

Krystyna WOŁKOWICZ, Stanisław WOŁKOWICZ

Mineralizacja kruszcowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniszkowa – Rędzin

Omówiono grejzeny występujące we wschodniej osłonie Karkonoszy. Na podstawie przeprowadzonych badań zaliczono je do kwarcolitów. Opisano nowe wystąpienia mineralizacji kruszcowej w Mniszkowie i Rędzinach, stwierdzając że jest ona pochodzenia hydrotermalnego.

WSTĘP

Artykuł przedstawia wyniki badań wykonanych w ramach prac dyplomowych w Zakładzie Geologii i Ekonomiki Złóż Wydziału Geologii UW pod kierunkiem naukowym doc. dr hab. E. Zimnoch. Prace terenowe prowadzone były w latach 1978–1980 przy współpracy z dr M. Lindner z Instytutu Geologicznego w Warszawie. Sporządzono mapę strefy kontaktowej granitu karkonoskiego ze skałami osłony. W badaniach posługiwano się mikroskopami optycznymi oraz mikro-analizatorem rentgenowskim typu 35-SDS, DDS, sprzężonym z mikroskopem elektronowym typu JSM-35 firmy JEOL.

Autorzy serdecznie dziękują doc. dr hab. E. Zimnoch za wszechstronną pomoc w czasie prowadzenia badań, dr E. Bareji, drowi H. Sylwestrzakowi i drowi M. Podemskiemu za przejrzenie rękopisu i cenne uwagi udzielone podczas pisania niniejszego artykułu oraz doc. drowi S. Przeniosło i K. Kujawskiemu za wykonanie badań w mikroobszarze.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Wschodnią osłonę granitu Karkonoszy stanowi kompleks skał metamorficznych, któremu przypisuje się wiek prekambryjski i dolnopaleozoiczny. Rejon między Mniszkowem i Rędzinami zbudowany jest głównie z hornfelsów, łupków metamorficznych i amfibolitów zaliczanych przez M. Szalamachę, J. Szalamachę

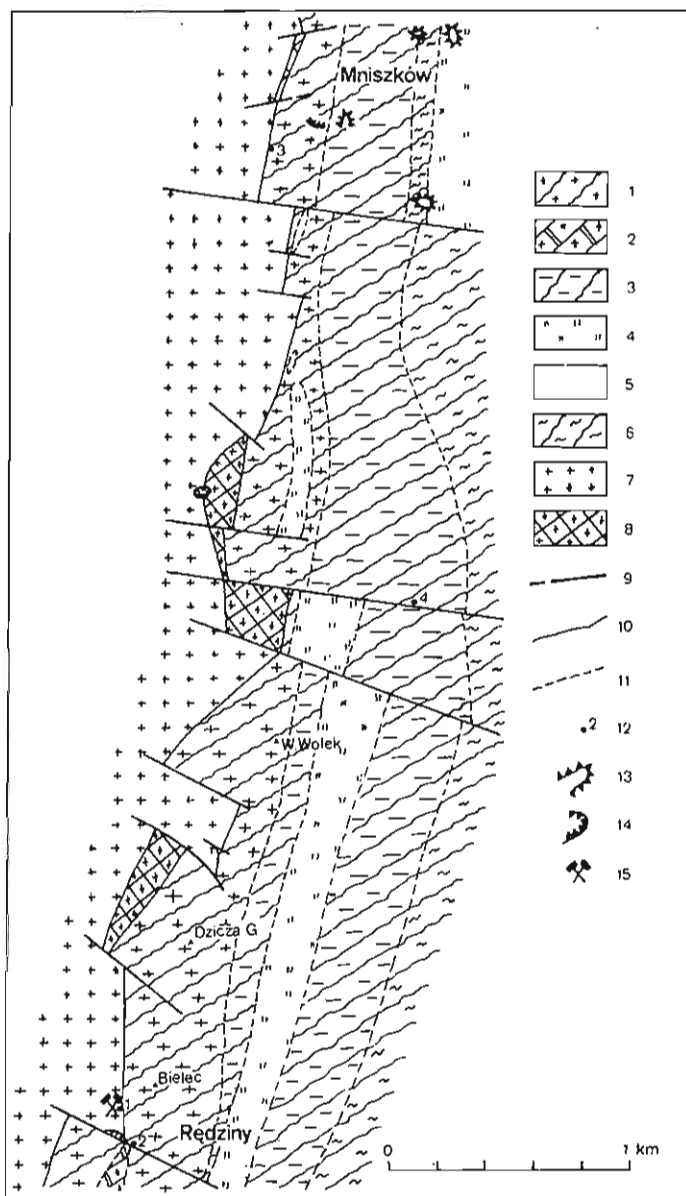


Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Mniszkowa i Rędziny według G. Berga (1940) i J. Szalamachy (1969) uzupełniona przez autorów

Geological maps of the vicinities of Mniszków and Rędziny (after G. Berg, 1940, and J. Szalamacha, 1969, supplemented by the Authors)

1 - hornfelsy; 2 - marmury dolomityczne; 3 - łupki metamorficzne; 4 - amfibolity; 5 - erlany; 6 - fyllo-nity; 7 - granity; 8 - kwarczolity; 9 - uskoki; 10 - granice litologiczne według autorów; 11 - granice litologiczne według G. Berga (1940) i J. Szalamachy (1969); 12 - przejawy mineralizacji opisane w tekście; 13 - hałdy; 14 - wyrobiska; 15 - sztolnia

1 - hornfelses; 2 - dolomitic marbles; 3 - metamorphic schists; 4 - amphibolites; 5 - erlans; 6 - phyllonites; 7 - granites; 8 - quartzolites; 9 - faults; 10 - lithological boundaries after the Authors; 11 - lithological boundaries after G. Berg (1940) and J. Szalamacha (1969); 12 - traces of mineralization, described in the text; 13 - waste heaps; 14 - mining works; 15 - gallery

