

Niektóre minerały i zjawiska kontaktowe z Podzamka koło Kłodzka

WSTĘP

Zjawiska kontaktowe w Podzamku (powiat Kłodzko) występują na pograniczu północno-zachodniej części masywu kłodzko-złotostockiego oraz struktury bardzkiej. Ta interesująca strefa kontaktowa, choć dobrze znana od dawna niemieckim petrografom, nie była jednak przedmiotem dokładnych badań. Wzmianki o niektórych ciekawszych minerałach z tego obszaru, jak: wezuwian, prenit, granat, piroksen, spotyka się jednak już u H. Traubego (1888).

Zdjęcie geologiczne arkusza Wojciechowice (Königshain), obejmujące okolice Podzamka, wykonane zostało przez L. Finckha i E. Bederkego (1932) oraz uzupełnione przez G. Fischera i E. Meistera (1942). Północno-zachodnią część tego arkusza, wchodząca w skład regionu bardzkiego (na NW od Podzamka) była w ciągu ostatnich lat szczegółowo badana przez J. Oberca (1953; 1957). J. Oberc (1957) wyróżnia jako osobną jednostkę tektoniczną struktury bardzkiej, strefę tektoniczną Podzamka długości około 4 km i szerokości 1,2 km. Strefa ta zdaniem jego charakteryzuje się zmiennymi biegami i upadami warstw. Zbudowana jest ona z serii łupkowo-szarogłazowej, łupkowej oraz wapienia karbońskiego. Od wschodu i południa strefa ta graniczy z masywem kłodzko-złotostockim, którego powierzchnia wynosi około 100 km². Masyw ten był od dawna uważany przez niemieckich geologów za typową intruzję (E. Bederke, 1922), której głównym typem skalnym miał być sjenit.

W niemieckim piśmiennictwie geologicznym dla skał tego masywu przyjęta została zbiorowa nazwa „sjenit złotostocki”. Niektórzy jednak badacze niemieccy, a szczególnie E. Beirich, G. Rose i J. Roth (1867) oraz H. Traube (1890) podkreślali, że skały masywu kłodzko-złotostockiego nie są właściwie typowymi sjenitami i że, obok sjenitów, bardziej rozpowszechnione są tu skały o składzie granitów, granodiorytów i tonalitów.

Obecnie wiadomo, że materiał skalny tego masywu jest bardzo silnie zróżnicowany. Znany jest tu cały ciąg przejść petrograficznych: od granitów, bogatych w skałki potasowe, poprzez monzoniity kwarcowe, granodioryty, sjenodioryty, do diorytów kwarcowych i gabrodiorytów. Bardzo mało jest właściwych sjenitów, czyli skał bezkwarcowych z wy-

bitną przewagą skałenia potasowego nad plagioklazem. Na podstawie tak rozległego i zmiennego zróżnicowania petrograficznego tego masywu K. Smulikowski (1953), K. Smulikowski, H. Teisseyre i J. Oberc (1957) przypisuje mu naturę syntektyczno-kontaminacyjną, a nie magmowo-dyferencjacyjną.

Zachodnia część masywu kłodzko-złotostockiego była ostatnio przedmiotem badań T. Wiesera (1958). Na podstawie szczegółowych badań terenowych i petrograficznych T. Wieser przyjmuje, że decydujące znaczenie w powstaniu tak zróżnicowanego masywu miały procesy metasomatyczne polegające na desylikacji (sjenityzacja).

Niniejsze opracowanie dotyczy wyłącznie odsłonięć skał kontaktowych w kamieniołomach okolic Podzamka. Pracę terenową przeprowadzono w miesiącach letnich 1957 r. a pracę laboratoryjną i kameralną wykonano w Zakładzie Petrografii i Geochemii I. G.

Panu Prof. Dr A. Łazkiewiczowi i Doc. Dr T. Wieserowi dziękuję za wskazówki i cenne uwagi, zwłaszcza Doc. Dr T. Wieserowi — za oznaczenie współczynników załamania piroksenu, a Żonie mojej — Mgr Marcie Juskowiak — za pomoc w czasie pracy.

WARUNKI GEOLOGICZNE WYSTĘPOWANIA SKAŁ KONTAKTOWYCH

W okolicy Podzamka znajdują się cztery kamieniołomy (fig. 1) założone w wapieniach krystalicznych, w których w różnym stopniu odsłania się kontakt tegoż marmuru ze skałą zwaną „sjenitem“. Kamieniołom IV (między wsią a majątkiem Podzamek), dawno zarzucony, jest w chwili obecnej trudno dostępny. Nie zaobserwowałem tu interesujących mnie kontaktów.

W kamieniołomie III (na północny wschód od wsi Podzamek), eksploatowanym w ostatnich latach w celach lokalnych potrzeb drogowych, odsłaniają się bardzo świeże skały. Najczęstszym typem skalnym są tu jasnoszare marmury, czasem zupełnie czyste, zwykle jednak z domieszką różowych granatów lub ciemnych piroksenów. Składniki te układają się bardzo często w równoległe pasemka nadając skałce teksturę kierunkową (warstwowaną). Wśród opisywanych marmurów nierzadkie są partie mocno wzbogacone w składniki ciemne należące do skał granatowych czy też piroksenowo-skaleniowych. Z północnej ściany kamieniołomu sypią się mocno sprasowane, zwietrzałe, ciemnoszare i brunatne skały o charakterze łupków rogowcowych. Zwracają uwagę znaczne zmiany tektoniczne; widoczne są pofałdowania i dyslokacje. Warstwy mają bieg i upad zmienny, przeważa jednak kierunek: $30/40 \div 50^\circ E^1$. Również spekania są zmienne i krzyżują się w kilku kierunkach, ale najczęściej mają bieg $75 \div 90/90^\circ$ oraz $140 \div 150/80^\circ W$. W południowej ścianie kamieniołomu zaobserwowano dość grube, dochodzące do kilkunastu centymetrów żyły białego gruboziarnistego kalcytu o ogólnym kierunku $120/70^\circ W$.

Najwięcej interesującego materiału i spostrzeżeń dostarczył kamieniołom I znajdujący się we wsi Podzamek. Na przestrzeni kilkunastu metrów obserwuje się tutaj zjawiska powstałe na kontakcie marmuru

¹ Pierwsze cyfry oznaczają bieg warstw, a następne upad — kreska ułamkowa oddziela te wartości.

(w północnej części kamieniołomu) i leżącego na nim od strony południowej tzw. sjenitu. Tutaj właśnie zebrano najwięcej okazów do badań kameralnych oraz wykonano prace w celu odsłonięcia świeżej skały.

Kamieniołom ten, niegdyś eksploatowany warstwowo, ma obecnie dwa poziomy. Zmienność skał najlepiej jest prześledzić na północno-wschodniej dobrze odsłoniętej ścianie, choć można ją obserwować w całym kamieniołomie. Od ciemnoszarych skał, na ogół silnie zwiertrzających, z widocznymi blaszkami łyszczyków i drobnymi oczkami skaleni (tzw. sjenity), widzimy przejście poprzez ciemnoszare skały piroksenowe i skaleniowo-piroksenowe oraz czerwono-brunatne skały granatowe do zupełnie jasnych marmurów. Bliżej kontaktu marmur jest bardziej ciemny, gdyż zawiera drobne warstewki granatów i piroksenów (tabl. I, fig. 6 i 7). Przejścia jednych typów skał w drugie są na ogół nie ostre, lecz stopniowe, przy czym uderza duże zróżnicowanie i ogromna nieregularność. Często skały granatowe wraz z marmurem otoczone są skałą piroksenową. Widoczne są także szarozielone wkładki o wyglądzie amfibolitów, zwłaszcza w sąsiedztwie skał piroksenowych.

W górnym poziomie kamieniołomu, w północno-wschodniej ścianie, obok opisanych wyżej skał występuje żółtoszara warstwowana skała wezuwianowa z warstwami czarnych granatów i piroksenów (tabl. II, fig. 8). Miąższość jej jest zmienna i wynosi 50 ÷ 90 cm, a kierunek warstw ciemnych granatów i piroksenów — około 20°. Z jednej strony przechodzi ona stopniowo w marmur, a z drugiej kontaktuje ze skałami granatowo-piroksenowymi. W wyniku przeprowadzonych prac odsłonięto w tej ścianie silnie zwiertżającą skałę o wyglądzie makroskopowym zbliżonym do skały z dolnej części kamieniołomu (tzw. sjenitu). Występuje ona w formie żyły o kierunku 0 ÷ 15/90°, lecz granice jej nie są zbyt ostre. Ten sposób występowania świadczy, że procesy metasomatyczne (sjenityzacja) wykorzystywały pewne kierunki, w których łatwiej zachodziła wymiana i wędrówka jonów. Wiąże się to najprawdopodobniej z różnym składem chemicznym pierwotnych skał osadowych. Opisane wyżej skały pocięte są gęstą siecią spękań, wypełnionych żyłkami minerałów. Pospolite są jasne żyłki kalcytowe i skaleniowe oraz żyłki ciemnozielonego

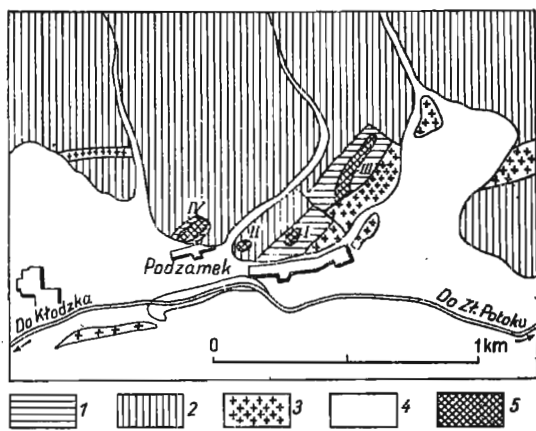


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Podzamka według mapy L. Finckha i E. Bederkego
Geological map of Podzamek region, according to map of L. Finckh and E. Bederke

- 1 — marmur, 2 — zmetamorfizowane osady paleozoiczne, 3 — sjenity, 4 — osady czwartorzędowe, 5 — kamieniołomy (I, II, III, IV)
1 — marble, 2 — metamorphosed Palaeozoic sediments, 3 — syenites, 4 — Quaternary deposits, 5 — quarries (I, II, III, IV)

minerału. Prócz tego, obserwuje się liczne i zmienne, niezabliźnione, kierunki spękań. W niektórych miejscach skały są silnie rozarte i tworzą strefy mylonityczne lub mają wygląd brekcji, co świadczy o pewnym wpływie czynników dynamicznych.

Północna ściana w górnej części kamieniołomu zbudowana jest głównie z marmuru, często z warstewkami zielonych piroksenów lub jasnoróżowych granatów. Marmury te są silnie spękane, przy czym przeważają dwa zasadnicze kierunki: $40 \div 60/70 \div 80^\circ$ SE oraz $110 \div 120/75^\circ$ W, zbliżone do kierunków obserwowanych w łomie III. Miejscami, a szczególnie w dolnej części tej ściany, marmur przechodzi w różowe skały granatowe, które dalej zmieniają się w czarnozielone skały piroksenowe. Tutaj występują również zupełnie jasne skały skaleniowe (tabl. II, fig. 9) z dość dużymi (osiągającymi kilka milimetrów) kryształkami piroksenu i tytanitu.

W małym łomie II obserwować można znacznie „zredukowany” kontakt miąższości 5–6 cm. Wśród marmuru występuje tu wkładka skały o wyglądzie sjenitu (45×15 cm). Skała ta poprzez 4–5 cm warstwę ciemnoszarej skały piroksenowej, a następnie 1 cm warstewką jasnobrunatnej skały granatowej, przechodzi w marmur.

BADANIA PETROGRAFICZNE

Dokładne pobranie próbek ze strefy kontaktowej Podzamka oraz ich petrograficzne opracowanie umożliwiło wyróżnienie następujących typów skał:

- 1) marmury oraz ich bezpośrednie kontakty,

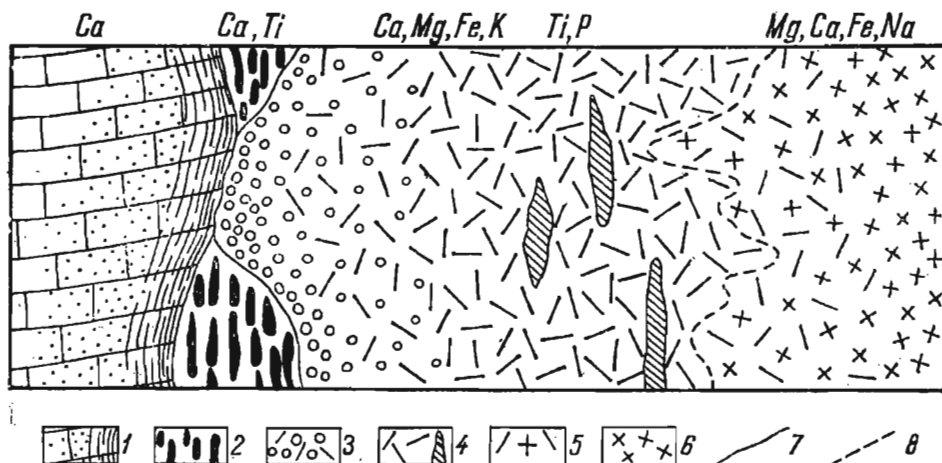


Fig. 2. Schematyczny profil kontaktu z Podzamka

Diagrammatical section of contact at Podzamek

1 — marmur hedenbergitowy, 2 — skarn wezuwianowy, 3 — skała granatowa, 4 — skała piroksenowo-skaleniowa z wkładkami skał amfibolowych, 5 — skały mieszane, 6 — monzonity, 7 — linia odgraniczenia skał dająca się obserwować wyraźnie w terenie, 8 — linia odgraniczenia skał mniej wyraźna

1 — hedenbergite marble, 2 — vesuvianite skarn, 3 — garnet rock, 4 — pyroxenic-feldspathic rock with intercalations of amphibole rocks, 5 — mixed rocks, 6 — monzonites, 7 — line of division of rocks distinctly visible in field, 8 — line of limiting of rocks, less distinctly noticeable

- 2) skarny wezuwianowe z granatami,
- 3) skały granatowe,
- 4) skały skalenioowo-piroksenowe z wkładkami skał amfibolowych,
- 5) skały mieszane, monzonity (przejście do sjenitów).

Wymienione skały tworzą na kontakcie strefy ciągłe o zmiennej miąższości. Jedynie skarn wezuwianowy nie zawsze występuje i wtedy marmur graniczy bezpośrednio ze skałą granatową. Przedstawione to zostało na schematycznym profilu kontaktu (fig. 2). Zaznaczyć również trzeba, że opisywane typy skał, dzięki zmianom ilościowym swych składników, przechodzą w sposób ciągły jedne w drugie, w zależności od swej sytuacji geologicznej. Znane są różne pośrednie przejścia między tymi skałami. Dlatego też na profilu kontaktu linią ciągłą zaznaczono jedynie kontakt marmuru i zarysy skarnu wezuwianowego. W górnej części profilu (fig. 2) zanotowano kulminacje pierwiastków, przejawiające się odpowiednim składem mineralnym w skałach.

1. MARMURY I ICH BEZPOŚREDNIE KONTAKTY

Marmur jest skałą jasnoszara, bliżej kontaktu ciemniejsza, zwykle dość gruboziarnista. Czasem jednak ziarno bywa bardzo drobne. W płytach cienkich marmur (tabl. III, fig. 10) ma na ogół strukturę granoblastyczną. Tekstura, natomiast zazwyczaj jest bezładna, a bliżej kontaktu słabokierunkowa, w wyniku równoległego mniej więcej ułożenia warstwek granatów i piroksenów. Na tej podstawie wyróżnić można dwa rodzaje marmurów:

a) marmury z rozszianymi porfiroblastami granatów i hedenbergitu występujące dalej od kontaktu,

b) marmury pasemkowe lub wstęgowe na samym kontakcie.

Kalcyt w marmurze tworzy zwykle izometryczne ziarna, które są przeważnie zbliżniaczone polisyntetycznie. Wyprasowanie i pogięcie niektórych osobników świadczy o pewnym wpływie czynników dynamicznych. Spotykane w skałach drobne ziarenka granatów są albo bezbarwne i mają wygląd grosularu, albo odznaczają się wyraźnym jasnoróżowym zabarwieniem charakterystycznym dla andradytu. Pirokseny również nie mają jednolitego składu i reprezentują różne człony szeregu diopsyd — hedenbergit. Pomiary kąta c/γ dają różne wartości, od 47° do około 40° . Niewątpliwie najczęstszy jest bladzielony hedenbergit ($Di_{15} He_{85}$), ale obok niego spotyka się także bezbarwny diopsyd i salit ($Di_{50} He_{50}$). Pirokseny są zwykle drobne, przetkane wrostkami i łatwo ulegają przeobrażeniom. Jako wtórne, popiroksenowe, minerały, obserwuje się małe, postrzępione, fusieczki słabo pleochroicznego brunatnozielonego biotyту oraz intensywnie zielony chloryt. Podrzednie występują bardzo drobne i tym samym trudne do dokładnego oznaczenia ziarna zoizytu, które charakteryzują się dodatnim znakiem optycznym i dość dużym kątem osi optycznych. Marmury bardzo często pocięte są drobnymi, niekiedy krzyżującymi się, żyłkami, w których rozpoznano wachlarzowate agregaty prenitu (tabl. III, fig. 10).

