szarozielony) ma przeważnie postać hipauto- lub nawet automorficznych słupków zbliżonych według (100). Ksenomorficzne ziarna tego minerału wchodzi na ogół w skład wyspowatych nagromadzeń. W hornblendzie spotyka się wrostki i przerosty kwarcu, augitu diopsydowego i biotyty. Oprócz hornblendy występują niekiedy jeszcze (fig. 12, odsł. 139a) skupienia bardzo bladezielonkawego aktynolitu, otoczone ziarnami hornblendy. Augit diopsydowy ( $\alpha$   $z/\gamma = 42^\circ$ ) tworzy czasami samodzielne, słupkowate ziarna, nagromadzające się niekiedy w agregaty otoczone kasztanowo- lub ciemnobrunatnym biotytem.

*Kwarcowe monzodioryty hornblendowo-piroksenowo-biotytowe* to ciemnoszare nierównoziarniste skały, w których można wyróżnić drobnoziarniste tło i tkwiące w nim kilkumilimetrowe ziarna skaleni i minerałów ciemnych. Stosunkowo nieliczne fenokryształy andezynu (ok. 40% An), augitu diopsydowego, hornblendy zwyczajnej i biotyty tkwią w drobniej ziarnistym tle skalnym, złożonym z tych minerałów z dodatkiem kwarcu i mikroklinu. Część niezometrycznych minerałów tła skalnego wykazuje prawie równoległe ułożenie. Andezyn tworzy hipautomorficzne listewki lub rzadziej tabliczki, zbliżone według praw albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego, w szlifie nierzadko silnie zmętniały i zserycytyzowany. Duże tabliczki andezynu, niekiedy z wyraźną budową pasową, zawierają wrostki biotyty i okienkowe przerosty mikroklinu. Andezyn jest automorficzny względem minerałów ciemnych. Mikroklin ma często postać większych ksenomorficznych ziarn, poi-

kilitowo poprzerastanych listewkami andezynu i minerałami ciemnymi. Augit diopsydowy wykształcony jest w postaci hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn, często poprzerastanych hornblendą. Ta ostatnia ( $\alpha$   $z/\gamma = 18^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\beta$  — zgniózielony,  $\gamma$  — szarozielony) zawiera przerosty automorficznego plagioklaz (pl. III 2). Błaszki ciemnobrunatnego biotyty, nierzadko powyginane, są na ogół dość równomiernie rozmieszczone w całej skale. Minerale ciemne skupiają się niekiedy w zwarte wyspekowate nagromadzenia o kształtach dość nieregularnych. Cyrkon, apatyt, tytanit, leukoksen, piryty i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

Dioryty kwarcowe, występujące na zachód od kościoła w Droszkowie (fig. 13, odsł. 166), to ciemnoszare średnioziarniste skały o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i bezkierunkowej teksturze. Głównymi ich składnikami są hipautomorficzne tabliczki andezynu lub labradoru (42—59% An) oraz blaszki jasnobrunatnego biotyty, często powyginane i skupione w zespoły. Biotytowi towarzyszą ksenomorficzne ziarna zielonej hornblendy zwyczajnej, poprzerastanej augitem i kwarcem. Kwarc i augit diopsydowy, w dużym stopniu zuralizowany, występują w podrzędnych ilościach.

W granodiorytach Droszkowa (fig. 12 odsł. 148) i Jaskowej Górnej (fig. 13, odsł. 171) sporadycznie spotykane są płyciaste enklawy o grubości 0,5 do 2 cm. Są to ciemnoszare drobnoziarniste skały, zawierające niekiedy kilkumilimetrowe porfiroblasty skaleni. Pod mikroskopem wykazują najczęściej strukturę granoblastyczną, miejscami porfiroblastyczną i teksturę zbliżoną do kierunkowej. Zbudowane są w zasadzie z andezynu (35—42% An) i jasno- lub ciemnobrunatnego biotyty oraz niewielkich ilości kwarcu i mikroklinu. Drobne ksenoblasy andezynu zawierają wrostki apatytu i brunatnego biotyty, a duże — dodatkowo hornblendy. Prążki bliźniacze andezynu są często powyginane. Równomiernie rozmieszczone blaszki biotyty decydują o ciemnej barwie skały. Kwarc i mikroklin wypełniają niewielkie zakątki między kryształami andezynu i biotyty. Temu ostatniemu towarzyszy niekiedy blado zabarwiona hornblenda zwyczajna. W opisanych enklawach spotyka się poza tym cyrkon, tlenki żelaza i piryty.

Tektonicznie zdeformowane skały, napotymane na północ od szosy Jaskowa Dolna—Jaskowa Górna, wykazują różny stopień mechanicznych odkształceń.

Bładoróżowoszare drobnoziarniste kataklazyty (fig. 13, odsł. 159) zbudowane są z kwarcu, mikroklinu, albitu (0—3% An) i niewielkich ilości brunat-

nego biotyty oraz muskowitu. Pierwotnie były to najprawdopodobniej aplity. Przemawia za tym wygląd megaskopowy, skład mineralny oraz niekiedy dość liczne reliktove partie pierwotnej skały. Kataklazyty wykazują strukturę kata- lub porfiroklastyczną. Miejscami obserwuje się mniejsze lub większe partie skały złożone z drobnoziarnistej miazgi mineralnej, przetkanej ostrokrawędzistymi fragmentami skaleni i kwarcu, które nie zostały w całości rozrtae. Tu i ówdzie zachowały się jednak partie skały w stanie prawie nienaruszonym. Pomiędzy tymi dwoma skrajnymi stanami istnieją rozmaite stadia przejściowe. Albit jest w różnym stopniu zmętniały i przeobrażony (zserycytyzowany). Mikroclin nieznacznie tylko zmętniały zawiera niekiedy wrostki albitu. Kwarc wygasza światło faliście lub mozaikowo.

Mylonity (fig. 12, odsł. 143) przedstawiają się jako zielonkawoszare afanitowe skały z nielicznymi różowymi skaleniami o średnicy około 1 mm. Wykazują strukturę porfiroklastyczną i teksturę bezkierunkową. W ciemnoszarej mylonitycznej miazdze mineralnej, słabo reagującej na światło spolaryzowane, tkwią dość liczne, zmiennej wielkości, przeważnie ostrokrawędziste okruchy kwarcu, mikroklinu, plagioklaz i hornblendy oraz nieco większe agregaty złożone z rozmaitych kombinacji tych minerałów. Zbieżność składu mineralnego mylonitów i występujących na tym obszarze granitoidów pozwala przypuszczać, że pierwsze powstały z przeobrażenia tych ostatnich.

#### SKAŁY POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI MASYWU

Granitoidy Rogówka (fig. 13), Odrzychowic, Żelazna i Marcinowa (fig. 15) oraz Krosnowic (fig. 16) reprezentowane są przez tonality, granodioryty, granity, granity mikroklinowe, monzodioryty, monzodioryty kwarcowe i monzonity kwarcowe (fig. 17). Najczęściej spotykane są granodioryty i tonality, mniej liczne okazują się granity, a pozostałe odmiany pojawiają się sporadycznie.

Tonality (fig. 13, odsł. 173; fig. 15, odsł. 176, 183c, 248s, 249a, c, e, h; fig. 16, odsł. 190a) są na ogół ciemnoszarymi, średnioziarnistymi skałami o gnejsowatym wyglądzie. Odmiany różowoszare (odsł. 176) i niegnejsowate (odsł. 176, 190) pojawiają się znacznie rzadziej. Tonality gnejsowate obfitują zawsze w minerale ciemne, a różowe odmiany barwę swoją zawdzięczają wtórnemu albitowi, powstającemu w miejscu andezynu. Pod mikroskopem tonality wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, porfirową lub porfirowatą i teksturę kierunkową względnie bezładną. W przypadku struktury porfirowej andezyn i hornblenda spełniają rolę fenokryształów. W drobnoziarnistym tle skalnym wy-

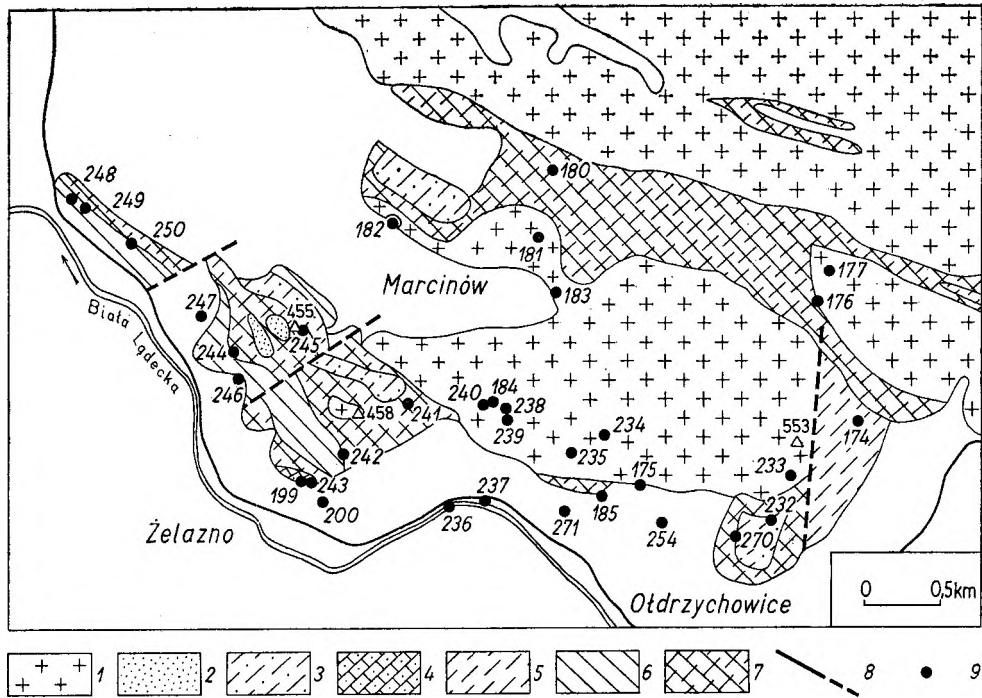


Fig. 15

## Geologiczny szkic okolic Odrzychowic, Żelazna i Marcinowa (wg Wiesera 1958)

Górny karbon: 1 – granitoidy; starszy paleozoik – proterozoik: 2 – hornfelsy kordierytowe, 3 – hornfelsy gnejsowate, 4 – skały węglanowe kontaktowo przeobrażone, 5 – gnejsy, 6 – amfibolity, 7 – skały mieszane; 8 – uskoki; 9 – miejsca pobrania prób

## Geological sketch of Odrzychowice, Żelazno and Marcinów regions (after Wieser 1958)

Upper Carboniferous: 1 – granitoids; Early Palaeozoic – Proterozoic: 2 – cordierite hornfelses, 3 – gneissic hornfelses, 4 – carbonate rocks contact metamorphosed, 5 – gneisses, 6 – amphibolites, 7 – mixed rocks; 8 – faults; 9 – location of samples

stępują natomiast: kwarc, skalenie, biotyt i hornblenda. Plagioklaz reprezentowany jest najczęściej przez andezyn (31–47% An), rzadziej przez albit (0–7% An). Ten ostatni powstał kosztem pierwszego. Plagioklasy wykazują hipauto- lub ksenomorficzne wykształcenie, polisyntetyczne zbliżnięcia i różny stopień zmetnienia oraz przeobrażenia. Nierzadko są nieregularnie spękane, a ich prążki bliźniacze powyginane. Fenokryształy andezynu zawierają często poikilitowe wrostki brunatnego biotytu i zielonej hornblendy oraz okienkowe przerosty skalenia potasowego (antypertyt). Mikroklin o plamistym wygaszaniu pojawia się w formie samodzielnych kryształów tylko w niektórych tonalitych. Może wtedy wykazywać karlsbadzkie zbliżnięcia i delikatne przerosty pertytowe (mikropertyt mikroklinowy). Na obrzeżeniach mikroklinu obserwuje się nierzadko myrmekit. Ksenomorficzne ziarna kwarcu wypełniają przestrzenie między skaleniemi i minerałami ciemnymi. Hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna hornblendy zwyczajnej ( $\alpha/\gamma = 15-18^\circ$ ;  $\alpha$  – bladeżółtawy, zielonkawożółty,  $\beta$  – blade- lub jasnozielony,  $\gamma$  – blade- lub żółtozielony), zbliżnionego według (100) i zawierającej wrostki apatytu, biotytu, kwarcu i plagiok-

klazu są niekiedy powyginane i wygaszają wtedy niespokojnie światło. W tonalicy z Krosnowic (fig. 16, odsł. 190a) hornblenda wykazuje niejednorodne zabarwienie ( $\alpha$  – zielonkawożółty,  $\beta$  – oliwkowozielony,  $\gamma$  – bladezielonawy, miejscami oliwkowobrunatny). W zalbityzowanych tonalitych nieliczna hornblenda została prawie całkowicie przeobrażona w chloryt z jednoczesnym wydzieleniem tlenków żelaza. Blaszkki jasno- lub kasztanowobrunatnego biotytu, dość często skupione w wysepkowate lub smużyste nagromadzenia, zawierają wrostki cyrkonu, apatytu i minerałów nieprzezroczystych. Nierzadko wykazują one deformacje mechaniczne (blaszki powyginane) i fałiste wygaszanie. Biotyt został częściowo przeobrażony w zielonkawą pennin z sinawymi lub brunanawymi, barwami interferencyjnymi. Apatyt, cyrkont, tytanit allanit, epidot zwyczajny, tlenki żelaza i piryt występują jako minerały akcesoryczne. Tonality zalbityzowane pocięte są żyłkami albitowymi w szlifie oliwkowobrunatno zabarwionymi. Wyniki analiz mikrometrycznych tonalitych zestawiono w tabeli 13.

Granodioryty napotkano w okolicy Odrzychowic (fig. 15, odsł. 185, 238b) oraz w starym kamieniołomie w Żelaznie (fig. 15, odsł. 200). Są to prze-



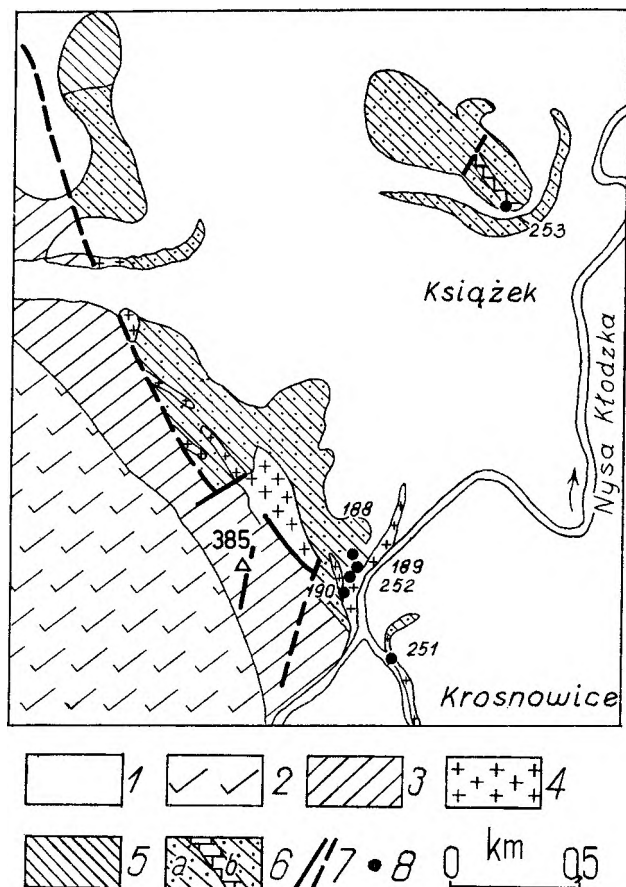


Fig. 16

Geologiczny szkic okolic Krosnowic (wg Fischera, Meistera 1938)

Czwartorzęd: 1 – gliny, piaski i żwiry; kreda: 2 – piaskowce i margle; czerwony spągowiec: 3 – piaskowce, łupki ilaste i zlepnie; górny karbon: 4 – granitoidy; starszy paleozoik-proterozoik: 5 – amfibolity, 6a – amfibolity kontaktowo przeobrażone, 6b – amfibolity kontaktowo przeobrażone z wtrąceniami skał węglanowych; 7 – uskoki; 8 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Krosnowice region (after Fischer, Meister 1938)

Quaternary: 1 – loams, sands and gravels; Cretaceous: 2 – sandstones and marls; Rotliegendes: 3 – sandstones, shales and conglomerates; Upper Carboniferous: 4 – granitoids; Early Paleozoic-Proterozoic: 5 – amphibolites, 6a – amphibolites contact metamorphosed, 6b – amphibolites contact metamorphosed with carbonate rock intercalations; 7 – faults; 8 – location of samples

ważnie ciemnoszare, rzadziej różowoszare (odśl. 238b), średnio- (odśl. 185, 238) względnie drobnoziarniste skały o kierunkowej teksturze. Tekstura kierunkowa wywołana jest równoległym ułożeniem wydłużonych skupień minerałów ciemnych, co w przypadku odmian drobnoziarnistych nadaje granodiorytom wyraźnie gnejsowaty wygląd.

Plagioklasy mają najczęściej skład andezynu (31–42% An), rzadziej albitu (0–6% An) i oligoklazu (29% An). Tworzą różnej wielkości, co najwyżej hipautomorficzne ziarna zbliżnione według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. W szlifie są dość często silnie zmętniałe i przeobrażone.

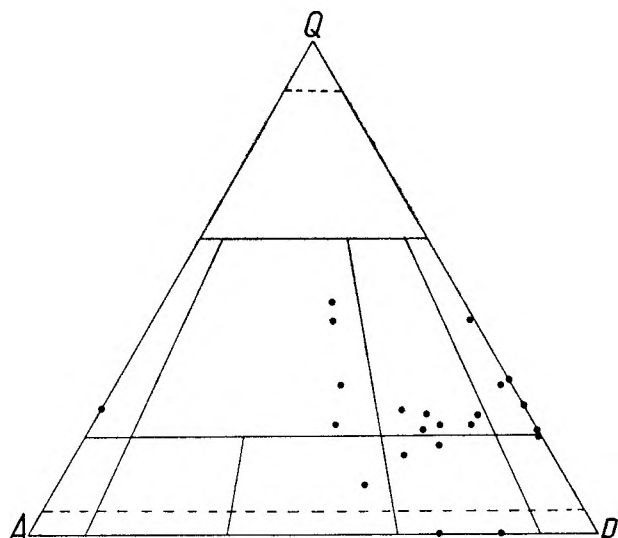


Fig. 17

Stanowisko systematyczne granitoidów Rogówka, Odrzychowic, Żelazna, Marciniowa i Krosnowic w trójkącie kwarcz–skalenie alkaliczne–plagioklaz (QAP)

Systematic position of Rogówek, Odrzychowice, Żelazno, Marcinów and Krosnowice granitoids in the triangle quartz–alkali feldspars–plagioclase (QAP)

Nierzadko obserwuje się prawie całkowicie zserycytizowane kryształy z niewielkimi relikdami pierwotnego plagioklazu. Prążki bliźniacze plagioklazów z granodiorytów Żelazna są dość często powyginane, a całe ziarna nieregularnie spękane. Tytanit, augit diopsydowy, biotyt i hornblenda tworzą wrostki w plagioklazach, a skażeń potasowy – okienkowe przerosty. Albit występuje najczęściej w różowawych granodiorytach, rzadziej spotykany jest w odmianach ciemnoszarych (fig. 15, odśl. 200h, n). Kryształy albitu zawierające kilka procent anortytu, występują zwykle w stowarzyszeniu z andezynem, którego kosztem powstają. Prawie czysty albit znamieny jest dla granodiorytów, w których albityzacja osiągnęła swój punkt kulminacyjny. W takich skałach jest on wyłącznym przedstawicielem plagioklazów. W szlifie albit poprzecastany jest serycytem, chlorytem i minerałami grupy epidotów. Zawiera ponadto nieregularne przerosty skalenia potasowego (antypertyt). W niektórych przekrojach przerosty te mają charakter żyłek przecinających albit i sąsiednie ziarna, co wskazuje na infiltracyjną naturę antypertytów.

Mikroklin lub mikroperyt mikroklinowy, prawie zawsze ksenomorficznie wykształcony, ma postać ziarn o zmiennej wielkości, dość często zbliżniczo-nych według prawa karlsbadzkiego (dwojaki). Duże kryształy skalenia potasowego zawierają wrostki apatytu, hornblendy, penninu, plagioklazu i kwarcu. Bardzo często rola skażeń potasowych sprowadza

się do wypełniania przestrzeni między kryształami andezynu, kwarcu i minerałami ciemnymi. Niekiedy mikroklin wnika zatokami w plagioklaz, a na jego obrzeżeniach pojawia się myrmekit. Ksenomorficzne ziarna kwarcu zajmują przestrzenie między skaleniami i minerałami ciemnymi. Dłuższe osie nieizometrycznych kryształów kwarcu, w gnejsowatych granodiorytach drobnoziarnistych, są równoległe do smug minerałów ciemnych.

Zwyczajna hornblenda ( $\alpha$   $z/\gamma = 15-19^\circ$ ;  $\alpha$  — blado- lub zielonawożółty,  $\beta$  — zielonkawy,  $\gamma$  — blado-, jasno-, żółto- lub szarozielony) tworzy kseno- bądź hipautomorficzne ziarna, zbliżone według (100) i poprzerastane augitem diopsydowym, biotytem, penninem, apatytem, cyrkonem, tlenkami żelaza, allanitem oraz kwarcem i plagioklazem. Dość często kryształy hornblendy skupiają się w większe zespoły. W niektórych granodiorytach Żelazna ziarna hornblendy zostały przeobrażone w kalcyt i chloryt. Kalcytyzacja hornblendy zaczyna się zwykle od brzegów i spękań. Oprócz kryształów hornblendy z licznymi, ale drobnymi przerostami kalcytu, spotyka się również ziarna prawie całkowicie skalcytyzowane. W niektórych przypadkach kalcytyzacji towarzyszy chlorytyzacja. Augit diopsydowy ( $\alpha$   $z/\gamma = 38-44^\circ$ ) tworzy niekiedy samodzielne hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna, pojawiające się w oddzielnych, nieco grubiej ziarnistych przewarstwieniach gnejsowatych granodiorytów Żelazna. Augit wykazuje łupliwość według (110) i (100). Jasno- lub kasztanowobrunatny biotyt ma postać hipautomorficznych blaszek dość często powyginanych i faliście wygaszających. Zawierają one wzrostki cyrkonu, apatyty, tytanitu i leukoksenu. Niekiedy znaczna część biotyty została przeobrażona w bladozielonkawy pennin z sinoniebieskimi barwami interferencyjnymi, zwykle poprzerastany leukoksenem, tytanitem i epidotem zwyczajnym. Ubocznie kosztem biotyty powstał bezbarwny, optycznie dodatni, dwuosiowy minerał „x”. Cyrkon, apatyt, tytanit, leukoksen, tlenki żelaza, piryty i allanit występują w roli minerałów akcesorycznych. Granodioryty z odsłonięcia 238 (fig. 15) pocięte są żyłkami adularowymi i prehnitowymi, a w granodiorytach Żelazna obserwuje się spękania wypełnione kalcytem, chlorytem, adularzem i prehnitem. Ilościowy skład mineralny granodiorytów podano w tabeli 12.

Granity odsłaniają się w Marcinowie (fig. 15 odsł. 182g), Żelaznie Dolnym (fig. 15, odsł. 249a, d) oraz w Krosnowicach nad Białą Łądecką (fig. 16, odsł. 251). Pierwsze z wymienionych są ciemnoszarymi, średnioziarnistymi skałami o budowie słabo kierunkowej. W najbliższym otoczeniu spękań, przecinających te granitoidy, obserwuje się występowanie różowych skaleni. Granity z Żelazna Dolnego i Kros-

nowic różnią się od poprzednich znacznie drobniejszym uziarnieniem i wyraźniejszą gnejsowatością. Granity z Żelazna Dolnego sprawiają wrażenie drobnoziarnistych gnejsów, z dość licznymi kilkumilimetrowymi ziarnami jasnych minerałów i nieco mniejszymi kryształami hornblendy, dobrze widocznymi na oszlifowanej powierzchni skały. Pod mikroskopem granity wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą (fig. 15, odsł. 182, 249s; fig. 16, odsł. 251) i teksturę mniej lub więcej kierunkową, wywołaną równoległym ułożeniem słupków hornblendy oraz blaszek biotyty i penninu bądź też smug hornblendowo-biotytowych występujących na przemian z laminami kwarcowymi lub kwarcowo-skaleniowymi.

Plagioklaz ma skład andezynu (35–39% An) lub albitu (ok. 5% An). Ten ostatni występuje w bliskim sąsiedztwie żyłek albitowych w granicie z Marciniowa. Przeważnie ksenomorficzne ziarna plagioklazu, zbliżone według prawa albitowego i karlsbadzkiego, w szlifie często silnie zmętniały i zserycytyzowane, mogą zawierać wzrostki apatyty, hornblendy, biotyty i kwarcu oraz infiltracje skalenia potasowego (pl. III 3, 4). Niespokojne wygaszanie światła wywołane jest deformacjami mechanicznymi i niejednorodnością składu chemicznego. Mikroklin i mikropertyt mikroklinowy wykształcony jest w postaci ksenomorficznych ziarn, zróżnicowanych co do wielkości i zbliżonych według prawa karlsbadzkiego. W szlifie skalenie potasowe są niejednolicie zmętniałe i miejscami oliwkowoszaro zabarwione. Zawierają one wzrostki apatyty, hornblendy, biotyty, penninu, kwarcu i plagioklazu. Na obrzeżeniach ziarn mikroklinu dość często pojawia się myrmekit (fig. 15, odsł. 249). Ksenomorficzne ziarna kwarcu o falistym wygaszaniu wypełniają luki między skaleniami i minerałami ciemnymi, bądź też stanowią samodzielne lub stowarzyszone ze skaleniami wydłużone skupienia przedzielone smugami minerałów ciemnych. Hornblenda tworzy zróżnicowane co do wielkości i kształtu ziarna zbliżone według (100) i zawierające wzrostki cyrkonu, apatyty, tlenków żelaza, kwarcu i biotyty. W odmianach silniej gnejsowatych przeważają kryształy ksenomorficzne. Hornblenda zwyczajna ( $\alpha$   $z/\gamma = 15-16^\circ$ ;  $\alpha$  — bladożółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony, oliwkowobrunatny,  $\gamma$  — szarozielony lub oliwkowobrunatny) niejednokrotnie (fig. 15, odsł. 249; fig. 16, odsł. 251) wykazuje niespokojne wygaszanie światła wywołane deformacjami mechanicznymi (powyginane słupki, nieregularne spękania). Zwyczajna hornblenda z granitów Krosnowic zawiera przerosty kalcyty i augitu diopsydowego. Hipautomorficzne blaszki kasztanowo- lub oliwkowobrunatnego biotyty, tworzące przerosty z hornblendą, uległy częściowemu przeobrażeniu w bladozielonkawy pennin, poprzerastany nowo-

Analizy mikrometryczne granitów i granodiorytów SW części masywu (% obj.)  
 Modes of granites and granodiorites of SW part of granitoid massif (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Numery odsłoneń — Exposure numbers										
	173c	182g	249a	249d	251	175	185	199	200a	200f	238b
Kwarc Quartz	19,2	22,0	20,1	21,0	14,5	17,8	16,3	15,6	15,4	16,9	16,8
Plagioklaz Plagioclase	0,2	29,4	13,0	15,6	29,3	43,1	46,6	43,1	46,6	37,1	48,2
(anortyt %) (anorthite per cent)	—	—	(38)	(39)	(35)	(8)	—	—	(34)	(31)	(6–31)
Mikroklin Microcline	55,3	22,5	9,7	12,0	22,0	13,8	13,1	5,9	8,0	15,0	16,2
Biotyt Biotite	2,2	5,6	38,6	33,7	16,8	—	—	0,6	4,5	19,3	8,0
Chloryt Chlorite	0,5	6,2	—	—	0,3	10,8	12,1	—	16,9	—	4,2
Hornblenda Hornblende	20,8	6,7	17,8	16,8	16,6	9,1	9,7	33,4	4,9	10,1	4,9
Piroksen Pyroxene	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—
Apatyt Apatite	0,8	0,4	0,6	0,5	0,3	0,2	0,4	0,7	0,4	0,6	0,4
Cyrkon Zircon	0,2	—	śl.	0,1	śl.	0,2	śl.	0,1	śl.	0,1	0,1
Tytanit Titanite	0,1	śl.	—	—	—	2,3	0,3	0,1	1,7	0,1	0,1
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,4	0,4	0,1	0,3	0,2	1,0	1,5	0,5	1,0	0,1	1,1
Epidot Epidote	0,3	0,1	0,1	śl.	—	0,2	śl.	śl.	—	0,3	—
Kalcyt Calcite	—	—	—	—	śl.	1,5	—	—	0,6	—	—
Żyłki albitowo-prehnitowe Albite-prehnite veinlets	—	6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Analizy 1–5 — granity — granites, 6–11 — granodioryty — granodiorites.

powstałym tytanitem i leukoksenem. Jako składniki akcesoryczne występują: cyrkon, apatyt, allanit, tytanit, leukoksen, tlenki żelaza i kalcyt. Drobnziarniste, wybitnie gnejsowate granity z Żelazna Dolnego powstały w wyniku syntektonicznej konsolidacji magmy, która przenikła „lit par lit” w skład osłony. Wykryształowane minerały reagowały plastycznie na naciski i zostały tylko powyginane (wygięte prążki bliźniacze andezynu, powyginane blaszki biotyту i słupek hornblendy).

Granity mikroklinowe stwierdzone w południowo-wschodniej części kamieniołomu w Rogówku

(fig. 13, odsł. 173c) są różowoszarymi średnioziarnistymi skałami o masywnym wyglądzie. Dominującym minerałem jest tutaj ksenomorficzny mikroklin, zbliżony według prawa karlsbadzkiego (dwojaki). Duże kryształy tego minerału zawierają wrostki apatytu, tlenków żelaza, kwarcu i zwyczajnej hornblendy. Kwarc zajmuje przestrzeń między kryształami mikroklinu i hornblendy zwyczajnej. Ta ostatnia wykształcona jest w postaci hipautomorficznych słupek lub ksenomorficznych ziarn z  $\alpha \rightleftharpoons \beta/\gamma = 18^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — żółtozielony,  $\gamma$  — szarozielony). Najlepiej bywają wykształcone ścia-

ny (110) i (010). Kryształy hornblendy dość często nagromadzone są w skupienia złożone z kilku lub kilkunastu ziarn. W zupełnie podrzędnych ilościach występują blaszki brunatnego biotyty oraz bładozielonkawego penninu. Na minerały akcesoryczne składają się igielki i słupki apatytu, cyrkon, tytanit, tlenki żelaza i brunatnawy allanit. Ilościowy skład mineralny granitów podano w tabeli 12.

Monzodioryty występują w środkowej części kamieniołomu w Rogówku (fig. 13, odsł. 173f) oraz w starym łomie położonym na północ od Domu Kultury w Odrzychowicach (fig. 15, odsł. 184). W pierwszym z wymienionych miejsc są one ciemnoszarymi, nierównoziarnistymi skałami, w których można megaskopowo wyróżnić czarniawe drobnoziarniste tło i tkwiące w nim kilkumilimetrowe białawe skalenie. Skały z drugiego miejsca natomiast są różowawoszare, średnioziarniste, z różowymi lub białymi skałeniami oraz ciemnymi minerałami wypełniającymi przestrzenie między nimi. Pod mikroskopem monzodioryty wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bez wyraźnych znamion kierunkowego uporządkowania minerałów nieizometrycznych. Czarniawe tło monzodiorytów z Rogówka zbudowane jest z hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn hornblendy zwyczajnej ( $\angle z/\gamma = 14^\circ$ ;  $\alpha$  — bładożółtawy,  $\beta$  — zielonkawoszary,  $\gamma$  — oliwkowozielony), rdzawobrunatnego biotyty i stosunkowo niewielkich kryształów augitu diopsydowego z gęstą łupliwością diallagową. Słupki hornblendy i blaszki biotyty są często powyginane. Wśród przeważających minerałów ciemnych występują na ogół duże, dość silnie zserycytizowane tabliczki andezynu (35% An), ksenomorficzne ziarna mikroklinu oraz sporadyczny kwarc. Andezyn z powyginanymi prążkami bliźniaczymi zawiera wrostki biotyty i hornblendy. Monzodioryty z Odrzychowic wzbogacone są w jasne minerały, wśród których dominuje albit (0–3% An) z nieregularnymi przerostami skalenia potasowego i wrostkami epidotu. Albit, w szlifie prawie zawsze silnie zmętniały i oliwkowoszary, często wykazuje niespokojne wygaszanie światła i powyginane albitowe prążki bliźniacze. W mniejszych ilościach występuje mikroklin w szlifie silnie zmętniały i niejednolicie oliwkowoszaro zabarwiony. Na minerały ciemne składają się hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 18^\circ$ ;  $\alpha$  — zielonkawożółty,  $\beta$  — zgniozielony,  $\gamma$  — jasnozielony), jasnozielonkawego pennin i słupki epidotu zwyczajnego. W roli minerałów akcesorycznych występują: cyrkon, apatyt, tytanit, tlenki żelaza, leukoksen, allanit i prehnit. W monzodiorytach z Rogówka obserwuje się żyłki adularowe.

Monzodioryty kwarcowe są średnioziarnistymi skałami, o teksturze kierunkowej (fig. 15, odsł.

234) lub bezładnej (fig. 15, odsł. 177a, 181), mega- i mikroskopowo bardzo podobnymi do granodiorytów tego regionu. W monzodiorytach kwarcowych z odsłonięcia 177a oraz 181 występują fenokryształy skalenia o średnicy około 1 cm. Ilościowy skład mineralny diorytoidów przedstawiono w tabeli 13.

Monzonity kwarcowe odsłonięte są w starym kamieniołomie w Żelaźnie Dolnym (fig. 15, odsł. 248h), gdzie kontaktują zgodnie z łupkami krystalicznymi. Są to ciemnoszare, nierównoziarniste skały, w których można wyróżnić drobnoziarniste tło i tkwiące w nim kilkumilimetrowej średnicy białawe skalenie i czarniawe ziarna hornblendy. Pod mikroskopem wykazują strukturę zbliżoną do porfirowej i prawie równoległe ułożenie minerałów ciemnych. W drobnoziarnistym kwarcowo-skaleniowo-biotytowo-hornblendowym tle skalnym tkwią większe ziarna andezynu, mikroklinu, hornblendy zwyczajnej i biotyty. Andezyn (40–42% An) z wrostkami biotyty, hornblendy i niekiedy również kwarcu, wykazuje niespokojne wygaszanie światła wywołane budową pasową i deformacjami mechanicznymi (powyginane prążki bliźniacze). Wrostki biotyty niekiedy są jednakowo zorientowane (001 biotyty równoległe do 010 andezynu). Ksenomorficzny mikroklin ( $2V\alpha = 37 \pm 2$ ) nierzadko karlsbadzko zbliźniaczony (dwojaki) wykazuje czasami pertytowe przerosty i myrmekitowe obwódki. Powszechnie zawiera on wrostki apatytu, hornblendy zwyczajnej, biotyty, kwarcu i plagioklastu. W fenokryształach wrostki te koncentrują się zwykle w partiach brzeżnych. Drobne ksenomorficzne kwarcie występują w rozproszeniu lub też skupiają się w niewielkich przestrzeniach między skałeniami i minerałami ciemnymi. Hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 13-19^\circ$ ;  $\alpha$  — bładozielonkawożółty, bładożółty,  $\beta$  — wyraźnie zielonkawo,  $\gamma$  — bładozielony) tworzy przeważnie ksenomorficzne ziarna z wrostkami i przerostami kwarcu, plagioklastu, biotyty i augitu diopsydowego. Większe kryształy hornblendy bywają nieregularnie popękane i powyginane, co powoduje niespokojne wygaszanie światła. Augit diopsydowy niekiedy może tworzyć samodzielne słupkowate ziarna. Blaszki jasnobrunatnego biotyty są dość często powyginane i wtedy fałszyć wygaszają światło. Brzegi niektórych blaszek biotyty zostały przeobrażone w pennin. Ilościowy skład mineralny monzonitu kwarcowego podany jest w tabeli 13.

W monzonicie kwarcowym z odsłonięcia 248h stwierdzono zgodne wtrącenie drobnoziarnistej skały, zbudowanej z kasztanowobrunatnego biotyty i pseudomorfoz łusczkowych o zarysach izometrycznych po bliżej nieokreślonym mineralu (przypuszczalnie po plagioklastie). Wtrącenie to ma charakter ksenolitu o wymiarach  $1 \times 10$  mm.

Analizy mikrometryczne tonalitów, diorytoidów i monzonitów kwarcowych SW części masywu (% obj.)  
 Modes of tonalites, dioritoids and quartz monzonites of SW of part of granitoid massif (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Numery odsłoneń — Exposure numbers											
	173i	176	183c	190a	249a	249e	173f	177a	181	184	234	248h
Kwarc Quartz	11,4	32,8	23,8	15,4	14,7	13,2	śl.	12,5	13,6	—	12,7	4,4
Plagioklaz Plagioclase	46,6	43,0	52,8	57,3	42,1	29,6	27,2	43,1	48,9	49,4	45,2	23,4
(anortyt %) (anorthite per cent)	(36—43)	(0)	(42—47)	(32—39)	(40)	(41)	(35)	(39—42)	—	(0—3)	(0)	(40—42)
Mikroklin Microcline	0,1	0,8	1,6	—	—	—	5,5	13,1	14,8	19,3	19,8	15,3
Biotyt Biotite	26,3	—	14,1	14,8	26,7	35,4	21,5	14,8	0,2	—	—	25,2
Chlortyt Chlorite	—	21,2	3,1	0,2	—	0,6	—	—	10,3	8,7	11,6	0,5
Hornblenda Hornblende	14,8	1,6	3,5	10,8	15,7	19,8	41,5	14,4	10,2	13,5	6,5	29,6
Piroksen Pyroxene	—	—	—	—	—	—	3,7	1,1	—	—	—	0,4
Apatyt Apatite	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,7	—	0,8	0,2	0,6	—	0,6
Cyrkon Zircon	0,2	śl.	śl.	śl.	—	0,1	0,1	śl.	0,1	śl.	0,1	0,1
Tytanit Titanite	—	—	0,2	—	—	—	0,1	0,1	—	0,5	1,6	0,1
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,4	0,3	0,4	1,1	0,3	0,6	0,2	0,1	0,9	0,4	0,3	0,2
Epidot Epidote	—	—	0,1	—	—	—	0,1	—	0,8	7,6	2,2	0,2
Żyłki albitowo-prehnitowe Albite-prehnite veinlets	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—

Analizy 1—6 — tonality — tonalites, 7, 10 — monzodiority — monzodiorites, 8, 9, 11 — monzodiority kwarcowe — quartz monzodiorites, 12 — monzonit kwarcowy — quartz monzonite.

W granodiorytach Żelazna, oprócz większych kier skał amfibolowych, spotyka się w starym kamieniołomie (fig. 15, odsł. 200) drobne tego rodzaju enklawy o elipsoidalnych kształtach. Krótsze osie tego typu enklaw wahają się w granicach od 4 do 7 mm, a dłuższe do 12 mm. Kierunki wydłużenia enklaw są zgodne z gnejsowością granodiorytu. Enklawy zbudowane są ze stykających się ze sobą słupkowato wydłużonych kryształów hornblendy o własnościach optycznych bardzo zbliżonych do hornblendy granodiorytów. Hornblenda enklaw wykazuje  $\alpha/\gamma = 17^\circ$  i słaby pleochroizm ( $\alpha$  — bardzo bladezielonkawo-żółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladezielonkawy). Dość często hornblenda poprzerastana jest kalcy-

tem, który miejscami może dominować nad relikami tego minerału (kalcytyzacja hornblendy). W pseudomorfozach kalcytowych spotyka się ponadto tlenki żelaza i chloryt. W granodiorytach stanowiących tło dla wyżej opisanych enklaw spotyka się, oprócz pojedynczych kryształów hornblendy, wydłużone agregaty tego minerału o analogicznym (najprawdopodobniej) jak enklawy pochodzeniu.

Tektonicznie zdeformowane granitoidy i skały im towarzyszące występują w rejonie Odrzychowic, Żelazna, Marcinowa i Krosnowic. Najwięcej wystąpień tego typu skał stwierdzono w okolicy Odrzychowic, Skały tektonicznie zdeformowane omawianego obsza-

ru reprezentowane są przez granitoidy skatakłazowane (fig. 15, odsł. 175, 180, 182, 232, 235; fig. 16, odsł. 251), kataklazyty granitoidowe (fig. 15, odsł. 175, 200b, 235; fig. 16, odsł. 251) i gnejsowe (fig. 15, odsł. 182, 233) oraz przez mylonity (fig. 15, odsł. 232).

Skatakłazowane granitoidy są różowawo- lub zielonkawoszarymi skałami, w których można zaobserwować niewielkie ilości drobnoziarnistej masy, tkwiącej między skaleniami i minerałami ciemnymi. Pod mikroskopem ujawniają one strukturę kataklazystyczną i często wysoki stopień przeobrażeń chemicznych. W skałach tych głównymi minerałami ciemnymi są pennin i epidot zwyczajny, które powstały kosztem biotyty i hornblendy. Procesy chemicznych przeobrażeń minerałów ciemnych zostały tak daleko posunięte, że nie zachowały się często nawet relikty pierwotnych minerałów. W niektórych odsłonięciach hornblendy granitoidów skatakłazowanych została przeobrażona w pennin, pennin i kalcyt lub krzemionkę i pennin. Przeobrażeniami chemicznymi dotknięte zostały również plagioklasy (andezyn), które uległy albityzacji. Deformacje mechaniczne wyraziły się głównie w nieregularnym spękanii kwarcu, mikroklinu i plagioklastu bądź też w częściowym ich zgranulowaniu. Szczeliny spękań zostały niejednokrotnie wypełnione chlorytem i epidotem zwyczajnym.

Skatakłazowane granitoidy lokalnie przechodzą w kataklazyty. Wymienione skały różnią się między sobą ilościowym stosunkiem bardzo drobnoziarnistej miazgi mineralnej do słabiej zdeformowanych kryształów skaleni i kwarcu. Pod mikroskopem kataklazyty ujawniają strukturę kata- lub porfiroklastyczną. Ta ostatnia uwarunkowana jest występowaniem drobnoziarnistej miazgi mineralnej przetkanej porfiroklastami kwarcu, mikroklinu, albitu (2—5% An) i niekiedy również hornblendy. Miazga mineralna obfituje często w chloryt, epidot zwyczajny, tytanit i leukoksen, które powstały najprawdopodobniej z przeobrażenia biotyty i hornblendy. Kwarc oprócz falistego i plamistego wygaszania światła wykazuje niekiedy budowę przypominającą kratkową strukturę bliźniaczą mikroklinu.

Zielonkawo- lub stalowoszare, drobnoziarniste kataklazyty gnejsowe stanowią różnej wielkości wkładki w gnejsach. W kataklazytach tych można wyróżnić miazgę mineralną słabo reagującą na światło spolaryzowane oraz tkwiące w niej mniejsze lub większe ostrokrawędziste fragmenty kwarcu, albitu i agregatów chlorytowo-mikroklinowo-albitowo-kwarcowych. Miazga mineralna jest w szlifie bezbarwna lub zielonkawoszara. Zielonkawy odcień wywołany jest obecnością chlorytu. W niektórych większych agregatach chlorytowo-skaleniowo-kwarcowych zaznacza

się równoległe ułożenie blaszek chlorytu, wskazujące na gnejsowy charakter materiału wyjściowego.

Zielonkawoszare drobnoziarniste mylonity towarzyszą skatakłazowanym granitoidom i kataklazytom gnejsowym. Można w nich wyróżnić bardzo drobnoziarnistą miazgę mineralną i tkwiące w niej, różnej wielkości, ostrokrawędziste ziarna kwarcu, skaleni lub ich agregaty. Miazga mineralna na ogół dość wyraźnie reaguje na światło spolaryzowane.

#### SKAŁY OKOLIC PODZAMKA

W okolicy Podzamka (fig. 18) występują głównie granodioryty, monzonity i monzonity kwarcowe, a sporadycznie pojawiają się tonality, syenity, monzogabra kwarcowe i monzodioryty (fig. 19).

Granodioryty (fig. 18, odsł. 125, 126, 130) stanowią żyłę o grubości kilkudziesięciu metrów przecinającą hornfelsy Podzameckiej Kopy. Są one ciemnoszarymi drobnoziarnistymi skałami, które pod mikroskopem wykazują strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, dość często nierównoziarnistą i teksturę bezładną lub niekiedy kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyty. Nierównoziarnistość spowodowana jest obecnością drobnych (ok. 0,3 mm) ziaren w przestrzeniach między stosunkowo dużymi (1—2 mm) kryształami skaleni i minerałów ciemnych.

Plagioklaz o składzie andezynu lub czasami nawet labradoru (35—55% An) tworzy hipauto- lub automorficzne tabliczki bądź też ksenomorficzne ziarna zbliżone według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Dość często wykazują one normalną budowę pasową z obwódkami o składzie oligoklastu (23% An) i okienkowe przerosty skalenia potasowego (antypertyt). Ksenomorficzny mikroklin tworzy na ogół drobne ziarna. Niekiedy wnika on zatokami w plagioklaz. Myrmekit jest dość znamienym składnikiem, powstałym na kontakcie skalenia potasowego i sodowo-wapniowego, na obrzeżeniach plagioklastu i w drobnych zakątkach między jasnymi minerałami. Przestrzenie między dużymi skaleniami wypełnione są drobnymi ksenomorficznymi ziarnami kwarcu i podobnej wielkości skaleniami. W niektórych granodiorytach spotyka się ponadto granofiorowe przerosty kwarcu i skalenia potasowego. Kasztanowo- lub cynamonowobrunatny biotyt, przeważnie hipautomorficzny i z dość licznymi polami pleochroicznymi, nierzadko nagromadza się w wysepkowate zespoły. Niekiedy blaszki biotyty są częściowo schlorytyzowane lub powyginane. Błado zabarwiona hornblendy ma najczęściej postać ksenomorficznych ziarn lub rzadziej hipautomorficznych słupków z  $\alpha \text{ z}/\gamma = 13—20^\circ$ ,  $\Delta = 0,024$ ,  $2V\alpha = 75—79^\circ$  i słabym pleochroizmem ( $\alpha$  — bładożółtawy, zielonkawożółty,  $\beta$  —

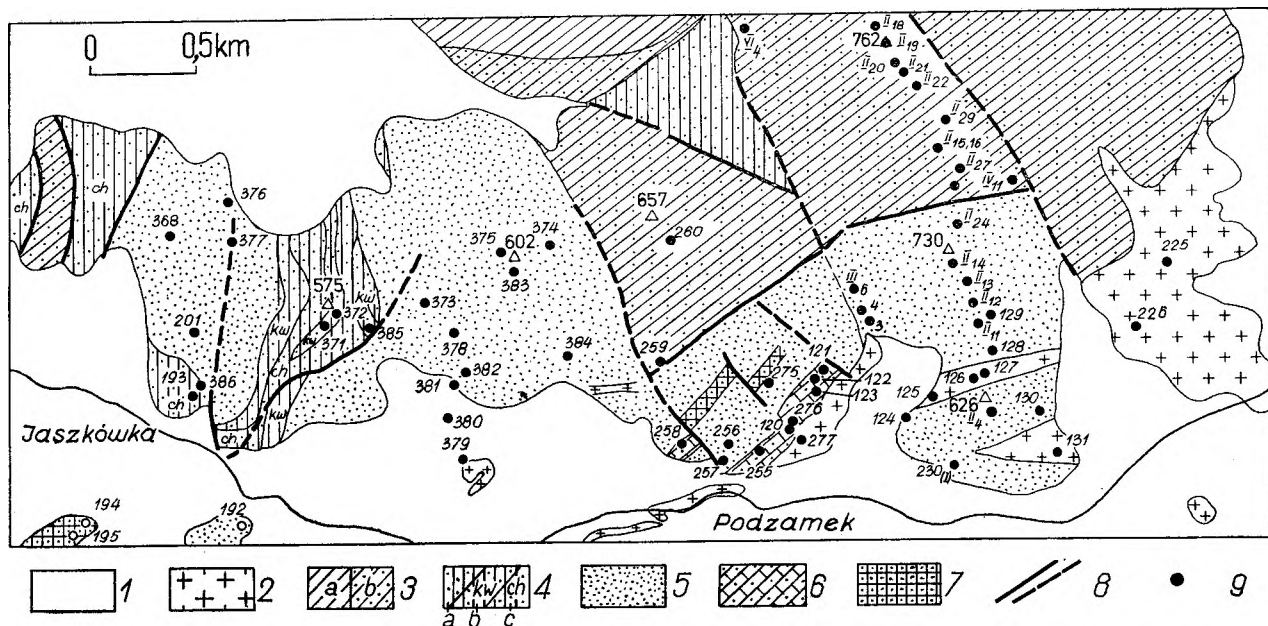


Fig. 18

Geologiczny szkic okolic Podzamka (wg Finckha *et al.* 1938)

Czwartorzęd: 1 – gliny, piaski i żwiry; górny karbon: 2 granitoidy; dolny karbon: 3a – piaskowce i łupki ilaste, 3b – piaskowce i łupki ilaste kontaktowo przeobrażone; sylur: 4a – łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone, 4b – kwarcyty kontaktowo przeobrażone, 4c – łupki chialotitowe; starszy paleozoik–proterozoik: 5 – hornafelsy andaluzytowo-kordierytowe, 6 – skały węglanowe kontaktowo przeobrażone, 7 – skały wulkaniczne kontaktowo przeobrażone; 8 – uskoki; 9 – miejsce pobrania prób

Geological sketch of Podzamek region (after Finckh *et al.* 1938)

Quaternary 1 – loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 – granitoids; Lower Carboniferous: 3a – sandstones and clay slates, 3b – sandstones and clay slates contact metamorphosed; Silurian: 4a – siliceous slates contact metamorphosed, 4b – quartzites contact metamorphosed, 4c – chialotite slates; Early Palaeozoic – Proterozoic: 5 – andalusite-cordierite hornfels, 6 – carbonate rocks contact metamorphosed, 7 – volcanic rocks contact metamorphosed; 8 – faults; 9 – location of samples

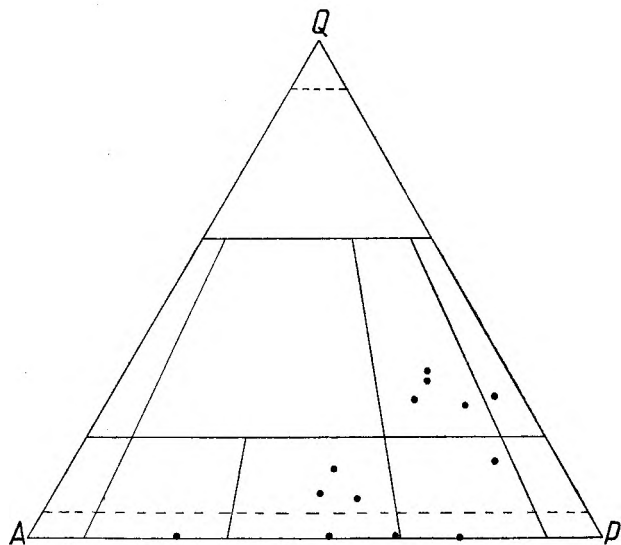


Fig. 19

Stanowisko systematyczne granitoidów Podzamka w trójkącie kwarc–skalenie alkaliczne–plagioklaz (QAP)  
Systematic position of Podzamek granitoids in the triangle quartz–alkali feldspars–plagioclase (QAP)

oliwkowozielony,  $\gamma$  – oliwkowozielony, bładozielony). Oprócz dość dużych pojedynczych kryształów występują często zwarte agregaty drobnych ziarn, niezadko o słupkowatych zarysach. W takich agregatach

tach część ziarn ma zbliżoną orientację przestrzenną, podczas gdy reszta nie wykazuje żadnego uporządkowania. Większe kryształy hornblendy mogą zawierać przerosty augitu diopsydowego. Apatyt, cyrkon, tytanit, allanit, piryty i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych. Granodioryty z odsłonięcia 125A (fig. 18) zostały poddane badaniom chemicznym (tab. 17, nr 6).

Granodiorytom towarzyszą monzogabra kwarcowe (fig. 18, odsł. 127b) przecięte żyłkami hornblendowymi. Mega- i mikroskopowo skały te są bardzo do siebie podobne, a różnią się tylko składem chemicznym plagioklazu, obfitością hornblendy i mniejszym udziałem kwarcu. Zawartość anortytu w plagioklazach monzogabr waha się w granicach od 40 do 66%. Najczęściej jednak wynosi powyżej 50%. Zawartość hornblendy dochodzi do 26% obj. Żyłki amfibolowe zbudowane są z przylegających do siebie wydłużonych kryształów hornblendy o własnościach optycznych zbliżonych do hornblendy monzogabr ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ,  $2Va = 75^\circ$ ).

Na wschodnich i południowo-wschodnich stokach Podzameckiej Kopy napotkano średnio- i drobnoziarniste tonality (fig. 18, odsł. 130a, 130b, 131a, 131b). Tonality mają taki sam jakościowy skład mineralny jak granodioryty, a różnią się głównie wielkością



ziarna i ubóstwem skalenia potasowego. W tonalitych występują duże ziarna hornblendy ( $\angle z/\gamma = 16^\circ$ ) zawierające często wrostki drobnych kryształów tego minerału (pl. IV 1). Niektóre odmiany tonalitych (fig. 18, odsł. 130a) wykazują strukturę nierównoziarnistą i wysoki stopień przeobrażenia (serycytyzacja andezynu i penninizacja biotyty). Wielkość ziarna waha się w nich od 0,03 do 2 mm. Między większymi kryształami andezynu i amfibolu występuje drobnoziarnista penninowo-mikroklinowo-kwarcowa masa mineralna. Słupkowato wydłużone ziarna amfibolu okazują się przy nikolach skrzyżowanych agregatami drobnych kryształów często rozmaicie zorientowanych. Większe jednolite ziarna są stosunkowo rzadkie. W niektórych drobnoziarnistych tonalitych (fig. 18, odsł. 130b) występuje dodatkowo augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 40^\circ$ ), przetkany punkcikowymi wrostkami przypuszczalnie tlenków żelaza. Plagioklaz tych tonalitych ma skład labradoru (64% An).

Monzonity z przejściami do syenitów oliwinowych i monzonitów kwarcowych odsłaniają się w drodze polnej prowadzącej ze wsi Podzamek do podłużnego kamieniołomu marmurów. Wśród monzonitów można wyróżnić dwie odmiany: monzonity oliwinowe i kwarconośne. Pierwsze z wymienionych mają swoje przejścia do skał bogatszych w skalenie potasowe (syenit oliwinowy). Drugie natomiast przechodzą w kwarcowe monzonity.

*Monzonity oliwinonośne* (fig. 18, odsł. 277h, j, k, l) spotykane są na ogół w postaci luźnych bloków występujących w bezpośrednim sąsiedztwie drogi wiodącej z Podzamka do podłużnego łomu marmurów. Megaskopowo są to ciemnoszare średnioziarniste skały, które pod mikroskopem ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, miejscami ofitową i bezkierunkową teksturę. Zbudowane są one w przewadze z minerałów ciemnych, wśród których najliczniej reprezentowany jest augit diopsydowy (powyżej 40% obj.). Biotyt i oliwin występują w ilościach poniżej 10% obj. Plagioklasy i skalenie potasowe stanowią w sumie około 35% obj. Augit diopsydowy tworzy dość duże, przeważnie hipautomorficzne słupki zbliżone wielokrotnie według (100). Zawiera on wrostki apatytu, oliwinu i przerosty biotyty. Niekiedy augit ( $\angle z/\gamma = 38^\circ$ ) poprzerastany jest automorficznym plagioklazem. Oliwin ( $2V\alpha = 83 \pm 2^\circ$ ) oprócz wrostków tworzy samodzielne kryształy, co najwyżej hipautomorficzne, otoczone wąskimi obwódkami piroksenowymi i łyszczkowymi. Te ostatnie, zbudowane z bładozielonkawego łyszczku, stanowią otoczki na obwódkach piroksenowych. Oliwin został częściowo przeobrażony w zielonkawy wyraźnie pleochroiczny serpentyn bądź też brunatnawy minerał o wyglądzie iddingsytu. Czerwonobrunatny biotyt tworzy przeważnie duże,

ksenomorficzne blaszki nierzadko powyginane i wskutek tego niespokojnie wygaszające światło. Bardzo bładozielonkawy łyszczek, występujący zwykle w stowarzyszeniu z oliwinem, może niekiedy pojawiać się w postaci większych blaszek. Hipautomorficzne tabliczki plagioklazu zbliżonego najczęściej według prawa albitowego, rzadziej peryklinowego i karlsbadzkiego, wykazują często pasową budowę z jądrami o składzie bytownitu (83% An), andezynową strefą pośrednią (46% An) i obwódką o zawartości 41% An. Zawartość anortytu w plagioklazach niepasowych waha się w granicach od 56 do 72% An. Plagioklasy omawianych skał mają zatem najczęściej skład labradoru. Niekiedy są automorficzne względem piroksenu jednoskośnego i wykazują nieregularne przerosty skalienia potasowego. Skałen potasowy z dość niespokojnym wygaszaniem światła i  $2V\alpha = 51 \pm 2^\circ$  wypełnia znaczne przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi. Apatyt i minerały nieprzezroczyste (głównie magnetyt) występują w roli składników akcesorycznych.

*Monzonity kwarconośne* pobrano ze zwiezłych bloków o zaokrąglonych lub kanciastych kształtach (fig. 18, odsł. 277c, d) tkwiących w silnie zwietrziałych monzonitoidach, z luźnych bloków (próby 277i, m) oraz z odsłoneńcia w skarpie starej drogi na zakręcie (próby 227n, o, p) i z nowej drogi (próba 277r). Od powyżej omówionych różnią się one wyglądem megaskopowym i składem mineralnym. Są one jaśniej zabarwione i drobniej ziarniste. Minerały jasne wyraźnie dominują nad ciemnymi. Monzonity kwarconośne zawierają zwykle około 5% obj. kwarcu. Wśród minerałów ciemnych tych monzonitów dominują pirokseny, którym towarzyszą zwykle dość okazałe ilości hornblendy zwyczajnej i biotyty. Podobnie jak monzonity oliwinonośne wykazują one strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową, z tym że lokalnie pojawia się struktura poikilitowa.

Augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 42-44^\circ$ ;  $2V\gamma = 55-58 \pm 2^\circ$ ) tworzy różnej wielkości hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna zbliżone wielokrotnie według (100). Ziarna augitu, niekiedy poprzerastane biotytem i jasnymi minerałami, skupiają się czasami w zespoły złożone z kilku kryształów. Bardzo często otoczone są one obwódkami hornblendy zwyczajnej w zgodnej orientacji krystalograficznej. Obrośnięte ziarna augitu mają wtedy nieregularne zarysy, a zatoki hornblendowe wnikają w obręb piroksenu. Obwódki hornblendowe są różnej grubości i otaczają one całe ziarna lub tylko jego część. Hornblenda zwyczajna ( $\angle z/\gamma = 18^\circ$ ;  $\alpha$  — bezbarwny lub zielonkawożółty,  $\beta$  — żółtozielony,  $\gamma$  — bładozielony) może również tworzyć samodzielne, przeważnie drobne hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna



zblźniane wielokrotnie według (100). Na ogół drobne ziarna hiperstenu występują pojedynczo lub w skupieniach złożonych z dużej ilości stykających się ze sobą osobników. W szlifie są bladioróżowawo zabarwione i nieznacznie pleochroiczne. Podobnie jak augit bywają poprzerastane hornblendą. Hipauto- lub ksenomorficzne blaszki czerwobrunatnego biotyту mają rozmaite rozmiary i wykazują często niespokojne wygaszanie światła wywołane deformacjami mechanicznymi. Plagioklaz o składzie andezynu lub labradoru (33–66% An) przybiera najczęściej postać hipautomorficznych tabliczek, zblźnionych według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Nierzadko wykazuje budowę pasową z jądrem labradorowym (56–66% An) i obwódkami andezynowymi (33–38% An). Między jądrem a zewnętrzną obwódką występują strefy o chemizmie pośrednim (50% An). Plagioklasy o budowie jednolitej mają najczęściej skład andezynu lub kwaśnego labradoru (47–55% An). W plagioklazach spotyka się wzrostki piroksenu, biotyту, minerałów nieprzezroczystych oraz okienkowe przerosty skalenia potasowego o wydłużeniu zgodnym ze ścianą (010). Partie jądrowe plagioklazów są niekiedy silnie zserycytyzowane. Mikropertyt z delikatnymi włóknkowatymi przerostami plagioklazowymi wypełnia dość znaczne przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi, zamykając niejednokrotnie wzrostki wyżej wymienionych minerałów. Niekiedy ziarna mikropertytu przetkane są bardzo licznymi i drobnymi wzrostkami biotyту. Mikropertyt nierzadko wnika zatokami w plagioklaz tworząc w nim okienkowe przerosty. Dość zmiennym utworem omawianych skał jest myrmekit, powstający na kontakcie mikropertytu z plagioklazem. Często stanowi on drobne samodzielne ziarna bądź też brzeżne partie tabliczek zblźnionego plagioklazu. Kwarc o falistym wygaszaniu wypełnia niewielkie przestrzenie między skaleniemi i minerałami ciemnymi. Apatyt, minerały nieprzezroczyste (głównie magnetyt) i cyrkon pojawiają się jako minerały akcesoryczne.

Monzonity kwarcowe występują w postaci luźnych bloków (próby 277a, b, e — fig. 18) w najbliższym sąsiedztwie wspomnianej już poprzednio drogi wiodącej do podłużnego łomu marmurów bądź też odsłaniają się w samej drodze jako dość zwarte skały (próba 277f — fig. 18). Od monzonitów kwarcowych różnią się one głównie nieco większym udziałem kwarcu. Plagioklaz tych skał ma skład andezynu lub labradoru (33–60% An).

Syenity oliwinowe (próba 277g — fig. 18) są bardzo ciemnoszarymi, raczej średnioziarnistymi skałami o strukturze, teksturze i jakościowym składzie mineralnym podobnym do monzonitów oliwinowych. Różnią się od nich głównie zdecydowaną prze-

wagą skalenia potasowego nad labradorem. W syenitach tych minerały ciemne stanowią około 70% obj. skały. Ilościowy skład mineralny syenitów i innych skał występujących w odsłonięciu 277 przedstawiono w tabeli 14.

Monzonitem oliwinowym okazał się również luźny blok znaleziony w pobliżu przystanku PKS przy remizie strażackiej w Podzamku (fig. 18, odsł. 231). Jest to ciemnoszara raczej średnioziarnista skała z rozpoznawalnymi gołym okiem blaszkami biotyту i mieniącymi się kryształami labradoru. Pod mikroskopem skała ta jest bardzo podobna do monzonitów oliwinowych już poprzednio opisanych, od których różni się przewagą plagioklazu nad skaleniem potasowym. Minerały ciemne stanowią około 60% obj. skały. Głównym minerałem ciemnym jest augit diopsydowy ( $\alpha z/\gamma = 44^\circ$ ) z bardzo delikatnym bladobrunatnym pleochroizmem. Czerwobrunatny biotyt tworzy w augicie drobne izolowane jakby wzrostki bądź też obrasta go, wnikając w zagłębienia mieszczące się na jego powierzchni. W augicie poza tym występują wzrostki oliwinu i jego serpentynowych pseudomorfoz. Samodzielne ziarna oliwinu często otoczone są wąskimi obwódkami piroksenowymi. W przypadku kontaktowania takich ziarn ze skaleniemi na otoczce piroksenowej pojawia się obwódka reakcyjna zbudowana z bladozielonkawego biotyту. Niekiedy spotyka się większe blaszki takiego biotyту, które wykazują niejednolite zabarwienie (brzeżi bladzielone, środek brunatnawy). Czerwobrunatny biotyt, przeważnie ksenomorficzny, tworzy różnej wielkości blaszki o falistym często wygaszaniu. Labrador (56% An) jest automorficzny względem augitu diopsydowego i często przerasta go w sposób ofitowy. Ksenomorficzny skałen potasowy, z niespokojnym wygaszaniem światła, zajmuje przestrzenie między minerałami ciemnymi i kryształami labradoru, w który niekiedy wnika zatokami.

Monzodioryty, występujące w kamieniołomie kontaktowo przeobrażonych wapieni w Podzamku (fig. 18, odsł. 255) i na skraju lasu na północny-wschód od Podzameckiej Kopy (fig. 18, odsł. 226), są to ciemnoszare drobno-lub średnioziarniste skały o teksturze bezładnej lub słabo kierunkowej.

Monzodioryty drobnoziarniste stanowią niewielkie apofizy w marmurach, dość dobrze widoczne w północnej części zachodniej ściany kamieniołomu. Plagioklaz o składzie andezynu (40% An) lub albitu (0% An) tworzy różnej wielkości hipautomorficzne tabliczki i ksenomorficzne ziarna, zblźniane według prawa albitowego i peryklinowego. W szlifie andezyn jest zmętniały wskutek serycytyzacji. Przeobrażone partie mają zwykle oliwkoszare zabarwienie. W andezynie nierzadko obserwuje się nieregularne lub okien-

Analizy mikrometryczne skał okolic Podzamka (% obj.)  
Modes of Podzamek region rocks (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Numery odsłoneń — Exposure numbers												
	125A	125b	126	130c	130b	277g	277a	277b	277f	277h	231	127b	255A <sub>1</sub>
Kwarc Quartz	24,2	21,1	18,3	24,8	15,8	—	8,6	5,2	4,9	—	—	11,2	—
Plagioklaz Plagioclase	40,3	39,1	41,0	38,4	36,8	7,0	29,1	27,5	31,3	18,3	25,5	51,3	46,6
(anortyt %) (anorthite per cent)	(45—50)	(44)	(23—35)	(36—55)	(64)	(52)	(44—60)	(55)	(33—56)	(56—68)	(56)	(54—69)	(0—40)
Mikroklin Microcline	11,1	14,4	7,3	10,1	3,1	20,2	24,7	26,5	23,5	17,1	14,3	8,1	15,6
Biotyt Biotite	17,3	16,8	14,6	16,1	17,7	8,5	9,7	7,0	11,9	8,4	16,1	śl.	2,4
Chloryt Chlorite	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Hornblenda Hornblende	6,6	7,1	18,0	10,0	18,1	0,2	14,1	14,1	10,0	śl.	0,5	26,1	—
Piroksen Pyroxene	—	0,8	śl.	śl.	6,9	53,3	13,1	18,9	17,6	46,8	37,4	1,9	31,7
Apatyt Apatite	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,1	3,1
Cyrkon Zircon	śl.	0,1	—	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—	0,1	—
Tytanit Titanite	—	—	0,1	śl.	—	—	—	—	0,1	—	—	1,1	0,3
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,2	0,4	0,5	0,4	1,3	0,5	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	śl.
Epidot Epidote	śl.	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Oliwin Olivine	—	—	—	—	—	5,6	—	—	—	6,3	5,2	—	—
Obwódki piroksenowo- -mikowe Pyroxene-mica rims	—	—	—	—	—	4,0	—	—	—	2,4	0,3	—	—

Analizy 1—4 — granodiority — granodiorites, 5 — tonalit — tonalite, 6 — syenit — syenite, 7—9 — monzonity kwarcowe — quartz monzonites, 10—11 monzonity — monzonites, 12 — monzogabro kwarcowe — quartz monzogabbro, 13 — monzodioryt — monzodiorite.

kowe przerosty skalenia potasowego. Albit w szlifie oliwkowoszary jest istotnym składnikiem średnioziarnistych partii monzodiorytów. Dość często jest on silnie zsercytyzowany i poprzerastany drobnym pigmentem hematytowym. Ksenomorficzny mikropertyt mikroklinowy tworzy przeważnie duże, silnie zmętniałe i zbrunatniałe w szlifie, ziarna z plamistym wygasaniem. Duże kryształy mikropertytu mikroklinowego zawierają wrostki plagioklazu i augitu, a drobne wypełniają przestrzenie między tymi minerałami. Gdziekolwiek wśród plagioklazów po-

jawia się kwarc. Hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna augitu ( $\alpha$  z  $\gamma = 46^\circ$ ) poprzerastane są apatytami, brunatnym biotytem i zsercytyzowanym plagioklazem. Stosunkowo nieliczne blaszki rdzawo-brunatnego biotyty, częściowo przeobrażone w zielonkawy pennin i minerał „x”, obrastają ziarna augitu. Słupki i pręciki apatytu, brunatnawy tytanit i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. Nieco wyżej w profilu występują silnie przeobrażone drobno- i średnioziarniste monzodiority. Plagioklasy tych skał w przeważającej masie zostały

tak gruntownie przeobrażone, że obecnie spotyka się najczęściej już tylko niewielkie ich relikty oraz pseudomorfozy serycytowo-prehnitowe lub prehnitowo-serycytowe. W reliktach występuje albit i bardziej zasadowy plagioklaz.