(1967) do jednostki Niedamirowa, a przez J.H. Teisseyre'a (1971) – do formacji łupków z Czarnowa. Od zachodu jednostka ta graniczy z górnokarbońskim granitem karkonoskim, który intrudując spowodował metamorfizm skał osłony w facji hornfelsowej. Po zastygnięciu granit wraz z osłoną metamorficzną uległy blokowemu podniesieniu oraz zostały pocięte serią uskoków prostopadłych i równoległych do płaszczyzny kontaktu. Z działalnością postintruzyjną związane jest powstanie szeregu niewielkich złóż polimetalicznych i przejawów mineralizacji kruszcowej, które były przedmiotem licznych prac. Szczegółową historię badań geologicznych Rudaw Janowickich podała E. Zimnoch (1978). W ostatnich latach we wschodniej osłonie Karkonoszy były prowadzone dość rozległe badania geologiczno-poszukiwawcze, znajdujące odbicie w opracowaniach archiwalnych (M. Lindner, 1982) oraz w publikacjach (K. Mochacka, 1982; M. Szalamacha, 1982; K. Wołkiewicz, 1984). Wyniki badań petrograficznych przedstawili: M. Borkowska (1966), J. Szalamacha (1969), J.H. Teisseyre (1971), T. Hanczke, A. Jaworski (1977) i in. Autorzy niniejszego artykułu skupili uwagę na tych skałach, z którymi mogło być bądź też było związane okruszcowanie.

GREJZENY

Największe nadzieje poszukiwawcze wiązano z grejzenami (J. Szalamacha, 1969; T. Hanczke, A. Jaworski, 1977). Autorzy sporządzili szczegółową mapę wystąpień tych skał (fig. 1). Większe nagromadzenie grejzenów zaobserwowano w południowej części Mniszkowa: w łomie i jego okolicy, na północno-zachodnim zboczu Dziczej Góry oraz w ścianie starego kamieniołomu w Rędzinach, a ponadto w postaci pojedynczych bloków w rumoszu w północnej części Mniszkowa.

Grejzeny są to skały jasnoszare, rzadko z odcieniem seledynowym, niekiedy wiśniowoszare. Wiśniowa barwa pochodzi od dużej ilości rozproszonego hematytu. W Mniszkowie widoczna jest laminacja podkreślana przez hematyt. Ponadto zauważono, że tworzą one żyły w granicie grubiejące od kilku centymetrów do kilku metrów w stronę osłony metamorficznej; w bezpośrednim jej sąsiedztwie tworzą pola szerokości do 100 m i długości do 300 m. Rozprzestrzenienie opisywanych skał wzdłuż kontaktu z granitem jest ograniczone uskokami prostopadłymi do kontaktu.

Grejzeny zbudowane są z kwarcu, serycytu, muskowitu, hematytu, skalenia potasowego, leukoksenu oraz cyrkonu. T. Hanczke, A. Jaworski (1977) podają, że w niektórych partiach kwarc stanowi 55–85% objętości skały. Miejscami skała jest monomineralna – kwarcowa. Pośród masy drobnych ziarn ksenomorficznych występują duże ziarna (do 5 mm) kwarcu automorficznego, zawierającego znaczne ilości inkluzji ciekło-gazowych zaznaczających niekiedy etapy wzrostu kryształów. Stosunkowo rzadko stwierdza się struktury rekrystalizacyjne kwarcu po chalcedonie. Makroskopowo obserwuje się kwarc druzowy (wielkości do kilkunastu centymetrów) wypełniający częściowo pustki skały. Bardzo rzadko występuje skaień potasowy, natomiast w niektórych partiach skały obfity jest (do 30%) serycyt. Niektóre jego regularne wystąpienia wskazują, że powstał on w miejscu po skaleniach. Muskowit zastąpił biotyt z równoczesnym wydzieleniem tlenków żelaza i leukoksenu. Z minerałów rudnych pospolity jest hematyt, zarówno pierwotny, jak i wtórny, tworzący pseudomorfozy po pirycie; obecne są również nieznaczne ziarna rutylu.

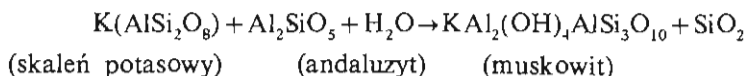
Opisane skały nie mają objawów grejzenizacji i składem mineralnym nie odpowiadają grejzenom (W. Ryka, A. Maliszewska, 1982). Zdaniem autorów są to kwarcolity, powstałe w silnie spękany górotworze. Za kwarcolity uważa się

pegmatytowy lub hydrotermalny końcowy człon dyferencjacji różnych magm składający się z kwarcu (90–100%), któremu towarzyszą niewielkie ilości skaleni, serycytu, łuszczyków i in. minerałów (*op. cit.*). Strefy przyzylne granitu, wskutek oddziaływania roztworów, uległy sylifikacji i serycytyzacji.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W REJONIE STAREGO KAMIENIOŁOMU W RĘDZINACH

W okolicy nieczynnego kamieniołomu w Rędzinach autorzy stwierdzili mineralizację w skałach hałd znajdujących się w pobliżu sztolni na stoku Bielca (fig. 1, punkt 1) oraz w rowie, będącym przedłużeniem ściany kamieniołomu w kierunku wschodnim (fig. 1, punkt 2). Na hałdach znaleziono skałę jasnoszarą zbudowaną głównie z kwarcu i serycytu. W niektórych płytkach cienkich obserwowano naprzemianległe laminy kwarcowe i serycytowe. Kwarc tworzy często duże, spękane blasty. Towarzyszy mu drobnoluseczkowy serycyt, częściowo zrekrytalizowany w muskowit. Niektóre agregaty łuszczyków utrwaliły „poskaleniowe” przekroje. Obserwowano ponadto niewielkie ilości izometrycznych blastów węglanów, których cechy optyczne wskazują na kalcyt. Z minerałów akcesorycznych stwierdzono apatyt, cyrkon i turmalin.

Opisane skały powstały przypuszczalnie na skutek hydrotermalnego przeobrażenia granitów – jak przyjmuje M. Borkowska (1966) – lub hornfelsów – jak sugerują autorzy niniejszego artykułu. Pierwotnie mogły one ulec serycytyzacji według następującego schematu:



Krzemionka występująca w tej reakcji mogła utworzyć lamelki czy też żyłki kwarcu tnące agregaty poskaleniowe.