Kontakty marmuru (tabl. IV, fig. 12 i tabl. V, fig. 13) z innymi skałami są dość ostre i tworzą wyraźną granicę w opisywanych skałach. Marmur styka się albo ze skarnem wezuwianowym, albo też,

i to najczęściej, z prawie monomineralną skałą złożoną z granatu. Czasem na kontakcie obok granatu spotyka się w większej ilości duże kryształy zielonkawych piroksenów (tabl. III, fig. 11). Poszczególne ziarna tych minerałów są dobrze zachowane i nierzadko mają budowę pasową. Niektóre z nich badane na stoliku uniwersalnym dały następujące wyniki: kąt osi optycznych $2V\gamma = 60 \div 62^\circ$, kąt wygaszania światła na ścianie (010) $c/\gamma = 48^\circ$, orientacja optyczna $b = \beta$. Dwójłomność oznaczona kompensatorem Bereka wynosi 0,027. Pleochroizm w szlifie jest wyraźny, w odcieniu zielonkawym, ze schematem absorbcyjnym: $\gamma > \beta \geq \alpha$. Na podstawie tych własności badany piroksen należy zaliczyć do hedenbergitu ($Di_{10} He_{100}$). Zaznaczyć trzeba, że ten czysty hedenbergit miejscami przechodzi w słabiej zabarwiony ferrosalit o kącie $c/\gamma = 44 \div 46^\circ$ ($Di_{40} He_{60}$).

W jednym szlifie na kontakcie marmuru zaobserwowano skupienia pręcików wolastonitu (tabl. VI, fig. 14). Zbadany na stoliku uniwersalnym wykazuje: znak optyczny (—), kąt osi optycznych $2V\alpha = 40^\circ$, kąt $b/\beta = 10^\circ$ oraz charakterystyczny dla wolastonitu system łupliwości według (100), (001), (101) i (102). Dwójłomność wynosi 0,016. Obok wolastonitu występuje zielonkawy hedenbergit oraz widoczne jest znaczne nagromadzenie nieprzezroczystego pirytu.

Nieciągłą strefę na kontakcie marmuru tworzy także prenit. W jednym okazie miąższość warstewki prenitowej dochodzi do 8 mm. Makroskopowo jest żółtokremowy, a w płycie cienkiej bezbarwny i niepleochroiczny. Wykształcony bywa w formie równoległych i wachlarzowatych agregatów lub w formie pręcików wydłużonych według osi a albo b . Znak optyczny jest dodatni (+), a kąt osi optycznych $2V$ średni i dość zmienny. Często występuje płamiste wygaszanie światła. Dwójłomność prenititu zmierzona kompensatorem wynosi 0,027, a średnia wartość współczynnika załamania $n = 1,62$.

Nieco inaczej wyglądają okazy marmurów pobrane dalej od kontaktu (z dolnych ścian kamieniołomu I), gdzie tworzą partie wymieszane wśród innych skał. Obok kalcytu występują tu większe ilości prawie bezbarwnych granatów, wachlarzowate agregaty prenititu, silnie skaolinizowane skalenie potasowe, nagromadzenia ziarn tytanitu oraz zielonkawe lub bezbarwne pirokseny. Te ostatnie ulegają często uralityzacji i w rezultacie obserwujemy wtórny ciemnobrunatny amfibol z reliktowymi ziarnami piroksenów. Dalszym produktem przeobrażeń jest słabo pleochroiczny jasnobrunatny biotyt oraz ciemnozielony prawie izotropowy chloryt. Pojawia się również kwarc w postaci skupień lub żyłek przecinających skałę.

2. SKARNY WEZUWIANOWE Z GRANATAMI

Skała barwy żółtoszarej; makroskopowo wyróżnić można brudnożółty wezuwian i warstwy ciemnych, prawie zupełnie czarnych, minerałów. Widoczne są także warstwy i gniazda jasnego kalcytu (tabl. II, fig. 8).

Badania mikroskopowe wykazują, że struktura skały jest pojkiloblastyczna, sitowa lub diablastyczna (tabl. VII, fig. 17), a tekstura słabo kierunkowa. Głównymi składnikami skały są: wezuwian i kalcyt, ponadto występuje prenit, granat i piroksen. Wezuwian zwykle jest zupełnie przeobrażony — sprenityzowany. W drobnoziarnistej „masie“ przeobra-

zeniowej (po wezuwianie) widać pod dużym powiększeniem agregatowo wykształcony prenit oraz drobne wrostki i żyłki kalcytu. Lepiej zachowany wezuwian (tabl. VI, fig. 15) jest bezbarwny i występuje w postaci nieregularnych ziarn oraz ziarnistych agregatów. Ma on subnormalne fioletowe lub ciemnobrunatne barwy interferencyjne, świadczące o zmiennym charakterze optycznym. Często poprzerastany jest kalcytem, przy czym przerosty te są niekiedy zorientowane.

Kalcyt, wykształcony ksenomorficznie, tworzy warstwy lub nieregularne skupienia. Poszczególne ziarna są zwykle polisyntetycznie zbliżone, przy czym obserwować można wygięcia lamellek bliźniaczych.

Ważnym również ilościowo składnikiem jest brunatny granat (szorlomit), który na ogół ma budowę pasową. Jasne są strefy zewnętrzne ziarn, a jądra są ciemnobrunatne. Poszczególne ziarna mają wygląd agregatów i są splekane, skorodowane oraz przetkane wrostkami innych minerałów, najczęściej kalcytu. Pospolite są również przerosty z kalcytem, prenitom, wezuwianem i piroksenem. Na brzegach ziarn obserwuje się anizotropizację granatu, przy czym te anizotropowe partie charakteryzują się wysoką dwójłomnością (barwy interferencyjne wyższych rzędów) i wyglądem swym przypominają nieco tytanit. W niektórych partiach skały, wzbogaconych znacznie w kalcyt, występują słabiej zabarwione, a czasem nawet prawie zupełnie bezbarwne granaty.

Występujący w skale piroksen (tabl. VI, fig. 16) właściwościami optycznymi podporządkowuje się augitowi tytanowemu. Odnacza się wyraźnym i charakterystycznym pleochroizmem w odcieniu zielonofioletowym oraz budową pasową i niepełnym wygaszaniem światła z powodu silnej dyspersji. Dyspersja o schemacie $\rho > \nu$ widoczna jest również w świetle zbieżnym. Ziarna zwykle duże o pokroju słupkowym i wyraźnej łupliwości według ścian słupa (110) są splekane oraz poprzerastane granatem, wezuwianem lub prenitom. Kąt c/γ zmierzony na stoliku uniwersalnym wynosi 55° ($52 \div 56^\circ$), a kąt osi optycznych $2V\gamma$ zmienia się w granicach $45 \div 50^\circ$.

Schemat absorpcji jest następujący: $\beta > \gamma > \alpha$, przy czym α = różowobrunatny, β = różowofioletowy, γ = szaro-zielonawo-niebieski.

Dwójłomność wynosi 0,024.

W skale spotyka się również pojedyncze, drobne blaszki jasnobrunatnego lub brunatnozielonego słabo pleochroicznego łuszczycy.

3. SKAŁY GRANATOWE

Skała ma brunatnoczerwone zabarwienie, pochodzące od jej głównego składnika — granatu, który swym makroskopowym wyglądem podobny jest do hesonitu lub andradytu. W niektórych miejscach upstrzona jest plamkami i skupieniami ciemnozielonych piroksenów, żółtokremowego prenitom oraz białego kalcytu. Ponadto skała pocięta jest bardzo licznymi jasnymi żyłkami.

Podczas badań mikroskopowych stwierdzono, że w niektórych szlifach skała jest prawie zupełnie monomineralna. Granat tworzy w niej zwykle duże i silnie splekane ziarna o słabym zabarwieniu jasnoróżowym. Wyglądem swym podobny jest on najbardziej do andradytu. Obok andra-

dytu występują również zupełnie bezbarwne granaty, które reprezentowane są bogatszymi w glinę członami granatów wapniowych (hesonit, grosular).

Opisywane granaty ulegają dość często anizotropizacji, przy czym dwójłomność osiąga w niektórych przypadkach wartość 0,009. Anormalną dwójłomność wykazują częściej granaty bezbarwne i bardzo słabo zabarwione niż wyraźnie różowy andradyt. Najczęściej anizotropowe są brzegi ziarn, ale nieodosobnionone są również przypadki anizotropizacji całego kryształu. Charakterystyczna jest przy tym budowa pasowa i klepsydrowa (tabl. IX, fig. 20) lub podział ziarna na sektory. Dwójłomne kryształy są dwuosiowe i mają zmienny kąt osi optycznych $2V$. Z procesem anizotropizacji granatów związana jest prawdopodobnie zmiana ich składu chemicznego. Świadczyć może o tym ich odbarwienie się oraz niższe współczynniki załamania światła ziarn dwójłomnych. O ile bowiem współczynnik załamania światła bezbarwnych granatów wynosi około 1,75, to w ziarnach zanizotropowanych równa się 1,71. Stanowi to podstawę do przypuszczeń, że granaty szeregu grosular — andradyt zawierają domieszkę izomorficzną hydrogranatów (A. N. Winchell, 1953), a obserwowany proces anizotropizacji wiąże się właśnie z przeobrażaniem ich w hydrogranaty. D. S. Bielankin i W. P. Pietrow (1941) oraz A. Pabst (1937; 1942) opisali hydrogranaty (szereg hibszyt — plazolit) ze skał kontaktowych, które odznaczały się podobnymi własnościami.

Pomiędzy ziarnami granatu oraz w szczelinach jego spękań występuje dość często kalcyt. Czasem przerasta się on z granatami diablastycznie, kiedy indziej znów obserwuje się w szczelinach tylko pseudomorfozy kalcytowe.

W zmiennej ilości towarzyszą granatom pirokseny, najczęściej w formie nieprawidłowych ziarn, rzadziej w formie słupków o nieregularnych zakończeniach. Czasem są one zupełnie bezbarwne i odznaczają się kątem wygaszania światła $c/\gamma = 42 \div 44^\circ$ (salit, ferrosalit), kiedy indziej znów posiadają wyraźny pleochroizm w odcieniu zielonkawym i kąt $c/\gamma = 48 \div 50^\circ$ (hedenbergit). Ulegają one dość łatwo wtórnym procesom przeobrażeniowym, najczęściej uralityzacji. Obserwuje się wówczas ciemnozielony amfibol o kącie $c/\gamma = 15^\circ$ i dalsze produkty przeobrażeń w postaci drobnych blaszek wtórnego biotyту i chlorytu. W tych warunkach pojawia się bardzo często epidot, który łatwo rozpoznać po charakterystycznym pleochroizmie w odcieniu żółtocytrynowym. Najczęściej tworzy on niezbyt foremne ziarna, które mają znak optyczny (—), a kąt osi optycznych $2V = 76^\circ$ (około 12% Fe_2O_3). Bardzo często pomiędzy ziarnami granatów większe skupienia tworzy prenit. Wykształcony w formie wachlarzowatych agregatów lub wydłużonych pręcików ma znak optyczny (+) oraz dwójłomność około 0,026. Anomalie niejednorodnego wygaszania światła tworzą często charakterystyczne postacie mozaikowe. W niektórych szlifach występują także skaolinizowane skalenie potasowe, izometryczne ziarna kwarcu oraz dość duże ilości brunatnego tytanitu.

Zmniejszanie się ilości granatu kosztem innych minerałów, a szczególnie piroksenów i skalenia, stwarza stopniowo warunki do przejścia skał granatowych w skały piroksenowo-skaleniowe zawierające jeszcze początkowo podrzędne ilości bezbarwnego granatu. Ogniwem przejściowym są tutaj skarny granatowo-piroksenowe.

4. SKAŁY SKALENIOWO-PIROKSENOWE Z WKŁADKAMI SKAŁ AMFIBOLOWYCH

Makroskopowo skała jest prawie czarna, miejscami ciemnozielona lub zielonkawą z drobnymi gniazdami białych skaleni. Czasem zawiera większe partie białej skały skaleniowej z widocznymi na jasnym tle kilkumilimetrowymi kryształkami zielonych piroksenów i brunatnego tytanitu (tabl. II, fig. 9).

Badania mikroskopowe wykazują, że głównymi składnikami skały są pirokseny oraz ustępujące im zazwyczaj ilościowo skalenie (tabl. VIII, fig. 18 i 19). Te ostatnie najczęściej tworzą tło, na którym w zmiennej ilości pojkiloblastycznie występują pirokseny. Struktura skały jest zmienna i miejscami przechodzi w granoblastyczną.

Pirokseny wykształcone w formie słupków, czasem silnie spłaszczone według (100), wykazują wyraźną łupliwość zgodną ze ścianą (110). Są zawsze zabarwione, lecz bardzo słabo pleochroiczne. Zabarwienie jest zmienne i ma najczęściej odcień zielonkawoszary, przy czym wewnątrz ziarn przeważnie jest ciemniejsze (w odcieniu brunatnozielonym lub nawet brunatnofioletowym). Świadczy to o tym, że oprócz różnych odmian piroksenów obserwuje się niejednorodność składu chemicznego w obrębie poszczególnych kryształów. Pospolita jest również budowa pasowa oraz pojedyncze lub wielokrotne bliźniaki według (100). Kąt c/γ dla najczęściej zielonkawej odmiany waha się w granicach $46 \div 48^\circ$, osiągając wartości niższe dla piroksenów słabiej zabarwionych (kąt $c/\gamma = 44^\circ$) i wyższe — dla intensywniej brunatnych (kąt $c/\gamma = 48 \div 52^\circ$). Zmierzony na stoliku uniwersalnym kąt osi optycznych odmiany zielonkawej wynosi $2V\gamma = 60^\circ$. Przy tych badaniach widoczna jest słaba dyspersja. Najliczniej występuje więc hedenbergit, który tworzy przejścia z jednej strony do salitu (Di_{10}, He_{10}), z drugiej zaś strony do augitów, szczególnie do augitu tytanowego. Bardzo często większe ziarna piroksenów zawierają drobniałutkie wrostki brązowego biotyту i zielonego chlorytu, ułożone wzdłuż szczelin łupliwości. Pospolita jest także uralityzacja (tabl. IX, fig. 21), która doprowadza do powstania ciemnozielonego amfibolu. Podstawianie piroksenu przez amfibol dokonuje się zwykle z zachowaniem zgodnej orientacji krystalograficznej, tak że powstają często pseudomorfozy amfibolu po piroksenie. Amfibol ten o kącie $c/\gamma = 15 \div 16^\circ$ ma wyraźny pleochroizm, przy czym: α = bladobrunatny, γ = ciemno-oliwkowo-zielony lub brunatnozielony. Wynika z tego, że składem swym odpowiada on hornblendzie zwyczajnej.

Wyraźnie wtórny charakter mają również duże blaszki brunatnego biotyту, które zawierają w szczelinach łupliwości amfibole i inne nieoznaczone bliżej produkty. Często biotyт przetkany jest gęsto przecilkami apatyту i ulega chlorytyzacji.

Skalenie są wykształcone ksenomorficznie. Należą głównie do skalenia potasowego. Tylko w niektórych próbkach zjawia się więcej plagioklazu o składzie $25 \div 40\%$ An (oligoklaz, andezym). Skalenie na ogół źle się zachowują, przy czym skałen potasowy ulega kaolinizacji a plagioklaz — serycytyzacji. Spotyka się przerosty skaleni o charakterze pertytów metasomatycznych oraz drobny myrmekit.

Pospolitym minerałem jest również tytanit (tabl. IX, fig. 22), który tworzy duże, brunatnawe, idiomorficzne kryształy, niekiedy o wyraźnym pleochroizmie. Rzadziej zdarzają się ziarna niekształtne. Tytanit łączy się z innymi minerałami, a nawet piroksenem, co świadczy o jego wtórnym pochodzeniu. Zjawiskiem odosobnionym są również polisyntetyczne pęknięcia bliźniacze.

Ważnym składnikiem akcesorycznym jest dość obficie występujący apatyt (tabl. IX, fig. 23) o pokroju pręcikowym lub igiełkowym. Występuje on w formie wrostków w piroksenach, biotycie oraz w skałkach.

W bardziej zmienionych skałach tego typu zjawiają się skupienia promienistych agregatów prenytu oraz większe ilości wtórnego epidotów. Prowadzi to w konsekwencji do zmniejszenia się ilości piroksenów, a zwiększenia ilości skałeni, ciemnych amfiboli, biotytu oraz chlorytu. W skałkach tych występują żyłki najczęściej z prenytu lub epidotów.

Wśród skał skałeniowo-piroksenowych, zwłaszcza w pobliżu skał mieszanych, spotyka się różnej miąższości wkładki skał amfibolowych oraz partie złożone wyłącznie z epidotów. Epidot ma znak optyczny (—) i wyraźny pleochroizm ze schematem: $\alpha < \gamma < \beta$, przy czym: α = prawie bezbarwny, β = cytrynowy, γ = jasnożółty. Wartość kąta $\alpha/\gamma = 28^\circ$ wskazuje na zawartość 12% Fe_2O_3 .