*Monzodioryty średnioziarniste* z odsłonięcia 226 (fig. 18) pod mikroskopem wykazują strukturę ksenomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Andezyn (ok. 40% An) i hornblenda zwyczajna ( $\alpha z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — żółtozielony,  $\gamma$  — bladezielony) są głównymi minerałami omawianych skał. Pierwszy z wymienionych tworzy niekiedy hipautomorficzne tabliczki silnie zmętniałe, zserycytyzowane i zawierające nieregularne przerosty skalenia potasowego. Zróżnicowane co do wielkości ziarna mikroklinu, niekiedy pertytowego, wykazują niespokojne wygaszanie światła. Gdzieś między skaleniami i minerałami ciemnymi pojawiają się gniazdowe skupienia kwarcu. Większe, przeważnie ksenomorficzne kryształy hornblendy poprzerastane są plagioklazem i augitem diopsydowym ( $\alpha z/\gamma = 44^\circ$ ). Ten ostatni może stanowić drobne fragmenty o jednakowej orientacji optycznej, oddzielone od siebie hornblendą. Agregatowe skupiska drobnych kryształów hornblendy mają czasami słupkowate zarysy. Jasnobrunatny biotyt zawiera soczewkowate przerosty minerału „x” i wrostki magnetytu z wąskimi otoczkami tytanitu. Cyrkon, apatyt, tytanit i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. Opisanie monzodioryty pocięte są żyłkami hornblendowymi ( $\alpha z/\gamma = 16^\circ$ ;  $\alpha$  — bladezielonkawożółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladeoliwkowozielony), w których dodatkowo pojawia się augit diopsydowy ( $\alpha z/\gamma = 44^\circ$ ). Tworzy on samodzielne ziarna bądź też przerosty w hornblendzie. Ilościowy skład mineralny opisanych skał Podzamka podano w tabeli 14.

W granitoidach Podzameckiej Kopy napotkano enklawy hornfelsowe (fig. 18, odsł. 125a) i amfibolitowe (fig. 18, odsł. 130c<sub>1</sub>). Przypuszczalnie płyciaste enklawy hornfelsowe różnią się megaskopowo barwą i wielkością ziarna od otaczających granitoidów. Kontakty ze skałą macierzystą są ostre. Brunatnawoszare bardzo drobnoziarniste hornfelsy andaluzytowo-korundowe wykazują strukturę grano-lepidoblastyczną i teksturę kierunkową, wywołaną równoległym ułożeniem blaszek biotytu. Zbudowane są one z biotytu, muskowitu, albitu, mikropertytu mikroklinoowego, korundu i andaluzytu. Drobne łuski i większe blaszki kasztanowobrunatnego biotytu, mniej więcej równomiernie rozproszone w całej skale, decydują o jej ciemnym zabarwieniu. Muskowit występuje w niewielkich ilościach. Albit i mikropertyt mikroklinoowy tworzą na ogół drobne ksenoblasty, rozrzucone

wśród przeważających łuszczyków. Korund, ilościowo ważny składnik hornfelsów, wykształcony jest w postaci ksenomorficznych ziarn lub hipautomorficznych słupków, w szlifie na ogół bezbarwnych. Miejscami pojawia się jednak barwa bladefioletowa. Duże kryształy korundu poprzerastane są czarnymi grudkami minerałów nieprzezroczystych (tlenki żelaza) i łuseczkami brunatnego biotytu, drobne natomiast same stanowią wrostki w łuszczykach. Wśród łuszczyków występują jeszcze stosunkowo nieliczne ksenoblasty andaluzytu. Turmalin ( $\omega$  — żółtobrunatny,  $\epsilon$  — bladeżółtawy), minerały nieprzezroczyste, cyrkon, kalcyt i hercynit występują jako składniki akcesoryczne.

Ciemnoszare drobnoziarniste amfibolity budujące enklawy mają strukturę nematoblastyczną i teksturę kierunkową, uwarunkowaną równoległym ułożeniem minerałów ciemnych. Oprócz przeważających kryształów hornblendy zwyczajnej i andezynu występują jeszcze biotyt, augit zwyczajny i kwarc. Hornblenda zwyczajna ( $\alpha z/\gamma = 14^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — szarozielony) tworzy bardzo liczne słupkowato wydłużone ziarna, często stykające się ze sobą. Hornblendzie mogą towarzyszyć drobne ziarna bladezielonkawego augitu zwyczajnego oraz blaszki kasztanowobrunatnego biotytu. Wśród przeważających minerałów ciemnych występują pojedyncze ziarna lub agregatowe skupienia andezynu (35–38% An) oraz sporadyczny kwarc. W omawianych enklawach, oprócz jasnych gniazd, spotyka się drobnoziarniste partie kwarcowo-plagioklazowo-biotytowe. Cyrkon, tytanit i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

#### SKAŁY OKOLIC BARDA

Na południe od miejscowości Bardo (fig. 20) znajduje się niewielkie wystąpienie granitoidów, stanowiące północne zakończenie apofizy Grańca—Barda. Apofiza ta odsłonięta jest tylko w okolicach Laskówki i Barda. Pozostała jej część przykryta jest kontaktowo przeobrażonymi utworami osadowymi Gór Bardzkich.

Granitoidy Barda (fig. 20, odsł. 1–10) reprezentowane są prawie wyłącznie przez ciemnoszare, średnio- lub drobnoziarniste tonality o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i teksturze bezkierunkowej. Mają one analogiczny skład mineralny jak pozostałe granitoidy kłodzko-złotostockiego masywu. Auto- lub hipautomorficznie wykształcone plagioklasy zawierają od 20 do 70% An. Duży interwał zawartości anortytu związany jest ściśle z budową pasową, przy czym jądro jest zawsze bogatsze w anortyt (normalna budowa pasowa). Zawartość anortytu w pasowo zbudowanych plagioklazach waha się w partiach

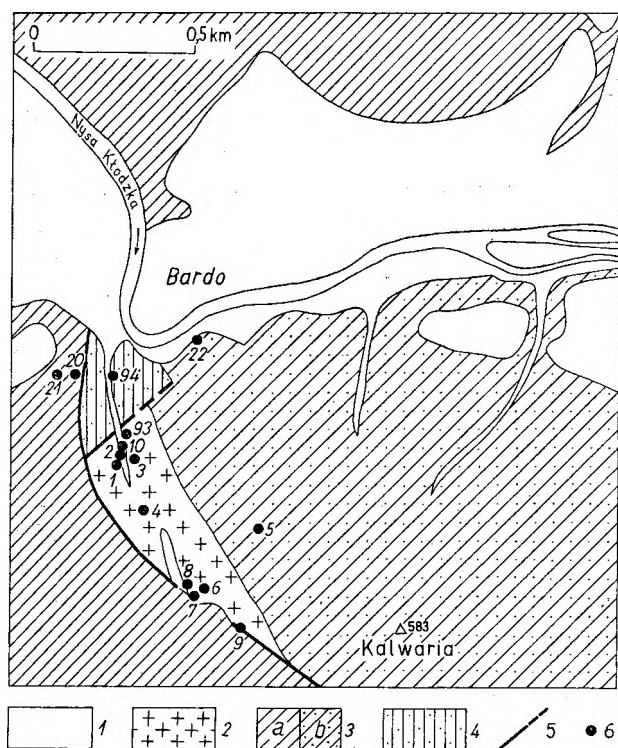


Fig. 20

## Geologiczny szkic okolic Barda (wg Finckha 1929)

Czwartorzęd: 1 — gliny, piaski i żwiry; górny karbon: 2 — granitoidy; dolny karbon: 3a — piaskowce i łupki ilaste, 3b — piaskowce i łupki ilaste kontaktowo przeobrażone; sylur: 4 — łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone; 5 — uskoki; 6 — miejsca pobrania prób

## Geological sketch of Bardo region (after Finckh 1929)

Quaternary: 1 — loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 — granitoids; Lower Carboniferous: 3a — sandstones and clay slates, 3b — sandstones and clay slates contact metamorphosed; Silurian: 4 — siliceous slates contact metamorphosed; 5 — faults; 6 — location of samples

jądrowych od 51 do 73%, a w obwódkach od 20 do 29%. Najczęściej spotyka się plagioklasy zawierające powyżej 50% An i te zwykle wykazują budowę pasową. Rzadziej występują plagioklasy uboższe w anortyt (38–50% An). Mikroklin lub mikropertyt mikroklinowy tworzy przeważnie niewielkie ksenomorficzne ziarna o plamistym wygaszaniu światła. Kwarc natomiast wykazuje dość spokojne wygaszanie. Hornblenda zwyczajna reprezentowana jest przez odmiany jednolicie i niejednolicie zabarwione. Pierwsze z wymienionych mają najczęściej zielonkawe zabarwienie z wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — zielonkawobrunatny, szarozielony,  $\gamma$  — blade lub szarozielony;  $\angle z/\gamma = 12-21^\circ$  i  $\Delta = 0,022-0,026$ ). Oprócz nich spotyka się jeszcze hornblendy oliwkowobrunatne ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — jasnobrunatny,  $\gamma$  — oliwkowobrunatny) z kątem  $z/\gamma = 14-16^\circ$  i  $\Delta = 0,023-0,027$  oraz ciemnobrunatne ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — brunatnawy,  $\gamma$  — ciemnobrunatny) z kątem  $z/\gamma = 19^\circ$  i  $\Delta = 0,025$ . Hornblendy niejednolicie zabarwione wykazują zwykle brunatnawe partie

jądrowe i zielonkawe obwódki. Ich kąt  $z/\gamma = 12-19^\circ$ , a  $\Delta = 0,022-0,026$ . Hornblenda tworzy pojedyncze kryształy lub zwarte agregaty ziarn wzajemnie poprzestanych. Najczęściej ulega ona chlorytyzacji i kalcytyzacji. Jasno-, ciemno- lub kasztanowobrunatny biotyt jest automorficzny względem mikroklinu i kwarcu, a ksenomorficzny w stosunku do hornblendy, którą często obrasta.

Tonality pocięte są spękaniem wypełnionym kalcytem, prehnitem i albitem. W pobliżu żyłek prehnitowo-albitowych plagioklaz tonalitów ma skład albitu (0% An). Wtórny albit swym wykształceniem nie różni się od andezynu lub labradoru. Występowanie wtórnego albitu w pobliżu żyłek prehnitowo-albitowych i jego wykształcenie podobne do andezynu i labradoru tonalitów wskazuje na to, że powstał on w wyniku metasomatycznego przeobrażenia plagioklazów zasobnych w anortyt pod wpływem roztworów hydrotermalnych bogatych w sól.

W tonalitach Barda występują dość liczne enklawy amfibolitowe i hornfelsowe.

Enklawy amfibolitowe mają kształty przeważnie elipsoidalne lub kuliste, rzadziej płyciaste. Drobne enklawy o kształtach zaokrąglonych są przeważnie tak silnie zgranitzowane, że słabo różnicują się one w tle otaczającego tonalitu. Indywidualność większych enklaw jest wyraźniejsza. Enklawy silnie zgranitzowanych amfibolitów mają analogiczny jak tonality jakościowy skład mineralny, strukturę i teksturę, a różnią się od nich głównie ilościowym udziałem poszczególnych minerałów. Enklawy amfibolitowe są na ogół bogatsze w hornblendę i biotyt, a uboższe w mikroklin i kwarc. W amfibolitach budujących enklawy płyciaste spotyka się relikty dawnych struktur (strukтуры diablastyczne) amfibolitów, które oparły się granitzacyjnej przebudowie. W składzie mineralnym tych ostatnich enklaw nie spotkano mikroklinu.

Jasne enklawy hornfelsowe o kształtach płyciastych są drobnoziarnistymi skałami wykazującymi strukturę granoblastyczną i bezładną teksturę. Zbudowane są one głównie z kwarcu, mikropertytu mikroklinowego i albitu. Pennin, biotyt i bezbarwna mika pojawiają się w nich podrzędnie. Skałen potasowy często tworzy granofirowe przerosty z kwarcem. W niektórych enklawach oprócz kwaśnego plagioklazu spotyka się porfiroblasty pasowo zbudowanego labradoru (jądro 52% An, obwódka 26% An) o wykształceniu i składzie analogicznym jak plagioklaz otaczającego enklawę granitoidu.

Bezpośrednie kontakty żył tonalitowych z hornfelsami (fig. 20, odsł. 1 i 2) obserwowano w dolinie potoku wpływającego do Nysy Kłodzkiej. Przy kontakcie ze skałami osłony tonality stają się drobniej ziarniste (zmiany endokontaktowe). Skały kontaktowe

z tego regionu opisano w rozdziale poświęconym utworom kontaktowo-metamorficznym Gór Bardzkich. W odsłonięciu 10 (fig. 20) tonality kontaktują z utworami o charakterze migmatytów, w których można wyróżnić dwie genetycznie różne partie skalne — starszą bardzo drobnoziarnistą partię hornfelsową i młodszą średnioziarnistą partię granitoidową. Bliższe szczegóły na temat tonality Barda znajdzie czytelnik w mojej wcześniejszej publikacji (Wierzchołowski 1969).

### SKAŁY ULTRAMAFICZNE

Piroksenity oliwinowo-hornblendowe (fig. 8, odsł. 291) i hornblendyty piroksenowe (fig. 13, odsł. 167) występują w niewielkich ilościach w okolicach Mąkolna i Droszkowa. Spotykane są one wyłącznie w postaci luźnych bloków o średnicy około 1 m. Pierwsze z wymienionych zdają się występować w stowarzyszeniu z amfibolitami, a drugie pojawiają się wśród granitoidów.

Piroksenity oliwinowo-hornblendowe to czarniawe drobno- lub średnioziarniste skały, które pod mikroskopem ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę bezkierunkową. Pirokseny, stanowiące ponad 50% obj. skały, reprezentowane są przez bezbarwny augit diopsydowy i nieliczny enstatyt. Augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 41^\circ$ ) ma postać hipauto-

morficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn, często zbliżonych według (100) i gęsto przetkanych drobnymi grudkami magnetytu. Poza tym jest on poprzerastany blado zabarwionym (oliwkowym) amfibolem, który zwykle tworzy w augicie liczne drobne i nieregularne przerosty. Przerosty te występują w partiach centralnych i na obrzeżeniach augitu, wykazując zgodność orientacji przestrzennej osi „z” z gospodarzem. Amfibol ( $\angle z/\gamma = 16^\circ$ ;  $\alpha$  — bladożółtawy,  $\beta$  — bladooliwkowy,  $\gamma$  — oliwkowozielony) oprócz przerostów z augitem tworzy samodzielne przeważnie ksenomorficzne ziarna, wypełniające przestrzenie między kryształami augitu i oliwinu. Ksenomorficzne blaszki flogopitu ( $\gamma \approx \beta$  — oliwkowożółty,  $\alpha$  — bezbarwny) wypełniają gdzieś drobne przestrzenie między ziarnami augitu i oliwinu. Niekiedy spotyka się większe blaszki tego łuszczyku, zawierające drobne wrostki augitu. Ksenomorficzne ziarna oliwinu ( $2V\alpha = 89^\circ$ ) są nieregularnie splekane i pocięte żyłkami żółtozielonkawego serpentynu. W splekaniach tych i w żyłkach serpentynowych tkwią liczne czarne grudki magnetytu. Niekiedy serpentynizacja oliwinu jest silniej rozwinięta i wtedy znaczną część ziarna stanowi serpentyn. Całkowitej serpentynizacji uległy niektóre drobne ziarna. Jako składniki akcesoryczne występują grudki magnetytu oraz większe ziarna innych minerałów nieprzezroczystych (prawdopodobnie piryt).

Tabela 15

Analizy mikrometryczne skał ultramaficznych Mąkolna i Droszkowa (% obj.)  
Modes of ultramafic rocks from Mąkolno and Droszków (vol. per cent)

Minerały Minerals	Numery analiz — Analysis numbers				
	1	2	3	4	5
	Numery odsłoneń — Exposure numbers				
	291e	291e'	291h	167a	167b
Oliwin Olivine	8,9	7,1	4,8	4,1	2,3
Serpentyn Serpentine	2,7	3,8	5,1	—	—
Piroksen Pyroxene	63,6	57,0	53,9	26,7	34,7
Amfibol Amphibole	18,3	21,3	27,6	57,4	42,3
Flogopit Phlogopite	2,2	5,9	4,1	8,9	17,0
Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	4,3	4,9	4,5	2,3	2,6
Apatyt Apatite	—	—	—	0,6	1,1

Analizy 1–3 — piroksenity oliwinowo-hornblendowe — olivine-hornblende pyroxenites, 4–5 — hornblendyty piroksenowe — pyroxene hornblendites. Analizę 2 wykonała Leśniewska (1968) — analysis no. 2 from Leśniewska (1968).

Hornblendyty piroksenowe różnią się od piroksenitów hornblendowych wielkością ziarna i strukturą. Są one wyraźnie gruboziarniste, a pod mikroskopem wykazują strukturę poikilitową. Duże kryształy najczęściej hornblendy i flogopitu, rzadziej piroksenu, poprzerastane są drobnymi kryształami współwystępujących minerałów. Dominującym ilościowo minerałem jest hornblenda zwyczajna ( $\alpha$   $z/\gamma = 17^\circ$ ), która tworzy różnej wielkości ziarna. Wykazują one brunatnawe ( $\alpha$  — oliwkowożółty,  $\beta$  — bladobrunatny,  $\gamma$  — oliwkowobrunatny) lub zielonkawę ( $\alpha$  — żółtozielony,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladozielonkawy) zabarwienie. Odmiana brunatnawa stanowi najczęściej strzępiaste przerosty w augicie diopsydowym. Rzadziej tworzy ona niewielkie samodzielne kryształy. Hornblenda zielona natomiast bardzo często wykształcona jest w postaci dużych ziarn, poikilitowo poprzerastanych augitem diopsydowym i oliwinem. Różnej wielkości słupki i ksenomorficzne ziarna augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 39-40^\circ$ ,  $2V\gamma = 52-56 \pm 2^\circ$ ) dość często poprzerastane są brunatno zabarwioną hornblendą (analogicznie jak w piroksenicie hornblendowym). Drobnie kryształy augitu diopsydowego powszechnie tworzą wrostki w hornblendzie zielonej i flogopicie. Duże blaszki flogopitu ( $\alpha$  — bezbarwny,  $\beta \approx \gamma$  — oliwkowożółty), poprzerastane augitem, oliwinem i hornblendą, wygaszają światło faliście. Oliwin ( $2V\alpha = 85 \pm 2^\circ$ ) i enstatyt mają analogiczne wykształcenie jak w piroksenitach, przy czym ten pierwszy wyłącznie tworzy wrostki w hornblendzie i flogopicie. W roli minerałów akcesorycznych występują drobne grudki tlenków żelaza, apatyt i piryt. Wyniki analiz mikrometrycznych opisanych skał przedstawiono w tabeli 15.

#### SKAŁY ŻYŁOWE

Na skały żyłowe składają się pegmatyty, aplity, żyły kwarcowe, mikrogranodioryty o strukturze porfirowej, drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów oraz spessartyty i wożetyty.

Pegmatyty napotkano w okolicach Laskówki (fig. 4, odsł. 12, 33—35, 37, 39, 40), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 353), Żelazna (fig. 15, odsł. 248I) i Podzamka (fig. 18, odsł. 225, 226), a aplity w regionie Laskówki (fig. 4, odsł. 12, 13, 43), Lasek (fig. 6, odsł. 47), Jaskowej (fig. 12, odsł. 160, 179), Droszkowa (fig. 13, odsł. 154) i Podzamka (fig. 18, odsł. 225, 226).

Pegmatyty i aplity są żółtoszarymi lub różowymi skałami, które różnią się między sobą głównie wielkością ziarna. Pod mikroskopem omawiane skały wykazują strukturę ksenomorfowo-ziarnistą, nierównoziarnistą lub pismową oraz najczęściej bezładną teks-

turę. Zbudowane są one z kwarcu, mikroklinu, mikropertytu mikroklinowego, plagioklaz, biotyty i chlorytu. Czasami dodatkowo pojawia się hornblenda zwyczajna ( $\alpha$   $z/\gamma = 16^\circ$ ;  $\alpha$  — bladozielonkawożółty,  $\beta$  — jasnozielony,  $\gamma$  — bladozielony). Mikropertyt mikroklinowy wykazuje niekiedy lokalnie rozwiniętą kratkową budowę bliźniaczą. Plagioklaz ma najczęściej skład albitu, rzadziej oligoklaz lub andezynu, przy czym zawartość anortytu waha się w granicach od 0 do 35% An. Skalenie potasowe i sodowo-wapniowe tworzą niekiedy mikropegmatytowe przerosty z kwarcem (pl. IV 2). Brunatny biotyt częściowo został przeobrażony w zielonkawy pennin. Hornblenda zwyczajna o niespokojnym wygaszaniu światła zawiera wrostki tytanitu i augitu diopsydowego. Apatyt, cyrkon, tlenki żelaza i tytanit występują w roli minerałów akcesorycznych.

W granitoidach Droszkowa (fig. 13, odsł. 148c, 165c) pojawiają się drobne żyły kwarcowe, o grubości kilku centymetrów, w których oprócz przeważających ziarn kwarcu występują kryształy prehnitu i tytanitu.

Mikrogranodioryty o strukturze porfirowej (fig. 6, odsł. 65, 83; fig. 8, odsł. 102) to brunatnawoszare skały, w których można wyróżnić bardzo drobnoziarniste tło skalne i tkwiące w nim fenokryształy plagioklaz, skalenia potasowego, kwarcu, biotyty, augitu i hornblendy zwyczajnej. Tło skalne złożone jest z plagioklaz, skalenia potasowego, kwarcu oraz niewielkich ilości biotyty i penninu. Fenokryształy mają najczęściej hipautomorficzne wykształcenie, podczas gdy minerały tła skalnego są zawsze ksenomorficzne. Tabliczki plagioklazów mają skład andezynu (31—50% An), labradoru (57% An) lub albitu (0—9% An). Pospolita jest budowa pasowa z jądrem andezynowym i oligoklazową obwódką (20—26% An). Stan zachowania skaleni sodowo-wapniowych jest zmienny. Wykazują one ponadto znamiona protoklaz, korozji magmowej i kataklazy. Zluźnienia w plagioklazach zostały zabliznione kwarcem i skalaniem potasowym lub wypełnione minerałami tła skalnego. Apatyt, biotyt, kwarc i hornblenda tworzą wrostki w plagioklazach. Mikropertyt ( $2V\alpha = 49^\circ$ ) i kwarc również wykazują objawy korozji magmowej (pl. IV 3).

Auto- lub hipautomorficzne blaszki brunatnego biotyty zostały częściowo przeobrażone w pennin i pistacyt. Hornblenda zwyczajna auto-, hipauto- lub ksenomorficznie wykształcona ( $\alpha$   $z/\gamma = 13-15^\circ$ ;  $\alpha$  — blado- lub zielonkawożółty,  $\beta$  — zielonkawy lub oliwkowobrunatny,  $\gamma$  — szaro- lub ciemnozielony, miejscami oliwkowy) wykazuje niekiedy niejednolite zabarwienie (jądra brunatnawe, obwódki zielonkawe). Ziarna hornblendy występują pojedynczo lub w ze-

społach. Niektóre z nich poprzerastane są plagioklazem, augitem i aktynolitem. Część fenokryształów augitu diopsydowego jest poprzerastana i obrośnięta zieloną hornblendą. W mikrogranodiorytach o strukturze porfirowej można spotkać dość duże agregaty biotyto-kwarcowo-plagioklazowe oraz mikroenklaawy zbudowane z bladzielonkawego amfibolu i drobnych ilości augitu diopsydowego, biotyty i plagioklazu.

Drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów reprezentowane są przez mikrogranodioryty, mikrogranity, mikrodioryty, mikrodioryty kwarcowe, mikromonzodioryty i mikromonzonity.

*Mikrogranodioryty* (fig. 10, odsł. 209; fig. 12, odsł. 178) mają analogiczną strukturę oraz podobny skład mineralny jak ich średnioziarniste odpowiedniki. Zbudowane są z andezynu (30–39% An), mikroklinu, kwarcu, hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 15–19°) i bladobrunatnego biotyty.

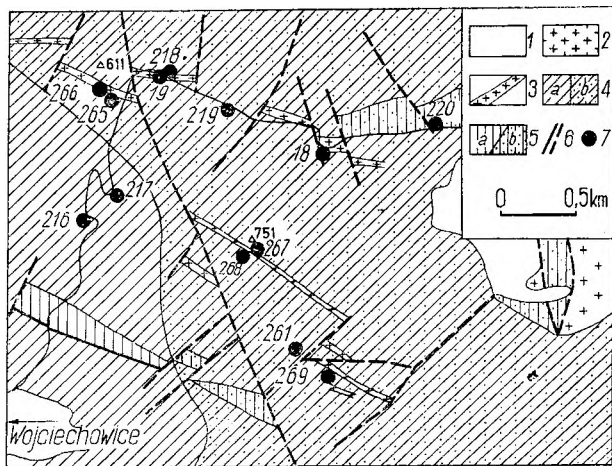


Fig. 21

Geologiczny szkic okolic Wojciechowic (wg Finckha *et al.* 1938)

Czwartorzęd: 1 – gliny, piaski i żwir; górny karbon: 2 – granitoidy, 3 – mikrogranitoidy; dolny karbon: 4a – piaskowce i łupki ilaste, 4b – piaskowce i łupki ilaste kontaktowo przeobrażone; sylur: 5a – łupki krzemionkowe, 5b – łupki krzemionkowe kontaktowo przeobrażone; 6 – uskoki; 7 – miejsca pobrania prób

Geological sketch of Wojciechowice region (after Finckh *et al.* 1938)

Quaternary: 1 – loams, sands and gravels; Upper Carboniferous: 2 – granitoids, 3 – microgranitoids; Lower Carboniferous: 4a – sandstones and clay slates, 4b – sandstones and clay slates contact metamorphosed; Silurian: 5a – siliceous slates, 5b – siliceous slates contact metamorphosed; 6 – faults; 7 – location of samples

*Mikrogranity* (fig. 10, odsł. 212) różnią się od mikrogranodiorytów większym udziałem mikroklinu, brakiem hornblendy zwyczajnej oraz obecnością dwóch rodzajów plagioklazu (andezynu i albitu).

*Mikrodioryty* występują w okolicach Wojciechowic

(fig. 21, odsł. 265, 266a, b, 269a), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 213a, 334b) i Krosnowic (fig. 16, odsł. 190b). Mikrodioryty Wojciechowic są ciemno- lub zielonkawoszarymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej lub porfirowej i bezkierunkowej teksturze. Mikrodioryty o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej zbudowane są z plagioklazu (ok. 60% An) o różnym stanie zachowania, kwarcu, granofirowych przerostów skaleni potasowego i kwarcu oraz zielonej i brunatnej hornblendy zwyczajnej. W roli fenokryształów, w odmianach o strukturze porfirowej, występują plagioklaz, augit diopsydowy, biotyt, pseudomorfozy (kalcytowe, chlorytowo-łyszczykowe i łyszczykowe), po hornblendzie i sporadycznie kwarc. Tło skalne natomiast złożone jest z plagioklazu, kwarcu, skaleni potasowego oraz biotyty i chlorytu.

Zielonkawoszare mikrodioryty Chwalisławia zbudowane są głównie z listewek albitu (0% An) i brunatnego biotyty. Niewielkie przestrzenie między listewkami albitu wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami kwarcu i mikroklinu. Podrzędnie pojawia się hornblendą zieloną. Natomiast różowawe mikrodioryty Chwalisławia mają skład bardziej urozmaicony. Zbudowane są one z labradoru (jądro 52% An, obwódka 20% An), albitu (0% An), mikroklinu, augitu diopsydowego ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 41°), hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 20°;  $\alpha$  – jasnożółty,  $\beta$  – oliwkowobrunatny,  $\gamma$  – szarozielony), biotyty i kwarcu.

Zasadniczą masę mineralną mikrodiorytów Krosnowic stanowią plagioklasy (5–11% An) i wysepkowate skupienia kryształów hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 14–17°;  $\alpha$  – bladżółtawy,  $\beta$  – bladzielonkawy,  $\gamma$  – szarozielony). W mniejszych ilościach występują blaszki brunatnego biotyty oraz ziarna kwarcu i mikroklinu.

*Mikrodioryty kwarcowe* (fig. 21, odsł. 18, 266) są ciemnoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o strukturze hipautomorfowo-ziarnistej i bezkierunkowej teksturze. Minerale jasne tych skał reprezentowane są przez andezyn (jądro 43% An, obwódka 22% An), labrador (jądro 57% An, obwódka 23% An) oraz drobne ilości mikroklinu i kwarcu, a ciemne – przez augit diopsydowy ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 41°), brunatną hornblendę, bladzielonkawy aktynolit, brunatny biotyt i chloryt. Analizę chemiczną mikrodiorytu kwarcowego z odsłonięcia 266 (fig. 21) podano w tabeli 18.

W zielonkawo- lub ciemnoszarych *mikromonzodiorytach* Wojciechowic (fig. 21, odsł. 261a, 268, 269b) można wyróżnić tło skalne i tkwiące w nim fenokrystały labradoru (ok. 56% An), brunatnej hornblendy zwyczajnej, augitu zwyczajnego, biotyty i penninu. Tło skalne złożone jest z plagioklazu, skaleni potasowych, kwarcu, granofirowych przerostów skaleni potasowego i kwarcu, biotyty i penninu. Rzadziej



w tle skalnym pojawiają się kryształy augitu i hornblendy.

Skataklastowane *mikromonzonity* Podzamka (fig. 18, odsł. 120) ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, miejscami monzonitową lub kataklastyczną i bezkierunkową teksturę. Zbudowane są z mikroklinu, mikropertytu mikroklinowego, plagioklaz (3—11% An) i hornblendy zwyczajnej ( $\chi z/\gamma = 15-18^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielonkawy lub zielonkawoszary,  $\gamma$  — bardzo bladezielony lub zielonkawoszary).

Spessartyty i wogezyty (oprócz wogezytów Ołdrzychowic) stanowią grupę skał żyłowych znacznie młodszych od dotychczas opisanych. Pierwsze z wymienionych występują w okolicach Lasek (fig. 6, odsł. 264a), Mąkolna (fig. 8, odsł. 285, 295, 307a, 338), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 365a), Jaszkowej (fig. 12, odsł. 137e, 144b), Droszkowa (fig. 13, odsł. 168) i Ołdrzychowic (fig. 15, odsł. 239) a drugie — w regionie Ołdrzychowic (fig. 15, odsł. 238a) i Rogówka (fig. 13, odsł. 173a).

Spessartyty są ciemnoszarymi, drobno- lub bardzo drobnoziarnistymi skałami zbudowanymi głównie z plagioklaz (0—39% An) i hornblendy zwyczajnej ( $\chi z/\gamma = 12-18^\circ$ ;  $\alpha$  — oliwkowożółty, bladeżółty,  $\beta$  — oliwkowobrunatny, oliwkowozielony,  $\gamma$  — oliwkowozielony, szarzielony, oliwkowobrunatny, jasnozielony). Brunatny biotyt, skaień potasowy, kwarc i augit ( $\chi z/\gamma = 41-47^\circ$ ) występują w mniejszych ilościach. Minerale ciemne stanowią w spessartytach około 40% obj. skały. Wzrost zawartości minerałów jasnych powoduje przejście spessartytów w mikrodioryty (fig. 12, odsł. 145b, 157a; fig. 13, odsł. 169, 170, 172; fig. 15, odsł. 184a, 240) i mikromonzodioryty (fig. 8, odsł. 338) bardzo drobnoziarniste.

Wogezyty z Ołdrzychowic wykazują znaczne analogie z otaczającymi je granitoidami, z którymi związane są genetycznie. Przedstawiają się one jako ciemnoszare, drobnoziarniste skały o hipautomorfowo-ziarnistej strukturze i kierunkowej teksturze. Główne tworzywo wogezytów stanowią minerale ciemne, wśród których dominuje hornblenda. Kryształy hornblendy zwyczajnej ( $\chi z/\gamma = 15-19^\circ$ ;  $\alpha$  — zielonkaważółty,  $\beta \approx \gamma$  — bladezielony) często skupione są w zespoły złożone z kilku lub kilkunastu stykających się ze sobą ziarn. Błyszki jasnobrunatnego biotyту otulają zwykle pojedyncze ziarna hornblendy. Przeszrenie między minerałami ciemnymi wypełnione są ksenomorficznymi ziarnami mikroklinu. Albit i kwarc pojawiają się sporadycznie. Natomiast wogezyty Rogówka różnią się wyraźnie od granitoidów i wogezytów Ołdrzychowic. Odnaczają się one brunatnym lub zielonkawym zabarwieniem i mniejszą zawartością

minerałów ciemnych. Oprócz wogezytów w Rogówku występują kwarcowe mikrosyenity mikroklinowe. Te ostatnie zawierają, w porównaniu z wogezytami, mniej hornblendy i biotyту, a więcej mikroklinu i kwarcu. Omówione pokrótce skały żyłowe, stowarzyszone z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym, będą przedmiotem oddzielnej i bardziej wyczerpującej publikacji.

#### SKAŁY AUREOLI KONTAKTOWEJ

W aureoli kontaktowej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego można wyróżnić dwie części: północno-zachodnią i południowo-wschodnią. Na północno-zachodnią część aureoli składają się formacje skalne struktury bardzkiej i metamorfiku kłodzkiego, a na południowo-wschodnią utwory metamorfiku Ładka i Śnieżnika. Ten schemat podziału aureoli kontaktowej z małymi zmianami utrzymano przy opisach szczegółowych utworów kontaktowo-metamorficznych. Z rozdziału pt. „Północno-zachodnia część aureoli kontaktowej” wyłączono opisy skał metamorfiku kłodzkiego i zamieszczono je w rozdziale pt. „Południowo-wschodnia część aureoli kontaktowej”. Powyższe uzasadnione było znacznymi analogiami petrograficznymi między formacjami skalnymi obu metamorfików. Dzięki temu uniknięto zbędnych powtórzeń opisów tych samych typów skalnych.

#### PÓLNOCNO-ZACHODNIA CZĘŚĆ AUREOLI KONTAKTOWEJ (BEZ METAMORFIKU KŁODZKIEGO)

Kontaktowo przeobrażone skały osadowe Gór Bardzkich ciągną się dość szerokim pasem od wzgórz występujących na północ od miejscowości Jaskówka (góra Róžec) poprzez góry Jedlak, Kłodzka, Ostra do góry Kalwaria położonej na południowy-wschód od Barda Śląskiego. Pierwotne piaskowce o urozmaiconym składzie mineralnym, łupki ilaste i graptolitowe oraz lidyty i wapienie zostały przeobrażone w różnego rodzaju skały kontaktowo-metamorficzne. Najsilniejszych przeobrażeń doznały skały występujące w bezpośrednim sąsiedztwie intruzji. Stopień kontaktowo-metamorficznych przeobrażeń maleje z odległością od kontaktu. Skały bardziej oddalone od intruzji uległy najczęściej tylko rekrytalizacji. Jedynym nowotworem mineralnym powstałym w ten sposób skał kontaktowo-metamorficznych jest brunatny biotyt

Hornfelsy andaluzytowo-kordierytowe występują na północ od linii Jaskówka—Podzamek (fig. 18). Mikroskopowo zbadano skały z następujących odsłonięć: 201, 368, 379, 380, 382, 438, II<sub>11</sub>, II<sub>12</sub>. Są to ciemnoszare, drobnoziarniste skały o teksturze bezładnej lub kierunkowej spowodowanej występowaniem napremianległych jaśniejszych i ciemniej-



szych lamin. Pod mikroskopem hornfelsy te wykazują strukturę poikiloblastyczną i teksturę najczęściej kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem wydłużonych blastów kordierytu, andalazytu i blaszek biotyту.

Zasadniczą masę mineralną opisywanych hornfelsów stanowią najrozmaitszych kształtów pseudomorfozy pinitowe po kordierycie. Rzadziej spotykane są blasty kordierytu nieznacznie przeobrażone. Zarówno kordieryt jak i pseudomorfozy pinitowe mogą mieć zarysy słupkowate, sześcioboczne lub też zupełnie przypadkowe. Nierzadko występują kryształy zbliżone według (110), najczęściej przenikające się trojaki o pseudoheksagonalnym pokroju. Kordieryt i pseudomorfozy po tym mineralu są sitowo poprzerastane drobnymi grudkami substancji węglistej, ksenoblastami kwarcu oraz blaszkami biotyту i muskowitu.

Andalazyt, ustępujący kordierytowi pod względem ilościowym, tworzy najczęściej ksenoblasty poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem i czarnymi grudkami substancji węglistej. Przerosty kwarcowe rozbijają często kryształy andalazytu na drobne, odizolowane od siebie fragmenty, wygaszające jednocześnie światło. W szlifie andalazyt wykazuje bladoróżowawy pleochroizm ( $\alpha$ ) i bardzo dobry stan zachowania. Tylko niekiedy obserwuje się blasty dotknięte wtórnymi przeobrażeniami. Kosztem andalazytu powstaje bladożółtawy minerał z grupy łyszczyków.

Drobne ksenoblasty kwarcu, poprzerastane substancją węglistą, wrostkami biotyту i skalenia potasowego; występują w pojedynczych egzemplarzach lub niewielkich zespołach. Skaleń potasowy pojawia się w niewielkich ilościach w niektórych hornfelsach (fig. 18, odsł. 201). Tworzy on najczęściej ksenoblasty poikiloblastycznie poprzerastane substancją węglistą, biotytem i pseudomorfozami po kordierycie. Niekiedy jednak można spotkać kryształy skalenia potasowego automorficzne względem kwarcu.

Brunatny biotyt i muskowit występują na ogół w niewielkich ilościach. Większe nagromadzenie tych minerałów obserwuje się w hornfelsach andalazytowo-kordierytowych góry Grodzisko (fig. 18, odsł. II<sub>11</sub>, II<sub>12</sub>). Najuboższe w łyszczyki są hornfelsy zawierające skaleń potasowy. Blaszkami biotyту, często hipautomorficznie wykształcone, przetkane są wrostkami kwarcu i substancji węglistej. Muskowit nie odgrywa poważniejszej roli ilościowej, ustępując zdecydowanie biotyutowi.

W roli minerałów akcesorycznych występują liczne grudki substancji węglistej, słupki turmalinu ( $\omega$  — ciemnozielony,  $\varepsilon$  — żółtawy), apatyту oraz tytanit i leukoksen.

Hornfelsy kordierytowe napotkano w le-

sie, przy drodze łączącej Podzamek z Wojciechowcami (fig. 18, odsł. 373, 378) oraz na południowym stoku góry Grodzisko (fig. 18, odsł. II<sub>13</sub>). Są one jasno- lub ciemnoszarymi skałami o strukturze poikiloblastycznej i teksturze bezładnej lub kierunkowej, wywołanej naprzemianległym ułożeniem jasnych i ciemnych lamin oraz zbliżoną orientacją przestrzenną blaszek biotyту. Najlichnieszym składnikiem tych skał jest kordieryt. W mniejszych ilościach występują skaleń potasowy (fig. 18, odsł. 373, 378), kwarc, biotyt i muskowit. Kordieryt tworzy różnej wielkości ksenoblasty lub słupkowato wydłużone kryształy, poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, biotytem i substancją węglistą. Kordieryty z hornfelsów z odsłonięcia 373 (fig. 18) charakteryzują się niemal idealnym stanem zachowania, podczas gdy w odsłonięciu 378 (fig. 18) przeważająca ich część została doszczętnie spinityzowana. Zupełnie podrzędnie obserwuje się procesy prazjolityzacji. Kordieryt zbliżony jest według (110).

Skaleń potasowy z małym kątem osi optycznych, prostym wygaszaniem i bardzo subtelnymi przerostami pertytowymi tworzy przeważnie drobne ksenoblasty poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem i biotytem. W pewnych partiach skały zdaje się nawet stanowić dominujący składnik. Niekiedy spotyka się kryształy skalenia potasowego automorficzne względem kordierytu. Drobne ksenoblasty kwarcu o falistym wygaszaniu pojawiają się w nieco większych ilościach w hornfelsach kordierytowych góry Grodzisko. Zawierają one wrostki substancji węglistej i skalenia potasowego (niekiedy).

Niewielkie hipautomorficzne blaszki brunatnego biotyту w większych ilościach występują w ciemniejszych odmianach hornfelsów kordierytowych. Hipautomorficzny muskowit pojawia się zazwyczaj w śladowych ilościach. Wyjątek stanowią hornfelsy góry Grodzisko, które są nieco bogatsze w ten składnik. Jako minerały akcesoryczne pojawiają się piryт, turmalin i substancja węglista.

Brunatnawoszare, bardzo drobnoziarniste hornfelsy kordierytowo-andalazytowo-muskowitowo-biotytowe (fig. 18, odsł. 129c) występują na południowych stokach góry Grodzisko. Skały te pod mikroskopem wykazują strukturę poikilo-grano-lepidoblastyczną i teksturę kierunkową wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyту i muskowitu oraz wydłużonych blastów andalazytu. Opisywane skały mają jakościowy skład mineralny podobny do hornfelsów andalazytowo-kordierytowych, od których różnią się zdecydowaną przewagą ilościową andalazytu nad kordierytem oraz obfitością łyszczyków.

Ciemnoszare, drobnoziarniste hornfelsy pinitowo-biotytowe stwierdzono w kamieniołomie

u podnóża Podzameckiej Kopy (fig. 18, odsł. 230) oraz na samym jej szczycie (fig. 18, odsł. II<sub>d</sub>). Hornfelsy z kamieniołomu wykazują strukturę granoblastyczną i teksturę kierunkową, podczas gdy ich odpowiedniki ze szczytu mają strukturę zdecydowanie nierównościarną i teksturę raczej bezkierunkową. Zbudowane są one z kwarcu, oligoklaz, pseudomorfoz pinitowych po kordierycie i biotyty. Pseudomorfozy pinitowe, obok kwarcu i biotyty, stanowią główne składniki hornfelsów, występujących w kamieniołomie u podnóża Podzameckiej Kopy. W hornfelsach ze szczytu tej góry pseudomorfozy pinitowe nie odgrywają poważniejszej roli. W skałach tych na pierwszy plan wysuwają się różnej wielkości ksenoblasty kwarcu oraz dość liczny oligoklaz, często poikiloblastycznie poprzerastany kwarcem. Pseudomorfozy pinitowe mają w przekroju zarysy prostokątne, zaokrąglone lub ksenomorficzne. Drobne blaszki czerwobrunatnego biotyty są na ogół równomiernie rozmieszczone w całej skale. Biotyt został częściowo schlorytyzowany.

W kamieniołomie u podnóża Podzameckiej Kopy, oprócz hornfelsów pinitowo-biotytowych bogatych w pseudomorfozy po kordierycie, występują odmiany z niewielką ilością tych utworów. Odmiany te wykazują strukturę porfiroblastyczną lub porfiro-granoblastyczną i teksturę najczęściej kierunkową. Ilościowy i jakościowy skład mineralny tych hornfelsów zbliżony jest do utworów kontaktowo-metamorficznych ze szczytu Podzameckiej Kopy. W skałach o strukturze heteroblastycznej porfiroblasty kwarcu i oligoklaz (14–20% An) występują w drobnoziarnistym tle zbudowanym z ksenoblastów kwarcu, oligoklaz, brunatnego biotyty, chlorytu, muskowitu i pseudomorfoz pinitowych po kordierycie. W roli porfiroblastów spotyka się również agregaty kwarcowe, stanowiące najprawdopodobniej nieco większe zrekrytalizowane otoczaki skał krzemionkowych. Hornfelsy pinitowo-biotytowe pocięte są cienkimi żyłami apłitowymi, w których spotyka się również drobne ilości pseudomorfoz pinitowych po kordierycie. Pseudomorfozy te stowarzyszone bywają z biotytem. Głównymi minerałami apłitów są mikropertyt mikroklinowy, plagioklaz (5–18% An) i kwarc.

Hornfelsy pinitowo-biotytowe występują również na kontakcie z tonalitami Barda (fig. 20, odsł. I). Wykazują one strukturę granoblastyczną lub poikiloblastyczną i bezkierunkową teksturę. Utwory kontaktowe z odsłonięcia I (fig. 20) zbudowane są z kwarcu, albitu (5–8% An), skalenia potasowego, biotyty, chlorytu i pseudomorfoz pinitowych lub prazjolitowych po kordierytach. Te ostatnie, o prostokątnych lub zaokrąglonych zarysach, bardzo często tkwią w dużych kryształach kwarcu i skalenia potasowego. Bezbarwne lub oliwkowe pseudomorfozy

chlorytowe po biotycie, przetkane igiełkami rutylu, wykazują lokalnie sinoniebiskie barwy interferencyjne. Albit jest silnie zmętniały i zserycytyzowany. W odsłonięciu 2 (fig. 20) hornfelsom pinitowo-biotytowym towarzyszą odmiany zawierające drobne blaszki nierównomiernie rozmieszczonego granatu, dwie generacje plagioklaz (autochtoniczny albit i nowotwory andezynu o zawartości od 35 do 42% An, genetycznie związane z apofizą Barda).

Hornfelsy pinitowo-biotytowe z granatami napotkano na wschodnim (fig. 18, odsł. 130d) i południowo-zachodnim zboczu (fig. 18, odsł. 124) Podzameckiej Kopy oraz na północ od szosy Laskówka—Dzbanów (fig. 4, odsł. 222). Są to brunatnawoszare drobnoziarniste skały o strukturze mniej więcej kierunkowej, które pod mikroskopem ujawniają strukturę granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotyty. W skład mineralny tych skał wchodzi kwarc, kwaśny plagioklaz, biotyt, pinitowe pseudomorfozy po kordierycie i granat. Czasami pojawia się dodatkowo mikropertyt (fig. 18, odsł. 124a) Ksenoblasty kwarcu o średnicy około 0,1 mm zawierają niekiedy wrostki brunatnego biotyty. Niektóre kryształy plagioklaz o różnym stanie zachowania są poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, czarnymi grudkami minerałów nieprzezroczystych i brunatnym biotytem. Jasnobrunatny biotyt częściowo został przeobrażony w bładozielonkawy pennin. Pseudomorfozy pinitowe po kordierycie mają takie same wykształcenie jak w uprzednio opisanych skałach tego typu. Ksenoblasty granatu, występujące w niewielkich ilościach, tylko niekiedy tworzą większe kryształy z wrostkami kwarcu. Hornfelsom pinitowo-biotytowym z granatami towarzyszą, w odsłonięciu 124a (fig. 18), hornfelsy granatowo-biotytowe o strukturze porfiroblastycznej i teksturze kierunkowej. W drobnoziarnistym tle skalnym, zbudowanym z kwarcu, plagioklaz, biotyty i granatu o średnicy około 0,05 mm, tkwią większe (ok. 0,5 mm) blaszki kwarcu, plagioklaz i granatu.

Czarniawe bardzo drobnoziarniste łupki chiasitolitowe odsłonięte są w lesie, niedaleko od drogi łączącej szosę Kłodzko—Złoty Stok ze schroniskiem „Kukułka” (fig. 18, odsł. 193). Dawniej były one przedmiotem eksploatacji w niewielkim kamieniołomie. W łupkach tych można megaskopowo wyróżnić naprzemianległe warstewki różniące się barwą i składem mineralnym. Czarniawe warstewki obfitują w zielonkawoszare pręciki andaluzytu (chiastolitu), szczególnie dobrze widoczne na powierzchniach tych warstewek. Pod mikroskopem warstewki bogate w kryształy andaluzytu wykazują strukturę porfiroblastyczną i kierunkową teksturę, wywołaną występowaniem wydłużonych skupień substancji węglistej i kwarcu. Jaś-

niejsze, bogate w kwarc, warstewki mają strukturę granoblastyczną i słabo kierunkową teksturę. Czarniawe zabarwienie zawdzięczają łupki chiasolitowe drobnym grudkom substancji węglistej (grafit?), dość równomiernie rozproszonym w poszczególnych warstewkach tych skał. Szczególnie obfite są one w warstewkach o strukturze porfiroblastycznej, gdzie stanowią główny składnik tła skalnego. Warstewki o strukturze granoblastycznej zbudowane są przeważnie z izometrycznych ksenoblastów kwarcu poikiloblastycznie poprzerastanych substancją węglistą. Auto- lub hipautomorficzne słupki andaluzytu, poprzerastane drobnymi wrostkami substancji węglistej nie wykazują przestrzennego uporządkowania. Węgliste wrostki układają się w prawidłowe figury geometryczne podobne do krzyża (chiasolit). Część porfiroblastów chiasolitu została przeobrażona w drobnołuseczkowy łuszczek w cienkiej płycie żółtawy. W partiach o strukturze porfiroblastycznej występują poza tym blaszkowate pseudomorfozy, w szlifie oliwkowoszare, przypuszczalnie po kordierycie (ślady zbliżniczeń według 110; przenikające się trojaki o pseudoheksagonalnym pokroju). W drobnych ilościach pojawiają się łuski i blaszki ciemnobrunatnego biotyту.

Jasno- lub ciemnoszare bądź też czarniawe bardzo drobnoziarniste łupki plamiste (fig. 18, odsł. 260, 374, 379, 383, III<sub>6</sub>, IV<sub>11</sub>) swą nazwę zawdzięczają okrągławym lub owalnym skupieniom o odmiennym składzie mineralnym i barwie, aniżeli pozostałe tło skalne. Pod mikroskopem ujawniają one strukturę poikiloblastyczną i teksturę bezładną lub kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyту. Złożone są one z drobnych ksenoblastów kwarcu, łuszek brunatnego biotyту i muskowitu, substancji węglistej i bladozielonkawych pseudomorfoz prazjolitowych po kordierycie. Stosunkowo dobrze zachowany kordieryt pojawia się sporadycznie (fig. 18, odsł. 260). W muskowitowo-biotytowo-kwarcowym lub biotytowo-kwarcowym tle skalnym występują większe skupienia pinitowe lub prazjolitowe, poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, substancją węglistą i łuszczkami biotyту. Skupienia te mają zazwyczaj jaśniejsze, aniżeli tło skalne, zabarwienie.

Na zachód od odsłonięcia IV<sub>11</sub> (fig. 18) występują hornfelsy muskowitowo-biotytowo-kwarcowe spokrewnione z łupkami plamistymi, w których pewną słabo zaznaczoną plamistość powodują większe blaszki muskowitu lub lokalne skupienia muskowitowo-kwarcowe.

Hornfelsy grafitowo-kwarcowe (fig. 18, odsł. 386, 371, 372, 377, 381) są jasnoszarymi lub czarniawymi bardzo drobnoziarnistymi skałami o strukturze niekiedy kierunkowej. Ciemne zabarwienie zawdzię-

czają one substancji węglistej (grafitowi?), mniej lub więcej jednostajnie i obficie rozmieszczonej. W odmianach megaskopowo czarniawych substancja węglista jest szczególnie obfita i na ogół równomiernie rozmieszczona. Natomiast jasnoszare hornfelsy są ubogie w tę substancję, przy czym koncentruje się ona w środkowych partiach ksenoblastów kwarcu. Czarniawe hornfelsy grafitowo-kwarcowe są podobne do jaśniejszych przewarstwień łupków chiasolitowych. Wykazują one strukturę granoblastyczną i teksturę niekiedy kierunkową, spowodowaną występowaniem naprzemianległych pasm bogatych i uboższych w substancję węglistą. Ksenoblasty kwarcu są zazwyczaj drobne i poprzerastane substancją węglistą. Miejscami substancja ta tworzy nieco większe, nieregularne skupienia, złożone z pokażniejszych grudek. Czasami hornfelsy grafitowo-kwarcowe pocięte są krzyżującymi się żyłkami kwarcowymi o grubości około 1 mm. Jasnoszare hornfelsy grafitowo-kwarcowe różnią się od poprzednio opisanych wielkością uziarnienia i składem mineralnym. Są one wyraźniej grubiej ziarniste, uboższe w substancję węglistą i zawierają dodatkowo niewielkie ilości łuszczków i skaleni potasowych. Zbudowane są głównie z ksenoblastów kwarcu, fałście ze sobą pozazębionych i zawierających plamiste skupienia substancji węglistej. W drobnych ilościach występują blaszki bardzo bladozielonkawej miki i biotyту ( $\gamma \approx \beta$  — rudobrunatny,  $\alpha$  — żółtozielony) oraz skaleni. Te ostatnie, w nieco większych ilościach, pojawiają się w hornfelsach z odsłonięcia 386 (fig. 18). Reprezentowane są one przeważnie przez mikropertyt, rzadziej przez plagioklaz. W hornfelsach tych spotyka się poza tym andaluzyt, cyrkon i leukoksen.

Zielonkawoszare, drobnoziarniste hornfelsy kwarcowo-piroksenowo-plagioklazowe (fig. 4, odsł. 12c; fig. 18, odsł. II<sub>22</sub>, II<sub>27</sub>) wykazują pod mikroskopem strukturę granoblastyczną i bezkierunkową teksturę. Kwarc tworzy różnej wielkości ksenoblasty o falistym wygaszaniu. Są one na ogół równomiernie rozmieszczone wśród pozostałych składników skały. Niekiedy jednak skupiają się w wysepkowate zespoły złożone z kilku kryształów. Wtedy sprawiają wrażenie porfiroblastów. Labrador lub bytownit (61 — 75% An) ma postać zmiennej wielkości ksenoblastów o różnym stanie zachowania. Nieprzeobrażone plagioklasy wykazują polisyntetyczne prążkowanie bliźniacze najczęściej według prawa albitowego, rzadziej peryklinowego. Znaczna część plagioklazów została częściowo lub całkowicie przeobrażona w dość grubołuseczkowy agregat serycytowy. Miejscami obserwuje się wyłącznie pseudomorfozy serycytowe po plagioklazie. Zróznicowane co do wielkości ksenoblasty augitu ( $\angle z/\gamma = 42-46^\circ$ ,  $\Delta = 0,027$ ) odgrywają na ogół

dość istotną rolę w budowie opisywanych hornfelsów. W hornfelsach tego typu z Laskówki (fig. 4, odsł. 12c) obserwuje się procesy uralityzacji augitu. Wśród opisanych wyżej minerałów spotyka się ponadto kalcyt, który wykazuje anomalną dwuosiowość. W roli składników akcesorycznych występują czarne grudki minerałów nieprzezroczystych, epidot zwyczajny i brunatnawy tytanit. Hornfelsy z odsłonięcia II<sub>22</sub> (fig. 18) pocięte są systemem cienkich żyłek adularowych. Opisane powyżej hornfelsy stanowią drobne wtrącenia wśród innych produktów metamorfizmu kontaktowego.

Hornfelsy aktynolitowo-kwarcowo-plagioklazowe są ciemnoszarymi drobnoziarnistymi skałami o strukturze granoblastycznej lub blasto-psamitowej i teksturze najczęściej bezkierunkowej. W odmianach o strukturze blastopsamitowej obserwuje się niekiedy prawie równoległe ułożenie wydłużonych okruchów skalnych. Głównym składnikiem omawianych hornfelsów jest plagioklaz (36–88% An), niekiedy całkowicie przeobrażony w drobnołuseczkowy serycyt (fig. 18, odsł. I<sub>4</sub>; fig. 21, odsł. 269c). W hornfelsach z odsłonięcia 260a (fig. 18) występuje andezyn (36–48% An), natomiast skały położone na SW od góry Grodzisko (fig. 18, odsł. III<sub>4</sub>) zawierają labrador i bytownit (54–88% An). Drugim ilościowo ważnym składnikiem tych hornfelsów jest kwarc, który tworzy różnej wielkości (0,08–0,8 mm) ziarna o zarysach ostrokrawędzistych lub lekko zaokrąglonych. Obtoczone okruchy skał drobnoziarnistych od 0,5 do 2 mm średnicy reprezentowane są głównie przez zrekrytalizowane skały krzemionkowe i kwarcowe. Rzadziej spotyka się skały magmowe (wulkaniczne, fragmenty skał o strukturze pismowej). Pręciki bezbarwnego lub bladzielonkawego amfibolu (najprawdopodobniej z grupy aktynolitu) rozproszone w całej skale tworzą często bezładne lub promieniste skupienia. Pojawiają się one w otoczkach i wśród składników spoiwa. W niektórych hornfelsach (fig. 18, odsł. I<sub>4</sub>) istotną rolę odgrywają drobne blaszki bladobrunatnego biotyty (hornfelsy aktynolitowo-biotytowo-kwarcowo-plagioklazowe). Ksenoblasty granatu, brunatnawy tytanit, apatyt, cyrkon, kalcyt i minerały nieprzezroczyste (piryt, substancja węglista) występują w roli składników akcesorycznych.

Wśród kontaktowo przeobrażonych piaskowców stwierdzono piaskowce kwarcowe (fig. 18, odsł. 375, 376, 385, 386), szarogłazowe (fig. 18, odsł. II<sub>14–16</sub>, II<sub>19</sub>, II<sub>20b</sub>, II<sub>21</sub>, II<sub>24</sub>; fig. 21, odsł. 19) i arkozowe (fig. 18, odsł. II<sub>18</sub>, 128b, 129a; fig. 4, odsł. 223a).

Piaskowce kwarcowe są jasnoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o strukturze granoblastycznej i teksturze na ogół bezładnej. Pewne objawy kierunkowego uporządkowania łuszczyków stwierdzono

w hornfelsach z odsłonięcia 375 (fig. 18). Kontaktowo przeobrażone piaskowce kwarcowe zbudowane są głównie z zatokowo pozazębionych ze sobą ziarn kwarcu, drobnej ilości silnie zserycytzowanych skaleni i łuszczyków. Stosunkowo nieliczne kryształy detrytycznych skaleni są w szlifie silnie zmętniałe i oliwkowoszaro zabarwione. Ksenoblasty kwarcu i skaleni tylko niekiedy ściśle ze sobą kontaktują. Na ogół jednak między tymi składnikami obserwuje się przeważnie drobne ilości minerałów łuszczkowych reprezentowanych przez muskowit i brunatny biotyt. Łuszczyki te powstały wskutek rekrystalizacji ilastego spoiwa. Jako składniki akcesoryczne występują granat, cyrkon, turmalin i minerały nieprzezroczyste (leukoksen, substancja węglista).

Jasno- lub ciemnoszare drobnoziarniste, kontaktowo przeobrażone piaskowce szarogłazowe pod mikroskopem wykazują strukturę blastopsamitową i teksturę bezładną lub kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem smug łuszczykowych i nieizometrycznych składników skały. W omawianych skałach można wyróżnić bardziej drobnoziarniste tło (średnica ok. 0,1 mm) i tkwiące w nim nieco większe (0,3–2 mm) ziarna detrytycznych skaleni, kwarcu i obtoczonych okruchów skał drobnoziarnistych. Drobnoziarniste tło, będące produktem rekrystalizacji pierwotnego spoiwa piaskowców, zbudowane jest z kwarcu, brunatnego biotyty, miki bezbarwnej i chlorytu. Najpowszechniejszym składnikiem jest jednak biotyt, któremu bardzo często towarzyszy kwarc. W skałach z odsłonięcia 19 (fig. 21), wśród składników tła, pojawia się dodatkowo metasomatyicznie doprowadzony albit. Detrytyczne ziarna kwarcu, zróżnicowane pod względem wielkości, są ostrokrawędziste lub mają krawędzie lekko zaokrąglone. Kryształy plagioklaz (0–30% An), w porównaniu z kwarcem, są lepiej obtoczone. Wykazują one albitowe prążkowania bliźniacze i dość silne zmętnienia wywołane serycytyzacją. Plagioklasy o składzie oligoklaz wykazują niekiedy budowę pasową. Na obtoczone okruchy skalne składają się skały kwarcowe, łuszczykowo-kwarcowe, krzemionkowe, ilaste i wulkaniczne. Ponadto spotyka się agregaty kwarcowo-skaleninowe, które powstały przypuszczalnie w wyniku rozdrobnienia skał grubiej ziarnistych. Wśród dominujących drobnych łusek biotyty pojawiają się nieco większe blaszki tego minerału, które nierzadko skupiają się w większe nagromadzenia. Biotyt wykazuje pleochroizm w kasztanowo- lub czerwobrunatnych odcieniach ( $\gamma \approx \beta$ ). W skałach z odsłonięcia 19 (fig. 21) spotyka się dość duże pseudomorfozy penninu po biotycie. W roli składników akcesorycznych występują cyrkon, apatyt, minerały nieprzezroczyste, dość duże i powyginane blaszki muskowitu i turmalin.

Wśród kontaktowo przeobrażonych piaskowców szarogłazowych spotyka się zielonkawoszare i czarniawe (fig. 4, odsł. 221; fig. 21, odsł. 261c) odmiany o strukturze blastoaleurytowo-psamitowej i słabo kierunkowej teksturze, wywołanej prawie równoległym ułożeniem łusek miki i składników nieizometrycznych. W skałach tych można wyróżnić dość obfite drobnoziarniste tło (średnica od 0,01 do 0,02 mm) i tkwiące w nim przeważnie nieizometryczne ziarna kwarcu (średnica od 0,2 do 1,1 mm), albitu (średnica od 0,3 do 1,0 mm) i okruchów skalnych (średnica od 0,3 do 4 mm). Większe ziarna mają krawędzie ostre lub lekko zaokrąglone. Dość liczne okruchy skalne reprezentowane są przez kwarcyty, łupki kwarcytowe, skały wulkaniczne, krzemionkowe i ilaste. Spotyka się również agregaty kwarcowo-skaleniowe powstałe z rozkruszenia skał nieco grubiej ziarnistych. Tło skalne złożone jest z izometrycznych ziarn kwarcu oraz łusek i drobnych blaszek jasnobrunatnego biotyty, bezbarwnej miki i chlorytu. Biotyt występuje obficie w hornfelsie z odsłonięcia 261 (fig. 21), a w skale z odsłonięcia 221 (fig. 4) dominuje chloryt.

Kontaktowo przeobrażone piaskowce arkozowe są ciemno- lub brunatnawoszarymi, drobnoziarnistymi skałami o strukturze blastopsamitowej (fig. 4, odsł. 223a, fig. 18, odsł. II<sub>18</sub>;) lub blastopsamitowo-aleurytowej (fig. 18, odsł. 128b, 129a) i teksturze najczęściej kierunkowej, wywołanej prawie równoległym ułożeniem krótkich smużek łyszczykowych i nieizometrycznych składników. Głównymi składnikami tych skał są ostrokrawędziste ziarna kwarcu i plagioklazu (0–34% An) o średnicy około 0,3 mm, które tkwią w dość obfitym, drobnoziarnistym (ziarna ok. 0,05 mm średnicy) tle skaleniowo-biotytowo-kwarcowym. Sporadycznie występują okruchy kwarcytów, skał kwarcowych i krzemionkowych oraz agregaty skaleniowo-kwarcowe. W odróżnieniu od ziarn kwarcu i plagioklazu mogą mieć one krawędzie zaokrąglone. Średnica ich waha się w granicach od 0,5 do 1,5 mm. Plagioklasy w szlifie są często silnie zmętniałe i zserycytowane. Kryształy nieprzeobrażone wykazują albitowe prążkowania bliźniacze. Łuski i drobne blaszki jasnobrunatnego lub oliwkowozielonego biotyty są na ogół dość równomiernie rozmieszczone w całej skale. W drobnych ilościach towarzyszy im bladzielonkawy chloryt. Niektóre z opisanych skał (fig. 18, odsł. II<sub>18</sub>) pocięte są spękaniem i żyłkami albitowymi.

Ciemnoszare, bardzo drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone mułowce (fig. 4, odsł. 38; fig. 18, odsł. 129b, II<sub>29</sub>; fig. 20, odsł. 93, 94) wykazują strukturę blastoaleurytową i teksturę bezładną lub kierunkową, uwarunkowaną prawie równoległym ułożeniem minerałów o pokroju łusczkowym. Zbudowane są one

głównie z kwarcu i łyszczyków. W mniejszych ilościach występuje granat (fig. 4, odsł. 38; fig. 20, odsł. 93) i skałki potasowe (fig. 20, odsł. 93). W przeważającym tle łyszczykowo-kwarcowym o średnicy od 0,01 do 0,03 mm tkwią nieco większe (od 0,03 do 0,08 mm) izometryczne blasty granatu i soczewkowate agregaty kwarcowe o grubszym ziarnie. W hornfelsach z odsłonięcia 38 (fig. 4) brunatnawy biotyt i kwarc są na ogół dość równomiernie rozmieszczone. Niekiedy jednak pojawiają się strefy, w których jeden z tych składników dominuje. Podobnie ma się sprawa z granatem, który miejscami nagromadza się w znacznych ilościach. Granaty w takich skupieniach są silnie poprzerastane czarniawymi wrostkami zgrupowanymi w partiach jądrowych kryształów. W skałach z odsłonięcia 93 (fig. 20) oprócz kwarcu, brunatnego biotyty i granatu występują ksenoblasty skaleni potasowego, bezbarwny łyszczyk, pennin oraz drobnołusczkowe agregaty podobne do pseudomorfoz pinitowych po kordierycie. Kontaktowo przeobrażone mułowce z odsłonięcia 129b (fig. 18) zbudowane są z kwarcu (ziarna o średnicy ok. 0,04 mm), łuszek jasnobrunatnego biotyty i bladzielonkawego chlorytu.

Zielonkawo- ciemno- lub brunatnawoszare względnie czarniawe, bardzo drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone skały okruchowe z domieszką materiału piroklastycznego (fig. 4, odsł. 223, 224; fig. 18, odsł. 259, VI<sub>4</sub>; fig. 20, odsł. 20–22 fig. 21, odsł. 216, 220, 261a 267;) pod mikroskopem wykazują dość zmienną (blastopsamitową, blastoaleurytowo-pelitową) strukturę i teksturę bezładną lub kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek muskowitu i biotyty, smużek łyszczykowych lub chlorytowych i innych składników nieizometrycznych. W omawianych skałach można w zasadzie wyróżnić drobnoziarniste tło (średnica ok. 0,02 mm) skalne i tkwiące w nim nieco większe ziarna kwarcu, skaleni (średnica od 0,03 do 1,3 mm) i fragmenty skał drobnoziarnistych (średnica od 0,3 do 1,6 mm). Stosunek ilościowy składników grubszej frakcji do minerałów tła skalnego jest dość zmienny. Zazwyczaj jednak tło skalne dominuje nad grubszą frakcją. Złożone jest ono głównie z drobnołusczkowych agregatów biotyty, muskowitowo-biotytowych, chlorytowych lub kombinowanych chlorytowo-łyszczykowych. Odmiany megaskopowo czarniawe (fig. 21, odsł. 220, 261; fig. 4, odsł. 224) zawierają w tle skalnym dodatkowo dość liczne, mniej więcej równomiernie rozproszone, grudki minerałów nieprzezroczystych, wśród których dominuje zwykle substancja węglista. Rzadziej w tle skalnym pojawiają się agregaty kwarcowe (drobnoziarniste). Łuski bladobrunatnego biotyty i zielonkawego chlorytu wykazują często zbliżoną orientację przestrzenną. W przypadku kontaktowania

z materiałem grubszej frakcji wnikają one do jego stref brzeżnych (rekrytalizacja). Grubsza frakcja złożona jest głównie z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o najrozmaitszych kształtach. Część z nich wykazuje silne wydłużenie i wgłębienia przypominające zatoki korozyjne. Znacznie rzadziej spotyka się kwarc o zarysach automorficznych (pl. IV 4). Skalenie, reprezentowane głównie przez plagioklaz (0—36% An) rzadziej przez pertyt, odgrywają również istotną rolę w budowie opisywanych skał. Oprócz ziarn ostrokrawędzistych lub o krawędziach lekko zaokrąglonych spotyka się kryształy o zarysach hip- lub automorficznych. Plagioklasy zbliżone według prawa albitowego są często silnie zmętniałe i zserycytizowane. Sporadycznie (fig. 21, odsł. 261) wykazują one budowę pasową (jądro 36% An, obwódka 26% An). Okruchy skalne, reprezentowane przez kwarcyty, łupki kwarcytowe, skały wulkaniczne, przekrytalizowane skały krzemionkowe i ilaste, mają krawędzie na ogół zaokrąglone. W niektórych skałach spotyka się dodatkowo agregaty kwarcowo-skaleniowe z granofirowymi przerostami. Brunatny biotyt tworzy najczęściej drobne łuski, niekiedy skupione w większe zespoły, rzadziej względnie duże blaszki. Pierwsze z wymienionych powstały w wyniku procesów kontaktowo-metamorficznych, drugie natomiast stanowią przypuszczalnie składniki przedkontaktowo-metamorficzne. Do nich należy również gruboblaszkowy muskowit. Cyrkon, apatyt i minerały nieprzezroczyste stanowią składniki akcesoryczne. Opisanie powyżej skały są podobne do kontaktowo-przeobrażonych piaskowców szarogłazowych, od których różnią się obecnością materiału piroklastycznego i mniejszym udziałem okruchów skalnych.

Ciemnoszare drobnoziarniste hornfelsy łyszczykowo-kwarcowe (fig. 18, odsł. III<sub>3</sub>) spokrewnione są z łupkami płamistymi, od których różnią się mniej więcej równomiernym rozmieszczeniem budujących je minerałów. Głównymi składnikami tych skał są drobne ksenoblasty kwarcu, łuski i większe blaszki bezbarwnej miki oraz mniejsze ilości jasnobrunatnego biotyty i minerałów nieprzezroczystych. Jako składniki akcesoryczne występują słupki turmalinu i tytanit.