Z wystąpieniem skały kwarcowo-serycytovej związana jest główna mineralizacja arsenowo-miedziowa stwierdzona w rejonie starego kamieniołomu w Rędzinach. Żyłki zawierające minerały kruszcowe tną skałę skośnie do laminacji i mają szerokość od kilku milimetrów do około 1 cm. Skataklastowane minerały kruszcowe pozlepiane są serycytem i epidotem.

We wspomnianym wyżej rowie stwierdzono skałę ciemnoszarą, miejscami czarną, na ogół masywną, o teksturze bezładnej. Makroskopowo widoczne są w niej liczne bordowe skupienia granatu, tkwiące w skale w sposób nieuporządkowany. Jest to hornfels wapniowo-krzemianowy. W płytkach cienkich obserwowano pseudomorfozy serycytowo-epidotowe po granacie. Struktury te występują w strefach skataklastowanych, pozlepianych kwarcem i bogatych w minerały kruszcowe (głównie arsenopiryt). Stwierdzono, że mineralizacja kruszcowa nie jest syngeneetyczna, lecz związana z późniejszymi procesami hydrotermalnymi, z którymi należy też łączyć powstanie pseudomorfoz serycytowo-epidotowych po granacie.

OPIS MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

Na podstawie obserwacji mikroskopowych płytek polerowanych rozpoznano arsenopiryt, piryt, pirotyt, tenantyt, chalkopiryt, galenę, bernit, chalkozyn, kowelin, rutyl i lepidokrokit. Badaniami w mikroobszarze stwierdzono kasyteryt, monacyt, ksenotym i rutyl, zawierający domieszkę cyny, oraz określono skład pierwiastkowy tenantytów.

Głównym minerałem kruszczowym jest arsenopiryty. Wraz z pirytem wypełnia on strefy złuznione i tworzy żyłki różnej grubości. Wymienione minerały często impregnują skałę otaczającą. Ziarna arsenopiryty, dochodzące do 2 mm długości, w żyłkach wykształcone są ksenomorficznie, natomiast w skałe często mają pokrój słupkowy. Arsenopiryty w żyłkach jest silnie skatakazowany. P. Ramdohr (1969) wyjaśnia kataklazę arsenopiryty wczesnym wytrącaniem się tego minerału oraz znaczną kruchością. W płytkach polerowanych obserwuje się również ślady mikrotektoniki – zuskokowanie żyłek oraz samodzielnie występujących kryształów. Liczne są zbliżniaczenia, w tym także mimetyczne. Ziarna arsenopiryty i piryty są często podobnie wykształcone. Widoczne są ślady ząbkowanej płaszczyzny wzrostu piryty i arsenopiryty, co wskazuje na jednoczesną krystalizację.

Współwystępowanie piryty i arsenopiryty jest wskaźnikiem temperatury; parageneza ta jest bowiem stabilna poniżej 491°C (L.A. Clarc, 1960). Roztwory, z których wykrył piryty i arsenopiryty, zawierały niewielką ilość miedzi. Stąd też w minerałach tych spotyka się drobne wydzielania chalkopiryty (chalkopiryty I), któremu często towarzyszy pirotyn (tabl. I, fig. 2). Niezbyt liczne są duże ziarna rutylu, powstałe na skutek rozpadu pierwotnych minerałów tytanu pod wpływem roztworów hydrotermalnych i późniejszej krystalizacji w postaci rutylu (A. Polański, K. Smulikowski, 1969).

Po utworzeniu piryty i arsenopiryty roztwory kruszczośne bogate w miedź atakowały starszą mineralizację. W płytkach polerowanych obserwuje się skatakazowane agregaty arsenopirytyowo-pirytowe wypierane przez minerały miedziowe – tenantyty „zielony” (tabl. I, fig. 3) oraz współwystępujący z nim chalkopiryty II. Tenantyty „zielony” charakteryzuje się szarozieloną barwą i względnie niską zdolnością refleksyjną. Zawiera on niewielkie ilości drobnych wydzieleni chalkopiryty II. Skład pierwiastkowy tenantyty „zielonego” został ustalony na podstawie analizy punktowej za pomocą mikroanalizatora rentgenowskiego. Głównymi składnikami są Cu, S i As, domieszkami zaś Fe i Zn. Należy sądzić, że żelazo częściowo podstawia miedź, cynk zaś arsen. Badania tenantyty w mikroobszarze (tło o niskiej gęstości) ujawniły obecność punktów o podwyższonej gęstości, w których stwierdzono Bi i Ag. Ze względu na małe rozmiary tych wydzieleni nie można dokładnie określić ich składu. Są to najprawdopodobniej siarkosole bizmutowo-srebrne.

W skałe zawierającej rozproszoną mineralizację arseno-pirytową występują izolowane ziarna tenantyty „sinego” (tabl. I, fig. 4) różniące się od „zielonego” cechami optycznymi (barwą, względnie niższą zdolnością refleksyjną). Badania w mikroobszarze wykazały, że w skład tenantyty „sinego” wchodzi: As, Cu, S, Fe oraz Zn występujący w ilościach śladowych. Skład pierwiastkowy obu tenantyty jest więc zbliżony. Miejsca tenantyty „sinego” w sukcesji mineralnej nie można określić, ponieważ występuje zawsze w izolacji od innych minerałów kruszczowych. W tenantycie „siny” notowane są tylko bardzo drobne wydzielania galeny, chalkopiryty i zrosty chalkopirytyowo-bornitowe.

W skałach, w których mineralizacja występuje w postaci impregnacji arsenopirytem i tenantycem „siny”, obecne są ziarna rutylu, zawierającego domieszkę cyny, a ponadto ziarna kasyteryty, monacyty i ksenotyty (tabl. I, fig. 5; tabl. II, fig. 6, 7). Niektóre zarysy ścianek kasyteryty sugerują, że minerał ten jest automorficzny. W skład pierwiastkowy monacyty, określony na podstawie badań w mikroskopie elektronowym, wchodzi Ce i La jako składniki główne oraz Pr, Nd, Gd i ślady Ca jako domieszki. W skład ksenotyty wchodzi Y jako składnik główny i Dy, Er, Yb i Gd jako domieszki.