Wtórny amfibol, będący głównym składnikiem opisywanych skał, ma bardzo zmienny wygląd. Świadczy to prawdopodobnie o jego zmienionym składzie chemicznym (różna zawartość Fe i Mg). Wykształcony bywa w formie wydłużonych słupków o nieprawkidłowych zakończeniach lub też w formie zupełnie izometrycznych ziaren przerastających się z reliktozowymi ziarnami piroksenów. Często ziarna obu tych minerałów mają zgodną orientację krystalograficzną. Nieraz nawet obserwuje się doskonałe pseudomorfozy amfibolu po piroksenie, co wskazuje, że minerał ten powstał w związku z procesem uralityzacji. Czasem jednak amfibol jest pojkiloblastycznie poprzerastany różnie zorientowanymi drobnymi kryształkami piroksenów, co znów może świadczyć o innym jego pochodzeniu. Amfibol, najczęściej ciemnobrunatny z odcieniem oliwkowym lub zielonym, przechodzi (szczególnie na brzegach ziaren) w odmianę intensywnie zieloną, zielonoszmaragdową lub rzadziej bezbarwną. Ta druga odmiana często zabarwiona jest plamście i ma nieco słabszą dwójłomność (0,023) od amfibolu oliwkowobrunatnego (0,024).

Pleochroizm w wyróżnionych odmianach jest następujący:

Odmiana ciemnobrunatna

Odmiana zielona

α = słomkowożółty,

α = słomkowożółty,

β = rdzawooliwkowy,

β = zielony,

γ = ciemnooliwkowobrunatny.

γ = szmaragdowozielony.

Kąt c/γ wynosi około 15° ($14 \div 16^\circ$), a kąt osi optycznych $2V\alpha = 74^\circ$. Poszczególne kryształy amfibolu mają nieliczne i bardzo słabe pola pleochroiczne oraz zawierają ziarna minerałów nieprzezroczystych (magnetyt, ilmenit), których wydzielenie się związane jest na pewno ze zmianą składu chemicznego w procesie powstawania. Podobny charakter mają

również występujące obok amfibolu drobne izometryczne ziarna epidotu i prawie bezbarwnego tytanitu.

Bezbarwne reliktowe pirokseny wykazują własności optyczne sasilitu lub augitu diopsydowego: kąt $c/\gamma = 40 \div 42^\circ$, kąt osi optycznych $2V\gamma = 60^\circ$, a dwójłomność wynosi 0,028.

Obok amfibolu i piroksenu spotyka się intensywnie zieloną, zbitą, masę chlorytową oraz jasnozielone blaszki penninu o subnormalnych fioletowych barwach interferencyjnych.

Oprócz opisanych minerałów, w skałach amfibolowych występują w podrzędnej ilości zserycytywane skalenie, ilmenit z obwódkami leukoksenu oraz wachlarzowate agregaty i żyłki prenitu.

5. SKAŁY MIESZANE, MONZONITY (PRZEJŚCIE DO SJENITÓW)

Skały opisane w tym rozdziale stanowią krańcowy fragment strefy kontaktowej i na podstawie wyglądu makroskopowego określane są jako sjenity. Są one kruche, szarozielone z ziarenkami jasnych minerałów, zwietrzałe i zmienione w partii odsłoniętej.

Badania mikroskopowe wykazują, że chociaż poszczególne próbki mają ten sam skład mineralny, to jednak stosunki ilościowe poszczególnych składników ulegają bardzo znacznym zmianom. W tabeli 1 zestawiono analizy planimetryczne wykonane dla kilku różnych próbek.

Z przeliczenia jasnych składników tych skał na 100% (tab. 2) wynika, że najczęściej spotykanym typem są skały o składzie zbliżonym do monzonitów. Są one silnie zmienione w warunkach hydrotermalnych i hipergenicznych, na co wskazuje stan zachowania minerałów. Struktura skały jest heteroblastyczna, diablastyczna lub granoblastyczna, a tekstura bezładna (tabl. X, fig. 24 i 25).

Tabela 1

Analizy planimetryczne skał mieszanych w % objętościowych

Minerały	Próbki			
	1	2	3	4
Skaleń potasowy	21,13	28,33	23,60	18,12
Myrmekit	—	—	3,96	—
Plagioklaz (28 — 32% An)	38,72	26,67	36,05	38,57
Kwarc	0,56	3,26	3,71	2,71
Chloryt	13,92	—	—	19,20
Biotyt	0,37	—	17,60	0,85
Piroksen	14,30	13,94	11,73	11,85
Amfibol	11,00	—	—	4,93
Produkty przeobrażeń piroksenów	—	27,80	3,23	—
Cyrkon	—	—	0,12	—
Klinozoizyt	—	—	—	3,77
	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabela 2

Przeliczenie analiz planimetrycznych skał mieszaných na $\%/\rho/\%$ objętościowe składników jasnych

Minerał	Próbki			
	1	2	3	4
Skaleń potasowy	34,98	48,62	40,92	30,50
Plagioklaz (28 ÷ 32% An)	64,09	45,77	53,56	64,93
Kwarc	0,93	5,61	5,52	4,57
Razem	100,00	100,00	100,00	100,00

Skalenie, będące głównym składnikiem skały, należą częściowo do skalenia potasowego (ortoklaz), a częściowo do plagioklazów. W badanych próbkach obserwuje się w przybliżeniu równe ilości obu skaleń lub nieco więcej plagioklazu. Spotyka się jednak również partie wzbogacone w skaleń potasowy. O ile skaleń potasowy tworzy zawsze ziarna ksenomorficzne, to plagioklaz wykazuje pewną tendencję do wykształcenia tabliczkowego. Oznaczenie plagioklazów było niezwykle trudne, gdyż oba skalenie są bardzo źle zachowane i najczęściej kompletnie skaolinizowane i zserycytizowane. Udało się jednak ustalić, że plagioklaz zawiera około 28 ÷ 32% An. (oligoklaz, andezyn). Widoczne są złożone lub proste bliźniaki karlsbadzkie i albitowe, drobny myrmekit oraz ślady budowy pasowej.

Kwarc w formie izometrycznych ziarn jest zawsze obecny, ale występuje na ogół w niewielkich ilościach (do kilku procent).

Najpospolitszym minerałem ciemnym w badanych próbkach jest chloryt powstały z biotyty i być może z piroksenów. Zwykle tworzy żółtozielone agregaty o niskiej dwójłomności, występujące w formie większych skupień lub pomiędzy ziarnami jasnych minerałów. Spotyka się także blaszki typowego penninu, o fioletowych lub brunatnych subnormalnych barwach interferencyjnych, przerastające się z biotytem.

Biotyt w niektórych próbkach występuje w większej ilości, tworząc postarzone i powyginane blaszki. Ulega on chlorytyzacji oraz procesom, w których wydzielają się drobne ziarenka epidotu i tytanitu. Pleochroizm ma wyraźny: α = słomkowobrunatny, γ = czerwono-brunatny. Czasem blaszki biotyty ulegają odbarwieniu i przy zachowaniu swej wysokiej dwójłomności mają wygląd muskowitu. W chlorycie i biotycie występują liczne pola pleochroiczne pochodzące najczęściej od wzrostów cyrkonu.

Pirokseny są zwykle bezbarwne lub bardzo słabo zabarwione w odcieniu jasnobrązowym. Sporadycznie spotyka się bliźniaki. Kąt c/γ jest mały i wynosi 32 ÷ 34°. Rzadko wykształcają się prawidłowe słupki; najczęściej przerastają się one z amfibolem i chlorytem lub tkwią zamknięte wewnątrz wtórnych amfiboli. Niewątpliwie więc pirokseny ulegają procesowi uralityzacji, przy czym powstaje amfibol o bardzo zmiennym wyglądzie i wykształceniu. Obok nieprawidłowych słupków będących pseudomorfozami po piroksenie, spotyka się osobniki o wykształceniu pręcikowym. Pod względem zabarwienia wyróżnić można odmianę jasnozieloną, jasnobrązową i zupełnie bezbarwną. Kąt $c/\gamma = 14 \div 15^\circ$, a dwójłomność zmierzona kompensatorem Bereka wynosi 0,026. Skład amfibolu odpowiada więc prawdopodobnie hornblendzie zwyczajnej z pewnymi przejściami do aktynowitu.

W niektórych szlifach akcesorycznie występują drobne i trudne do dokładnego oznaczenia ziarenka o wyglądzie klinoizoitytu.

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA NIEKTÓRYCH MINERAŁÓW KONTAKTOWYCH

Do badań mineralogicznych i chemicznych jako pierwsze wybrano składniki skarnu granatowo-wezuwianowego i zbadano: granat tytanowy i piroksen tytanowy. Wybrano te minerały dlatego, że ich własności optyczne w czasie badań mikroskopowych wskazywały na bardzo znaczną koncentrację Ti, niespotykaną dotychczas u takich minerałów w warunkach kontaktowych. Przepuszczenia te znalazły późniejsze potwierdzenie w wynikach analiz chemicznych.

W czasie przygotowania materiału do analizy napotkałem znaczne trudności, których pokonanie było bardzo czasochłonne. Chociaż bowiem skała w niektórych partiach jest gruboziarnista, to jej składniki są tak wzajemnie poprzerastane i przetkane gęsto wzrostkami, że wypreparowane większe ziarna nie mogą być użyte do badań chemicznych. Dlatego po wybraniu odpowiedniego okazu, wzbogaconego w ciemne składniki (granat i augit) rozdrobniłem go i przesiałem na kilka frakcji poniżej 0,1 mm poddając je separacji. Próby rozdzielania minerałów elektromagnesem, wobec nieznaczących różnic własności magnetycznych składników, nie dały spodziewanych rezultatów. Wobec tego po przemyciu rozdrobnionej skały rozcieńczonym HCl, w celu usunięcia przerostów kalcytu, rozdzielono jej składniki w jodku metylenu o gęstości 3,34. Otrzymano we frakcji lekkiej — wezuwian z prenitomem, a we frakcji ciężkiej — granat i piroksen oraz przerosty tych minerałów z wezuwianem. Aby pozbyć się tych przerostów musiano uciec się do żmudnego przebierania materiału pod lupą dwuoczną. Największą trudność sprawiało samo oddzielenie granatu od piroksenu, gdyż jak wiadomo oba te minerały, megaskopowo czarne, znalazły się we frakcji ciężkiej. Rozdzielono je ostatecznie pod lupą dwuoczną, wykorzystując jako cechy diagnostyczne ich odmienny połysk, widoczny dobrze w cieczy (tetralinie), oraz odmiennie wykształcenie. Prawidłowość rozdzielania sprawdzono następnie, badając zachowanie się minerałów pod mikroskopem między nielami skrzyżowanymi w imersji, stosując do tego celu olejek anyżowy lub tetralinę. Dzięki tej ostatecznej czynności usunięto wzajemne przerosty tych minerałów, zupełnie niedostrzegalne pod lupą.

1. GRANAT TYTANOWY — SZORLOMIT

Okaz do badań pobrano z górnej części ściany północno-wschodniej w kamieniołomie II, w Podzamku (fig. 1).

Makroskopowo granat odznacza się czarną barwą i połyskiem. W płytach cienkich jest brunatny, przy czym prawie zawsze ma budowę pasową. Zwykle strefy zewnętrzne ziarna są jasnobrunatne, a jądra mają barwę ciemnobrunatną. Poszczególne ziarna w formie izometrycznych idioblastów mają zazwyczaj wygląd agregatów i są splekane oraz skorodowane. Ziarna te są ponadto poprzerastane augitem, kalcytem, wezuwianem i prenitomem oraz zawierają wzrostki tych minerałów. Na brzegach ziarn obser-

wuje się anizotropizację granatu. Partie zanizotropizowane charakteryzują się bardzo wysokimi barwami interferencyjnymi i wyglądem swym przypominają nieco tytanit. Gęstość granatu wynosi 3,727.

Przed przystąpieniem do wykonania analizy chemicznej zbadano próbkę na spektrografie Q—24, przy użyciu elektrod węglowych (oznaczenia wykonał W. Szczepanowski w Zakładzie Petrografii i Geochemii I.G.). Analiza widma wykazała, że głównymi składnikami minerału są: Si, Al, Ca, Ti, Fe oraz w mniejszej ilości Mg i Mn. Poza tym stwierdzono ślady takich pierwiastków, jak: Cr, Cu, V, Ge, Sn, K, Na, Li i Ba. W analizie chemicznej nie określano pierwiastków śladowych.

Wyniki badań chemicznych i przeliczenia analiz zestawiono w tabelach 3—5. W tabeli 3, obok własnej analizy, podano w celu porównania dwie analizy chemiczne szorlomitów zaczerpnięte z pracy W. Kunitza (1936).

Tabela 3

Analizy chemiczne szorlomitów

Składniki	1		2		3	
	% wagowy	Iloraz molekularny	% wagowy	Iloraz molekularny	% wagowy	Iloraz molekularny
SiO ₂	29,65	493	29,42	490	30,90	501
TiO ₂	10,98	138	8,70	109	9,38	118
Al ₂ O ₃	7,21	71	3,82	37	6,97	69
Fe ₂ O ₃	14,47	91	25,26	158	20,63	128
FeO	2,57	36	2,52	35	1,04	14
MnO	0,62	8	0,72	10	0,35	5
MgO	1,18	29	—	—	0,76	19
CaO	32,97	586	29,97	534	31,06	552
H ₂ O+	0,48	28				
H ₂ O—	0,12					
Razem	100,20	1452	100,11	1373	100,28	1406
Gęstość	3,727		3,868		3,785	

1. Szorlomit ze skarnu wezuwianowego z Podzamka (Dolny Śląsk). Analizę wykonał autor.
2. Szorlomit z jolitu; Magnet Cove (Goldman USA; *vide* W. Kunitz, 1936).
3. Szorlomit; Oberbergen (Min. Inst. Halle; *vide* W. Kunitz, 1936).

Na podstawie zawartości TiO₂ (10,98% wag.) w analizie chemicznej (tab. 3) granat należy zaliczyć do szorlomitów. Przy porównaniu jednak z analizami innych szorlomitów, które pochodzą z alkalicznych skał magmowych (tab. 3, analiza 2 i 3), zwraca uwagę mniejsza ilość pierwiastków trójwartościowych a szczególnie Fe₂O₃, przy równoczesnej większej ilości CaO. To samo zjawisko wystąpi również w badanym piroksenie.

Przeliczenie analizy chemicznej na skład cząsteczkowy przedstawiono w tabelach 4 i 5. Z powodu niedoboru pierwiastków trójwartościowych obliczenia wykonano w ten sposób, by otrzymać najpierw procentowy udział dwóch głównych składników: andradytu i grosularu (tab. 4), a następnie piralspitu (tab. 5), przez związanie części glinki z dwuwartościowymi pierwiastkami. W obu przypadkach część składników pozostaje nie-

Skład cząsteczkowy granatu

Tabela 4

Składniki	SiO ₂	TiO ₂ (Ti ₂ O ₃)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	Razem	%	%
Iloraz molekularny	493	138	71	91	36	8	586	29	28			
Andradyt												
3 CaO · Fe ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	273			91			273			637	} 58,8	63,6
3 CaO · Ti ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	100	33					100			233		
Grosular												
3 CaO · Al ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	120	93	71				213			497	33,6	36,4
Razem	493	126	71	91	—	—	586	—	—	1367	—	100,0
Pozostało	—	12	—	—	36	8	—	29	28	113	7,6	—
Razem	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1480	100,0	—

Tabela 5

Skład cząsteczkowy granatu z uwzględnieniem cząsteczki piralspitu

Składniki	SiO ₂	TiO ₂ (Ti ₂ O ₃)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	Razem	%	%
Iloraz molekularny	493	138	71	91	36	8	586	29	28			
Andradyt												
3CaO · Fe ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	273			91			273			637	} 58,8	63,6
3CaO · Ti ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	100	33					100			233		
Almandyn												
3FeO · Al ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	36		12		36					84	5,6	7,4
Spesartyn												
3MnO · Al ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	8		3			8				19	1,2	1,6
Pirop												
3MgO · Al ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	29		9					29		67	4,6	5,9
Grosular												
3CaO · Al ₂ O ₃ · 3 SiO ₂	47	93	47				141			328	22,2	24,0
Razem	493	126	71	91	36	8	514	29	—	1368	—	100,0
Pozostało	—	12	—	—	—	—	72	—	28	112	7,6	—
Razem	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1480	100,0	—

związana. Z wykresu (fig. 3) opartego na powyższych przeliczeniach wynika, że granat należy do szeregu andradyt-grosular, przy czym największy udział ma cząsteczka andradytu (63,6%), w której tytan zastępuje część żelaza trójwartościowego. W nieznacznej tylko ilości występuje cząsteczka piralspitu (pirop-almandyn-spesartyn).