Hornfelsy biotytowo-kwarcowo-plagioklazowe są brunatnawoszarymi, drobno- i nierównościarnymi skałami stowarzyszonymi z apłitami i pegmatytami odsłoniętymi w starym kamieniołomie w Laskówce (fig. 4, odsł. 12). Pod mikroskopem ujawniają one strukturę lepido-granoblastyczną i kierunkową teksturę, wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek biotyty i smug biotytowych. Ksenoblasty kwarcu zawierają dość często wrostki biotyty i skalenia potasowego. Różnej wielkości kryształy plagioklazu (26—32% An), zbliżone według prawa albitowego, w szlifie są niekiedy silnie zmętnia-

łe, zserycytizowane i poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem i rzadziej biotytym. W jasnobrunatnym biotycie obserwuje się dość często pola pleochroiczne. Z innych minerałów występują jeszcze kryształy cyrkonu i apatyty.

Skały krzemianowo-kalcytowe i krzemianowe odsłaniają się w czterech kamieniołomach oraz kilku naturalnych odsłonięciach w obrębie i najbliższym sąsiedztwie wsi Podzamek.

Skały krzemianowo-kalcytowe stanowią dominujący materiał skalny, w obrębie którego występują stosunkowo niewielkie i nieregularnych kształtów utwory krzemianowe (skały krzemianowe).

Jasno-, zielonkawoszare, względnie białawe o zmiennym uziarnieniu (drobno-, średnio- lub gruboziarniste) skały krzemianowo-kalcytowe (fig. 18, odsł. 121—123, 255—258) wykazują niekiedy smużystą budowę wywołaną występowaniem stref wzbogaconych w krzemiany. Pod mikroskopem ujawniają strukturę granulo- lub poikilo-granoblastyczną i teksturę bezładną lub kierunkową. O teksturze kierunkowej decyduje prawie równoległe ułożenie spłaszczonego blastów kalcytu lub pasmowe nagromadzenie się krzemianów. Zasadniczą masę mineralną opisywanych skał stanowią izometryczne lub wydłużone ksenoblasty kalcytu ziarniście ze sobą pozazębiane. Powszechnie wykazują one polisintetyczne prążkowania bliźniacze i deformacje mechaniczne (powyginanie prążków bliźniaczych i rys łupliwości, niespokojne wygaszanie światła i anomalna dwuosiowość). Większe blasty kalcytu dość często poprzerastane są drobnymi wrostkami piroksenu z szeregu diopsyd—hedenbergit, skalenia i flogopitu. Pirokseny jednoskośne, skalenie i flogopit mogą również tworzyć samodzielne, przeważnie jednak drobne kryształy, które niekiedy podkoncentrują się w pewnych strefach opisywanych skał. Granat, tremolit, skapolity, wollastonit i kwarc towarzyszą niekiedy wymienionym poprzednio minerałom. Pirokseny reprezentowane są najczęściej przez prawie bezbarwny salit ( $\alpha$   $z/\gamma = 40-42^\circ$ ), rzadziej przez augit tytanowy ( $\alpha$   $z/\gamma = 54^\circ$ ). Ten ostatni tworzy większe blasty z fiołkowobrunatnym pleochroizmem ( $\gamma \approx \beta$ ). Jego obecność stwierdzono w skałach odsłoniętych w drodze polnej prowadzącej z Podzamka do podłużnego kamieniołomu skał krzemianowo-kalcytowych. Tremolit jest w szlifie prawie bezbarwny ( $\alpha$   $z/\gamma = 21^\circ$ ). Jego obecność stwierdzono w skałach z odsłonięciem 121, 123, 255 (fig. 18). W skałach z odsłonięcia 255 zaobserwowano dodatkowo amfibol o bladobrunatnym zabarwieniu. Oprócz bladeżółtobrunatnego ( $\gamma \approx \beta$ ) flogopitu spotyka się blaszki miki o wyraźniejszym zabarwieniu (brunatnym lub zielonkawym). Ksenoblasty granatu w szlifie są bezbarwne lub zabarwione w brunatnawych odcieniach. Granaty w szli-

fię fiołkowobrunatne towarzyszą augitowi tytanowemu. Większe kryształy brunatnawoszarego (w szlifie) granatu uległy częściowej anizotropizacji (fig. 18, odsł. 122). Wollastonit pojawia się sporadycznie. Niekiedy jednak jest głównym krzemianem skał krzemianowo-kalcytowych. Tworzy on wtedy słupkowato wydłużone kryształy lub pręciki. Dla wollastonitu z odsłonięcia 255 (fig. 18) Juskowiak (1959) podaje następujące cechy optyczne:  $2V\alpha = 40^\circ$ ,  $\Delta = 0,016$ ,  $b/\beta = 10^\circ$ . Optycznie ujemne skapolity stwierdzono w hornfelsach z odsłonięcia 256 (fig. 18). Tworzą one stosunkowo nieliczne słupkowato wydłużone ziarna o prostym wygaszeniu i ujemnym wydłużeniu. W przekrojach poprzecznych do słupków zaznaczają się rysy łupliwości przecinające się pod kątem prostym. Ze skaleni występują plagioklaz (8–28% An) i skałen potasowy o małym kącie osi optycznych. Kwarc jest niekiedy istotnym składnikiem stref krzemianowych (fig. 18, odsł. 121d), gdzie towarzyszą mu takie minerały, jak oligoklaz (28% An), tremolit i salit. W roli składników akcesorycznych występują minerały nieprzezroczyste i brunatnawy tytanit. Skały krzemianowo-kalcytowe pocięte są żyłkami prehnitowymi i kalcytowymi. W podłużnym kamieniołomie (fig. 18, odsł. 121 — 123) wykazują one ponadto silniejsze objawy kataklazy (występowanie drobnoziarnistych lamin powstałych z mechanicznego roztarcia większych ziarn kalcytu).

Skały krzemianowe można podzielić na piroksenowo-granatowe, kalcytowo-granatowe i granatowo-piroksenowo-amfibolowe.

*Skały piroksenowo-granatowe* są ciemno- lub brunatnawoszarymi, drobno-względnie średnioziarnistymi skałami o strukturze grano- bądź też poikilo-granoblastycznej i teksturze bezkierunkowej. Głównymi składnikami są minerały wymienione w nazwie skały. Granat tworzy przeważnie duże ksenoblasty poikiloblastycznie poprzerastane kalcytem, piroksenem jednoosnym, wollastonitem i pseudomorfozami chlorytowo-kalcytowymi. W szlifie wykazuje bladooliwkowo-brunatne zabarwienie. Duże kryształy tego minerału są zazwyczaj izotropowe. Nierzadko jednak wykazują one anizotropowość stref brzeżnych. Drobne ziarna bywają anizotropowe i wykazują budowę sektorową. Piroksen z szeregu diopsyd—hedenbergit wykształcony jest w postaci hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych ziarn, niekiedy skupionych w nieregularne nagromadzenia. W takich przypadkach odznacza się fioletowoszarym zabarwieniem, słabym pleochroizmem oraz silną dyspersją kierunków optycznych (diopsyd—hedenbergit z domieszką augitu tytanowego). W podrzędnych ilościach w skałach tych występują kryształy kalcytu i wollastonitu (fig. 18, odsł. 256) oraz bladzielonkawy amfibol o włóknistej budowie i skałen potasowy.

Brunatnawoszare *skały kalcytowo-granatowe*, występujące w okresowo czynnym kamieniołomie (fig. 18, odsł. 255), zbudowane są głównie z granatu i kalcytu. Granat tworzy różnej wielkości ksenoblasty lub mniejsze automorficzne ziarna w szlifie najczęściej bezbarwne. Niekiedy jednak spotyka się odmiany o bladobrunatnym lub fioletowobrunatnym zabarwieniu. Partie centralne granatu są zazwyczaj najintensywniej, a brzeżne najslabiej zabarwione. Drobne idioblasty granatu są zwykle anizotropowe i wykazują budowę sektorową lub pasową. Duże ksenoblasty mają tylko anizotropowe strefy brzeżne. Granaty są przeważnie silnie nieregularnie spękanе i często poprzerastane kalcytem, prehnitem i piroksenem. Dwa pierwsze minerały nierzadko stanowią wypełnienia spękań, w których oprócz wymienionych składników może występować drobnoziarnista miazga granatowa. Granat w szlifie brunatnawy (szorłomit) został zbadany chemicznie i rentgenograficznie (Juskowiak 1959), a bezbarwny chemicznie i optycznie (Hanczke 1959). Oba granaty należą do szeregu grossular—andradyt, przy czym w pierwszym przeważa cząsteczka andradytowa, a w drugim grossularowa. Pierwszy zawdzięcza swe zabarwienie w szlifie dużej zawartości  $TiO_2$  (tab. 20, nr 13). Współczynniki załamania światła granatu w szlifie prawie bezbarwnego wynosi  $n = 1,766$ . Kalcyt ma analogiczne wykształcenie jak w hornfelsach piroksenowo-granatowych. Bogatemu w tytan granatowi towarzyszy piroksen, będący izomorficzną mieszaniną augitu tytanowego z szeregiem diopsyd—hedenbergit. Piroksen ten został zbadany chemicznie, optycznie i rentgenograficznie przez Juskowiaka (1959). Tworzy on słupki poprzerastane granatem bogatym w  $TiO_2$ , wezuwianem, prehnitem i kalcytem. Jego cechy optyczne przedstawiają się następująco:  $\angle z/\gamma = 52-56^\circ$ ,  $2V\gamma = 45-50^\circ$ ,  $\Delta = 0,024$ ;  $\alpha$  — różowobrunatny,  $\beta$  — różowofioletowy,  $\gamma$  — szarozielonkawoniebieski.

Ciemnoszare, drobnoziarniste *skały granatowo-piroksenowo-hornblendowe* stanowią drobne wtrącenia w innych skałach krzemianowych. Pod mikroskopem wykazują strukturę heteroblastyczną i nierównomierne rozmieszczenie budujących je minerałów, które grupują się w rozmaitych kombinacjach, tworząc dość nieregularne strefy. W strefach skaleniowo-hornblendowych dość duże ksenoblasty oliwkowo-zielonej hornblendy zwyczajnej poprzerastane są silnie zmętniałym skaleniem potasowym. Strefy te kontaktują z drobnoziarnistymi partiami piroksenowymi z niewielką domieszką zielonej hornblendy i węglanów. Klinopiroksen odznacza się dość wyraźnym pleochroizmem w zielonkawych i fiołkowoszarych odcieniach oraz silną dyspersją. Do opisanych partii przylegają nieco grubiej ziarniste strefy granatowo-piro-



ksenowo-hornblendowe. Oliwkowożółtawy w szlifie granat tworzy drobne lub większe ksenoblasty często splekane i poprzerastane węglanem i skalaniem potasowym. Różnej wielkości słupkowate blasty piroksenu w szlifie są bezbarwne lub bladozielonkawe i wykazują kąt  $z/\gamma = 40^\circ$  (salit). Salit przeobraża się w zielonkawy amfibol. Hornblenda zwyczajna wykształcona jest w postaci hipautomorficznych słupków lub ksenomorficznych blastów z wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — jasnożółtawy,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — oliwkowozielony). Obrasta ona słupki salitu lub tworzy przerosty z granatem.

W kamieniołomie (fig. 18, odsł. 255) napotkano ponadto skały hornblendowo-plagioklazowo-piroksenowe, w których obok dominującego, bogatego w tytan piroksenu, występują pseudomorfozy serycytowe po plagioklazach i hornblenda zwyczajna niejednolicie zabarwiona (jądra brunatnawe, obwódki oliwkowozielone).

POŁUDNIOWO-WSCHODNIA CZĘŚĆ AUREOLI KONTAKTOWEJ  
(Z METAMORFIKIEM KŁODZKIM)

Skały otulające od południowego-wschodu i południa masyw granitoidowy (metamorfik Łądka i Śnieżnika) oraz budujące najbardziej zachodnią część północno-zachodniej aureoli kontaktowej (metamorfik kłodzki) stanowią produkty regionalnego metamorfizmu, które w późniejszym okresie doznały kontaktowo-metamorficznych przeobrażeń pod wpływem intruzji kłodzko-złotostockiej. Główny etap przedintruzyjnego okresu rozwoju omawianych skał odbywał się w warunkach facji amfibolitowej. Skały strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzynka, obrzeżające od wschodu masyw granitoidowy, podległy bardziej skomplikowanej ewolucji (Kozłowska-Koch 1971, 1973; Smulikowski 1973). Przeszły one przez etap rozwoju w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego, w wyniku którego powstały łupki krystaliczne z kordierytym, andaluzytem i syllimanitem. Wobec czego w tej części aureoli kontaktowej należy się liczyć z obecnością wiekowo i genetycznie różnych, ale tych samych minerałów wysokotemperaturowych.

Żółtawo-, ciemno-, względnie brunatnawoszare, drobnoziarniste hornfelsy kordierytowe kontaktują bezpośrednio z granitoidami w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 207, 290, 309, 387), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 152, 153), Droszkowa (fig. 13, odsł. 155, 162, 163) i Rogówka (fig. 13, odsł. 173) lub występują w pewnym oddaleniu od kontaktu w Skrzynce (fig. 13, odsł. 227) i Ołdrzychowicach (fig. 15, odsł. 270). Megaskopowo wykazują one najczęściej teksturę kierunkową wywołaną występowaniem naprzemianległych

ciemnych i jasnych lamin. Pod mikroskopem omawiane skały ujawniają strukturę granoblastyczną. Hornfelsy kordierytowe, ze względu na zawarte w nich skalenie, można podzielić na plagioklazowe (fig. 8, odsł. 309, fig. 13, odsł. 155, 173; fig. 15, odsł. 270;) i mikro-klinowo-plagioklazowe (fig. 8, odsł. 207, 309, 387 fig. 10, odsł. 152, 153; fig. 13, odsł. 162, 163, 227), a z uwagi na występujące łyszczki na biotytowe (fig. 13, odsł. 163) i muskowitowo-biotytowe (fig. 8, odsł. 207, 309; fig. 10, odsł. 153; fig. 13, odsł. 162, 173k, 227).

Kwarc, plagioklaz, kordieryt i biotyt są minerałami występującymi we wszystkich odmianach hornfelsów kordierytowych. Ksenoblasty kwarcu o fałistym lub mozaikowym wygaszaniu wypełniają przestrzenie między skalaniem, kordierytym i biotytem. Czasami skupiają się one w wydłużone nagromadzenia zgodne z przebiegiem smug chlorytowych (fig. 15, odsł. 270). Niekiedy w kwarcu spotyka się wrostki brunatnego biotyty i obserwuje się budowę przypominającą strukturę kratkową mikroklinu (fig. 13, odsł. 162). Plagioklaz (0–33% An) tworzy najczęściej ksenoblasty, rzadziej hipautomorficzne tabliczki zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego. W szlifie są one w różnym stopniu zmętniałe i zserycytowane. Albit w cienkiej płytce jest oliwkowoszary. Lamelki bliźniacze oligoklazu są niekiedy powyginane. W plagioklazach spotyka się wrostki brunatnego biotyty, kwarcu, skalenia potasowego i granatu. Wielkość blastów plagioklazu jest na ogół wyrównana. Zdarzają się jednak kryształki znacznie większe i wtedy są one poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, biotytem i pseudomorfozami po kordierycie (fig. 15, odsł. 270). Niekiedy pertytowy skałki potasowy ( $2Va = 38 - 42 \pm 2^\circ$ ) z plamistym wygaszaniem występuje w różnych ilościach wypełniając przestrzenie między głównymi składnikami skały. Sporadycznie (fig. 8, odsł. 207) wnika on zatokami w oligoklaz. Kwarc, łyszczki, chloryt i sporadycznie granat tworzą wrostki w skalaniu potasowym.

Kordieryt wykształcony jest w postaci blastów o zarysach prostokątnych, zaokrąglonych lub zupełnie przypadkowych. Zazwyczaj jest on silnie przeobrażony w pinit i poprzerastany wrostkami kwarcu i brunatnego biotyty. Powszechnie spotyka się pseudomorfozy pinitowe z niewielkimi relikdami kordierytu. Najlepiej zachowany kordieryt występuje w skałach z odsłoneń 207 i 309b (fig. 8). Tutaj oprócz pseudomorfoz spotyka się ziarna nieznacznie dotknięte procesami wtórnych przeobrażeń (przeobrażeniu uległy tylko najbardziej zewnętrzne części kryształów kordierytu). Kordieryt odgrywa często istotną rolę ilościową w budowie opisywanych hornfelsów. Jasno- lub kasztanowobrunatny biotyt ma postać blaszek poprzerastanych cyrkonem, apatytem i czarnymi grudkami tlen-

ków żelaza. Na ogół są one dość równomiernie rozproszone w całej skale i decydują o jej ciemnym zabarwieniu. Blaszki biotyty są niekiedy powyginane i częściowo przeobrażone w zielonkawy pennin, przetkany wrostkami leukokseny i rutylu (siatka sagnetowa). Silniejsze objawy chloryzacji zaobserwowano w hornfelsach z Odrzychowic (fig. 15, odsł. 270). W skałach tych biotyt reprezentowany jest tylko w reliktach, a w hornfelsach ze Skrzyżki (fig. 13, odsł. 227) miejsce biotyty zajmuje pennin. Niekiedy powyginane blaszki biotyty odgrywają podrzędną rolę. Jako składniki akcesoryczne występują cyrkon, apatyt, tlenki żelaza, leukoksen, piryt i drobne basty granatu.

Hornfelsy kordierytowe z Rogówka (fig. 13, odsł. 173) i Odrzychowic (fig. 15, odsł. 270) pocięte są żyłkami adularowymi, biegnącymi równolegle lub skośnie do kierunku zgnejszowania. W hornfelsach z Droszkowa (fig. 13, odsł. 162) zaobserwowano deformacje mechaniczne (powyginanie blaszek miki, nieregularne spękanie ziarn, lokalne rozkruszenie kryształów kwarcu i skaleni).

Ciemnozielonkawo- lub brunatnawoszare drobnoziarniste hornfelsy granatowo-kordierytowe stwierdzono w skarpie leśnej drogi (odsł. 246) oraz w kamieniołomie (odsł. 249) w okolicy Żelazna (fig. 15). Pierwsze hornfelsy występują w pewnym oddaleniu od granitoidów, natomiast drugie stanowią prawie jego bezpośrednią osłonę. Megaskopowo w hornfelsach granatowo-kordierytowych można zaobserwować kilkumilimetrowe porfiroblasty granatu, blaszki biotyty oraz wyraźną teksturę kierunkową. Pod mikroskopem wykazują one strukturę porfiro- lub granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotyty, smug biotytowych i fibrolitowych, względnie naprzemianległe występowanie lamin o różnej wielkości ziarna. Oprócz kwarcu, plagioklazu, biotyty i kordierytu, znanych z hornfelsów kordierytowych, występują tu zawsze znaczne ilości granatu oraz dodatkowo niekiedy również fibrolit (fig. 15, odsł. 246). Przeważnie drobne ksenoblasy kwarcu o falistym wygaszaniu dominują nad plagioklazem, skupiając się w większe zespoły, bądź też w niewielkich ilościach rozproszone są wśród pozostałych składników skały. Niekiedy kwarcze zawierają wrostki minerałów nieprzezroczystych.

Ksenoblasy plagioklazu (20–35% An) zbliżonego według prawa albitowego i peryklinowego odznaczają się niespokojnym wygaszaniem i niekiedy dość znacznym zmętnieniem wywołanym procesami serycytyzacji. Większe kryształy tego minerału zawierają wrostki brunatnego biotyty, minerałów nieprzezroczystych i wykazują czasami budowę pasową. Kordieryt jest dość istotnym składnikiem przeważającej części opisywanych skał. Tworzy on różnej wielkości ziarna przeważnie silnie przeobrażone w pinit.

Kryształy kordierytu tylko nieznacznie dotknięte procesami przeobrażeń występują w niektórych hornfelsach z kamieniołomu w Żelaznie Dolnym (próba nr 249f — fig. 15). Ziarna kordierytu i pseudomorfozy po tym minerale są poikiloblastycznie poprzerastane wrostkami brunatnego biotyty, kwarcu i minerałów nieprzezroczystych. Kordieryt wykazuje zbliżenie według (110) z widocznym, w przekrojach prostokątnych do osi „z”, podziałem na szóstkowe sektory.

Blaszki kasztanowo- lub czerwobrunatnego biotyty, z wrostkami tlenków żelaza i cyrkonu, są równomiernie rozproszone bądź też skupiają się w nagromadzenia smużyste lub gniazdowate. Wokół wrostków cyrkonu widoczne są dość grube obwódki pleochroiczne. Część blaszek biotyty została przeobrażona w zielonkawy pennin przetkany igielkami rutylu. Fibrolit bardzo często stowarzyszony jest z biotytem, z którym nierzadko tworzy przerosty. Włóknienka fibrolitu skupione często w smużyste, nierzadko powyginane agregaty, wykazują w szlifie brunatnawe zabarwienie. Pojedyncze zaś włoski tego minerału są bezbarwne. Stanowią one wrostki w kwarcu i plagioklacie. Niejednokrotnie wiązki fibrolitowe tworzą zgodne przerosty w biotycie. Na odwrót, spotyka się również biotyt w agregatach fibrolitowych. Powyższe obserwacje wskazują na ścisły związek genetyczny między tymi minerałami. Izometryczne przeważnie porfiroblasty granatu są poprzerastane minerałami nieprzezroczystymi, biotytem i kwarcem. W przerosty kwarcowe obfitują granaty z hornfelsów fibrolitowych, które rozbite są wrostkami kwarcu na szereg oddzielnych fragmentów, sprawiających wrażenie odrębnych kryształów. Granat z hornfelsów granatowo-kordierytowych Żelazna został zbadany rentgenograficznie, a wyniki oznaczeń przedstawiono w tabeli 16, gdzie zamieszczono również test almandynu (ASTM 9—427). Z porównania odstępów sieciowych i intensywności obu granatów wynika, że mają one bardzo zbliżone wspomniane wartości, co pozwala badany granat określić jako almandyn. Wielkość komórki elementarnej ( $a_0$ ) badanego granatu obliczona dla zakresu  $2\theta = 64,62-94,14$  wynosi  $11,524 \pm 0,005$  Å i jest ona identyczna z  $a_0$  syntetycznego, czystego almandynu ( $a_0 = 11,526$ ). Badania rentgenograficzne zrealizowano na dyfraktometrze „Geigerflex” firmy Rigaka Denki w zakresie kątów  $2\theta = 10-95^\circ$  przy promieniowaniu  $\text{CuK}\alpha$ , szczelinie 0,2 mm, 35 kV, 15 mA, czynnika skali 8, stałej czasu 4 sek. i szybkości  $1^\circ/1$ . W roli składników akcesorycznych występują tlenki żelaza, piryt, leukoksen, apatyt, cyrkon i muskowitz.

Hornfelsy hercynitowo-korundowe są ciemnoszarymi drobnoziarnistymi skałami występującymi w spągu granitoidów odsłoniętych w starych

Wyniki oznaczeń rentgenograficznych granatu z Żelazna  
Results of X-ray determinations of Żelazno garnet

Lp.	Żelazno		ASTM 9-427		hkl
	<i>d</i>	<i>I/I<sub>1</sub></i>	<i>d</i>	<i>I/I<sub>1</sub></i>	
1	4,05	4	4,04	30	220
2	3,35	21	—	—	—
3	3,20	4	—	—	—
4	2,88	41	2,873	40	400
5	2,58	100	2,569	100	420
6	2,46	5	2,447	5	332
7	2,36	23	2,348	20	422
8	2,26	10	2,25	20	510
9	2,1063	20	2,102	20	521
10	—	—	2,043	10	440
11	1,8703	27	1,866	30	611
12	1,6637	13	1,660	30	444
13	1,5984	21	1,599	40	640
14	1,5405	40	1,540	50	642
15	1,4411	9	1,441	20	800
16	1,2889	8	1,287	20	840
17	1,2573	14	1,257	30	842
18	1,2428	5	—	—	655
19	1,2282	5	1,228	10	664
20	—	—	1,167	5	941
21	1,0701	15	1,070	20	864
22	1,0520	9	1,051	10	10.4.2.

kamieniołomach położonych na wschód od szosy Żelazno—Kłodzko (fig. 15, odsł. 248e, 249e). Pod mikroskopem wykazują one strukturę grano-lepidoblastyczną lub lepido-granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotyту i smug biotytowych. Zbudowane są one głównie z plagioklazu i biotyту. W mniejszych ilościach występują hercynit, korund i syllimanit. Plagioklaz (29—38% An), zbliżniaczony polisyntetycznie według prawa albitowego i peryklinoowego, tworzy przeważnie drobne ksenoblasty na ogół tylko lokalnie zmętniałe wskutek serycytyzacji. Hipautomorficzne blaszki kasztanowo- lub czerwono-brunatnego biotyту, z czarnymi polami pleochroicznymi, są na ogół równomiernie rozmieszczone w całej skale. Niekiedy jednak zaznaczają się smużyście zagęszczenia blaszek. Biotyt został częściowo przeobrażony w zielonkawy pennin i minerał „x”. Ksenoblastyczny korund, występujący w dość znacznych ilościach, osiąga nierzadko większe rozmiary o charakterze porfiroblastów. Porfiroblasty korundu, poprzerastane minerałami nieprzezroczystymi, biotytem i plagioklajem, wykazują oddzielność i polisyntetyczne zbliżniaczenia według (10—11). Drobne przeważnie ksenoblasty ciemnozielonego hercynitu, ustępujące pod względem ilościowym korundowi, są dość równomiernie rozmieszczone. Stosunkowo nieliczny syllimanit wykształcony jest w postaci pręcików lub włók-

nistych skupień (fibrolit). W roli składników akcesorycznych występują minerały nieprzezroczyste (w tym piryт), apatyt, cyrkon i pseudomorfozy po kordierycie. W odsłonięciu 249e (fig. 15) hornfelsy hercynitowo-korundowe stanowią cienkie przewarstwienia w gnejsach (hornfelsach) granatowo-biotytowych.

Jasnoszare lub jasnozielonkawoszare drobnoziarniste hornfelsy wollastonitowe występują w starych kamieniołomach w Jaskowej Dolnej (fig. 12, odsł. 197a, f) i Książku (fig. 16, odsł. 253). Tekstura kierunkowa widoczna również gołym okiem wywołana jest prawie równoległym ułożeniem znacznej części minerałów nieizometrycznych oraz występowaniem jasnych i ciemnych lamin. Struktura tych skał jest dość zmienna (grano-, nemato-grano-, względnie porfiroblastyczna). Hornfelsy te zbudowane są z wollastonitu, ferrosalitu, kwarcu, skalenia potasowego, plagioklazu i niekiedy również kalcyту. Skały z Książka wzbogacone są w kwarc, skałen potasowy i silnie zserycytzowany plagioklaz. Laminы kwarcowe i kwarcowo-skałeniowe w tych skałach poprzerastane są strefami wzbogaconymi w słupkowaty lub pręcikowaty wollastonit. W hornfelsach Jaskowej Dolnej dominującym składnikiem jest wollastonit skupiony często w dość znaczne zespoły. Następnymi z kolei, ilościowo ważnymi minerałami tych skał, są skalenie. Wollastonit w szlifie bezbarwny i niepleochroiczny wykazuje

dość powszechnie zbliźniczenia według (100) i proste lub prawie proste wygaszanie względem wydłużenia. Oprócz dwojaków spotyka się polisyntetyczne bliźniaki. Kąt  $z/a$  w wollastonicie wynosi  $31^\circ$ . Ferrosalit ( $\angle z/\gamma = 45^\circ$ ) w szlifie bardzo bladezielonkawy pojawia się w niewielkich ilościach. Plagioklaz jest przeważnie silnie zserycytzowany. Nieprzeobrażone ziarna mają skład oligoklaz (21% An). Nierzadko plagioklaz występuje w postaci porfiroblastów silnie poprzerastanych skałeniami potasowym (antypertyt infiltracyjny). Na granicy obu skałeni pojawia się myrmekit. Wrostki w kryształach plagioklazu tworzą wollastonit, ferrosalit, kwarc i kalcyt. W ilościach niewielkich występują automorficzne kryształy i wydłużone ksenoblasty oliwkowobrunatnego (w szlifie) granatu. Apatyt i tytanit spełniają rolę składników akcesorycznych.

Hornfelsy wollastonitowe stanowią również drobne wtrącenia w granitoidach Żelazna (fig. 15, odsł. 248n). Różnią się one od powyżej opisanych głównie wielkością ziarna. Są zdecydowanie średnioziarniste. Zasadniczą ich masę mineralną stanowią duże słupkowato wydłużone blasty wollastonitu poikiloblastycznie poprzerastane drobnymi słupkami ferrosalitu. Przestrzenie między nimi wypełnione są ksenoblastami kwarcu oraz ferrosalitowo-epidotowo-serycytowo-granatowymi zespołami mineralnymi.

Jasno- lub jasnozielonkawoszare drobnoziarniste skały krzemianowo-kalcytowe o teksturze kierunkowej, wywołanej występowaniem ciemniejszych smug i warstewek w obrębie jaśniejszej masy skalnej, stanowią drobne wtrącenia w skałach piroksenowo-plagioklazowych w okolicy Krosnowic (fig. 16, odsł. 189f), odsłaniają się w skarpie drogi polnej łączącej Jaszową Dolną z Kłodzkiem (fig. 12, odsł. 196a) oraz pojawiają się w kamieniołomie w Żelaźnie (fig. 15, odsł. 199a, b). Największe wystąpienie wymienionych skał notowane jest w Żelaźnie, gdzie budują one wschodnią (odcinek VII—VIII) i południową (odcinek IX—X i XI—XII) ścianę łomu oraz środkową (odcinek III—IV) część północnej ściany kamieniołomu (fig. 22). Złożone są one z kalcytu, piroksenu szeregu salit—ferrosalit, skałeni, kwarcu, granatu i flogopitu. Stosunek ilościowy kalcytu do pozostałych minerałów jest zmienny, przy czym najczęściej dominuje pierwszy z wymienionych składników. Pozostałe minerały, w rozmaitych kombinacjach, mogą ulegać względnej koncentracji w ciemniejszych strefach skał. Obfitują one w skałach z Jaszkowej Dolnej oraz w utworach kontaktujących z gnejsami amfibolowymi z Żelazna. Polisyntetycznie zbliźniczone ksenoblasty kalcytu wykazują niekiedy (fig. 12, odsł. 196a) powyginane prążki bliźniacze i niespokojne wygaszanie. Większe kryształy tego minerału zawierają wrostki ferrosalitu i tytanitu.

Salit—ferrosalit ( $\angle z/\gamma = 43-45^\circ$ ) tworzy słupkowate ziarna w szlifie bardzo bladezielonkawe. Ksenoblasty granatu w cienkiej płytce bezbarwne lub oliwkowe często zawierają przerosty plagioklazu, kwarcu i piroksenu. Niejednokrotnie obserwuje się wąskie obwódki granatu wokół plagioklazu. Ten ostatni jest zwykle silnie zmętniały i zserycytzowany (często ma skład albitu). Czasami obok plagioklazu pojawia się skałeni potasowy. Bladobrunatny flogopit stowarzyszony jest z piroksenem. Brunatnawy tytanit, piryty, tlenki żelaza i apatyt spełniają rolę minerałów akcesorycznych.

Wśród kontaktowo przeobrażonych amfibolitów wyróżniono trzy odmiany: zwyczajne, biotytowe i piroksenowe. Pierwsze z wymienionych zbudowane są prawie wyłącznie z plagioklazu i amfibolu, w drugich pojawia się dodatkowo biotyt, a w trzecich piroksen.

Amfibolity zwyczajne są ciemno- lub zielonkawoszarymi, rzadziej czarniawymi, drobno- bądź średnioziarnistymi, skałami, w których można megaskopowo wyróżnić czarniawe ziarna amfibolu i szare lub różowawe skałenie. Bardzo często obserwuje się w nich ponadto białawe żyłki i impregnacje. Amfibolity takie występują w Odrzychowicach (fig. 15) w skarpie nad Białą Ładeczką (odsł. 236) i w drodze polnej na wschód od przedziałni lnu (odsł. 254c, e) oraz w Żelaźnie (fig. 15) na wschód od szosy Odrzychowice—Kłodzko (odsł. 243, 244, 250). Pod mikroskopem amfibolity ujawniają strukturę grano-, nematograno- lub porfiroblastyczną i najczęściej prawie równoległe ułożenie wydłużonych blastów hornblendy.

O strukturze porfiroblastycznej decyduje występowanie dużych porfiroblastów andezynu w drobniej ziarnistym tle złożonym z kryształów hornblendy (fig. 15, odsł. 250d). Hornblendą zwyczajną tworzy wydłużone ksenoblasty lub hipautomorficzne słupki z lepiej lub gorzej wykształconymi ścianami (110) i (010) oraz zbliźniczeniami według (100). Niekiedy (próba nr 254e — fig. 15) kryształy hornblendy są nieregularnie splekane i wykazują niespokojne wygaszanie światła. W niektórych amfibolitach zaznacza się wyraźne wzbogacenie w hornblendę (fig. 15, odsł. 236, 244a), przy czym kryształy tego minerału stykają się bardzo często ze sobą, tworząc miejscami strefy jednoskładnikowe. Kąt  $z/\gamma$  waha się w granicach od  $11$  do  $16^\circ$ . Niższe wartości tego kąta charakterystyczne są zwykle dla odmian brunatnawych. Hornblendą jest zwykle zielonkawo lub brunatnawo zabarwiona i wykazuje dość wyraźny pleochroizm w następujących barwach:  $\alpha$  — bladeżółtawy, zielonkawożółty,  $\beta$  — bladezielony, oliwkowobrunatny, jasnobrunatny, oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladezielony, jasnozielony,

oliwkowozielony, jasnobrunatny. Nierzadko spotyka się ziarna hornblendy o niejednorodnym zabarwieniu. Brunatnawa odmiana hornblendy zwyczajnej wykazuje oliwkowozielone zabarwione brzegi, a w kryształach hornblendy zielonej obserwuje się brunatnawe partie. Hornblenda poprzerastana jest wrostkami minerałów nieprzezroczystych i plagioklazem. Przestrzenie między zespołami kryształów hornblendy wypełnione są mniej lub więcej przeobrażonym plagioklazem, któremu towarzyszy niekiedy kwarc o falistym wygaszaniu.

Plagioklaz (3–36% An) zbliżony według prawa albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego zawiera wrostki hornblendy zwyczajnej, minerałów nieprzezroczystych, apatyty i niekiedy również biotyty (próba nr 250d — fig. 15). W niektórych amfibolitach znaczna część plagioklazu została całkowicie lub prawie doszczętnie przeobrażona w serycyt. W pierwszym przypadku o pierwotnym skaleniu wnosi się na podstawie śladów polisyntetycznych zbliżniaczeń, w drugim w oparciu o relikty plagioklazu. Znacznie rzadziej spotyka się objawy prehnityzacji plagioklazów. Występują one zwykle w najbliższym sąsiedztwie żyłek prehnitowych. Albit notowany w amfibolitach z odsłoneń 243, 254e (fig. 15) powstał wskutek albityzacji bardziej zasadowego plagioklazu. Za powyższym przemawia obecność dwóch rodzajów plagioklazu (albitu i plagioklazu bogatego w anortyt) oraz występowanie w albicie przerostów minerałów grupy epidotu. Albit w szlifie wykazuje oliwkowoszare zabarwienie. Minerale nieprzezroczyste, apatyty, tytanit, cyrkon, brunatny biotyt, zielonkawy pennin i augit diopsydowy występują w roli składników akcesorycznych. W amfibolitach tego typu można zaobserwować mechaniczne odkształcenia, wyrażające się w powyginaniu prążków bliźniaczych plagioklazu (fig. 15, odsł. 236, 250d), nieregularnym spękanii kryształów hornblendy i plamistym wygaszaniu światła przez ten minerał (fig. 15, odsł. 243) i występowaniu drobnoziarnistej miazgi mineralnej w sąsiedztwie żyłek prehnitowych i adularowych (fig. 15, odsł. 254e).

Amfibolity biotytowe są ciemno- lub zielonkawoszarymi drobno- względnie średnioziarnistymi skałami występującymi w Odrzychowicach (fig. 15, odsł. 254f), Żelaznie (fig. 15, odsł. 248) i Krosnowicach (fig. 16, odsł. 189b). Amfibolity z Odrzychowic okazują się skałami słabo związłymi, rozsypującymi się pod naciskiem. W amfibolitach z Żelazna zaobserwowano budowę drobnofałdkową, a skały z Krosnowic wykazują strukturę nierównoziarnistą oraz obecność elipsoidalnych enklaw. W omawianych skałach, oprócz przeważających kryształów plagioklazu i hornblendy, występują blaszki biotyty. Plagioklaz o składzie albitu (4–5% An), oligoklazu (ok. 30% An) lub andezynu (41–43% An) jest mniej lub

więcej zserycytyzowany i zawiera wrostki biotyty i apatyty. W amfibolitach z Odrzychowic pojawiają się dodatkowo gniazdowate infiltracje albitu hydrotermalnego. Hornblenda zwyczajna reprezentowana jest przez dwie odmiany różniące się zabarwieniem. Hornblenda brunatno zabarwiona z  $\chi z/\gamma = 13\text{--}14^\circ$  i wyraźnym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — jasnobrunatny,  $\gamma$  — oliwkowobrunatny) występuje w amfibolitach z Krosnowic i Żelazna (próba nr 248r — fig. 15), a odmiana zielonkawa ( $\chi z/\gamma = 16\text{--}18^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — bladeoliwkowozielony,  $\gamma$  — bladezielony) w skałach z Odrzychowic i Żelazna (próba nr 248 — fig. 15). Hornblenda w amfibolitach z Krosnowic jest sitowo poprzerastana drobnymi wrostkami silnie zserycytyzowanego plagioklazu. Przerosty w hornblendzie mogą poza tym tworzyć kwarc, piroksen, cyrkon, tlenki żelaza i biotyt. Blaszkki i łuski kasztanowo- lub bladebrunatnego biotyty pojawiają się w pewnych partiach amfibolitów, tworząc w nich nieregularne bądź smużyste skupienia. Zawierają one wrostki apatyty, allanitu i tlenków żelaza. Część blaszek biotyty została częściowo lub całkowicie przeobrażona w bladezielonkawą pennin i minerał „x”. Jako składniki akcesoryczne występują apatyty, cyrkon, tytanit, allanit, tlenki żelaza, leukoksen i augit diopsydowy ( $\chi z/\gamma = 38^\circ$ ). Amfibolity z Krosnowic pocięte są żyłkami prehnitowymi, kalcytowymi i adularowymi. Spotykane w nich enklawy strukturą, teksturą i składem mineralnym nie różnią się od skały macierzystej. Różnią się one tylko wielkością ziarna.

Amfibolity piroksenowe (fig. 15, odsł. 244, 249f, 250a, b) to zielonkawoszare lub czarniawe, drobnoziarniste skały o dość niejednorodnym zabarwieniu. W czarniawych odmianach obserwuje się jaśniejsze nieregularne przewarstwienia, które swym ułożeniem w przybliżeniu równoległym decydują o teksturze kierunkowej opisywanych skał. Głównymi minerałami tych amfibolitów są plagioklaz (42–54% An) i zwyczajna hornblenda najczęściej brunatnawo zabarwiona ( $\chi z/\gamma = 14\text{--}17^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy, zielonkawożółty, oliwkowożółty,  $\beta$  — jasnobrunatny, oliwkowobrunatny,  $\gamma$  — zielonkawobrunatny, oliwkowobrunatny). W zielonkawoszarych odmianach amfibolitów (fig. 15, odsł. 249f) pojawia się dodatkowo zielona hornblenda zwyczajna z  $\chi z/\gamma = 19^\circ$  i słabym pleochroizmem ( $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\gamma \approx \beta$  — bladezielony), w której niekiedy obserwuje się strefy o brunatnawym zabarwieniu. Augit diopsydowy ( $\chi z/\gamma = 36\text{--}42^\circ$ ) odgrywa doniosłą rolę w budowie jasnych przewarstwień amfibolitów o czarniawym zabarwieniu. Augitowi towarzyszy zwykle silnie zserycytyzowany plagioklaz. Kryształy piroksenu są niejednokrotnie poprzerastane i poobrastane hornblendą. W znacznie mniejszych ilościach augit diopsydowy towarzyszy

hornblendzie w amfibolitowych partiach skały. W niektórych amfibolitach piroksenowych pojawia się dodatkowo kasztanowobrunatny biotyt, skupiający się w gniazdowate lub smużyste nagromadzenia. Apatyt, tytanit, kalcyt, piryty i tlenki żelaza spełniają rolę minerałów akcesorycznych.

Amfibolity zwyczajne i biotytowe z Ołdrzychowic (fig. 15, odsł. 254d) zawierają jasne nieregularne przewarstwienia gnejsowe zbudowane głównie z kwarcu i andezynu (40% An) oraz drobnych ilości hornblendy zwyczajnej ( $\alpha$   $z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\gamma \approx \beta$  — oliwkowozielony). Jasne minerały w przewarstwiach gnejsowych są nieregularnie rozmieszczone. W pewnych partiach dominuje kwarc, a w innych andezyn. Pseudomorfozy sercytowe po andezynie są często przepojone skaleniem potasowym (adularem). Apatyt, tytanit, minerały nieprzezroczyste i drobne blasty granatu występują jako składniki akcesoryczne.

Amfibolity z przewarstwieniami skał piroksenowo-plagioklazowych towarzyszą amfibolitom piroksenowym (fig. 15, odsł. 250c), od których różnią się wybitnie kierunkową teksturą, wywołaną występowaniem jasnych i ciemnych lamin. Jasne lamiły zbudowane są z augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 44^\circ$ ) i plagioklazu, a w ciemnych miejsce piroksenu zajmuje hornblendą zwyczajną ( $\alpha$   $z/\gamma = 17^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — ciemnozielony). W jasnych laminach dodatkowo pojawia się hornblendą

zwyczajna, a w ciemnych — augit diopsydowy. Plagioklaz często silnie zsercytyzowany ma skład andezynu (48% An). Augit diopsydowy wykształcony jest najczęściej w postaci drobnych ksenoblastów, rzadziej jako hipautomorficzne większe słupki. Z innych minerałów występują kwarc, dość liczne, przeważnie drobne ziarna tytanitu i minerały nieprzezroczyste.

Na północ od szosy Łądek Zdrój—Kłodzko, przed skrzyżowaniem w Żelaźnie, w starym kamieniołomie (fig. 15, odsł. 199) o ogólnym wydłużeniu NE—SW odsłania się seria skał metamorficznej osłony granitoidów, na którą składają się kontaktowo przeobrażone amfibolity z przejściami do gnejsów amfibolowych oraz skały węglanowe i węglanowo-krzemianowe. Pierwsze z wymienionych budują zachodnią (odcinek I—III) i wschodnią (odcinek IV—V) część północnej ściany kamieniołomu, drugie pojawiają się w środkowej części północnej ściany oraz stanowią wschodnie zakończenie i południową ścianę łomu. Plan kamieniołomu podany jest na figurze 22. Zarówno amfibolity jak i gnejsy amfibolowe to ciemnoszare skały, różniące się głównie ilościowym składem mineralnym. Pierwsze wzbogacone są zawsze w minerały ciemne, a drugie w jasne. Wielkość ziarna jest dość zmienna, przy czym amfibolity są najczęściej średnio-, a gnejsy amfibolowe drobnoziarniste. Amfibolity i gnejsy amfibolowe nie stanowią oddzielnych wystąpień, lecz tworzą wspólną serię amfibolitowo-gnejsową, w której lokalnie przeważa jeden lub drugi typ skalny. Ogólnie

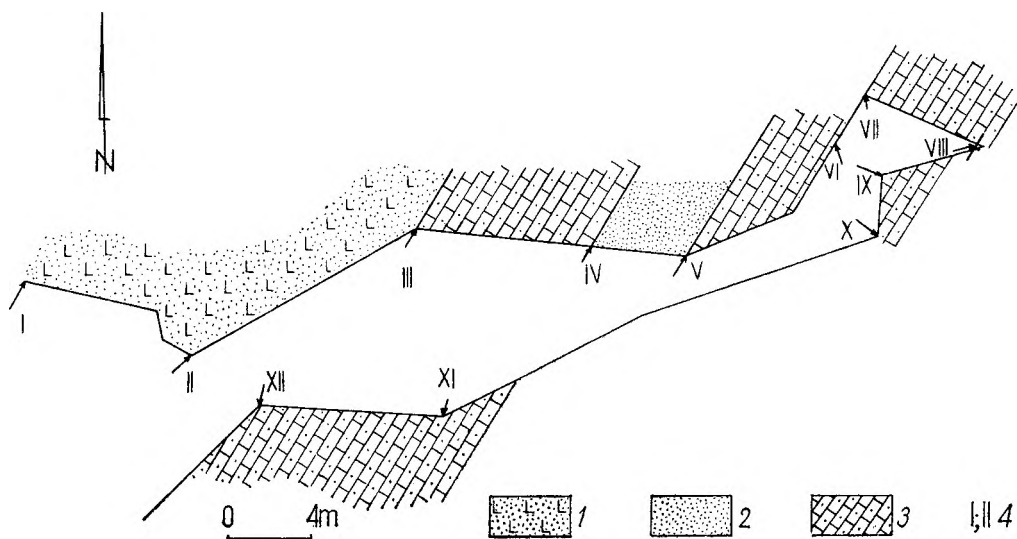


Fig. 22

Plan kamieniołomu z Żelaźnie (odsł. 199 — fig. 15)

1 — amfibolity i gnejsy amfibolowe; 2 — gnejsy amfibolowe; 3 — skały węglanowe i węglanowo-krzemianowe; 4 — odcinki ścian kamieniołomu omówione w tekście

Quarry plan in Żelazno (exp. 199 — fig. 15)

1 — amphibolites and amphibole gneisses; 2 — amphibole gneisses; 3 — carbonate and carbonate-silicate rocks; 4 — fragments of quarry walls discussed in text

biorąc dominującym typem skalnym są gnejsy amfibolowe. W najbardziej zachodniej części północnej ściany łomu o kierunku NW—SE (odcinek I—II, fig. 22) odsłaniają się silnie zwietrzałe gnejsy amfibolowe z licznymi bryłowatymi wtrąceniami amfibolitów. Wtrącenia te wyróżniają się znaczną zwięzłością wśród średnioziarnistej zwietrzalej masy skalnej, podobnej megaskopowo do granitoidu. Zwietrzały materiał skalny ma skład gnejsu amfibolowego lub amfibolitu.

Amfibolity w omawianym kamieniołomie wykazują strukturę granoblastyczną i teksturę z pewnymi znamionami kierunkowości, wywołanymi zagęszczaniem się minerałów ciemnych w wydłużone skupienia. Zbudowane są one z plagioklazu (24—31% An), kwarcu, hornblendy zwyczajnej i biotyty. Niekiedy dodatkowo pojawia się augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 38^\circ$ ). Plagioklaz tworzy różnej wielkości ksenoblasty lub rzadziej hipautomorficzne tabliczki zbliżone polisyntetycznie (wg prawa albitowego i peryklinowego) i w różnym stopniu zmętniałe. Sporadycznie notowany jest wtórny albit. Ksenoblasty kwarcu pojawiają się w pojedynczych ziarnach wśród przeważających plagioklazów. Agregatowe skupienia tego minerału są stosunkowo rzadkie. Zwykle wykazują one nieregularne spękania infiltrowane kalcytem i prehnitem. Zmiennej wielkości ksenoblasty hornblendy zwyczajnej ( $\angle z/\gamma = 11\text{--}13^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\beta$  — brunatny, ciemnobrunatny,  $\gamma$  — oliwkowobrunatny, zielonkawobrunatny) są poikiloblastycznie poprzerastane plagioklazem i kwarcem. Rzadziej tworzą wrostki w hornblendzie takie minerały, jak cyrkon, tlenki żelaza i piroksen jednoskośny. Część kryształów hornblendy wykazuje niejednolite zabarwienie (zielonkawe plamki w brunatnym tle). Augit diopsydowy ( $\angle z/\gamma = 38^\circ$ ) tworzy dość duże ksenoblasty lub hipautomorficzne słupki, skupione niekiedy w agregaty poprzerastane hornblendą, tytanitem i tlenkami żelaza. Kryształy augitu zostały w różnym stopniu przeobrażone w zielonkawą hornblendę. Ciemnobrunatny biotyt pojawia się w amfibolitach najbardziej zachodniej części północnej ściany łomu. Sprawia on wrażenie minerału późniejszego od hornblendy i plagioklazu.

Gnejsy amfibolowe ujawniają często prawie równoległe ułożenie znacznej części słupkowatych kryształów amfibolu i blaszek biotyty. Zasadniczą masę mineralną tych skał stanowią jasne składniki, wśród których występują pojedyncze ziarna amfibolu i biotyty. Kwarc, plagioklaz (28—32% An) i amfibole mają ksenoblastyczne wykształcenie. Tylko biotyt odznacza się pewnym automorfizmem. Kwarc odgrywa istotną rolę w budowie omawianych gnejsów. Niemniej jednak pod względem ilościowym ustępuje on plagioklazom. Na minerały grupy amfiboli składają się kryształy prawie bezbarwnego aktynolitu ( $\angle z/\gamma =$

12—14°) oraz hornblendy zielonej ( $\angle z/\gamma = 14^\circ$ ), która bardzo często tworzy niekompletne obwódki wokół aktynolitu. Aktynolit bardzo często wykazuje zbliżenie według (100). Hornblenda może również tworzyć samodzielne duże ziarna sitowo poprzerastane kwarcem i plagioklazem. W niektórych gnejsach część biotyty i amfibolu została przeobrażona w pennin. Produktem przeobrażeń aktynolitu bywa niekiedy kalcyt. Apatyt, cyrkon i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych w amfibolitach i gnejsach amfibolowych. W pierwszych pojawia się dodatkowo tytanit, a w drugich — granat.

Ciemnoszare drobnoziarniste skały piroksenowo-plagioklazowe stowarzyszone są z amfibolitami biotytowymi Krosnowic (fig. 16, odsł. 189e, d) i amfibolitami piroksenowymi Żelazna (fig. 15, odsł. 249g). Napotkano je również w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 388). Pod mikroskopem wykazują strukturę granoblastyczną i bezładną na ogół teksturę. Skały piroksenowo-plagioklazowe zbudowane są z augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 40\text{--}44^\circ$ ), andezynu (39—47% An), albitu (0% An), pseudomorfoz serycytowych i prehnitowych po plagioklazie oraz niewielkich ilości kwarcu i hornblendy zwyczajnej. Augit diopsydowy tworzy izometryczne lub wydłużone kryształy w szlifie bezbarwne lub bładozielonkawożółte ( $\gamma$ ). Mają one zwykle niewielkie rozmiary. Większe ziarna augitu mogą pojawiać się w sąsiedztwie żyłek kalcytowo-prehnitowych lub w ich obrębie. Drugim ilościowo ważnym składnikiem jest plagioklaz przeważnie silnie przeobrażony w agregat serycytowy, prehnitowy lub prehnitowo-serycytowy. Ksenoblasty kwarcu tylko niekiedy pojawiają się w większych ilościach i stanowią wtedy tło dla augitu. W skałach piroksenowo-plagioklazowych występują nieregularne przewarstwienia amfibolitowe zbudowane z hornblendy zwyczajnej ( $\angle z/\gamma = 16\text{--}17^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony, zgniłozielony,  $\gamma$  — bładozielony, miejscami oliwkowozielony), silnie przeobrażonego andezynu (47% An) i niewielkich ilości kwarcu. Niekiedy w laminach amfibolitowych pojawia się jasnobrunatny biotyt. Z innych minerałów w skałach piroksenowo-plagioklazowych występują kalcyt, prehnit, apatyt, allanit, tlenki żelaza i piryt. Pierwsze dwa minerały stanowią wypełnienia szczelin, rzadziej spełniają rolę tła dla piroksenów.

Hornfelsy piroksenowo-plagioklazowe i piroksenowe występują w stowarzyszeniu ze skałami krzemianowo-kalcytowymi i krzemianowymi w kamieniołomach Jaskowej Dolnej (fig. 12, odsł. 197) i Żelazna (fig. 15, odsł. 199). W Żelaznie hornfelsy piroksenowo-plagioklazowe stanowią bryłowate wtrącenia lub



przewarstwienia w skałach krzemianowo-kalcytowych (fig. 23) zamykających od północnego-wschodu kamieniołom (odcinek VII–VIII na fig. 22). Kamienio-

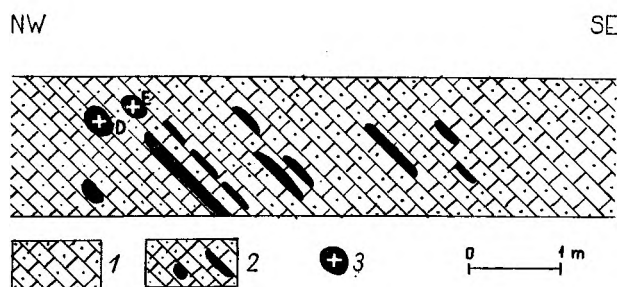


Fig. 23

Schematyczny profil północno-wschodniej ściany kamieniołomu (odcinek VII–VIII na fig. 22) w Żelaznie (odsł. 199 – fig. 15)

1 – skały krzemianowo-kalcytowe; 2 – wtrącenia hornfelsów piroksenowo-plagioklazowych w skałach krzemianowo-kalcytowych; 3 – miejsca pobrania prób

Schematic profile of the north-eastern quarry face (fragment VII–VIII on fig. 22) in Żelazno (exp. 199 – fig. 15)

1 – silicate-calcite rocks; 2 – inclusions of pyroxene-plagioclase rocks in silicate-calcite rocks; 3 – location of samples

łom w zachodniej części Jaskowej Dolnej położony jest na północ od szosy. Odślonięte tam skały mają bieg i upad  $70^\circ/70^\circ$  S.

Zielonkawoszare drobnoziarniste hornfelsy piroksenowo-plagioklazowe (próby nr 197c, d, – fig. 12; 199D, E – fig. 23) zawierają niekiedy kilkumilimetrowe jasne wprysnięcia i nieregularne czarniawe przerosty (próba nr 197c – fig. 12). Pod mikroskopem wykazują one strukturę granoblastyczną i teksturę bezładną lub kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem słupek salitu i ferrosalitu. Zbudowane są one głównie z andezynu (32% An), salitu i ferrosalitu ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 42–44°) oraz niewielkich ilości kwarcu, kalcytu i epidotu. Andezyn tworzy liczne ksenoblasty o różnym stanie zachowania. Zawierają one niekiedy nawet dość liczne wrostki salitu. W próbie E plagioklasy są ponadto nieregularnie splekane i wykazują niespokojne wygaszanie światła. Różnej wielkości ksenomorficzne ziarna i hipautomorficzne słupek ferrosalitu w cienkiej płytce odznaczają się bardzo bladozielonkawym zabarwieniem, zbliżeniami według (100) i czasami niespokojnym wygaszaniem. Widoczne gołym okiem wprysnięcia w hornfelsach okazały się pod mikroskopem pseudomorfozami sercytowych po plagioklacie, a czarniawe przerosty – agregatami klinochlorowo-aktynolitowymi. Te ostatnie poprzrastane są zielonkawym hercynitem i minerałami nieprzezroczystymi. W roli składników akcesorycznych występują automorficzne ziarna brunatnawego tytanitu, apatyt, pistacyt, hercynit, minerały

nieprzezroczyste, granat, kalcyt i prehnit. Dwa ostatnie minerały wspólnie z adulem wypełniają szczeliny.

W hornfelsach piroksenowych (fig. 12, odsł. 197e; fig. 15, odsł. 199c) głównym składnikiem jest zawsze ferrosalit ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 45°) o analogicznym jak poprzednio wykształceniu. Grupuje się on zwykle w zwarte agregaty, wśród których widnieją jaśniejsze nieco grubiej ziarniste partie zbudowane ze skapolitów, kalcytu, kwarcu, plagioklazu i niewielkiej ilości drobnych blastów ferrosalitu. Skapolity tworzą różnej wielkości słupek lub ksenomorficzne ziarna poprzrastane wrostkami ferrosalitu i igiełkowatymi minerałami nieprzezroczystymi ułożonymi równolegle do rys łupliwości. Słupek skapolitu wykazują proste wygaszanie i ujemne wydłużenie. Ujemny znak optyczny i dość duża dwójłomność wskazują na znaczną zawartość mejonitu. Skapolity przeobrażają się w drobnoziarnisty agregat kalcytowo-chlorytowo-mikowy. Plagioklaz omawianych skał ma skład andezynu (ok. 39% An). Przy kontakcie hornfelsów z żyłkami kalcytowymi pojawia się zielonkawy aktynolit powstały kosztem ferrosalitu. Piryt, tlenki żelaza, brunatnawy tytanit i cyrkon pojawiają się jako składniki akcesoryczne.

Ciemnoszare drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone skały amfibolowe (fig. 8, odsł. 291), pocięte jasnymi żyłkami, stwierdzono na obszarze znacznym na mapach niemieckich jako miejsce występowania gabr i piroksenitów. W zagajniku przy drodze polnej łączącej zabudowania należące do wsi Mąkolno z zakolem szosy Złoty Stok–Łądek Zdrój występują duże bloki piroksenitów hornblendowych oraz liczne mniejsze głązy skał amfibolowych. Skały amfibolowe odślonięte zostały również w szurfiu o głębokości około 1 m zlokalizowanym tuż przy wspomnianej drodze. Pod mikroskopem wspomniane skały ujawniają strukturę nierównościarną, teksturę bezkierunkową i prosty skład mineralny. Głównym minerałem jest blado zabarwiona hornblenda, która tworzy różnej wielkości hipautomorficzne słupek i ksenomorficzne ziarna z  $\alpha$  z/ $\gamma$  = 16–18°,  $\Delta$  = 0,024 i słabym pleochroizmem ( $\alpha$  – zielonkawo-żółty,  $\beta$  – żółtozielony,  $\gamma$  – bladożółtozielony). Kryształy hornblendy, zbliżone według (100) i niespokojnie wygaszające światło, bardzo często stykają się ze sobą tworząc monomineralne skały hornblendowe. Nierzadko jednak pojawiają się wśród nich jasne składniki, takie jak kwarc, plagioklaz i skałki potasowe. W przypadku pojawienia się większej ilości plagioklazu lub jego sercytowych pseudomorfoz skały hornblendowe przechodzą w amfibolity. Amfibol skał hornblendowych został zbadany optycznie, chemicznie i rentgenograficznie przez Kowalskiego (1967).

Jego własności optyczne przedstawiają się następująco:  $\angle z/\gamma = 24^\circ$ ,  $\Delta = 0,019$ ,  $n_\gamma = 1,641$ ,  $n_\alpha = 1,622$  i  $2V\gamma = 80^\circ$ . Wyniki analizy chemicznej przedstawiono w tabeli 20. Z badań rentgenograficznych wynika, że badany amfibol zajmuje stanowisko pośrednie między tremolitem a hornblendą. Jest to najprawdopodobniej hornblenda aktynolitowa.

Widoczne megaskopowo jasne żyłki, przecinające skały amfibolowe, zbudowane są z silnie zserycytowanego plagioklaz, plagioklaz i kwarcu oraz plagioklaz, kwarcu i skalenia potasowego. Pod mikroskopem zaobserwowano jeszcze młodszą generację żyłek adularowych, tnących skały amfibolowe i wspomniane jasne żyłki.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy amfibolowe są ciemnoszarymi, drobno- lub średnioziarnistymi skałami o teksturze kierunkowej wywołanej występowaniem równoległych do siebie jasnych i ciemnych lamin. Występują one w stowarzyszeniu z amfibolitami, skałami piroksenowo-plagioklazowymi i marmurami w Krosnowicach (fig. 16, odsł. 189g, h, i, j), towarzyszą amfibolitom i hornfelsom w Żelaznie (fig. 15, odsł. 248b) oraz stanowią przewarstwienia w amfibolitach Ołdrzychowic (fig. 15, odsł. 254a). Badania mikroskopowe wykazały, że charakteryzują się one strukturą najczęściej granoblastyczną, rzadziej porfiro- lub poikiloblastyczną i dość zmienną teksturą. Minerale nieizometryczne mogą być bezładnie rozmieszczone albo mogą wykazywać mniejsze lub większe przestrzenne uporządkowanie. Słupki i wydłużone ziarna hornblendy są często prawie równoległe ułożone. Gnejsy amfibolowe różnią się od amfibolitów znaczną przewagą ilościową jasnych składników nad ciemnymi, przy czym wśród pierwszych istotną rolę odgrywa kwarc. Plagioklaz ma skład albitu (0–8% An), oligoklaz (ok. 24% An) lub andezynu (30–41% An). Ksenoblasty albitu zbliżone według prawa albitowego w szlifie są oliwkoszare, silnie zmętniałe i poprzerastane łuszczkami serycytu. Oligoklaz został prawie całkowicie przeobrażony w serycyt. Andezyn oprócz lametek albitowych wykazuje peryklinowe prążkowania bliźniacze. Tworzy on niekiedy większe kryształki o charakterze porfiroblastów z wrostkami hornblendy i brunatnego biotytytu. Wśród przeważających ziarn plagioklaz pojawiają się mniejsze lub większe ksenoblasty kwarcu bardzo często spękane i poprzerastane prehnitem. Wolne od przerostów prehnitowych są tylko gnejsy amfibolowe z Ołdrzychowic.

Głównym minerałem ciemnym opisywanych skał jest hornblenda wykształcona w postaci ksenoblastów i hipautomorficznych słupków, nierzadko (fig. 16, odsł. 189) sitowo poprzerastanych kwarcem i silnie

zserycytowanym plagioklazem. Najczęściej spotykana jest odmiana brunatnawa z kątem  $z/\gamma = 16–17^\circ$  i pleochroizmem w barwach:  $\alpha$  – żółtawy,  $\beta$  – żółtobrunatny, oliwkowobrunatny,  $\gamma$  – oliwkowobrunatny. Brunatnawo zabarwiona hornblenda wykazuje niekiedy budowę pasową, zaznaczoną występowaniem odmiany zielonej w obwódce lub zakończeniach słupków. Hornblenda zielona (fig. 15, odsł. 248b, 254a) wykazuje kąt  $z/\gamma = 15–17^\circ$ , słaby pleochroizm ( $\alpha$  – bardzo bladożółtawy, bladozielonkawo-żółty,  $\beta$  – oliwkowozielony,  $\gamma$  – bladozielony) i zbliżenie według (100). W odmianie tej spotyka się poza tym przerosty kwarcu, plagioklaz i piroksenu jednoskośnego. W gnejsach amfibolowych można prócz tego spotkać drobne ilości brunatnego biotytytu i wtórnego bladozielonkawego penninu. Cykon, apatyt, tytanit, piryty, tlenki żelaza i leukoksen występują w roli minerałów akcesorycznych. Adular o budowie sektorowej wypełnia spękania i nieregularne zluźnienia.

Jasno- lub ciemnoszare, drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone gnejsy biotytytowe o teksturze najczęściej kierunkowej, wywołanej występowaniem jasnych lub ciemnych lamin bądź smug tyszczkowych, występują na południowy-wschód od Mąkolna (fig. 8, odsł. 309, 310), na północny-wschód (odsł. 161) i na wschód (odsł. 164, 165) od Droszkowa (fig. 13), na północ od Skrzyżki (fig. 13, odsł. 228), na północ od kościoła w Ołdrzychowicach (fig. 15, odsł. 254) oraz na północny-wschód od kościoła w Żelaznie (fig. 15, odsł. 241, 245).

Pod mikroskopem wykazują one najczęściej strukturę granoblastyczną, rzadziej porfiro-granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotytytu i smug biotytytowych. O jasnym zabarwieniu opisywanych skał (odsł. 161, 162 (fig. 13), 309, 310 (fig. 8) decyduje niska zawartość biotytytu, a o ciemnym – jego względna obfitość. Przeważająca część gnejsów biotytytowych zawiera dwa skalenie, a tylko gnejsy z Ołdrzychowic (fig. 15, odsł. 254) i Droszkowa (fig. 13, odsł. 165) należą do odmian plagioklazowych. Jasne minerały stanowią najczęściej zasadnicze tworzywo opisywanych skał. Wśród tych składników istotną rolę ilościową odgrywa kwarc, który tworzy różnej wielkości ziarna o falistym wygaszaniu. Rozproszone są one wśród innych składników bądź też skupione w soczewkowate zespoły. Te ostatnie, podobnie jak i wydłużone pojedyncze ksenoblasty kwarcu, ułożone są dłuższymi osiami równoległe do ścian (001) biotytytu. Plagioklasy o składzie albitu (0–10% An), oligoklaz (28–30% An) i andezynu (30–36% An), zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego, tworzą co najwyżej hipautomorficzne tabliczki o różnym stanie zachowania. Prążki bliźniacze plagi-

klazów nierzadko są powyginane. Oprócz wrostków kwarcu, brunatnego biotytu i cyrkonu w plagioklazach o składzie andezynu (fig. 15, odsł. 241) obserwuje się niekiedy nieregularne przerosty skalenia potasowego. Różnej wielkości ksenoblasty mikropertytu ( $2Va = 39-56 \pm 2^\circ$ ,  $2Va = 72 \pm 2^\circ$ ) występują w zmiennych ilościach. Duże kryształy tego skalenia poprzerastane bywają drobnymi wrostkami brunatnego biotytu, kwarcu i plagioklazu. Lokalne zmętnienia obserwuje się w strefach spertytyzowanych. Blaszkki jasno-, kasztanowo- lub czerwobrunatnego biotytu mają co najwyżej hipautomorficzne wykształcenie. Skupiają się one w smugi lub nieregularne nagromadzenia. W gnejsach z odsłonięcia 254 (fig. 15) pojawia się zielonkawa odmiana biotytu ( $\alpha$  – żółtozielony,  $\gamma \approx \beta$  – zgniłozielony), która zdaje się powstawać kosztem brunatnego łyśczyku. Brunatny i zielony biotyt został częściowo przeobrażony w bladzielonkawy pennin. W biotycie nierzadko obserwuje się ciemne pola pleochroiczne oraz faliste wygaszanie światła, spowodowane powyginaniem blaszek. Muskowit, granat, cyrkon, epidot zwyczajny, apatyt, tytanit, piryt, leukoksen i tlenki żelaza występują w roli minerałów akcesorycznych.

Gnejsy biotytowe z Droszkowa (fig. 13, odsł. 161, 162, 164) wykazują poza tym wyraźne objawy deformacji mechanicznych (nieregularne spękania, powyginanie prążków bliźniaczych plagioklazu i roztrącenie minerałów na miazgę). Na ogół dość wąskie strefy kataklastyczne są ułożone równoległe lub skośnie do kierunku zgnejsowania. Czasami trafiają się partie kataklastyczne z objawami częściowej rekrystalizacji (fig. 13, odsł. 164c).

Kontaktowo przeobrażone gnejsy chlorytowe napotkano na południowy-wschód od leśniczówki w Chwalisławiu (fig. 10, odsł. 215), w skarpie szosy poniżej Domu Kultury w Odrzychowicach (fig. 15, odsł. 237) oraz w starym kamieniołomie w Krosnowicach (fig. 16, odsł. 189c). Pod względem struktury, tekstury i składu mineralnego są one bardzo podobne do gnejsów biotytowych, od których różnią się obecnością chlorytu. Ten ostatni powstał z przeobrażenia brunatnego biotytu, którego relikty spotyka się wśród przeważającej ilości blaszek zielonkawego chlorytu. Najwięcej reliktyw biotytu zaobserwowano w gnejsach z Krosnowic, najmniej w skałach z okolic Chwalisławia. Blaszkki chlorytu (najczęściej penninu) poprzerastane są leukoksenem, tytanitem, tlenkami żelaza i cyrkonem. Reliktowy biotyt i chloryt skupiają się często w smugi, z którymi czasami stowarzyszone są inne minerały ciemne jak leukoksen, pistacyt i tlenki żelaza. Ziarna cytrynowożółtego pistacytu skupiają się niekiedy w wydłużone zespoły. Plagioklaz tych gnejsów jest często bardzo silnie przeobrażony (fig. 10,

odsł. 215). Mniej przeobrażone ziarna mają skład albitu (2–9% An) lub oligoklazu (ok. 27% An). W gnejsach z Odrzychowic zaobserwowano objawy kataklazy zatarte późniejszymi procesami rekrystalizacji (blastokatakazyty).

Kontaktowo przeobrażone gnejsy amfibolowo-biotytowe występują w spągu granitoidów w Żelaźnie (fig. 15, odsł. 248a, d, f, g, p, 249b). Lokalizację prób w odsłonięciu 248 podano na figurze 24.