Na etapie egzogenicznym powstały minerały wtórne, z których najciekawszym

Tabela 1

Sukcesja minerałów kruszcowych występujących w rejonie starego kamieniołomu w Rędzinach

Minerał	Etap hydrotermalny	Etap hipergeniczny
Arsenopiryt	_____	
Piryt	_____	
Rutyl	_____	
Chalkopiryt I	_____	
Pirotyn	_____	
Tenantyt	_____?	
Chalkopiryt II	_____?	
Galenit	_____?	
Bornit I	_____?	
Bornit II		_____
Chalkozyn		_____
Kowelin		_____
Lepidokrokit		_____

W tabeli nie umieszczono kasyterytu, monacytu i ksenotymu – minerałów występujących samodzielnie

jest kowelin. Obserwowano otoczki CuS wokół tenantytu „sinego”; wraz z bornitem II i chalkozynem zastępuje on chalkopiryt II. Niekiedy kowelin otacza skorodowany arsenopiryt. Zjawisko to jest trudne do wyjaśnienia, gdyż badania w mikroskopie elektronowym nie ujawniły obecności Cu w arsenopirycie. Otoczki kowelinowe można tłumaczyć wyparciem brzeźnych partii arsenopirytu minerałem miedziowym na etapie hydrotermalnym (np. tenantyt), a następnie jego zastąpieniem przez kowelin. Mineralem powstałym na etapie egzogenicznym jest również lepidokrokit, którego wachlarzowate wydzielienia skupione są na pirycie.

W opisanym wyżej rejonie ustalono dla okruszcowania sukcesję mineralną przedstawioną w tab. 1.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W MNISZKOWIE

Najdalej na północ wysuniętym punktem mineralizacji badanego obszaru jest niewielkie wyrobisko w Mniszkowie, znajdujące się na kontakcie granitu ze skałami osłony (fig. 1, punkt 3). W żyłce kwarcowej tnącej hornfelsy oraz w zmetasomatyzo- wanych strefach okołozylnych oznaczono arsenopiryt, pirotyn, chalkopiryt i markasyt. W innym miejscu mineralizację kruszcową zarejestrowano w rowie (fig. 1, punkt 4). Okruszcowanie, stwierdzone w obrębie łupków łyszczykowo-kwarcowych, związane jest z kwarcem żyłowym wypełniającym strefę uskokową. Oznaczono tu arsenopiryt, piryt, markasyt, bizmutyn, chalkopiryt, tenantyt, sfaleryt, galenę, chalkozyn, kowelin, smitsonit, cerusyt, ochry bizmutu i limonit.

W Mniszkowie najstarszym minerałem kruszcowym jest automorficznie wykształcony arsenopiryt. W arsenopirycie z punktu 3 stwierdzono sporadyczne małe wydzielenie chalkopirytu I. Z reguły pierwiastek ten występuje w przestrzeniach międzyziarnowych arsenopirytu lub go obrasta, tworząc częste zrosty z pirotynem. W większych wydzieleniach chalkopirytu I bardzo dobrze widoczna jest anizotropia i ujawnia się struktura liścia oleandru. Świadczy to o zmianie układu

Tabela 2

Sukcesja mineralów kruszcowych w Mniszkowie

Minerał	Etap hydrotermalny	Etap hipergeniczny
Arsenopiryty	_____	
Bizmutyn	_____	
Piryty I	_____	
Pirotyn	_____	
Chalkopiryty I	_____	
Sfaleryty I	_____	
Sfaleryty II	_____	
Chalkopiryty II		_____
Galenit		_____
Tenantyt		_____
Markasyt		_____
Piryty II		_____
Chalkozyn		_____
Kowelin		_____
Smitsonit		_____
Cerusyty		_____
Ochry bizmutu		_____
Limonit		_____

tego minerału z regularnego w tetragonalny. G. Kullerud (1966) określa temperaturę tego zjawiska na 550° C. Chalkopiryty I zawiera sporadycznie odmieszczenia sfaleryty I (tabl. II, fig. 8) w postaci gwiazdek. Pirotyn częściowo przeszedł w produkt przejściowy, rekrystalizujący często w markasyty i piryty II.

Pełniejszą i nieco inną paragenezę mineralną zaobserwowano w punkcie 4. Nie stwierdzono tam pirotynu, pojawił się natomiast piryt I, który czasami towarzyszy arsenopirytowi. W kwarcu sąsiadującym z arsenopirytem występują sporadycznie wprysnięcia bizmutynu zastępowanego przez ochry bizmutu (tabl. II, fig. 9). W dalszej kolejności utworzył się sfaleryt II zawierający liczne odmieszczenia chalkopiryty II (tabl. III, fig. 10, 11). Duże jego nagromadzenia związane są z wystąpieniami drobno-, a sporadycznie, grubokrystalicznej galeny. Sfaleryt II często zastępuje arsenopiryty (tabl. III, fig. 10). Galena występuje w dwóch odmianach: drobnoziarnista ma postać naskorupień na kwarcu żyłowym i zawiera duże ilości wrostków arsenopiryty i piryty I, grubokrystaliczna zaś tworzy wprysnięcia i gniazda wielkości kilku centymetrów w obrębie kwarcu, sporadycznie współwystępuje ze sfalerytem II i zawiera bardzo nieliczne wrostki arsenopiryty oraz emulsyjne wydzielenia tenantytu. Z analizy wystąpień sfalerytowo-galenowych wynika, że galena powstała w końcowym etapie krystalizacji sfaleryty II.

Na etapie egzogenicznym tworzyły się minerały wtórne. Arsenopiryty był zastępowany przez kowelin i minerały z grupy limonitu, chalkopiryty – przez kowelin i chalkozyn, piryty – przez minerały z grupy limonitu, sfaleryty II – przez smitsonit (tabl. III, fig. 10, 11), galena – przez cerusyty i kowelin (tabl. III, fig. 11, 12) oraz bizmutyn – przez ochry bizmutu. Sukcesję mineralną przedstawiono w tab. 2.