Obecność w granacie dużej ilości Ti, który częściowo w formie cztero-wartościowej ($Ti^{4+} = 0,64 \text{ \AA}$) zastępuje Si o bardzo małym promieniu jonowym ($Si^{4+} = 0,39 \text{ \AA}$) oraz nadmiar Ca o dużym promieniu ($Ca^{2+} = 1,06 \text{ \AA}$) powodują niewątpliwie znaczne zaburzenia i nieprawidłowości w sieci krystalicznej granatu. Niedomiar pierwiastków trójwartościowych ($Al^{3+} = 0,57 \text{ \AA}$, $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$) uzupełniony jest przede wszystkim trójwartościowym Ti i być może Mn, które to pierwiastki mają zbliżone do Al i Fe wartości promieni jonowych ($Ti^{3+} = 0,69 \text{ \AA}$, $Mn^{3+} = 0,70 \text{ \AA}$).

W celu obliczenia wzoru stechiometrycznego granatu przeliczono stosunki molekularne otrzymane z procentów wagowych (tab. 3, analiza 1), na stosunki atomowe (tab. 6). Za podstawę obliczeń przyjęto następnie zwiokrotniony wzór krystalochemiczny grupy granatów:

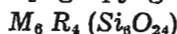
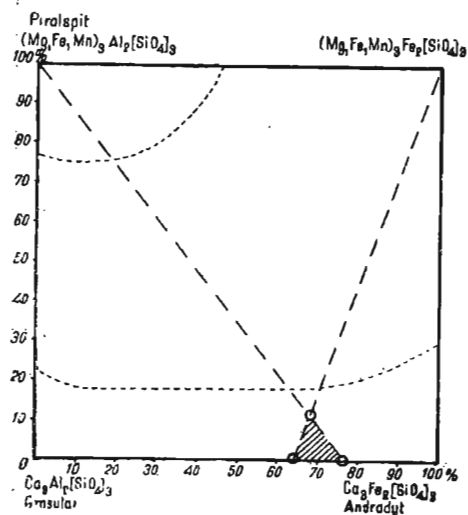


Fig. 3. Mieszalność izomorficzna w grupie granatów według A. N. Winchella. Pole zakreskowane — granat tytanowy ze skarnu wezuwianowego z Podzamka

Isomorphic mixability in garnet group, according to A. N. Winchell. Shaded area — titanium garnet from vesuvianite skarn at Podzamek



gdzie: M = duże kationy, R = średnie kationy.

We wzorze tym liczba jednostkowych ładunków elektroujemnych, która musi być zrównoważona sumą ładunków elektrododatnich wszystkich kationów, wynosi 48 ($24 \cdot O^{2-} = 48$). Mnożąc stosunki atomowe kationów (tab. 6, kolumna A) przez ich wartościowości otrzymano stosunki warto-

Tabela 6

Dane liczbowe do stechiometrycznego wzoru granatu

Pierwiastki	A. Stosunki atomowe	B. Stosunki wartościowości	C. Proporcje
Si	0,493	1,972	4,894
Ti	0,138	0,552	1,370
Al ₃ +	0,142	0,426	1,410
Fe ₂ +	0,182	0,546	1,806
Fe	0,036	0,072	0,256
Mn	0,008	0,016	0,080
Mg	0,029	0,058	0,288
Ca	0,586	1,172	5,816
		4,814	
H	0,056	0,056	0,556
O	2,407	—	23,897

Tabela 7

Zestawienie liczbowe rentgenogramu granatu

Lp.	α β	Odstępy między- płaszczyznowe d	Nateżenie I	Wskaźniki hkl
1	10°22'	4,27	sł (3)	220
2	14 52	3,00	bs (8)	400
3	16 37	2,69	bbs (10)	420
4	17 37	2,54	sł (3)	332
5	18 07	2,47	s (6)	422
6	19 07	2,35	sł (3)	510, 431
7	20 22	2,21	sł (3)	521
8	23 07	1,96	sł (3)	611, 532
9	23 37	1,92	bsł (2)	620
10	26 22	1,73	sł (3)	444
11	27 22	1,67	s (6)	640
12	28 22	1,62	bs (8)	552, 721, 633
13	30 37	1,509	sł (3)	800
14	34 37	1,353	sł (3)	840
15	35 37	1,320	sł (3)	910
16	36 37	1,289	sł (3)	664
17	39 07	1,218	bbsł (1)	844
18	43 53	1,109	sł (3)	864, 10.4.0
19	44 53	1,089	sł (3)	954, 10.4.2
20	46 53	1,053	sł (3)	970
21	50 23	0,998	bsł (2)	12.0.0
22	51 23	0,984	bbsł (1)	12.2.2
23	52 23	0,970	sł (3)	983, 10.6.4
24	59 08	0,895	sł (3)	12.6.0. 10.8.4
25	60 08	0,886	bbsł (1)	12.6.2
26	62 08	0,869	bsł (2)	888
27	67 38	0,831	bbsł (1)	12.8.0
28	68 38	0,825	sł (3)	12.8.2
29	69 53	0,819	s (4)	10.10.4

Rentgenogram granatu wykonany przez autora

Warunki: promieniowanie CuK α , filtr Ni; V = 45 kV; I = 15 mA; średnica kamery — 57,3 mm; grubość preparatu — 0,25 mm.

Objaśnienia skrótów: bbsł = bardzo, bardzo słabe, bsł = bardzo słabe, sł = słabe, s = silne, bs = bardzo silne, bbs = bardzo, bardzo silne.

Tabela 8

Wartości periodu identyczności granatów

Rodzaje granatów	wg C.H.Stockwella (1927)	wg J.B.Skinera (1956)
Grosular	11,864 Å	11,851 Å
Andradyt	12,064 Å	12,048 Å
Almandyn	11,516 Å	11,526 Å
Pyrop	11,453 Å	11,459 Å

ściowości tychże kationów (tab. 6, kolumna B). Dzieląc następnie wartość ładunków jonowych, obliczoną z ogólnego wzoru granatów (48), przez sumę stosunków wartościowości kationów (4,814) otrzymamy dla badanego granatu mnożnik 9,928. Mnożąc przez tę wartość (9,928) stosunki atomowe kationów otrzymamy proporcje (tab. 6, kolumna C), według których układają się kationy w ogólnym stechiometrycznym wzorze granatów.

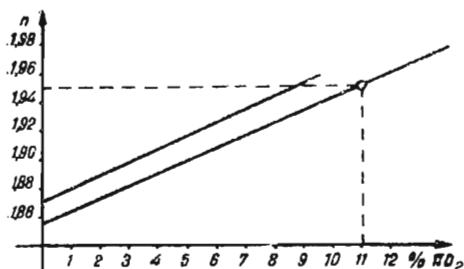
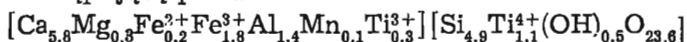


Fig. 4. Zależność współczynnika załamania światła od zawartości procentowej TiO_2 w grupie granatów tytanowych, według W. Kunitza. Punkt na prostej odpowiada szorlomitowi ze skarnu wezuwianowego z Podzamka

Dependence of coefficient of light refraction from per cent content of TiO_2 in the group of titanium garnets, according to W. Kunitz. Dot on straight line represents schorlomite from vesuvianite skarn at Podzamek

Wzór stechiometryczny badanego granatu na podstawie powyższych obliczeń ma następującą postać:



W. Kunitz (1936) w oparciu o wyniki zebranych analiz granatów tytanowych przedstawił na wykresie zależność współczynnika załamania światła od procentowej zawartości TiO_2 w granatach. Na podstawie tego wykresu (fig. 4) zakres wartości współczynnika załamania dla zbadanego granatu wynosi: $1,94 \div 1,96$.

Zdjęcie rentgenowskie wykonane metodą proszkową (tab. 7) wykazuje, że granat ma sieć regularną typu I przestrzennie centrowaną.

Obliczony na podstawie rentgenogramu period identyczności badanego granatu wynosi: $a_0 = 12,007 \text{ \AA}$ i stanowi wartość najbardziej zbliżoną do andradytu.

W celu porównania podaję w tabeli 8 wartości a_0 dla niektórych czystych granatów, według C. H. Stockwella (1927) i J. B. Skinnera (1956).

2. PIROKSEN TYTANOWY

Okaz do badań pobrano z górnej części ściany północno-wschodniej w kamieniołomie III w Podzamku (fig. 1). Makroskopowo piroksen odznacza się czarną barwą i połyskiem jedwabistym. Większe ziarna mają wyraźną łupliwość. Z kilkumilimetrowego słupka wykonano zorientowany preparat i określono na nim:

$$\text{Kąt } c/\gamma = 52 \div 56^\circ [c/\gamma_{cz} = 52^\circ; c/\gamma_n = 56^\circ]$$

oraz pleochroizm: α — różowobrunatny
 γ — zielonkawoszary.

Ziarna piroksenów o pokroju słupkowym i wyraźnej łupliwości według ściany (110) są w szlifie spękane i poprzierastane szorlomitom, wezuwianem, prenitom oraz kalcytem lub zawierają wrostki tych minerałów. Budowy klepsydrowej nie zaobserwowano; bardzo często natomiast wystę-

puje budowa pasowa. Znak optyczny piroksenu jest dodatni (+), a kąt osi optycznych $2V\gamma$, zmierzony na stoliku uniwersalnym, wynosi $45 \div 50^\circ$. Kąt c/γ osiąga wartość 55° ($52 \div 56^\circ$). Silna dyspersja dwusiecznych powoduje niezupełne wygaszanie światła, a dyspersja osi optycznej B daje w świetle zbieżnym barwność izogiry ze schematem $\rho > v$.

Piroksen jest wyraźnie zabarwiony i pleochroiczny, przy czym: α — różowobrunatny, β — różowioletowy, γ — szaro-zielonawo-niebieski.

Schemat absorbcji jest następujący: $\beta > \gamma > \alpha$.

Dwójłomność zmierzona kompensatorem Berek'a wynosi: 0,024.

Gęstość piroksenu: 3,456.

Tabela 9

Analizy chemiczne augitów

Składniki	1		2	3	4	5
	% wagowe	Stosunki molekularne	w procentach wagowych			
SiO ₂	38,06	634	44,71	45,28	37,52	52,54
TiO ₂	2,92	36	2,92	2,83	5,72	0,00
Al ₂ O ₃	14,35	140	7,85	6,95	14,29	1,43
Fe ₂ O ₃	6,44	41	4,46	4,21	4,43	0,00
FeO	5,96	83	4,23	4,35	7,12	0,51
MnO	0,10	1	0,10	—	0,14	0,01
MgO	5,98	149	11,74	12,62	6,72	18,71
CaO	25,05	446	22,87	23,16	24,06	25,59
Na ₂ O	0,79	13	0,90	0,42	0,09	0,08
K ₂ O	0,18	2	0,09	—	—	—
H ₂ O+	0,38	21	0,26	—	—	0,77
H ₂ O—	0,12	—	0,09	—	—	0,02
P ₂ O ₅	—	—	0,12	—	—	—
Razem	100,35	—	100,34	99,85	100,20	99,66
Gęstość	3,456		3,401	3,283	3,430	—

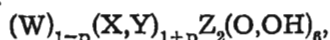
1. Augit tytanowy ze skarnu wezuwianowego z Podzamka (Dolny Śląsk). Analizę wykonał autor.
2. Augit tytanowy z cieszynitu; Marklowice (śląsk Cieszyński). Analizę wyk. W. Wawryk (1935).
3. Augit tytanowy z bazaltu nefelinowego Stoffelskuppe (W. Kunitz, 1936).
4. Augit tytanowy z bazaltu. Aberdeen (W. Kunitz, 1936).
5. Piroksen ze skarnu (kontakt wapieni z granitami); M. Wesołowska (1950).

Analiza spektralna (wykonana przez W. Szczepanowskiego w Zakładzie Petrografii i Geochemii I. G.) wykazała, że głównymi składnikami minerału są: Si, Ca, Mg, Al, Fe, Ti oraz w mniejszej ilości: Mn, K i Na. Stwierdzono również ślady takich pierwiastków, jak: Cu, Cr, Sn, Zn, Ag, Li, Sr, Ge. W analizie chemicznej nie określono pierwiastków śladowych.

Wyniki badań chemicznych i przeliczenia analiz zestawiono w tabelach 9 i 10. W tabeli 9, obok wyników analizy wykonywanej przez autora podano, w celu porównania, analizy chemiczne piroksenów z prac: W. Wawryka (1935), W. Kunitza (1936) i M. Wesołowskiej (1950).

Na podstawie zawartości TiO_2 (2,92% wag.) w analizie chemicznej (tab. 9, analiza 1) badany piroksen należałoby zaliczyć do augitu tytanowego. Przy porównywaniu z analizami piroksenów zwraca uwagę dość niski procent SiO_2 i MgO , a duża zawartość Al_2O_3 i CaO . Znane są jednak augity tytanowe ze skał wylewnych o bardzo zbliżonym składzie chemicznym (tab. 9, analiza 2, 3 i 4) które mają zawsze nieco mniej CaO . Duża zawartość CaO charakterystyczna jest dla piroksenów skał metamorficznych (tab. 9, analiza 5), które zawierają jednak zwykle bardzo mało TiO_2 (M. Wesołowska, 1950). Wydaje się, że badany piroksen stanowi mieszaninę izomorficzną augitu tytanowego z szeregiem diopsyd — hedenbergit.

Przy przeliczaniu analizy chemicznej (tab. 10) oparto się na ogólnym wzorze krystalochemicznym podanym przez H. H. Hessa (1949) dla piroksenów jednoskośnych:



przy czym: W = duże kationy: Ca^{2+} , Na^+ , K^+
 X = średnie kationy: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}
 Y = średnie kationy: Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+}
 Z = małe kationy: Si^{4+} , Al^{3+}

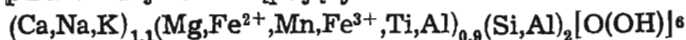
Zasadniczo stosunek W do (XY) powinien być jak 1 : 1. Mogą zachodzić jednak pewne odchylenia, które wyrażają się wartością p. Glin należy tak rozdzielić, aby otrzymać możliwie stosunek $(\text{W} + \text{X},\text{Y}) : \text{Z} = 2 : 2$.

Przeliczenie analizy chemicznej piroksenu

Tabela 10

Pierwiastki	Stosunki atomowe	W	XY	2Z	6(O,OH)
Si	634			634	
Ti	36		36		
Al	281		45	236	
Fe^{3+}	81		81		
Fe^{2+}	83		83		
Mn	1		1		
Mg	149		149		
Ca	446	446			
Na	26	26			
K	4	4			
O	2577				2577
H	42				42
Razem	—	476	395	870	2619
Proporcja	—	1,1	: 0,9	: 2	: 6

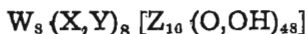
W przeliczeniach tych (tab. 10) oparto się na stosunkach atomowych pierwiastków. Wymagany dla poszczególnych grup stosunek 1:1:2:6 został w przybliżeniu osiągnięty. Wartość p wynosi 0,1, stąd ogólny wzór badanego piroksenu jest następujący:



Al zastępuje Si w grupie 2Z w około 27%. Być może, że występuje tu także czterowartościowy Ti, jednak nie zachodzi potrzeba włączenia go do tej grupy z powodu dużej ilości Al w analizie. Cały Ti pozostał więc w grupie XY, gdzie jest jego właściwe miejsce, ze względu na średnią wartość promienia jonowego.

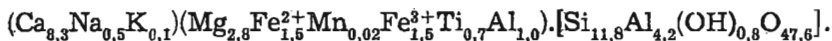
Biorąc pod uwagę stosunki atomowe Mg, Ca i Fe (Ti wliczono do Fe) obliczono procenty atomowe tych pierwiastków [Mg = 18,7; Ca = 56,1; Fe (Ti) = 25,2]. Otrzymane wartości pozwoliły wyznaczyć miejsce badanego piroksenu na wykresie Hessa (1949). Z wykresu tego wynika (fig. 5), że piroksen należy do wapiennych ferrosalitów.

Przy dalszych przeliczeniach, mających na celu wyprowadzenie dokładnego wzoru badanego piroksenu, przyjęto zwielokrotniony ogólny wzór krystalochemiczny piroksenów:



We wzorze tym liczba jednostkowych ładunków elektroujemnych, wynosząca 96 ($48 \cdot 0^{2-} = 96$), musi być zrównoważona sumą ładunków elektrododatnich wszystkich kationów. Wobec tego, mnożąc stosunki atomowe kationów (tab. 11, kolumna A), przez ich wartościowości, uzyskano stosunki wartościowości tychże kationów (tab. 11, kolumna B). Dzieliąc następnie sumę jednostkowych ładunków jonowych (96) przez sumę wartościowości kationów, wynoszącą 5,154, otrzymamy dla badanego piroksenu stały mnożnik 18,626. Mnożąc przez tę wartość (18,626) stosunki atomowe kationów otrzymujemy proporcje (tabl. 11 kolumna C), według których kationy te układają się w ogólnym stechiometrycznym wzorze piroksenów.