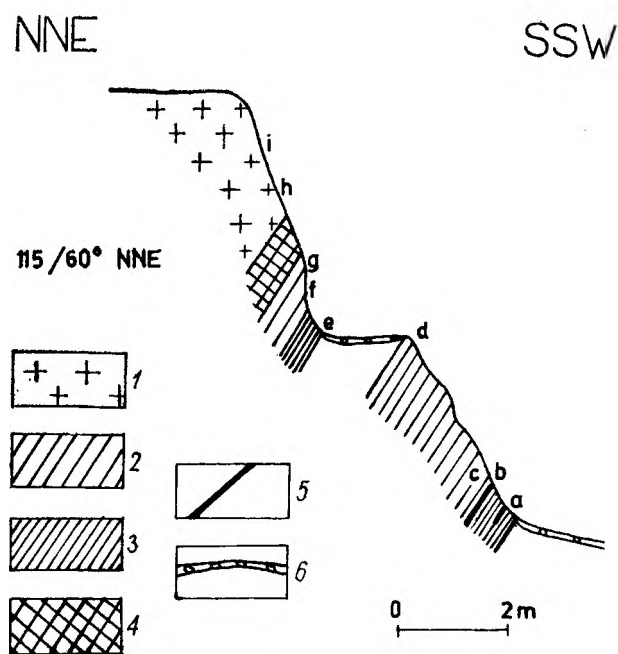


Fig. 24

Profil północnej ściany kamieniołomu w Żelaznie Dolnym (odsł. 248 – fig. 15)

1 – granitoidy; 2 – gnejsy nierównoziarniste; 3 – gnejsy cienkolaminowane; 4 – amfibolity; 5 – przewarstwienia kwarcowe; 6 – gleba

Nothern quarry face profile in Żelazno Dolne (exp. 248 – fig. 15)

1 – granitoids; 2 – unequigranular gneisses; 3 – thin-laminated gneisses; 4 – amphibolites; 5 – quartz interbedding; 6 – soil

Są to brunatnawo- lub ciemnoszare, drobnoziarniste skały o teksturze kierunkowej, wywołanej występowaniem równoległych lamin różniących się uziarnieniem lub barwą. W niektórych okazach (próby nr 248a, d) pojawiają się kilkumilimetrowe jasne minerały spełniające rolę porfiroblastów. Pod mikroskopem ujawniają one strukturę granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotytu i wydłużonych blastów amfiboli. Plagioklaz (29–42% An) zbliżony według prawa albitowego i peryklinowego tworzy przeważnie drobne ksenoblasty, rzadziej większe tabliczki o zarysach hipautomorficznych. Stan zachowania plagioklazów jest różny. Duże kryształy plagioklazu zawierają wrostki brunatnego biotytu, amfibolu i kwarcu. Niekiedy wykazują budowę pasową i deformacje mechaniczne (powyginanie prążków bliźnia-

czych, niespokojne wygaszanie światła). Ksenoblasty kwarcu wypełniają drobne przestrzenie między plagioklazami i minerałami ciemnymi bądź też skupiają się w większe nieregularne nagromadzenia. Błado-, kasztanowo- lub czerwobrunatny biotyt ma postać co najwyżej hipautomorficznych blaszek, nierzadko wykazujących deformacje mechaniczne (powyginanie, niespokojne wygaszanie światła) i przeobrażone w penin brzegi. Dookoła wrostków cyrkonu i apatytu obserwuje się dość szerokie obwódki pleochroiczne. Z amfiboli występują antofyllit (fig. 15, odsł. 248d, f, g; 249b), aktynolit (odsł. 248p) i hornblenda (odsł. 248a). Bardzo bładozielonkawy, prawie bezbarwny antofyllit ( $2V\gamma = 80-83 \pm 2^\circ$ ) tworzy przeważnie ksenomorficzne ziarna, rzadziej hipautomorficzne słupki nierzadko skupione w niewielkie zespoły. Dość często kryształy antofyllitu mają włóknistą budowę i niespokojne wygaszanie. Z osią krystalograficzną „z” zgadza się wektor  $\gamma$  ( $z = \gamma$ ). Ksenoblasty i pręciki aktynolitu ( $\angle z/\gamma = 16^\circ$ ;  $a \approx \beta$  — bezbarwny,  $\gamma$  — bładozielonkawy) poprzerastane są drobnymi grudkami minerałów nieprzezroczystych, które skupiają się również w ich najbliższym sąsiedztwie. Zielona hornblenda ( $\alpha$  — zielonkawożółty,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — bładozielony) pojawia się w smugach biotytowych zwykle w pojedynczych egzemplarzach. W próbie 248p, oprócz przeważającego aktynolitu, występuje zielona hornblenda i biotyt. W pozostałych okazach biotyt jest głównym minerałem ciemnym. W gnejsach z odsłonięcia 249 występują dodatkowo dość liczne porfiroblasty granatu poprzerastane minerałami nieprzezroczystymi, brunatnym biotytem, kwarcem i antofyllitem. Cyrkon, apatyt i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. W gnejsach z odsłonięcia 248f (fig. 15) zaobserwowano przewarstwienia złożone z drobnodziarnistego sercytowo-biotytowego tła i porfiroblastów granatu poprzerastanych minerałami nieprzezroczystymi, biotytem i hercynitem.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy amfibolowo-biotytowe z różowymi zgodnymi przewarstwieniami odsłaniają się we wschodnim zboczu Czerwoniaka (fig. 16, odsł. 252) nad szosą Krosnowice—Kłodzko. Zbudowane są one z kwarcu, silnie przeobrażonego plagioklazu, mikroklinu, biotytu i zielonej hornblendy. Różowawe przewarstwienia mają jakościowo ten sam skład mineralny, a różnią się tylko ilościowym udziałem minerałów. Obfitują one w kwarc i plagioklaz ( $2-31\%$  An), a są ubogie w mikroklin i hornblendę.

W niektórych kontaktowo przeobrażonych gnejsach amfibolowo-biotytowych przeważająca część biotytu została przeobrażona w chloryt. Takie gnejsy amfibolowo-chlorytowe zaobserwowano w drodze

leśnej, na zachód od przędzalni Inu w Ołdrzychowicach (fig. 15, odsł. 271) oraz w kamieniołomie położonym na północno-wschodnim zboczu Czerwoniaka (fig. 16, odsł. 189a) w okolicy Krosnowic. Gnejsy amfibolowo-chlorytowe z Czerwoniaka są bardzo podobne do współwystępujących tam gnejsów amfibolowych, od których różnią się głównie obecnością chlorytu powstałego z przeobrażenia biotytu oraz mniejszym udziałem hornblendy. Głównymi składnikami gnejsów z Ołdrzychowic są ksenoblasty kwarcu i albitu. Bładozielonkawy chloryt, zgnięzielona hornblenda, ciemnobrunatny biotyt i mikroklin występują w drobnych ilościach. Opisane wyżej gnejsy amfibolowo-chlorytowe wykazują dość silne deformacje i spękania wypełnione prehnitem, kalcytem i adulem (odsł. 189) oraz roztrzaskanie minerałów w wąskich strefach.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy granatowo-biotytowe (fig. 15, odsł. 248k, o; 249 c/70) swe ciemne zabarwienie zawdzięczają obficie występującemu biotytopi, który skupiony jest często w smugi, decydujące o teksturze kierunkowej omawianych skał. Lokalizację prób w odsłonięciu 248 podano na figurze 25. Pod mikroskopem gnejsy granatowo-biotytowe

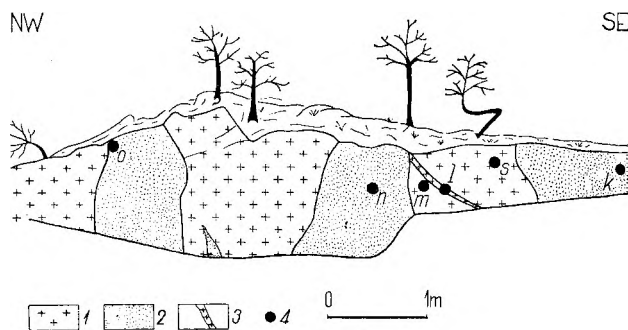


Fig. 25

Fragment północno-wschodniej ściany kamieniołomu w Żelazno Dolnym (odsł. 248 — fig. 15)

1 — granitoidy; 2 — wtrącenia skał osłony; 3 — pegmatyty; 4 — miejsca pobrania prób

Fragment of the north-eastern quarry face in Żelazno Dolne (exp. 248 — fig. 15)

1 — granitoids; 2 — wall rock intercalations; 3 — pegmatites; 4 — location of samples

wykazują strukturę grano-, porfiro-grano- lub lepidoblastyczną. Kwarc, andezyn ( $31-38\%$  An) i biotyt są głównymi składnikami tych gnejsów. Sposób rozmieszczenia wspomnianych minerałów jest zmienny. Często jasne i ciemne minerały tworzą oddzielne nagromadzenia, w których składniki odmienne występują w niewielkich ilościach. Ciemniejsze partie skały wzbogacone są w blaszki jasno- lub kasztanowobrunatnego biotytu, wśród których rozmieszczone są mniej liczne ziarna kwarcu, andezynu i granatu.

W strefach leukokratycznych kwarc zwykle dominuje nad andezynem, a biotyt i powstały jego kosztem chloryt pojawiają się w niewielkich ilościach. W skałach o zabarwieniu pośrednim blaszki biotyty rozproszone są dość równomiernie wśród jasnych składników. W roli porfiroblastów występuje najczęściej granat, rzadziej andezyn. Ten pierwszy przybiera postać izometrycznych lub wydłużonych ksenoblastów poprzierastanych biotytem, kwarcem, plagioklazem i minerałami nieprzezroczystymi. Pewna partia granatów została częściowo przeobrażona w bladezielonkawy chloryt. W porfiroblastach andezynu obserwuje się wrostki biotyty. Bladezielonkawa hornblenda akty-nolitowa, pennin, cyrkon, apatyt i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych.

Jasnoszare drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone gnejsy piroksenowe, napotkane na północno-wschodnim stoku Sarnicy (fig. 15, odsł. 174), wykazują strukturę granoblastyczną i równoległe ułożenie lamin kwarcowych i słupków augitu diopsydowego. Te ostatnie nagromadzają się często w sznureczkowate skupienia związane przeważnie z partiami plagioklazowymi. Oligoklaz zbliżony według prawa albitowego, w szlifie silnie zmętniał i oliwkowoszary wskutek przeobrażeń (sercytyzacja), stanowi główne tworzywo skały, w obrębie którego rozmieszczone są kwarcowe laminy i kryształy augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 43^\circ$ ). Augit tworzy hipautomorficzne słupki lub ksenomorficzne ziarna, pojawiające się również w laminach kwarcowych. Z innych minerałów występują stosunkowo liczne ziarna brunatnawego tytanitu, apatyt, cyrkon, prehnit i albit. Dwa ostatnie minerały wypełniają spękania biegnące skośnie do kierunku laminacji.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy amfibolowo-piroksenowe z przejściami do piroksenowo-amfibolowych odsłaniają się we wcięciu drogi łączącej szosę Żelazno—Kłodzko z zabudowaniami należącymi do wsi Marcinów (fig. 15, odsł. 247). Są to zielonkawoszare drobnoziarniste skały z kilkumilimetrycznymi porfiroblastami amfibolu. Bieg laminacji tych gnejsów wynosi  $110^\circ/48^\circ$  NE. Wspomniane gnejsy wykazują strukturę granoblastyczną, lokalnie porfiro- lub poikiloblastyczną i prawie równoległe ułożenie wydłużonych skupień kwarcowych, plagioklazowych i amfibolowo-piroksenowych. Dominującą rolę skałotwórczą odgrywają pseudomorfozy sercytowe z nielicznymi relikdami plagioklazu. Bardzo często towarzyszą im agregatowe skupienia ksenoblastów kwarcu, nierzadko nieregularnie spękane i infiltrowane prehnitem. Ksenoblasty augitu diopsydowego ( $\angle z/\gamma = 42^\circ$ ), często słupkowato wydłużone, tworzą przeważnie drobne kryształy lub rzadziej większe ziarna poprze-

rastane zieloną hornblendą. Augit diopsydowy jest głównym minerałem ciemnym w gnejsach amfibolowo-piroksenowych. W gnejsach piroksenowo-amfibolowych pierwszoplanową rolę odgrywa hornblenda zwyczajna wykształcona w postaci ksenoblastów zróżnicowanych co do wielkości. Hornblenda ta wykazuje kąt  $z/\gamma = 15^\circ$  i wyraźny pleochroizm w następujących odcieniach:  $\alpha$  — jasnożółtawy,  $\beta \approx \gamma$  — brunatnawe partie środkowe i jasnozielone brzegi. Duże kryształy hornblendy są poikiloblastycznie poprzierastane silnie zsercytyzowanym plagioklazem, kwarcem i augitem. Poza tym wykazują one nieregularne spękania i niespokojne wygaszanie światła. Apatyt, tytanit, allanit i minerały nieprzezroczyste występują w roli składników akcesorycznych. Spękania, poprzeczne do zgnejsowania, wypełnione są kwarcem, prehnitem, biotytem, chlorytem i aktynolitem.

Żółto- lub zielonkawoszare bardzo drobnoziarniste skały prehnitowe odsłonięte są w starym kamieniołomie na północno-wschodnim zboczu Czerwoniaka (fig. 16, odsł. 188). Oprócz przeważającego prehnitu występują w nich takie minerały jak kwarc, kalcyt, piroksen i amfibol. Ilościowy udział i sposób rozmieszczenia wymienionych składników jest zmienny. Przeważnie jednak wśród dominującego prehnitu spotyka się pojedyncze ziarna kwarcu i kalcytu, bądź też agregatowe skupienia tych minerałów. W niektórych strefach kwarc jest składnikiem dominującym. Piroksen i amfibol pojawiają się w niewielkich ilościach. Prehnit wykształcony jest w postaci hipautomorficznych tabliczek i pręcików skupionych w równoległe, promieniste lub wachlarzowate agregaty. Nierzadko ma on ksenoblastyczne wykształcenie. Bezbarwny w szlifie piroksen jednoskośny w dużym stopniu został przeobrażony w kalcyt. Bladezielonkawy amfibol ma własności optyczne zbliżone do aktynolitu. Brunatnawy tytanit, cyrkon i apatyt występują w roli składników akcesorycznych. Skały prehnitowe pocięte bywają żyłkami kalcytowymi.

Jasnoszare drobnoziarniste skały kwarcowe budują najwyższy punkt wzniesienia położonego na północny-wschód od kościoła w Że'aźnie (fig. 15, odsł. 242). Powierzchnia złupkowania tych skał wykazuje bieg  $117-130^\circ/26-38^\circ$  NE. Pod mikroskopem skały te wykazują heteroblastyczną strukturę i bezkierunkową teksturę. Zróżnicowane co do wielkości ksenoblasty kwarcu, pozazębiane ze sobą faliście, poprzierastane są drobnymi wrostkami substancji węglistej.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy kwarcytowe są jasnoszarymi drobnoziarnistymi skałami spotykanymi jako luźne głaziki na stokach gór położonych na północny-zachód od kościoła w Skrzynce

(fig. 13, odsł. 229). Tekstura kierunkowa tych gnejsów wywołana jest występowaniem wydłużonych skupień albitowych w przeważającym tle kwarcowym. Albit (5% An) zbliżniaczony polisyntetycznie (prawo albitowe) w szlifie jest silnie zmetniały i szarawy. W podobnej roli jak albit występują agregatowe skupiska prehnitu o nieprawidłowych zarysach. Oprócz wyżej wspomnianych minerałów występują jeszcze stosunkowo nieliczne pojedyncze słupek piroksenu jednoskośnego z kątem  $z/\gamma = 44^\circ$ . Uległy one częściowemu przeobrażeniu w chloryt i brunatnawy lub zielonkawy lyszczyk. Apatyt, cyrkon i tytanit spełniają rolę minerałów akcesorycznych.

Ciemnoszare drobnoziarniste kontaktowo-przeobrażone łupki biotytowo-plagioklazowe z grubiej ziarnistymi przewarstwieniami biotytowymi pojawiają się wśród gnejsów stanowiących osłonę granitoidów (fig. 15 i 24, odsł. 248c). Pod mikroskopem ujawniają one strukturę grano- lub grano-lepidoblastyczną i teksturę kierunkową wywołaną naprzemianległym ułożeniem warstewek i lamin o różnym uziarnieniu. Drobnoziarniste warstewki zbudowane są z blaszek jasnobrunatnego biotyty i gruboluseczkowych pseudomorfoz bezbarwnej miki przypuszczalnie po plagioklazie. Grubiej ziarniste laminy mają zbliżony skład mineralny, z tym że miejsce pseudomorfoz miki bezbarwnej zajmują ksenoblasty andezynu (39–40% An) zbliżniaczonego według prawa albitowego i peryklinowego. Stan zachowania andezynu jest zazwyczaj dobry. Lokalnie tylko obserwuje się zmetnienia wywołane serycytyzacją. Wrostki w andezynie tworzy najczęściej brunatny biotyt rzadziej cyrkon. Większe blaszki biotyty wykazują faliste wygaszanie. Kosztem biotyty powstał częściowo bladezielonkawy pennin. W śladowych ilościach pojawiają się cyrkon, apatyt, allanit, minerały nieprzezroczyste i hercynit. Ten ostatni notowany jest w drobnoziarnistych laminach.

Brunatnawoszare bardzo drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone leukognejsy napotkano w południowo-zachodniej części łomu położonego w Jaskowej Dolnej (fig. 12, odsł. 197). Wykazują one teksturę kierunkową wywołaną występowaniem naprzemianległych lamin kwarcowych i kwarcowo-mikroklino-serycytowych. Dominującymi składnikami leukognejsów są ksenoblasty kwarcu oraz drobnołuseczkowe agregaty najprawdopodobniej serycytowe. Te ostatnie tworzą skupienia o najrozmaitszych kształtach (często silnie wydłużone soczewki lub laminy niejednokrotnie poprzerastane kwarcem i mikroklinem). Utworom serycytowym towarzyszą bladezielonkawe agregaty prawdopodobnie chlorytowe. Granat, biotyt, brunatnawy tytanit, apatyt i kalcyt pojawiają się jako składniki akcesoryczne.

Kontaktowo przeobrażone łupki biotytowe (fig. 12, odsł. 203) to ciemnoszare drobnołaminowane skały, w których można wyróżnić jasne laminy kwarcowe i ciemne smugi biotytowe. W jasnych laminach, oprócz dominującego kwarcu, spotyka się silnie zserycytyzowane plagioklasy, mikroklino i pojedyncze blaszki ciemnobrunatnego biotyty. Widoczne megaskopowo białawe plamki okazały się pod mikroskopem zserycytyzowanymi plagioklazami z przerostami mikroklino. W roli minerałów akcesorycznych występują liczne ziarna tlenków żelaza, apatyt, turmalin ( $\omega$  — ciemnozielony,  $\epsilon$  — żółtawy) i cyrkon.

#### WTRĄCENIA W GRANITOIDACH I OSTAŃCE DENUDACYJNE OSŁONY STROPOWEJ MASYWU

W kłodzko-złotostockim masywie granitoidowym spotyka się różnej wielkości wtrącenia skał metamorficznych oraz większe relikty osłony stropowej (ostańce denudacyjne). Pierwsze z wymienionych mają zawsze rozmiary większe od enklaw opisanych już w poprzednich rozdziałach, a mniejsze od ostańców stropowych bardzo często wydzielonych kartograficznie. W terenie nie zawsze dało się ustalić, czy dana skała metamorficzna stanowiła element całkowicie (wtrącenie), czy też częściowo otoczony granitoidami (relikt osłony stropowej). Wobec czego omówiono łącznie skały wtrąceń i ostańców stropowych.

Hornfelsy kordierytowe występują w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 112d, e; 292, 389d), Chwaliśławia (fig. 10, odsł. 150b, c; 151a, b; 314, 320b, c; 324, 326, 327, 330), Jaskowej (fig. 12, odsł. 135, 144a, c; 145a, 146, 157, 158, 191a, b; 198), Jaskówki (fig. 18, odsł. 192a) i Marcinowa (fig. 15, odsł. 182b, r; 183a).

Hornfelsy kordierytowe Mąkolna są brunatnawoszarymi drobnoziarnistymi skałami o teksturze kierunkowej, które pod mikroskopem ujawniają strukturę granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek i krótkich smużek biotyty (chlorytu). Wśród hornfelsów kordierytowych wyróżniamy odmiany jedno- (fig. 8, odsł. 292, 389d) i dwuskaleniowe (fig. 8, odsł. 112d, e). Andezyn (31–44% An) tworzy ksenoblasty lub hipautomorficzne tabliczki, o różnym stanie zachowania, z wrostkami biotyty i kwarcu oraz okienkowymi przerostami skalenia potasowego (próbka 112d — fig. 8). W kwarcu spotyka się często wrostki brunatnego biotyty o zaokrąglonych zarysach. Kordieryt i jego pinitowe pseudomorfozy mają przeważnie zarysy prostokątne, sześcioboczne lub zaokrąglone. Zawierają one drobne wrostki kwarcu, brunatnego biotyty i cyrkonu. Cynamonowobrunatny biotyt i bladezielonkawy pennin, powstały z przeobrażenia tego pierwszego, ujawniają dość liczne plamki pleochroiczne.

Ciemnoszare drobno- lub bardzo drobnoziarniste *hornfelsy kordierytowe z Chwalisławia* strukturą, teksturą i składem mineralnym nie różnią się od swych odpowiedników z Mąkolna. Można wśród nich wyróżnić również odmiany jedno- (fig. 10, odsł. 324, 327) i dwuskaleniowe (fig. 10, odsł. 320b, 326, 330a). W tych ostatnich oprócz plagioklazu występuje stosunkowo nieliczny skaień potasowy ( $2Va = 50 \pm 2^\circ$ ). Duże ksenoblasty tego minerału są poikiloblastycznie poprzerastane wrostkami kwarcu, plagioklazu, brunatnego biotyty i pseudomorfoz pinitowych po kordierycie. Zawartość anortytu w plagioklazach waha się w granicach od 28 do 44%. Kordieryt o stosunkowo dobrym stanie zachowania występuje w odsłonięciach 324, 327 i 330 (fig. 10). Wrostki cyrkonu w kordierycie otoczone są żółtawymi obwódkami pleochroicznymi. Oprócz brunatnego (kasztanowo-, jasno-, cynamonowobrunatnego =  $\gamma = \beta$ ) biotyty w niektórych hornfelsach kordierytowych (fig. 10, odsł. 330) występują ksenoblasty hiperstenu o różowobrunatnym pleochroizmie. Hornfelsy kordierytowe z ferrohiperstenem (fig. 10, odsł. 342b, 345b) opisał z tego terenu również Kuźniarski (1968).

Skalenie potasowe z hornfelsów z odsłoneń 150 i 151 (fig. 10) mają stosunkowo mały kąt osi optycznych ( $2Va = 56 \pm 2,5^\circ$ ). Wspomniane skały uległy deformacjom mechanicznym, w wyniku których zostały one nieregularnie spękane i lokalnie skatklazowane. Spękania wypełnił częściowo adular i pennin.

*Hornfelsy z okolic Jaszkowej* wykazują zmienne zabarwienie i uziarnienie. Najczęściej można spotkać odmiany ciemnoszare i drobnoziarniste. Rzadziej występują hornfelsy czarniawe, brunatnawo, różowawo lub żółtawo zabarwione i wykazujące większe lub mniejsze od poprzednich uziarnienie. Kwarc, biotyt (czerwono- lub kasztanowobrunatny) i kordieryt występują we wszystkich hornfelsach tego regionu, a plagioklaz i skaień potasowy tylko w niektórych. Oprócz hornfelsów kordierytowych jednoskaleniowych (plagioklazowych: fig. 12, odsł. 144a, 157, 191a, b, 198) i dwuskaleniowych (fig. 12, odsł. 135, 144c, 146) znane są również odmiany bezskaleniowe (fig. 12, odsł. 145a, 158). Zawartość anortytu w plagioklazach waha się w granicach od 26 do 36%. Kordieryt i pseudomorfozy pinitowe po tym minerale zawierają wrostki kwarcu i brunatnego biotyty.

Na południowy-wschód od Jaszkówki występują ciemnoszare bardzo drobnoziarniste hornfelsy kordierytowe, których głównym składnikiem jest kordieryt, wykształcony w postaci słupkowato wydłużonych kryształów lub ksenoblastów. Bardzo często są one poikiloblastycznie poprzerastane czarnymi grudkami substancji węglistej (grafitu) i włoskami fibrolitu.

W szlifie kordieryt jest zmełniały od przerastających go wrostków i tylko nieznacznie przeobrażony w pinit. Ksenoblasty kwarcu i skalenia potasowego ( $2Va = 42 \pm 2^\circ$ ) wypełniają drobne przestrzenie między kryształami kordierytu. Oprócz wrostków substancji węglistej i fibrolitu występują w nich relikty muskowitu. Włoskowate agregaty fibrolitowe skupiają się najczęściej w gniazda i smugi wijące się między kryształami kordierytu. Włoskowate skupienia fibrolitu mają zwykle wyraźnie brunatnawe zabarwienie. Fibrolit bardzo często stowarzyszony jest z brunatnym biotytem. Błaszki tego ostatniego poprzerastane są i obrzeżone fibrolitem. W niektórych próbach pojawia się dodatkowo andaluzyt (hornfelsy andaluzytowo-syllimanitowo-kordierytowe).

*Hornfelsy kordierytowe w Marcinowie* występują w kamieniołomie przy szkole (odsł. 182) oraz w zboczu nad potokiem we wschodniej części wsi (odsł. 183 — fig. 15). W obu przypadkach kontaktują one z granitoidami. Skały te wykazują teksturę kierunkową widoczną megaskopowo i pod mikroskopem. Hornfelsy z Marcinowa należą przeważnie do odmian jednoskaleniowych (plagioklazowych). W odsłonięciu 183 (fig. 15) pojawiają się również typy dwuskaleniowe. Głównymi składnikami tych hornfelsów są kwarc, plagioklaz (0–22% An), kordieryt i biotyt. Skaień potasowy ( $2Va = 47 \pm 2^\circ$ ) niekiedy z relikdami muskowitu wypełnia niewielkie przestrzenie między głównymi minerałami omawianych skał. Kwarc tworzy na ogół dość duże blasty zawierające wrostki brunatnego biotyty. Albit w szlifie jest zwasze silnie zmełniały, oliwkowoszary i poprzerastany huseczkami serycytu. Kordieryt został całkowicie przeobrażony w pinit. Błaszki brunatnego biotyty i bładozielonkawego penninu wykazują zbliżoną orientację przestrzenną. Pennin bardzo często poprzerastany jest tlenkami żelaza i igielkami rutyłu. W hornfelsach z kamieniołomu przy szkole obserwuje się ponadto liczne deformacje mechaniczne połączone z infiltracją hydrotermalnego albitu. W roli składników akcesorycznych występują apatyt, cyrkon, tlenki żelaza, piryt, tytanit, turmalin i granat.

Wtrącenia hornfelsów granatowo-kordierytowych stwierdzono w okolicy Mąkolna (fig. 8, odsł. 119a, e, 294, 299c, 302), Jaszkowej Górnej (fig. 12, odsł. 136a, 137a, b, c, 138b, c) i Marcinowa (fig. 15, odsł. 182c, d).

Ciemnoszare drobnoziarniste *hornfelsy Mąkolna* wykazują teksturę kierunkową wywołaną występowaniem cienkich lamin o jasnym lub ciemnym zabarwieniu. Zbudowane są z kwarcu, plagioklazu (27–39% An), kordierytu, biotyty i granatu. Niekiedy (fig. 8, odsł. 299c) pojawia się dodatkowo mikroperyt z wrostkami granatu, kwarcu, plagioklazu i bio-



tytu. W plagioklazie można spotkać wrostki granatu i kwarcu. Kordieryt, podobnie jak granat, tworzy również porfiroblasty poprzerastane biotytem i granatem. Stan zachowania kordierytu jest różny, znaczna jego część została całkowicie przeobrażona w pinit. Przeważnie izometryczne blasty granatu, z wrostkami kwarcu i brunatnego biotyty, są niekiedy nieregularnie spękane i w różnym stopniu schlorotyżowane. Chlorotyżacji uległa również część czerwobrunatnego biotyty. W próbie nr 119e (fig. 8) stwierdzono kilkunastomilimetrową enklawę zbudowaną z drobno-luseczkowego agregatu łuszczkowego, kwarcu, andezynu (46% An), korundu, syllimanitu i hercynitu. Korund i syllimanit występują w stowarzyszeniu z agregatem łuszczkowym i andezynem. Pręciki syllimanitu są zwykle jednakowo zorientowane.

*Hornfelsy granatowo-kordierytowe z Jaskkowej Górnej* odznaczają się dość zmiennym zabarwieniem (ciemno-, brunatnawo- lub żółtoszare skały), znaczną drobnoziarnistością i wyjątkowym wzbogaceniem w kwarc. Ksenoblasy kwarcu są poikiloblastycznie poprzerastane wrostkami brunatnego biotyty, które koncentrują się zwykle w środkowych częściach ziarn. Rzadziej w postaci wrostków w kwarcu spotyka się granat i skałki potasowy. Andezyn (34–38% An) o różnym stanie zachowania, brunatny biotyt (kasztanowo-, czerwono-, oliwkowobrunatny), kordieryt i granat rozproszone są wśród przeważającej ilości ksenoblastów kwarcu. Kordieryt i pinitowe pseudomorfozy po tym mineralu przetkane są kwarcem, brunatnym biotytem i granatem. Ten ostatni tworzy również samodzielne, przeważnie izometryczne ziarna, skupione w pewnych strefach. Czasami granaty mają niezometryczne zarysy. Wykazują wtedy ułożenie zgodne z minerałami o pokroju blaszkowym. Większe kryształy granatu poprzerastane są kwarcem. Drobnoziarniste hornfelsy z Jaskkowej Górnej są bardzo podobne do kontaktowo-metamorficznych skał Barda.

W ciemnoszarych *hornfelsach granatowo-kordierytowych z Marcinowa* można wyróżnić naprzemiennie jasne laminy i ciemne smugi. Hornfelsy te wykazują znaczne analogie z tego typu skałami występującymi w okolicy Mąkolna. Dotyczą one głównie wielkości ziarna i sposobu wykształcenia minerałów. Omawiane skały należą do odmian jednoskalieniowych (plagioklazowych), w których oprócz pierwotnego oligoklaz (ok. 27% An) występuje wtórny albit (10% An) genetycznie związany z żyłkami albitowymi tnącymi hornfelsy granatowo-kordierytowe. Kordieryt został całkowicie przeobrażony w pinit. Różnej wielkości blasty granatu są poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, same zaś mogą tworzyć wrostki w kordierycie. Część blaszek kasztanowo- lub czerwobrunatnego biotyty uległa penninizacji. Cyrkon,

apatyt, tlenki żelaza, piryty, allanit, tytanit i leukoksen spełniają rolę składników akcesorycznych.

Ciemnoszare drobno- lub średnioziarniste kontaktowo przeobrażone amfibolity występują w granitoidach okolic Mąkolna (fig. 8, odsł. 281, 288, 293, 301, 391), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 150a), Jaskkowej Górnej (fig. 12, odsł. 132b, 134a, 138a) i Żelazna (fig. 15, odsł. 200i). Pod mikroskopem ujawniają one strukturę grano- lub grano-nematoblastyczną i teksturę bezładną bądź kierunkową, wywołaną prawie równoległym ułożeniem wydłużonych blastów hornblendy i skupisk minerałów jasnych.

Hornblenda i plagioklasy są głównymi minerałami amfibolitów. Niekiedy oprócz nich występują jeszcze pirokseny jednoskośne (odsł. 301d (fig. 8); 150a (fig. 10) i biotyt. Hornblenda reprezentowana jest przez dwie odmiany: zieloną i brunatną. Hornblenda zielona ma kąt  $z/\gamma = 16-17^\circ$  i wyraźny pleochroizm w odcieniach:  $\alpha$  — bladeżółtawy, zielonkawożółty,  $\beta$  — zgnięzielony,  $\gamma$  — jasno- lub szarozielony). Odmiana brunatna wykazuje kąt  $z/\gamma = 12-17^\circ$  i wyraźny pleochroizm w brunatnawych odcieniach ( $\alpha$  — bladeżółty,  $\beta$  — brunatny,  $\gamma$  — jasnobrunatny). Hornblendy brunatnawe występują w amfibolitach Mąkolna (próby nr 281, 288, 293, 301d (fig. 8) i Droszkowa (próba nr 150a (fig. 10), a zielone w skałach pozostałych miejscowości, z tym że w amfibolicie z odsłonięcia nr 301a (fig. 8) pojawiają się dwie odmiany hornblendy. W amfibolitach z odsłonięcia 293 (fig. 8) oprócz hornblendy brunatnej występuje bladezielonkawy aktynolit ( $\alpha z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladezielony). Augit diopsydowy ( $\alpha z/\gamma = 39-44^\circ$ ) pojawia się obok hornblendy w niektórych laminach amfibolitów z odsłonięciem 150a (fig. 10) oraz 301d (fig. 8). Jasnobrunatny biotyt stanowi dość istotny składnik amfibolitów piroksenowych z Mąkolna (odsł. 301d). W amfibolitach z odsłonięcia 134a (fig. 12) oraz 293 (fig. 8) znaczna część brunatnego biotyty została przeobrażona w bladezielonkawy pennin. Plagioklasy o składzie andezynu (30–50% An), labradoru (51–55% An) lub rzadziej oligoklaz (ok. 28% An) wypełniają przestrzenie między ciemnymi minerałami. W amfibolitach z Jaskkowej Górnej (fig. 12, odsł. 132b, 134a, 138a) plagioklaz ma skład albitu (0% An). Stan zachowania plagioklazów jest różny. Bardzo często znaczna ich część została prawie całkowicie przeobrażona (pseudomorfozy serycytowe). Lepszy stan zachowania wykazuje albit, w którym niekiedy spotyka się wrostki epidotu zwyczajnego. W niewielkich ilościach pojawiają się kwarc i adular (żyłki, wypełnienia złuźnień). W amfibolicie z odsłonięcia 134a (fig. 12) występuje ponadto skałki potasowy o stosunkowo małym kącie

osi optycznych ( $2Va = 44 \pm 2^\circ$ ), który tworzy dość duże ziarna poprzerastane wrostkami hornblendy, penninu i plagioklaz. Na minerały akcesoryczne omówionych amfibolitów składają się cyrkon, apatyt, tlenki żelaza, tytanit, epidot, piryt i leukoksen. Deformacje mechaniczne wyrażają się w powyginaniu blaszek biotyту i słupków amfibolu (fig. 12, odsł. 134a) i spękaniu skał z lokalnym powstaniem miazgi mineralnej.

Amfibolity lokalnie przechodzą w skały amfibolowe wybitnie wzbogacone w hornblendę (odsł. 134a). Samodzielne wystąpienie tego typu skał napotkano w pobliżu rozwidlenia drogi polnej koło Droszkowa (fig. 13, odsł. 274). Zbudowane są one prawie wyłącznie z hipautomorficznych ziarn hornblendy ( $\angle z/\gamma = 17^\circ$ ;  $\alpha$  — bladeżółtawy,  $\beta$  — bladooliwkowozielony,  $\gamma$  — bladezielonkawoszary). Drobne przestrzenie między zróżnicowanymi co do wielkości ziarnami hornblendy wypełnione są skaleniem potasowym i silnie zsercytyzowanym plagioklazem. Wrostki w hornblendzie tworzą apatyt i cyrkon, a w skałkach — hipautomorficznie wykształcona hornblenda. W skałkach amfibolowych z Droszkowa obserwuje się wąskie strefy kataklastyczne.

W granodiorytach Żelazna (fig. 26, punkt nr i) stwierdzono występowanie ciemnoszarych drobnoziarnistych skał miejscami w wzbogaconych w pręciki amfibolu (wachlarzowate skupienia). Wykazują one skład pośredni między amfibolitem i granitoidem.

Przeważnie zielonkawoszare, drobnoziarniste skały piroksenowo-plagioklazowe z białawymi impregnacjami występują w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 206, 298h, 299b). Wykazują one strukturę granoblastyczną i teksturę bezładną lub słabo kierunkową. Plagioklasy o różnym stanie zachowania stanowią tło, w którym pojawiają się pirokseny jednoskośne. Dominują zazwyczaj plagioklasy silnie zsercytyzowane i pseudomorfozy serycytowe. Ziarna plagioklaz o stosunkowo dobrym stanie zachowania mają skład andezynu (ok. 46% An) lub albitu (próba nr 206a — fig. 8). Klinopiroksen z kątem  $z/\gamma = 41-44^\circ$  tworzy hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna w szlifie bezbarwne i niepleochroiczne. Większe ksenoblasty tego minerału są niekiedy poprzerastane kwarcem i kalcytem (próba nr 298h — fig. 8). Ten ostatni jest produktem przeobrażenia piroksenu (kalcytyzacja piroksenu). Oprócz wyżej wymienionych minerałów występują stosunkowo niewielkie ilości kwarcu, epidotu zwyczajnego i amfibolu (brunatna hornblenda, aktynolit). Skały piroksenowo-plagioklazowe pocięte są spękaniem wypełnionymi kalcytem, prehnitem i blade zabarwioną hornblendą ( $\angle z/\gamma = 19^\circ$ ;  $\alpha$  — żółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony,

$\gamma$  — szarozielony). Żyłki hornblendowe wyklinowują się.

W okolicy Chwaliszawia występują odmiany skał piroksenowo-plagioklazowych wzbogacone w różnej wielkości ksenoblasty kwarcu (fig. 10, odsł. 315). Plagioklaz w tych skałach nie zachował się nawet w reliktach. Występują wyłącznie dość gruboosieczkowe pseudomorfozy po tym mineralu (najprawdopodobniej). Piroksen ma te same własności optyczne ( $\angle z/\gamma = 42-44^\circ$ ) co w opisanych powyżej skałach. Szczeliny spękań wypełnione są epidotem zwyczajnym. Dalsze wzbogacenie skał piroksenowo-kwarcowo-plagioklazowych w kwarc powoduje ich przekształcenie w bezplagioklazowe odmiany piroksenowo-kwarcowe, które napotkano w okolicy Jaszkowej Górnej (fig. 12, odsł. 158a). Piroksen tych skał wykazuje w szlifie bladezielonkawe zabarwienie i kąt  $z/\gamma = 48^\circ$  (hedenbergit).

Ze skałami piroksenowo-plagioklazowymi Mąkolna współwystępują utwory (skały) zbudowane głównie z ferrosalitu ( $\angle z/\gamma = 47^\circ$ ) i minerałów grupy epidotu (próby nr 298d, d<sub>1</sub> — fig. 8). Wyżej wymienionym składnikom towarzyszą granat, kwarc i kalcyt. Minerale grupy epidotu reprezentowane są przez człony zbliżone do klinozoizytu z charakterystycznymi sinawymi barwami interferencyjnymi oraz przez epidot zwyczajny. Ksenoblastyczny, w szlifie bezbarwny granat wykazuje niekiedy anomalną dwójfomność. Cyrkon, apatyt, tytanit, tlenki żelaza, leukoksen i piryt stanowią zespół minerałów akcesorycznych omówionych powyżej skał.

Skały plagioklazowe (fig. 8, odsł. 298) stowarzyszone z powyżej omówionymi utworami Mąkolna wykazują dość niejedolite zabarwienie i uziarnienie. Jaśniejsze partie są zazwyczaj średnioziarniste, podczas gdy w ciemniejszych obserwuje się na ogół drobniejsze ziarna. Zasadniczą masę mineralną omawianych skał stanowią pseudomorfozy serycytowe ze śladami polisyntetycznych zbliźniczeń (pseudomorfozy po plagioklacie). Sporadycznie można spotkać względnie dobrze zachowane kryształy oligoklaz (30% An). W mniejszych ilościach występują takie minerały, jak kwarc, chloryt, brunatny biotyt, amfibol, kalcyt i minerały grupy epidotu. Pojawienie się większej ilości chlorytu lub epidotu powoduje przejście skał plagioklazowych w utwory (skały) chlorytowo-względnie epidotowo-plagioklazowe. Te ostatnie zdają się dominować nad pierwszymi. Kalcyt tworzy rozmaite impregnacje i wypełnienia szczelin. Powstaje on również kosztem hornblendy zielonej. Hornblenda ulega także chlorytyzacji. Dość często kalcytyzacja i chlorytyzacja przebiegają jednocześnie, przy czym pierwszy proces zazwyczaj dominuje. Ciemniej zabarwione par-

te skały wzbogacone są w bladozielonkawy lub bladoliwkowy chloryt i epidot zwyczajny. Z innych minerałów występują: tytanit, piryt, tlenki żelaza, apatyt, malachit, cyrkon, prehnit i adular. Dwa ostatnie minerały wypełniają spękania. Znane są również żyłki epidotowe.

Hornfelsy amfibolowo-piroksenowo-biotytowe to ciemnoszare drobnoziarniste skały o gnejsowatym wyglądzie (fig. 18, odsł. 194; fig. 10, odsł. 332c, d), pod mikroskopem ujawniające grano- lub lepidogranoblastyczną strukturę i teksturę mniej, względnie więcej kierunkową. O teksturze kierunkowej decyduje występowanie jasnych i ciemnych warstewek oraz prawie równoległe ułożenie minerałów ciemnych. Hornfelsy występujące na południowy-wschód od Jaskówki (fig. 18, odsł. 194) są drobniej ziarniste i uboższe w ciemne minerały od tego typu skał stwierdzonych na zachód od Chwalisławia (fig. 10, odsł. 332). Ostatnie z wymienionych wykazują ponadto budowę warstewkową. Jasne warstewki złożone są głównie z andezynu (40–44% An), augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 38^\circ$ ) oraz drobnych ilości ciemnobrunatnego biotyту, kwarcu i hornblendy aktynolitowej ( $\alpha$   $z/\gamma = 15^\circ$ ). Głównym składnikiem ciemnych warstewek jest biotyt (ciemnobrunatny) wykształcony w postaci dużych blaszek. Towarzyszą mu stosunkowo niewielkie ilości magnetytu, intensywnie zielonej hornblendy, kwarcu i andezynu (36–40% An). Magnetyt tworzy niekiedy kilkumilimetrowe porfiroblasty. Przeważnie stanowi jednak drobne wrostki w jasnych i ciemnych minerałach. W hornfelsach Jaskówki, oprócz przeważającego kwarcu, andezynu (33% An) z antypertytowymi przerostami skalenia potasowego i biotyту (jasnobrunatnego) występują minerały wymienione w nazwie skały oraz drobne ilości mikroklinu. Cyrkon, apatyt, kalcyt i tlenki żelaza stanowią minerały akcesoryczne.

Ciemnoszare, drobnoziarniste hornfelsy biotytowe Chwalisławia (fig. 10, odsł. 316a, 324d) wykazują strukturę granoblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotyту. Zbudowane są one zawsze z kwarcu, andezynu (32–42% An) i biotyту. W hornfelsach z odsłonięcia 324d pojawia się dodatkowo skaień potasowy. Ksenoblasy kwarcu z falistym lub plamistym wygaszaniem i wrostkami brunatnego biotyту tworzą niekiedy wydłużone kryształy, których dłuższe osie ułożone są zgodnie ze ścianami (001) biotyту. Dość duże ziarna skalenia potasowego poprzerastrane są wrostkami biotyту, andezynu i kwarcu. Blaszkі brunatnego (jasno-, kasztanowo-, cynamonowobrunatnego) biotyту okazują się równomiernie rozproszone wśród przeważających minerałów jasnych. W horn-

felsach z odsłonięcia 316a zaobserwowano dodatkowo pseudomorfozy chlorytowe po bliżej nieokreślonym mineralu (kordieryt, piroksen rombowy). Niektóre hornfelsy biotytowe są ubogie w kwarc (próba nr 324c). Zawierają natomiast dodatkowo bladozielonkawy amfibol ( $\alpha$   $z/\gamma = 17^\circ$ ). Na minerały akcesoryczne tych hornfelsów składają się cyrkon, apatyt, piryt, tlenki żelaza i epidot zwyczajny.

Hornfelsy piroksenowo-amfibolowe (fig. 10) to ciemno- (odsł. 316b) lub zielonkawoszare (odsł. 330b) drobnoziarniste skały o teksturze bezładnej bądź kierunkowej. Tekstura kierunkowa wywołana jest występowaniem jasnych i ciemnych laminy w zielonkawoszarych odmianach. Jasne laminy tych skał zbudowane są z pseudomorfoz serycytowych po plagioklazie, a ciemne z aktynolitu ( $\alpha$   $z/\gamma = 15^\circ$ ;  $\alpha \approx \beta$  – bladożółtawy,  $\gamma$  – bardzo bladozielonkawy), augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 42^\circ$ ) i chlorytu. Augit oprócz przerostów w aktynolicie tworzy samodzielne ziarna częściowo zuralityzowane. Ciemnoszare odmiany hornfelsów piroksenowo-amfibolowych wykazują strukturę heteroblastyczną. Pomiędzy dużymi ksenoblastami kwarcu i silnie zserycytowanego anortytu (100% An) o średnicy około 0,8 mm tkwią drobne (0,07 do 0,1 mm) kryształy augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 42^\circ$ ), amfibolu, kwarcu i anortytu. Amfibole reprezentowane są przez bladozielonkawy aktynolit i bladobrunatną hornblendę. Pierwszy z wymienionych tworzy pręcikowe skupienia, druga natomiast wykształcona jest w postaci drobnych słupków zamkniętych często w kwarcu. Oprócz wyżej wymienionych minerałów, w ciemnoszarych hornfelsach spotyka się jeszcze częściowo przeobrażony (chlorytyzacja) biotyt oraz pseudomorfozy chlorytowe, węglanowo-chlorytowe i łuszczkowe po bliżej nieokreślonych minerałach. Tytanit, tlenki żelaza, apatyt i epidot zwyczajny stanowią minerały akcesoryczne.

Na wschód od południowego odcinka szosy Lasiki—Ożary (fig. 6, odsł. 78, 82, 86, 87, 89) oraz na południe od jej styku z szosą Kłodzko—Złoty Stok (fig. 6, odsł. 263, 264; fig. 10, odsł. 323) występują ciemnoszare nierównoziarniste hornfelsy hornblendowo-biotytowe o gnejsowatym wyglądzie, które na mapach niemieckich były znaczone jako gnejsowate hornfelsy. Pod mikroskopem wykazują one strukturę heteroblastyczną i teksturę mniej lub więcej kierunkową wywołaną prawie równoległym ułożeniem blaszek i smużek biotyту. W omawianych skałach można wyróżnić dwie, różniące się uziarnieniem, frakcje mineralne: porfiroblasty i składniki tła skalnego. Wielkość ziarna porfiroblastów waha się w granicach od 0,5 do 4 mm, a tła skalnego od 0,04

do 0,2 mm. Stosunek ilościowy porfiroblastów do tła skalnego jest zmienny. Raz stosunkowo nieliczne porfiroblasty tkwią w przeważającym tle skalnym, kiedy indziej znów drobnoziarnista frakcja mineralna wypełnia niewielkie przestrzenie między porfiroblastami. W pierwszym przypadku mamy do czynienia z typowymi strukturami porfiroblastycznymi. W roli porfiroblastów występują najczęściej takie minerały jak plagioklaz i kwarc, rzadziej mikroklin, biotyt i hornblenda. Wśród składników tła skalnego spotyka się te same minerały co w porfiroblastach.

Plagioklaz ma skład oligoklaz, andezynu lub labradoru (28—55% An). Najczęściej jednak występuje andezyn (32—50% An). Oligoklaz i labrador notowany jest w plagioklazach o budowie pasowej (jądro 55% An, obwódka 28% An). Porfiroblasty plagioklaz z wrostkami kwarcu, biotyty, penninu, hornblendy zielonej, augitu diopsydowego i tlenków żelaza, mają niekiedy hipautomorficzne zarysy. Plagioklasy zbliżone są według prawa albitowego i peryklinowego, rzadziej karlsbadzkiego. Przeobrażeniom ulegają zazwyczaj partie centralne kryształów. Niemniej jednak obserwuje się również pseudomorfozy serycytowe po plagioklazach. Andezyny niektórych hornfelsów zawierają okienkowe lub nieregularne przerosty skalenia potasowego (antypertyty infiltracyjne). Porfiroblasty plagioklazów są poza tym nieregularnie spękane, a ich prążki bliźniacze powyginane i uskokowo względem siebie poprzesuwane. Powstałe spękania zostały częściowo zbliżnione skaleniem potasowym, chlorytem i amfibolem. Mikroklin o plamistym wygaszaniu tworzy niekiedy karlsbadzkie zrosty bliźniacze. Większe kryształy tego minerału zawierają wrostki kwarcu i plagioklaz. Pierwsze z wymienionych koncentrują się niekiedy na obrzeżeniach skalenia potasowych. Przeważnie drobne ksenoblasy kwarcu stanowią główny składnik drobnoziarnistej masy mineralnej. Błazki jasno-, ciemno- i kasztanowobrunatnego biotyty oraz powstałego jego kosztem penninu są na ogół dość równomiernie rozmieszczone. Czasami jednak skupiają się w nagromadzenia wyspowate poprzerastrane minerałami nieprzezroczystymi. Hornblenda zielona ( $\alpha$   $z/\gamma = 12-15^\circ$ ;  $\alpha$  — bladożółtawy,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — szarozielony) bardzo często jest poprzerastrana sitowo kwarcem i plagioklazem. Poza tym spotyka się w niej wrostki tlenków żelaza oraz przerosty biotyty i augitu diopsydowego ( $\alpha$   $z/\gamma = 44^\circ$ ). Podobnie jak biotyt skupia się ona w agregaty wysepkowe. Zazwyczaj hornblenda pojawia się w niewielkich ilościach. W hornfelsach hornblendowo-biotytowych, położonych na południe od miejscowości Laski (fig. 10, odsł. 323d), występuje dodatkowo augit diopsydowy ( $\alpha$   $z/\gamma = 39^\circ$ ) w postaci drobnych słupków skupionych w wysepkowe nagromadzenia lub

rozproszonych wśród minerałów tła skalnego. Cyrkon, apatyt, allanit, epidot zwyczajny, piryty, tlenki żelaza i tytanit występują w roli minerałów akcesorycznych.

Opisane powyżej hornfelsy doznały mechanicznych deformacji, w wyniku których zostały one nieregularnie spękane i lokalnie roztarte na miazgę. Część spękań uległa zbliżnieniu hydrotermalnym prehnitem i albitem (fig. 6, odsł. 78). Krążące roztwory spowodowały przeobrażenie andezynu w albit (0% An). Procesowi temu uległy tylko plagioklasy bezpośrednio przylegające do żyłek prehnitowo-albitowych.

Hornfelsy hornblendowo-biotytowe pocięte są żyłami granitoidów. W obrębie takich hornfelsów spotyka się drobniej ziarniste skały o tym samym składzie mineralnym, lecz zawierające mniej porfiroblastów (fig. 6, odsł. 87a, przewarstwienia). Takie skały (tab. 18) opisał i zanalizował chemicznie również Nawrot (1959).

Wtrącenia kontaktowo przeobrażonych gnejsów biotytowych w granitoidach napotkano w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 112a, c, 113, 119b, 298a, 390), Chwalisławia (fig. 10, odsł. 150d, 151, 328c, 329b, 335), Jaskowej Górnej (fig. 12, odsł. 133a, 136, 140b, 178b) i Marcinowa (fig. 15, odsł. 182b, e).

*Gnejsy biotytowe Mąkolna* są drobno- lub średnioziarnistymi skałami o zmiennym zabarwieniu i teksturze. Najczęściej występują odmiany ciemnoszare, rzadziej żółto- lub zielonkawoszare i czarniawe. Tekstura ich jest beładna lub kierunkowa. Ta ostatnia wywołana jest występowaniem lamin o różnej barwie. Pod mikroskopem skały te wykazują strukturę grano-, lepidobądź heteroblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek biotyty. Gnejsy biotytowe są przeważnie jasnymi skałami, w których biotyt lub chloryt występują w mniejszych ilościach. Niektóre jednak okazują się wyraźnie wzbogacone w biotyt i te mają czarniawy odcień. Możemy wśród nich wyróżnić odmiany jedno- (plagioklazowe) i dwuskaleniowe (mikroklino- i plagioklazowe). Gnejsy biotytowe jednoskaleniowe znane są z odsłoneń 119b, 298a, a dwuskaleniowe — z wystąpień 112a, c, 113, 390 (fig. 8). Plagioklasy o składzie andezynu (30—44% An) lub wtórnego albitu (0% An) względnie ich pseudomorfozy serycytowe są niekiedy poikiloblastycznie poprzerastrane wrostkami biotyty (próba nr 112c). Skaleń potasowy, niekiedy o budowie pertytowej, tworzy różnej wielkości ksenoblasy zbliżnione według prawa karlsbadzkiego. Większe kryształy tego minerału przetkane są wrostkami kwarcu i plagioklaz. Drobne ksenoblasy kwarcu stanowią ilościowo ważny składnik większości omawianych skał. Sporadycznie pojawia się on w gnejsach bogatych w biotyt (próba nr

112a). Jasno- ciemno- lub kasztanowobrunatny biotyt ma postać blaszek poprzerastanych wrostkami apatytu i cyrkonu. W próbach 119b oraz 298a miejsce biotyty zajmują pseudomorfozy bladezielonkawego penninu przetkane tytanitem i tlenkami żelaza.

Wśród gnejsów biotytowych Chwalisławia wyróżniono odmiany równo- i nierównoziarniste. Pierwsze z wymienionych (fig. 10, odsł. 151, 328, 329b) mają ciemno- lub jasnoszare zabarwienie i strukturę grano- blastyczną, drugie (fig. 10, odsł. 335) wykazują barwę ciemnoszarą i strukturę porfiroblastyczną. Minerale jasne omawianych gnejsów reprezentowane są przez kwarc, skałen potasowy (mikroklin lub mikroperyt mikroklinowy) i plagioklaz, a ciemne przez biotyt i wtórny pennin. Porfiroblasty kwarcu przetkane są wrostkami silnie zserycytizowanego plagioklazu, skalenia potasowego i biotyty. Skałen potasowy o niespokojnym wygaszaniu zawiera wrostki kwarcu, plagioklazu i tlenków żelaza. Plagioklasy mają skład andezynu (32–39% An) lub albitu (3–7% An). Kwarc, skałen potasowy, biotyt i tlenki żelaza tworzą wrostki w porfiroblastach andezynu. Blaszkami ciemno- lub kasztanowobrunatnego biotyty, z wrostkami cyrkonu, minerałów nieprzezroczystych i kwarcu, wykazują prawie równoległe ułożenie. Bladezielonkawy pennin stanowi niekiedy (fig. 10, odsł. 328c) jedyny minerał ciemny.

Gnejsy biotytowe Jaskkowej Górnej można podzielić na plagioklazowe (fig. 12, odsł. 136, 140b) i mikroklinowo-plagioklazowe (fig. 12, odsł. 133a, 178b). Mają one jasno- lub ciemnoszare zabarwienie, strukturę grano- bądź heteroblastyczną i teksturę mniej lub więcej kierunkową. Ksenoblasy kwarcu, zróżnicowane co do wielkości, występują na ogół w pokaźnych ilościach. Drobne kryształy tego minerału są niekiedy poikiloblastycznie poprzerastane wrostkami biotyty o zaokrąglonych zarysach (próba 140b). Plagioklaz ma skład albitu (0% An), oligoklazu (30% An) lub andezynu (38–50% An). Albit występuje w jasnoszarych odmianach gnejsów (odsł. 136) zawierających dość liczne infiltracje albitu hydrotermalnego. Mikroklin, podobnie jak andezyn, może zawierać drobne wrostki biotyty i minerałów nieprzezroczystych. Blaszkami jasnobrunatnego biotyty rozmieszczone są na ogół dość równomiernie. Tylko w gnejsach występujących po południowej stronie szosy Jaskowa—Droszków skupia się razem z plagioklazem w odrębne segregacje. W gnejsach tych spotyka się dodatkowo ksenoblasy zielonej hornblendy poprzerastanej kwarcem i biotytem.

Ciemno zabarwione gnejsy biotytowe z Marciniowa należą do odmian plagioklazowych. Oprócz oligoklazu (28–30% An) stwierdzono w nich obecność albitu (0% An) powstałego w wyniku metasomatycz-

nej przebudowy pierwotnie bardziej anortytowego plagioklazu. Procesy te dokonały się pod wpływem roztworów hydrotermalnych bogatych w sód. Jednocześnie z albityzacją zachodziła penninizacja jasnobrunatnego biotyty, przy czym nasilenie tych procesów było zbliżone. Skały silnie zabityzowane zawierają zwykle wyłącznie wtórny pennin oraz nieliczne relikty biotyty. Duże ksenoblasy kwarcu wykazują wyjątkowo niespokojne wygaszanie światła (faliste, plamiste, mozaikowe). Cyrkon, apatyt, tlenki żelaza, piryt, leukoksen oraz rzadziej turmalin, tytanit i granat występują w roli minerałów akcesorycznych. Gnejsy biotytowe pocięte są spękaniem wypełnionymi adulem, albitem, prehnitem, penninem i epidotem.

Wśród kontaktowo przeobrażonych gnejsów amfibolowo-biotytowych przeważają odmiany mikroklinowo-plagioklazowe. Występują one w okolicach Mąkolna (fig. 8, odsł. 115c), Jaskkowej Górnej (fig. 12, odsł. 138, 140c, 142b, c, 178a) i Jaskkówki (fig. 18, odsł. 194b, c, 195a). Gnejsy plagioklazowe napotkano tylko w rejonie Mąkolna (fig. 8, odsł. 111) i Jaskkowej Górnej (fig. 12, odsł. 133, 134b). W gnejsach amfibolowo-biotytowych biotyt zdecydowanie dominuje nad amfibolami. Te ostatnie mogą pojawiać się w niewielkich ilościach i wtedy stanowią formy przejściowe do gnejsów biotytowych. Gnejsy amfibolowo-biotytowe ubogie w amfibole napotkano w okolicach Mąkolna na (fig. 8, odsł. 111, 115c), Jaskkowej Górnej (fig. 12, odsł. 133, 134b, 140c) i Jaskkówki (fig. 18, odsł. 194c).

Ciemnoszare drobnoziarniste gnejsy amfibolowo-biotytowe Mąkolna wykazują strukturę grano- blastyczną i teksturę słabo kierunkową. Zbudowane są one z kwarcu, andezynu (32% An), biotyty i amfibolu, a niekiedy również z mikroklinu. W ksenoblastach kwarcu można spotkać zaokrąglone wrostki biotyty. Plagioklasy w odmianach dwuskaleniowych są silnie zmętniałe, zserycytizowane i niekiedy poprzerastane kwarcem i skałeniem potasowym. W gnejsach jednoskaleniowych andezyn jest dobrze zachowany, hipautomorficzny i przetkany wrostkami biotyty. Blaszkami ciemno- lub kasztanowobrunatnego biotyty skupiają się niekiedy w krótkie smużki lub wysepkowate nagromadzenia. W gnejsach dwuskaleniowych występują stosunkowo nieliczne ksenoblasy zgniłozielonej hornblendy poprzerastanej kwarcem i plagioklazem, a w jednoskaleniowych bladezielonkawy aktynolit.

Drobnoziarniste gnejsy amfibolowo-biotytowe Jaskkowej Górnej mają przeważnie ciemnoszare zabarwienie. Rzadziej występują odmiany jasnoszare i czarniawe. Skały te ujawniają najczęściej strukturę grano- blastyczną, rzadziej lepido- i porfiroblastyczną. Prawie równoległe ułożenie blaszek i smużek biotyty

oraz naprzemianę występowanie jasnych i ciemnych laminy decyduje o ich teksturze kierunkowej. Podobnie jak w okolicach Mąkolna występują tu odmiany plagioklazowe (fig. 12, odsł. 133, 134b) i mikroklino-plagioklazowe (fig. 12, odsł. 138, 140c, 178a). Oprócz wymienionych minerałów ciemnych i skałeni pojawia się kwarc w zmiennych ilościach. Plagioklasy w znacznej mierze zostały przeobrażone w serycyt. Lepiej zachowane ziarna okazały się oligoklazem (30% An), andezynem (38% An) i labradorem (52—54% An). W gnejsach o strukturze porfiroblastycznej (odsł. 133) labrador występuje w postaci porfiroblastów i drobnych ziarn. Porfiroblasty labradoru są poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem, biotytem, hornblendą, tlenkami żelaza i pirytem. Niekiedy w plagioklazie można zaobserwować przerosty skałeni potasowego (antypertyt). Skałeni potasowy (przypuszczalnie mikroklino i mikroperyty mikroklino) zawiera zaokrąglone wrostki kwarcu. Jasno- lub kasztanowobrunatny biotyt skupia się w smugi lub wysepkowate zespoły, bądź też jest równomiernie rozproszony. Kosztem pewnej części biotyty powstał zielonkawy pennin z przerostami pistacytu. Ksenoblasy aktynolitu ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 18°) często stowarzyszone są z kwarcem i poprzerastane tym minerałem i magnetytem. Wykazują one niejednolite zabarwienie (jądra bardzo bladozielonkawe prawie bezbarwne, a obwódki wyraźnie zielone). Ksenomorficzna hornblenda ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 18°;  $\alpha$  — żółtozielony,  $\beta$  — wyraźnie zielony,  $\gamma$  — szarzielony) z przerostami kwarcu, plagioklazem, magnetytem i pirytem skupia się niekiedy w nagromadzenia wysepkowate.

Ciemnoszare drobno-, średnio- i nierównoziarniste gnejsy amfibolowo-biotytowe z odsłonięcia 142b, c (fig. 12) wykazują strukturę heteroblastyczną i teksturę słabo kierunkową. Przestrzenie między dużymi ksenoblastami andezynu (43% An), kwarcem i wysepkowatymi skupieniami biotyty i hornblendowo-biotytowymi wypełnia drobnoziarnista masa kwarcowo-mikroklino z niewielkim dodatkiem biotyty, penninu i hornblendy.

Wzniesienie położone na południowy-wschód od Jazkówki zbudowane jest z ciemno- lub brunatnawoszarych, drobnoziarnistych gnejsów amfibolowo-biotytowych (fig. 18, odsł. 194b, c, 195a), które były nazywane przez geologów niemieckich hornfelsami keratofrowymi. Wieser (1958) opisał je jako rogowniki keratofrowe. Pod mikroskopem omawiane skały wykazują strukturę grano- lub porfiroblastyczną i prawie równoległe ułożenie blaszek i smużek biotyty. W bardzo drobnoziarnistych odmianach gnejsów o granoblastycznej strukturze zasadniczą masę mineralną stanowią ksenoblasy kwarcu, mikroklino i plagioklazem. Struktura porfiroblastyczna wywołana jest

występowaniem dość dużych kryształów kwarcu, oligoklazem (ok. 20% An), mikroklino i wysepkowatych skupień hornblendy w drobnoziarnistym tle hornblendowo-biotytowo-skałeniowo-kwarcowym. Porfiroblasty oligoklazem z przerostami skałeni potasowego (antypertyt) i wrostkami brunatnego biotyty, zielonej hornblendy i kwarcu są w szlifie dość silnie zmętniałe. Większe kryształy kwarcu zawierają wrostki minerałów ciemnych. Mikroklino nie odgrywa ważniejszej roli w budowie omawianych skał. Blaszki jasno- lub kasztanowobrunatnego biotyty rozmieszczone są dość równomiernie wśród jasnych składników. Bladozielonkawa hornblenda ( $\alpha$  z/ $\gamma$  = 16°) tworzy ksenoblasy poprzerastane kwarcem i plagioklazem. Skupiają się one niekiedy w soczewkowate nagromadzenia. Na minerały akcesoryczne omówionych gnejsów składają się cyrkon, apatyt, magnetyt, hematyt, piryty, leukoksen, pistacyt i allanit.

Kontaktowo przeobrażone gnejsy łyszczkowe stowarzyszone są z kataklazytami (odsł. 159) i aplitami (odsł. 160a) Jazkowej Górnej (fig. 12). Megaskopowo mają one dość zmienne zabarwienie w odcieniach brunatnawo-, różowawo- lub żółtawoszarych i teksturę z pewnymi znamionami kierunkowości. Zbudowane są głównie z kwarcu, mikroperyty mikroklino, plagioklazem oraz niewielkich ilości muskowitu, biotyty i syllimanitu. Różnej wielkości ksenoblasy kwarcu o wygaszaniu falistym i mozaikowym powszechnie zawierają wrostki skałeni potasowego. Mikroperyty mikroklino z lokalnie widoczną budową kratkową i plamistym wygaszaniem przetkany jest zaokrąglonymi wrostkami kwarcu. Albit (1—10% An) i oligoklaz (ok. 23% An), w szlifie silnie zmętniałe i zserycytywane, zawierają przerosty kwarcu, muskowitu i biotyty. W postrzępionych blaszkach biotyty i muskowitu spotkać można wrostki jasnych minerałów. Pręciki i igiełki syllimanitu skupiają się często w wiązki lub wysepkowate nagromadzenia. W omawianych gnejsach zaobserwowano ponadto, w szlifie oliwkowożółte i nisko dwójłomne, utwory przypominające pseudomorfozy pinitowe po kordierycie.

Ciemnoszare drobnoziarniste gnejsy łyszczkowe bogate w biotyt związane są z gnejsami amfibolowo-biotytowymi Jazkówki (fig. 18, odsł. 194a). Od powyżej omówionych skał różnią się one wielkością ziarna, wybitnie kierunkową teksturą i przygniatającą przewagą biotyty nad muskowitem oraz brakiem syllimanitu.

Cyrkon i tlenki żelaza stanowią akcesoryczne składniki gnejsów łyszczkowych.

Zielonkawoszare, bardzo drobnoziarniste kontaktowo przeobrażone gnejsy biotytowo-amfi-

bołowe z Żelazna stanowią wtrącenie w gnejsowatych granodiorytach we wschodniej części kamieniołomu (fig. 26). Gnejsy te zapadają na SW, a granodioryty na NE (fig. 27). Od granodiorytów różnią się

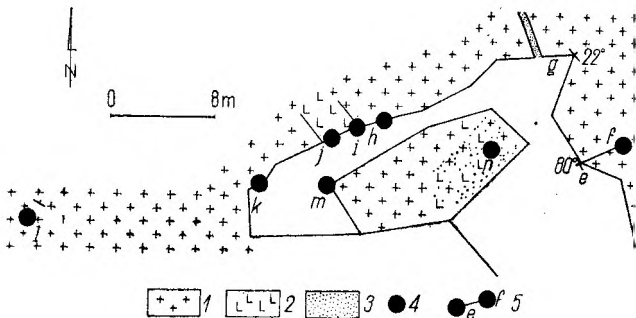


Fig. 26

Plan kamieniołomu w Żelaznie (odsł. 200 — fig. 15)

1 — granitoidy; 2 — amphibolites i skały amfibolowe; 3 — gnejsy; 4 — miejsca pobrania prób; 5 — linia profilu

Quarry plan in Żelazno (exp. 200 — fig. 15)

1 — granitoids; 2 — amphibolites and amphibole rocks; 3 — gneisses; 4 — location of samples; 5 — profile line

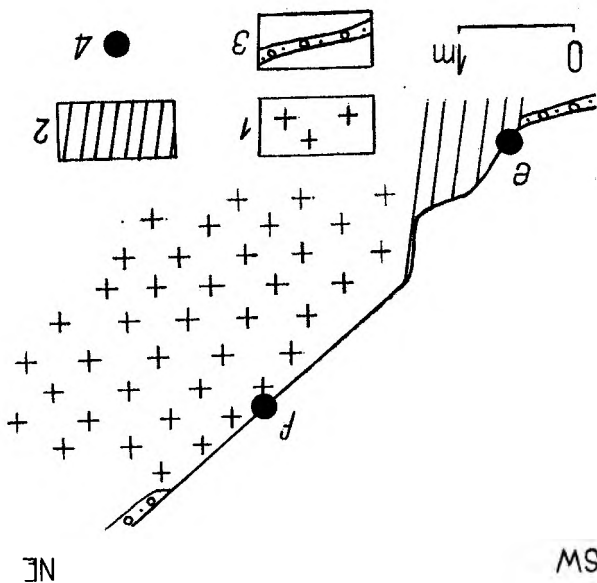


Fig. 27

Profil wschodniej ściany kamieniołomu w Żelaznie (odsł. 200 — fig. 15)

1 — granitoidy; 2 — gnejsy; 3 — luźny materiał skalny; 4 — miejsca pobrania prób

Profile of the eastern quarry face in Żelazno (exp. 200 — fig. 15)

1 — granitoids; 2 — gneisses; 3 — loose rock material; 4 — location of samples

one zabarwieniem, wielkością ziarna i wybitnie kierunkową teksturą. Mają one jednak zbliżony skład mineralny, a różnią się wykształceniem minerałów. Z jasnych składników najliczniej reprezentowany jest plagioklaz, a z ciemnych amfibol. Plagioklaz jest silnie zmętniały i zsercytyzowany. Mikroclin bardzo często stowarzyszony jest z kwarcem, z którym zająbia się faliście. Hipautomorficzne słupki i ksenomorficzne ziarna bladozielonkawego amfibolu ( $\angle z/\gamma = 19^\circ$ ;

$\alpha$  — bladożółtawy,  $\gamma$  — bladozielonkawy, miejscami oliwkowozielony) skupiają się często w smugi. Sporadycznie pojawiają się większe kryształy amfibolu zbliżone według (100). Jasnobrunatny biotyt, poprzerastany leukoksenem, tworzy pojedyncze blaszki, nierzadko stowarzyszone z amfibolem, bądź też skupia się w krótkie smużki. W gnejsach amfibolowych zaobserwowano wąskie strefy kataklastyczne równoległe do kierunku zgnejsowania oraz spękania poprzeczne do smug biotytowo-amfibolowych. Te ostatnie mogą być częściowo wypełnione chlorytem i adulem.