OPIS MINERALIZACJI ROZPROSZONEJ

W hornfelsach, łupkach metamorficznych i amfibolitach całego badanego obszaru stwierdzono magnetyt, ilmenit, rutyl, tytanit, piryt, pirotyn i chalkopiryt. Minerale te występują w postaci drobnych wydzielen. Podczas metamorfizmu regionalnego mogły powstać minerale tytanu oraz piryt, pirotyn i chalkopiryt. Niektóre z wymienionych kruszców utworzyły się w czasie metamorfizmu kontaktowego. Obserwacje mikroskopowe wskazują, że część wydzielen chalkopiryty i pirotynu rosła jednocześnie z nierudnymi minerałami hornfelsów. Nie znane jest źródło tworzywa siarczaków i minerałów tytanu, którym mogła być magma granitowa lub też otaczające skały metamorficzne. Pojedyncze wydzielenia magnetytu występującego w hornfelsach zawierają odmieszania ilmenitu (tabl. III, fig. 13). Powstały one zapewne podczas metamorfizmu regionalnego wskutek rozpadu tytanomagnetytu w temperaturze 700–400°C (P. Ramdohr, 1969).

DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ

Stwierdzone okruszczowanie ma charakter przejawów mineralizacji. Przestrzenie jest ono związane z powierzchniami nieciągłości prostopadłymi do kontaktu granitu Karkonoszy z osłoną metamorficzną. Kruszcze z reguły nie występują samodzielnie, lecz są przywiązane do kwarcu. Minerale kruszczowe tworzą żyłki, wprysnięcia, gniazda i naskorupienia. Notowane są również w strefach okolożylnych. Na podstawie asocjacji mineralnych i charakterystycznych cech niektórych minerałów określono warunki termiczne tworzenia się kruszców. Parageneza piryt-arsenopiryt powstała w temperaturze poniżej 491°C. Wyrażna anizotropia chalkopiryty i struktury liścia oleandru charakterystyczne są dla temperatur powyżej 552°C. Odmieszania roztworów stałych chalkopiryt-sfaleryt z wydzieleniem gwiazdek sfalerytu w chalkopirycie i chalkopiryty w sfalerycie zachodzą w temperaturze 350–400°C. Ostatnim minerałem krystalizującym z hydroterm była galena, związana z niższymi temperaturami. Z obserwacji tych wynika, że zbadane kruszcze powstały głównie z roztworów wysoko- i średniotemperaturowych. Początkowo temperatury były nieco niższe, w trakcie ogrzewania górotworu wzrosły powyżej 552°C, a następnie stopniowo malały.

Próbe usystematyzowania wiadomości o mineralizacji wschodniej osłony granitu Karkonoszy przedstawiła K. Mochnacka (1982). Autorka ta wydzieliła cztery etapy mineralizacji. Mineralizację cynową wiąże z II etapem („...okruszczowanie wykazujące bezpośredni związek z granitem Karkonoszy...”). Na podstawie publikacji E. Zimnoch (1978, praca w druku) i H. Chilińskiej (*vide* M. Lindner, 1982) oraz obserwacji autorów mineralizację cynową zalicza się do III etapu („...złóż żyłowych i hydrotermalnych...”). Wskazuje na to zwłaszcza dodatni współczynnik korelacji Sn z As i pokrywanie się pól anomalnych Sn i As (H. Chilińska *vide* M. Lindner, 1982), a jak wiadomo arsenopiryt jest tu minerałem niewątpliwie hydrotermalnym. Dotychczas nie stwierdzono kontaktu ziarn kasyterytu z innymi minerałami kruszczowymi. Naszym zdaniem jest to spowodowane dużą czułością jonów cynowych na zmianę pH roztworów i dlatego kasyteryt najwcześniej wytrącał się z hydroterm. Zmiany pH mogły być spowodowane litologią skał otaczających. Skały węglanowe występujące w osłonie granitu tworzyły bariery geochemiczne, dzięki którym możliwe było powstanie anomalii cynowych (M. Lindner, 1977). Cyna występuje tam w postaci kasyterytu bądź też jako domieszka w rutilu. Nie należy natomiast oczekiwać występowania mineralizacji cynowej związanej z kwarcolitami opisanymi w literaturze pod postacią grejzenów, jak to sugeruje

M. Szałamacha (1982). Związek anomalii metalometrycznych i szlichowych z niektórymi wystąpieniami kwarcolitów nie ma charakteru genetycznego, anomalie te rozwijają się bowiem wokół zmineralizowanych stref uskokowych.

Polimetaliczna mineralizacja kruszcowa stwierdzona przez autorów zasadniczo nie odbiega składem od mineralizacji znanych złóż polimetalicznych wschodniej osłony granitu karkonoskiego (Miedzianka, Czarnów, Kowary). Jednakże w poszczególnych złożach i punktach mineralizacyjnych jedne człony mineralizacji są bardziej rozwinięte, inne zaś zredukowane bądź też nieobecne. Zjawisko to można wyjaśnić nierytmicznym kolejnym rozwieraniem i zaciskaniem stref uskokowych – dróg roztworów hydrotermalnych.

WNIOSKI

1. Badania skał opisywanych dotychczas jako grejzeny pozwoliły na zaliczenie ich do kwarcolitów.

2. Polimetaliczne okruszcowanie w stwierdzonych punktach mineralizacyjnych powstało z wysoko- i średniotemperaturowych hydroterm.

3. Cyna związana jest w kasyterycie oraz w izomorficznych domieszkach w rutyłu. Mineralizację cynową zaliczono do etapu hydrotermalnego.

4. Mineralizacja kruszcowa rozproszona w hornfelsach, łupkach metamorficznych i amfibolitach wschodniej osłony Karkonoszy jest wynikiem metamorfizmu regionalnego i kontaktowego.

Zakład Petrografii, Mineralogii i Geochemii

Zakład Geologii Złóż Rud Metali

Instytutu Geologicznego

Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 2 marca 1984 r.

PIŚMIENNICTWO

BERG G. (1940) – Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Kupferberg. Berlin.

BORKOWSKA M. (1966) – Petrografia granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 2, p. 7–120.

CLARC L.A. (1960) – The Fe–As–S system: Phase relations and applications. Economic Geology, part I, p. 1345–1381, nr 7; part II, p. 1631–1652, nr 8.

HANCZKE T., JAWORSKI A. (1977) – Wstępne wyniki kompleksowych badań właściwości fizycznych skał krystalicznych z okolic Janowice Wielkich w Sudetach. Prz. Geol., 25, p. 263–269, nr 5.