Wzór stechiometryczny piroksenu na podstawie powyższych obliczeń ma następującą postać:



Oznaczenia współczynników załamania piroksenu dokonano metodą immersyjną (oznaczenia wykonał T. Wieser w Krakowie) z dokładnością $\pm 0,002$, stosując jako ciecz immersyjną jodek metylenu. Uzyskano następujące wyniki:

$$\begin{aligned} n\alpha &= 1,732 \\ n\beta &= 1,736 \\ n\gamma &= 1,757 \\ n\gamma - n\alpha &= 0,025 \end{aligned}$$

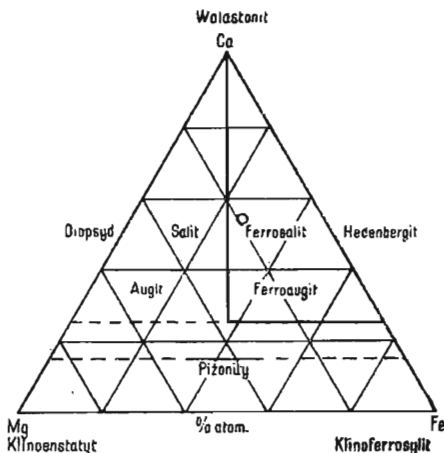


Fig. 5. Wykres piroksenów jednoskońnych według H. H. Hessa. Punkt w polu ferrosalitu odpowiada piroksenowi tytanowemu ze skarnu wezuwianowego z Podzamka Diagram of monoclinical pyroxenes according to H. H. Hess. Dot in ferrosalite field represents titanium pyroxene from vesuvianite skarn in Podzamek

Wartość dwójłomności, uzyskana z różnicy współczynników załamania (0,025), jest zgodna w granicach błędów z wartością otrzymaną z pomocą kompensatora Bereka (0,024).

Tabela 11

Dane liczbowe do stechiometrycznego wzoru piroksenu

Pierwiastki	A. Stosunki atomowe	B. Stosunki wartościowości	C. Proporcje	Proporcje do wzoru
Si	0,634	2,536	11,809	11,809 4,200 } 16,009
Al	0,281	0,489	5,234	1,034
Ti	0,036	0,144	0,670	} 7,558
Fe ³⁺	0,081	0,243	1,509	
Fe ²⁺	0,083	0,166	1,546	} 6,519
Mn	0,001	0,002	0,019	
Mg	0,149	0,298	2,775	} 8,865
Ca	0,446	0,892	8,307	
Na	0,028	0,028	0,484	
K	0,004	0,004	0,074	
		5,154		
H	0,042	0,042	0,782	
O	2,577	—	—	47,999

Wykonano również zdjęcie rentgenowskie metodą proszkową. Porównanie obliczonych odległości międzypłaszczyznowych (d) z tabelami liczbowymi wzorców rentgenogramów proszkowych J. Przybora (1957) daje w wyniku potwierdzenie spostrzeżenia uzyskanego z analizy chemicznej.

W rentgenogramie piroksenu (tab. 12) znajdujemy prawie wszystkie prążki (wartości d w Å) augitu tytanowego i szeregu diopsyd — hedenbergit. Znaczy to, że badany minerał stanowi mieszaninę obu piroksenów.

PROCESY METASOMATYCZNE W STREFIE KONTAKTOWEJ

W wyniku przeprowadzonych badań petrograficzno-mineralogicznych należy przypuszczać, że procesy metasomatyczne odegrały, za sprawą roz-

1. Rentgenogram piroksenu tytanowego z Podzamka wykonany przez autora.

Warunki: promieniowanie Cu K α ; filtr Ni, V = 45 kV, I = 20 mA; średnica kamery = 57,3 mm; grubość preparatu = 0,19 mm.

2. Rentgenogram augitu tytanowego (J. Przybora, 1957).

3. Rentgenogram diopsydu: szereg diopsyd — hedenbergit (J. Przybora, 1957).

Objaśnienia skrótów: bbał = bardzo, bardzo słabe, bał = bardzo słabe, ba = słabe, s = silne, bs = bardzo silne, bbs = bardzo, bardzo silne, I = natężenie d = odległość międzypłaszczyznowa.

tworów hydrotermalnych, główną rolę w czasie powstawania opisanych skał. Przemawia za tym również sposób geologicznego występowania: znaczna zmienność szerokości strefy kontaktowej oraz brak ostrych granic między sąsiadującymi typami skał kontaktowych, charakterystycznych dla kontaktów termicznych.

Obecne wykształcenie skał zależy w dużym stopniu także i od składu pierwotnych skał, które uległy metasomatozie. O ile bowiem osady wapienne, niezależnie od rekrytalizacji, zostały najmniej zmienione i wytworzyły marmury hedenbergitowe, to skały ilaste w wyniku procesów metasomatycznych najbardziej upodobniły się do tzw. sjenitów.

Kontakt termiczny w ścisłym tego słowa znaczeniu obejmuje strefę miąższości dającej się mierzyć w centymetrach i zawiera minerały charakterystyczne dla bardzo wysokich temperatur oraz braku mineralizatorów. Obecność takich minerałów, jak np.: larnit, skawtyt, gelenit, spurryt notuje właśnie B. Mason (1957) na termicznym kontakcie andezytów z wapieniami. W strefie kontaktowej Podzamka nie spotyka się zupełnie tego rodzaju minerałów. Pozostałe zaś minerały, jak: wezuwian, hedenbergit i wolastonit występują w asocjacjach typowych, nie tylko w warunkach metamorfizmu kontaktowo-termalnego, ale również w warunkach metamorfizmu regionalnego. Główną rolę przy ich powstawaniu przypisać należy nie tyle wysokiej temperaturze, ile gorącym roztworom o temperaturze niewiele wyższej ponad 400°C. Uruchowienie tych roztworów wiąże się z węglbną iniekcją magmy gabrowej, którą można uważać za prazródło tych roztworów, do których mogła się również dołączyć woda ze skał osadowych (skały ilaste). Coraz częściej różni badacze (D. S. Korziński, 1953, V. Zemánek, 1955), skłonni są wiązać powstawanie skarnów w obrębie stref kontaktowych z procesami metasomatycznymi.

Na podstawie obserwacji poczynionych w strefie kontaktowej Podzamka nad rozmieszczeniem produktów procesów metasomatycznych i przeobrażeniowych oraz nad sukcesją infiltrujących je żyłek można wyróżnić trzy etapy (tab. 13) hydrotermalnej metasomatozy.

I. **Wysokotermalna metasomatoza.** W wyniku uruchowienia, z jednej strony Ca i ewentualnie Al z osadów wapienno-marglistych a z drugiej strony — doprowadzenia roztworami jonów: Fe, Mg, K, Ti, Na i P, oraz różnej koncentracji tych jonów w różnych miejscach, następuje zróżnicowanie kompleksu skalnego.

W klasycznym przykładzie zwolennicy (C. E. Wegman, 1948; F. J. Turner, 1948) teorii transformistycznej wyróżniają następujące fronty metasomatozy:

1. front bazyfikacji: Mg, Fe, Ca, w którym wyróżnić można:

a) front Fe i Mg wykazujący największą ruchliwość. W skałach ilastych powstaje strefa kordierytowa, a w kontaktach magmowych strefa hedenbergitowo-diopsydowo-granatowa;

b) front Ca. Powstawanie wapieniowych skaleni (andezytów) oraz silnie wapieniowych piroksenów.

2. front feldspatyzacji: związany z niższymi nieco temperaturami, w którym wyróżnia się:

a) front Na

b) front K. Ba.

Oba główne fronty: bazyfikacja i feldspatyzacja stanowią strefę desylikacji (sjenityzacji), w której brak Si do zupełnego wysycenia krzemianów. Strefa ta charakteryzuje się ponadto znacznym nagromadzeniem Ti i P. Dopiero za wymienionymi frontami zachodzą procesy sylikacji, które prowadzą do wytworzenia strefy granityzacji.

W Podzamku nie obserwuje się granityzacji w strefie kontaktowej, lecz jedynie fronty związane z desylikacją. Kompleks skalny pod wpływem frontu bazyfikacji (Mg, Fe, Ca), ulega zróżnicowaniu na następujące typy skał: 1) marmur hedenbergitowy, 2) skarn wezuwianowy, 3) skała granatowa (amdradytowa), 4) skała skaleniowo-piroksenowa.

II. Średniotermalna metasomatoza. W drugim etapie metasomatycznych przemian wyróżnić można szereg stadiów. Jednym z pierwszych stadiów jest sjenityzacja, którą wywołuje front feldspatyzacji. Front ten w Podzamku charakteryzuje się tym, że dalej od kontaktu wysunięty jest front K niż front Na. Wytlumaczyć to można w ten sposób, że oba fronty nakładają się na siebie, przy czym Na wiąże się z Ca (plagioklasy), a K może wędrować dalej. Front feldspatyzacji obejmuje swym wpływem skały mieszane i monzonity, a w skałach piroksenowo-plagioklazowych objawia się bogactwem skalenia potasowego (ortoklazu). Pojawienie się jonów K powoduje jednocześnie biotytyzację niektórych ciemnych minerałów (piroksenów).

Procesy hydratyzacji, których nasilenie przypada na ten etap, stanowią dowód na znaczenie roztworów hydrotermalnych jako głównego czynnika przemian kontaktowych. Procesy te wywołują ascenzyjne wody termalne, dzięki którym wcześniejsze bezwodne krzemiany przechodzą w hydrokrzemiany. Hydrokrzemiany pojawiają się już w pierwszym etapie przeobrażeń, jednak najwyraźniej hydratyacja przejawia się w procesach uralityzacji i epidotyacji. Uralityzacja polega tu na podstawianiu piroksenów przez wtórny amfibol, przy czym podstawienie to dokonuje się zazwyczaj z zachowaniem zgodnej orientacji, tak że tworzą się nawet pseudomorfozy amfiboli po piroksenach. Powstały uralit ma zmienne cechy optyczne. Wynikają one z różnego składu pierwotnego piroksenów.

Procesy hydrotermalne uruchamiają również dużą ilość Ca, w wyniku czego powstaje wspomniany wyżej epidot oraz prenit. Prenit powstaje z jednej strony jako produkt przeobrażenia wezuwianu, a niezależnie od tego wypełnia szczeliny i próżnie we wszystkich spotykanych typach skał. W toku tych przemian uwalnia się część Si, powodując tym samym okwarcowanie skał. Dalszym stadium przeobrażeń jest chlorytyzacja biotyty (stadium solfatarowe), która najbardziej rozwinęła się w skałach mieszanych. Równoległe z tymi przeobrażeniami następuje nieznaczne okruszczenie siarczkowe (piryt) oraz zachodzi serycytyzacja plagioklazów.

III. Niskotermalna metasomatoza. Ostatni etap przeobrażeń przypada na najniższe termalne warunki. Pospolitym procesem jest wówczas kaolinizacja skalenia potasowego występująca zarówno w skałach piroksenowo-skaleniowych, jak i w skałach mieszanych. Na ten etap przypada krążenie roztworów bogatych w CO₂ (stadium mofetowe), które powodują uruchomienie szczególnie jonów Ca, wskutek czego kalcyt wypełnia szczeliny i spękania. Na kalcytyzacji kończy się ostatecznie cykl działalności hydrotermalnej w strefie kontaktowej Podzamka.

Przemiany metasomatyczne i procesy przeobrażeniowe w strefie kontaktowej
Podzamka

Główne etapy przemian metasomatycznych	Procesy przeobrażeniowe i ich produkty
I. Etap wysokotermalna metasomatoza	Bazyfikacja (Mg, Fe, Ca); powstanie stref: 1. marmury hedenbergitowe 2. skarny wezuwianowe 3. skały granatowe (andradytowe) 4. skały skaleniowo-piroksenowe
II. Etap średniotermalna metasomatoza	Stadium: sjenityzacji — skały mieszane, monzonity feldspatyżacja i biotytyżacja (K) Stadium: hydratyzacja 1. uralityżacja piroksenów (OH) 2. epidotyżacja (OH) 3. okwarcowanie (Si) Stadium solfatarowe 1. chlorytyżacja biotyty (K→) 2. okruszczowanie siarczkowe (piryt) 3. prenytyżacja; uwodnienie minerałów bogatych w glinokrzemiany wapnia (Ca) 4. serycytyżacja skaleni
III. Etap niskotermalna metasomatoza	Stadium mofetowe (CO ₂) 1. kaolinizacja skaleni potasowych (K, Al) 2. kalcytyżacja (Ca) związana z działalnością CO ₂

Symbole ujęte w nawiasach podają pierwiastki chemiczne, ulegające migracji w czasie przemian.

WNIOSKI OGÓLNE

Podsumowując dotychczasowe wyniki badań można na ich podstawie wysunąć następujące wnioski:

1. Pierwotny materiał osadowy, który uległ zmianom pod wpływem procesów hydrotermalno-metasomatycznych, w przeważającej swej masie był osadem wapienno-marglistym. Współ z nim występowały niewątpliwie czyste osady wapienne, które zostały najmniej zmienione i wytworzyły marmury hedenbergitowe. Wkładki natomiast skał ilastych, najbardziej podatne na wpływ roztworów hydrotermalnych, najwięcej upodobniły się do tzw. sjenitów.

2. W warunkach metamorfizmu regionalnego i pod wpływem głębokiej iniekcji magmy gabrowej nastąpiło uruchomienie gorących roztworów, które spowodowały przemiany metasomatyczne w kompleksie skał osadowych. Strefa kontaktowa powstała zatem w wyniku bezpośredniego działania procesów hydrotermalno-metasomatycznych. Paragenetyczne ze-

spóły minerałów wskazują, że temperatura nie przekraczała wiele ponad 400°.

Za taką genezą strefy kontaktowej Podzamka przemawiają przeprowadzone obserwacje petrograficzne oraz forma geologicznego występowania.

3. Pierwiastki migrujące w metasomatycznych procesach są dwojakiego pochodzenia. Wyróżnić można:

a) pierwiastki pierwotne, których dostarczył kompleks skał osadowych. Są to przede wszystkim: Ca i Al oraz H₂O. Początkowo związane w minerałach skał osadowych, zostają uruchomione i włączone do procesów metasomatycznych pod wpływem doprowadzonych gorących roztworów.

b) pierwiastki doprowadzone (etapami) do strefy kontaktowej przez gorące roztwory, uruchomione pod wpływem wglębnej iniekcji magmy gabrowej. Należą tu: Fe, Mg, Ti, K, Na, P, CO₂ oraz H₂O. Pierwiastki te wytworzyły strefy z charakterystycznymi zespołami mineralnymi.

Na szczególną uwagę zasługuje doprowadzenie dużej ilości Ti. W całej strefie kontaktowej występuje on w formie tytanitu lub ilmenitu, a maksymalna jego koncentracja w skarnie wezuwianowym przyczyniła się do powstania augitu tytanowego i szorlomit — minerałów nie notowanych w warunkach kontaktowych.

4. Czas trwania procesów metasomatycznych przypada po karbonie dolnym, gdyż w tym okresie wytworzyły się skały osadowe otaczające od północy masyw kłodzko-złotostocki. One właśnie ulegały tym procesom. Doprowadzenie gorących roztworów, z którymi związane jest nasilenie procesów metasomatycznych, może pozostawać w związku z fazą sudecką lub asturyjską.

5. Porównanie i korelacja ze znanymi występowaniami skał kontaktowych z północno-zachodniego i zachodniego obrzeżenia masywu kłodzko-złotostockiego (Nowy Janów, Żelazno i inne) są obecnie utrudnione z powodu braku dokładnych opracowań.

Zakład Petrografii i Geochemii I. G.

Wygłoszono dnia 30 kwietnia 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDERKE E. (1922) — Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. Abh. preuss. geol. L.—A., N. F., 89, p. 39—70. Berlin.
- BEIRICH E., ROSE G., ROTH J. (1867) — Geologische Karte von den Niederschlesischen Gebirgen (mit Erläuterungen von J. Roth). Berlin.
- BIELANKIN D. S., PIETROW W. P. (1941) — The grossularoid group (hibschite, plazeolite). Amer. Min., 26, p. 450—453. Menasha, Wisconsin.
- FINCKH L., BEDERKE E. (1932) — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Königshain. Berlin.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E. (1942) — Erläuterungen zu den Blättern Glatz — Königshain — Reichenstein und Landeck. Berlin.