Wśród granodiorytów odsłoniętych w kamieniołomie (fig. 15, odsł. 200) położonym na północ od szosy Żelazno — Łądek Zdrój napotkano ciemnoszare średnioziarniste skały o charakterze migmatytów (fig. 26, punkt nr 200j). W skałach tych można wyróżnić dwie genetycznie różne asocjacje mineralne: granitoidową i amfibolitową. Pierwsza z wymienionych reprezentowana jest głównie przez andezyn (40–43% An), kwarc, hornblendę zieloną ( $\angle z/\gamma = 16–18^\circ$ ;  $\alpha$  — zielonkawożółty,  $\beta$  — oliwkowozielony,  $\gamma$  — bladozielony) i cynamonowobrunatny biotyt, druga — przez hornblendę zieloną ( $\angle z/\gamma = 16^\circ$  i podobny pleochromizm jak poprzednia), augit diopsydowy i biotyt. Amfibolitowa asocjacja tworzy zwarte skupienia rozproszone wśród składników granitoidu. Andezyn wykształcony jest w postaci ksenomorficznych kryształów lub hipautomorficznych tabliczek zbliżonych według trzech praw bliźniaczych: albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego. Ksenomorficzne kwarcce wypełniają niewielkie przestrzenie między ziarnami andezynu i minerałami ciemnymi. Hornblenda i biotyt występują w pojedynczych egzemplarzach, bądź też w skupieniach jedno- lub wielomineralnych. W roli składników akcesorycznych występują cyrkon, apatyt, tytanit, piryt, tlenki żelaza i kalcyt.

Z hornfelsami kordierytowymi Marcinowa współwystępują czarniawe, drobnoziarniste łupki skałeniwo-biotytowe (fig. 15, odsł. 183b), których głównymi składnikami są mikropertyt i jasnobrunatny biotyt. Plagioklaz i kwarc występują natomiast w podrzędnych ilościach. W mikropertycie i plagioklazie obserwuje się wrostki brunatnego biotytu. Na granicy obu skałeni rozwinął się niekiedy myrmekit. Niektóre kryształy mikropertytu mają hipautomorficzne zarzysy.

## BADANIA CHEMICZNE

Wyniki analiz chemicznych skał i minerałów zestawiono w trzech tabelach (tab. 17, 18 i 20). Pierwsza tabela obejmuje analizy chemiczne granitoidów, dru-



ga — skał żyłowych i metamorficznych, a trzecia — minerałów. Na 39 analiz chemicznych skał, 26 przypada na granitoidy, 6 na skały żyłowe i 7 na metamorficzne. Z pełnej liczby 39 analiz skał 16 przypada na nowo wykonane i dotychczas nie publikowane. Tabela analiz chemicznych minerałów obejmuje 17 pozycji, w tym 7 analiz dotąd nie publikowanych.

Z porównania analiz chemicznych granitoidów wynika, że zawartość poszczególnych tlenków wyrażona w procentach wagowych waha się w granicach:

SiO <sub>2</sub>	od 52,67	do 67,54
TiO <sub>2</sub>	0,36	1,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,30	19,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	5,19
FeO	2,15	8,14
MnO	śl.	0,63
MgO	1,30	6,78
CaO	1,48	6,97
Na <sub>2</sub> O	0,84	4,55
K <sub>2</sub> O	1,64	6,25

Analizy chemiczne skał magmowych przeliczono według systemu CIPW na normatywny skład mineralny i wyznaczono dla tych skał symbole, określające ich stanowisko w systematyce petrochemicznej. Normatywne skały mineralne, symbole CIPW i zawartości anortytu w plagioklazach normatywnych zestawiono w tabeli 19. Większość badanych skał wykazuje normatywny kwarc, którego ilość waha się w granicach od 0,4 do 23,3%. Skały zawierające poniżej 55% wagowych SiO<sub>2</sub> nie wykazują normatywnego kwarcu. W jego miejsce pojawia się normatywny oliwin (tab. 19, nr 2, 14 oraz 31). Nadmiar glinki w postaci normatywnego korundu zaznaczył się tylko w skałach o numerach porządkowych 7, 19, 20 i 31 w tabeli 19. W składzie normatywnym skały o numerze porządkowym 32 (tab. 19) pojawił się akmit, wskazujący na niedobór Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> względem alkaliów. Normatywny akmit wiąże najprawdopodobniej sód zawarty w hornblendzie.

Z siedmiu analiz chemicznych skał metamorficznych (tab. 18) po jednej przypada na łupki hornblendowe (nr 33) i skały skwarcytyzowane (nr 34), a pięć — na różnego rodzaju hornfelsy (nr 35—39). W zasadzie wszystkie wymienione skały są hornfelsami w sensie genetycznym. Po odpowiednim przeliczeniu naniesiono analizy chemiczne tych skał na trójkąt ACF Eskoli ilustrujący zdaniem Winklera (1967) fację hornblendowo-hornfelsową (fig. 28). Łupek hornblendowy (nr 33) znalazł się w polu o składzie plagioklaz—hornblenda, skała skwarcytyzowana (nr 34) i hornfels andaluzytowo-kordierytowy (nr 37) w trójkącie andaluzyt—plagioklaz—kordieryt, a pozostałe skały mieszczą się w strefie o skła-

dzie plagioklaz—kordieryt—antofyllit. W skałach tej facji może występować biotyt, który Winkler umieścił na oddzielnym diagramie A'FK.

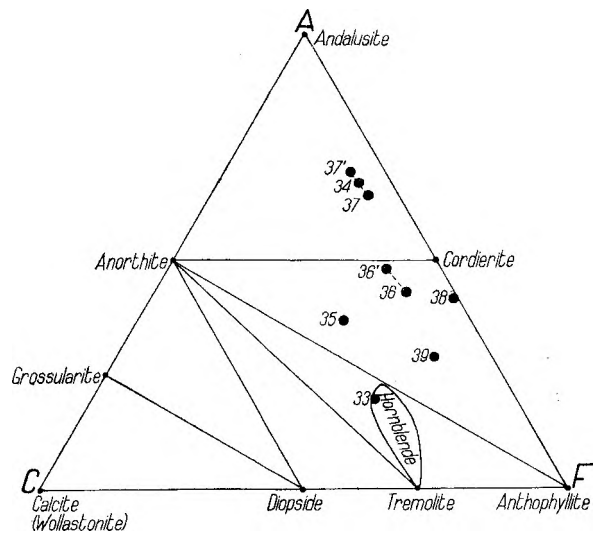


Fig. 28

Położenie skał kontaktowo przeobrażonych w trójkącie ACF Eskoli

Position of contact metamorphosed rocks in the Eskola ACF triangle

Hornfelsy nr 36 i 37 projektują się w czterech różnych miejscach, przy czym punkty odpowiadające tej samej skale połączone są liniami przerywanymi. Liczby ze znakiem prim (np. 36') odpowiadają analizom chemicznym, w których dodatkowo uwzględniono poprawki na biotyt i muskowit. W przypadku wprowadzenia poprawki na biotyt wartość F ulega zmniejszeniu o (Fe, Mg) O zawarte w biotycie hornfelsu. Korekta na muskowit pociągnęła za sobą zmniejszenie wartości A o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zawarte w tym mineralu. Punkt projekcyjny hornfelsu andaluzytowo-kordierytowego (nr 36) położony jest poniżej linii plagioklaz—kordieryt, co oznacza niezgodność między składami rzeczywistymi i teoretycznym. W hornfelsach nr 38 i 39 oprócz plagioklazu i biotytu występują pseudomorfozy pinitowe po kordierycie. Hornfels nr 35 z Lasek zbudowany jest z kwarcu, plagioklazu, skalenia potasowego, biotytu i hornblendy, a nie ma w nim teoretycznie przewidzianego kordierytu. Nie dysponowano rzeczywistym składem mineralnym skał o numerach porządkowych 33 i 34.

W tabeli 20 umieszczono po trzy analizy chemiczne skałeni potasowych, biotytów, granatów i piroksenów, cztery amfiboli i jedną wollastonitu. Najuboższy w Na<sub>2</sub>O jest skałen potasowy z Podzamka (nr 3), a najbogatszy — z Mąkolna (nr 2). Analizy chemiczne skałeni potasowych przeliczono na wzory krystalochemiczne:

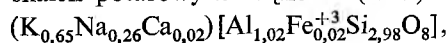
	Numery analiz -- Analysis numbers											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	64,38	54,70	56,08	60,58	55,35	63,39	61,53	52,67	61,87	62,51	58,31	65,63
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,20	0,97	1,14	—	0,48	0,57	1,50	1,06	0,81	0,45	śl.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,98	17,02	15,47	11,92	16,71	15,31	18,98	14,06	13,27	12,78	16,10	13,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	3,35	3,34	3,05	3,34	0,81	0,97	4,87	1,49	2,56	0,50	2,02
FeO	3,90	3,50	4,15	8,14	6,31	4,31	3,55	4,40	5,14	4,76	5,50	2,80
MnO	0,09	0,13	0,14	0,63	śl.	0,05	0,07	0,16	śl.	śl.	0,36	śl.
MgO	1,30	4,42	4,58	3,88	2,04	2,99	1,94	6,78	2,97	3,33	4,50	2,79
CaO	3,77	6,34	6,81	6,97	3,70	5,00	4,03	8,53	5,08	4,76	5,61	3,43
Na <sub>2</sub> O	3,37	3,58	3,03	1,21	3,29	2,89	3,25	3,19	2,84	2,71	3,21	1,84
K <sub>2</sub> O	3,87	4,49	4,01	2,55	5,69	3,26	3,80	1,64	4,40	4,81	3,66	6,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,05	1,26	1,35	0,95	3,26	0,88	1,42	2,03	1,60	1,53	2,02	1,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,24	0,17	—	—	0,30	0,08	0,23	—	—	0,18	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,47	0,34	śl.	śl.	0,14	—	0,48	śl.	śl.	0,10	śl.
S	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	śl.	śl.	śl.	—	—	—	—	śl.	—	—	—	—
Suma Total	100,87	100,70	100,44	101,2	99,69	99,86	100,19	100,54	99,72	100,56	100,50	99,78
Gęstość Density	2,705	2,845	2,816	2,926	2,74	—	—	2,880	2,886	2,901	—	2,864
Pochodzenie analiz Source	A	A	A	B	B	C	C	A	B	B	D	B

Pochodzenie analiz — source: A — Meister, Fischer (1942), B — Traube (1890), C — wykonano w Pracowni Chemicznej Instytutu G. M. i P.U.W., D —  
Objaśnienia do tabeli 17—19: analiza 1 — granodoryt, kamieniołom w Laskówce; 2—4 — granitoidy, Podzamek; 5 — mikrogranitoid skatakłazowany, Podzamek;  
6 — granodoryt, fig. 18, odsł. 125A/70, Podzamek; 7 — granodoryt, fig. 6, odsł. 51A, Laski; 8 — monzodoryt, fig. 6, odsł. 272, wzgórze Olchówka k. Lasek;  
9—10 — granitoidy, kamieniołom k. Mąkolna, fig. 8, odsł. 296; 11 — monzonit kwarcowy, Mąkolno; 12 — granitoid, kamieniołom przy drodze Mąkolno—Chwa-  
listaw, fig. 8, odsł. 338; 13 — granitoid, między Jaskową Dolną i Podzamkiem; 14 — dioryt kwarcowy, fig. 10, odsł. 273/70, Chwalistaw; 15 — granodoryt,  
fig. 13, odsł. 148, Droszków; 16 — granitoid Droszków; 17 — dioryt, Marcinów; 18—22 — granitoidy, Marcinów; 23 — granodoryt, kamieniołom, fig. 15,  
odsł. 200, Żelazno; 24 — granit, kamieniołom, fig. 15, odsł. 249a/71, Żelazno Dolne; 25 — granit, fig. 16, odsł. 251/68, Krosnowice; 26 — granitoid, wzgórze

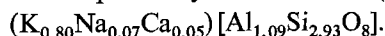
skaleń potasowy z Mąkolna (nr 1)



skaleń potasowy z Mąkolna (nr 2)



skaleń potasowy z Podzamek (nr 3)



Z analiz chemicznych skaleń potasowych obliczono również zawartości cząsteczkowe albitu w tych skaleńkach. Przedstawiają się one następująco: skaleń nr 1 zawiera 19,25%, nr 2 — 28,68%, a nr 3—8,25% albitu.

Analizy chemiczne biotytów z granitoidu (nr 4), granitoidu skontaminowanego (nr 5) i hornfelsu (nr 6) wykazują tylko zbliżone zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i Na<sub>2</sub>O. Ilości pozostałych tlenków są zmienne. Biotyty z granitoidów mają zbliżony udział CaO. Zawartości FeO i CaO zmieniają się konsekwentnie, przy czym ilość tego pierwszego wzrasta w miarę przechodzenia od biotytów czystych granitoidów, przez biotyty granitoidów skontaminowanych do biotytów występujących w hornfelsach. Biotyty tych ostatnich mają najniższą zawartość CaO, która osiąga swe maksimum w biotytach z czystych granitoidów. W biotytach pochodzących z granitoidów czystych i hornfelsów ilości MgO i K<sub>2</sub>O są zbliżone. Natomiast

biotyty z granitoidów skontaminowanych mają mniejszą zawartość tych tlenków.

Wyniki analiz chemicznych posłużyły do nanieśienia zbadanych biotytów na diagramy Heinricha (fig. 29), Nockoldsa (fig. 30) i Heinricha w modyfikacji Gokhalego (fig. 31). Diagram Heinricha (1946) ma postać trójkąta równobocznego, którego naroża zajmują następujące tlenki: FeO + MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> i MgO. Pola II, III i VI na figurze 29 częściowo zachodzą na siebie, co oznacza, że biotyty granitoidów i łupków krystalicznych mają podobne udziały FeO + MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> i MgO. Biotyty omawianych granitoidów mieszczą się w polu II, które pokrywa się z polem III, przy czym oba te minerały leżą na linii ograniczającej pole VI. Z powyższego wynika, że badane biotyty mają skład zbliżony do biotytów łupków krystalicznych. Biotyt z hornfelsu (nr 6) mieści się w górnej części pola biotytów łupków krystalicznych (pole VI), które pokrywa się z polami granitoidów, monzonitów kwarcowych i granodorytów (pole II) oraz tonalitów i diorytów (pole III). Odróżnienie biotytów metamorficznych od magmowych jest w tym ostatnim przypadku niemożliwe. Można tego dokonać posługując się diagramem Heinricha (fig. 31) w modyfikacji Gokhalego (1968). Naroża tego diagramu za-

toidów (% wag.)  
toids (weight per cent)

Tabela 17

Numery analiz — Analysis numbers													
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
62,69	53,28	60,86	65,87	60,13	62,04	65,56	60,51	60,82	56,10	59,19	60,84	58,64	55,50
1,22	0,80	0,45	0,43	0,58	0,71	0,78	0,71	0,58	0,93	0,98	0,36	0,56	0,38
12,77	18,73	15,94	14,88	15,31	15,06	15,35	15,09	16,03	15,18	14,44	13,92	15,48	14,06
3,22	1,48	1,21	1,77	2,01	2,70	2,08	3,73	1,51	5,19	4,31	0,46	0,70	2,15
4,79	6,03	4,92	3,11	3,93	3,25	3,59	3,84	4,00	2,60	5,03	4,24	4,50	5,34
0,60	0,10	0,04	śl.	0,06	0,03	—	0,03	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09	—
3,09	4,91	3,42	2,93	4,48	3,25	2,42	3,86	4,06	4,47	3,41	6,65	5,70	5,30
5,02	6,62	5,41	4,61	6,22	3,87	1,48	3,45	6,00	5,65	4,77	3,82	4,66	5,55
2,39	3,25	3,25	2,12	2,92	3,41	3,91	3,10	3,05	3,22	3,43	2,80	2,75	2,92
3,63	3,10	3,23	4,22	2,93	3,65	3,01	3,82	2,88	3,33	2,90	4,37	4,85	4,35
1,06	0,99	0,53	0,83	0,71	2,06	1,80	1,83	0,54	2,07	1,18	1,64	1,08	—
—	0,22	0,10	—	0,22	0,38	0,52	0,57	0,43	1,53	0,36	0,16	0,06	2,67
śl.	—	0,29	—	0,15	0,34	0,15	0,30	0,57	0,44	0,39	0,40	—	0,43
—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
—	—	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,11
100,48	99,51	99,93	100,77	99,65	100,75	100,65	100,84	100,55	100,80	100,49	99,76	99,07	99,76
2,952	—	—	2,899	2,749	2,669	2,662	2,704	2,755	2,781	2,801	—	—	—
B	C	C	B	E	E	E	E	E	E	F	C	C	A

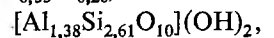
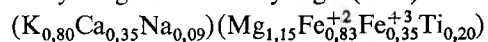
Borkowska (1959), E — Pendias, Maciejewski (1959), F — Teoflak (1959), G — Nawrot (1959), H — Weinert (1959).

Czerwonik k. Krosnowic; 27 — tonalit, fig. 29, odsł. 3A/70, Bardo; 28 — mikrogranodioryt, fig. 8, odsł. 102j/69, Mąkolno; 29 — mikrodioryt kwarcowy, góra Myszak k. Wojciechowic; 30 — spessartyt, kamieniołom fig. 8, odsł. 338c/70; 31 — mikrodioryt, kamieniołom, fig. 15, odsł. 240a/69, Oldrzychowice; 32 — kwarcowy mikrosyenit mikroklinowy, kamieniołom, fig. 13, odsł. 173m/69, Rogówek; 33 — lupek hornblendowy, Jaskowa Dolna; 34 — skała skwarczyzowana Marcinów; 35 — hornfels gnejsowaty, Laski; 36 — hornfels andaluzytowo-kordierytowy, kamieniołom, fig. 18, odsł. 201f, Jaskówka; 37 — hornfels jak nr 36, próba nr 201g; 38 — hornfels pinitowo-biotytowy, kamieniołom, fig. 18, odsł. 230, wzgórze Podzamecka Kopa; 39 — hornfels granitowo-biotytowy, fig. 20, odsł. 2b, Bardo

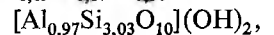
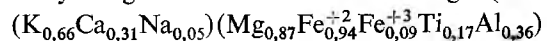
jęte są przez  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  i  $\text{FeO} + \text{MnO}$ . Punkt projekcyjny biotyty z hornfelsu (nr 6) znalazł się w polu ABD przewidzianym przez Gokhalego dla biotyty powstałych w metamorficznych warunkach. W polu ABD projektują się również biotyty z granitoidów, których magmowa natura nie budzi zastrzeżeń. Pojawienie się ich w polu biotyty metamorficznych można wytłumaczyć kontaminacją pierwotnej magmy metamorficznym materiałem skalnym.

Nockolds (1947) stwierdził, że ilość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w odniesieniu do  $\text{MgO}$  i całkowitego żelaza (obliczonego jako  $\text{FeO}$ ) zależy od natury innych minerałów stowarzyszonych z biotytem (fig. 30). Największą zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mają biotyty występujące w paragenezie z muskowitem, najmniejszą — w stowarzyszeniu z minerałami ciemnymi (hornblendą, piroksenem lub oliwinem), a pośrednią — pojawiające się samotnie. Obserwacje te dotyczą biotyty skał magmowych. Biotyty granitoidów (nr 4 i 5) znalazły się w polu łyszczyków ciemnych nie stowarzyszonych z innymi minerałami, a biotyty hornfelsu — w strefie najuboższej w  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Z położenia punktów projekcyjnych biotyty granitoidów można wnosić, że pierwotna magma miała skład granitoidów biotyty. Dopiero wskutek kontaminacji wzbogaciła się ona w piroksen i hornblendę.

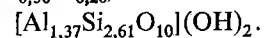
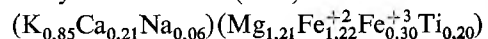
Z analiz chemicznych obliczono wzory krystalochemiczne biotyty, zakładając stałą ilość anionów  $(\text{O} + \text{OH}) = 12$ , występujących w strukturze biotyty: biotyty z granitoidu czystego (nr 4)



biotyty z granitoidu skontaminowanego (nr 5)



biotyty z hornfelsu (nr 6)



Omawiane biotyty w porównaniu z innymi biotyty, znanymi z literatury, są bogate w wapń. Podobne zawartości wapnia wykazują niektóre biotyty z granitoidów strzegomskich i jawornickich oraz z gnejsów sowiogórskich (Gadomski 1968). Biotyty z granitoidów Chwalisławia i Laskówki (masyw kłodzko-złotostocki) są również ubogie w Ca (Gadomski 1968).

Na cztery analizy chemiczne amfiboli jedna dotyczy tego minerału z granitoidu, występującego w sąsiedztwie kry amfibolitowej Ptasznika koło Chwalisławia (nr 7), dwie — amfiboli z amfibolitów wspomnianej kry (nr 8 i 9) i jedna — amfibolu ze skały amfibolowej z okolic Mąkolna (nr 10). Analiza nr 8 zo-

Tabela 18

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

	Numery analiz — Analysis numbers												
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	63,46	67,54	58,83	58,76	54,50	65,96	50,91	79,87	64,02	60,90	59,89	60,24	75,00
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,36	1,11	0,53	0,69	0,78	1,87	0,45	0,20	0,86	0,43	0,48	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,41	14,84	15,80	17,25	19,28	11,30	14,54	9,37	16,57	18,93	24,09	17,61	10,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,50	2,97	0,60	1,19	1,43	5,88	2,88	2,70	3,20	1,77	1,20	0,98
FeO	4,24	2,15	4,64	3,51	3,39	2,30	5,70	0,41	3,97	3,49	4,87	5,56	4,31
MnO	0,05	0,03	0,13	0,07	0,06	0,05	0,20	—	0,08	0,21	0,05	0,04	0,13
MgO	2,27	1,58	3,83	5,20	5,32	3,26	6,39	0,78	1,65	2,54	0,30	3,65	1,76
CaO	4,61	3,14	5,82	4,11	3,71	3,80	7,18	0,59	3,48	1,19	0,92	0,50	1,15
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,83	3,57	3,45	4,55	0,84	4,65	2,15	2,82	3,60	3,41	1,90	2,00
K <sub>2</sub> O	2,38	4,02	2,17	4,35	3,25	9,60	1,12	1,15	3,72	4,02	2,93	4,05	2,50
H <sub>2</sub> O+	1,18	0,41	1,51	2,12	3,45	0,22	1,67	1,95	1,06	1,42	1,16	2,93	1,34
H <sub>2</sub> O—	0,42	0,39	0,17	0,20	0,85	0,22	0,35	0,96	0,25	0,12	0,13	0,24	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,16	0,14	—	—	0,32	0,17	0,23	0,09	śl.	śl.	0,19	0,05
S	0,09	0,04	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	0,85	0,06
CO <sub>2</sub>	0,48	—	śl.	—	—	—	śl.	—	—	—	—	0,21	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—
Suma Total	99,90	99,99	100,69	100,15	100,24	100,12	100,63	100,79	100,61	100,48	99,95	99,74	100,25
Gęstość Density	—	—	2,783	—	—	—	2,906	2,676	—	—	—	—	—
Pochodzenie analiz Source	C	C	A	C	C	C	A	E	G	H	H	C	C

Pochodzenie analiz i objaśnienia jak w tabeli 17 — source as in table 17.

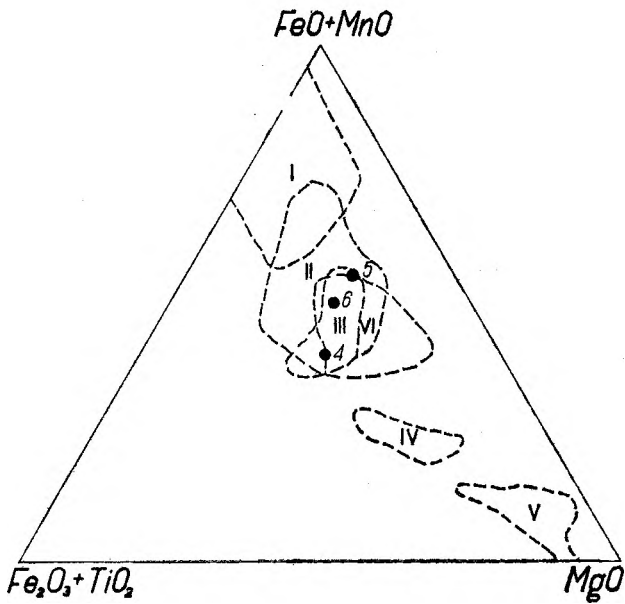


Fig. 29

Położenie zanalizowanych chemicznie biotytów w trójkącie Heinricha (1946)

*I* – pole biotytów z pegmatytów granitowych; *II* – pole biotytów z granitów, monzonitów kwarcowych i granodiorytów; *III* – pole biotytów z tonalitów i diorytów; *IV* – pole biotytów z gabrów; *V* – pole biotytów z ultrabazytów; *VI* – pole biotytów ze skał metamorficznych

Position of chemically analysed biotites in Heinrich triangle (1946)

*I* – biotite field from pegmatites; *II* – biotite field from granites, quartz monzonites and granodiorites; *III* – biotite field from tonalites and diorites; *IV* – biotite field from gabbros; *V* – biotite field from ultrabasites; *VI* – biotite field from metamorphic rocks

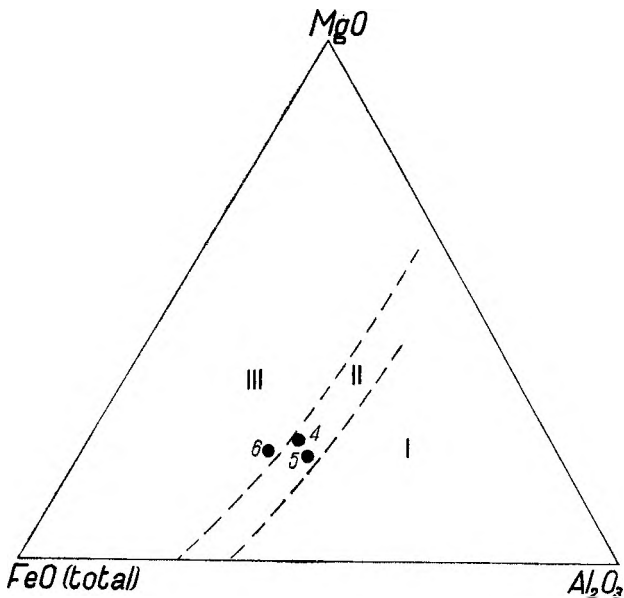


Fig. 30

Położenie zbadanych chemicznie biotytów w trójkącie Nockoldsa (1947)

*I* – biotyty stowarzyszone z muskowitem; *II* – biotyty występujące samotnie; *III* – biotyty stowarzyszone z hornblendą i piroksenem

Position of chemically analysed biotites in Nockolds triangle (1947)

*I* – biotite associated with muscovite; *II* – biotite appearing lonely; *III* – biotite associated with hornblende and pyroxene

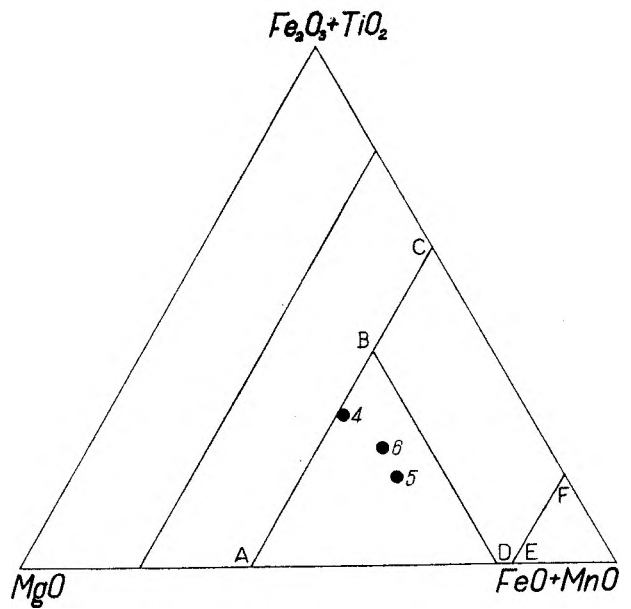


Fig. 31

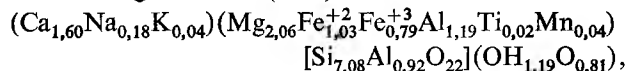
Położenie zbadanych chemicznie biotytów w trójkącie Heinricha zmodyfikowanym przez Gokhalego (1968)

Position of chemically analysed biotites in Heinrich triangle modified by Gokhale (1968)

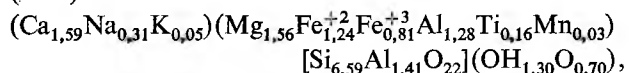
stała wykonana z amfibolu pochodzącego ze skraju kry amfibolitowej, a próbę do analizy nr 9 pobrano w pewnym oddaleniu od kontaktu amfibolitów z granitoidami. Skała amfibolowa Mąkolna występuje w stowarzyszeniu z ultramafitami. Z porównania analiz chemicznych wynika, że najbogatszy w  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  i  $\text{CaO}$  jest amfibol nr 10. Drugie miejsce pod względem zawartości  $\text{SiO}_2$  i  $\text{MgO}$  zajmuje amfibol z granitoidu. Najmniejszą zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  wykazuje amfibol ze skały amfibolowej (nr 10), a największą amfibole z amfibolitów. Amfibole te są poza tym bogate w  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  i  $\text{Na}_2\text{O}$ . Są one również względnie wzbogacone w  $\text{K}_2\text{O}$ . Ilość  $\text{MnO}$  maleje w miarę przechodzenia od amfibolu granitoidu do amfibolu skały amfibolowej.

Analizy chemiczne amfiboli przeliczono na krystalochemiczne wzory, przy czym za podstawę przeliczeń przyjęto 24 atomy (O + OH):

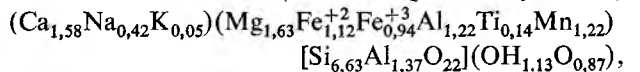
amfibol z granitoidu (nr 7)



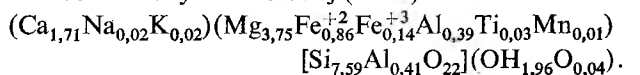
amfibol z amfibolitu kontaktującego z granitoidem (nr 8)



amfibol z amfibolitu (centralna partia kry, nr 9)



amfibol ze skały amfibolowej (nr 10)



Skład normatywny, zawartość anortytu w pla-  
Normative composition, anorthite content in the

Minerały norm. Norm. minerals	Numery analiz —						
	1	2	3	4	5	6	7
Kwarc Quartz	18,6	—	4,2	21,0	0,4	17,4	14,3
Ortoklaz Orthoclase	22,9	26,6	23,7	15,1	33,6	19,3	22,5
Albit Albite	28,5	30,2	25,6	10,2	27,8	24,4	27,5
Anortyt Anorthite	17,0	17,1	16,7	19,5	13,9	19,1	20,0
Korund Corundum	—	—	—	—	—	—	2,2
Diopsyd Diopside	0,5	9,0	11,9	12,5	3,7	4,7	—
Enstatyt Enstatite	3,1	5,6	7,1	6,9	4,4	6,2	4,8
Hipersten Hypersthene	4,2	6,7	2,2	8,3	7,6	4,9	4,9
Magnetyt Magnetite	2,9	4,8	4,8	4,4	4,8	1,2	1,4
Ilmenit Ilmenite	1,5	2,3	1,8	2,2	—	0,9	1,1
Piryt Pyrite	—	—	—	—	—	0,1	—
Apatyt Apatite	0,4	1,1	0,8	—	—	0,4	—
Oliwin Olivine	—	1,5	—	—	—	—	—
% An w plag. An per cent	36	35	38	64	32	42	40
Symbole CIPW CIPW symbols	(I)II.4. 2(3).3'	II.5. 2(3).3	II.5. 2(3).3	II'.4. 3(4).3	II.5. 2.3	II.4. 3.1	I(II). 4'.3.3'

Pochodzenie analiz jak w tabeli 17 — source as in table 17.

Zawartość  $\text{Ca}^{+2}$  w omawianych amfibolach waha się w granicach od 1,58 do 1,71 atomów w przeliczeniu na jednostkę strukturalną, co pozwala zaliczyć je do amfiboli wapniowych. Na diagramie zmienności chemicznej amfiboli wapniowych (fig. 32), w którym na osi rzędnych odłożono liczbę atomów  $[\text{Al}]^4$ , a na odciętych ilość atomów  $(\text{Na}+\text{K})$  przypadającą na jednostkę strukturalną, amfibole nr 7–9 projektują się w polu hornblend, a analiza nr 10 — blisko strefy tremolitu. Z następnego diagramu (fig. 33) wynika, że amfibole 7–9 zawierają więcej sumy atomów  $([\text{Al}]^6 + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti})$  aniżeli amfibole rozpatrywane przez Deera, Howiego i Zussmana (1963). Amfibol nr 10 znalazł się w pobliżu pola tremolitów. Stopień podstawienia krzemu glinem jest największy w amfibolach nr 8 i 9, a najmniejszy w próbce nr 10.

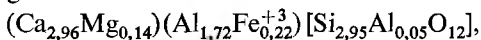
Zanalizowane chemicznie granaty (nr 11–13) pochodzą ze skał kalcytowo-krzemianowych stanowiących metamorficzną osłonę granitoidów w Podzamku. Zawartość poszczególnych tlenków waha się w procentach wagowych w granicach:

$\text{SiO}_2$	od 29,65	do 39,00%
$\text{TiO}_2$	0,00	10,98
$\text{Al}_2\text{O}_3$	7,21	19,61
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,86	14,47
$\text{FeO}$	0,00	2,57
$\text{MnO}$	0,00	0,62
$\text{MgO}$	0,00	1,22
$\text{CaO}$	32,97	36,14.

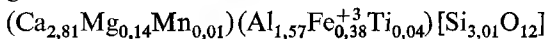
Z analiz chemicznych granatów obliczono wzory strukturalne tych minerałów, zakładając stałą ilość (12) atomów tlenu:

Analysis numbers								
8	9	10	11	12	13	14	15	16
4,2	13,5	14,0	4,7	19,2	19,7	—	12,2	22,4
9,7	26,0	28,5	21,6	37,0	21,5	18,3	19,1	25,0
27,0	24,0	22,9	27,1	15,6	20,2	27,5	27,5	17,9
19,1	10,4	8,4	18,6	11,0	13,4	27,3	19,3	18,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—
15,7	12,2	12,3	7,0	4,8	9,4	4,6	5,0	3,5
10,3	4,2	4,6	9,4	5,4	5,0	6,8	8,3	6,2
1,1	3,6	3,0	8,0	2,7	3,4	5,5	4,9	3,0
7,0	2,2	3,7	0,7	2,9	4,7	2,1	1,8	2,6
2,8	2,1	1,5	0,8	—	2,3	1,5	0,8	0,8
—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
1,1	—	—	0,2	—	—	—	0,7	—
—	—	—	—	—	—	4,6	—	—
40	29	26	39	40	38	48	40	49
(II)III. 5.3.4	II.4'. 2.3	II.4'. 2.3	II.3'. 3.3	II.4. 2.2	II.4. 2(3).3	II.5. 3.3(4)	II.4(5). 3.3(4)	II.4. 3'.3

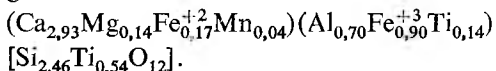
granat nr 11



granat nr 12



granat nr 13



Skład cząsteczkowy tych granatów przedstawia się następująco:

Numer analizy	11	12	13
Grossular	84,1	74,2	23,8
Andradyt	11,2	20,7	63,9
Pirop	4,7	—	4,8
Almandyn	—	} 5,1	6,1
Spessartyn	—		1,4
Gęstość	3,91	3,63	3,727

Z powyższego zestawienia wynika, że w granatach z Podzamka dominują cząsteczki grossularowa i andradytowa. Na szczególną uwagę zasługuje granat nr 13 (bogaty w tytan), który został nazwany przez Jusko-wiaka (1959) szorłomitem.

Zanalizowane chemicznie pirokseny pochodzą ze skał kalcytowo-krzemianowych (nr 14), granitoidów (nr 15) kontaktujących ze skałami krzemianowo-kalcytowymi oraz ze skał piroksenowo-skaleniovych (nr 16). W porównaniu z piroksenami skał kalcytowo-krzemianowych, pirokseny ze skał zawierających skalenie są bogatsze w  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  i  $\text{MgO}$ , a uboższe w  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  i  $\text{CaO}$ .

Wzory strukturalne omawianych piroksenów przedstawia się następująco:



Minerały norm. Norm. minerals	Numery analiz —						
	17	18	19	20	21	22	23
Kwarc Quartz	12,3	15,3	23,3	13,7	13,9	8,7	13,2
Ortoklaz Orthoclase	17,3	21,6	17,8	22,6	17,0	19,7	17,2
Albit Albite	24,7	28,8	33,1	26,2	25,8	27,2	30,0
Anortyt Anorthite	20,0	14,9	6,3	15,2	21,5	17,1	15,4
Korund Corundum	—	—	3,3	0,3	—	—	—
Akmit Acmite	—	—	—	—	—	—	—
Diopsyd Diopside	8,0	1,6	—	—	3,7	6,3	4,7
Enstatyt Enstatite	8,6	7,5	6,0	9,6	9,0	8,3	7,0
Hipersten Hypersthene	3,6	2,4	3,6	2,8	4,7	0,1	3,5
Magnetyt Magnetite	2,9	3,9	3,0	5,4	2,2	5,7	6,2
Hematyt Haematite	—	—	—	—	—	1,3	—
Ilmenit Ilmenite	1,1	1,3	1,5	1,3	1,1	1,8	1,8
Piryt Pyrite	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt Apatite	0,4	0,8	0,4	0,7	1,3	1,0	0,9
Kalcyt Calcite	—	—	—	—	—	—	—
Oliwin Olivine	—	—	—	—	—	—	—
% An w plag. An per cent	43	33	15	36	44	37	33
Symbole CIPW CIPW symbols	II.4'.3. 3(4)	II.4'. 2(3).3'	(I)II. 4.2'.4	II.4'. (2)3.3	II.4'. 3.3(4)	II.(4)5. '3.3(4)	II.4'. (2)3.(3) 4

Analysis numbers								
24	25	26	27	28	29	30	31	32
8,5	4,1	4,1	19,6	21,0	11,5	3,5	—	15,3
25,8	28,9	25,7	14,1	23,8	12,8	25,7	19,2	56,8
23,7	23,4	24,7	29,6	32,4	30,2	29,1	38,5	4,6
12,4	15,6	12,3	19,3	11,4	20,6	18,7	18,4	—
—	—	—	—	—	—	—	1,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2,2
3,1	6,2	4,4	šl.	1,6	5,9	1,4	—	13,4
15,5	12,3	11,9	5,7	3,1	7,6	12,5	7,4	3,2
6,4	6,0	6,6	5,8	1,7	3,5	5,2	2,3	1,0
0,7	1,0	3,1	1,9	2,2	4,3	0,9	1,7	0,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,7	1,1	—	0,8	0,7	2,1	1,0	1,3	1,5
0,1	—	—	0,3	0,1	—	—	—	0,1
0,9	—	1,0	0,2	0,4	0,3	—	—	0,8
—	—	2,5	1,1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	5,6	—
33	38	32	38	25	39	38	31	—
II.(4)5. 2.3	II.3(4). 2(3).3	II'.5. 2'.3	'II.4. 3'.2	I(II). 4.2.3'	II.4(5). 3.4	II'.4. (2)3.3	II.5. (2)3'.4	II.4. 1.1

	Numery analiz —							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	65,49	65,66	64,01	33,82	40,66	32,93	48,60	44,60
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	3,48	3,07	3,37	0,21	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,86	19,20	20,37	15,23	15,21	14,73	12,29	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,52	śl.	6,08	1,58	5,04	7,27	7,32
FeO	—	—	—	12,91	15,14	18,56	8,51	10,06
MnO	—	—	—	—	—	—	0,33	0,26
MgO	—	śl.	—	9,97	7,82	10,20	9,41	7,03
CaO	0,32	0,46	1,03	4,20	3,92	2,50	10,23	10,08
Na <sub>2</sub> O	1,96	2,96	0,82	0,61	0,35	0,42	0,65	1,09
K <sub>2</sub> O	12,46	11,15	13,79	8,12	6,95	8,39	0,20	0,27
H <sub>2</sub> O+				3,89	3,95	2,95	1,23	1,32
H <sub>2</sub> O—	0,35	0,42	0,58	0,93	0,96	0,76	0,08	0,07
Suma Total	99,84	100,37	100,60	99,24	99,61	99,85	99,01	99,01
Gęstość Density	2,59	2,579	2,61	—	—	—	—	—
Pochodzenie analiz Source	A	A	A	B	B	B	C	C

Pochodzenie analiz — source: A — Traube (1890), B — Speczik (1971), C — Mazurek (1971), D — Kowalski (1967), E — Hanczke (1959), F — Juskowiak (1959).  
Objaśnienia do tabeli 20: analiza 1 — skałki potasowy z granitoidu, kamieniołom, fig. 8, odsł. 296, Mąkolno; 2 — skałki potasowy z granitoidu, kamieniołom, fig. 8, odsł. 338, Mąkolno; 3 — skałki potasowy z granitoidu, Podzamek; 4–5 — biotyty z granitoidów, Jaskowa Górna; 6 — biotyt z honfelsu, Jaskowa

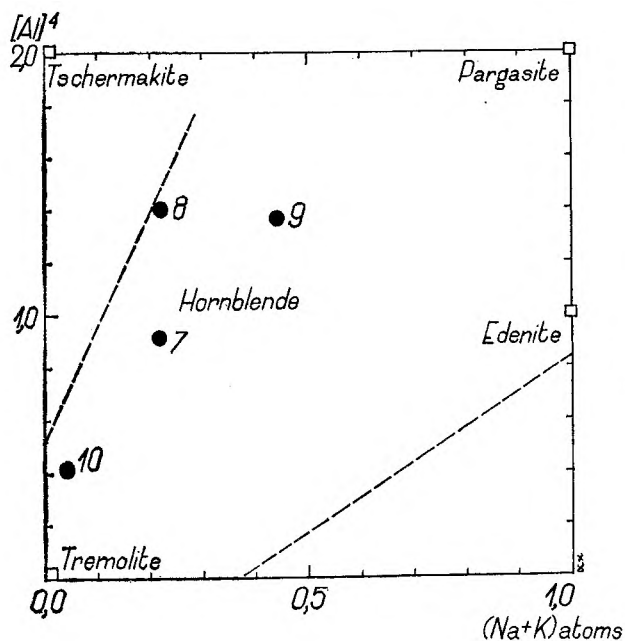


Fig. 32

Położenie chemicznie zbadanych amfiboli na diagramie zmienności chemicznej amfiboli wapienowych (wg Deera *et al.* 1963)  
Position of chemically analysed amphiboles on the chemical variation diagram of the calcium rich amphiboles (after Deera *et al.* 1963)

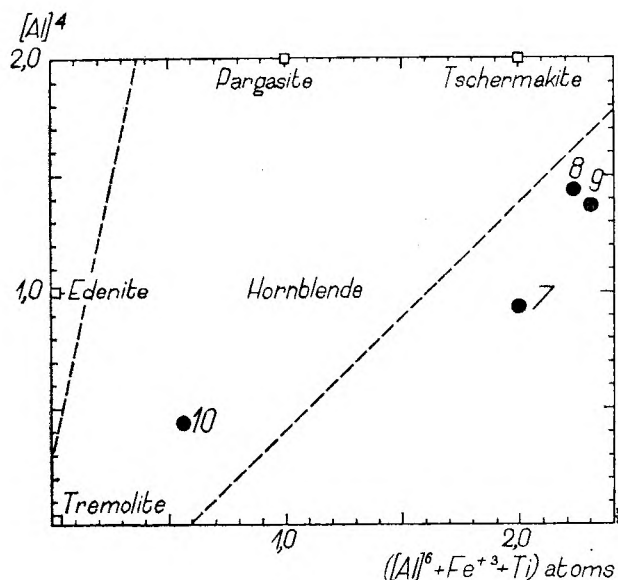


Fig. 33

Położenie zbadanych chemicznie amfiboli na diagramie zmienności chemicznej amfiboli wapienowych (według Deera *et al.* 1963)  
Position of chemically analysed amphiboles on the chemical variation diagram of the calcium rich amphiboles (after Deera *et al.* 1963)

minerałów (% wag.)  
rals (weight per cent)

Analysis numbers								
9	10	11	12	13	14	15	16	17
44,87	54,30	38,57	39,00	29,65	38,06	50,53	49,92	51,15
1,27	0,26	—	0,68	10,98	2,92	—	1,32	—
14,88	4,90	19,61	17,21	7,21	14,35	3,51	1,55	—
8,53	1,40	3,86	6,61	14,47	6,44	2,39	3,60	—
9,11	7,36	—	2,15	2,57	5,96	7,35	11,10	śl.
0,23	0,10	—	0,13	0,62	0,10	śl.	0,21	—
7,38	17,88	1,22	—	1,18	5,98	12,61	8,36	śl.
9,97	11,39	36,14	33,96	32,97	25,05	21,24	22,92	47,41
1,46	0,08	—	—	—	0,79	1,44	0,59	—
0,25	0,13	—	—	—	0,18	śl.	—	—
1,15	2,11	—	—	0,48	0,38	—	—	—
0,08	—	0,24	0,04	0,12	0,12	—	0,06	0,71
99,18	99,91	99,64	99,78	100,25	100,33	99,07	99,63	99,27
—	—	3,51	3,630	3,727	3,456	2,94	3,426	2,81
C	D	A	E	F	F	A	E	A

Górna; 7 — amfibol z granitoidu, Chwalisław; 8–9 — amfibole z amfibolitów, Chwalisław; 10 — amfibol ze skały amfibolowej, Mąkolno; 11–13 — granaty ze skał kalcytowo-krzemianowych, Podzamek; 14 — piroksen ze skały kalcytowo-krzemianowej, Podzamek; 15 — piroksen z granitoidu, Podzamek; 16 — piroksen ze skały piroksenowo-skalenkowej, Podzamek; 17 — wollastonit ze skały krzemianowo-kalcytowej, Podzamek.

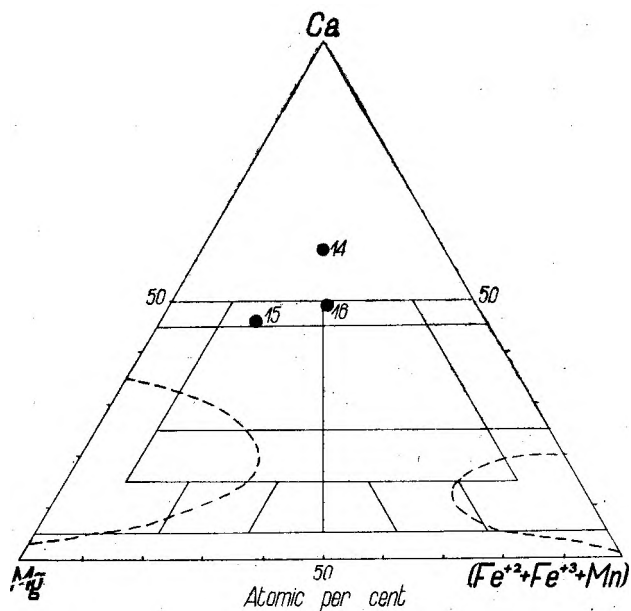
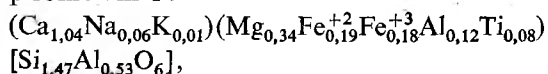


Fig. 34

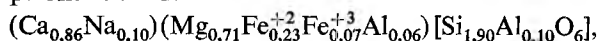
Położenie zbadanych chemicznie piroksenów w trójkącie Ca, Mg,  $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$  zaproponowanym przez Deera *et al.* (1963)

Position of chemically analysed pyroxenes in the Ca, Mg,  $(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$  triangle (after Deera *et al.* 1963)

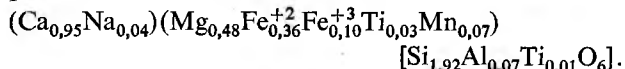
piroksen nr 14



piroksen nr 15



piroksen nr 16



W piroksenach nr 14 i 15 część atomów glinu podstawia Si w grupie Z wzoru strukturalnego, a jego nadmiar zajmuje pozycję Y. Analiza nr 16 wykazuje niewielki niedomiar atomów krzemu i glinu, co pociągnęło za sobą wyrównanie tytanem tego niedoboru. W trójkącie koncentracyjnym Deer—Howie—Zusman (fig. 34) analiza nr 14 projektuje się w polu augitów tytanowych, a próba nr 15 w strefie salitów. Piroksen nr 16 znalazł się natomiast w obszarze ferrosalitów. Augit tytanowy (nr 14) ma skład chemiczny zbliżony do swego odpowiednika z hornfelsów występujących w formie ksenolitów w norytach z Aberdeenshire (Dixon, Kennedy 1933).

#### PORÓWNANIE GRANITOIDÓW KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKICH Z GRANITOIDAMI STREFY NIEMCZY I BIELIC

Wymienione w tytule granitoidy wykazują między sobą znaczne analogie tektoniczne i petrograficzne. Występują one w strefie sąsiadującej z ważną linią tektoniczną, stanowiącą granicę między Sudetami Wschod-

nimi i Zachodnimi. Na analogie petrotektoniczne między granitoidami kłodzko-złotostockimi i granitoidami stref Starego Miasta (żyła diorytowo-gabrowa Kretschmera 1918) i Niemczy zwrócił uwagę już Bederke (1922, 1927). W polskim piśmiennictwie geologicznym również doceniano podobieństwa między granitoidami kłodzko-złotostockimi i niemczańskimi, które skłaniały do wiązania intruzji strefy Niemczy z tą samą fazą orogeniczną co intruzję kłodzko-złotostocką (Teisseyre *et al.* 1957). Wierzchołowski (1966) porównując granitoidy Bielicy z granitoidami kłodzko-złotostockimi i niemczańskimi również doszedł do wniosku, że wymienione skały wykazują znaczne analogie petrotektoniczne wskazujące na bliskie ich pokrewieństwo i przynależność wszystkich wymienionych granitoidów do jednej fazy intruzyjnej.

Granitoidy strefy Niemczy zostały opracowane przez Dziedzicową (1963, 1973), która wyróżniła dwie genetycznie różne odmiany: średnioziarnistą i drobnoziarnistą. Granitoidy średnioziarniste zdaniem Dziedzicowej krystalizowały w warunkach fizyczno-chemicznych bardziej zbliżonych do metamorficznych niż magmowych. Natomiast drobnoziarniste odmiany granitoidów strefy Niemczy wiąże cytowana autorka z iniekcją większych ilości magmy, w której wpływ napięć tektonicznych zaznaczył się jedynie w pobliżu kontaktu ze skałami osłony.

Granitoidy średnioziarniste, reprezentowane przez granodioryty z przejściami do granitów, dominują nad drobnoziarnistymi, wśród których wyróżniono granodioryty i monzodioryty kwarcowe. Pierwsza odmiana granitoidów występuje w okolicach Wilkowa Wielkiego, Niemczy, Koźmina, Koźmic i Brodziszowa, natomiast druga — pojawia się tylko w okolicach Przedborowej i na NW od Szklar (wzgórze Kłóśnik). Największe wystąpienia średnioziarnistych granitoidów znane są z okolic Niemczy i Koźmina. W pozostałych miejscowościach tworzą one żyły znacznie mniejszej grubości. Granitoidy drobnoziarniste występują w większych masach.

Ogólnie biorąc granitoidy strefy Niemczy tworzą liczne, zmiennej grubości żyły w zgodnej orientacji przestrzennej ze skałami metamorficznej osłony. Istnieją sprzeczne opinie co do wieku skał, stanowiących ich metamorficzną osłonę. Finckh i Meister uważali je za kontaktowo przeobrażone przez intruzję granitoidów skały osadowe wieku sylurskiego, uprzednio zmetamorfizowane w strefie epi. Scheumann widział w nich blastomylonityczne pochodne gnejsów sowiogórskich. Według Dziedzicowej (1973) wśród skał osłony granitoidów można spotkać proterozoiczne kwarcyty i łupki środkowokarbońskie.

Granitoidy średnioziarniste wykazują pod mikroskopem strukturę nierównoziarnistą i teksturę kierun-

kową. Obfitują one w enklawy skał metamorficznych. Niektóre z nich mają taki sam skład mineralny jak otaczające granitoidy. Inne zaś zachowały swą pierwotną naturę metamorficzną, przy zmienionym na ogół składzie mineralnym. Obserwowana w granitoidach średnioziarnistych lineacja jest zgodna z lineacją enklaw, szlir i skał osłony. Zdaniem Dziedzicowej skałen potasowy krystalizował w średnioziarnistych granitoidach na samym końcu. Dla pozostałych minerałów nie można było ustalić kolejności krystalizacji.

Grubotabliczkowy plagioklaz wykazuje budowę pasową normalną lub rekurencyjną. Drobne plagioklasy mają skład oligoklazu lub andezynu (28—32% An), a duże andezynu z oligoklazem w obwódce. Zielona hornblenda zwyczajna, przeważnie ksenomorficznie wykształcona, tworzy pojedyncze ziarna lub agregatowe skupienia. Poprzerastana jest ona wrostkami kwarcu, plagioklazu i reliktywnym augitem. Biotyt granitoidów, enklaw i szlir ma zbliżone cechy w poszczególnych wystąpieniach. Granitoidy średnioziarniste powszechnie wykazują deformacje mechaniczne.

Drobnoziarniste granitoidy ujawniają strukturę hipautomorfowo-ziarnistą i teksturę najczęściej bezładną. Odmiany o teksturze kierunkowej pojawiają się w pobliżu kontaktów. Podobnie ma się sprawa z występowaniem enklaw.

Plagioklaz wykazuje drobnotabliczkowe wykształcenia oraz budowę pasową normalną i rekurencyjną. Hornblenda zwyczajna, zazwyczaj zielonkawo zabarwiona, tworzy pojedyncze ziarna lub agregatowe skupienia. Czasami pojawiają się odmiany hornblendy pleochroiczne w brunatnych odcieniach oraz hornblenda aktynolitowa, powstająca kosztem augitu. Ta ostatnia obrosnięta jest często hornblendą oliwkowozieloną. Biotyt w granitoidach Przedborowej różni się wyraźnie od biotytów występujących w amfibolitach. Spotyka się w nim wrostki plagioklazów i relikty hornblendy. W drobnoziarnistych odmianach granitoidów strefy Niemczy Dziedzicowa ustaliła następującą kolejność krystalizacji minerałów: minerały ciemne, plagioklaz, mikroklin i kwarc.

Z powyższych opisów wynika, że granitoidy niemczańskie pomimo pewnych różnic wykazują znaczne analogie petrograficzne z granitoidami kłodzko-złotostockimi. Porównywane granitoidy megaskopowo i mikroskopowo są bardzo do siebie podobne. Mają one jakościowo identyczny skład mineralny. Nie daje się również zaobserwować istotnych różnic w wykształceniu poszczególnych minerałów. Jedne i drugie reprezentowane są głównie przez granodioryty. W obu porównywanych granitoidach występują enklawy skał metamorficznych o różnym stanie zachowania. Jedne z nich można wiązać genetycznie ze skałami osłony metamorficznej. Inne natomiast nie mają nic wspól-

nego z bezpośrednią osłoną granitoidów. W granitoidach niemczańskich i kłodzko-złotostockich występują kryształy hornblendy o znamionach metamorficznej genezy. Pojawiają się one w pojedynczych, odizolowanych od siebie kryształach, bądź też tworzą agregatowe skupienia. Dla porównywanych granitoidów znamienne są również reliktowe przerosty augitu w hornblendzie. Plagioklasy w jednych i drugich granitoidach mają zbliżony skład chemiczny i często wykazują normalną budowę pasową.

Granitoidy niemczańskie różnią się natomiast od kłodzko-złotostockich geologiczną formą występowania, znacznie mniejszym zróżnicowaniem petrograficznym, powszechnie spotykaną i wybitniejszą teksturą kierunkową, obecnością plagioklazów o rekurencyjnej budowie pasowej oraz brakiem piroksenów rombowych.

Granitoidy Bielic tworzą większe masy skalne, zgodne z otaczającymi je łupkami krystalicznymi wieku przypuszczalnie algonckiego. Kontakty tych granitoidów z paragnejsami są zawsze ostre, a kontaktujące ze sobą skały różnią się wielkością uziarnienia i składem mineralnym. W granitoidach występują liczne enklawy skał metamorficznych makroskopowo i mikroskopowo podobnych do łupków krystalicznych osłony oraz amfibolitów, które nie mają swych odpowiedników wśród zespołów skalnych granitoidowego otoczenia.

Wśród granitoidów Bielic występują granity, granodioryty, tonality oraz monzonity kwarcowe i monzodioryty kwarcowe. Omawiane granitoidy wykazują mniej lub więcej wyraźnie zaznaczoną teksturę kierunkową. Najwyraźniejsze ukierunkowanie obserwuje się w partiach brzeżnych mas granitoidowych, a słabsze w centralnych. Płaszczyzny foliacji granitoidów, enklaw w nich zawartych i skał osłony są do siebie równoległe. Granitoidy Bielic ujawniają najczęściej strukturę hipautomorfowo-ziarnistą, rzadziej ksenomorfowo-ziarnistą. Nierównoziarnistość budowy granitoidów wywołana jest występowaniem dużych ziarn hornblendy, plagioklazu i mikroklinu oraz drobnoziarnistej masy kwarcowo-skaleniowej, wypełniającej przestrzenie między większymi kryształami. Jakościowy skład mineralny i wykształcenie minerałów nie wykazują istotnych odchyśleń od granitoidów kłodzko-złotostockich.

Granitoidy Bielic są makroskopowo i mikroskopowo bardzo podobne do granitoidów kłodzko-złotostockich. Mają one bardzo zbliżony jakościowy skład mineralny i podobne wykształcenie minerałów. Wśród obu porównywanych granitoidów dominują granodioryty. W jednych i drugich występują enklawy pochodzące z bezpośredniej osłony oraz enklawy z głębszego podłoża. Bardzo znamienne dla porówny-

wanych granitoidów jest obecność kryształów hornblendy pochodzenia metamorficznego oraz reliktyw rozplyniętych amfibolitów.

W odróżnieniu od granitoidów kłodzko-złotostockich granitoidy Bielic tworzą stosunkowo niewielkie zgodne intruzje, w których powszechnie zaznacza się kierunkowe uporządkowanie minerałów niezometrycznych. Granitoidy Bielic są na ogół bogatsze w kwarc i wykazują mniejsze zróżnicowanie petrograficzne. Wokół intruzji granitoidów Bielic nie stwierdzono obecności utworów kontaktowych, świadczących o termicznym oddziaływaniu tych intruzji na skały osłony.

Sumując można powiedzieć, że granitoidy masywu kłodzko-złotostockiego, strefy Niemczy i Bielic wykazują petrograficznie wiele cech wspólnych, pozwalających przypisywać im bardzo zbliżony rodowód. Ogólnie biorąc magmowe pochodzenie tych granitoidów nie budzi zastrzeżeń. Pozostaje więc do rozwiązania problem genezy magm, z których wykryły te granitoidy. Poczynione obserwacje geologiczne i petrograficzne sugerują, że magmy, z konsolidacji których powstały granitoidy strefy Niemczy i Bielic, mają taką samą genezę jak magma kłodzko-złotostocka. W świetle obecnych badań hipoteza o palingenezy pochodzeniu również magm strefy Niemczy i Bielic wydaje się być bardzo prawdopodobna. Różne były jednak warunki intruzji i krystalizacji w poszczególnych strefach, co musiało odbić się na petrograficznych cechach granitoidów (podkreślane różnice między porównywanymi granitoidami).

#### TEMPERATURY KRYSTALIZACJI SKALENI I BIOTYTÓW ORAZ STAN STRUKTURALNY SKALENI POTASOWYCH Z GRANITOIDÓW

Temperatury krystalizacji skaleni granitoidów masywu kłodzko-złotostockiego określono w oparciu o dwuskaleniowy termometr Bartha (1956, 1962). Według Bartha rozdział sodu pomiędzy współwystępującymi skaleniemi potasowymi i plagioklazami jest, w warunkach równowagi chemicznej, wielkością stałą zależną głównie od temperatury. Zależność tę wyraził on wzorem:

$$K_T = \frac{\text{molowy udział Ab w skaleniu alkalicznym}}{\text{molowy udział Ab w plagioklazie}}$$

Ciśnienie zdaniem Bartha odgrywa podrzędną rolę i można je pominąć. Najlepsze wyniki uzyskuje się przy plagioklazach o składzie  $An_5 - An_{40}$ .

Temperatury zarejestrowane przez termometr geologiczny stanowią najpóźniejsze temperatury, przy których istniała równowaga chemiczna między ska-

leniami potasowymi i współwystępującymi z nimi plagioklazami. Niekoniecznie muszą one być najwyższymi temperaturami w historii rozwoju badanych skał.

Dwuskaleniowy termometr geologiczny Bartha był przedmiotem dość ożywionej dyskusji, Winkler (1961) w oparciu o dane eksperymentalne doszedł do wniosku, że wartość współczynnika rozdziału sodu ( $K$ ) zależy nie tylko od temperatury i ciśnienia, ale również od ogólnego składu badanych skał. Dietrich (1961) zwrócił uwagę na bardzo złożoną historię termicznego rozwoju skał magmowych i metamorficznych. W związku z powyższym termometr dwuskaleniowy należy jego zdaniem stosować po uprzednich bardzo wnikliwych badaniach petrochemicznych.

Temperatury krystalizacji skaleni w omawianych granitoidach określono w oparciu o wykres Bartha (1956), podający zależność między współczynnikiem rozdziału sodu ( $K_T$ ) i temperaturą krystalizacji skaleni. Wyniki badań zestawiono w oddzielnej tabeli (tab. 21) i na wykresie (fig. 35, część A). Oprócz własnych pomiarów wykorzystano również wyniki oznaczeń Borkowskiej (1972). Badaniami objęto różne typy granitoidów z siedmiu miejscowości. Rubryka

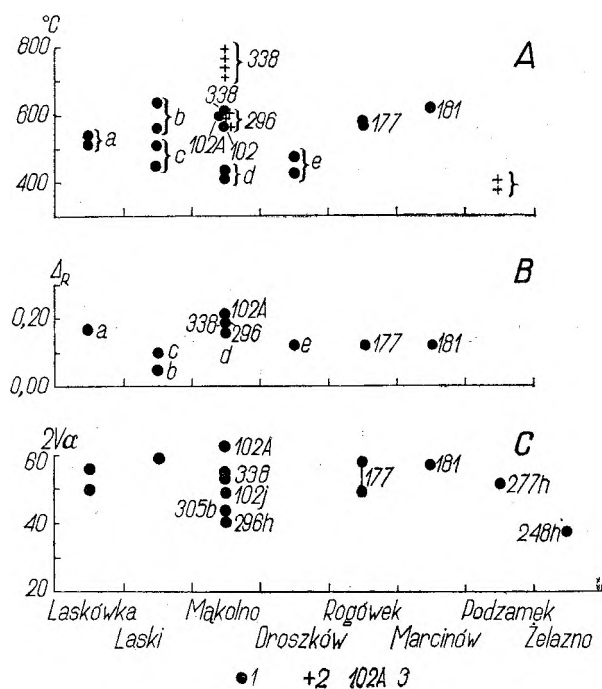


Fig. 35

Temperatury krystalizacji skaleni (A), trójskośność rentgenograficzna (B) i kąty osi optycznych (C) skaleni potasowych z granitoidów

1 - wyniki oznaczeń rentgenograficznych; 2 - wyniki oznaczeń chemicznych; 3 - numery odsłoneń i prób

Crystallization temperatures of feldspars (A), X-ray trilinearity (B) and optic axial angles (C) of potash feldspars from granitoids  
1 - X-ray determination results; 2 - chemical determination results; 3 - exposure and sample numbers

czwarta tabeli 21 podaje numery odsłoneń, umożliwiające dokładną lokalizację badanych skaleni. W rejonie Mąkolna temperatury krystalizacji skaleni zostały określone w czterech dość odległych od siebie punktach. Zawartości albitu w skaleniach potasowych określono metodami rentgenowskimi i chemicznymi, a w plagioklazach optycznymi bądź chemicznymi. W przypadku występowania plagioklazów o budowie pasowej temperatury krystalizacji podano oddzielnie dla każdego składu skalenia sodowo-wapniowego.

Zawartość albitu w skaleniach potasowych oznaczono metodą rentgenograficzną posługując się refleksami  $\bar{2}01$  skalenia i  $101$   $KBrO_3$ . Zdjęcia proszkowe skaleni potasowych wykonano na dyfraktometrze „Geigerflex” w zakresie kątów  $2\theta = 19-24^\circ$  z  $KBrO_3$  i  $2\theta = 19-33^\circ$  w obecności  $NaCl$  (10%) w następujących warunkach:  $Cu K\alpha$ , szczelina 0,2 mm, 35 kV, 10 mA, czynnik skali 8, stała czasu 4 sek. i szybkość  $1/2^\circ/1/1$ . Skalenie potasowe zostały uprzednio zhomogenizowane w wyniku prażenia na sucho utartych prób w temperaturze  $\pm 1050^\circ C$  w ciągu 48 godzin. Okres ten był wystarczający, aby przeprowadzić skalenie odmieszane w jednolitą fazę. Zhomogenizowany skałen potasowy zmieszano następnie z  $KBrO_3$  w stosunku 9:1 i poddano badaniom rentgenograficznym. Odczytana z dyfraktogramu różnica  $2\theta$  między  $\bar{2}01$  skalenia i  $101$   $KBrO_3$  pozwoliła określić zawartość ortoklazu (Or) w procentach cząsteczkowych z krzywej Orville’a (1967) dla szeregu mikroklon—albit niskotemperaturowy.

Z tabeli 21 wynika, że zawartość albitu oznaczona w skaleniach potasowych metodą rentgenograficzną waha się w granicach od 9,3 do 21,8% cząsteczkowych. Najuboższe w albit są skalenie potasowe z granitoidów Podzamek i monzonitu kwarcowego z Mąkolna. Najniższa jest również temperatura krystalizacji tych skaleni. Największe wartości temperatur uzyskano dla skaleni z Mąkolna w oparciu o oznaczenia chemiczne zawartości albitu w skaleniach sodowo-potasowych. Są one o  $180^\circ C$  wyższe od temperatur bazujących na wynikach rentgenograficznych. Jako znacznie odbiegające od pozostałych nie będą one uwzględniane w dalszych rozważaniach.

Najwyższe temperatury krystalizacji skaleni stwierdzono w granodiorytach Lasek ( $635^\circ C$ ) i monzodiorytach kwarcowych Marcinowa ( $615^\circ C$ ), najniższe w monzonicie kwarcowym z Mąkolna ( $410-430^\circ C$ ) i granitoidzie Podzamek ( $375-405^\circ C$ ), a pośrednie w granodiorytach Mąkolna ( $600^\circ C$ ), monzodiorytach kwarcowych Rogówek ( $570-580^\circ C$ ), w granitoidach Laskówki ( $510-540^\circ C$ ), Lasek ( $445-510^\circ C$ ) i Droszkowa ( $425-475^\circ C$ ). Temperatury krystalizacji zbadanych skaleni wahają się zatem w granicach od  $375$  do  $635^\circ C$ , przy czym najniższe wskazania



Temperatury krystalizacji skaleni z granitoidów kłodzko-żłostockich  
Crystallization temperatures of feldspars from the Kłodzko-Złoty Stok granitoids

Nr No.	Miejscowość Locality	Nazwa skały Rock name	Nr odsłonięcia Exposure No.	Zawartość Ab (% mol.) Ab content (mol. per cent)				$\bar{K}_T$		Temperatura (°C) Temperature (°C)	
				Skałen potasowy K-feldspar		Plagioklaz Plagioclase					
				Rentg. X-ray	Chem.	Chem.	Opt.	Rentg. X-ray	Chem.	Rentg. X-ray	Chem.
1	Laskówka	granitoid	—	16,0	—	58,9	—	0,27	—	540	—
2	Laskówka	granitoid	—	16,0	—	65,7	—	0,24	—	510	—
3	Laski	granodioryt granodiorite	—	21,8	—	58,4	—	0,37	—	635	—
4	Laski	granodioryt granodiorite	—	21,8	—	74,8	—	0,29	—	560	—
5	Laski	granodioryt granodiorite	—	12,5	—	53,1	—	0,24	—	510	—
6	Laski	granodioryt granodiorite	—	12,5	—	72,5	—	0,17	—	445	—
7	Mąkolno	monzonit kwarcowy quartz monzonite	—	9,3	—	58,6	—	0,16	—	430	—
8	Mąkolno	monzonit kwarcowy quartz monzonite	—	9,3	—	67,0	—	0,14	—	410	—
9	Mąkolno	tonalit tonalite	296	—	19,25	—	64	—	0,30	—	570
10	Mąkolno	tonalit tonalite	296	—	19,25	—	61	—	0,31	—	580
11	Mąkolno	tonalit tonalite	296	—	19,25	—	58	—	0,33	—	595
12	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338	—	28,68	—	64	—	0,45	—	710
13	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338	—	28,68	—	61	—	0,47	—	730
14	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338	—	28,68	—	58	—	0,49	—	747
15	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338	18,6	28,68	—	55	0,34	0,52	600	780
16	Mąkolno	granit granite	102A/70	17,9	—	—	60	0,30	—	570	—
17	Mąkolno	granit granite	102A/70	17,9	—	—	55	0,32	—	592	—
18	Droszków	granitoid	—	11,5	—	57,2	—	0,20	—	475	—
19	Droszków	granitoid	—	11,5	—	74,7	—	0,15	—	425	—
20	Rogówek	monzodioryt monzodiorite	177a	18,5	—	—	61	0,30	—	570	—
21	Rogówek	monzodioryt monzodiorite	177a	18,5	—	—	58	0,32	—	580	—
22	Marcinów	monzodioryt monzodiorite	181	21,6	—	—	61	0,35	—	615	—
23	Podzamek	granitoid	255	—	8,25	—	72	0,11	—	—	375
24	Podzamek	granitoid	255	—	8,25	—	60	0,14	—	—	405

Nr 1–8, 18, 19 wg Borkowskiej (1972).