LINDNER M. (1977) – Wyniki badań metalonośności wschodniej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy rej. Janowice Wielkie–Czarnów. Arch. Inst. Geol. Warszawa.

LINDNER M. (1982) – Ocena wyników metalonośności strefy kontaktowej granitu Karkonoszy ze wschodnią osłoną metamorficzną rej. Janowice Wielkie–Czarnów. Arch. Inst. Geol. Warszawa.

MOCHNACKA K. (1982) – Mineralizacja polimetaliczna wschodniej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy i jej związek z geologicznym rozwojem regionu. Biul. Inst. Geol., 341, p. 273–284.

POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K. (1969) – Geochemia. Wyd. Geol. Warszawa.

RAMDOHR P. (1969) – The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press.

- RYKA W., MALISZEWSKA A. (1982) — Słownik petrograficzny. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J. (1967) — Seria Niedamirowa w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej okrywy granitu karkonoskiego. *Kwart. Geol.*, 11, p. 243–258, nr 2.
- SZAŁAMACHA J. (1969) — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów. Arkusz Janowice Wielkie. Inst. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M. (1982) — Rudy cyny na Dolnym Śląsku i kierunki dalszych poszukiwań. *Biul. Inst. Geol.*, 341, p. 299–318.
- TEISSEYRE J.H. (1971) — O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sudetica*, 5, p. 165–210.
- WOŁKOWICZ K. (1984) — Mineralizacja kruszcowa w kamieniołomie marmuru dolomitycznego w Rędzinach (Dolny Śląsk). *Kwart. Geol.*, 28, p. 23–38, nr 1.
- ZIMNOCH E. (1978) — Mineralizacja kruszcowa złoża Miedzianka w Sudetach. *Biul. Inst. Geol.*, 308, p. 91–134.
- ZIMNOCH E. (praca w druku) — Mineralizacja kruszcowa złoża Czarnów (Sudety). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*
- КУЛПЕРУД Г. (1966) — Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. Проблемы эндогенных месторождений, 3. Изд. Мир. Москва.

Крыстына ВОЛКОВИЧ, Станіслаў ВОЛКОВИЧ

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ КОНТАКТНОЙ ЗОНЫ КАРКОНОШСКОГО ГРАНИТА В РАЙОНЕ МНИШКУВ—РЕНДИНЫ

Резюме

В 1978—1980 годах авторами была выполнена геологическая съемка контакта гранитов Кракониши с породами метаморфического чехла в районе между г. Мнишкув и Рендины (фиг. 1). Особое внимание было уделено породам, называвшимся до сих пор грейзенами. Судя по полевым наблюдениям и изучению под микроскопом они представляют собой кварцелиты, образовавшиеся в весьма трещиноватых горных породах, состоящие в основном из кварца, а также серицита, нусковита и калиевых полевых шпатов. Акцессорными являются гематит, лейкоксен и циркон.

Обнаружены новые проявления полиметаллической рудной минерализации. Описано 20 рудных минераллов, производных гидротерм. Такой минерализации сопутствует кварц, главный минерал гидротерм. Изучение пород под электронным микроскопом выявило присутствие в районе старой каменоломни в Рендинах каситерита, а также примеси Sn в рутиле. Авторы относят минерализацию олова к III этапу классификации К. Мохнацкой (1982). Рудные гидротермальные минералы обычно замещаются гипергенными.

Такая ассоциация минералов по своему составу не отличается от минеральных ассоциаций месторождений, открытых в восточном чехле карконошского гранита (Медянха, Чарнув).

В метаморфических породах (горнфельсы, слюдистые сланцы, амфиболиты) обычно присутствуют рудные минералы, образовавшиеся в процессе регионального и контактного метаморфизма.

Krystyna WOŁKOWICZ, Stanisław WOŁKOWICZ

**ORE MINERALIZATION AT EASTERN CONTACT ZONE OF THE KARKONOSZE
GRANITE IN THE MNISZKÓW-RĘDZINY AREA**

S u m m a r y

In the years 1978–1980 the authors carried out geological mapping of the contact zone of the Karkonosze granite and its metamorphic cover rocks in area between Mniszków and Rędziny (Fig. 1). A special attention was paid to rocks hitherto treated as greisens. The results of field works and microscopic analyses show that they mainly represent quartzolites formed in strongly fractured rock massif. They are mainly built of quartz, sericite, muscovite, and K-feldspars, whereas accessory minerals include hematite, laucoxene, and zircon.

There has been found a new locality of polymetallic ore mineralization. Twenty ore minerals formed due to activity of hydrotherms are reported. The ore mineralization has been accompanied by formation of quartz, the major product of hydrotherms. Results of electron microscope analyses include the record of cassiterite in material from the area of an old quarry at Rędziny, and admixture of Sn in rutile. The Sn mineralization is assigned to the third stage in the K. Mochnacka (1982) classification. Replacement of hydrothermal ore minerals by hypergenic ones is omnipresent.

The described mineral assemblage does not differ in composition from mineral associations of the known deposits in eastern cover of the Karkonosze granite (Miedzianka, Czarnów).

Ore minerals formed due to regional and contact metamorphism are common in metamorphic rocks (hornfelses, micaceous schists, and amphibolites).