- HESS H. H. (1949) — Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part. I., Amer. Min., 34, p. 621—666. Menasha, Wisconsin.
- КОРЖИНСКИЙ Д. С. (1953) — Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях, стр. 332—452. Москва.
- KUNITZ W. (1936) — Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteinsbildenden Silikaten. N. Jb. Min., B—B, [A], 70, p. 385—466. Stuttgart.
- MASON B. (1957) — Larnit, scawtit and hydrogrossular from Tokatoka, New Zealand. Amer. Min., 42, p. 379—392. Menasha, Wisconsin.
- OBERC J. (1953) — Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21, p. 415—432. Kraków.
- OBERC J. (1957) — Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wyd. Geol. Warszawa.
- PABST A. (1937) — The crystal structure of plazolite. Amer. Min., 22, p. 861—868. Menasha, Wisconsin.
- PABST A. (1942) — Reexamination of hibschite. Amer. Min., 27, p. 782—792. Menasha, Wisconsin.
- RAMBERG H. (1952) — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago Press. Chicago.
- SKINER B. J., (1956) — Physical properties of end-members of the garnet group, Amer. Min. 38, p. 428—436. Menasha, Wisconsin.
- SMULIKOWSKI K. (1953) — Szkic petrograficzny zachodniej części masywu krystalicznego Kłodzko — Złoty Stok. Maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., TEISSEYRE H., OBERC J. (1957) — Regionalna geologia Polski. 3. Sudety. Część druga. P.W.N. Kraków.
- STOCKWELL C. H. (1927) — An X-ray study of the garnet group. Amer. Min., 12, p. 327—344. Menasha, Wisconsin.
- TRAUBE H. (1888) — Die Minerale Schlesiens. Breslau.
- TRAUBE H. (1890) — Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefeln zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. N. Jb. Min. 1., p. 195—233. Stuttgart.
- TURNER F. J. (1948) — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer., Mem. 30. New York.
- WAWRYK W. (1935) — O augicie zwyczajnym i tytanowym z polskich cieszyńców. Arch. min. 11, p. 175—181. Warszawa.
- WEGMANN C. E. (1948) — Remarques sur le metamorphisme regional. Geol. Rdsch., 36, p. 40—47. Stuttgart.
- ВЕСОЛОВСКАЯ М. М. (1950) — Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. Инст. Геол. Наук, 86, стр. 71—110. Москва.
- WIESER T. (1958) — Petrotektonika masywu kłodzko-złotostockiego. Kwart. geol., 2, nr 4, p. 673—685. Warszawa.
- ВИНЧЕЛЛ А. Н., ВИНЧЕЛЛ Н. (1953) — Оптическая минералогия (перевод с английского под редакцией Д. С. Белянкина). Москва.
- ZEMÁNEK V. (1957) — Skarnová ložiska v okolí Černého Potoka u Přisečnice v Krušných horách. Sborn. ÚÚG., 23, p. 297—339. Praha.

Olech JUSKOWIAK

SOME MINERALS AND CONTACT SYMPTOMS FROM PODZAMEK
NEAR KŁODZKO (LOWER SILESIA)

S u m m a r y

At the boundary of the northwestern part of the Kłodzko—Złoty Stok massif and the Bardo structure, at Podzamek (Lower Silesia), there appear contact symptoms at the plane of contact of marble with a rock macroscopically resembling syenite. The following types of rock have been distinguished: 1) hedenbergite marbles, 2) vesuvianite skarns, 3) garnet rocks, 4) feldspathic-pyroxenic rocks with intercalations of amphibole rocks, 5) mixed rocks, monzonites — transition rocks to the syenites.

At the contact plane, these rocks form continuous zones of variable thickness; it is only the skarn which does not always appear and, in such instances, the marble contacts with the garnet rocks directly (Fig. 2).

1. Hedenbergite marbles (Plate III, Fig. 10). Usually they show a granoblastic texture. Calcite forms isometric or squeezed and polysynthetically twinned grains. The minute garnet grains found here are usually colourless and resemble grossular, or they are distinguished by their pale-pinkish colouring, characteristic for andradite. The pyroxenes are represented by various members of the diopside — hedenbergite series. Most frequently appears light-green hedenbergite with an angle $c/\gamma = 47^\circ$ ($Di_{15}He_{85}$), but there also is encountered a diopside and sahlite with an angle $c/\gamma = 40^\circ$ ($Di_{80}He_{20}$). As secondary postpyroxene minerals there may be observed tiny flakes of biotite and chlorite. Accessorily, zoisite appears too. The marble contacts either with the vesuvianite skarn or, most frequently, an almost monomineral rock consisting of garnet (Plate IV, Fig. 12; Plate V, Fig. 13). At the contact, sometimes crystals of a greenish hedenbergite (Di_nHe_{100}) are found with an angle $c/\gamma = 48^\circ$ (Plate III, Fig. 11), agglomerations of wollastonite rods (Plate VI, Fig. 14), and parallel or fan-like arranged prehnite aggregates.

2. Vesuvianite skarns. They disclose a poikiloblastic, net-like or diablastic texture, and show a feebly directed structure (Plate VII, Fig. 17). Usually the vesuvianite is completely metamorphosed — prehnitized. When better preserved (Plate VI, Fig. 16) it is colourless and appears in the shape of irregular grains with subnormal violet or dark-brown interference colours. In the fine-grained metamorphosed (from vesuvianite) „mass“ there may be seen prehnite developed in aggregates, and tiny calcite inclusions and veins. The garnet (schorlomite) is of brown colour and, as a rule, has a banded structure. In parts of the rock which are markedly enriched in calcite, there appear feebly coloured, or entirely colourless, garnets. In its optical properties pyroxene is subordinate to titanium augite.

3. Garnet rocks. They are formed of a feebly coloured garnet showing a pink tint, similar in appearance to andradite. Alongside appear fully colourless garnets too, representing types of calcareous garnets richer in alumina (hessonite, grossular). Frequently these rocks undergo anisotropization, whereby the birefringence reaches the value 0.009. Characteristic is the banded and clepsydral structure (Plate IX, Fig. 20), and the arrangement of grains in groups too. With the anisotropization there is probably connected a change in their chemical composition. This seems to be shown by discolouration and the increasingly lowered refractive index of birefringent grains. It may be assumed that garnets of the grossular-andradite series contain an isomorphic admixture of hydrogarnets. Between indi-

vidual garnet grains and in the fissures of their cracks there frequently appear calcite, accumulations of prehnite, and epidote. In varying quantities the garnets are also accompanied by pyroxenes of a sahlite-hedenbergite composition, undergoing uralitization.

4. Feldspathic-pyroxenic rocks. Main component of these rocks are pyroxenes and feldspars (Plate VIII, Fig. 18, 19). Most frequently the latter form the background on which, poikiloblastically, the pyroxenes appear in varying quantities. The colour of the pyroxenes varies, most often it is of a greenish-grey tint; the inside of the grain is usually of darker colour, showing brown-green or brown-violet hues. Common is a banded structure and single or multiple twins according to (100). The angle $c/\gamma = 46^\circ \div 48^\circ$ for the greenish variety; it reaches lower values for more feebly coloured pyroxenes (c/γ angle = 44°) and higher values for brown pyroxenes ($c/\gamma = 48^\circ \div 52^\circ$). Thus most frequently appears hedenbergite, constituting a transition, on the one hand to sahlite (*DisHe₄₀*), on the other hand to augites, especially to titanium augite. Uralitization of the pyroxenes (Plate IX, Fig. 21) leads to the formation of a dark-green amphibole with an angle $c/\gamma = 15^\circ \div 16^\circ$. A secondary character too disclose flakes of brown biotite.

The feldspars are developed xenomorphically and belong chiefly to the potash feldspars. Sometimes there appears more plagioclase, with 25 ÷ 40% *An* (oligoclase, andesine). To accessory components belongs the copiously appearing titanite (Plate IX, Fig. 22) and apatite (Plate IX, Fig. 23). In more thoroughly metamorphosed rocks there appear concentrations of radial aggregates of prehnite and secondary epidote.

Amidst the feldspathic-pyroxenic rocks, especially in the vicinity of mixed rocks, there are found intercalations of amphibole rocks. Secondary amphibole, their main component, is most frequently dark-brown, with an olive-green or green tint, and passes into an intensively green, emerald-green or — more rarely — colourless variety. The angle $c/\gamma = 15^\circ$ ($14^\circ \div 16^\circ$), the angle of optical axes $2V\alpha = 74^\circ$. The amphibole is intergrown with relic grains of colourless pyroxenes with the optical properties of sahlite or diopsidic augite. Besides amphibole and pyroxene appear here tiny grains of epidote and of almost colourless titanite, flakes of pennine, and ilmenite with leucoxene aureoles.

5. Mixed rocks, monzonites (Plate X, Fig. 24, 25). They represent the extreme fragment of the contact zone and, on the basis of macroscopic appearance, they are called "syenites". Planimetric analyses show that most frequently they are rocks resembling monzonites in their composition (Table 1, 2).

The feldspars belong partly to the potash feldspars (orthoclase), partly to the plagioclases with 28 ÷ 32% *An* (oligoclase, andesine). Usually they are completely kaolinized and sericitized. There may be observed combined or simple Karlsbad and augite twins, tiny myrmekite, and traces of a banded structure. In small quantities quartz appears too.

The most common dark mineral is chlorite, formed from biotite and, perhaps, from pyroxenes. Pleochroic fields appear in the chlorite and biotite, caused by zirkon inclusions. The pyroxenes are colourless and show a very small angle $c/\gamma = 32^\circ \div 34^\circ$. Uralitization of the pyroxene leads to the formation of amphibole with the properties of common hornblende and actinolite.

For his mineralogical investigations the author chose components of vesuvianite skarn: garnet and pyroxene. He carried out chemical analyses of both these minerals (Table 3 and 9); subsequently he presented his interpretation of these analyses and developed the formula for garnet (Table 6) and for pyroxene (Table 11). He also

executed X-ray investigations by means of the powder pattern method (Table 7 and 12).

Both the results of these petrographic-mineralogical investigations and the geological appearance of the discussed minerals suggest that metasomatic processes played the principal part during the formation of these rocks. This seems to be indicated by the fact that in the contact zone at Podzamek none of the minerals are found which are characteristic for thermal contacts. Minerals, such as vesuvianite, hedenbergite and wollastonite appear in associations typical not only in conditions of contact-thermal metamorphism, but likewise in conditions of regional metamorphism. In their formation the main role should be ascribed not so much to high temperature as to hot solutions with temperatures not much higher than 400°. The mobilization of these solutions is connected with a deepseated injection of gabbro magma. By means of observations, within the contact zone, of the arrangement of the products of metasomatic and metamorphic processes, as well as of the succession of veinlets aiding this infiltration of solutions, it became possible to distinguish three phases of hydrothermal metasomatosis (Table 13).

In their prevailing mass the unaltered sedimentary material which, due to hydrothermal-metasomatic processes, underwent changes, has been a calcareo-marly deposit. Together with this deposit there appear pure calcareous sediments which were least changed and which formed hedenbergite marbles. The intercalations of argillaceous rocks, on the other hand, most readily reacting to the influence of hydrothermal solutions, came nearest to resemble the so-called "syenites". The period in which these changes took place, has been the Lower Carboniferous; it is during this period that the sedimentary rocks were laid down which from the north surround the Kłodzko—Złoty Stok massif. The inflow of hot solutions, connected with an intensification of metasomatic processes, might have been due to the Sudetic or the Austurian phase.

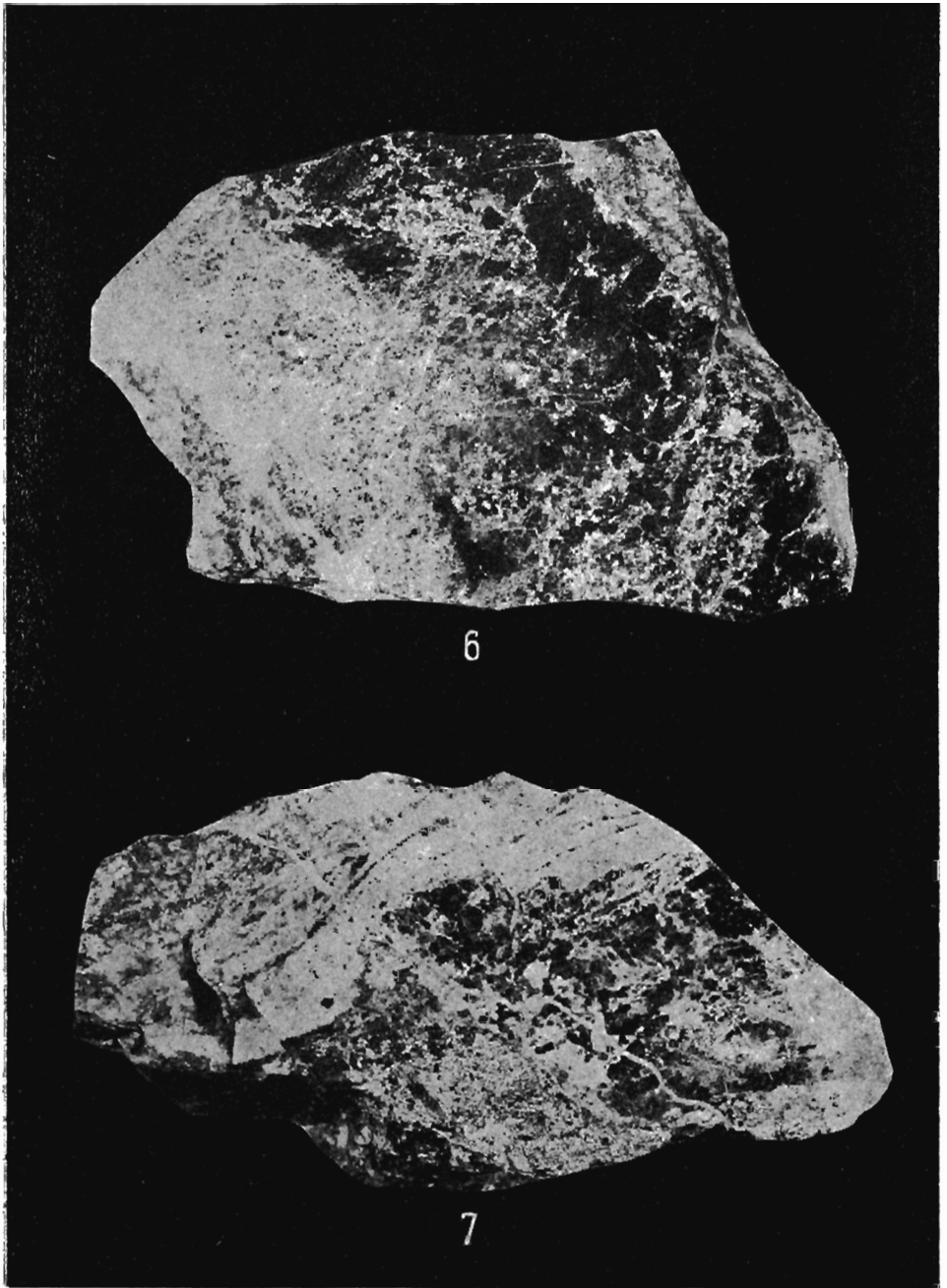
TABLICA I

Fig. 6. Kontakt marmuru (z lewej) ze skałą granatową i piroksenową (z prawej). Powierzchnia polerowana, 0,5 wielkości naturalnej

Contact marble (on left) with garnet and pyroxene rock (on right). Polished surface, 0.5 of natural size

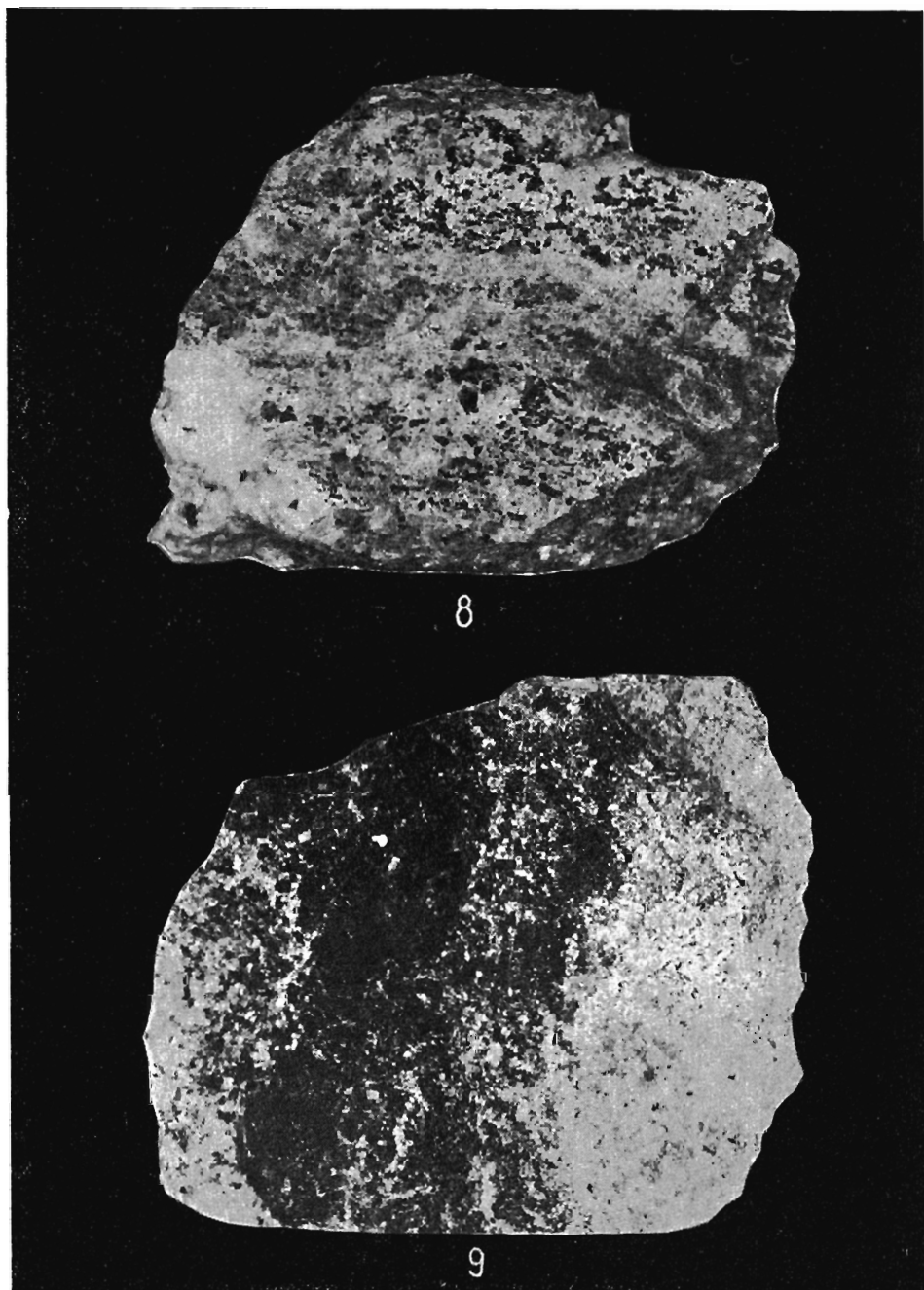
Fig. 7. Kontakt warstwowanego marmuru hedenbergitowego (z lewej) ze skałą granatową, która przechodzi w skałę skaleniowo-piroksenową (z prawej i u dołu). Mniej więcej prostopadle do kontaktu widoczne są spękania wypełnione prehnitem. Powierzchnia polerowana, 0,45 wielkości naturalnej