Nos 1–8, 18, 19 from Borkowska (1972).

uzyskano dla skaleni z granitoidów Podzamka, tworzących tam drobne apofizy w skałach krzemianowo-kalcytowych.

Zbadano również zależność między temperaturą krystalizacji skaleni potasowych a ich stanem strukturalnym. Skalenie wysokotemperaturowe mają bowiem struktury nieuporządkowane, niskotemperaturowe — uporządkowane, a skalenie powstałe w pośrednich temperaturach charakteryzują się strukturami częściowo uporządkowanymi, O symetrii skaleni potasowych i stopniu uporządkowania odmian trójskośnych można wnosić na podstawie badań rentgenograficznych. Jednoskośne skalenie potasowe od trójskośnych można odróżnić na podstawie położenia pary refleksów (131) i ( $\bar{1}\bar{3}1$ ). Różnica w położeniu pików (131) i ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) na dyfraktogramie może być użyta jako miara trójskości i stopnia uporządkowania. Goldsmith i Laves (1954) podali następującą zależność między stopniem trójskości ( $\Delta$ ) a położeniem refleksów (131) i ( $\bar{1}\bar{3}1$ ):

$$\Delta = 12,5[d(131) - d(\bar{1}\bar{3}1)].$$

Skalenie całkowicie uporządkowane mają  $\Delta = 1$ , a nieuporządkowane  $\Delta = 0$ . Mikroklin o maksymalnej trójskości wykazuje  $\Delta = 1$ , w jednoskośnym skaleniu potasowym  $\Delta = 0$ .

Trójskość rentgenograficzna ( $\Delta_R$ ) skaleni potasowych z granitoidów kłodzko-złotostockich waha się w granicach od 0,05 do 0,21 (tab. 22). Na dyfraktogramach refleksy (131) i ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) pokrywały się całkowicie i obserwowano zamiast dwóch oddzielnych jeden pik mniej lub więcej poszerzony. Wobec powyższego trójskość skaleni potasowych oznaczono metodą Sabatiera (1963). Z dyfraktogramu odczytano szerokości pojedynczego refleksu (200) NaCl o kącie  $2\theta = 31,74^\circ$  oraz nałożonych na siebie refleksów (131) i ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) ba-

danych skaleni potasowych. Uzyskane w ten sposób parametry  $l$  i  $L$  pozwoliły odczytać wartość  $d/l$  z krzywej Sabatiera (1963) oraz obliczyć  $d$ . Znając  $d_0$  dla mikroklinu o maksymalnej trójskości  $d_0 = 0^\circ 82$  ( $2\theta$ ), można było określić trójskość rentgenograficzną ( $\Delta_R = d/d_0$ ).

Najniższą trójskość (fig. 35 część B) wykazują skalenie potasowe z Lasek, najwyższą z Mąkolna i Laskówki, a pośrednią — z Droszkowa, Rogówka i Marcinowa. W przypadku skaleni potasowych z Lasek zaznacza się wpływ temperatury krystalizacji na ich stan strukturalny. Im wyższa temperatura krystalizacji, tym niższy stopień trójskości. Skalenie z Marcinowa i Rogówka krystalizujące w temperaturach różniących się między sobą o  $40^\circ\text{C}$  mają  $\Delta_R = 0,12$ . Analogiczną trójskość wykazuje również skałen potasowy z Droszkowa, którego temperatura krystalizacji wynosi średnio  $450^\circ\text{C}$ . Jest ona około  $150^\circ\text{C}$  mniejsza od temperatury krystalizacji skaleni potasowych z Rogówka i Marcinowa. Trójskość skaleni potasowych z Mąkolna waha się od 0,16 do 0,21. Mniejszą trójskość mają tutaj skalenie o niższej temperaturze krystalizacji. Skalenie pochodzące z granodiorytów i tonalitów wykazują analogiczną trójskość ( $\Delta_R = 0,19$ ), pomimo znacznych różnic temperatur krystalizacji określonych w oparciu o oznaczenia chemiczne zawartości albitu w skałeniach potasowych. Najwyższy stopień trójskości znamieny jest dla skalenia potasowego z granitu (tab. 22, nr 7). Skała ta występuje w sąsiedztwie żyły mikrogranodiorytów o strukturze porfirowej. Zarówno w granitach jak i w mikrogranodiorytach obserwuje się albityzację plagioklastu zasobnego w anortyt.

Kąty osi optycznych w zbadanych skałeniach potasowych z granitoidów kłodzko-złotostockich

Tabela 22

Trójskość skaleni potasowych z granitoidów  
Triclinicity of potassium feldspars from the granitoids

Nr No.	Miejscowość Locality	Nr odsłonięcia Exposure No.	Trójskość Triclinicity
1.	Laskówka	—	0,17
2.	Laski	—	0,05
3.	Laski	—	0,10
4.	Mąkolno	—	0,16
5.	Mąkolno	296	0,19
6.	Mąkolno	338	0,19
7.	Mąkolno	102A/70	0,21
8.	Droszków	—	0,12
9.	Rogówek	177	0,12
10.	Marcinów	181	0,12

Nr 1—4 i 8 wg Borkowskiej (1972).

Nos 1—4 and 8 from Brokowska (1972).

wahają się w granicach od 37 do 62,5° ( $2V\alpha$ ). Oznaczenia kątów osi optycznych skaleni potasowych zostały wykonane w Pracowni Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego metodą konoskopową, w szlifach mikroskopowych normalnej grubości, na stoliku uniwersalnym „Russkije Samocwietny” przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Min 8 i obiektywu Leitz 30x.

Skalenie potasowe granitoidów kłodzko-złotostockich mieszczą się w polu struktur uporządkowanych klasyfikacyjnego wykresu Ansilewskiego (1961, str. 27). Natomiast na diagramie Lavesa—Viswanathana (1967) projektują się powyżej linii mikroklinu (fig. 36), co oznacza, że stanowią one formy nietrwale w odniesieniu do rozmieszczenia Al/Si. Mają struktury bardziej nieuporządkowane aniżeli trwały mikroklin i można je nazwać „sanidynowymi mikroklinami”.

Wyniki pomiarów  $2V\alpha$  skaleni potasowych zestawiono w tabeli 23 i na fig. 35 część C. Najniższe

wartości wykazują próby pobrane z monzonitów kwarcowych Żelazna (nr 9) oraz tonalitów (nr 3) i monzodiorytów kwarcowych (nr 4) Mąkolna, a najwyższe — z granodiorytów (nr 2) Lasek i granitów (nr 6) Mąkolna. Z figury nr 35 (część C, A) wynika,

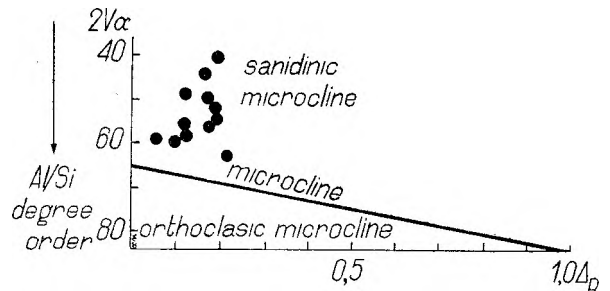


Fig. 36

Położenie punktów projekcyjnych skaleni potasowych z granitoidów na wykresie Lavesa—Viswanathana (1967)  
Position of potassium feldspars from granitoids on the Laves—Viswanathan diagram (1967)

Tabela 23

Kąty osi optycznych skaleni potasowych z granitoidów  
 $2V\alpha$  angles of the potassium feldspars from the granitoids

Nr No.	Miejscowość Locality	Nazwa skały Rock name	Nr odsłonięcia Exposure No.	$2V\alpha$
1	Laskówka	granodioryty granodiorites	13b, 14	50—56
2	Laski	granodioryt granodiorite	51A/70	59
3	Mąkolno	tonalit tonalite	296h	40,5
4	Mąkolno	monzodioryt monzodiorite	305b	44
5	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338A/70	53—54
6	Mąkolno	granit granite	102A/70	62,5
7	Mąkolno	mikrogranodioryt microgranodiorite	102j	49
8.	Rogówek	monzodioryt monzodiorite	177a/70	49—58
9	Żelazno	monzonit monzonite	248h	37
10	Marcinów	monzodioryt monzodiorite	181/70	57
11	Jaszkowa Górna	monzonit monzonite	140	51
12	Podzamek	monzonit monzonite	277h/71	51
13	Złoty Stok	aplit aplite	—	60

że nie ma konsekwentnej zależności między wielkością  $2Va$  a temperaturą krystalizacji skałeni. Skałenie krystalizujące bowiem w temperaturze około  $630^{\circ}\text{C}$  mają  $2Va = 59^{\circ}$ , czyli o  $18,5^{\circ}$  większy od tych, którym przypisuje się temperaturę powstania około  $600^{\circ}\text{C}$ . Podobny stan rzeczy stwierdzono w monzodiorytach kwarcowych z Marcinowa (fig. 15, odsł. 181). Wobec powyższego inaczej należy interpretować zróżnicowanie wartości  $2Va$  w skałeniach potasowych.

Przypuścimy, że temperatura krystalizacji była na tyle wysoka, aby powstały skałenie o strukturach z równomiernym rozmieszczeniem Al i małym kątem  $2Va$ . Później w miarę obniżania się temperatury następował wzrost uporządkowania, co pociągnęło za sobą zwiększanie się kąta  $2Va$ . Tam, gdzie spadek temperatury był stosunkowo szybki, zachowała się optyka wysokotemperaturowa. W partiach brzeźnych intruzji i w strefach obfitujących w ksenolity proces stygnięcia musiał być przyspieszony. Występowanie w tych partiach skałeni potasowych z małymi kątami osi optycznych jest przeto całkowicie uzasadnione. Skałenie potasowe stref brzeźnych masywu (tab. 23, nr 3 i 9) oraz partii silnie skontaminowanych (nr 4) mają małe  $2Va (= 37-44^{\circ})$ . Powolny proces stygnięcia umożliwiał dłuższe porządkowanie struktur, a więc powstanie skałeni z kątami osi optycznych od  $50$  do  $59^{\circ}$ . Kąty większe od  $59^{\circ}$  zaobserwowano w skałeniach potasowych granitów (nr 6) i aplitów ze Złotego Stoku (nr 13). Pierwsze z wymienionych wykazują zarazem największą trójskość ( $\Delta_R = 0,21$ ).

Temperatury krystalizacji biotytów z granitoidów i hornfelsów Jaskkowej Górnej określono na podstawie zawartości skandu w tych minerałach (Ingerson 1955). Oftedal (1943) zauważył, że ilość skandu w biotytach wzrasta w miarę przechodzenia od ubogich w  $\text{SiO}_2$  do bogatych w krzemionkę skał magmowych oraz do skał metamorficznych i pegmatytów. Innymi słowy można powiedzieć, że ilość Sc w biotytach wzrasta w miarę spadku temperatury krystalizacji. Obserwacje te nie zostały jednak poparte danymi doświadczalnymi. Ingerson (1955, str. 364) sporządził wykres, na podstawie wyników Oftedala, podający zależność między temperaturą krystalizacji biotytu i zawartością skandu w tym mineralu.

Zawartość skandu (Sc) w biotytach z granitoidów góry Starkawiec (443 m n.p.m.) waha się w przedziale od 13 do 18 ppm, a w biotycie z hornfelsu, stanowiącego wtrącenia w granitoidzie, wynosi 68 ppm. Temperatury krystalizacji odczytane z krzywej Ingersona wynoszą dla biotytów z granitoidów  $619-668^{\circ}\text{C}$ , a dla biotytu pochodzącego z hornfelsu  $538^{\circ}\text{C}$ . Mniejszą wartość temperatury krystalizacji biotytu skał granitowych uzyskano dla granitoidów skontaminowanych materiałem hornfelsowym. Zawartość Sc w biotycie

z granitoidu skontaminowanego jest tylko o 5 ppm wyższa od biotytu z granitu czystego, a ta pięć razy mniejsza niż w biotycie z hornfelsu. Wobec powyższego należy raczej wykluczyć możliwość migracji skandu (Sc) z hornfelsu do granitoidu.

Speczik (1971) określił temperatury krystalizacji biotytów z góry Starkawiec w oparciu o diagram Wonesa i Eugstera (1965), przedstawiający zależność między stosunkiem  $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$  i temperaturą oraz molową zawartością annitu w biotycie i temperaturą. Uzyskał on dla biotytów granitoidów temperatury krystalizacji  $620-660^{\circ}\text{C}$ , a dla biotytów z hornfelsu —  $550-600^{\circ}\text{C}$ .

Porównując wyniki uzyskane dwiema różnymi metodami, należy stwierdzić wysoką zgodność oznaczeń w przypadku temperatur krystalizacji biotytów pochodzących z granitoidów ( $619-668^{\circ}\text{C}$  metodą Ingersona,  $620-660^{\circ}\text{C}$  metodą Wonesa—Eugstera). Speczik otrzymał wyniki wyższe o  $12-62^{\circ}$  dla biotytu z hornfelsu. Sumując można powiedzieć, że założenia Ingersona okazały się słuszne, a podany przez niego wykres może z powodzeniem służyć do przybliżonego określania temperatur krystalizacji biotytów.

Z porównania temperatur krystalizacji skałeni i biotytów wynika, że dla tych ostatnich były one ogólnie biorąc wyższe. Zakres temperatur krystalizacji skałeni w granitoidach wynosi bowiem  $410-635^{\circ}\text{C}$ , a biotytów kształtuje się w przedziale od  $619$  do  $668^{\circ}\text{C}$ .

#### KĄTY OSI OPTYCZNYCH SKALENI POTASOWYCH ZE SKAŁ KONTAKTOWO PRZEOBRĄŻONYCH

Podczas badań mikroskopowych skał występujących w bliskim sąsiedztwie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego zwrócono uwagę na stosunkowo nieduży kąt osi optycznych skałeni potasowych. Powyższe spostrzeżenia skłoniły autora do podjęcia prac mających na celu dokonanie pomiarów  $2Va$ . Badaniami objęto skałenie potasowe różnych typów hornfelsów, stanowiących osłonę intruzji, jak również tworzących wtrącenia w granitoidach. W tabeli 24 zestawiono wyniki oznaczeń wykonanych metodą konoskopową w szlifach mikroskopowych normalnej grubości. W celu dokładniejszej lokalizacji zbadanych skałeni podano również miejscowości oraz numery odsłoneń, z których próby te pochodzą. Wykorzystano również wyniki oznaczeń Kowalskiego (1967), dotyczące skałeni potasowych ze skał okolic Złotego Stoku.

Kąty osi optycznych skałeni potasowych ze skał najbliższego otoczenia intruzji wahają się w granicach od  $39-72^{\circ}$  ( $2Va$ ). Skałenie potasowe skał najbardziej oddalonych od masywu mają bardzo podobny

Tabela 24

Kąty osi optycznych skaleni potasowych ze skał przeobrażonych kontaktowo  
 $2Va$  angles of the potassium feldspars from the contact metamorphic rocks

Nr No.	Miejscowość Locality	Nazwy skał Rock names	Nr odsłonięcia Exposure No.	$2Va$	Odległość od kontaktu (m) Distance from the contact
1	Złoty Stok	gnejsy Haniaka i Białej Góry Haniak and Biała Góra gneisses	—	65—70	—
2	Złoty Stok	blastomylonit blastomylonite	—	60	—
3	Złoty Stok	gnejs leptytowy Leptite gneiss	—	40	—
4	Mąkolno	hornfels	310a	72	200
5	Mąkolno	hornfels	310b	45	200
6	Mąkolno	hornfels	387	38—40	30
7	Chwalisław	hornfels	326	50	kra roof pendant
8	Chwalisław	hornfels	273A	47	enklawa enclosure
9	Chwalisław	hornfels	151b	56	enklawa enclosure
10	Droszków	hornfels	164a	41	0
11	Droszków	hornfels	164b	42	0
12	Droszków	hornfels	164c	50	0
13	Droszków	hornfels	164d	56	0
14	Skrzynka	hornfels	228	39	300?
15	Żelazno	hornfels	241	44	100
16	Żelazno	hornfels	245	40	250
17	Marcinów	hornfels	183	47	kra roof pendant
18	Jaszkowa	amfibolit	134a	44	enklawa enclosure
19	Jaszkówka	hornfels	192	42	kra roof pendant

Nr 1—3 wg Kowalskiego (1967).

Nos 1—3 from Kowalski (1967).

zakres zmienności ( $2Va = 40—70^\circ$ ). Na podkreślenie zasługuje jednak powszechność występowania skaleni o kątach osi optycznych od  $39$  do  $60^\circ$ . W okolicy Mąkolna pomiarów dokonano w skaleniach hornfelsów występujących w odległości około  $30$  i  $200$  m od kontaktu z granitoidem. W pierwszym przypadku uzyskano kąty mniejsze ( $2Va = 38—40^\circ$ ), a w drugim większe ( $2Va = 45$  i  $72^\circ$ ). Kowalski nie podał dokładniejszej lokalizacji badanych skaleni. Niemniej jednak można sądzić z przytoczonego szkicu geologicznego okolic Złotego Stoku, że gnejsy Haniaka występują najbliżej, leptytowe najdalej od intruzji,

a blastomylonity zajmują zaś pośrednie położenie. Takie rozmieszczenie wskazywałoby na zmniejszanie  $2Va$  w miarę oddalania się od masywu granitoidowego. Dane przytoczone przez Kowalskiego nie sugerują związku przyczynowego między ciepłem intruzji a  $2Va$  skaleni potasowych ze zbadanych gnejsów i blastomylonitów.

W Droszkowie przy samym kontakcie z granitoidami stwierdzono dość znaczne wahania w  $2Va$  skaleni potasowych ( $2Va = 41—56^\circ$ ). Kąty osi optycznych skaleni ze Skrzynki i Żelazna kształtują się w przedziale od  $39$  do  $44^\circ$ . Są one stosunkowo małe pomimo

dość znacznego oddalenia od brzegu intruzji (ok. 100–250 m). Niewielkie kąty osi optycznych wykazują również skalenie potasowe z hornfelsów budujących większe kry ( $2Va = 42–50^\circ$ ) lub drobne enklawy ( $2Va = 44–56^\circ$ ).

Skalenie potasowe hornfelsów, stanowiących różnej wielkości wtrącenia w obrębie granitoidów, rozwinęły się niewątpliwie w warunkach podwyższonych temperatur. Temperatury te, w przypadku drobnych enklaw zatopionych w magmie granitoidowej, były zbliżone do temperatur krystalizującej magmy i wynosiły około 600–700°C. Rekrystalizacja skał osłony odbywała się również przy temperaturach około 600°C. Wysokie temperatury utrzymywały się w rekrystalizujących skałach przez wiele tysięcy lat, tak że musiały one wyrzucić swe piętno na charakter budujących je skaleni. W wyniku reakcji metamorficznych powstawały w pewnych warunkach nowe skalenie potasowe, a pierwotny materiał skaleniowy ulegał rekrystalizacji. Nowotwory skaleniowe tworzyły się w wyniku reakcji łyżczyków z kwarcem. Za przekształceniem części dawnych skaleni, połączonym ze zmianą własności optycznych, przemawia sporadyczna obecność skaleni potasowych z dużymi kątami osi optycznych ( $2Va = 70–72^\circ$ ).

Kąty osi optycznych skaleni potasowych ze skał otaczających masyw kłodzko-złotostocki nie były dotychczas przedmiotem zainteresowania. Pewne światło na pierwotne własności optyczne skaleni alkalicznych skał osłony metamorficznej masywu granitoidowego, należącej do metamorfiku Łądko i Śnieżnika Kłodzkiego, mogą rzucić badania Ansilewskiego (1973). W kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Żółtych zbadał on własności optyczne skaleni potasowych. Kąty  $2Va$  skaleni potasowych gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich wahają się w granicach od 55 do 79°, a granulitów od 35 do 77°. Obszar występowania skał zbadanych przez Ansilewskiego występuje jednak w znacznym oddaleniu od masywu kłodzko-złotostockiego. Warunki temperaturowe powstawania kompleksów gnejsowego i granulitowego mogły zatem znacznie odbiegać od panujących w tym samym czasie w rejonie Żółtego Stoku. Gdyby jednak były one zbliżone, to w rejonie Żółtego Stoku należałoby oczekiwać kątów  $2Va$  skaleni potasowych typowych dla kompleksu gnejsowego Gór Białskich. Przy takim założeniu powstanie w skałach aureoli kontaktowej masywu kłodzko-złotostockiego kątów  $2Va$  rzędu 40° mogło być spowodowane termicznym oddziaływaniem intruzji.

Steiger i Hart (1967) zaobserwowali przechodzenie mikroklinu ( $2Va = 80^\circ$  i trójskośności  $\Delta_R = 0,84–0,93$ ) w ortoklaz ( $2Va = 50–66^\circ$ ) w aureoli kontaktowej trzeciorzędowej intruzji monzonitów kwarco-

wych koło Eldory (Kolorado). Pertyty mikroklinowe prekambryjskich pegmatytów zostały przekształcone w ortoklasy trwale w wyższych temperaturach. Przekształcenie mikroklinu w ortoklaz miało tam miejsce w temperaturach poniżej 400°C. Bezpośrednio do intruzji przylega tam zmiennej grubości (60–870 m) strefa ortoklazowa z dominującym ortoklazem o  $2Va < 66^\circ$ . W strefie przejściowej (90–600 m) oprócz przeważającego mikroklinu występuje ortoklaz w ilości większej niż 10%.  $2Va$  skaleni potasowych waha się od typowych dla mikroklinu kątów  $2Va > 70^\circ$  do charakterystycznych dla ortoklazu kątów  $2Va < 66^\circ$ . Na ogół nie obserwuje się konsekwentnej zmienności kąta osi optycznych w miarę oddalania się od kontaktu. Temperatura inwersji mikroklin–ortoklaz określona przez Steigera–Harta (1967) jest co najmniej o 50° mniejsza od temperatur uzyskanych w warunkach laboratoryjnych. Długotrwałe (720 godzin) ogrzewanie na sucho mikroklinu w temperaturze 1050°C powoduje jego przekształcenie w odmianę jednoskośną (Goldsmith, Laves 1954 a). Natomiast w wyniku ogrzewania mikroklinu w obecności pary wodnej ( $P_{H_2O} = 551$  barów, temperatura 525°C) sanidyn powstaje już po 24 godzinach. Mikroklin z Madagaskaru ogrzewany (700°C) przez 500 godzin w obecności pary wodnej ( $P_{H_2O} = 551$  barów) zostaje przekształcony w 85% w sanidyn. Zupełna sanidyzacja tego mikroklinu następuje w temperaturze 800°C po 120 godzinach. Te ostatnie przekształcenia polegają zdaniem Goldsmitha i Lavesa na przejściu układu mikroklin + woda w układ: sanidyn + woda. W doświadczeniach tych mikroklin ulegał rozpuszczeniu, a na jego miejsce wytrącał się sanidyn. Tomisaka (1962) uzyskał na drodze wymiany jonowej  $Na \rightarrow K$  jednoskośny skał potasowy z albitu niskotemperaturowego (temperatura 400°C,  $P_{H_2O} = 350$  barów). Stwierdził on poza tym, że mikroklin o trójskośności  $\Delta = 0,910$  jest fazą trwałą przy temperaturze 450°C i ciśnieniu 1,5 kb. Wzrost temperatury o 10°C powoduje już powolne malenie stopnia trójskośności. Doświadczenia Tomisaki były przekształceniami fazowymi w stanie stałym przy katalitycznym działaniu wody pod wysokim ciśnieniem.

Opierając się na obserwacjach Steigera–Harta (1967) i danych doświadczalnych Tomisaki (1962) należałoby spodziewać się jednoskośnych skaleni potasowych w skałach powstałych przy temperaturach rzędu 600°C i ciśnieniu 1,5 kb. Nie przeprowadzono badań mających na celu określenie symetrii skaleni potasowych ze skał przeobrażonych kontaktowo przez intruzję kłodzko-złotostocką. Niemniej jednak o ich stanie strukturalnym można sądzić na podstawie kątów  $2Va$ . Duży zakres zmienności kątów osi optycznych ( $2Va = 39–72^\circ$ ) wskazuje na dużą zmien-

ność stopnia równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w strukturze skaleni. Skalenie potasowe o wysokim stopniu uporządkowania Si/Al są rzadkie i stanowią przypuszczalnie relikty strukturalne niezmodyfikowane przez intruzję. Wyraźnie niższy stopień uporządkowania Al/Si znamionuje skalenie powstałe w warunkach termicznego oddziaływania intruzji. Stopień równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al jest w nich znacznie wyższy i wykazuje uchwytną zmienność wyrażoną zakresem zmienności kąta ( $2V/2Va = 39-56^\circ$ ). Skalenie potasowe powstałe w wyniku termicznego oddziaływania intruzji można by nazwać (stosując terminologię Lavesa—Viswanathana 1967) sanidynowymi mikroklinami lub — w przypadku symetrii jednoskośnej — sanidynowymi ortoklazami.

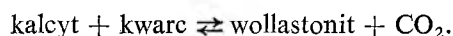
## METAMORFIZM KONTAKTOWY

### TEMPERATURY KONTAKTOWO-METAMORFICZNYCH PRZEOBRAŻEŃ W OSŁONIE

Wokół kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego występują kontaktowo przeobrażone skały osadowe oraz zrekrytalizowane pod wpływem intruzji łupki krystaliczne. Pierwsze z wymienionych zaliczane były przez geologów niemieckich do syluru i dolnego karbonu, a drugie do kambriu i algonku. Natomiast Oberc (1957) wśród pierwszych wyróżnił, oprócz utworów gotlandzkich i dolnokarbońskich, jeszcze skały dolnodewońskie. Skały krzemianowo-kalcytowe z Podzamka uznał zaś za kontaktowo przeobrażony wapień węglowy. Łupki alunowe i lidyty (gotland) zostały przeobrażone w łupki chistolitowe, łupki ilaste (dolny dewon i dolny karbon) w łupki plamiste i hornfelsy, a piaskowce (głównie dolny karbon) w innego rodzaju skały kontaktowo-metamorficzne. Hornfelsy kordierytowe i skały krzemianowo-kalcytowe okolic Jaskółki i Podzamka, hornfelsy hornblendowo-biotytowe Lasek, kontaktowo przeobrażone keratofiry, łupki mikowe i skały amfibolowe badacze niemieccy zaliczali do nie rozdzielonej serii starszy paleozoik—algonk.

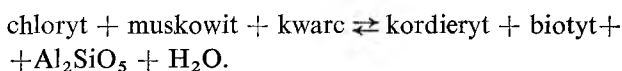
W górach Bardzkich wpływ termicznego oddziaływania intruzji zaznaczył się według geologów niemieckich w odległości 2—3 km od kontaktu. Zdaniem Oberca (1972) szerokość pola kontaktowego osiąga nawet 4 km. Według Wojciechowskiej (1973) aureola przejawów termicznego oddziaływania intruzji dochodzi do 500 m miąższości. Z badań przedstawionych w niniejszej pracy wynika, że wpływ termiczny intruzji zaznaczył się w Górach Bardzkich w odległości do 2200 m od kontaktu. Najwyższe temperatury zarejestrowano w okolicach Podzamka w odległości

25—125 m od brzegu intruzji. Wynoszą one około  $650^\circ\text{C}$ . Temperaturę tę określono w oparciu o występowanie wollastonitu w skałach krzemianowo-kalcytowych, stanowiących w Podzamku bezpośrednią osłonę intruzji. Winkler (1967) określa temperaturę powstania wollastonitu w aureolach kontaktowych położonych na średnich głębokościach (2 km,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ ) na  $650-670^\circ\text{C}$ . Wollastonitu nie spotkano jeszcze w skałach powstałych w temperaturach rzędu  $400-500^\circ\text{C}$ , nawet w warunkach płytkiego metamorfizmu kontaktowego, gdzie panują ciśnienia o wartości kilkuset barów. Wollastonit w skałach krzemianowo-kalcytowych Podzamka powstał w wyniku reakcji:



Temperatury przebiegu tej reakcji są zależne od ciśnienia i zawartości  $\text{CO}_2$  w fazie gazowej.

W odległości do 600 m od intruzji stwierdzono temperatury wyższe od  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  przy ciśnieniu  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ . Za powyższym przemawia fakt dość powszechnego występowania hornfelsów zawierających w swym składzie kordieryt, biotyt i andaluzyt. Minerale te powstały przypuszczalnie w wyniku reakcji:



Reakcja ta zachodzi według Hirschberga (Winkler 1967) w temperaturach:

$$510 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 \text{ kb},$$

$$515 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb},$$

$$525 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}.$$

W hornfelsach andaluzytowo-biotytowo-kordierytowych występuje często kwarce, a muskowit pojawia się tylko sporadycznie i to w niewielkich ilościach. Powyższe obserwacje petrograficzne, przy zupełnym braku pierwotnego chlorytu, wskazują na to, że skały podlegające przemianom kontaktowo-metamorficznym zawierały wystarczającą ilość muskowitu i kwarcu, aby chloryt zniknął całkowicie. Tak więc kordieryt, biotyt i andaluzyt z pozostałą ilością kwarcu i niekiedy również muskowitu tworzą nowy zespół mineralny trwały w warunkach metamorfizmu kontaktowego.

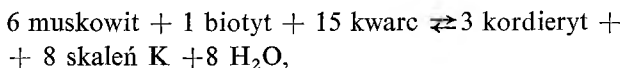
W odległości od 600—2200 m od kontaktu nie spotyka się już kordierytu i andaluzytu, co świadczy o tym, że temperatury w tej strefie były niższe od  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  przy ciśnieniu  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ . Jedynym nowotworem mineralnym, powstałym w wyniku termicznego oddziaływania intruzji, jest w tej strefie brunatny biotyt. Według Turnera (1968, str. 118) biotyt powstaje w temperaturze  $300-400^\circ\text{C}$  przy ciśnieniu kilku kilobarów. Przypuszczalnie temperatura ta bliska jest



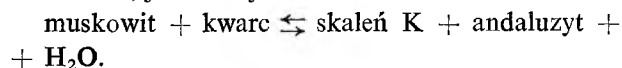
400°C przy ciśnieniu 1,5 kb (Turner 1968, str. 359). Z powyższego wynika, że temperatury w odległości od 600–2200 m wahały się od 515–400°C.

Szerokość strefy kontaktowego oddziaływania masywu granitoidowego wynosi w Górach Żłoty, według mapy geologicznej 1:25 000 arkusz Żłoty Stok (Reichenstein), od 250–1000 m. Petrograficzne badania Kuńskiej (1971) wykazały jednak, że strefa ta jest znacznie szersza. Andaluzyt i syllimanit w stowarzyszeniu z biotytym i skałeniem potasowym występują bowiem w gnejsach leptytowych i blastomylonitach położonych w odległości od 1425–2150 m od kontaktu. Minerale te pojawiają się również w tak zwanych gnejsach strefy kontaktowej, odsłoniętych w odległości 500–625 m od skraju intruzji.

W Górach Żłoty zaznaczają się zasadniczo dwie strefy temperaturowe. Pierwszą strefę bezpośrednio przylegającą do intruzji charakteryzują temperatury około 615°C. W drugiej strefie natomiast temperatury są większe od 650°C. Temperatury około 600°C stwierdzono w bezpośrednim sąsiedztwie z intruzją i w odległości 550 m od kontaktu. Strefa temperatur większych od 650°C zaznacza się w oddaleniu od 500–2150 m od brzegu intruzji. W strefie bezpośrednio przylegającej do intruzji temperaturę wyznaczono na podstawie asocjacji kordieryt + skałeni potasowy + biotyt, która znamienna jest dla hornfelsów kordierytowych. W hornfelsach tych pospolitym składnikiem jest zawsze kwarc. Muskowit natomiast pojawia się sporadycznie i to w śladowych ilościach. Stanowi on najprawdopodobniej resztki niestrawione w reakcjach kontaktowo-metamorficznych. Muskowit, kwarc i biotyt pierwotnych skał wskutek podwyższania się temperatury otoczenia reagowały ze sobą, dając w efekcie nowy zespół mineralny trwały w zaistniałych warunkach. Przebudowa składu mineralnego dokonywała się najprawdopodobniej zgodnie z reakcją:



która według Winklera (1967) przebiega w podobnych warunkach, jak reakcja



Dla tej ostatniej znamienne są następujące warunki (Winkler 1967, str. 74):

$$580 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 \text{ kb},$$

$$600 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb},$$

$$630 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb},$$

$$690 \pm 10^\circ\text{C} \text{ przy } P_{\text{H}_2\text{O}} = 4 \text{ kb}.$$

Ciśnienie w tym czasie było przypuszczalnie mniejsze od 2, a większe od 1 kb. Temperaturę powstania para-

genezy skałeni K + kordieryt można zatem przyjąć za około 615°C. Nowopowstały kordieryt i skałeni potasowy łącznie z pozostałą częścią biotyty, kwarcu i niekiedy również plagioklastu tworzą pospolity w tej strefie zespół mineralny.

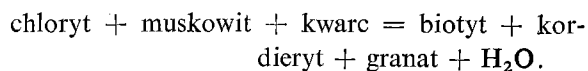
W zewnętrznej strefie temperaturowej dość pospolitymi minerałami są andaluzyt i syllimanit, które często występują w towarzystwie skałeni potasowych i biotyty. Niekiedy pojawia się dodatkowo kordieryt. Syllimanit według Althausa (1967) powstaje przy:

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb w temperaturze } 650^\circ\text{C},$$

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb w temperaturze } 662^\circ\text{C}.$$

Przyjmując jak poprzednio ciśnienie pośrednie między 1–2 kb, można ustalić temperaturę powstania syllimanitu na 656°C.

W Górach Żłoty okolic Żelazna występują hornfelsy granatowo-kordierytowe, w których biotyt odgrywa dość istotną rolę ilościową. W skałach tych pojawia się dodatkowo syllimanit. Według Hessa (1969) zespół mineralny biotyt + kordieryt + granat powstaje przy ciśnieniach niższych od 2,7 kb w temperaturach od około 510°C do 550°C. Średnia temperatura tworzenia się tego zespołu wynosi około 525°C. Powstaje on zgodnie z reakcją:

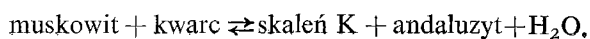


Obecność syllimanitu wskazywałaby jednak na wyższe temperatury, tj. około 656°C przy ciśnieniu 1,5 kb. W przypadku hornfelsów granatowo-kordierytowych z syllimanitem uzyskano wskazania temperatur powstania minerałów różniące się o 131°C. Temperatury 525°C (656°C) stwierdzono przy samym kontakcie z granitoidem i w odległości 850 m od brzegu intruzji.

Występowanie hornfelsów wollastonitowych w Jaskowej Dolnej w odległości 600 m od kontaktu wskazuje na temperatury 550–600°C przy ciśnieniu 1,5 kb i składzie fazy gazowej  $X_{\text{CO}_2} = 0,13$  i 0,25 (Winkler 1967, str. 35). Niska zawartość CO<sub>2</sub> w fazie gazowej w czasie metamorfizmu była wywołana niedostatkami węgla wapnia w skałach ulegających przeobrażeniu. CO<sub>2</sub> uwolniony w reakcji wollastonitowej uległ dość silnemu rozcieńczeniu.

#### CIŚNIENIE PANUJĄCE W CZASIE METAMORFIZMU KONTAKTOWEGO

O ciśnieniach panujących w czasie metamorfizmu kontaktowego można wnosić na podstawie występowania andaluzytu, powstałego w wyniku reakcji muskowitu z kwarcem:



Według Winklera (1967, str. 73) ciśnienie musiało być wtedy mniejsze niż 2,5 kb. Za powyższym przemawia przecinanie się granicy syllimanit—andaluzyt (wg Althausa 1967) z linią graniczną reakcji: muskowit + kwarc  $\rightleftharpoons$  skałen K + andaluzyt + H<sub>2</sub>O przy ciśnieniu 2,5 kb. Można zatem przyjąć, że ciśnienie w czasie metamorfizmu kontaktowego formacji skalnych Gór Bardzkich było mniejsze od 2,5 kb. Podobne ciśnienia panowały przypuszczalnie również po stronie wypukłej masywu granitoidowego. Przemawia za tym występowanie andaluzytu ze skałenem potasowym oraz powszechny brak muskowitu, którego kosztem (plus kwarc) powstały najprawdopodobniej pierwsze dwa minerały. W ten sposób można ustalić górną granicę ciśnienia w osłonie kontaktowo-metamorficznej masywu granitoidowego na 2,5 kb. W skałach aureoli kontaktowej nie stwierdzono obecności staurolitu z uwagi na stosunkowo niskie ciśnienia. Według Hessa (1969 str. 197) staurolit jest trwały tylko przy ciśnieniach większych od 1,5 kb. Sumując można powiedzieć, że ciśnienia w aureoli kontaktowej masywu kłodzko-złotostockiego kształtowały się około 1,5 kb.

#### GŁĘBOKOŚĆ INTRUZJI

O głębokości, na której dokonała się intruzja można wnosić pośrednio na podstawie ustalonego ciśnienia fazy gazowej, które w omawianym przypadku wynosiło około 1,5 kb. Winkler (1967) przyjmuje dla płytkich intruzji, położonych na głębokości 2 km, ciśnienie 0,5 kb. Na większych głębokościach ciśnienia są odpowiednio większe i tak przy głębokości 4 km wynoszą one 1 kb, a przy 7–8 km osiągają wartość 2 kb. Ciśnienia rzędu 1,5 kb panują na głębokości 5–6 km. Stąd można przyjąć, że intruzja magmy granitoidowej miała miejsce na głębokości około 5 km. Przyjmując normalny gradient geotermiczny za równy 30°C/km i wzrost temperatury z głębokością należy przypuszczać, że w momencie intruzji temperatura intrudowanych skał wynosiła przypuszczalnie 120–150°C.

#### TEMPERATURY PRZEOBRAZEŃ KONTAKTOWO-METAMORFICZNYCH W OSTAŃCACH STROPOWYCH I DROBNYCH ENKLAWACH

Znacznie wyższe temperatury stwierdzono w ostańcach stropowych intruzji oraz w drobnych enklawach o charakterze ksenolitów. Wśród pierwszych spotyka się niekiedy hornfelsy hiperstenowo-kordierytowe, a w drugich hornfelsy hiperstenowe. W wymienionych skałach występują poza tym biotyt, plagioklaz o składzie andezynu (32–45% An) lub labradoru (ok. 61% An) i kwarc. Z przeprowadzonych dotychczas

doświadczeń wynika, że piroksen rombowy może powstawać w warunkach laboratoryjnych w wyniku reakcji żelazonośnego antofyllitu lub gedrytu z kwarcem. Akella i Winkler (1966) stwierdzili doświadczalnie, że w wyniku reakcji chlorytu magnezowo-żelazawo-glinowego z kwarcem tworzy się najpierw gedryt, kordieryt i woda, a później powstały gedryt reagując z kwarcem daje nowy zespół mineralny złożony z hiperstenu i kordierytu. Pierwsza reakcja zachodzi w temperaturze  $548 \pm 12^\circ\text{C}$  przy ciśnieniu  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  kb, a druga w temperaturze  $704 \pm 14^\circ\text{C}$  przy takim samym ciśnieniu. Badania te przeprowadzono przy stosunku atomowym  $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} / \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg} \approx 0,44$ .

Obserwacje petrograficzne poczynione w sąsiedztwie masywu granitoidowego sugerują taką możliwość powstawania paragenezy kordieryt—hipersten w skałach budujących ostańce stropowe intruzji. Z zamieszczonego przez Akellego i Winklera wykresu wynika, że temperatura powstania paragenezy kordieryt—hipersten wynosi  $727^\circ\text{C}$  przy  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5$  kb. W takich warunkach temperaturowych powstawały przypuszczalnie hornfelsy hiperstenowo-kordierytowe ostańców stropowych. Temperatury powstawania hornfelsów piroksenowych, budujących drobne enklawy, były prawdopodobnie zbliżone lub nawet jeszcze większe.

Występowanie hornfelsów syllimanitowo-korundowych i andaluzytowo-syllimanitowo-kordierytowych wskazują na wyraźnie niższe temperatury tworzenia się tych skał. Obecność korundu w skałach bogatych w łuszczyki i ścisły jego związek z muskowitem sugeruje możliwość powstania korundu kosztem muskowitu. Według Evansa (1965) muskowit rozkłada się na skałen potasowy, korund i wodę stosownie do reakcji:  $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \rightleftharpoons \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ , przy czym temperatura rozkładu naturalnych muskowitów jest niższa o 30–50°C od temperatury rozkładu muskowitów czystych. Wspomniana reakcja przebiega w następujących warunkach:

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb, temperatura } \approx 680^\circ\text{C,}$$

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \text{ kb, temperatura } \approx 660^\circ\text{C,}$$

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb, temperatura } \approx 636^\circ\text{C,}$$

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 \text{ kb, temperatura } \approx 598^\circ\text{C.}$$

Przyjmując, że ciśnienia w krystalizującej magmie i osłonie były zbliżone należy sądzić, iż temperatura tworzenia się korundu wynosiła około 660°C. Na podobne temperatury wskazuje też obecność syllimanitu. Ten ostatni powstaje przy ciśnieniu  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5$  kb w temperaturze 662°C (Althaus 1967). Tego rzędu temperatury oddziaływały na enklawy Mąkolna (fig. 8, odsł. 119) i Podzamka (fig. 18, odsł. 192). Pierwsza z wymienionych enklaw występuje w granitoidzie

w odległości 625 m od kontaktu. Hornfels syllimanitowo-korundowy stanowi drobne wtrącenie w enklawie o charakterze hornfelsu granatowo-kordierytowego.

#### PODSUMOWANIE ZAGADNIENIA ROZMIESZCZENIA TEMPERATUR W OSŁONIE GRANITOIDÓW

Sumując to wszystko co zostało powiedziane na temat rozkładu temperatur wokół masywu granitoidowego Kłodzko—Złoty Stok w obrębie aureoli kontaktowej można wyróżnić dwie strefy: wewnętrzną i zewnętrzną. Pierwszą z wymienionych, bezpośrednio przylegającą do intruzji, znamionują w Górach Bardzkich i metamorfiku kłodzkim temperatury większe od  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  i mniejsze od  $650^\circ\text{C}$ . Strefa ta rozciąga się od brzegu intruzji do odległości około 600 m od tej linii odniesienia. Temperatury wyższe od  $600^\circ\text{C}$  zostały stwierdzone w bliskim sąsiedztwie kontaktu. Druga strefa temperatur rzędu  $515\text{--}400^\circ\text{C}$  zaznacza się w odległości 600—2200 m od masywu granitoidowego. W kontakcie z metamorfikiem kłodzkim (Jaskowa Dolna) temperatury  $550\text{--}600^\circ\text{C}$  zanotowano w odległości 600 m od intruzji. Pierwsza strefa aureoli kontaktowej w Górach Bardzkich i metamorfiku kłodzkim obejmowałaby skały wykształcone głównie w facji hornblendowo-hornfelsowej i częściowo facji skaleniowo-kordierytowo-hornfelsowej w ujęciu Winklera (1967). Druga strefa odpowiada warunkom facji albitowo-epidotowo-hornfelsowej.

Inaczej przedstawia się sytuacja w Górach Żółtych, gdzie w rejonie Żłotego Stoku wyróżniono również dwie strefy, ale o temperaturach wyższych od  $600^\circ\text{C}$ . Strefę bezpośrednio przylegającą do intruzji, a rozciągającą się do odległości 550 m od kontaktu, charakteryzują temperatury około  $615^\circ\text{C}$ . W strefie zewnętrznej, zaznaczającej się w odległości od 500 do 2150 m od intruzji, temperatury kształtują się około  $656^\circ\text{C}$ . Tutaj wyższe temperatury stwierdzono w większym oddaleniu od masywu granitoidowego. Mniej jasny obraz rozkładu temperatur uzyskano w rejonie Żelazna, gdzie w bezpośrednim sąsiedztwie granitoidu i w odległości 850 m od niego otrzymano wskazania temperatur różniące się o  $131^\circ\text{C}$  ( $525^\circ\text{C}$  i  $656^\circ\text{C}$ ).

#### TERMIKA METAMORFIZMU KONTAKTOWEGO

W metamorfizmie kontaktowym istotnym motorem dokonujących się przemian w skałach osłony jest temperatura, która zależy od rodzaju intrudującej magmy, rozmiarów i kształtów intruzji, temperatury początkowej skał osłony i ich porowatości oraz własności fizycznych skał uczestniczących w procesach tego metamorfizmu.

Temperatura magm, w zależności od składu che-

micznego, waha się w granicach od  $700$  do  $1300^\circ\text{C}$ . Najwyższe temperatury wykazują magmy ultrazasadowe, najniższe — granitowe. Według Loveringa (1955) temperatury magm bazaltowych w warunkach powierzchniowych Ziemi wynoszą od  $1050$  do  $1200^\circ\text{C}$ . Temperatura intrudujących magm dacytowych z licznymi intratellurycznymi kryształami kształtuje się w granicach  $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ . Tego samego rzędu jest przypuszczalnie temperatura magm ryolitowych z licznymi wykrystalizowanymi minerałami. Winkler (1967) przyjmuje dla magm tworzących intruzje granitowe temperatury  $700\text{--}800^\circ\text{C}$ , dla syenitowych — około  $900^\circ\text{C}$  i dla gabrowych — około  $1200^\circ\text{C}$ .

Rozmiary intruzji mają najważniejszy wpływ na rozkład temperatur w aureoli kontaktowej i na okres oddziaływania maksymalnych temperatur w osłonie. Powyższe najlepiej ilustruje wykres (fig. 37) sporządzo-

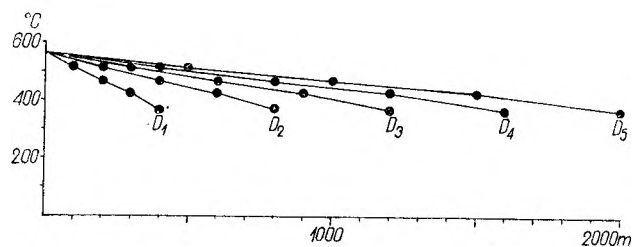


Fig. 37

Rozkład maksymalnych temperatur w aureoli kontaktowej w zależności od grubości intruzji (wykres sporządzono w oparciu o dane Jaegera 1957)

$D$  — grubość intruzji;  $D_1$  — 1000 m;  $D_2$  — 2000 m;  $D_3$  — 3000 m;  $D_4$  — 4000 m;  $D_5$  — 5000 m

Distribution of nearly maximum temperatures in the contact aureole according to the size of intrusive body (diagram is based on Jaeger values 1957)

$D$  — thickness of intrusion;  $D_1$  — 1000 m;  $D_2$  — 2000 m;  $D_3$  — 3000 m;  $D_4$  — 4000 m;  $D_5$  — 5000 m

ny na podstawie diagramu Jaegera (1957, str. 311). Podaje on rozmieszczenie blisko maksymalnych temperatur w aureoli kontaktowej w zależności od grubości intruzji. Zagadnienie to zostało rozpatrzone na przykładzie batolitu południowej Kalifornii opracowanego pod tym kątem już przez Larsena (1945). Podstawą obliczeń były następujące wielkości:  $T_2 - T_1 = 700 - 500^\circ\text{C}$ ,  $L = 80$  kal/g,  $K_1 = K_2 = 0,005$  kal/cm. sek. stop,  $c_1 = c_2 = 0,28$  kal/g. stop,  $d_1 = d_2 = 2,7$  g/cm<sup>3</sup>,  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$ ,  $T_c = 434^\circ\text{C}$ ,  $T_{c_1} = 584^\circ\text{C}$ .

Jaeger i piszący te słowa stosują następujące oznaczenia:

$L$  — utajone ciepło topnienia,  $c_2$  — ciepło właściwe ciekłej magmy,  $c_1$  — całkowite ciepło właściwe ciekłej magmy,  $d_2$  — gęstość ciekłej magmy,  $K_2$  — przewodność cieplna ciekłej magmy,  $k_2$  — współczynnik dyfuzji ciekłej magmy,  $d_1$  — gęstość zakrzepłej magmy i skał osłony,  $K_1$  — przewodność cieplna zakrzepłej

magmy i skał osłony,  $k_1$  — współczynnik dyfuzji zakrzepłej magmy i skał osłony,  $T_2 - T_1$  — interwał krzepnięcia magmy,  $T_c$  — temperatura bezpośredniego kontaktu przy temperaturze skał osłony  $T_{os} = 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{c_1}$  — temperatura bezpośredniego kontaktu przy temperaturze skał osłony  $T_{os} = 150^\circ\text{C}$ ,  $T_{os}$  — temperatura skał osłony.

Czas, w ciągu którego w skałach osłony utrzymują się prawie maksymalne temperatury jest proporcjonalny do kwadratu grubości intruzji  $t = 0,01 D^2$  (Winkler 1967). Dla intruzji o grubości 1000 m wynosi on 10 000 lat:

gdy  $D = 2000$  m, to  $t = 40\,000$  lat,

gdy  $D = 3000$  m, to  $t = 90\,000$  lat,

gdy  $D = 4000$  m, to  $t = 160\,000$  lat,

gdy  $D = 5000$  m, to  $t = 250\,000$  lat.

Z powyższego wynika, że w aureolach kontaktowych intruzji o grubości rzędu kilku tysięcy metrów wysokie temperatury utrzymują się przez znaczny okres czasu, pozwalający na powstanie nowych minerałów i ustalenie równowagi między występującymi składnikami. O szybkości tworzenia się minerałów krzemianowych, w wyniku reakcji w stanie stałym i efektywności tych procesów możemy wnosić na podstawie danych eksperymentalnych. Reverdatto, Sharapov i Melamed (1970) podają, że w ciągu 1 godziny w wyniku reakcji:  $\text{MgO} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4$  przy temperaturze  $900^\circ\text{C}$  powstaje tylko 2% forsterytu, po 1200–1500 godzinach zaś ilość tego składnika zwiększa się do 30%. Reakcja ta przebiega znacznie wolniej w temperaturze  $800^\circ\text{C}$  (0,5% forsterytu powstaje po 1 godzinie i 10% po 1200–1300 godzinach). Efektywność reakcji faz stałych musi być znacznie mniejsza przy temperaturach panujących wokół intruzji granitoidowych, które kształtują się w granicach  $400\text{--}650^\circ\text{C}$ . Stąd też nie należy oczekiwać szerokich stref kontaktowych, obfitujących w nowotwory mineralne, wokół niewielkich ciał magmowych.

Z figury nr 37 wynika, że szerokość stref kontaktowo-metamorficznych z temperaturami powyżej  $369^\circ\text{C}$  jest zależna od grubości intruzji i waha się od 400 m dla intruzji o  $D = 1000$  m, do 2000 m dla ciała magmowego o grubości 5000 m. Szerokość aureoli kontaktowej jest proporcjonalna do grubości intruzji.

Kształt intruzji ma istotny wpływ na rozmieszczenie temperatur w aureoli kontaktowej. Temperatura przy kontakcie jest zależna od ukształtowania powierzchni kontaktu. Jaeger (1961) zależność tę wyraził wzorem:

$$T_c = T_o a / 2\pi,$$

gdzie  $T_c$  = temperatura kontaktu,  $T_o$  = temperatura

magmy,  $2\pi$  = miara łukowa kąta  $360^\circ$ ,  $a$  = kąt wewnętrzny między płaskimi powierzchniami intruzji o nieregularnych kształtach.

Jeżeli powierzchnia intruzji jest płaska, to maksymalna temperatura przy kontakcie równa się 1/2 temperatury magmy (jeżeli  $\alpha = 180^\circ$ , to  $T_c = 1/2 T_o$ ). Inaczej przedstawia się sytuacja, gdy powierzchnia intruzji jest falista. Wtedy najniższe temperatury notowane są na zewnątrz kąta prostego utworzonego przez przecinające się płaskie powierzchnie intruzji (fig. 38, strefa  $CC_1$ ), a najwyższe po stronie wewnętrz-

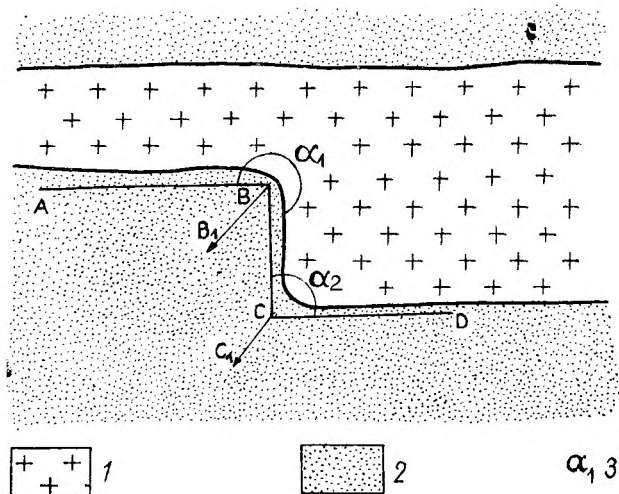


Fig. 38

Schematyczny szkic fragmentu intruzji o nieregularnych kształtach

1 — granitoidy; 2 — skały osłony; 3 — kąt wewnętrzny między płaskimi powierzchniami intruzji

Schematic sketch of irregularly shaped intrusion

1 — granitoids; 2 — wall rocks; 3 — internal angle between planar contacts

nej takiego kąta (fig. 38, strefa  $BB_1$ ). W pierwszym przypadku, gdy  $\alpha = 90^\circ$  ( $\alpha_2$  na fig. 38), to temperatura skał osłony osiąga tylko jedną czwartą temperatury magmy. W drugim zaś przypadku, gdy  $\alpha = 270^\circ$  ( $\alpha_1$  na fig. 38), to temperatura w osłonie może osiągnąć wartość równającą się trzem czwartym temperatury magmy. Wobec powyższego najsilniejszych przeobrażeń należy oczekiwać w strefach, gdzie skały osłony wnikają półwyspowato w obręb intruzji, a najsłabszych w otoczeniu odgałęzień intruzji. Powyżej podane wartości temperatur kontaktowych znacznie wzrosną z chwilą uwzględnienia ciepła utajonego. Mogą one również wzrosnąć wskutek przegrzania skał osłony oraz wtedy, gdy przewodnictwo cieplne skał osłony jest mniejsze od przewodnictwa cieplnego magmy.

Z obliczeń przeprowadzonych przez Jaegera (1957) wynika, że na wysokość temperatury kontaktu niewielki wpływ ma interwał krzepnięcia magmy. Temperatura przy kontakcie z magmą krzepnącą w inter-

wale 1400–1300°C wynosi 833°C, a w sąsiedztwie magmy o interwale solidyfikacji 1400–900°C równa się ona 818°C. Temperatury te różnią się zaledwie o 15°C. Powyższe wyniki uzyskano dla przypadków, gdy  $K_1 = K_2$ ,  $d_1 = d_2$ ,  $c_1 = 0,25$ ,  $c'_2 = 0,3$  i  $L = 100$ . Wobec tego Jaeger proponuje przyjęcie określonego punktu topnienia (definite melting point) zamiast interwału topnienia (melting range) magmy.

Temperatury na kontakcie z intruzją zależą w znacznej mierze od temperatur początkowych skał osłony. Wspomniane powyżej temperatury przy kontakcie z magmą intrudującą w temperaturze 1400°C odnoszą się do przypadków, gdy temperatury skał osłony były równe zero. Jeżeli temperatura ta nie równa się zero, to jej wartość należy dodać do temperatur uzyskanych z obliczeń.

Bezpośrednio po intruzji temperatura kontaktu uzyskuje wartość  $T_c$  i potem wolno maleje. Szybkość stygnięcia strefy egzokontaktowej przedstawiono na figurze nr 39. Wykres ten sporządzono w oparciu

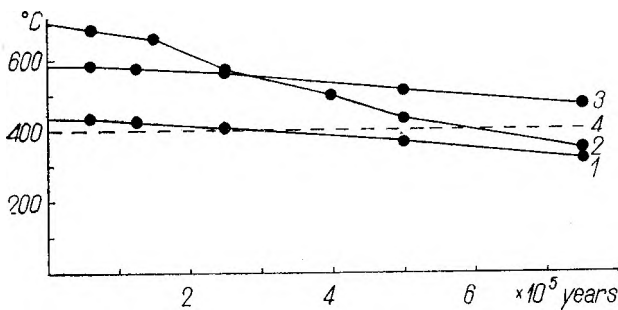


Fig. 39

Szybkość stygnięcia strefy egzokontaktowej i centralnej partii intruzji granitoidowej o grubości  $D = 5000$  m (wykres sporządzono w oparciu o dane Jaegera 1957)

1 – krzywa stygnięcia strefy egzokontaktowej przy temperaturze początkowej skał osłony  $T = 0^\circ\text{C}_{os.}$ ; 2 – krzywa stygnięcia centralnej strefy intruzji; 3 – krzywa stygnięcia strefy egzokontaktowej przy  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$ ; 4 – linia przerywana oznacza temperaturę 400°C

Cooling velocity of exocontact zone and central part of the intrusion with thickness  $D = 5000$  m (diagram is based on Jaeger values 1957)

1 – cooling curve of exocontact zone, when the initial wall rock temperature  $T_{os.} = 0^\circ\text{C}$ ; 2 – cooling curve of the central part of intrusive body; 3 – cooling curve of exocontact zone, when the initial wall rock temperature  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$ ; 4 – dashed line indicates the temperature of 400°C

o diagram Jaegera (1957). Odnosi się on do intruzji granitoidowej o grubości  $D = 5000$  m, gdy  $T_2 = 700^\circ\text{C}$ ,  $T_1 = 500^\circ\text{C}$ ,  $L = 80$ ,  $K_1 = K_2 = 0,005$ ,  $c_1 = c'_2 = 0,28$ ,  $d_1 = d_2 = 2,7$ ,  $T_c = 434^\circ\text{C}$ ,  $T_{c1} = 584^\circ\text{C}$ ,  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$ . Z przebiegu krzywej 1 (fig. 39) wynika, że temperatura powyżej 400°C utrzymuje się na bezpośrednim kontakcie przez około 300 000 lat w przypadku, gdy temperatura skał osłony równała się zero (temperatura  $T_{os.} = 0^\circ\text{C}$ ). Krzywa 3 na całym widocznym

na wykresie odcinku biegnie powyżej izotermy 400°C, co oznacza, że przez okres ponad 800 000 lat panuje na kontakcie temperatura większa od 400°C. Z powyższego wynika, iż w bezpośrednim kontakcie z intruzją granitoidową wysokie temperatury panują przez setki tysięcy lat, co umożliwi w znacznym stopniu przebieg reakcji metamorficznych, prowadzących do gruntownej przebudowy pierwotnych skał.

Powolny jest również proces stygnięcia centralnej strefy intruzji (krzywa 2). Krzywa numer dwa przecina izotermę 500°C w punkcie wskazującym 400 000 lat, co oznacza, że po upływie tego okresu zestalenie magmy jest zupełne. Centralna strefa intruzji wykazuje temperaturę powyżej 400°C przez okres większy od 580 000 lat.

Rozkład temperatur w aureoli kontaktowej intruzji granitoidowej o grubości  $D = 5000$  m przedstawiono na figurze 40 sporządzonej w oparciu o diag-

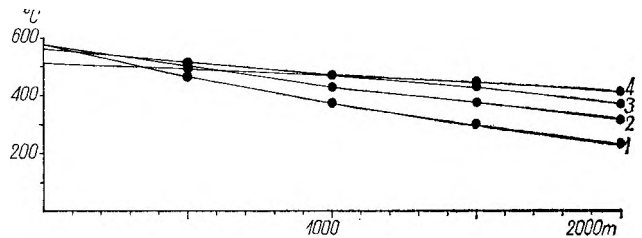


Fig. 40

Rozkład temperatur w osłonie intruzji granitoidowej o grubości  $D = 5000$  m (wykres sporządzono w oparciu o dane Jaegera 1957)

1 – krzywa rozkładu temperatur po upływie 62 500 lat; 2 – krzywa rozkładu temperatur po upływie 125 000 lat; 3 – krzywa rozkładu temperatur po upływie 250 000 lat; 4 – krzywa rozkładu temperatur po upływie 500 000 lat;  $T_2 = 700^\circ\text{C}$ ;  $T_1 = 500^\circ\text{C}$ ;  $L = 80$ ;  $K_1 = K_2 = 0,005$ ;  $c_1 = c'_2 = 0,28$ ;  $d_1 = d_2 = 2,7$ ;  $T_c = 584^\circ\text{C}$ ;  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$

Temperature distribution in the contact aureole of the granitoid intrusion with thickness  $D = 5000$  m (diagram is based on Jaeger values 1957)

1 – curve of temperature distribution after 62 500 years; 2 – curve of temperature distribution after 125 000 years; 3 – curve of temperature distribution after 250 000 years; 4 – curve of temperature distribution after 500 000 years;  $T_2 = 700^\circ\text{C}$ ;  $T_1 = 500^\circ\text{C}$ ;  $L = 80$ ;  $K_1 = K_2 = 0,005$ ;  $c_1 = c'_2 = 0,28$ ;  $d_1 = d_2 = 2,7$ ;  $T_c = 584^\circ\text{C}$ ;  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$

ram Jaegera (1957). Z wykresu tego wynika, że rozmieszczenie temperatur jest funkcją czasu. Po 62 500 latach temperatury powyżej 400°C zaznaczają się w odległości do około 800 m od kontaktu (krzywa 1). Po 125 000 lat temperatury takie wykazuje strefa o grubości 1200 m (krzywa 2). Po 250 000 lat strefa ta osiąga grubość 1700 m (krzywa 3). Pół miliona lat po wdarciu się magmy granitoidowej temperatury w osłonie wahają się w granicach od 513°C przy samym kontakcie do 410°C w odległości 2000 m od intruzji (krzywa 4). Według teoretycznych obliczeń w osłonie kontaktowo-metamorficznej (2000 m miąższości) intruzji granitoidowej o grubości 5000 m panują przez

500 000 lat temperatury umożliwiające przebieg reakcji metamorficznych.

Dość istotny wpływ na wysokość temperatur w aureoli kontaktowej ma obecność wody wypełniającej pory w skałach. Porowatość skał waha się w granicach od zera dla twardych i silnie zwięzłych skał do 80% w przypadku luźnych osadów ilastych i mułków (Huang 1962). Kompakcja osadów wywołana ciśnieniem lub ciężarem nadkładu powoduje zanik porowatości. Według Wellera (Huang 1962) porowatość skał maleje z głębokością zanurzenia. Zanika ona całkowicie na głębokości około 9000 m, a przy nadkładzie 4,5 km wynosi około 0,15%. W przypadku intrudowania skał nasyconych wodą część ciepła dostarczonego przez magmę zostaje zużyta na przekształcenie wody porowej w parę. Obliczenia Jaegera (1959) wykazały, że w efekcie przeprowadzenia wody porowej w parę obniża się temperatura kontaktu. Wielkość spadku temperatury kontaktu zależy od porowatości skał i punktu wrzenia wody, a te z kolei są funkcją głębokości. Im mniejsza jest porowatość, a wyższa temperatura wrzenia wody, tym mniejszy jest spadek temperatury kontaktu. Spostrzeżenia te odnoszą się do płytkich intruzji występujących na głębokościach, gdzie ciśnienie wody porowej jest mniejsze od ciśnienia krytycznego. Na większych głębokościach, gdzie porowatość skał jest niewielka, nie należy również oczekiwać wydatnego spadku temperatury kontaktu wskutek procesów parowania wody porowej. Wobec powyższego można przyjąć, że temperatury skał osłony w otoczeniu intruzji kłodzko-złotostockiej nie zostały zmienione pod wpływem tych procesów. Powyższe uwagi odnoszą się do przypadku, gdy nie ma ruchu wody porowej, a jej para nie przenosi ciepła. Ulega ona odprowadzeniu poprzez system szczelin. Jeżeli zaś para wodna nie zostanie odprowadzona poprzez system spękań, to następuje wyraźny wzrost temperatury kontaktu.

Faktycznie osady pozbawione wody mają niższe przewodnictwo cieplne, gęstość i ciepło właściwe aniżeli skały nasycone wodą i utwory magmowe. Właściwości te powodują wzrost temperatury kontaktu w porównaniu z poprzednim przypadkiem.

Wysokość temperatur w aureoli kontaktowej zależy również od własności fizycznych kontaktujących ze sobą skał. Zależność tę Jaeger (1959) wyraził wzorem:

$$T_c = \frac{\sigma T_1}{\sigma + \text{erf } \lambda},$$

gdzie  $\lambda$  jest pierwiastkiem następującego równania

$$\lambda(\sigma + \text{erf } \lambda)e^{\lambda^2} = c_1 T_1 / L_1 \pi^{1/2},$$

a

$$\sigma = \frac{K_1 k_0^{1/2}}{K_0 k_1^{1/2}}$$

$K_1$  = przewodność cieplna zakrzepłej magmy,  $K_0$  = przewodność cieplna skał osłony,  $k_1$  = współczynnik dyfuzji zakrzepłej magmy,  $k_0$  = współczynnik dyfuzji skał osłony,  $c_1$  = ciepło właściwe zakrzepłej magmy,  $T_1$  = temperatura intrudującej magmy,  $T_c$  = temperatura kontaktu,  $L_1$  = ciepło utajone topnienia. Parametr  $\sigma$  ma istotny wpływ na temperaturę kontaktu. Jest on wprost proporcjonalny do przewodności cieplnej zakrzepłej magmy i pierwiastka kwadratowego ze współczynnika dyfuzji skał osłony, a odwrotnie proporcjonalny do przewodności cieplnej skał osłony i pierwiastka kwadratowego ze współczynnika dyfuzji zakrzepłej magmy. Przewodność cieplna skał zmienia się z temperaturą, przy czym ze wzrostem temperatury zanikają różnice w przewodności cieplnej różnych skał (Birch, Clark 1940). Agregaty skaleniowe są złymi przewodnikami ciepła. Ich przewodność cieplna wzrasta z temperaturą, podczas gdy przewodność innych minerałów maleje. Przewodność granitoidów waha się w granicach od 0,005 do 0,012 w zależności od składu mineralnego (Jaeger 1964). Skały osadowe wykazują bardzo zbliżony zakres zmienności przewodności cieplnej. Dobrymi przewodnikami ciepła są dolomity, wapienie, kwarcyty i piaskowce kwarcowe, złymi natomiast skały ilaste i węgiel.

Wartości parametrów  $\sigma$  oraz temperatury początkowe na kontaktach różnych skał z intruzją granitoidową przedstawiono w tabeli 25.

Tabela 25

$\delta$	0,9	1,2	1,4	2,2
$T_1 = 500^\circ$	$T_c = 327^\circ$	$T_c = 368^\circ$	$T_c = 388^\circ$	$T_c = 446^\circ$
600°	380°	431°	454°	517°
700°	432°	493°	520°	593°

$\sigma = 0,9$  odpowiada kontaktowi tonalitu z kwarcytem.  
 $\sigma = 1,2$  odpowiada kontaktowi tonalitu z marmurem.  
 $\sigma = 1,4$  odpowiada kontaktowi tonalitu z granitognejssem.  
 $\sigma = 2,2$  odpowiada kontaktowi tonalitu z łupkiem ilastym.

Wartości przewodności cieplnej i współczynnika dyfuzji skał użyte do obliczeń temperatury początkowej kontaktu ( $T_c$ ) zestawiono w tabeli 26.