TABLICA I

Fig. 2. Skataklazowany arsenopiryty (a) zawierający wydzielenia chalkopiryty I (ch I) i pirotyny (po). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 200 ×

Cataclastic arsenopyrite (a) with secretions of chalcopyrite I (ch I) and pyrrhotite (po). Single polaroid, reflected light; × 200

Fig. 3. Skataklazowany arsenopiryty (a) wypierany przez tenantyt „zielony” (t). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 50 ×

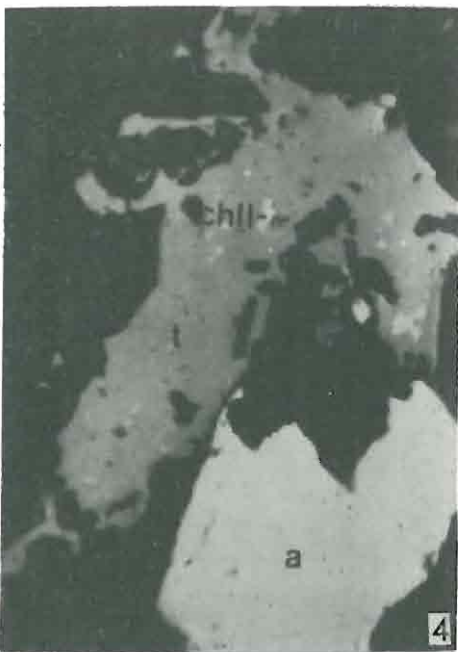
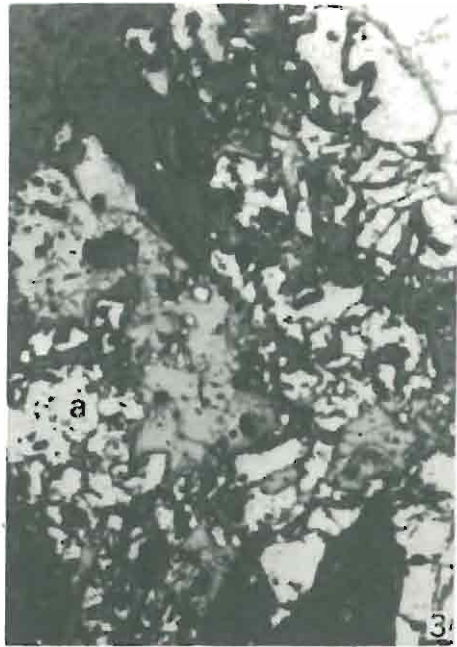
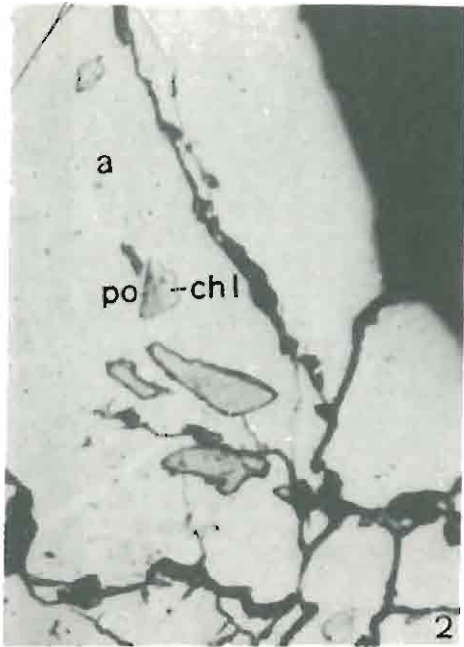
Cataclastic arsenopyrite (a) replacted by "green" tenantite (t). Single polaroid, reflected light; × 50

Fig. 4. Rozproszona mineralizacja arsenopiryty (a) i tenantytu „siniego” (t). W tenantycie widoczne są wydzielenia chalkopiryty II (ch II). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 200 ×

Dispersed mineralization of arsenopyrite (a) and "gray" tenantite (t). Tenantite displays secretions of chalcopyrite II (ch II). Single polaroid, reflected light; × 200

Fig. 5. Kasyteryt. Obraz elektronów elastycznie odbitych; pow. 200 ×

Cassiterite. Image of elastically reflected electrons; × 200



Krystyna WOŁKOWICZ, Stanisław WOŁKOWICZ – Mineralizacja kruszcowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniszkowa – Rędzin

TABLICA II

Fig. 6. Monacyt. Obraz elektronów elastycznie odbitych; pow. 750 ×

Monacite. Image of elastically reflected electrons; × 750

Fig. 7. Ksenotym. Obraz elektronów elastycznie odbitych; pow. 300 ×

Xenotime. Image of elastically reflected electrons; × 300

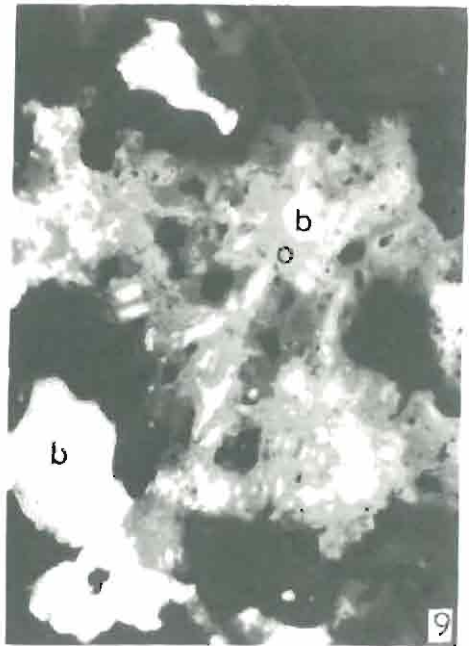
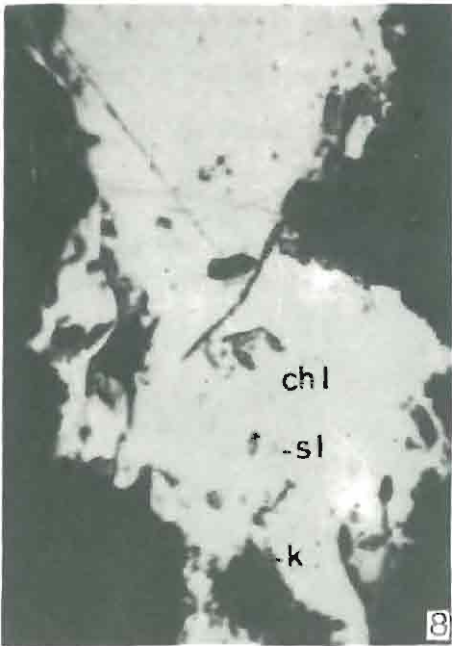
Fig. 8. Odmieszania sfalerytu I (s I) w chalkopirycie I (ch I). W strefach peryferycznych chalkopiryt

I jest zastępowany przez kowelin (k). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 480 ×

Exsolutions of sphalerite I (s I) in chalcopyrite I (ch I). Chalcopyrite I is replaced in peripheral zones by covellite (k). Single polaroid, reflected light; × 480

Fig. 9. Bizmutyn (b) zastępowany przez ochry bizmutu (o). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 200 ×

Bismuthinite (b) replaced by bismuth ocher (o). Single polaroid, reflected light; × 200



Krystyna WOŁKOWICZ, Stanisław WOŁKOWICZ – Mineralizacja kruszcowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniskowa – Rędzin

TABLICA III

Fig. 10. Arsenopiryty (a) wypierany przez sfaleryt II (s II) zawierający odmieszania chalkopiryty II (ch II). Sfaleryt II jest zastępowany przez smitsonit (s). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 200 ×

Arsenopyrite (a) replaced by sphalerite II (s II) and displaying exsolutions of chalcopyrite II (cb II). Sphalerite II is replaced by smithsonite (s). Single polaroid, reflected light; × 200

Fig. 11. Galena (g) narastająca na sfalerycie II (s II) zawierającym liczne odmieszania chalkopiryty II (ch II). Galena jest zastępowana przez cerusyt (c), w obrębie którego znajdują się liczne relikty galeny. Sfaleryt II ulega wypieraniu przez smitsonit (s). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 480 ×

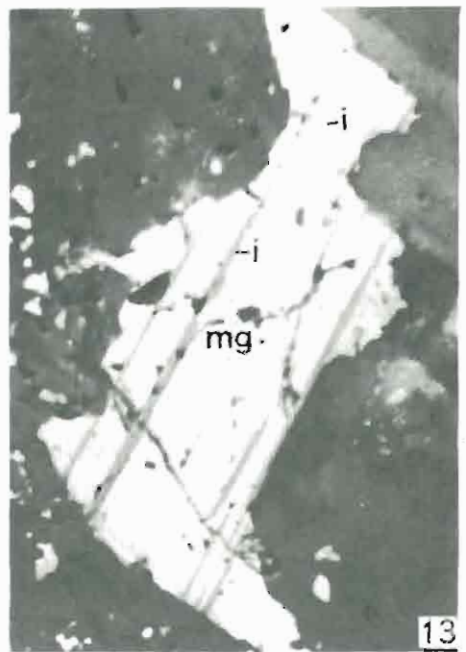
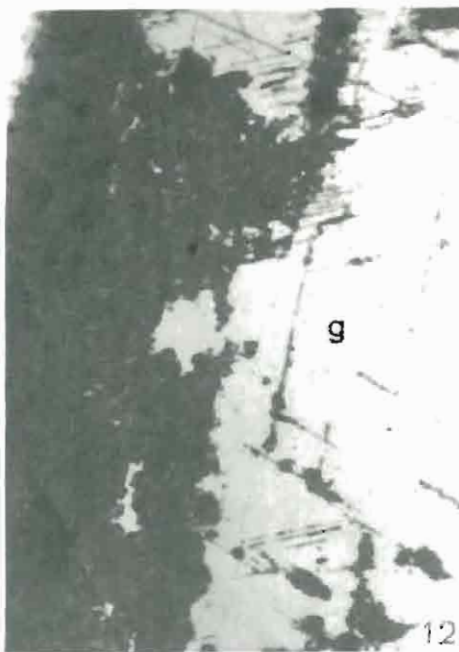
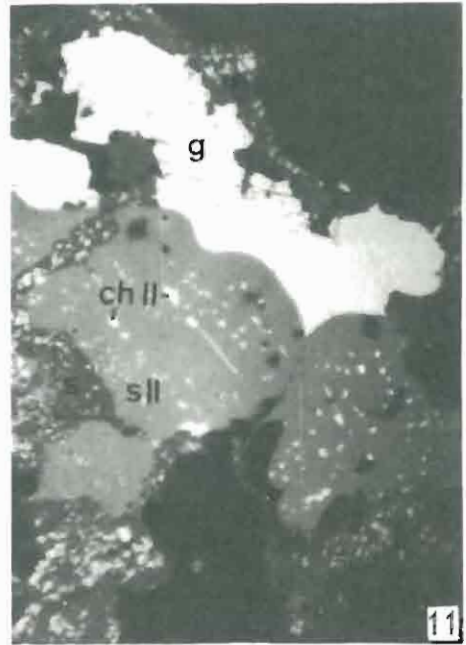
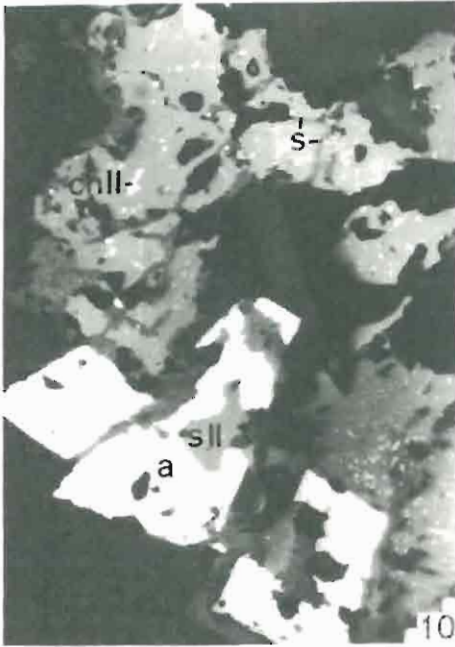
Galena (g) growing on sphalerite II (s II) with numerous exsolutions of chalcopyrite II (ch II). Galena is replaced by cerussite (c), which displays numerous relics of the former, and sphalerite II – by smithsonite (s). Single polaroid, reflected light; × 480

Fig. 12. Galena (g) wypierana przez cerusyt (c), któremu towarzyszy kowelin (k). Przy jednym polaroidzie, światło odbite; pow. 200 ×

Galena (g) replaced by cerussite (c); the latter is accompanied by covellite (k). Single polaroid, reflected light; × 200

Fig. 13. Magnetyt (mg) z odmieszaniami ilmenitu (i). Polaroidy niezupełnie skrzyżowane, światło odbite; pow. 100 ×

Magnetite (mg) with exsolutions of ilmenite (i). Polaroids incompletely crossed, reflected light; × 100



Krystyna WOŁKOWICZ, Stanisław WOŁKOWICZ – Mineralizacja kruszcowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniszkowa – Rędzin