Contact of layered hedenbergite marble (on left) with garnet rock which latter passes into feldspathic-pyroxenic rock (on right and at bottom). Approximately at right angles to contact plane cracks filled with prehnite are visible. Polished surface, 0.45 of natural size



TABLICA II

- Fig. 8. Skarn wezuwianowy. Szare tło skały stanowi sprenityzowany wezuwian. Smugowato układają się ciemne granaty i pirokseny. Widoczny jest także jasny kalcyt (z lewej u dołu). Powierzchnia polerowana, 0,75 wielkości naturalnej
- Vesuvianite skarn. The grey rock background consists of prehnitized vesuvianite. Dark garnets and pyroxenes are arranged streak-like. Also visible is light-coloured calcite (at left bottom). Polished surface. 0.75 of natural size
- Fig. 9. Skała skaleniuwo-piroksenowa. Ciemna skała piroksenowa przechodzi stopniowo w jasną skałę skaleniuwą z podrzędnie występującymi piroksenami. Powierzchnia polerowana, 0,9 wielkości naturalnej
- Feldspathic-pyroxenic rock. The dark pyroxene rocks pass gradually into light-coloured feldspathic rock containing accessorially appearing pyroxenes. Polished surface. 0.9 of natural size



Olech JUSKOWIAK — Minerale i zjawiska kontaktowe z Podzamka koło Kłodzka

TABLICA III

- Fig. 10. Marmur o strukturze granoblastycznej z drobnymi idioblastami granatów i piroksenów. Widoczne są przecinające się żyłki prenitowe. Płytko cienka. Nikole skrzyżowane. Pow. 17,5 ×
Marble of granoblastic texture with tiny idioblasts of garnets and pyroxenes. Visible are mutually intersecting prehnite veins. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 17.5
- Fig. 11. Hedenbergit i granat (andradyt) pojkilitowo poprzerastane kalcytem na kontakcie z grubokrystalicznym marmurem. Płytko cienka. Nikole skrzyżowane. Pow. 15 ×
Hedenbergite and garnet (andradite) poikilitically intergrown by calcite at the contact with coarse-crystalline marble. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 15



Fig. 10

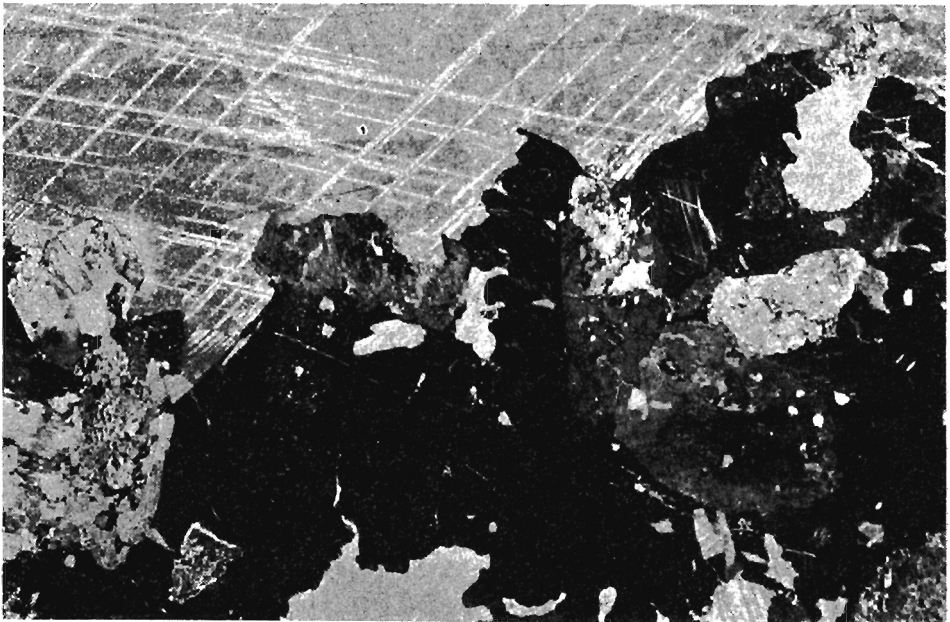


Fig. 11

TABLICA IV

Fig. 12. Marmur w kontakcie ze skałą granatową (andradytową), która przechodzi następnie w skałę skaleniowo-piroksenową. Zwracają uwagę dość ostre granice pomiędzy wymienionymi skałami. Płytką cienką. Nikole skrzyżowane. Pow. 9 ×

Marble at contact with garnet (andradite) rock which latter passes into a feldspathic-pyroxenic rock. Worthy of note are fairly sharp boundaries between the mentioned rock types. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 9

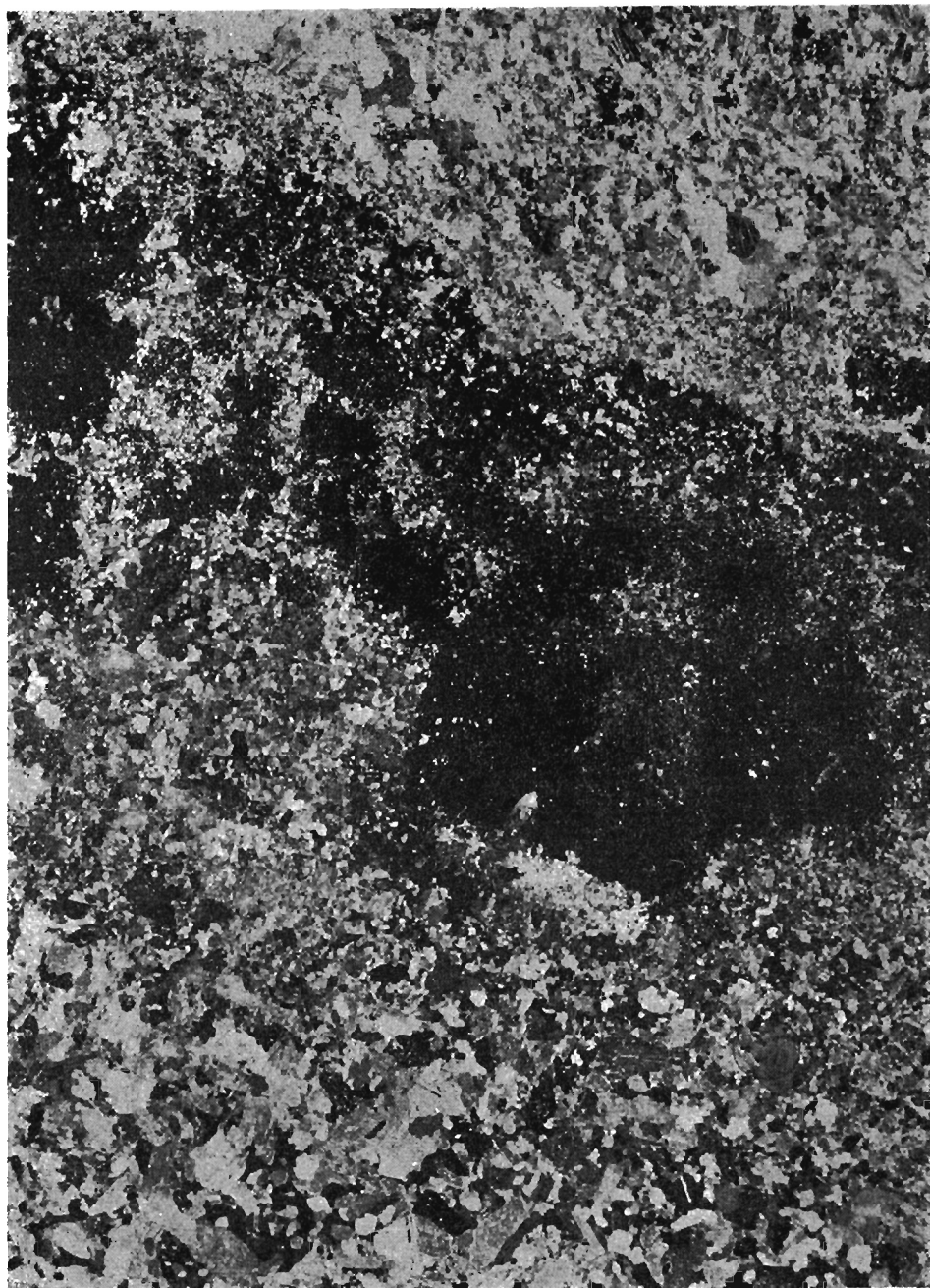


Fig. 12

TABLICA V

Fig. 13. Marmur (od góry) w kontakcie ze skałą granatową i skarnem granatowo-piroksenowym (u dołu). Płytkę cienką. Nikole skrzyżowane. Pow. 13 ×
Marble (at top) in contact with garnet rock and garnet-pyroxene skarn (at bottom). Thin plate. Crossed nicols. Enlarged × 13

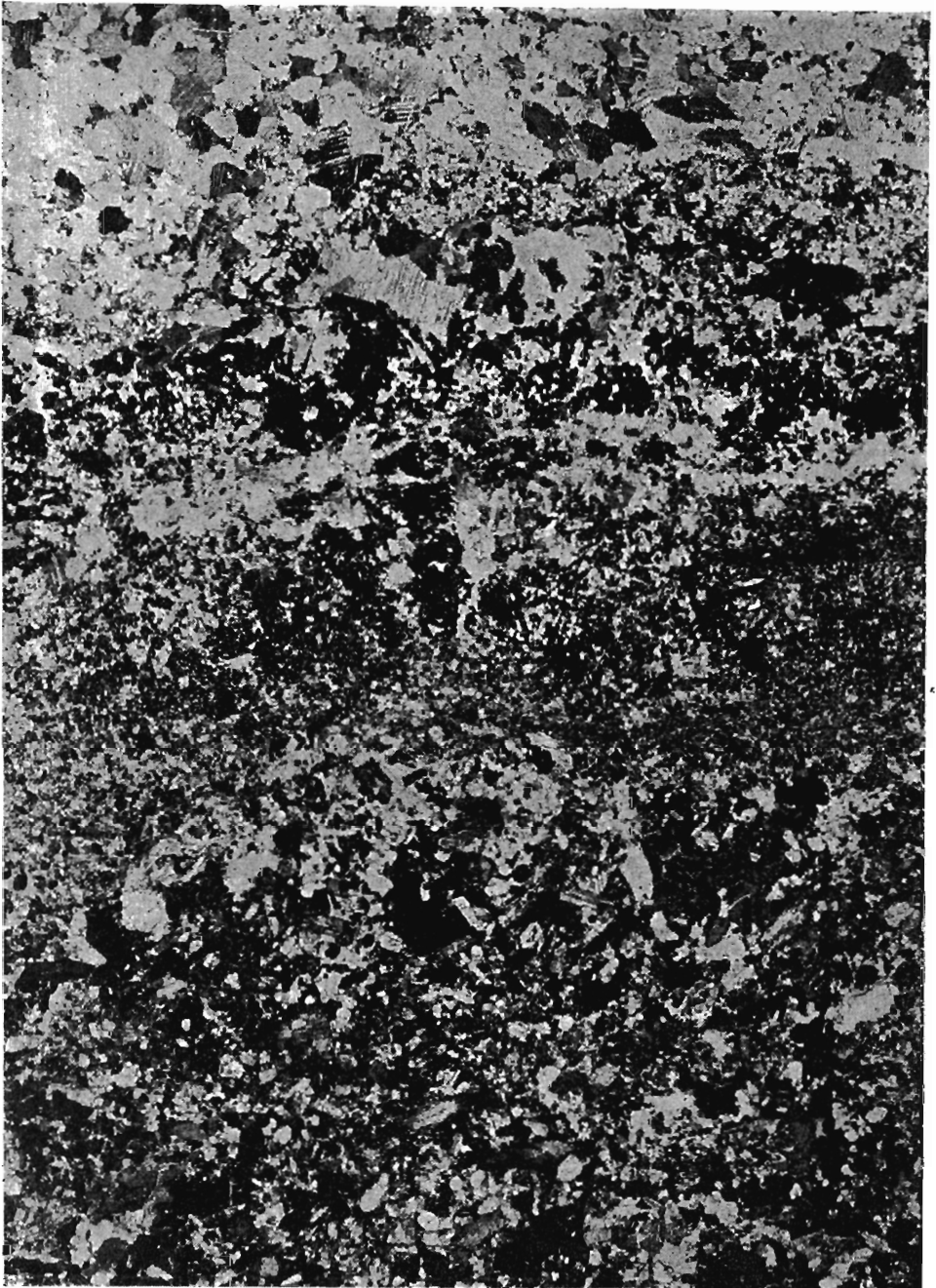


Fig. 13

TABLICA VI

- Fig. 14. Pręciki wolastonitu i porfiroblasty hedenbergitu na kontakcie z marmurem. Widoczne jest znaczne nagromadzenie nieprzezroczystych tlenków żelaza. Płytki cienka. Nikole skrzyżowane. Pow. 16 ×
Wollastonite rods and hedenbergite porphyroblasts at contact with marble. Visible is marked agglomeration of non-transparent iron oxides. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 16
- Fig. 15. Skarn wezuwianowy. Obok kalcytu i izotropowego granatu widoczny jest wezuwian, który ma subnormalne barwy interferencyjne i nierówne wygaszanie światła. Płytki cienka. Nikole skrzyżowane. Pow. 27 ×
Vesuvianite skarn. Next to calcite and isotropic garnet there is visible vesuvianite showing subnormal, interference colours and uneven light extinction. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 27
- Fig. 16. Augit tytanowy ze skarnu wezuwianowego poprzerastany granatem i prehnitem. Płytki cienka. Światło zwykłe. Pow. 30 ×
Titanium augite with vesuvianite skarn, intergrown with garnet and prehnite. Thin section. Normal light. Enlarged × 30

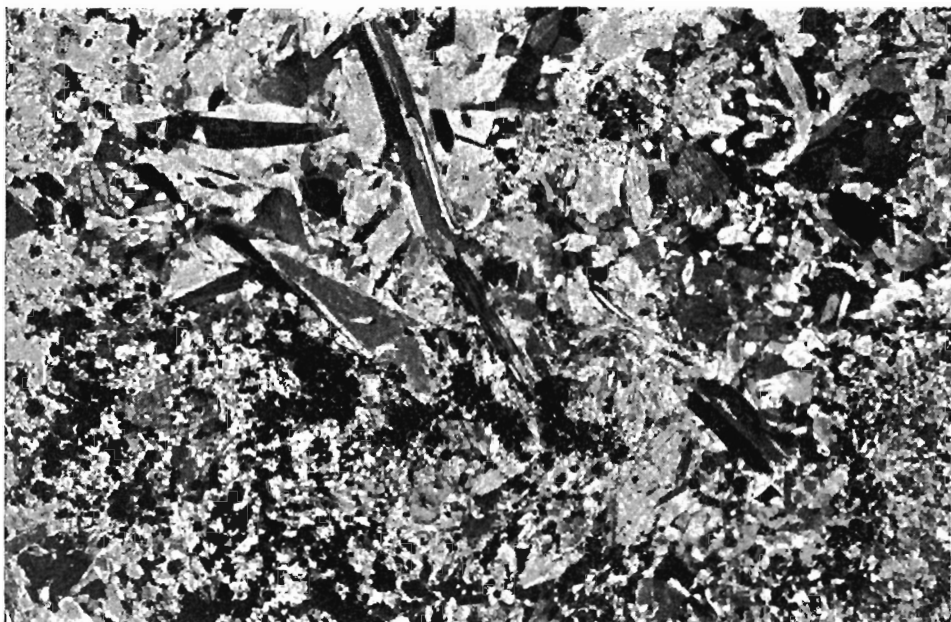


Fig. 14

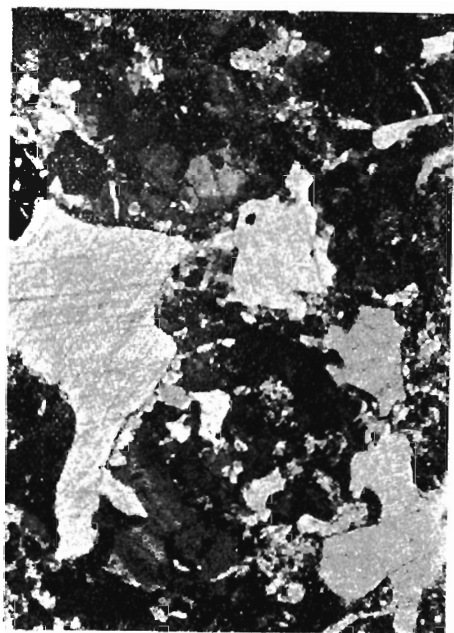


Fig. 15

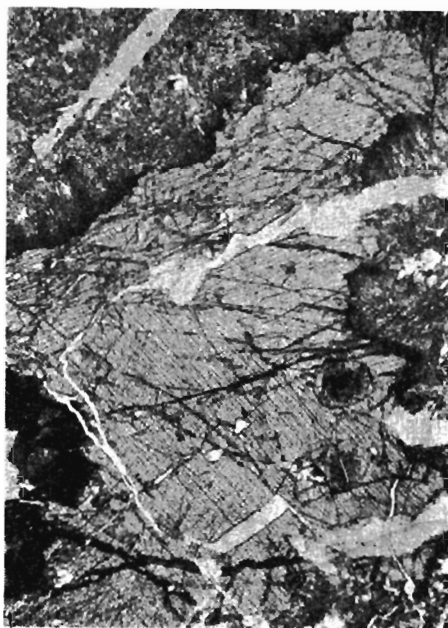


Fig. 16

TABLICA VII

Fig. 17. Skarn wezuwianowy. Obok sprenityzowanego wezuwianu widoczny jest kalcyt oraz ciemne granaty o budowie pasowej (szorłomit). Płytko cienka. Światło zwykłe. Pow. 14 ×

Vesuvianite skarn. Next to prehnitized vesuvianite there is visible calcite and dark garnets with banded structure (schorlomite). Thin section. Normal light. Enlarged × 14

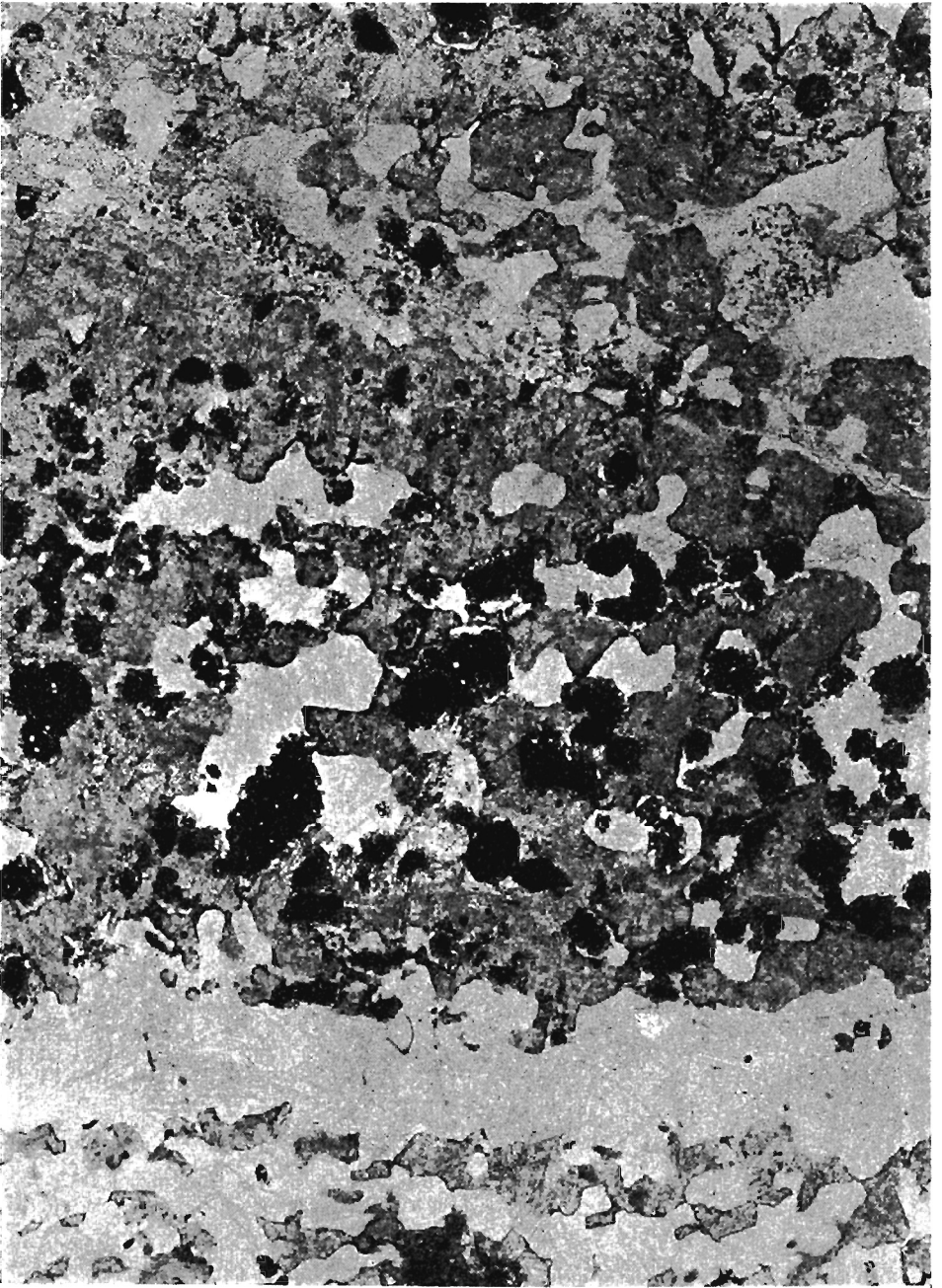


Fig. 17

TABLICA VIII

Fig. 18. Skala skaleniowo-piroksenowa o strukturze poikiloblastycznej. Płytką cienką. Światło zwykłe. Pow. 8 ×

Feldspathic-pyroxenic rock with poikiloblastic texture. Thin section. Normal light. Enlarged × 8

Fig. 19. To samo co fig. 18. Nikole skrzyżowane. Pow. 8 ×

Same as Fig. 18. Crossed nicols. Enlarged × 8

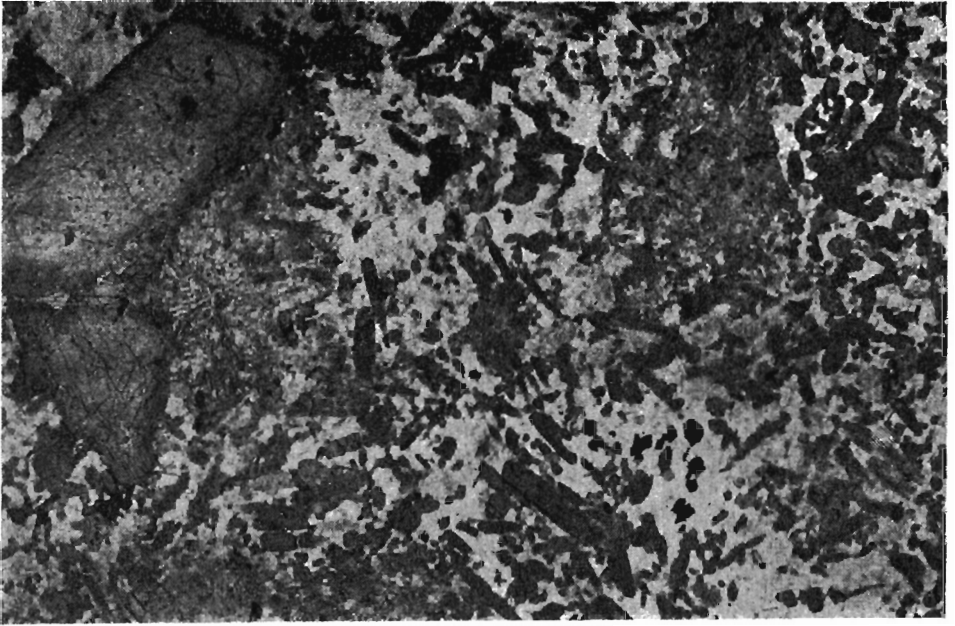


Fig. 18

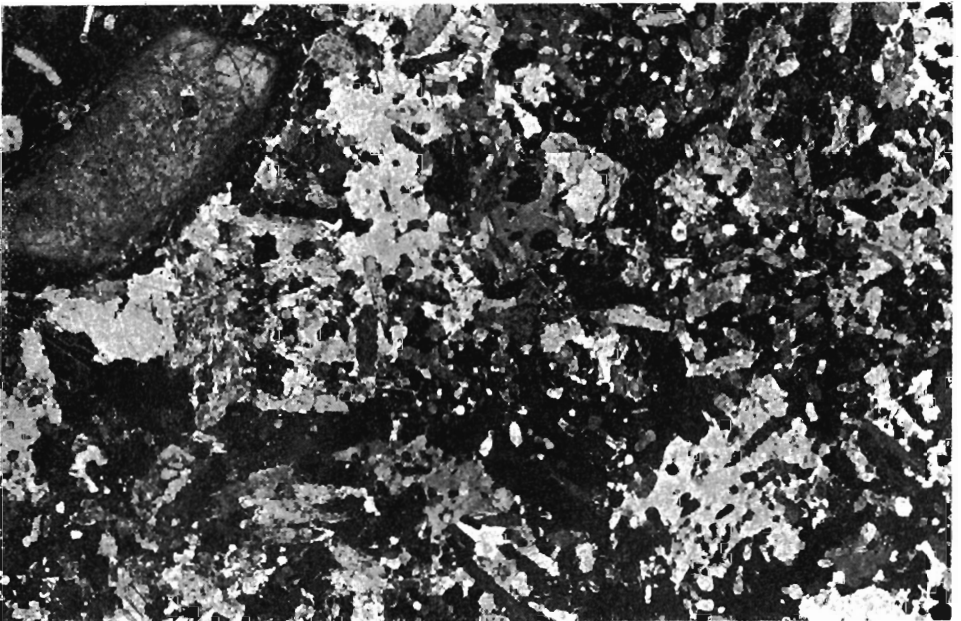


Fig. 19

TABLICA IX

- Fig. 20. Zanizotropizowany granat o budowie klepsydrowej ze skały granatowej. Płytki cienka. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 ×
Anisotropized garnet of clepsydral structure, from garnet rock. Thin section. Crossed nicols. Enlarged × 20
- Fig. 21. Uralityzacja piroksenów w skale skaleniowo-piroksenowej. Wtórny amfibol ma ciemne zabarwienie. Płytki cienka. Światło zwykłe. Pow. 24 ×
Uralitization of pyroxenes in feldspathic-pyroxenic rock. Secondary amphibole shows dark colouring. Thin section. Normal light. Enlarged × 24
- Fig. 22. Skupienie idioblastów tytanitu w skale skaleniowo-piroksenowej. Płytki cienka. Światło zwykłe. Pow. 46 ×
Agglomeration of titanite idioblasts in feldspathic-pyroxenic rock. Thin section. Normal light. Enlarged × 46
- Fig. 23. Obficie występujące pręciki apatytu w skale skaleniowo-piroksenowej. Płytki cienka. Światło zwykłe. Pow. 62,5 ×
Copiously appearing rods of apatite in feldspathic-pyroxenic rock. Thin section. Normal light. Enlarged × 62.5



Fig. 20

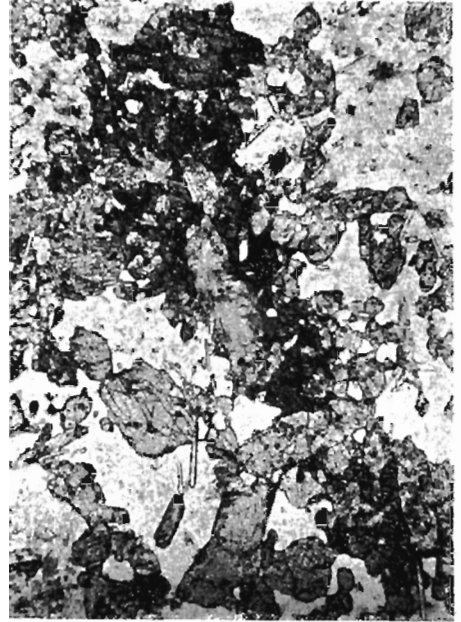


Fig. 21



Fig. 22



Fig. 23

TABLICA X

Fig. 24. Skala o składzie zbliżonym do monzonitu. Widoczne reliktywne pirokseny oraz produkty ich przeobrażeń: amfibol, chloryt i biotyt. Płytko cionka. Światło zwykłe. Pow. 16 ×

Rock of composition resembling monzonite. Visible are relic pyroxenes and products of their alterations amphibole, chlorite and biotite. Thin section. Normal light. Enlarged × 16

Fig. 25. To samo, co fig. 24. Nikole skrzyżowane. Pow. 16 ×
Same as Fig. 24. Crossed nicols. Enlarged × 16

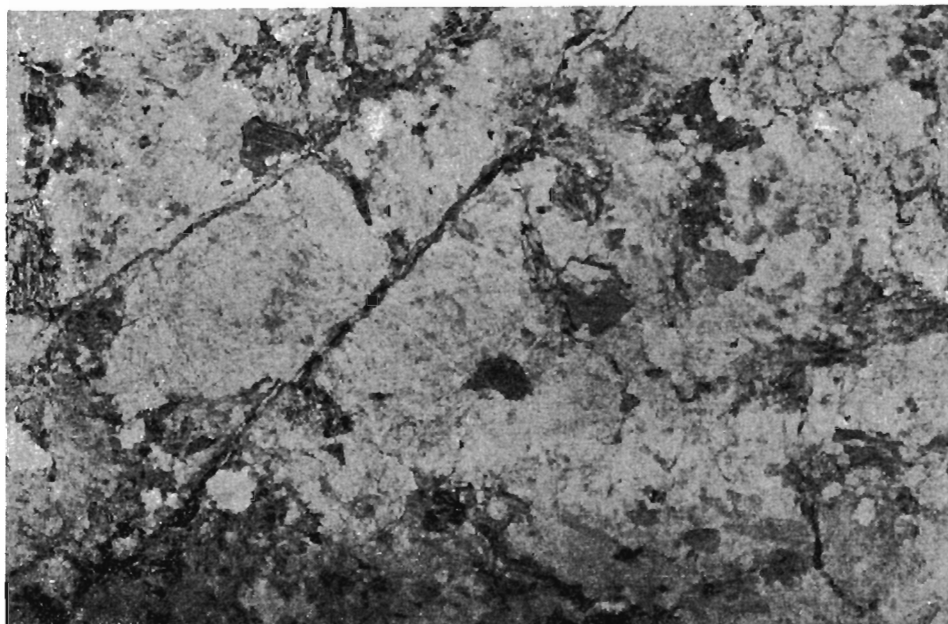


Fig. 24

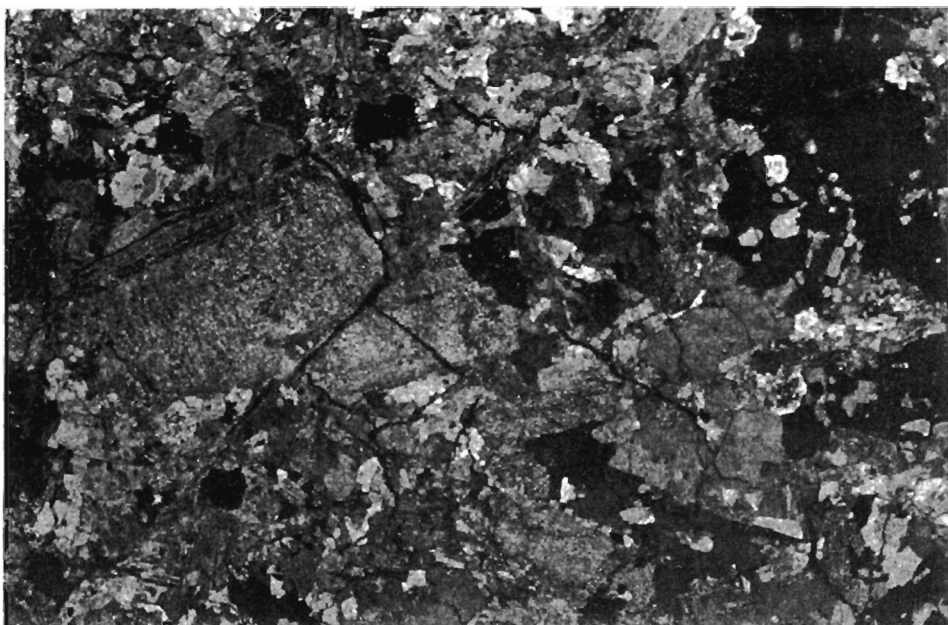


Fig. 25