Z tabeli 25 wynika, że im wyższa wartość parametru  $\sigma$ , tym wyższa jest temperatura początkowa kontaktu ( $T_c$ ), przy tej samej temperaturze intrudującej magmy ( $T_1$ ). Najniższe temperatury otrzymano na kontakcie magmy granitoidowej z kwarcytami, a najwyższe z łupkami ilastymi. W kontakcie ze skałami metamorficznymi o składzie gnejsów oraz z marmurami

temperatur w kwarcytach, a 2 w łupkach ilastych. W obu tych przypadkach nie uwzględniono ciepła utajonego ( $L$ ). Krzywa 3 dotyczy rozkładu temperatur wokół intruzji magmy o zakresie krzepnięcia 700–500°C i gdy  $L = 80$ . Temperatury kontaktu ( $T_c$ ) zostały obliczone dla wypadków, gdy  $T_1 = 600^\circ\text{C}$ , a temperatura początkowa skał osłony ( $T_{os.}$ ) wynosiła 150°C. Poza tym przyjęto:  $\sigma = 0,9$  dla krzywej 1,  $\sigma = 2,2$  dla linii 2 i  $\sigma = 1,4$  dla 3. W ten sposób temperatury kontaktu ( $T_c$ ) wynoszą 530°C, 667°C i 604°C.

Tabela 26

Rodzaj skały	Przewodność cieplna	Współczynnik dyfuzji	Źródło danych
Tonalit	0,0055	0,007*	Birch, Clark (1940)
Marmur	0,0050	0,009	Lovering (1936)
Granitognejs	0,0057	0,0156	Birch <i>et al.</i> (1942)
Kwarcyt	0,0128	0,034	Lovering (1936)
Łupek ilasty	0,0019	0,004	Lovering (1936)

\* Współczynnik dyfuzji obliczony przez Wierzełowski. Przy obliczaniu temperatury kontaktu ( $T_c$ ) przyjęto  $c_1 = 0,28$  i  $L_1 = 100$ .

otrzymano pośrednie wartości. Uzyskane temperatury odnoszą się do przypadków, gdy temperatura skał osłony wynosiła zero stopni (przed intruzją).

Na figurze 41 przedstawiono rozkład temperatur w skałach osłony fikcyjnej intruzji tonalitowej. Wykres ten sporządzono w oparciu o diagram Jaegera (1959, str. 47). Krzywa 1 dotyczy rozmieszczenia

Z przebiegu krzywych rozkładu temperatur wynika, że w osłonie gnejsowej (krzywa 3) i kwarcytowej (krzywa 1) spadek temperatur jest zbliżony, a w łupkowej zdecydowanie szybszy (krzywa 2). Szczególnie duże różnice temperatur w stosunku do temperatury kontaktu ( $T_c$ ) zaznaczają się w odległości 0,1  $D$  od kontaktu. Dla osłony łupkowej (krzywa 2) wynosi ona 160°C, a dla pozostałych 98°C (krzywa 1) i 97°C (krzywa 3). Wykres ten pozwala odczytać wielkość temperatur w osłonie metamorficznej intruzji tonalitowej dla dowolnych wartości  $D$ . Wartości temperatur odczytane z krzywych 1 i 2 będą zawsze niższe od rzeczywistych z uwagi na nieuwzględnienie ciepła utajonego.

Najkonsekwentniejsze rozmieszczenie temperatur, w kontaktowo-metamorficznej osłonie masywu granitoidowego Kłodzko-Złoty Stok, zaobserwowano w Górach Bardzkich. W oparciu o występowanie określonych zespołów mineralnych oraz znajomość warunków tworzenia się tych asocjacji, uzyskanych na podstawie badań laboratoryjnych, zrekonstruowano rozkład temperatur w północno-zachodniej części aureoli kontaktowej (fig. 42, krzywa 1). Porównano go następnie z hipotetycznym rozmieszczeniem temperatur w osłonie łupkowej (krzywa 2) i kwarcytowej (krzywe 3 i 4). W przypadku krzywych 2 i 3 nie uwzględniono ciepła utajonego. Krzywa 4 ilustruje rozkład temperatur w osłonie kwarcytowej z uwzględnieniem ciepła utajonego.

Z porównania rozmieszczenia temperatur wynika, że hipotetyczne temperatury są zawsze niższe od zrekonstruowanych i że spadek tych pierwszych, począwszy od odległości 1000 m od kontaktu, jest

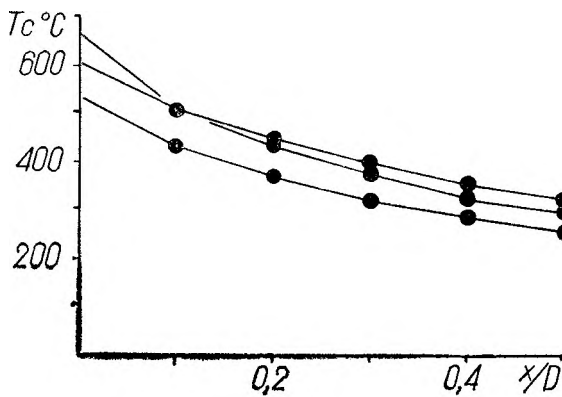


Fig. 41

Rozkład temperatur w osłonie fikcyjnej intruzji tonalitowej (wykres sporządzono w oparciu o dane Jaegera 1959)

1 – krzywa rozkładu temperatur w kwarcytach bez uwzględnienia ciepła utajonego topnienia; 2 – krzywa rozkładu temperatur w łupkach ilastych bez uwzględnienia ciepła utajonego topnienia; 3 – krzywa rozkładu temperatur w aureoli intruzji tonalitowej o interwale krzepnięcia 700–500°C i gdy  $L = 80$ ;  $x$  – odległość od kontaktu;  $D$  – grubość intruzji

Temperature distribution in the contact aureole of tonalite intrusion (diagram is based on Jaeger values 1959)

1 – curve of temperature distribution in the quartzites calculated for the case of no latent heat; 2 – curve of temperature distribution in the clay slates calculated for the case of no latent heat; 3 – curve of temperature distribution in the contact aureole of the tonalite intrusion calculated for the case of  $L = 80$  latent heat and the range of solidification 700–500°C;  $x$  – distance from the contact;  $D$  – thickness of intrusive body



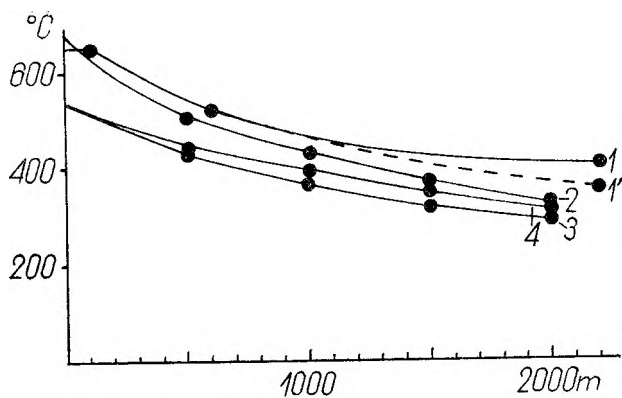


Fig. 42

Rozkład zrekonstruowanych i hipotetycznych temperatur w aureoli kontaktowej intruzji granitoidowej (wykres sporządzono częściowo w oparciu o dane Jaegera 1959)

1 – zrekonstruowany rozkład temperatur w północno-zachodniej części aureoli kontaktowej masywu kłodzko-złotostockiego; 1' – zrekonstruowany rozkład temperatur w północno-zachodniej części aureoli kontaktowej masywu kłodzko-złotostockiego, gdy dolna granica temperatury powstawania biotyту wynosi 350°C; 2 – hipotetyczny rozkład temperatur w osłonie łupkowej (łupki ilaste) bez uwzględnienia ciepła utajonego topnienia; 3 – hipotetyczny rozkład temperatur w osłonie kwarcytowej bez uwzględnienia ciepła utajonego topnienia; 4 – hipotetyczny rozkład temperatur w osłonie kwarcytowej z uwzględnieniem ciepła utajonego topnienia

Reconstructed and hypothetical temperature distribution in the contact aureole of granitoid intrusion (diagram is partly based on Jaeger values 1959)

1 – curve of reconstructed temperature distribution in the northwestern part of the Kłodzko – Złoty Stok massif contact aureole; 1' – curve of reconstructed temperature distribution in the north-western part of the Kłodzko – Złoty Stok massif contact aureole, when the lower limit of biotite formation is of 350°C; 2 – curve of hypothetical temperature distribution in the clay slate aureole calculated for the case of no latent heat; 3 – curve of hypothetical temperature distribution in the quartzite aureole calculated for the case of no latent heat; 4 – curve of hypothetical temperature distribution in the quartzite aureole calculated for the case of latent heat

szybszy. Spadek ten byłby zbliżony do zrekonstruowanych, gdyby przyjęto dolną granicę temperatury powstawania biotyту za równą 350°C (krzywa 1). Przebieg najbardziej zbliżony do zrekonstruowanego wykazuje krzywa (2) rozkładu temperatur w osłonie łupkowej. Zbieżność ta okazałaby się jeszcze większa po uwzględnieniu ciepła utajonego.

Z analizy rozmieszczenia temperatur zrekonstruowanych w północno-zachodniej części aureoli kontaktowej masywu kłodzko-złotostockiego i porównania go z hipotetycznym rozkładem temperatur w osłonie łupkowej i kwarcytowej intruzji o grubości  $D = 5000$  m wynika co następuje:

1. Grubość masywu kłodzko-złotostockiego powinna wynosić około 5 km, gdyby przyjęło się, że szerokość aureoli kontaktowej wynosi około 2 km.

2. Na rozmieszczenie temperatur w tym rejonie główny wpływ miała obecność skał ilastych, które są stosunkowo złymi przewodnikami ciepła.

3. Najwyższe temperatury, zarejestrowane w skałach kalcytowych Podzamka, ukształtowały się wskutek obecności skał ilastych otulających wapienie od północno-zachodu. Spełniały one rolę zapór uniemożli-

wiających szybką ucieczkę ciepła z wapieni. Dzięki temu temperatura skał węglanowych lokalnie mogła wzrosnąć powyżej 600°C.

4. Temperatury rzędu 667°C są możliwe na kontakcie magmy granitoidowej ze skałami ilastymi przy temperaturze krzepnięcia magmy  $T_1 = 600^\circ\text{C}$  i temperaturze początkowej skał osłony  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$ .

W południowo-wschodniej części aureoli kontaktowej kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego wyróżniono w rejonie Złotego Stoku dwie strefy o słabo zróżnicowanych temperaturach. Strefa bezpośrednio przylegająca do masywu charakteryzuje się temperaturami około 615°C. Natomiast strefę bardziej oddaloną od kontaktu znamionują wyższe temperatury (ok. 650°C). Rozkład temperatur w tej części osłony metamorficznej masywu granitoidowego jest przeto nienormalny. Nie wykazuje on żadnej zbieżności z hipotetycznym rozmieszczeniem temperatur w osłonie gnejsowej masywu granitoidowego o grubości  $D = 5000$  m. Z diagramu (fig. 43) wynika, że temperatura skał aureoli kontaktowej powinna maleć w miarę oddalania się od kontaktu. Krzywa 1 (fig. 43) ilustruje rozkład temperatur przy  $T_c = 670^\circ\text{C}$ , a krzywa 2 przy  $T_c = 604^\circ\text{C}$ . Temperatura  $T_c = 670^\circ\text{C}$  możliwa jest przy temperaturze krzepnięcia magmy  $T_1 = 700^\circ\text{C}$ , a  $T_c = 604^\circ\text{C}$  przy  $T_1 = 600^\circ\text{C}$ . W obu tych przypadkach temperaturę początkową skał osłony ( $T_{os.}$ ) przy-

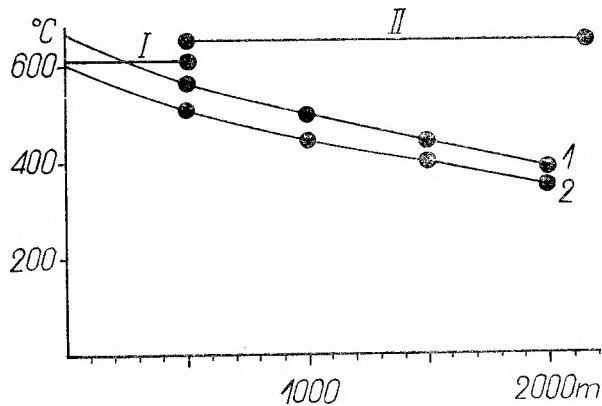


Fig. 43

Rozkład temperatur w osłonie gnejsowej masywu granitoidowego o grubości  $D = 5000$  m (wykres sporządzono częściowo w oparciu o dane Jaegera 1959)

1 – krzywa rozkładu temperatur w osłonie gnejsowej przy temperaturze kontaktu  $T_c = 670^\circ\text{C}$ ; 2 – krzywa rozkładu temperatur w osłonie gnejsowej przy temperaturze kontaktu  $T_c = 604^\circ\text{C}$ ; I – zrekonstruowany rozkład temperatur w strefie wewnętrznej aureoli kontaktowej (rejon Złotego Stoku); II – zrekonstruowany rozkład temperatur w zewnętrznej strefie aureoli kontaktowej (rejon Złotego Stoku)

Temperature distribution in the gneissic aureole of the granitoid massif of thickness  $D = 5000$  m (diagram is partly based on Jaeger values 1959)

I – curve of temperature distribution in the gneissic aureole, when the contact temperature  $T_c = 670^\circ\text{C}$ ; 2 – curve of temperature distribution in the gneissic aureole, when the contact temperature  $T_c = 604^\circ\text{C}$ ; I – reconstructed temperature distribution in the inner part of the contact aureole (Złoty Stok region); II – reconstructed temperature distribution in the outer part of the contact aureole (Złoty Stok region)

jęto za równą 150°C. Temperatury rzędu 600°C rejestrowane w omawianym rejonie możliwe są z teoretycznego punktu widzenia przy bezpośrednim kontakcie z intruzją (krzywa 2 na fig. 43) lub w oddaleniu do 240 m od kontaktu (krzywa 1 na fig. 43). W odległości od 500–2000 m temperatury winny się kształtować według krzywej 1 w granicach od 560–390°C, a stosownie do linii 2 w przedziale od 510–350°C.

Zrekonstruowany rozkład temperatur w wyróżnionych strefach przedstawiają linie proste I i II (fig. 43). Nie wykazują one żadnej korelacji z krzywymi 1 i 2. Zrekonstruowany rozkład temperatur w tej części Gór Złotych nie można zatem wiązać z termicznym oddziaływaniem intruzji granitoidowej.

Z powyższych rozważań wynika, że po wschodniej stronie masywu kłodzko-złotostockiego występują kompleksy skalne, których historię można podzielić na dwa okresy. W pierwszym okresie powstały, w wyniku procesów regionalnego metamorfizmu, kompleksy skalne w warunkach ciśnienia i temperatury odbiegających od tych, jakie miały miejsce w czasie intruzji magmy granitoidowej. Panowały wtedy przypuszczalnie ciśnienia poniżej 6,5 kb i temperatury nieco poniżej 600°C. W późniejszym okresie ukształtowany tak kompleks skalny doznawał już nieznacznych przeobrażeń w wyniku termicznego oddziaływania intruzji granitoidowej, połączonych z powstaniem nowych minerałów. Kozłowska-Koch (1971, 1973) i Smulikowski (1973) również uważają, że skały strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzynka jeszcze przed inwazją magmy granitoidowej doznały metamorficznych przeobrażeń w warunkach progresywnego metamorfizmu regionalnego przy szybkim wzroście temperatury, w efekcie których powstały łupki i gnejsy blastomylonityczne z kordieritem, andaluzytem i syllibianitem. Tego typu skały występują również w znacznym oddaleniu od masywu kłodzko-złotostockiego. Wobec czego wymienieni autorzy uznają je za produkty metamorfizmu regionalnego. Intruzja kłodzko-złotostocka spowodowała w późniejszym okresie dalszą metamorficzną przeróbkę części skał strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzynka. W warunkach kontaktowo-metamorficznych powstawały znów te same minerały wysokotemperaturowe, co przy wysokotermicznym metamorfizmie regionalnym.

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

### MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNE ZRÓŻNICOWANIE MASYWU

Analizy mikrometryczne wszystkich granitoidów kłodzko-złotostockich naniesiono na zbiorowy diagram (fig. 44). Z rozmieszczenia punktów projekcyj-

nych zbadanych ilościowo skał wynika, że dominują wśród nich skały zawierające od 10 do 40% kwarcu i powyżej 35% plagioklazów. Punkty projekcyjne gru-

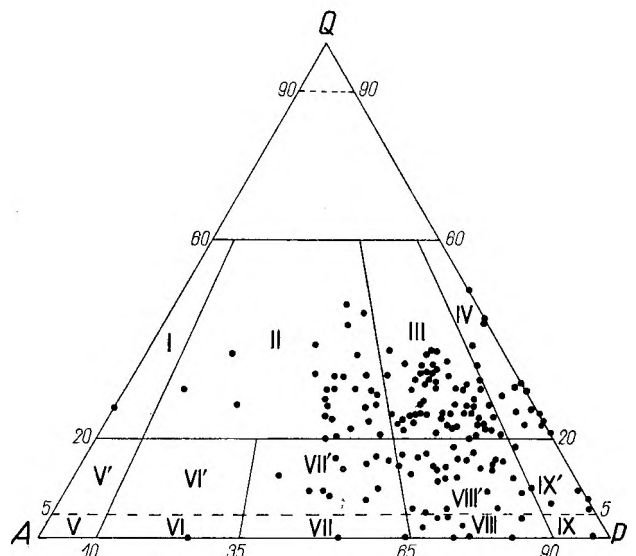


Fig. 44

Stanowisko systematyczne skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego w trójkącie kwarc—skalenie alkaliczne—plagioklaz (QAP) według IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks (1973)

I — granity alkaliczno-skalińcowe; II — granity; III — granodiority; IV — tonality; V — syenity alkaliczno-skalińcowe; V' — alkaliczno-skalińcowe syenity kwarcowe; VI — syenity; VI' — syenity kwarcowe; VII — monzonity; VII' — monzonity kwarcowe; VIII — monzodiority i monzogabra; VIII' — monzodiority kwarcowe i monzogabra kwarcowa; IX — dioryty, gabra i anortozyty; IX' — dioryty kwarcowe, gabra kwarcowa i anortozyty kwarcowe

Systematic position of Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif rocks in the triangle quartz—alkali feldspars—plagioclase (QAP) after IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks (1973)

I — alkali-feldspar granite; II — granite; III — granodiorite; IV — tonalite; V — alkali-feldspar syenite; V' — alkali-feldspar quartz syenite; VI — syenite; VI' — quartz syenite; VII — monzonite; VII' — quartz monzonite; VIII — monzodiorite and monzogabbro; VIII' — quartz monzodiorite and quartz monzogabbro; IX — diorite, gabbro and anorthosite; IX' — quartz diorite, quartz gabbro and quartz anorthosite

pują się w dość zwartym polu, którego środek leży w dolnej i raczej lewej części pola granodiorytowego. Dość znaczna ilość punktów znalazła się poniżej linii oznaczającej zawartość 10% kwarcu.

Przeważającym typem skalnym są granodiority z przejściami do granitów, tonalitów, monzodiorytów kwarcowych i monzonitów kwarcowych. W mniejszych ilościach występują monzodiority, dioryty kwarcowe i monzonity, a granity mikroklinowe, dioryty i syenity pojawiają się sporadycznie.

W okolicy Laskówki dominują granodiority z przejściami do granitów. Są to średnio- lub gruboziarniste skały o dość wyrównanej wielkości ziarna (równozziarniste) i bezkierunkowej teksturze. Granitoidy Lasek reprezentowane są głównie przez granodio-

ryty. Podrzednie występują tonality, monzodiority kwarcowe i monzodiority. Należą one do odmian średnioziarnistych o strukturze porfirowej względnie porfirowatej i teksturze najczęściej bezkierunkowej. Granitoidy Mąkolna wykazują znacznie większe zróżnicowanie petrograficzne. Dominują wśród nich granodiority, monzodiority kwarcowe i granity z przejściami do tonality, diorytów kwarcowych i monzonitów kwarcowych. Dla granitoidów Mąkolna znamienne są tekstury bezładne i kierunkowe. W okolicach Chwalisławia przeważają granodiority z przejściami do granitów i monzodioritów kwarcowych, a tonality, dioryty kwarcowe, monzonity kwarcowe i monzodiority pojawiają się sporadycznie. W rejonie Jaskowej i Droszkowa monzodiority kwarcowe, granodiority i tonality dominują nad granitami i monzonitami kwarcowymi. Dioryty kwarcowe natomiast spotykane są zupełnie podrzednie. Południowo-zachodnia część masywu zbudowana jest głównie z tonality, granodioritów, granitów i monzodioritów kwarcowych. Granity mikrokinowe, monzonity kwarcowe i monzodiority pojawiają się sporadycznie. Skały te mają bardzo często gnejsowaty wygląd. W okolicy Podzamka przeważają granodiority, monzonity kwarcowe i monzonity, a tonality, monzodiority, monzogabra kwarcowe i syenity pojawiają się znacznie rzadziej.

Skały ultramaficzne reprezentowane są przez piroksenity oliwinowo-hornblendowe Mąkolna i hornblendy piroksenowe Droszkowa.

Wśród skał żyłowych związanych z masywem granitoidowym wyróżniono pegmatyty, aplity, żyły kwarcowe, mikrogranodiority o strukturze porfirowej, drobnoziarniste odpowiedniki granitoidów, diorytoidów i syenitoidów oraz spessartyty i wogezyty.

Na kontaktowo-metamorficzne utwory Gór Bardzkich składają się hornfelsy andaluzytowo-kordierytowe, kordierytowe, kordierytowo-andaluzytowo-muskowitowo-biotytowe, pinitowo-biotytowe, łupki chlastolite i plamiste, hornfelsy grafitowo-kwarcowe, kwarcowo-piroksenowo-plagioklazowe, aktynolitowo-kwarcowoplagioklazowe, kontaktowo przeobrażone piaskowce, mułowce i skały okrucowe z domieszką materiału piroklastycznego, hornfelsy łuszczycowokwarcowe, biotytowo-kwarcowo-plagioklazowe oraz skały krzemianowo-kalcytowe i krzemianowe.

Kontaktowo-metamorficzne skały metamorfików Łądka i Kłodzka reprezentowane są przez hornfelsy kordierytowe, granatowo-kordierytowe, hercynitowokorundowe, wollastonitowe, skały krzemianowokalcytowe, kontaktowo przeobrażone amfibolity, kontaktowo przeobrażone amfibolity z przewarstwieniami gnejsów i skał piroksenowo-plagioklazowych, kontaktowo przeobrażone amfibolity i gnejsy amfibolowe

Żelazna, skały piroksenowo-plagioklazowe i piroksenowe, kontaktowo przeobrażone skały amfibolowe, kontaktowo przeobrażone gnejsy i inne skały kontaktowo przeobrażone.

W postaci wtrąceń w granitoidach występują hornfelsy kordierytowe i granatowo-kordierytowe, kontaktowo przeobrażone amfibolity, skały piroksenowo-plagioklazowe i plagioklazowe, hornfelsy amfibolowopiroksenowo-biotytowe, biotytowe, piroksenowo-amfibolowe, hornfelsy hornblendowo-biotytowe Lasek i różnego rodzaju kontaktowo przeobrażone gnejsy.

Minerały jasne skał kłodzko-złotostockiego masywu reprezentowane są przez kwarc, mikrokin, mikropertyt mikrokinowy i plagioklasy, a ciemne przez biotyt, chloryt, amfibole, pirokseny i oliwin.

Ksenomorficzny kwarc występuje najczęściej w pokalnych ilościach. Skały bezkwarcowe notowane są sporadycznie. Mikrokin i mikropertyt mikrokinowy zawierają od 9,3 do 21,8%  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (tab. 27), przy czym fenokryształy są zwykle bogatsze w albit (17,9–21,6%). W tabeli 27 analizy nr 1–4 i 8 odnoszą się do skaleni tła skalnego, a pozostałe do fenokryształów. Plagioklaz ma najczęściej skład andezynu, rzadziej oligoklazu, labradoru i albitu. Oligoklaz tworzy zwykle obwódki wokół andezynu, a labrador pojawia się w partiach jądrowych pasowo zbudowanych plagioklazów, bądź też stanowi samodzielne ziarna w niektórych typach skał. Albit powstaje zawsze w wyniku metasomatycznej przebudowy plagioklazu zasobnego w cząsteczkę anortytową. Procesy albityzacji są zawsze ściśle związane z deformacjami mechanicznymi i działalnością hydrotermalną. Plagioklasy stref bezpośrednio przylegających do żyłek albitowych mają skład albitu. Skalenie sodowo-wapniowe wykazują często automorficzne zarysy. Są one automorficzne względem kwarcu, skaleni alkalicznych i amfiboli. W tych ostatnich tworzą niekiedy obfite przerosty.

Brunatny biotyt wykształcony jest w postaci blaszek o zarysach hipauto- lub automorficznych. Drobne płytki biotyty skupione są niekiedy w wysepkowate nagromadzenia poprzerastane minerałami nieprzezroczystymi. Zawartość biotyty w skałach wyróżnionych regionów jest dość zmienna (fig. 45). Najmniejszą zmienność zawartości biotyty wykazują skały okolic Podzamka i Laskówki, a największą granitoidy SW części masywu. Pośrednie zakresy zawartości biotyty znamionuje utwory okolic Mąkolna, Chwalisławia, Jaskowej—Droszkowa i Lasek. Biotytowi często towarzyszy bladozielonkowy pennin powstały z jego przeobrażenia. Stopień przeobrażenia biotyty jest dość zmienny. Najsilniejsze objawy chlorytyzacji stwierdzono w SW części masywu oraz w okolicach Jaskowej—Droszkowa, Mąkolna i Lasek.

W okolicach Laskówki tylko niewielka część biotyty została przeobrażona w pennin. Wyraźnych objawów chlorytyzacji nie stwierdzono tylko w skałach regionu Podzamka.

Dość istotną rolę ilościową w granitoidach kłodzko-złotostockich odgrywa hornblenda. Tworzy ona

hipauto- lub ksenomorficzne ziarna zróżnicowane co do wielkości. Drobne kryształy tego minerału skupiają się niekiedy w nagromadzenia wysepkowate, nierzadko otoczone dużymi blaszkami biotyty. Większe kryształy hornblendy wykazują często niejednolite zabarwienie i przerosty drobnych ziarn hornblendy, kwarcu,

Tabela 27

Zawartość albitu w skaleniach potasowych z granitoidów (% mol.)\*  
Albite content in the potassium feldspars from the granitoids (mol. per cent)\*

Nr No.	Miejscowość Locality	Nazwa skały Rock name	Nr odsłonięcia Exposure No.	Przed homogenizacją Before homogenization	Po homogenizacji After homogenization
1	Laskówka	granitoid	—	3,5	16,0
2	Laski	granodioryt granodiorite	—	0	21,8
3	Laski	granodioryt granodiorite	—	2,5	12,5
4	Mąkolno	monzonit monzonite	—	2,5	9,3
5	Mąkolno	tonalit tonalite	296/70	9,25	—
6	Mąkolno	granodioryt granodiorite	338A/70	11,9	18,6
7	Mąkolno	granit granite	102A/70	3,9	17,9
8	Droszków	granitoid	—	2,5	11,5
9	Rogówek	monzodioryt monzodiorite	177a/70	11,9	18,5
10	Marcinów	monzodioryt monzodiorite	181/70	11,25	21,6

Nr 1-4 i 8 wg Borkowskiej (1972).

Nos 1-4 and 8 from Borkowska (1972).

\* Oznaczenia rentgenograficzne - X-ray determinations.

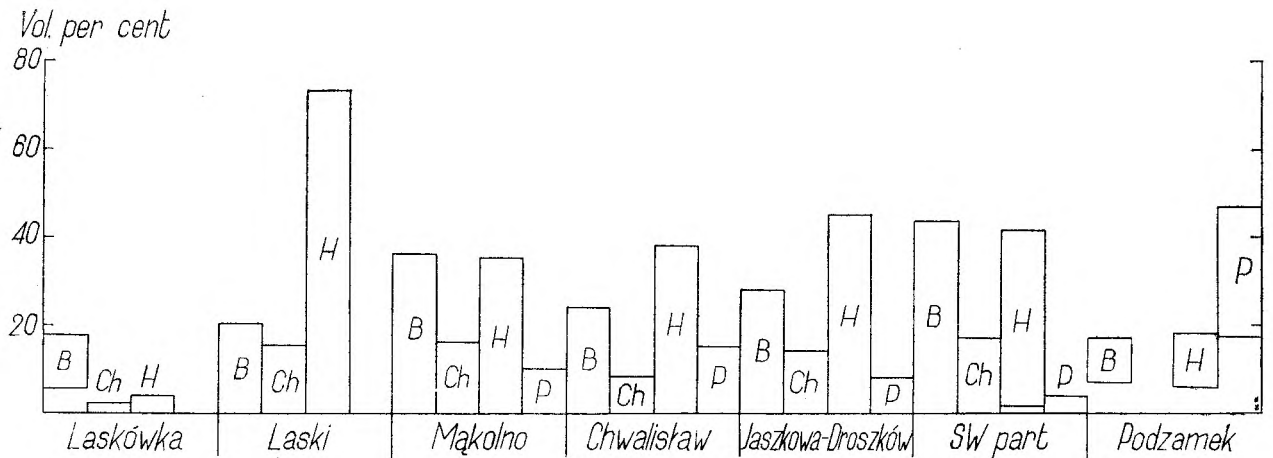


Fig. 45

Zawartości biotyty, chlorytu, hornblendy i piroksenu w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

B - biotyt; Ch - chloryt; H - hornblenda; P - piroksen

Biotite, chlorite, hornblende and pyroxene contents of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif rocks

B - biotite; Ch - chlorite; H - hornblende; P - pyroxene

plagioklazu i piroksenu jednoskośnego. W granodiorytach Lasek agregatowe skupiska drobnych ziarn hornblendy niejednolicie zabarwionej obrzeżone są wyraźnie zielonym amfibolem (hornblendą). W tonalitych Mąkolna część ziarn hornblendy jest tak silnie poprzerastana wrostkami (kwarcu, plagioklazu i augitu), że sprawiają one wrażenie sitowych przerostów typowych dla skał metamorficznych. Przerosty augitu mają charakter reliktyw, które oparły się procesom amfibolizacji. Za powyższym przemawia jednocześnie wygaszanie światła drobnych przerostów augitu, tkwiących w dużych kryształach hornblendy. Pierwotnie były to duże ziarna piroksenu, które wskutek amfibolizacji zostały rozbite na mniejsze, odizolowane od siebie fragmenty. Zawartość hornblendy w skałach masywu granitoidowego zmienia się niekiedy w dość znacznym zakresie (fig. 45). Najuboższe w hornblendę są granitoidy okolic Laskówki i Podzamka, a najbogatsze monzodioryty Lasek (7,8–73,4% obj.). W pozostałych granitoidach Lasek ilość hornblendy nie przekracza 10%. Granitoidy z okolic Mąkolna, Chwalisławia, Jaskkowej-Droszkowa i SW części masywu wykazują bardzo zbliżone zakresy zawartości hornblendy, przy czym górna granica zawartości przekracza 15%.

Dość zmiennym składnikiem granitoidów jest augit, który poza przerostami w hornblendzie może tworzyć samodzielne kryształy, skupiające się niekiedy w niewielkie zespoły. Pojedyncze słupki augitu poobrastane są hornblendą, która zatokami wnika w głąb piroksenu. Amfibol powstały kosztem augitu wykazuje często blade i niejednolite zabarwienie. Augity z monzonitów oliwinonośnych Podzamka poprzerastane są oliwinem i automorficznym plagioklazurem. Aagit występuje zazwyczaj w niewielkich ilościach.

Nie spotkano go w granitoidach Laskówki, granitach Jaskkowej—Droszkowa, granitach i tonalitych SW części masywu i granodiorytach Podzamka. Najpowszechniejszy jest natomiast w skałach okolic Chwalisławia, Mąkolna i Jaskkowej—Droszkowa. Największe ilości augitu stwierdzono w monzodiorytach Chwalisławia, Mąkolna i Jaskkowej—Droszkowa oraz monzogabrach kwarcowych, monzonitach, monzodiorytach i syenitach Podzamka. Zasobne w augit są również dioryty z Mąkolna i Chwalisławia. Pirokseny rombów (najprawdopodobniej hipersten) stwierdzono w drobnoziarnistych tonalitych z Jaskkowej Górnej, granitach Mąkolna oraz monzonitach Podzamka. Występują one w postaci ksenomorficznych ziarn lub hipautomorficznych słupków różnej wielkości. W monzonitach i tonalitych odgrywają one istotną rolę ilościową. Dość powszechne są drobne ziarna o zaokrąglonych zarysach. Słupkowato wydłużone kryształy okazują się znamienne dla monzonitów. W tych ostatnich słupki hiperstenu otoczone bywają obwódkami hornblendowymi. Ziarna hiperstenu niekiedy nagromadzają się w skupienia wysepkowate, w których dodatkowo pojawiają się kryształy amfibolu i blaszki brunatnego biotyty. Tego rodzaju nagromadzenia są bardzo charakterystyczne dla granitów, w których osiągają rozmiary do 0,3 cm.

Zawartość minerałów ciemnych w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego jest na ogół dość duża i waha się w znacznym zakresie (fig. 46). Najuboższe w minerały ciemne są skały okolic Laskówki, Lasek i Podzamka, z tym że w ostatnich dwóch regionach pojawiają się również odmiany bogate w te składniki. Wyraźnie wzbogacone w minerały ciemne są granitoidy Mąkolna, Chwalisławia, Jaskkowej—Droszkowa i SW części masywu. Wśród

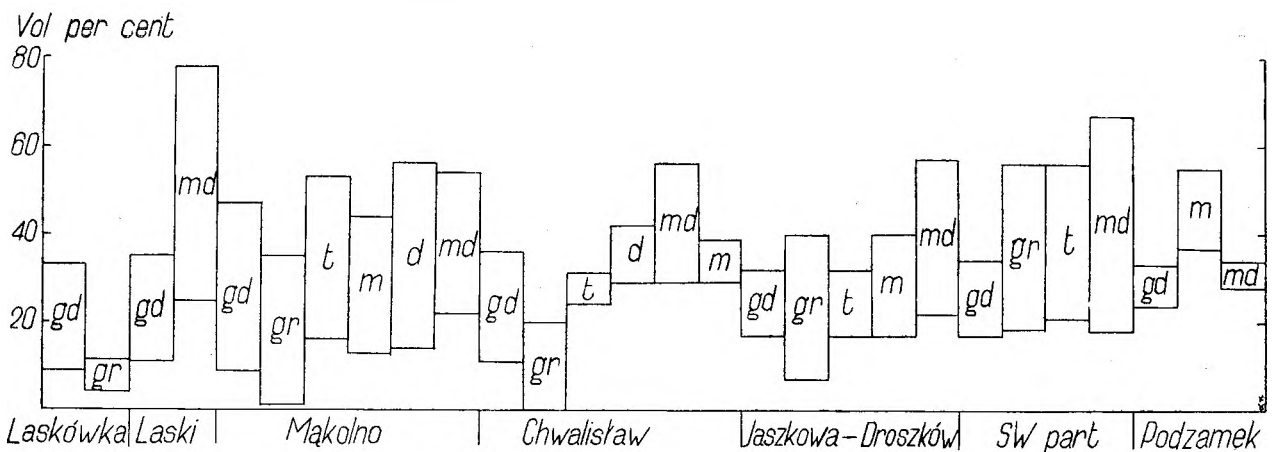


Fig. 46

Zawartość minerałów ciemnych w skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

gd - granodiority; gr - granity; md - monzodiority; t - tonality; m - monzonity; d - dioryty

Femic mineral content of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif rocks

gd - granodiorite; gr - granite; md - monzodiorite; t - tonalite; m - monzonite; d - diorite

granodiorytów Laskówki występują odmiany zawierające zbliżone do granitów ilości minerałów ciemnych, jak również znacznie od nich wzbogacone w te składniki. Zakresy zawartości minerałów ciemnych w granodiorytach Laskówki i Lasek są bardzo zbliżone. W monzodiorytach Lasek dochodzi niekiedy do znacznej koncentracji składników ciemnych, nie spotykanej w innych okolicach. Wskaźnik barwy tych skał wynosi zwykle około 50. Zakresy zawartości ciemnych składników diorytów, tonalitów i monzodiorytów Mąkolna są zbliżone. Wskaźnik barwy granitów z tej okolicy wynosi od 1 do 35, granodiorytów od 9 do 47, a monzonitów od 13 do 44. W okolicach Chwalisławia wskaźnik barwy maleje w miarę przechodzenia od monzodiorytów przez dioryty i tonalidy do granitów. Największe różnice w zawartości minerałów ciemnych zaznaczają się w monzodiorytach i granodiorytach omawianego regionu. Zakresy zawartości minerałów ciemnych granodiorytów, granitów i tonalitów Jaskowej—Droszkowa pokrywają się częściowo. Bardzo zbliżone wskaźniki barwy mają monzodioryty Jaskowej—Droszkowa i Chwalisławia. W południowo-zachodniej części masywu granitoidowego granity i tonalidy mają niemal identyczne wskaźniki barwy, a w monzodiorytach górna granica tego wskaźnika ma znacznie wyższą wartość. Granodioryty zaś są znacznie uboższe w ciemne minerały. W rejonie Podzamka monzonity są skałami najbogatszymi w ciemne składniki. Do tej grupy należą jeszcze syenity. Zawartość minerałów ciemnych w granodiorytach jest również pokazna.

W regionalnym rozmieszczeniu minerałów ciemnych można dopatrzeć się pewnej prawidłowości wyrażającej się w tym, że skały budujące północno-zachodnie peryferie masywu wykazują na ogół wyraźne wzbogacenie w minerały jasne (niski wskaźnik barwy), podczas gdy przeciwny brzeg intruzji obfituje w granitoidy bogatsze w ciemne składniki (wysoki wskaźnik barwy). Biotyt występuje na ogół w równorzędnych ilościach z hornblendą. Wyjątek od tej reguły stanowią granitoidy Laskówki, w których dominuje on nad amfibolem. Piroksen w większych ilościach pojawia się tylko w monzonitach Podzamka.

Wyniki analiz mikrometrycznych granitoidów wykorzystano do sporządzenia diagramów punktowych mających na celu ujawnienie korelacji między parami minerałów. W skałach magmowych należy bowiem oczekiwać wyraźnych zależności w ilościowym występowaniu określonych par minerałów głównych. Whitefield, Rogers i McEven (1959) stwierdzili wyraźną korelację ujemną między skaleniem potasowym i plagioklazem, skaleniem potasowym i biotytem oraz skaleniem potasowym i procentową zawartością anortytu w skaleniu sodowo-wapniowym. Dodatnia ko-

relacja uwidoczniła się pomiędzy plagioklazem i biotytem, plagioklazem i zawartością anortytu w tym mineralu oraz biotytem i procentową zawartością anortytu w plagioklazie. Badaniami objęli oni granitoidy Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej i Kanady, których magmowe pochodzenie nie budziło zastrzeżeń. Ujemne korelacje tłumaczą wymienieni autorzy wczesnomagmową krystalizacją wapniowego plagioklazu i minerałów żelazowo-magnezowych, co w konsekwencji doprowadziło do wzbogacenia magmy w skałki potasowe.

W skałach masywu kłodzko-złotostockiego zbadano współzależności między następującymi parami minerałów: mikroclin—plagioklaz (fig. 47), mikro-

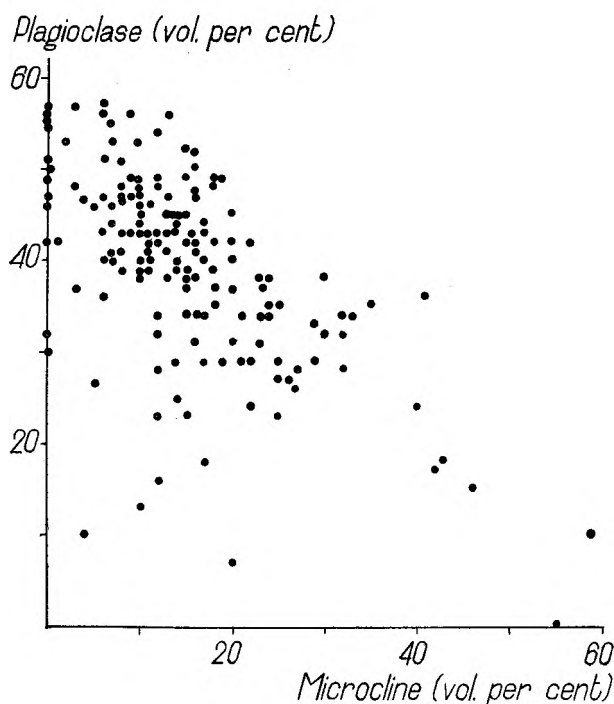


Fig. 47

Zależność między ilościowym udziałem mikroclinu i plagioklazu w granitoidach

Relationship between modal abundance of microcline and plagioclase in granitoids

clin—biotyt (fig. 48), hornblenda—plagioklaz (fig. 49), biotyt—plagioklaz (fig. 50), hornblenda—biotyt (fig. 51) i mikroclin—kwarc (fig. 52). Korelację ujemną wykazują między sobą mikroclin i plagioklaz, mikroclin i biotyt oraz hornblenda i plagioklaz. W rozmieszczeniu punktów na figurze 50 można dopatrzeć się pewnej prawidłowości wskazującej na słabą korelację dodatnią. Zupełnie nieuporządkowany układ punktów na diagramie hornblenda—biotyt oraz mikroclin—kwarc wskazuje na brak korelacji pomiędzy wymienionymi minerałami. Wyraźną korelację ujemną między mikroclinem i plagioklazem oraz mikroclinem

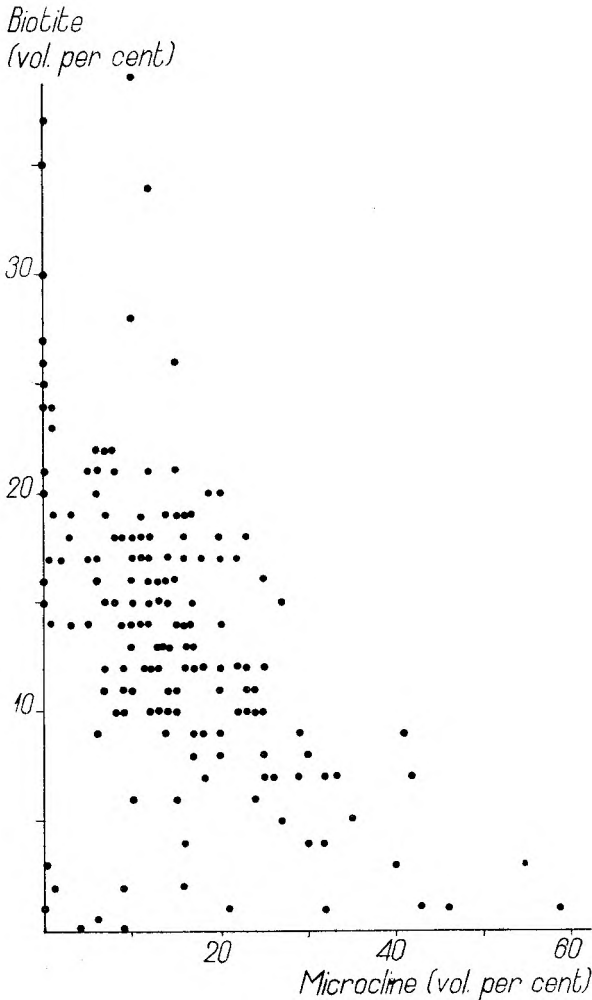


Fig. 48

Zależność między ilościowym udziałem mikroklinu i biotyту w granitoidach

Relationship between modal abundance of microcline and biotite in granitoids

i biotytem można wytłumaczyć wcześniejszą krystalizację plagioklastu i biotyту. W późniejszym etapie wskutek spadku temperatury, ze stopu bogatego jeszcze w potas, wydzielał się już tylko skałen potasowy. Zaznaczenie się dość wyraźnej korelacji ujemnej między hornblendą i plagioklastem wskazuje na związek genetyczny między wymienionymi minerałami. Można więc przypuszczać, że zatopione w magmie kryształły amfiboli wapniowych były w pewnych warunkach ciśnienia i temperatury nietrwałe i ulegały rozkładowi. Z magmy, wzbogaconej w ten sposób w wapń, mogły krystalizować plagioklasty zasobne w cząsteczkę anortytową. Przypadkowe rozmieszczenie punktów projekcyjnych na figurze 51 wskazuje na to, że hornblendą i biotyту powstawały niezależnie od siebie. Powyższe spostrzeżenie jest zgodne z obserwacjami mikroskopowymi wskazującymi na metamorficzną naturę znacznej części kryształów hornblendy. Brak

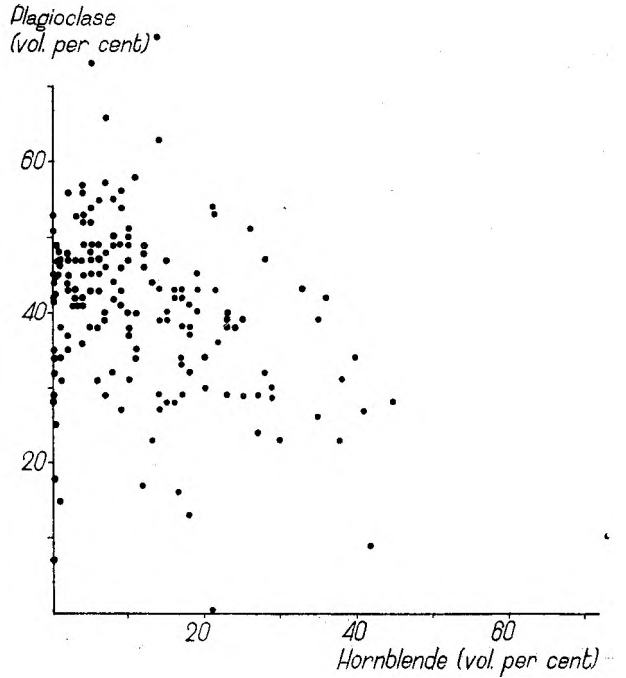


Fig. 49

Zależność między ilościowym udziałem hornblendy i plagioklastu w granitoidach

Relationship between modal abundance of hornblende and plagioclase in granitoids

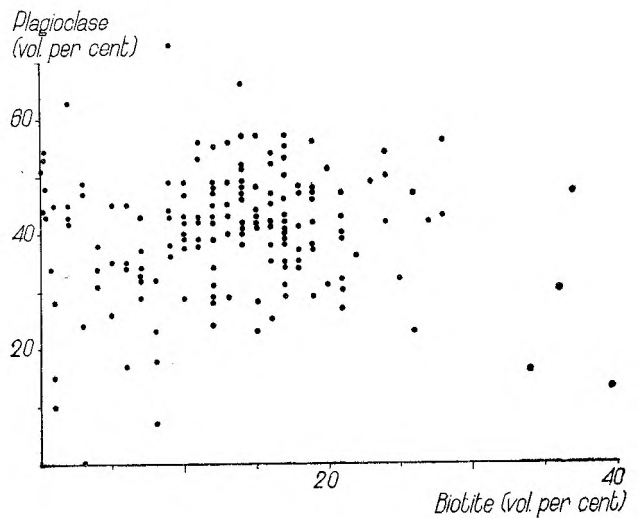


Fig. 50

Zależność między ilościowym udziałem biotyту i plagioklastu w granitoidach

Relationship between modal abundance of biotite and plagioclase in granitoids

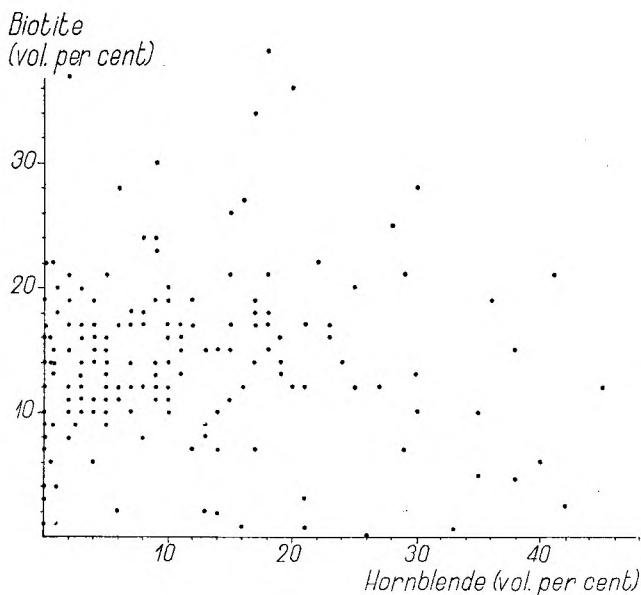


Fig. 51

Zależność między ilościowym udziałem hornblendy i biotyту w granitoidach

Relationship between modal abundance of hornblende and biotite in granitoids

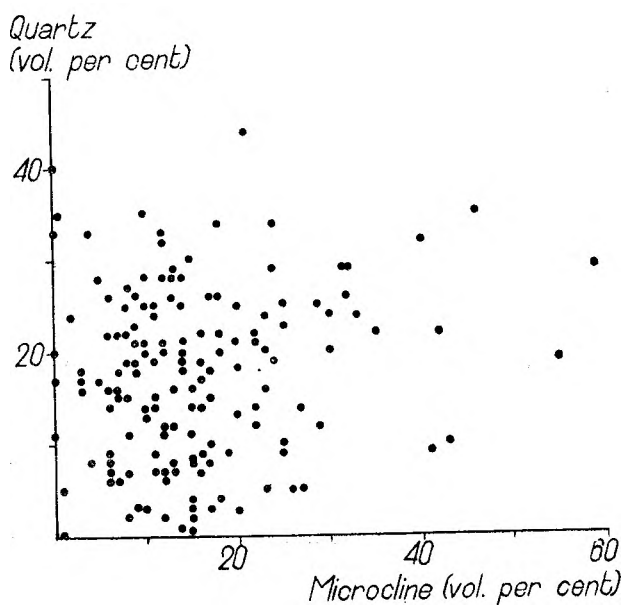


Fig. 52

Zależność między ilościowym udziałem mikroklinu i kwarcu w granitoidach

Relationship between modal abundance of microcline and quartz in granitoids

zależności między mikroklinem i kwarcem jest zjawiskiem typowym, powszechnie notowanym w granitoidach magmowych.

#### PROBLEM ENKLAW

W skałach kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego dość powszechnie spotykane są rozmaite enklawy o kształtach elipsoidalnych, płyciastych lub nieregularnych. Enklawy te różnią się od otaczających granitoidów wielkością ziarna, ilościowym składem mineralnym i składem chemicznym plagioklażu.

W granitoidach Laskówki stwierdzono obecność dość licznych enklaw amfibolitowych w różnym stopniu zgranitizowanych. Struktura, tekstura i skład mineralny pierwotnych amfibolitów uległy dość gruntownej przebudowie. W enklawach amfibolitowych, słabo zasymilowanych, zachowała się pierwotna struktura granoblastyczna i kierunkowa tekstura, natomiast skład mineralny uległ wyraźniejszej przebudowie. W tego typu enklawach pojawiają się dwa rodzaje plagioklażu: oligoklaz występujący wśród minerałów tła skalnego oraz andezyn stanowiący fenokryształy. Minerale ciemne enklaw amfibolitowych tworzą często wysepkowate nagromadzenia biotytowe lub biotytohornblendowe. W tych ostatnich hornblenda zajmuje strefy centralne, a biotyt peryferyczne. Duże kryształy hornblendy poprzerastane są bezbarwnym piroksenem jednoskośnym, plagioklazem, kwarcem i drobnymi blastami amfibolu (przerosty często sitowe). Zgranitizowane enklawy mają natomiast strukturę zbliżoną do hipautomorfowo-ziarnistej, teksturę raczej bezkierunkową i ilościowy skład mineralny pośredni między amfibolitami i granitoidami.

W granitoidach Lasek spotkano nieliczne enklawy amfibolitowe, kwarcowo-biotytowe i kwarcowo-skalieniowe. Enklawy amfibolitowe mają charakter zgranitizowanych amfibolitów o słabo kierunkowej teksturze. Ksenoblasty hornblendy są przeważnie dość równomiernie rozproszone. Niekiedy jednak pojawiają się wysepkowate agregaty kryształów o zbliżonej orientacji przestrzennej. Duże ziarna hornblendy obfitują niekiedy we wrostki kwarcu, andezynu i augitu. Wykazują one poza tym niejednolite zabarwienie. Hornblenda otaczających granitoidów ma często analogiczne wykształcenie i zbliżone własności optyczne. Enklawy kwarcowo-biotytowe i kwarcowo-skalieniowe stanowią najprawdopodobniej zrekrytalizowane skały osadowe (hornfelsy).

W granitoidach Mąkolna wyróżniono enklawy amfibolitowe, paragajnsowe i hornfelsowe. Pierwsze z wymienionych wykazują charakterystyczne dla tego rodzaju skał struktury i tekstury (struktura grano-



-nematoblastyczna, tekstura kierunkowa), a różnią się tylko obecnością biotyту i kwarcu. Płyściaste enklawy skał amfibolowych wykazują często zbliżoną orientację przestrzenną i stanowią przypuszczalnie relikty rozplyniętych amfibolitów. Enklawy paragenezy reprezentowane są przez gnejsy augitowo-hornblendowo-biotytowe i biotytowe. Mają one zazwyczaj dobrze zachowane tekstury kierunkowe, a niekiedy wykazują objawy granityzacji polegające na wzbogacaniu w kwarc i mikroklin. Bryłowate enklawy hornfelsów piroksenowych zbudowane są głównie z labradoru i hiperstenu.

W okolicy Chwalisławia występują enklawy amfibolitowe i hornfelsowe. Pierwsze z wymienionych mają dość urozmaicony skład mineralny (biotyt, aktynolit, kwarc, andezyn). W otaczających granitoidach stwierdzono obecność bezbarwnego i bladzielonkawego amfibolu z przerostami augitu. Aktynolit enklawy ma zbliżone własności optyczne do bezbarwnego amfibolu z granitoidu.

W granitoidach Jaskowej—Droszkowa występują nieliczne enklawy zbudowane głównie z andezynu i biotyту oraz podrzędnych ilości kwarcu, mikroklinu i hornblendy.

Kierunek wydłużenia enklaw w południowo-zachodniej części masywu kłodzko-złotostockiego jest zgodny z gnejsowością granitoidów. Dużym krom skał amfibolowych towarzyszą drobne, elipsoidalne enklawy zbudowane ze stykających się ze sobą kryształów hornblendy o własnościach optycznych zbliżonych do amfiboli z granitoidów. Występowanie w granitoidach agregatów hornblendowych sugeruje wiązanie ich genezy z krami skał amfibolowych. W monzonitach omawianej strefy stwierdzono obecność drobnoziarnistych enklaw złożonych z biotyту i pseudomorfów łyszczykowych.

Enklawy hornfelsowe z okolic Podzamka wykazują urozmaicony skład mineralny (biotyt, muskowit, albit, mikropertyt mikroklinowy, korund i andaluzyt) i teksturę kierunkową. Podobne cechy mają również enklawy amfibolitowe, w których oprócz andezynu i hornblendy występują podrzędne ilości biotyту, augitu i kwarcu.

Obecność enklaw stwierdzono również w tonalitych Barda, stanowiących fragment większej apofizy nazwanej przez Oberca (1957) apofizą Grańca—Barda. Enklawy te można podzielić na amfibolitowe i hornfelsowe. Pierwsze mają kształty przeważnie elipsoidalne lub kuliste, a drugie płyściaste. Wszystkie enklawy amfibolitowe są silnie zgranityzowane, a strukturą, teksturą i składem mineralnym (jakościowym) nie różnią się od otaczających tonalitych. Megaskopowo jednak różnicują się one mniej lub więcej wyraźnie. W drobnoziarnistych enklawach hornfelsowych oprócz albitu

występuje pasowo zbudowany labrador, genetycznie związany z tonalitym.

Wśród drobnych wtrąceń, dość powszechnie spotykanych w granitoidach kłodzko-złotostockich, dominują enklawy amfibolitowe. Pojawiają się one w różnych częściach masywu i na ogół nie wydają się ściśle związane z amfibolitami bezpośredniej osłony metamorficznej. Znane są bowiem również w strefach kontaktowych granitoidu z przeobrażonymi skałami osadowymi Gór Bardzkich (Podzamek, Laskówka). Dość obficie pojawiają się one również w tonalitych apofizy Grańca—Barda, które występują w odległości około 5 km od brzegu intruzji. Znaczna część enklaw amfibolitowych nie stanowi więc porwaków zaczerpniętych z bezpośredniego otoczenia. Musiały się one dostać do magmy granitoidowej jeszcze na długo przed jej intruzją w osadowo-metamorficzny kompleks skalny. Wobec powyższego elipsoidalne i kuliste kształty enklaw, jak również ich wysoki stopień zgranityzowania są zupełnie zrozumiałe.

Duże analogie w wykształceniu i własnościach optycznych znacznej części kryształów hornblendy z granitoidów i enklaw amfibolitowych sugerują, że część hornblendy skał granitowych pochodzi z rozplyniętych amfibolitów. Pojedyncze kryształy hornblendy poprzerastane kwarcem, plagioklazem i augitem, ich niewielkie agregaty oraz enklawy amfibolitowe o zaokrąglonych kształtach można uznać za relikty rozplyniętych amfibolitów pochodzących z głębszego podłoża. Enklawy płyściaste oraz większe kry amfibolitowe mogą pochodzić z płytszych horyzontów metamorficznych oraz bezpośredniej osłony metamorficznej intruzji. Bardzo zbliżony do tych ostatnich jest rodzaj pozostałej części enklaw gnejsowych i hornfelsowych. Wyjątki stanowią tylko bryłowate i kuliste enklawy o charakterze hornfelsów piroksenowych oraz drobne, rozpoznawalne dopiero pod mikroskopem, wtrącenia zbudowane głównie z piroksenów rombów. Agregaty piroksenów rombów stanowią przypuszczalnie produkty powstałe w okresie tworzenia się magmy granitoidowej.

#### ZAGADNIENIE GENEZY MAGMY GRANITOIDOWEJ

Magmowe pochodzenie skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego nie budzi zastrzeżeń. Za powyższym przemawiają następujące obserwacje:

1. Niezgodne na ogół kontakty ze skałami otaczającymi (Oberc 1957, 1972; Wojciechowska 1973).
2. Granice między granitoidami i skałami osłony są prawie zawsze ostre.
3. Masyw granitoidowy i jego bliższe i dalsze otoczenie pocięte są skałami żyłowymi, niejednokrotnie o zbliżonym do masywu charakterze petrograficznym.

4. Występowanie apofiz penetrujących nawet odległe, od brzegu intruzji, partie struktury bardzkiej.

5. Masyw otoczony jest aureolą kontaktową złożoną z różnego rodzaju hornfelsów, powstałych z termicznego przeobrażenia skał osadowych i metamorficznych.

6. Przebieg krystalizacji minerałów według określonej kolejności.

7. Budowa pasowa plagioklazów z jądrami zawsze bogatszymi w anortyt.

8. Wyrażna korelacja ujemna między mikroklinem i plagioklazem, mikroklinem i biotytem oraz brak wszelkiej zależności pomiędzy mikroklinem i kwarcem.

Nie ma również wątpliwości co do stanu termicznego magmy granitoidowej w „momencie” intruzji. Dysponowała ona poważnym zapasem ciepła, przy czym jej temperatura osiągała w partiach centralnych wartość około 750°C.

Pozostaje jeszcze do rozważenia problem genezy magmy. Według Smulikowskiego (1958) magmy granitoidowe mogą być trojakiiego pochodzenia: dyferencyjne, regeneracyjne i palingenetyczne. Dyferencyjna magma granitoidowa jest końcowym produktem dyferencji magmy gabrowej i dlatego jej ilość musi być bardzo mała w porównaniu z pierwotną masą magmy gabrowej. Wobec tego granitoidy powstałe w efekcie konsolidacji takiej magmy powinny być stowarzyszone z masywami gabrowymi znacznie od nich większymi. Magmy regeneracyjne powstają wskutek upłynnienia granitoidów magmowego pochodzenia, a granitoidowe magmy palingenetyczne tworzą się w wyniku nagromadzenia się faz ciekłych powstałych w toku procesów dyferencyjnej anateksis skał metamorficznych.

W najbliższym sąsiedztwie kłodzko-złotostockich granitoidów nie stwierdzono obecności większych masywów gabrowych, z którymi byłyby one powiązane genetycznie. Wobec powyższego nie ma raczej podstaw do twierdzenia, że granitoidy te powstały wskutek konsolidacji magmy dyferencyjnej. Istnieje natomiast szereg przesłanek przemawiających za palingenetycznym pochodzeniem granitoidów kłodzko-złotostockich. Do nich należą:

1. Powszechność występowania pojedynczych kryształów hornblendy niejednokrotnie sitowo poprzerastanych kwarcem, plagioklazem i augitem.

2. Niejednolite zabarwienie większych ziarn hornblendy powstałych z przeobrażenia augitu.

3. Występowanie agregatów hornblendowych poprzerastanych kwarcem, plagioklazem i minerałami nieprzezroczystymi. Agregatowe skupienia ziarn hornblendy mają niekiedy słupkowate zarysy i obrośnięte są wyraźnie zieloną hornblendą.

4. Obfitość enklaw amfibolitowych o zaokrąglonych

kształtach, które nie wykazują genetycznego powiązania ze skałami bezpośredniej osłony metamorficznej. Znalazły się one w magmie granitoidowej na długo przed jej wdarciem się w osadowo-metamorficzny kompleks skalny.

5. Pojawianie się kulistych enklaw o charakterze hornfelsów piroksenowych (hipersten) oraz drobnych wysepkowatych skupień hiperstenowych w centralnych partiach masywu.

6. Lokalne przechodzenie aplitów, tkwiących w centralnej części intruzji, w hornfelsy syllimanitowo-łyszczykowe.

Występujące w granitoidach kłodzko-złotostockich pojedyncze kryształy hornblendy o znamionach metamorficznej genezy, ich mniejsze lub większe agregaty oraz silnie zgranityzowane enklawy amfibolitowe i wtrącenia hornfelsowe są najprawdopodobniej relikdami skał pierwotnego kompleksu metamorficznego, który w warunkach znacznie podwyższonych temperatur i ciśnień podlegał skomplikowanym procesom dyferencyjnej anateksis. Wobec tego, zgodnie z terminologią Smulikowskiego (1947, 1958), wspomniane powyżej kryształy hornblendy można nazwać paleokryształami, a enklawy lipotektytami. Za lipotektyty można również uznać hornfelsy syllimanitowo-łyszczykowe z aplitów Jaskkowej Góry. Skupienia hiperstenowe natomiast stanowią przypuszczalnie produkty powstałe w toku procesów anatektycznych.

Kozłowska-Koch (1971, 1973) i Smulikowski (1973) również uważają, że intruzja kłodzko-złotostocka jest pochodzenia palingenetycznego. Według Smulikowskiego uaktywnienie termiczne strefy Kłodzko—Złoty Stok—Skrzynka spowodowało najpierw wysokotemperaturowy metamorfizm regionalny w tej strefie, a następnie doprowadziło do powstania w głębi regionu kłodzko-złotostockiego magmy, która z końcem dolnego karbonu wzniosła się ku górze i intrudowała uprzednio już regionalnie zmetamorfizowane blastomylonity strefy Złoty Stok—Skrzynka.

Na przełomie lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych obecnego stulecia możliwość palingenetycznego pochodzenia magm granitoidowych została potwierdzona licznymi badaniami eksperymentalnymi. Tuttle i Bowen (1958) wykazali eksperymentalnie, że badane przez nich granitoidy, niezależnie od składu mineralnego, zaczynają się topić już w temperaturze około 660°C przy ciśnieniu  $P_{H_2O} = 4$  kb. Maksymalna ilość powstałej fazy ciekłej zależy jednak od tego składu. Z jednoskaleniowego (pertyt) granitu riebeckitowego powstaje 90% fazy szklistej w temperaturze 670°C i  $P_{H_2O} = 3$  kb. Ta sama ilość fazy ciekłej tworzy się z tego granitu przy temperaturze 700°C i  $P_{H_2O} = 2$  kb. 80% dwuskaleniowego granitu biotyto-muskowitowego upłynnia

się w temperaturze  $700^{\circ}\text{C}$  i  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kb. O 5% mniej szkliwa powstaje z tego granitu w temperaturze  $680^{\circ}\text{C}$  i  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$  kb. Syntetyczna mieszanina o składzie albit: skałen potasowy: kwarc = 1:1:1 daje w temperaturze  $670^{\circ}\text{C}$  i  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$  kb tylko 50% szkliwa.

Winkler i Platen (1958) zajmowali się powstawaniem anatektycznych stopów granitowych z zaprawionych NaCl skał ilastych wolnych od wapnia. Gnejsy kordierytowe powstałe z przeobrażenia takich skał ulegały anateksis w zakresie temperatur  $670$ – $720^{\circ}\text{C}$  przy  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kb. Ilość utworzonego stopu dochodziła niekiedy do  $2/3$  objętości materiału wyjściowego (gnejsowego). Anatektyczne stopy mogą również powstawać z przeobrażonych szarogłazów (Winkler, Platen 1961a). Z szarogłazów tworzą się w warunkach wysokich temperatur i ciśnień ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  kb) najpierw dwuskaleniowe gnejsy kordierytowo-biotytowe zawierające niekiedy również syllimanit. Później w miarę wzrostu temperatury zaczyna się tworzyć anatektyczny stop (w zakresie temperatur  $685$ – $725^{\circ}\text{C}$ ). Początkowo powstaje stop aplitowy, który następnie podlega kolejnym przekształceniom w granitowy, granodiorytowy i tonalitowy. Dzieje się to wskutek frakcjonalnego rozpuszczania plagioklazów oraz pewnej ilości biotyту, kordierytu i syllimanitu. Po uzyskaniu stanu granodiorytowego lub tonalitowego skład stopu na ogół nie zmienia się już pomimo dalszego wzrostu temperatury. Ilość fazy ciekłej rośnie szybko z temperaturą, osiągając swe maksimum ( $70$ – $96\%$ ) w temperaturze  $780^{\circ}\text{C}$ . Anatektyczny stop oddzielony od niestopionej reszty mógł intrudować i tworzyć granitoidy. Zdaniem Winklera i Platena (1961b), takie magmy palingenetyczne są powszechnie spotykane. Za powyższym przemawia projektowanie się eksperymentalnych stopów anatektycznych w polu występowania  $86\%$  rozważanych skał granitowych. Granity zdaniem Winklera (1967) przeważnie krystalizowały ze stopów anatektycznych.

Temperatura początkowa anateksis zależna jest od składu mineralnego upłynnianych skał, stosunku albitu do skaleni potasowego w skaleniach alkalicznych, od zawartości anortytu w plagioklazie, składu chemicznego fazy gazowej i ciśnienia. Skały zbudowane z kwarcu i skaleni alkalicznych topią się w niższej temperaturze aniżeli gnejsy zawierające tylko kwarc i plagioklaz (Winkler, Platen 1961b). Domieszka albitu w skaleniu alkalicznym, wyższy stosunek Ab/An w plagioklazie, dodatek HCl i HF do pary wodnej oraz wzrost ciśnienia obniżają temperaturę początkową topnienia (Winkler 1967; Mehnert 1968).

Przypuszczalną głębokość dokonywania się procesów anateksis w skorupie ziemskiej można określić w oparciu o gradient geotermiczny, przyjmując wzrost temperatury z głębokością. Jeżeli temperaturę po-

czątkową topnienia skał przyjmiemy za  $700^{\circ}\text{C}$  a końcową za  $780^{\circ}\text{C}$ , to przy gradiencie geotermicznym  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  strefa topnienia skał występuje na głębokości  $23$ – $26$  km, a przy gradiencie  $50^{\circ}\text{C}/\text{km}$  w odległości  $14$ – $16$  km od powierzchni Ziemi. Strefie topnienia charakterystycznej dla niższego gradientu odpowiadają ciśnienia nadkładu rzędu  $6$ – $8$  kb, a wyższego — około  $4$  kb. Głębokość tworzenia się palingenetycznej magmy, z której powstały granitoidy kłodzko-złotostockie była najprawdopodobniej mniejsza niż  $21$  km. Za powyższym przemawia obecność syllimanitu w reliktowych hornfelsach stwierdzonych w aplitach Jaskowej Górnej. Regionalny wzrost temperatury może jednak być wywołany innymi czynnikami. Wdarcie się na przykład wysokotemperaturowych magm do płytszych horyzontów skorupy ziemskiej może spowodować wytworzenie się znacznych gradientów w otoczeniu tych intruzji. Nałożenie się dwóch różnych gradientów temperaturowych może spowodować powstanie wysokich temperatur na stosunkowo niewielkich głębokościach, co w konsekwencji doprowadzi do upłynniania mas skalnych. Według Tuttlea i Bowena (1958) wysokich gradientów należy spodziewać się w obszarach geosynklijalnych, gdzie gruba pokrywa osadów spełnia rolę izolatorów termicznych.

Winkler (1962) przyjmuje, że palingenetyczne magmy granitoidowe powstałe na głębokości  $5$ – $20$  km wykazują najczęściej temperatury rzędu  $650$ – $800^{\circ}\text{C}$ , a bardzo rzadko około  $900^{\circ}\text{C}$ .

Intrudować w płytkie horyzonty skorupy ziemskiej mogą tylko przegrzane magmy granitoidowe. Teoretycznie (Tuttle, Bowen 1958) tylko stopy granitoidowe o temperaturze rzędu  $960^{\circ}\text{C}$  mogą osiągnąć powierzchnię Ziemi jako lawy. Nasycona wodą magma granitowa o temperaturze  $665^{\circ}\text{C}$ , powstała na głębokości około  $11$  km przy  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$  kb, nie może wznosić się w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej (Winkler 1962), gdyż spadek ciśnienia lub temperatury powoduje natychmiastową krystalizację. Ogrzanie jej jednak do temperatury  $700^{\circ}\text{C}$  umożliwi intruzję tej magmy do głębokości około  $6$  km przy ciśnieniu  $1,5$  kb.

Granitoidy wykrystalizowane z magmy powstałej z upłynniania gnejsów powinny projektować się w polu anatektycznych stopów Winklera. W tym celu analizy chemiczne granitoidów kłodzko-złotostockich nanesiono na trójkąt koncentracyjny kwarc—albit—ortoklaz (fig. 53). Suma zawartości normatywnego kwarcu, ortoklaz, albitu i anortytu jest w omawianych granitoidach przeważnie mniejsza od  $80\%$ , ilość kwarcu tylko sporadycznie przekracza wartość  $20\%$ , a udział anortytu w budowie plagioklaz, wynosi zwykle powyżej  $30\%$ . Oznacza to, że skały kłodzko-złotostockiego masywu obfitują w minerały ciemne i Ca, a są stosunkowo ubogie w  $\text{SiO}_2$ . Nie odpowiadają

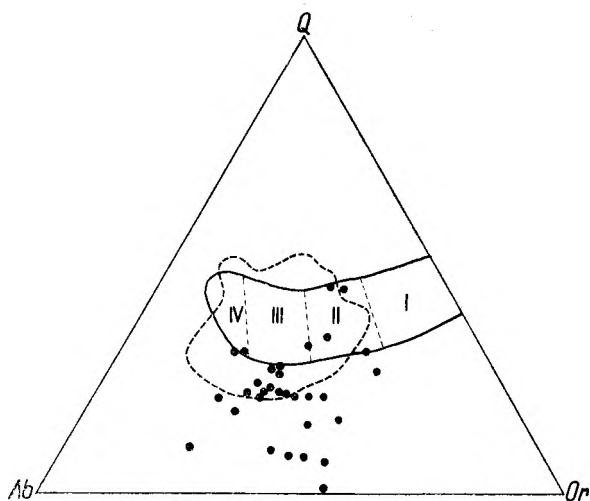


Fig. 53

Położenie punktów projekcyjnych granitoidów kłodzko-złotostockich w trójkącie kwarc—albit—ortoklaz (QAbOr) Winklera Winkler Platen (1961 b)

*I* — anatektyczny stop alitowy; *II* — anatektyczny stop granitowy; *III* — anatektyczny stop granodiorytowy; *IV* — anatektyczny stop tonalityowy. Linia przerywaną zakreślono pole występowania 86% granitoidów ze zbioru analiz chemicznych Washingtona (100% = 1190 skał)

Position of Kłodzko—Złoty Stok granitoids in the quartz—albite—orthoclase triangle (QAbOr) after Winkler Winkler Platen (1961 b)

*I* — anatectic melt of aplite composition; *II* — anatectic melt of granite composition; *III* — anatectic melt of granodiorite composition; *IV* — anatectic melt of tonalite composition. The field bounded by the dashed line includes 86 per cent of the granitoids from the collection of Washington chemical analyses (100 per cent = 1190 rocks)

one na ogół wymogom stawianym skałom rozważanym przez Winklera (1961b).

Z rozmieszczenia punktów projekcyjnych granitoidów kłodzko-złotostockich w trójkącie kwarc—albit—ortoklaz (QAbOr) wynika, że tylko nieliczne skały znalazły się w polu anatektycznych stopów Winklera. Pozostałe projektują się poniżej tego pola z tendencją do zbliżania się do boku trójkąta albit—ortoklaz. Część z tych punktów mieści się w strefie (ograniczonej linią przerywaną) występowania 86% magmowych granitoidów. Trzeba tutaj zaznaczyć, że zakreślone pole magm anatektycznych odpowiada stopom powstałym przy  $P_{H_2O} = 2$  kb i temperaturach w przedziale 725—810°C. Wzrastające ciśnienia i temperatury powodują zawsze wzrost zawartości albitu i anortytu, a zmniejszenie ilości kwarcu i ortoklazu. Wobec tego pole magm anatektycznych będzie się przesunęło w kierunku wierzchołka Ab trójkąta koncentracyjnego.

Sumując można z powyższych rozważań wyciągnąć następujące wnioski. Granitoidy kłodzko-złotostockie mają skomplikowaną genezę. Niewątpliwie są one magmowego pochodzenia. Palingenetyczna magma powstała najprawdopodobniej wskutek upłynnienia gnejsowego kompleksu skalnego z przewarstwieniami amfibolitów. Procesy anatektyczne miały miejsce

przypuszczalnie na głębokości odpowiadającej ciśnieniom większym od 2 kb. W anatektycznym stopie były zawieszane minerały ciemne, które w istniejących warunkach ciśnienia i temperatury nie uległy rozpuszczeniu. Palingenetyczna magma podlegała dalszej kontaminacji w czasie przedzierania się w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej i po wdarciu się jej w osadowo-metamorficzny kompleks skalny.

Przeprowadzone eksploracje petrograficzne, uwzględniające wyniki badań eksperymentalnych w zakresie metamorfizmu i anateksis różnych skał, umożliwiają próbę odtworzenia historii rozwoju kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego.

Ścisły związek genetyczny między metamorfizmem i magmatyzmem jest obecnie powszechnie uznawany. Przemawiają za tym badania eksperymentalne oraz obserwacje geologiczne. Granitoidy stowarzyszone często z migmatytami występują nierzadko wśród skał silnie regionalnie zmetamorfizowanych. Zdaniem Zwartta (1967) hercyński górotwór Europy obfituje w granitoidy i migmatyty oraz skały powstałe w warunkach niskich ciśnień. Obecność andaluzytu i kordierytu w hornfelsach kontaktowo-metamorficznej osłony granitoidów wskazuje na ich stosunkowo płytką pozycję. Stwierdza on również, że hercyński metamorfizm niskich ciśnień oraz powstanie granitów i migmatytów są ze sobą powiązane. W licznych przypadkach granit jest produktem, a nie przyczyną metamorfizmu.

Genezę granitoidów kłodzko-złotostockich należy również wiązać z regionalnym metamorfizmem. W gnejsowym kompleksie skalnym z przewarstwieniami amfibolitów i innych łupków krystalicznych wskutek dalszego stopniowego wzrostu temperatury pewne składniki uległy selektywnemu wytapianiu. Powstający stop anatektyczny miał początkowo skład aplitowy, później w miarę wzrostu temperatury jego chemizm ulegał stopniowemu przekształcaniu w granitowy i następnie granodiorytowy. Chemizm stopu zmienił się wskutek upłynnienia w zmieniających się proporcjach skaleni alkalicznych, kwarcu oraz plagioklazu. Działo się to przypuszczalnie w zakresie temperatur 700—780°C. W tym czasie tylko niewielka część biotytu, kordierytu i syllimanitu uległa rozpuszczeniu (Winkler, Platen 1961b).

Wzrost ciśnienia obniża temperaturę topnienia skaleni alkalicznych, kwarcu i plagioklazu, a podwyższa temperaturę topnienia biotytu i hornblendy (Piwiński, Wyllie 1968). Przy  $P_{H_2O} = 2$  kb skaleni potasowe ulegają stopnieniu w granodiorytach i tonalitach z batolitu Wallowa w temperaturze 710—725°C, kwarc w temperaturze 735—755°C, biotyt w temperaturze około 825—850°C, plagioklaz w temperaturze 950°C, a hornblenda 950—1000°C. Według Browna i Fyfe'a (1970) biotyt i hornblenda topią się w znacznie niższych

temperaturach. Przy ciśnieniu 2 kb biotyt zaczyna się topić w temperaturze 725–740°C, a hornblenda 870–880°C. Niższe temperatury topnienia odnoszą się do biotytu i hornblendy z granitu, a wyższe do tych minerałów z diorytu. Znacznie niższa jest temperatura rozkładu hornblendy powstałej w wyniku procesów metamorficznych. Choudhuri i Winkler (1967) podają, że ulega ona zupełnemu rozpadowi w temperaturze 770°C i  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{ kb}$ . Antofyllit przechodzi w enstatyt, kwarc i  $\text{H}_2\text{O}$  w temperaturze 715°C ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{ kb}$ ) i 770°C przy ciśnieniu 2 kb (Choudhuri, Winkler 1967).

Z powyższych danych eksperymentalnych wynika, że biotyt, zasadowy plagioklaz i hornblenda trwale są w temperaturach rzędu 800°C przy ciśnieniu 2 kb. Przepuszczalność trwałość tych samych minerałów powstałych w różnych warunkach jest odmienna. Temperatury rozkładu minerałów utworzonych w toku procesów metamorficznych są prawdopodobnie niższe od temperatur rozkładu tych samych składników wykrytych z magmy.

Trudno jest ocenić górną granicę zakresu temperatur, przy których zachodziły procesy frakcjonalnego upłynniania metamorficznego kompleksu skalnego. Przepuszczalność przekraczała ona wartość 800°C. W danych warunkach ciśnienia i temperatury znaczna część skaleni, kwarcu i muskowitu oraz podrzędne ilości biotytu i hornblendy uległy stopieniu. W optymalnych warunkach anateksis ilość stopu mogła znacznie dominować nad nie stopionymi fazami krystalicznymi. Zawieszone w stopie fazy krystaliczne mogły ulec równomiernemu rozprowadzeniu (homogenizacja magmy anatektycznej), a zwarte agregaty minerałów stopniowemu rozdrobieniu na mniejsze zespoły i pojedyncze kryształy.

Ilość powstającego stopu jest zależna od zawartości  $\text{H}_2\text{O}$  w kompleksie skalnym podlegającym procesom anateksis, a rozpoczęcie się tych procesów uwarunkowane jest obecnością wody. Jeżeli w skale jest 9% wody, to może skała ulec zupełnemu upłynnieniu, a przy zawartości 0,1%  $\text{H}_2\text{O}$  stopi się tylko 1% skały (Tuttle, Bowen 1958). Kilka procent wody jest zawsze zawarte w skałach stref orogenicznych, w których progresywny metamorfizm regionalny bardzo często kończy się procesami anateksis i palingenezy. Część potrzebnej do topnienia wody zostanie uwolniona ze struktur rozkładających się łuszczaków i amfiboli. Obserwacje poczynione w regionach występowania granitoidów i migmatytów wskazują na to, że magmy granitowe nie są zazwyczaj nasycone wodą, a ciśnienie wody jest mniejsze od ciśnienia nadkładu (Brown, Fyfe 1970). Obecność stosunkowo dużej ilości biotytu i hornblendy w granitoidach kłodzko-złotostockich przemawia za tym, że magma nie była uboga w  $\text{H}_2\text{O}$ .

Jednak ilość wody zawartej w magmie nie wystarczała najprawdopodobniej do jej nasycenia.

Nie nasycona wodą (4%  $\text{H}_2\text{O}$ ) magma granitoidowa z zawieszonymi w niej paleokryształami (głównie hornblendy) jest zdolna do intruzji, przy czym poziom, do którego może się ona wznieść, zależy od temperatury magmy. Przepuszczalną głębokość intruzji kłodzko-złotostockiej oceniano na 5 km, a odpowiadające jej ciśnienie na 1,5 kb. Magma tej intruzji w momencie osiągnięcia głębokości 5 km od powierzchni Ziemi krystalizowała prawdopodobnie w temperaturze około 700°C już jako stop nasycony wodą (Winkler 1962). Temperatura krystalizacji magmy oceniona na około 700°C jest zgodna z poprzednio poczynionymi obserwacjami dotyczącymi maksymalnych temperatur ustalonych na podstawie pojawienia się paragenezy kordieryt—hipersten (hornfelsy hiperstenowo—kordierytowe).

Granitoidy kłodzko-złotostockie mają cechy skał wykrytych z magmy powstałej poza aktualnym miejscem występowania intruzji. Magma granitoidowa musiała mieć przeto temperaturę znacznie przekraczającą 700°C, a przepuszczalność około 800°C. Magma granitowa zawierająca 4%  $\text{H}_2\text{O}$  i powstała na głębokości odpowiadającej ciśnieniu 2 kb musi mieć w stanie płynnym temperaturę powyżej 750°C, a utworzona przy ciśnieniu 3 kb — większą od 760°C (Winkler 1962).

Magma granitoidowa w czasie wznoszenia się w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej zagarniała niewielkie fragmenty skał metamorficznych stopniowo je asymilując mineralogicznie. W toku asymilacyjnych procesów skład mineralny, struktura i tekstura porwaków uległy dość gruntownej przebudowie. W enklawach powstały te same minerały, co w otaczających je granitoidach. Po wdarciu się magmy w osadowo-metamorficzny kompleks skalny, wykazujący stosunkowo niską temperaturę początkową, rozpoczął się powolny okres konsolidacji stopu krzemianowego i przebiegu skomplikowanych reakcji metamorficznych w osłonie intruzji w warunkach podwyższonych temperatur. Te same reakcje metamorficzne zachodziły w osłonie intruzji i porwakach zatopionych w magmie, a zaczerpniętych z najbliższego sąsiedztwa osadowo-metamorficznego. Gruntowniejszej przebudowie uległy skały osadowe, które zostały przeobrażone w różnego rodzaju hornfelsy. Natomiast skały metamorficzne, mniej podatne na przeobrażenia, uległy głównie rekrystalizacji z niejednokrotnym powstaniem nowych zespołów mineralnych, trwałych w wyższych temperaturach. Rekrystalizacja kontaktowo-metamorficzna zachodziła częściowo w czasie trwania nacisków tektonicznych, co wpłynęło na kierunkowe ułożenie się powstających minerałów.

W późniejszym okresie, po zupełnej konsolidacji magmy granitoidowej, omawiany obszar nawiedziły ruchy tektoniczne, które spowodowały powstanie licznych zluźnień wypełnionych następnie stopem magmowym. Skały żyłowe przecinające masyw granitoidowy i jego osłonę wiąże Wojciechowska (1973) z powstaniem mezostruktur  $F_5$  pointruzywnego etapu deformacji. Niektóre skały żyłowe, a zwłaszcza mikrogranodioryty o strukturze porfirowej, mają skład chemiczny i mineralny oraz charakter petrograficzny bardzo zbliżony do granitoidów masywu, co pozwala wiązać wymienione skały z jednym ogniskiem magmowym. Niewielka miąższość tego typu skał żyłowych wskazuje na wysoką temperaturę intrudującej magmy, która mimo znikomej masy była zdolna do wznoszenia się w płytsze horyzonty skorupy ziemskiej. Struktura porfirowa mikrogranodiorytów wskazuje na to, że temperatura intrudującej magmy była w pewnym momencie niższa od temperatury likwidusu. Przed osiągnięciem obecnego miejsca występowania mikrogranodiorytów utworzyła się niewielka ilość fenokryształów. Minerale tła skalnego krystalizowały już w warunkach znacznie gorszych, sprzyjających powstaniu holokrystalicznych struktur bardzo drobnoziarnistych (stosunkowo szybka krystalizacja).

Dogodniejsze warunki krystalizacji miały granitoidy żyłowe z okolic Wojciechowic, w których wykształciły się struktury hipautomorfowo-ziarniste obok porfirowych. Tekstury bezładne tych skał wskazują na brak nacisków kierunkowych w czasie ich powstawania. Późniejsze skały żyłowe mają już odmienny charakter petrograficzny. Reprezentowane są one głównie przez mikrodioryty, spessartyty i wogezyty. Odmiany tych skał bogate w minerały ciemne ujawniają teksturę fluidalną i zmiany endokontaktowe w bezpośrednim sąsiedztwie osłony. Intruzje lamprofirów i skał pokrewnych miały miejsce w okresie, gdy granitoidy reagowały sztywno na naciski, ulegając lokalnej kataklazie. Najmłodsze deformacje wyraziły się w powstaniu licznych kataklazytów i mylonitów, szczególnie pospolitych w sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeżnego i wschodniej krawędzi rowu Nysy Kłodzkiej.

Powstałe deformacje nieciągle ułatwiały penetrację roztworów hydrotermalnych bogatych w sód. Wymienione roztwory reagowały z minerałami granitoidów powodując ich przeobrażenia. Plagioklasy ulegały najczęściej serycytyzacji i albityzacji, a minerały ciemne chlorytyzacji. Nasilenie procesów albityzacji było niekiedy tak wielkie, że metasomatycznym przekształceniom podległy duże masy granitoidów. Granitoidy zawierające wtórny albit można bardzo łatwo poznać w terenie po różowym zabarwieniu.

Niewielkie wystąpienia skał ultrafemicznych sta-

nowią odrębne zagadnienie, którego rozwiązanie w chwili obecnej wydaje się niemożliwe z uwagi na unikalność tego typu utworów oraz ich sposób występowania w postaci luźnych bloków. Nie wydaje się rzeczą prawdopodobną, aby były one genetycznie związane z magmą granitoidową pochodzenia palingenetycznego. Stanowią one (zwłaszcza hornblendyty piroksenowe) przypuszczalnie większe porwaki skał podłoża krystalicznego.

Silne zróżnicowanie skał w okolicach Podzamka ma swe uzasadnienie w obecności skał węglanowych, które spowodowały lokalne zubożenie magmy granitoidowej w  $\text{SiO}_2$ , co w konsekwencji doprowadziło nawet do krystalizacji minerałów ubogich w krzemionkę (oliwin). Większe zróżnicowanie petrograficzne w innych regionach zdaje się być wywołane kontaminacją magmy palingenetycznej materiałem osadowo-metamorficznym.

Monzodioryty Lasek i Mąkolna, nazywane przez geologów niemieckich diorytami hornblendowymi częściowo migmatycznymi, nie wydają się tworzyć oddzielnych, młodszych intruzji jak przedstawiono to na mapach niemieckich (fig. 6 i 8). Skały te, spotykane najczęściej w postaci luźnych bloków, są najprawdopodobniej integralnie związane z granitoidami i mają przypuszczalnie taką samą genezę jak większość rzadziej spotykanych odmian skalnych masywu kłodzko-żłotostockiego.

Wśród kontaktowo przeobrażonych skał osadowych i metamorficznych występuje niewątpliwie materiał pochodzenia tufogenicznego i wulkanicznego. Hornfelsy hornblendowo-biotytowe dość jednolicie wykształcone na znacznym obszarze były przypuszczalnie wulkanitami o strukturze porfirowej.

Panu prof. dr. K. Smulikowskiemu składam serdeczne podziękowanie za przeczytanie maszynopisu niniejszej pracy i cenne uwagi krytyczne, które były mi pomocne przy ostatecznej redakcji tekstu. Panu dr. M. Stępniewskiemu dziękuję gorąco za wykonanie oznaczeń dyfraktometrycznych skaleni potasowych i granatu. Pani mgr E. Kuńskiej pragnę podziękować za wykonanie pomiarów kątów osi optycznych skaleni potasowych, piroksenów i oliwinów oraz za wykonanie negatywów mikrograficznych. Panu mgr S. Speczikowi dziękuję za udostępnienie próbek wyseparowanych biotytów, a dr. P. Zawidzkemu za oznaczenie w nich skandiu. Panu mgr. A. Kozłowskiemu dziękuję za pomoc przy homogenizacji skaleni potasowych, a byłym praktykantom za pomoc w czasie prac terenowych.

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Al. Żwirki i Wigury 93  
02-089 Warszawa

## LITERATURA

- AKELLA J., WINKLER H. G. F., 1966: Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 12, no. 1.
- ALTHAUS E., 1967: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study. *Ibid.*, vol. 16, no. 1.
- ANSILEWSKI J., 1961: The problem of classification of the alkali feldspars. *Arch. miner.*, t. 23, z. 1.
- 1973: Skalenie serii metamorficznej Gór Białskich i Złotych w Sudetach. Feldspars from the metamorphic series of the Góry Białskie and Złote ranges in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 7.
- BARTH T. F. W., 1956: Studies in gneiss and granite. *Norske Vid. Akad. Skr.*, no. 1.
- 1962: The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42 (Feldspar volume).
- BEDERKE E., 1922: Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F.*, 89, Bd. I.
- 1927: Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. *Fortschr. Miner. etc.*, Bd. 12.
- BEYRICH E., 1849: Über das sogenannte südliche oder Glätzer Übergangsgebirge. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 1.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867: Geologische Karte von den Niederschlesischen Gebirge (mit Erläuterungen von J. Roth). Berlin.
- BIRCH F., CLARK H., 1940: The thermal conductivity of rocks and its dependence on temperature and pressure. *Am. J. Sc.*, vol. 238, no. 9.
- BRICH F., SCHAIRER J. F., SPICER H. C., 1942: Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, no. 36.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of acid intrusions of the Sudetes and the Sudetic foreland. *Arch. miner.*, t. 21, z. 2.
- 1972: Feldspars of some Variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. XX, no. 3.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K—Ar) granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute age determination (K—Ar) of the Lower Silesian granitoid rocks. *Kwart. Geol.*, t. 10, nr 4.
- BROWN G. C., FYFE W. S., 1970: The production of granite melts during ultrametamorphism. *Contrib. Miner., Petrol.*, vol. 28, no. 4.
- BUTKIEWICZ T., 1968: Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich. Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- CHOUDHURI A., WINKLER H. G. F., 1967: Anthophyllit und Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 14.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1963: Rock forming minerals. Vol. 2. London.
- DEPCIUCH T., 1972: Wiek bezwzględny (K—Ar) granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy. Absolute age of (K—Ar) granitoids from the Kłodzko-Złoty Stok area and the Niemcza zone. *Kwart. geol.*, t. 16, nr 1.
- DIETRICH R. V., 1961: Comments on the two-feldspar geothermometer and K-feldspar obliquity. Instituto „Lucas Mallada” C. S. I. C. (España). *Cursillos Conferencias*. Fasc. VIII.
- DIXON B. E., KENNEDY W. Q. 1933: Optically uniaxial titanite from Aberdeenshire. *Z. Krist.*, vol. 86.
- DON J., 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- 1972: The Różane Mts. Fold in the Krowiarki (the Łądek — Śnieżnik metamorphic massif in the Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 20, no. 4.
- DZIEDZICOWA H., 1963: „Syenity” strefy Niemczy. So-called syenites of the Niemcza zone (Lower Silesia). *Arch. miner.*, t. 24, z. 2.
- 1973: The Niemcza zone granitoids. [In:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- EVANS B. W., 1965: Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sc.*, vol. 263.
- FINCKH L., 1929: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Frankenstein. *Preuss. Geol. L.-A.*, Berlin.
- FINCKH L., BEDERKE E., FISCHER G., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Königshain. *Ibid.*
- FINCKH L., FISCHER G., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Reichenstein. *Ibid.*
- FISCHER G., MEISTER E., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Glatz. *Ibid.*
- GADOMSKI M., 1968: Pierwiastki śladowe w łuszczkach strefy granityzacji Złoty Stok—Skrzynka w Sudetach. Trace elements in micas of the granitization zone Złoty Stok—Skrzynka in Sudetes. *Arch. miner.*, t. 28, z. 1.
- GEOLOGICAL Society of London, 1964: The Phanerozoic time-scale. A symposium dedicated to Professor Arthur Holmes. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 120.
- GOKHALE N. W., 1968: Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40.
- GOLDSMITH J. R., LAVES F., 1954: The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 5, no. 1.
- HANCZKE T., 1959: Kontakt wapienia ze „syenitem” złotostockim w Podzamku k/Kłodzka. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U. W., Warszawa (maszynopis).
- HEINRICH E. W. M., 1946: Studies in the mica group: The biotite-phlogopite series. *Am. J. Sc.*, vol. 244, no. 12.
- HESS P. C., 1969: The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 24, no. 3.
- HUANG W. T., 1962: Petrology. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, San Francisco, Toronto, London.
- INGERSON E., 1955: Methods and problems of geologic thermometry. *Econ. Geology*, Fiftieth Anniversary Volume.
- IUGS Commission On Geochronology For Coordination Of Radiometric And Stratigraphic Data In the Development Of A World Time-Scale, 1966. Vergleichende Tabelle der letzten veröffentlichten geochronologischen Zeitskalen der Phanerozoischen Epochen-Erläuterung.
- Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. *N. Jb. Miner. etc. Mh.*, H. 4, 1973.



- JAEGER J. C., 1957: The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sc.*, vol. 255, no. 4.
- 1959: Temperatures outside a cooling intrusive sheet. *Ibid.*, vol. 257, no. 1.
- 1961: The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Ibid.*, vol. 259, no. 10.
- 1964: Thermal effects of intrusions. *Rev. Geophys.*, vol. 2, no. 3.
- JUSKOWIAK O., 1959: Niektóre minerały i zjawiska kontaktowe z Podzamka koło Kłodzka. Some minerals and contact symptoms from Podzamek near Kłodzko (Lower Silesia). *Kwart. geol.*, t. 3, nr 2.
- KOWALSKI W. M., 1967: Skały metamorficzne ze Złotego Stoku (Dolny Śląsk). Metamorphic rocks from Złoty Stok (Lower Silesia). *Pr. geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 42.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Gnejsy Ścinawki i towarzyszące im skały krystaliniku kłodzkiego. Granite-gneisses and associated rocks of the metamorphic area of Kłodzko (Middle Sudetes, Poland). *Arch. miner.*, t. 22, z. 2.
- 1971: The „Haniak gneisses” near Złoty Stok in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 29, no. 4.
- 1973: Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzynka w Sudetach. Polimetamorphites of the Złoty Stok—Skrzynka dislocation zone. *Geol. Sudetica*, vol. 8.
- KRETSCHMER F., 1918: Der metamorphe Diorit-Gabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglichter Schnee- und Bielengebirge. *Jb. Geol. Reichsanst.*, Bd. 67.
- KUŃSKA E., 1971: Metamorficzna osłona granitoidów okolic Złotego Stoku i jej kontaktowe przemiany. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- KUŹNIAR J., 1960: O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowiarek. On the conditions of occurrence of marbles in northwestern Krowiarki (Sudetes). *Kwart. geol.*, t. 4, nr 1.
- KUŹNIAŃSKI M., 1968: Kry metamorficzne w granitoidach okolic Chwałisławia. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- LARSEN E. S., 1945: Time required for the crystallization of the great batholith of southern and lower California. *Am. J. Sc.*, vol. 243A.
- LAVES F., VISWANATHAN K., 1967: Relations between the optic axial angle and trilinearity of potash feldspars and their significance for the definition of „stable” and „unstable” states of alkali feldspars. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, vol. 47/1.
- LEŚNIEWSKA A., 1968: Kontakt granitoidów kłodzko-złotostockich z łupkami krystalicznymi Gór Złotych okolic Mąkolna. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- LOVERING T. S., 1936: Heat conduction in dissimilar rocks and the use of thermal models. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 47.
- 1955: Temperatures in and near intrusions. *Econ. Geology, Fiftieth Anniversary Volume*.
- ŁĘGOSZ B., 1971: Petrograficzna charakterystyka hornfelsów i kontaktujących z nimi granitoidów okolic Podzamka w masywie kłodzko-złotostockim. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- MAZUREK A., 1971: Geochemiczna zmienność amfiboli w krze amfibolitowej góry Ptasznik i kontaktujących z nią granitoidach okolic Chwałisławia w masywie kłodzko-złotostockim. *Ibid.*
- MEHNERT K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, London, New York.
- MEISTER E., FISCHER G., 1942: Erläuterungen zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck. Reichsamt f. Bodenforschung, Berlin.
- NAWROT H., 1959: Kra hornfelsowa w Laskach koło Kłodzka. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- NOCKOLDS S. R., 1947: The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sc.*, vol. 245, no. 7.
- OBERC J., 1953: Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 2.
- 1957: Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika cz. 2, Wyd. Geol., Warszawa.
- OFTEDAL I., 1943: Scandium in biotite as a geologic thermometer. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, vol. 23.
- ORVILLE P. M., 1967: Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series. *Am. Miner.*, vol. 52, nos 1–2.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Inst. Geol. Pr.*, 24.
- PIWIŃSKI A. J., WYLLIE P. J., 1968: Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.*, vol. 76, no. 2.
- RAUMER K., 1819: Das Gebirge Niederschlesiens der Grafschaft Glatz. *Mag. Freund. Naturgesch.*, Berlin.
- REVERDATTO V. V., SHARAPOV V. N., MELAMED V. G., 1970: The control and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 29, no. 4.
- SABATIER G., 1963: A propos de la mesure du pourcentage de trilinearité des feldspaths potassiques. *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, vol. 86, no. 1.
- SAWICKI L., et al., 1966: Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego 1 : 200 000. Geological map of Lower Silesia 1 : 200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1947: Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu. Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia. *Arch. miner.*, t. 16.
- 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia geol. pol.*, vol. 1.
- 1973: Les roches métamorphiques du Mont Śnieżnik et de la région de Łądek. [In:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SPECZIK S., 1971: Asocjacje mineralne kier hornfelsowych kontaktujących z granitoidami okolic Jaskowej Górnej. (Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U.W., Warszawa (maszynopis).
- STEIGER R. H., HART S. R., 1967: The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. *Am. Miner.*, vol. 52, nos 1–2.
- SZPILA K., 1961: Wanad w granitoidach Niemczy i Złotego Stoku. Vanadium in the granitoids of Niemcza and Złoty Stok. *Arch. miner.*, t. 23, z. 1.



- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna Geologia Polski, t. III, Sudety, z. 1. Kraków.
- TOMISAKA T., 1962: On order-disorder transformation and stability range of microcline under high vapour pressure. *Miner. J.* (Tokyo), vol. 3.
- TEOFILAK A., 1959: Kontakt „syenitu” i wapienia w Żelaznie koło Kłodzka. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U. W., Warszawa (maszynopis).
- TRAUBE H., 1890: Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefen zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. *N. Jb. Miner. etc.*, Bd. 1.
- TURNER F. J., 1968: Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Book Company New York, San Francisco, St. Louis, London, Toronto, Sydney.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Am. Memoir* 74.
- WEINERT Z., 1959: Hornfelsy na kontakcie syenitu złoto-stockiego w Janowie koło Kłodzka. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U. W., Warszawa (maszynopis).
- WHITEFIELD J. M., ROGERS J. J. W., MCEVEN M. C., 1959: Relationships among textural properties and modal compositions of some granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 17, nos 3/4.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1966: Granitoidy Bielice w Sudetach i ich osłona łupkowa. Bielice granitoids in Sudetes and their metamorphic mantle. *Arch. miner.*, t. 26, z. 1—2.
- 1969: Granitoidy Barda w Sudetach. Granitoids of Barda in Sudetes. *Arch. miner.*, t. 28, z. 2.
- WIESER T., 1958: Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko—Złoty Stok. Petrotectonics of the western part of Kłodzko—Złoty Stok intrusive massif. *Kwart. Geol.*, t. 2, nr 4.
- WINKLER H. G. F., PLATEN v. H., 1958: Experimentelle Gesteinsmetamorphose-II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 15, nos 1/2.
- 1961a: Experimentelle Gesteinsmetamorphose-IV. Bildung von anatektischen Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Ibid.*, vol. 24, nos 1/2.
- WINKLER H. G. F. 1961b: Experimentelle Gesteinsmetamorphose-V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Ibid.*, vol. 24, nos 3/4.
- 1961: On coexisting feldspars and their temperature of crystallization. Instituto „Lucas Mallada” C. S. I. C. (España). *Cursillos Conferencias*. Fasc. VIII.
- 1962: Viel Basalt und wenig Gabbro — wenig Rhyolith und viel Granit. *Beitr. Miner. Petrol.*, Bd. 8, H. 4.
- 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer—Verlag New York Inc.
- WOJCIECHOWSKA I., 1958: Zarys budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego (północnego). Materiały do konferencji terenowej na metamorfiku kłodzkim. Międzygórze 17—22. Zakład Nauk Geologicznych PAN, Pracownia Sudecka. Wydano na prawach rękopisu. Wrocław.
- 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, vol. 2.
- 1972a: Skąły kwarcowo-kwarcytowe w okolicy Odrzychowic na Dolnym Śląsku. Quartz-quartzite rocks in the vicinity of Odrzychowice, Lower Silesia. *Kwart. geol.*, t. 14, nr 4.
- 1972b: Preliminary results of investigation on so-called „quartzites” in the neighbourhood of Romanowo (Stronie Complex), NW part of Krowiarki (East Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 20, no. 4.
- 1972c: Sequence of deformations in the Stronie Complex of Odrzychowice (Eastern Sudetes — Łądek—Śnieżnik metamorphic area). *Ibid.*
- 1973: The tectonic position of the Kłodzko—Złoty Stok granitoids. [In:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Wyd. Geol., Warszawa.
- WOLSKA—KOTAŃSKA C., 1959: Wanad, mangan i tytan w skałach magmowych rejonu Złotego Stoku. Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii U. W., Warszawa (maszynopis).
- WONES D. R., EUGSTER H. P., 1965: Stability of biotite; experiment, theory and application. *Am. Miner.*, vol. 50, no. 9.
- ZWART H. J., 1967: The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.*, vol. 46e, no. 8.

## GRANITOIDS OF THE KŁODZKO—ZŁOTY STOK MASSIF AND THEIR CONTACT INFLUENCE ON THE COUNTRY ROCKS (PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS)

### Summary

The Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif occurring in the Central Sudetes (fig. 1) is bounded on the south-east by the metamorphic complex of Łądek and Śnieżnik Kłodzki, and on the north-west by the crystalline complex of Kłodzko and the Bardo structure. The massif is fault-bounded on the east by the Sudetic marginal fault, and on the west by the eastern fault of the Upper Nysa graben. The massif is crescent-shaped with its convex side looking towards the south-east. On the convex side of the massif occur schists of the metamorphic complex of Łądek and Śnieżnik Kłodzki (Precambrian; fig. 2). While on the concave side there are present greenschists and paleo-volcanic rocks of the crystalline complex of Kłodzko as well as contact metamorphic rocks of the Bardo structure (mainly altered Lower Carboniferous sedimentary rocks).

### ROCKS OF THE GRANITOID MASSIF

Rocks of the Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif are represented mainly by granodiorite with transitions to granite, tonalite, quartz monzodiorite, and quartz monzonite (fig. 44). In lesser amounts occur monzodiorite, quartz diorite, and monzonite, whereas microcline granite, diorite, and syenite appear occasionally.

These are dark—grey, medium- or even coarse-grained rocks, which under the microscope display the hypautomorphic granular texture and random or oriented structure. In inequigranular varieties appear both the porphyritic and porphyreous textures. Generally, rocks of the Kłodzko—Złoty Stok massif are composed of quartz, microcline, microcline micropertthite, plagioclase, biotite, chlorite, ordinary hornblende, monoclinic and orthorhombic pyroxene, and olivine. Plagioclase is most frequently andesine and rarely oligoclase, labradorite, and albite. Usually oligoclase forms rims surrounding andesine, while labradorite occurs in core portions of zoned plagioclases. In certain rock types it constitutes individual grains as well. Albite is a secondary mineral originating due to the metasomatic rebuilding of anorthite-rich plagioclases. Processes of albitization are always closely connected with mechanical deformations and the hydrothermal activity. In zones directly adjoining to albite veins plagioclases have a composition of albite. Frequently sodium-calcium feldspars exhibit automorphic outlines. These are automorphic in relation to quartz, potassium feldspar, and amphiboles.

Brown biotite is developed as hypautomorphic or xenomorphic plates. Tiny flakes of biotite are sometimes grouped in patches intergrown with opaque minerals. The content of

biotite in rocks of the Kłodzko—Złoty Stok massif is rather variable (fig. 45). Biotite is frequently associated with pale-greenish penninite altered from the biotite itself. The degree of alteration of biotite is changeable. The strongest signs of chloritization have been found in the south-western portion of the massif as well as in the vicinity of Jaskowa, Droszków, Mąkolno, and Laski.

Hornblende forms hypautomorphic or xenomorphic grains of various size. Minute crystals of the mineral are sometimes grouped in patchy aggregates which not uncommonly are surrounded by large flakes of biotite. Larger crystals of hornblende are frequently not uniform in colour and display intergrowths of tiny grains of hornblende, quartz, plagioclase, and clinopyroxene. Aggregates composed of minute grains of variously coloured hornblende are sometimes rimmed by green hornblende (pl. I 3). In tonalites of Mąkolno some grains of hornblende are so strongly intergrown with quartz, plagioclase, and augite that they look like sieve intergrowths typical of metamorphic rocks. Intergrowths of augite are relics that survived processes of amphibolization. This seems to be proved by a simultaneous extinction of small intergrowths of augite embedded in large crystals of hornblende. Originally these were large grains of clinopyroxene broken up into small isolated fragments due to the processes of amphibolization (pl. II 4). The content of hornblende in rocks of the granitoid massif in question varies sometimes over rather a considerable range (fig. 45).

Besides intergrowths in hornblende, augite may form individual crystals grouped sometimes in small aggregates. Individual prisms of augite are rimmed by hornblende, which is also embayed within clinopyroxene. Frequently the amphibole originated at the expense of augite is pale and not uniform in colour. Augites from olivine-bearing monzonites are intergrown with olivine and automorphic plagioclase. As a rule augite occurs in small amounts. However, it accumulates in larger amounts in monzodiorites, quartz monzogabbros, monzonites, and syenites. Hypersthene has been found in fine-grained tonalites from Jaskowa Górna, granites from Mąkolno, and monzonites from Podzamek. It occurs as xenomorphic grains or in hypautomorphic prisms. In monzonites prisms of hypersthene may be rimmed with hornblende. Grains of hypersthene are sometimes clustered in patches, which additionally may contain crystals of amphibole and flakes of biotite.

Generally, the content of dark minerals in rocks of the Kłodzko—Złoty Stok massif is rather high. It varies over

a considerable range, however (fig. 46). The north-western peripheries of the massif are on the whole markedly poorer in dark minerals (low colour index), while the south-eastern margins are richer in dark minerals (high colour index).

The results of planimetric counts of the granitoids have been used to prepare point diagrams in order to reveal correlations between pairs of minerals. A negative correlation exists between microcline and plagioclase (fig. 47), microcline and biotite (fig. 48), and hornblende and plagioclase (fig. 49). A random pattern of points in figures 51 and 52 reveals a lack of correlation between hornblende and biotite and microcline and quartz. The distinct negative correlation between microcline and plagioclase as well as microcline and biotite may be accounted for by an earlier crystallization of plagioclase and biotite. In a later stage, due to the decrease in temperature, potassium feldspar was the only mineral crystallizing from a magma still rich in potassium. The fairly clear-cut negative correlation between hornblende and plagioclase indicates a genetic relationship between the two minerals. It may be thought, therefore, that crystals of calcium amphibole suspended in a magma were unstable in certain conditions of pressure and temperature and underwent decomposition. Consequently, anorthite-rich plagioclases might be expected to crystallize from a magma thus enriched in calcium. A random pattern of points in figure 51 indicates that hornblende and biotite were originating independently. The last suggestion agrees well with microscopic observations indicating a metamorphic nature of the greater part of hornblende. The lack of correlation between microcline and quartz is a typical phenomenon commonly noted in magmatic granitoids.

Commonly noted in rocks of the Kłodzko—Złoty Stok granitoid massif are various enclaves. These may be ellipsoidal, tabular or irregularly shaped. The enclaves differ from the surrounding granitoids in grain size, mineral composition, and chemical composition of plagioclase feldspar. By far the dominant amongst small enclosures are amphibolite enclaves. These appear in various portions of the massif. Generally, the enclaves do not seem to be closely related to amphibolites of the nearest metamorphic mantle as they are also known from contact zones between the granitoids and altered sedimentary rocks of the Góry Bardzkie Mountains. Thus the appreciable part of the amphibolite enclaves do not represent fragments torn away from the nearest country rocks. Certainly they had to be caught by a magma for a long time before it was intruded into the sedimentary-metamorphic complex. This being so the ellipsoidal and spherical shapes of the enclaves as well as a high degree of their granitization are quite clear.

Apparent similarities in the development and optic properties of the appreciable part of hornblende crystals from the granitoids to hornblende from amphibolite enclaves suggest that at least a part of hornblende of the former rocks is derived from melted amphibolites. Individual crystals of hornblende intergrown with quartz, plagioclase, and augite as well as small aggregates of such a hornblende and spheroidal amphibolite enclaves may be regarded to be relics of melted amphibolites derived from the deeper bedrock. Tabular-shaped enclaves and bigger cakes of amphibolite, on the other hand, may be derived from shallower horizons of metamorphic rocks as well as from the nearest metamorphic mantle of the intrusion. Very similar to the latter is the provenance of enclaves composed of gneiss and hornfels.

#### DIKE ROCKS

The Kłodzko—Złoty Stok massif together with its nearer and further neighbourhood are cut by dike rocks including

pegmatite, aplite, porphyritic microgranodiorite, fine-grained varieties of the granitoids, spessartite, and vogesite. Pegmatites and aplites are built up almost exclusively of quartz, potassium feldspar, and plagioclase. The mineral composition of porphyritic microgranodiorites is identical as medium-grained granitoids from which they are different in having a markedly porphyritic texture. The fine-grained counterparts of the granitoids differ from them only in grain size. Spessartites and vogesites, on the other hand, are characterized by distinct petrographic features. The former are made up mainly of amphibole and plagioclase, while the latter consist of amphibole and microcline. Moreover, spessartites may also contain augite, biotite and chlorite.

#### ROCKS OF THE CONTACT AUREOLE

The north-western part of the contact aureole of the Kłodzko—Złoty Stok massif (without the metamorphic complex of Kłodzko) is built up of andalusite—cordierite hornfels, cordierite hornfels, cordierite—andalusite—muscovite—biotite hornfels, pinite—biotite hornfels, chiastolite schists and spotted slates, graphite—quartz hornfels, quartz—pyroxene—plagioclase hornfels, actinolite—quartz—plagioclase hornfels, contact metamorphic rocks altered from sandstones and mudstones, mica-quartz hornfels, biotite—quartz—plagioclase hornfels, silicate—calcite rocks, and silicate rocks

The south-eastern part of the contact aureole as well as the metamorphic complex of Kłodzko are composed of cordierite hornfels, garnet-cordierite hornfels, hercynite-corundum hornfels, wollastonite hornfels, silicate-calcite rocks, contact metamorphic rocks altered from amphibolites, pyroxene-plagioclase rocks, pyroxene- and pyroxene-plagioclase hornfels, contact metamorphic amphibole rocks, and various contact metamorphic rocks altered from gneisses.

Variouly-sized enclosures and the roof pendants have been found to consist of cordierite hornfels, contact metamorphic rocks altered from amphibolites, gneisses altered by contact metamorphic processes, plagioclase- and pyroxene-plagioclase rocks, amphibole—pyroxene—biotite hornfels, biotite hornfels, pyroxene-amphibole hornfels, and hornblende-biotite hornfels.

#### TEMPERATURES OF CONTACT METAMORPHIC MODIFICATIONS IN THE MANTLE OF THE GRANITOID MASSIF

The Kłodzko—Złoty Stok massif is surrounded by contact metamorphic rocks altered from sedimentary rocks and schists recrystallized under the influence of the intrusion. The sedimentary rocks were regarded by German geologists to be Silurian and Dinantian in age, while the latter were ascribed to Cambrian and Algonkian. Besides the Silurian and Dinantian rocks, Oberc (1957) distinguished amongst the sedimentary rocks also Lower Devonian deposits. He also regarded the silicate-calcite rocks from Podzamek to be contact metamorphic rocks altered from the original Carboniferous limestone.

In the Bardo Mountains (north-western portion of the contact aureole), the thermic influence of the intrusion appeared up to 2,200 m away from the contact. The highest temperatures have been noted in the vicinity of Podzamek 25–125 m away from the intrusion. These amount to about 650°C. The temperatures have been fixed on the basis of wollastonite (Winkler 1967) present in silicate—calcite rocks forming the nearest mantle of the intrusion.

Temperatures higher than  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  under  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  kb are marked up to 600 m away from the intrusion. This is proved by rather a common occurrence of hornfels containing cordierite, biotite, and andalusite. Possibly the minerals resulted from the reaction: chlorite + muscovite + quartz  $\rightleftharpoons$  cordierite + biotite +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  +  $\text{H}_2\text{O}$ , which according to Hirschberg (Winkler 1967) takes place under the temperature of  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  and  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  kb.

Cordierite and andalusite disappear at the distance of 600–2,200 m from the contact, indicating temperatures lower than  $515 \pm 10^\circ\text{C}$  under  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  kb. The only new mineral of this zone is brown biotite appearing, according to Turner (1968), at  $400^\circ\text{C}$  and  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5$  kb. The above considerations indicate temperature of  $515$ – $400^\circ\text{C}$  interval within the discussed zone.

Occurrence of wollastonite allowed to ascertain temperature of  $550$ – $600^\circ\text{C}$  (Winkler 1967) in wollastonite hornfels of the Kłodzko metamorphic complex as far as 600 m from the granitoid massif.

Cordierite–potassium feldspar–biotite assemblage, characteristic of cordierite hornfels, was found in the immediate contact zone in the Złote Góry Mountains (SE part of the contact aureole). This indicated temperature of  $600^\circ\text{C}$  in the very zone. Quartz is common constituent of the hornfels in question. Muscovite occurs only sporadically in trace quantities. The white mica is likely remnants of the muscovite undigested during processes of contact metamorphism. Muscovite, biotite and quartz of the primary rocks reacted, owing to raising temperature, with one another to produce new mineral assemblages stable under the actual conditions. Mineral compositions of the hornfels was reconstituted according to equation: 6 muscovite + 1 biotite + 15 quartz  $\rightleftharpoons$  3 cordierite + 8 potassium feldspar +  $\text{H}_2\text{O}$ . Such a reaction is accomplishing under similar conditions as reaction as follows: muscovite + quartz  $\rightleftharpoons$  potassium feldspar + andalusite +  $\text{H}_2\text{O}$ , which takes place at  $615^\circ\text{C}$  and  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5$  kb (Winkler 1967).

Andalusite and sillimanite being often accompanied by potassium feldspar and biotite are fairly common at greater distances from the intrusion. Sillimanite has been recognized as the indicator mineral of the discussed zone. Sillimanite is formed at  $650^\circ\text{C}$  and  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5$  kb. Accordingly, temperature of about  $650^\circ\text{C}$  is characteristic of the external part of the contact aureole (500–2,150 m from the precise contact).

Two zones of temperature (internal and external) can be recognized within the contact aureole of the Kłodzko–Złoty Stok massif. The most consistent distribution of temperatures has been observed in the Bardo Mountains. The internal zone extending up to 600 m from the intrusion is characterized by temperatures of the range of  $650$ – $515^\circ\text{C}$ . The external zone recognized between 600 to 2,200 m from the granitoid massif is characterized by temperature of  $515$ – $400^\circ\text{C}$ . Temperatures of  $550$ – $600^\circ\text{C}$  have been recorded in rocks of the Kłodzko metamorphic complex at the distance of 600 m from the massif. Two zones though with temperatures exceeding  $600^\circ\text{C}$  have also been found in the Złote Góry Mountains (vicinities of Złoty Stok). The internal zone (up to 500 m from the contact) is characterized by temperature of about  $615^\circ\text{C}$ . The external zone (between 500 up to 2,150 m from the intrusion) is characterized by temperature of  $650^\circ\text{C}$ .

The distribution of temperatures reconstructed for the Bardo Mts. area (north-western part of the contact aureole of the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif) has been compared with a hypothetical distribution of temperatures in the country rocks built up of shales and quartzites (fig. 42).

The analysis of this graph reveals that the distribution of temperatures in this part of the granitoid massif was greatly influenced by the presence of argillaceous rocks of low heat conductivity. The highest temperatures, recognized in calcite rocks of the Podzamek area, were reached owing to the presence of argillaceous rocks envelop in these limestones on the north-west. Those rocks acted as a dam preventing heat from being expelled from limestones. Therefore, temperatures of the carbonate rocks could locally increase over  $600^\circ\text{C}$ . The temperature of  $667^\circ\text{C}$  is possible at the contact precise of granitoid magma with argillaceous rocks, at  $T_1 = 600^\circ\text{C}$  as the temperature of congealing magma and  $T_{os.} = 150^\circ\text{C}$  as primary temperature of country rocks.

Temperatures in the Złote Góry Mountains (south-east part of the contact aureole) are abnormally distributed and completely incompatible with a hypothetical distribution of temperatures within the gneissic country rocks of the granitoid body as thick as  $D = 5,000$  m (fig. 43). Thus, the reconstructed distribution of temperatures cannot be related to thermal influence of granitoid intrusion. Temperatures of  $600^\circ\text{C}$  order, recognized in the discussed region, are possible on the theoretical ground at the immediate contact with an intrusion (curve No. 2 in fig. 43) or as far as 240 m from the contact (curve No. 1 in fig. 43). Temperature of contact =  $604^\circ\text{C}$  is possible when magma congeals at temperature  $T_1 = 600^\circ\text{C}$ . Rock complexes occurring in the eastern part of the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif are more genetically complicated. They must have been developed during high-grade regional metamorphism yet before emplacement of granitoid magma. These high metamorphic rocks were composed of cordierite, andalusite and sillimanite, accompanied by potassium feldspar and biotite. The Kłodzko–Złoty Stok granitoids prompted only further metamorphic transformations of some rocks in this zone, going on under conditions of contact metamorphism and repeatedly producing the same high-temperature minerals as the ones grown during high-grade regional metamorphism.

## CONCLUSIONS

Magmatic origin of the Kłodzko–Złoty Stok granitoids remains unquestioned. This is confirmed by the following observations:

1. Generally discordant contacts with country rocks.
2. Generally sharp boundaries between granitoids and country rocks.
3. Dike rocks cutting both granitoid massif and its cover often petrographically similar to the massif rocks.
4. Apophyses deeply invading the cover.
5. Thermally metamorphosed sedimentary rocks in the cover.
6. Crystallization of minerals in accordance with a definite sequence.
7. Zoned plagioclases with cores always more basic.
8. Distinct negative correlation between microcline and plagioclase, microcline and biotite as well as no relations between microcline and quartz.

Thermal state of the granitoid magma while intruding is beyond doubts. It had remarkable supply of heat, reaching about  $750^\circ\text{C}$  in the central portions. This magma was probably due to selective fusion of the components of gneissic complex intercalated with amphibolites. The above assumption is supported by the following observations:

1. Numerous hornblende crystals often with sieve inclusions of quartz, plagioclase and augite.

2. Not uniform colour of larger hornblende crystals derived from augite.

3. Occurrence of hornblende aggregates intergrown with quartz, plagioclase and opaque minerals.

4. Abundance of rounded amphibolite enclaves unrelated genetically to immediate country rocks.

5. Occurrence of spherical enclaves of pyroxene (hypersthene) hornfelses as well as small concentrations of hypersthene in the central portions of the massif.

6. Local transition of aplites, occurring in the central portions, to sillimanite-mica hornfelses.

The Kłodzko—Złoty Stok granitoids contain several types of probable relics of the parent metamorphic suite which underwent complex differential anatexis at considerably higher temperatures and pressures. The anatectic processes brought about at depth corresponding to pressure which exceeds 2 kb. Undissolved crystals of mafic minerals were suspended in an anatectic melt. Palingentic magma was increasingly contaminated while emplacing in shallower portions of the earth's crust and invading sedimentary-metamorphic rock complex. Relative abundance of biotite and hornblende in the Kłodzko—Złoty Stok granitoids suggests not too low H<sub>2</sub>O content in the magma. But this quantity, however, did not likely suffice to saturate it. Unsaturated granitoid magma (4% H<sub>2</sub>O) with suspended paleocrystals (mostly hornblende ones) is capable to intrude. Temperature of magma controls the level which emplacing magma can reach. Presumable depth of emplacement of the Kłodzko—Złoty Stok massif is estimated as 5 kilometres at corresponding pressure of 1,5 kb. Magma of this intrusion, being arrested 5 kilometres beneath the earth's surface crystallized at temperature of about 700°C as a melt saturated with H<sub>2</sub>O (Winkler 1962). Crystallization temperature of this order agrees with previous observations on maximum temperature estimated on the basis of appearance of cordierite-hypersthene paragenesis (hypersthene-cordierite hornfelses).

The Kłodzko—Złoty Stok granitoids display features of the rocks crystallizing from magma generated beyond the place of its actual occurrence. Therefore, the granitoid magma must have reached temperatures remarkably exceeding 700°C and approximating probably even 800°C. Granite magma with 4% H<sub>2</sub>O, generating at depth corresponding to pressures of 2 kb must have temperature of 750°C. Temperature of magma generating at pressure of 3 kb must exceed 760°C (Winkler 1962).

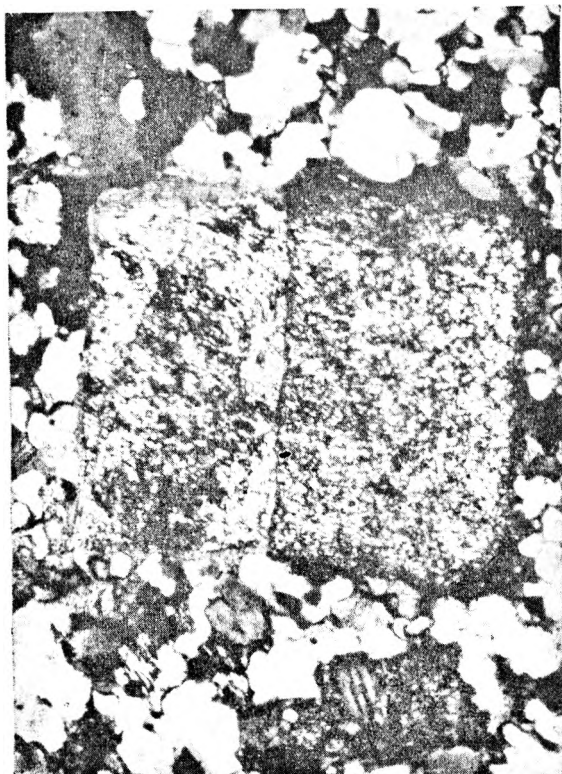
Silicate melt after had been intruded into sedimentary-metamorphic rock complex started to congeal slowly and

evoke contact metamorphism in the rocks invaded. Both country rocks and fragments of wall-rocks sunk in magma were affected by the same metamorphic reactions. Sedimentary rocks suffered more thorough mineral reconstruction and were transformed to various hornfelses. Metamorphic rocks were essentially subject only to recrystallization, though new mineral assemblages stable at higher temperature can often to exist. Contact metamorphism recrystallization was in part controlled by tectonic stresses which effected directional arrangement of the growing minerals. Completely solidified granitoids as well as the whole discussed area were touched by tectonic movements that gave rise to numerous loosening filled subsequently by magmatic melt. Some dike rocks, especially porphyritic microgranodiorites are chemically, mineralogically and petrographically related to granitoids of the massif. Therefore all these rocks might come from the same magmatic focus. Insignificant thicknesses of dike rocks of this type point to high temperature of the invading magma which irrespective of its small mass, was capable to intrude into shallower levels of the earth's crust. Temperature of the emplacing magma was at a certain moment lower than liquidus temperature. This is suggested by porphyritic texture of microgranodiorites. Some of their phenocrysts had been grown before these rocks occupied their present position. Minerals of microgranodiorite groundmass crystallized under much worse conditions though still favouring the development of the very fine-grained holocrystalline textures (relatively rapid crystallization). Dike granitoids occurring in the Wojciechowice area were crystallized under more convenient conditions promoting the appearance of hypautomorphic-granular and porphyritic textures. Random textures of these rocks evidence the lack of directional pressure at the time of their formation. Subsequent dike rocks display quite different petrographic features. They are represented mostly by very fine-grained microdiorites, spessartites and vogesites. Those veins were intruding when the granitoid rocks had already been brittle and subjected to local cataclasis. The youngest deformation effected a number of cataclased rocks, cataclases, and mylonites, especially abundant in the neighbourhood of the Sudetic marginal fault and the eastern edge of the Nysa Kłodzka graben. Those movements resulted also in some loosening enabling Na-bearing hydrothermal solutions to penetrate the granitoid massif. Sericitization and albitization of plagioclases as well as chloritization of mafic minerals were due to action of these solutions.

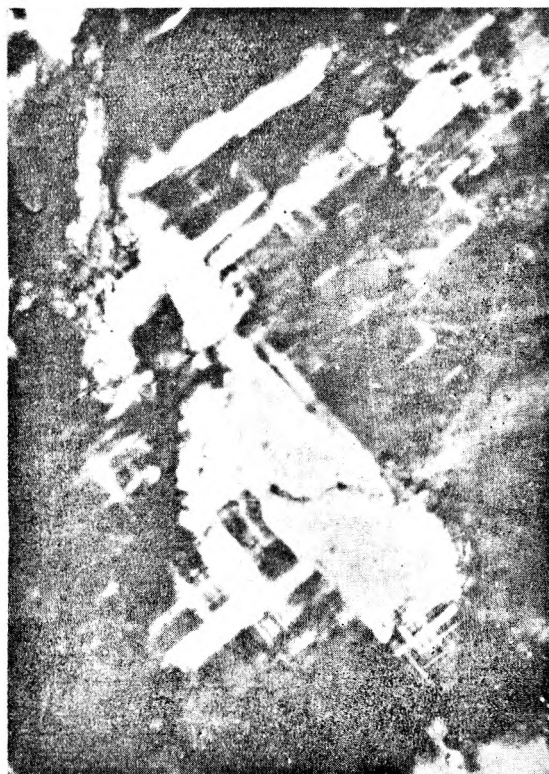
*Translated by A. Żelazniewicz*

**PLANSZA I**  
**PLATE I**

1. Struktura porfirowa granodiorytu z Lasek (fig. 6, odsł. 23). Nikole skrzyżowane, pow. 7×  
Porphyritic texture in granodiorite from Laski (fig. 6, exp. 23). Crossed nicols, magn. 7×
2. Skaleń potasowy z lokalnie rozwiniętą kratkową budową bliźniaczą. Granodioryt z Lasek (fig. 6, odsł. 64). Nikole skrzyżowane, pow. 29×  
Potash feldspar with local cross-hatched pattern. Granodiorite from Laski (fig. 6, exp. 64). Crossed nicols, magn. 27×
3. Agregat drobnych ziarn hornblendy obłożony hornblendą wyraźnie zabarwioną. Granodioryt z Lasek (fig. 6, odsł. 58). Bez analizatora, pow. 8×  
Small hornblende grains aggregation surrounded by distinct coloured hornblende. Granodiorite from Laski (fig. 6, exp. 58). One nicol, magn. 8×
4. Faliście wygięta blaszka biotyty w granodiorycie z Lasek (fig. 6, odsł. 52). Bez analizatora, pow. 5×  
Wavyly bent biotite flake in granodiorite from Laski (fig. 6, exp. 52). One nicol, magn. 5×



1



2



3



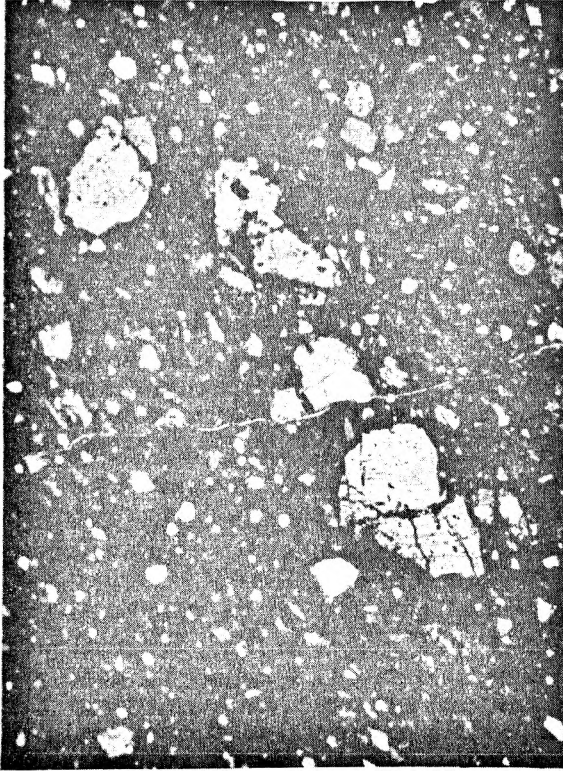
4

Bogumił WIERZCHOŁOWSKI — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne)  
Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics)

PLANSZA II  
PLATE II

1. Drobnziarnista miazga mineralna z nieco większymi fragmentami skaleni i kwarcu. Kataklazyt granitoidowy z Lasek (fig. 6, odsł. 56). Nikole skrzyżowane, pow. 13×  
Fine-grained mylonitic matrix with somewhat bigger quartz and feldspar fragments. Cataclasite from Laski (fig. 6, exp. 56). Crossed nicols, magn. 13×
2. Fragment agregatu kwarcowo-skaliowego oraz drobne fragmenty kwarcu i skaleni tkwiące w drobnziarnistej miazdze mineralnej. Kataklazyt granitoidowy z Lasek (fig. 6, odsł. 56). Nikole skrzyżowane, pow. 10×  
Part of quartz-feldspar aggregation and small quartz and feldspar fragments in fine-grained mylonitic matrix. Cataclasite from Laski (fig. 6, exp. 56). Crossed nicols, magn. 10×
3. Pennin z relikami biotyty i wydłużonymi utworami minerału „x”. Skataklazowany granodioryt z Lasek (fig. 6, odsł. 62). Bez analizatora, pow. 13×  
Biotite remnants and „x” mineral in pennine. Mechanically deformed granodiorite from Laski (fig. 6, exp. 62). One nicol, magn. 13×
4. Relikty augitu (jasne) w hornblendzie. Tonalit z Mąkolna (fig. 8, odsł. 296). Bez analizatora, pow. 5×  
Augite relicts (light) in hornblende. Tonalite from Mąkolno (fig. 8, exp. 296). One nicol, magn. 5×





1



2



3

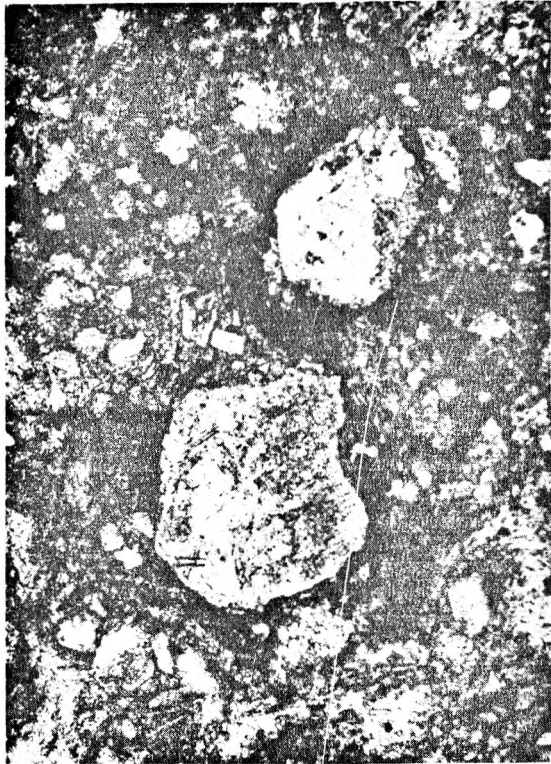


4

Bogumił WIERZCHOŁOWSKI — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne)  
Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics)

PLANSZA III  
PLATE III

1. Struktura porfiroklastyczna w mylonicie z Mąkolna (fig. 8, odst. 98). Bez analizatora, pow. 8×  
Porphyroclastic texture in Mąkolno mylonite (fig. 8, exp. 98). One nicol, magn. 8×
2. Hornblenda poprzerastana automorficznym andezynem. Monzodioryt z Jaskowej Górnej (fig. 12, odst. 144). Nikole skrzyżowane, pow. 12×  
Automorphic inclusions of andesine in hornblende. Monzodiorite from Jaskowa Górna (fig. 12, exp. 144). Crossed nicols, magn. 12×
3. Plagioklaz zatokowo infiltrowany skalaniem potasowym w granicie z Krosnowic (fig. 16, odst. 251). Nikole skrzyżowane, pow. 10×  
Plagioclase corroded by potash feldspar in granite from Krosnowice (fig. 16, exp. 251). Crossed nicols, magn. 10×
4. Infiltracje skalenia potasowego w plagioklazie. Granit z Krosnowic (fig. 16, odst. 251). Nikole skrzyżowane, pow. 7×  
Potassium feldspar infiltrations in plagioclase. Granite from Krosnowice (fig. 16, exp. 251). Crossed nicols, magn. 7×



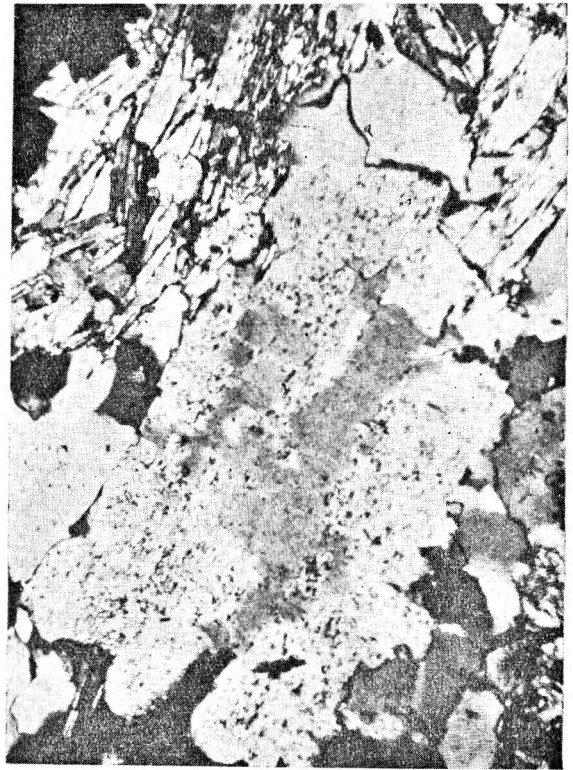
1



2



3



4

Bogumił WIERZCHOŁOWSKI — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne)

Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics)

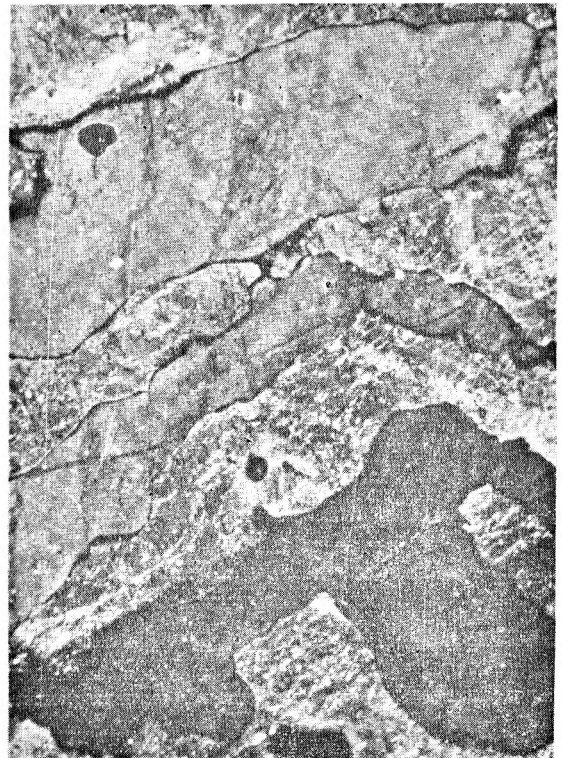
PLANSZA IV  
PLATE IV

1. Bliźniak hornblendy poikilitowo poprzerastany drobnymi wrostkami hornblendy. Tonalit z Podzamka (fig. 18, odsł. 131). Nikole skrzyżowane, pow. 11×  
Hornblende twin with poikiloblastic inclusions of minute hornblende grains. Tonalite from Podzamek (fig. 18, exp. 131). Crossed nicols, magn. 11×
2. Mikropegmatytowe przerosty kwarcu w oligoklazie. Pegmatyt z Laskówki (fig. 4, odsł. 12). Nikole skrzyżowane, pow. 7×  
Micropegmatitic intergrowths of quartz and oligoclase in Laskówka pegmatite (fig. 4, exp. 12). Crossed nicols, magn. 7×
3. Fenokryształ skalenia potasowego z zatokami korozyjnymi w mikrogranodiorycie z Mąkolna (fig. 8, odsł. 102). Nikole skrzyżowane, pow. 7×  
Potash feldspar phenocryst with corrosion symptoms in microgranodiorite from Mąkolno (fig. 8, exp. 102). Crossed nicols, magn. 7×
4. Automorficzny kwarc z objawami korozji. Kontaktowo przeobrażona skała okruchowa z domieszką materiału piroklastycznego. Laskówka (fig. 4, odsł. 223). Nikole skrzyżowane, pow. 11×  
Automorphic quartz with corrosion symptoms in contact metamorphosed clastic rock with pyroclastic material admixture. Laskówka (fig. 4, odsł. 223). Crossed nicols, magn. 11×





1



2



3



4

Bogumił WIERZCHOŁOWSKI — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne)  
Granitoids of the Kłodzko—Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics)