

Ksenia MOCHNACKA*

STRUCTURES AND TEXTURES OF ORES FROM THE GIERCZYN TIN ORE DEPOSIT (SUDETES, POLAND) AND THEIR GENETIC INTERPRETATION

Abstract. Structural and textural analysis of ores has shown that mineralization of rocks owes its origin mainly to the filling of free spaces between rock-forming minerals and to replacement processes. The sequence of formation of ore minerals was determined as well as the time of formation of the bulk of ore minerals which took place after regional metamorphism.

INTRODUCTION

The Gierczyn tin ore deposit is located in the mica schists of the Kamienicki range, which is part of the Iżera metamorphic series. The schists were described in detail by Smulikowski (1958), Kozłowski (1974) and other authors, and to some extent by Szałamacha and Szałamacha (1974). The Gierczyn tin ore deposit was the object of studies by several authors, e.g. Jaskólski (1948, 1960, 1963), Jaskólski, Mochnacka (1958), Mochnacka (1959), Harańczyk, Skiba (1961), Birecki (1959), Chilińska (1965). In the sixties and seventies search was made for the extension of the tin-bearing zone in westward direction, and this area was investigated by Szałamacha and Szałamacha (1974) and Szałamacha (1967, 1975). The description of the tin-bearing zone was recently given also by Kowalski et al. (1978), Wiszniewska (1973), Teper and Teper (1982), and Chilińska, Lindner (1976).

The present author re-analysed the materials collected by her from the workings of the Gierczyn mine and published previously together with Prof. S. Jaskólski in 1958. The present studies aim to provide further details concerning the structure of ores and mineral intergrowths. The conclusions are based on new data collected by the author, as well as on observations by Jaskólski (1948) and, in part by other authors.

Mineralization in the area in question has the character of impregnation of schists. The mineralized zones appear as flat lenses arranged concordantly with the enclosing barren schists.

* Institute of Geology and Mineral Deposits, Academy of Mining and Metallurgy in Cracow (Kraków, al. Mickiewicza 30).

The structures of ores occurring in the Gierczyn deposit reflect in general the structures of host rocks. The rocks enclosing ore zones are muscovite-chlorite-quartz schists with biotite, showing varying proportions of these rock-forming minerals. In certain parts they contain garnets. Worth noting is the presence of zinc spinels (gahnites — Harańczyk, Skiba 1961), and also of chloritoid. In places the rocks contain biotite flakes oriented transversely to the rock foliation (postkinematic biotites).

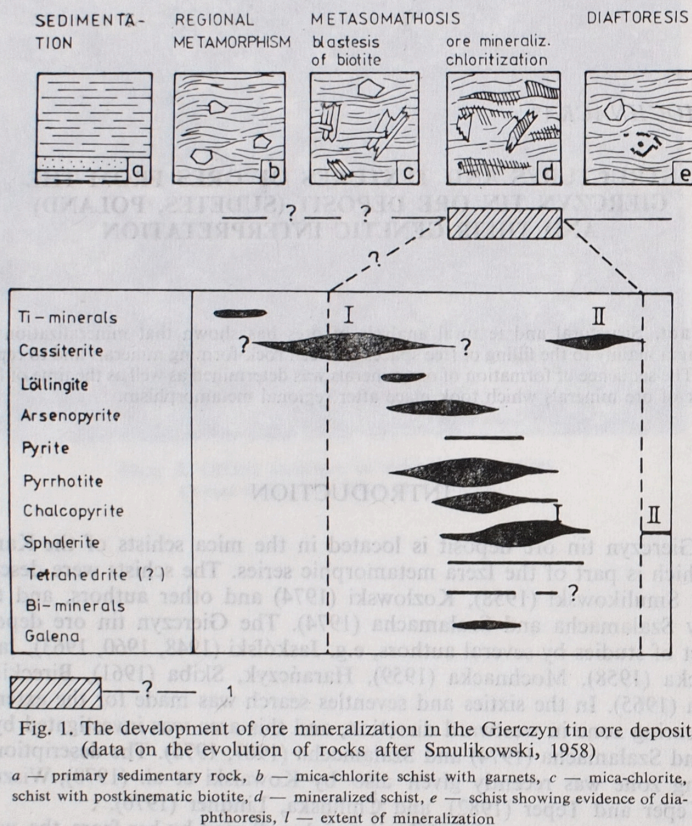


Fig. 1. The development of ore mineralization in the Gierczyn tin ore deposit (data on the evolution of rocks after Smulikowski, 1958)

a — primary sedimentary rock, b — mica-chlorite schist with garnets, c — mica-chlorite schist with postkinematic biotite, d — mineralized schist, e — schist showing evidence of diaphthoresis, I — extent of mineralization

The present form of the schists is a result of metamorphic alteration. The major stages of this alteration, presented in Fig. 1, were discussed by Smulikowski (1958), Kozłowski (1974), and other authors. The rocks were formed from the primary clay sediments with sandstone intercalations (Fig. 1a), which were subjected to regional metamorphism of the greenschist facies, quartz-epidote-almandine subfacies (Kozłowski 1974), or according to Szalamacha and Szalamacha (1974), of the amphibolite facies (Fig. 1b). Subsequent metasomatic processes involved the post-kinematic blastesis of biotites (Fig. 1c), followed by diaphthoresis. In consequence, regional sericitization and chloritization took place, and Fe—chlorites formed in mineralized zones (Fig. 1d, e).

CHARACTERISTICS OF MINERALIZED ROCKS

Rocks containing substantial concentrations of sulphides*, and cassiterite mineralization have been noted in the Gierczyn deposit. The sulphide concentrations are visible macroscopically and easy to discern, whereas the distinction between tin-bearing and barren schists sometimes presents considerable difficulties. There are, however, diagnostic features enabling to distinguish tin ores from barren schists. These are: (1) dark-green colour, (2) enrichment in quartz, more or less visible macroscopically, (3) sometimes the presence of sulphides in amounts discernible macroscopically. Under the microscope, schists mineralized with cassiterite differ from barren rocks in: (1) the presence of dark-green Fe—chlorite (Mochacka 1959, Szalamacha 1975), (2) the high content of quartz (sometimes over 90% — Jaskólski, Mochacka 1958) intergrown with chlorite flakes, (3) the presence of cassiterite and a certain amount of opaque minerals.

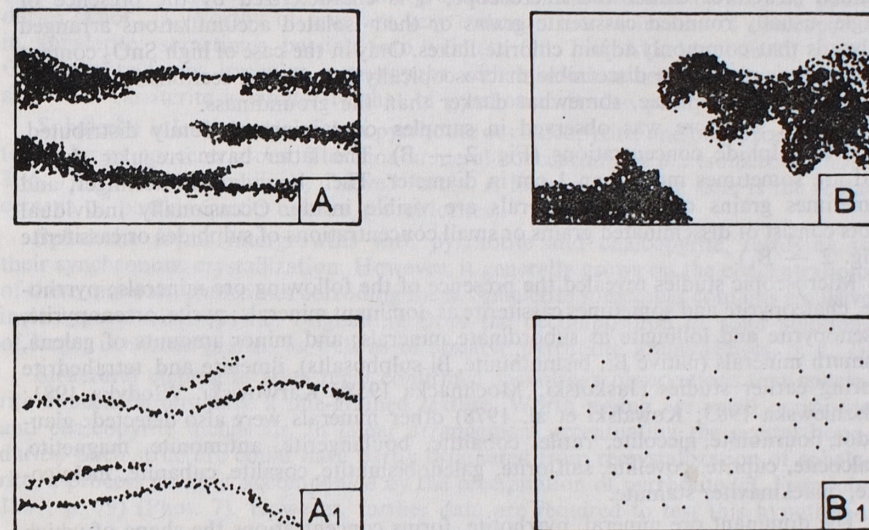


Fig. 2. Macrostructures in the Gierczyn deposit

A — banded structure, A₁ — disseminated banded structure, B — spotted structure, B₁ — disseminated spotted structure

All the samples studied represent three basic types of mineralized rocks:

- 1) rocks mineralized with macroscopically discernible sulphides; they do not contain cassiterite,
- 2) rocks mineralized with cassiterite which, as rule, is macroscopically visible only in very high grade samples, sometimes insignificant amount of sulphides are also discernible,
- 3) rocks intensively mineralized with sulphides, in which cassiterite has also been identified under the microscope.

If the rocks of types (2) and (3) have a high content of SnO₂, they are referred to as tin ore.

* For simplification all the identified ore minerals (see Fig. 1) excluding cassiterite and Ti-minerals will be referred as "sulphides".

The concentrations of ore minerals in the mineralized rocks exhibit two kinds of structures: *A* — banded structure, *B* — random spotted structure.

Banded structure (Fig. 2 — *A*, Phot. 1) was noted in samples mineralized with sulphides or sulphides and cassiterite (types 1 and 3). The massive sulphide concentrations form bands of a thickness from 0.1 to a few mm. They have very irregular, sinuate boundaries and sometimes display „sieve” forms, with barren minerals occurring in the meshes. The bands run parallel or ramify.

Sometimes the bands are made up of small, isolated sulphide concentrations varying in size from barely discernible to ones attaining a diameter of a few mm, giving a disseminated banded structure (Fig. 2 — *A*). There is no sharp division between the banded and disseminated banded structure, as a number of intermediate structures exist, and the difference between them lies in ratio of the area occupied by barren minerals to the area occupied by ore minerals within individual bands.

Besides the above-mentioned structures, tin ore (type 2) also shows a disseminated banded structure. Under the microscope, it is characterized by the presence of single, usually rounded cassiterite grains or their isolated accumulations arranged in bands that commonly adjoin chlorite flakes. Only in the case of high SnO_2 content in the ore is cassiterite discernible macroscopically in polished sections in the form of pinching-out laminae, somewhat darker than the groundmass.

Spotted structure was observed in samples containing randomly distributed, massive sulphide concentrations (Fig. 2 — *B*). The latter have irregular shapes and are sometimes more than 1 cm in diameter. Their boundaries interfinger, and sometimes grains of barren minerals are visible inside. Occasionally individual spots consist of disseminated grains or small concentrations of sulphides or cassiterite (Fig. 2 — *B*₁).

Microscopic studies revealed the presence of the following ore minerals; pyrrhotite, chalcopyrite and sometimes cassiterite as dominant minerals; pyrite, arsenopyrite, arsenopyrite and löllingite as subordinate minerals; and minor amounts of galena, bismuth minerals (native Bi, bismuthinite, Bi sulphosalts), ilmenite and tetrahedrite. During earlier studies (Jaskólski, Mochacka 1958; Karwowski, Włodyka 1981; Wiszniewska 1983; Kowalski et al. 1978) other minerals were also detected: glaucodot, bournonite, niccolite, rutile, cobaltite, boulangerite, antimonite, magnetite, chalcocite, cuprite, covellite, safflorite, galenobismutite, cosalite, cubanite, melnicovite, mackinavite, stannite.

The dominant ore mineral, pyrrhotite, forms concentrations the shape of which depends on the mineralogy of the host rocks. In parts of the rock made up of quartz the pyrrhotite shows irregular, xenomorphic shape. It penetrates in between quartz grains, and in places it assumes the form of a „sieve” with quartz in the meshes. In zones made up of micas and chlorite, pyrrhotite forms elongate bodies concordant with rock foliation. It penetrates in between flaky minerals, partly replacing them (Phot. 2). Pyrrhotite pseudomorphs after micas were noted earlier by Jaskólski (Jaskólski, Mochacka 1958). Similarly, pyrrhotite penetrates into the cracks in garnets, corroding them in places.

Pyrrhotite has been found to intergrow nearly all the ore minerals. Its intergrowths with chalcopyrite have smooth, regular, sometimes interfingering boundaries, pointing to the synchronous crystallization of the two minerals (Phot. 3). Exceptionally, in one sample idiomorphic pyrrhotite grains surrounded by chalcopyrite were noticed. Sometimes pyrrhotite forms linear inclusions in chalcopyrite.

Pyrrhotite inclusions were also found in sphalerite. More commonly, however, pyrrhotite or its intergrowths with chalcopyrite are surrounded by sphalerite, which suggests the later formation of the sphalerite. Pyrrhotite intergrowths with arseno-

pyrite are also diverse. The two minerals intercalate, pointing to their synchronous crystallization, or pyrrhotite forms small inclusions in arsenopyrite. Generally, however pyrrhotite corrodes arsenopyrite, partly replacing it (cf. Jaskólski, Mochacka 1958). When pyrrhotite coexists with cassiterite, it either surrounds cassiterite or, together with other sulphides, is enclosed in cassiterite (Phot. 4).

Monomineral pyrrhotite concentrations show a granular texture and usually consist of isometric grains of similar size. Yet, in some samples, elongate grains were found. This points to recrystallization processes.

Chalcopyrite, the second most abundant ore mineral, is typically xenomorphic. Like pyrrhotite, it penetrates in between quartz grains and micas, partly replacing them. Massive chalcopyrite concentrations containing randomly oriented mica flakes were observed. Worth noting are the replacements of postkinematic micas.

Chalcopyrite often forms intergrowths with pyrrhotite, discussed earlier in this paper, and with sphalerite. These intergrowths are characterized by smooth boundaries (Phot. 7). Worthy of note are very common fine inclusions of chalcopyrite in sphalerite, sometimes passing into veinlets (cf. Jaskólski, Mochacka 1958). Chalcopyrite forms irregular intergrowths with bismuth minerals, and its relationship with cassiterite is similar to that of pyrrhotite. It also partly replaces pyrite.

Sphalerite is less abundant than pyrrhotite or chalcopyrite, and only exceptionally forms larger concentrations. The monomineral concentrations are isometric (Phot. 3, 6, 7), exhibiting sporadically „sieve” forms. A feature deserving note is the replacement of postkinematic biotites (or chlorites).

Sphalerite forms intergrowths with pyrrhotite and chalcopyrite, testifying to their synchronous crystallization. However, it generally grows on the concentrations of these minerals, sometimes corroding them. Sphalerite sometimes contains emulsive inclusions of chalcopyrite, originating from the decomposition of solid solutions of large, isometric grains, as well as of sizeable pyrrhotite grains (Phot. 5, 6, 7).

Structural etching in aqua regia confirmed Jaskólski's observations that sphalerite concentrations have a fine-grained texture. Worth noting are small pyrrhotite and chalcopyrite inclusions, in linear arrangement accentuating the crystal boundaries. Such structure could have partly originated from recrystallization of sphalerite, a process which is accompanied by the precipitation of pyrrhotite (cf. Ramdohr 1963, p. 79) (Phot. 7). However, further data are required to test this hypothesis.

Sphalerite rims on zinc spinels suggest another origin for some of these minerals. According to Harańczyk (1963), they formed as a result of decomposition of spinels; they would, therefore, represent sphalerite of younger generation.

Arsenopyrite generally appears in small amounts, exceptionally forming larger concentrations which consist, as a rule, of idio- or hipidiomorphic rhombohedral or elongated grains (Phot. 3). The central parts of grains are often occupied by löllingite (cf. Jaskólski, Mochacka 1958 — Phot. 20). Sometimes arsenopyrite contains pyrrhotite inclusions, less commonly it is replaced by pyrrhotite. The replacement structures of arsenopyrite by pyrrhotite accentuate the zonal structure of arsenopyrite. Arsenopyrite shows the characteristic tendency to cataclasis. Its fragments may be cemented by sphalerite.

Bismuth minerals are represented by native bismuth, bismuthinite and some unidentified sulphosalts. These minerals, appearing in the Gierczyn deposit in minor amounts, will be the object of separate studies.

Titanium minerals are fairly common. Ilmenite was identified as forming elongate idiomorphic grains in micas and garnets. This indicates that the ilmenite grains formed before the blastesis of garnets.

Pyrite was identified in few samples only. It is usually replaced by chalcopyrite. Galena was found sporadically, in small amounts.

Tetrahedrite (?) was found in one sample, in the form of irregular intergrowths with chalcopyrite, Bi minerals and pyrite.

Cassiterite was observed in transmitted and reflected light. It usually forms grains (Phot. 8) varying in size from a few microns to large, idiomorphic crystals more than 100 microns. Sometimes they have a zonal structure. The fine grains are irregular and disseminated, but they concentrate near chlorite bands, forming botryoidal aggregates (Phot. 8) encircled by Fe-chlorite flakes (Mochnacka 1957, Szalamacha 1975). As in the case of biotites, some chlorite flakes are oriented transversely to rock foliation.

Cassiterite grains occurring within flaky minerals are elongated concordantly with the orientation of flakes, sometimes resembling pseudomorphs after micas. A feature deserving note is partial replacement of cassiterite by quartz.

The granular accumulations of cassiterite are surrounded by sulphides. The interfingering boundaries of cassiterite grains embedded in chalcopyrite indicate that cassiterite is being corroded. Equally common, however, is cassiterite in the form of rims coating sulphide aggregates (Phot. 3). This type of cassiterite was reported earlier by Karwowski and Włodyka (1981), who considered it to be a product of the decomposition of stannite.

Worthy of note are cassiterite occurrences in garnets, regarded as being of particular importance for the considerations of the age of this mineral. Although not noted during the present studies, such occurrences were reported by other authors (Harańczyk, Skiba 1961).

From the above studies it appears, therefore, that there are two generations of cassiterite. This inference is in agreement with the earlier observations by Wiszniewska (1983) and Karwowski, Włodyka (1981). Cassiterite I occurs within chlorite-mica bands, in quartz and garnets, while cassiterite II forms rims on sulphide aggregates.

GENETIC INTERPRETATION OF ORE STRUCTURES AND TEXTURES

Detailed macro- and microscopic studies failed to provide conclusive evidence concerning the origin of mineralization, yet they yielded new data that have greatly extended our understanding of this question.

The structures and textures of ores have formed as a result of the following processes:

1. the filling of free spaces between rock-forming minerals, mainly between minerals with a flaky shape (micas, chlorites);
2. the replacement mainly of chlorites and micas by pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite and cassiterite, and of quartz by cassiterite;
3. diaphoresis (the formation of ZnS within the zones of altered spinels, described by Harańczyk 1963); this process played a marginal role.

The intergrowths of ore minerals and silicates made it possible to determine the time of formation of ores, relative to the stages of geologic evolution of the host rocks (Fig. 1). The common phenomena of replacement of flaky minerals (micas, chlorites) by sulphides and partly by cassiterite suggest that this mineralization in the present form was developed after the regional metamorphism (cf. McDonald 1967). Furthermore, the replacement of postkinematic biotites by sulphides implies that sulphides formed after the blastesis of biotite and therefore, according to Kozłowski (1974), after the Late Caledonian orogeny.

Faint, sometimes uncertain signs of recrystallization of minerals may be due to metamorphic activity, yet they are not significant enough to obliterate the original structures, such as structures resulting from decomposition of solid solutions.

The intergrowths of titanium minerals and rock-forming minerals have a completely different character. The inclusions of ilmenite in garnets indicate that it formed earlier than garnets, that is, before or during metamorphism. It appears, therefore, that Ti-minerals are the oldest ore minerals.

Worth noting are also cassiterite inclusions in garnets, described in earlier papers. If these are rounded grains embedded in garnets, then they might confirm the views of Jaskólski (1963) and Szalamacha and Szalamacha (1974), who suggested pre-metamorphic clastic origin for cassiterite. However, in the author's opinion, further studies and great caution are required to draw final conclusions because some authors describing cassiterite and garnet intergrowths mention the presence of cassiterite in cracks within garnets (Kowalski *et al.* 1978; Jaskólski, Mochnacka 1958), while others (Wiszniewska 1983) claim that garnets containing cassiterite are genetically a different type from garnets occurring in the non-mineralized rocks.

The interrelations between the intergrowing ore minerals allowed to establish the mineral succession (Fig. 1) which indicates that the bulk of ores formed essentially in the same time. In general, the sequence of mineral formation is in accordance with the succession presented by Wiszniewska (1983) and Kowalski *et al.* (1978).

The above considerations allow one to assume that the bulk of ore minerals formed after regional metamorphism or in its final stage. On the other hand, the origin of cassiterite I is still controversial, in spite of several papers dealing with this mineral in the area in question. Its primary clastic origin, suggested by Jaskólski (1960, 1963) and Szalamacha (1974), cannot be definitely ruled out. The polygenic nature of the host rocks makes probable the hypothesis advanced by Jaskólski (1967) that "cassiterite was separated as a result of post-metamorphic processes of decomposition of micas". In the author's opinion, further data are required to substantiate or discount this hypothesis.

Translated by Hanna Kisielewska

REFERENCES

- BIRECKI T., 1959: Złoże cyny w Przeczniczy (Dolny Śląsk). *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 3.
CHILIŃSKA H., 1965: Perspektywy poszukiwawcze złóż rud cyny na tle metalogenii Sudetów. *Prz. Geol.* 1.
CHILIŃSKA H., LINDNER M., 1976: On the origin of tin mineralization in the Karkonosze—Góry Izerskie (Mts) Block, The Sudetes. The current metallogenic problems of Central Europe. Warsaw 1976.
HARAŃCZYK C., SKIBA M., 1961: Gahnite from the tin-bearing zone of Krobica—Gierczyn—Przecznicza in Lower Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Geol. Geogr.* vol. IX, 3.
HARAŃCZYK C., 1963: Kruszonośne łupki krystaliczne Gór Izerskich. *Rudy i Metale Nieżel.* 4.
JASKÓLSKI S., 1948: Złoże cynowe w Gerbichach na Dolnym Śląsku. *Biul. PIG*, 42.
JASKÓLSKI S., 1960: Beitrag zur Kenntnis über die Herkunft der Zinnlagerstätten von Gierczyn (Giehren) im Iser Gebirge, Niederschlesien. *N. Jb. Min. Abh.* 94, 1960 (Festband Ramdohr).
JASKÓLSKI S., 1963: Erwägung über die Genese Zinnführenden Schiefer in Isergebirge (Niederschlesien). *Pr. Kom. Nauk. Geol. PAN*, 12, Warszawa.
JASKÓLSKI S., 1967: Złoże cyny w Gierczynie. *Prz. Geol.* 5.
JASKÓLSKI S., MOCHNACKA K., 1958: Złoże cyny w Gierczynie w Górach Izerskich na Dolnym Śląsku i próba wyjaśnienia jego genezy. *Arch. Miner.* 22, 1.
KARWOWSKI Ł., WŁODYKA R., 1981: Stannite in the cassiterite-sulfide deposits of the Iżera Mts. (Sudetes). *Acta Geol. Pol.* 31, 12.

- KOWALSKI W., KARWOWSKI L., ŚMIETAŃSKA J., DO VAN PHI, 1978: Mineralizacja kruszcowa kamienieckiego pasma łupkowego w Górach Izerskich. *Geologia* 3.
- KOZŁOWSKI K. 1974: Łupki krystaliczne pasma Stara Kamienica—Świeradów Zdrój. *Geol. Su-det.* 1. Warszawa.
- McDONALD J. A., 1967: Metamorphism and its effects on sulphide assemblages. *Miner. Dep.*, 2, 3.
- MOCHNACKA K., 1959: Zmiany hydrotermalne cynośnych łupków mikowych kop. Gierczyn w świetle nowych poglądów na chloryzację skał. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 3.
- RAMDOHR P. 1975: Die Erzminerallien und ihre Verwachsungen Akademie Verlag, Berlin.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Łupki mikowe i granitognejsy na północnym zboczu Pasma Kamienieckiego w Sudetach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.* 127.
- SKIBA M., 1959: Charakterystyka rejonu G3 złoża cyny w Gierczynie. *Rudy i Metale Nieżel.* 4.
- SZAŁAMACHA M., 1967: O mineralizacji cynowej we wschodniej części pasma Kamienieckiego w Górach Izerskich. *Prz. Geol.*
- SZAŁAMACHA M., 1975: Chloryt towarzyszący kasyteryutowi w łupkach chlorytowo-łyszczkowych w Krobicy koło Świeradowa. *Kwart. Geol.* 19.1.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J. 1974: Geologiczna i petrograficzna charakterystyka łupków zmineralizowanych kasyterytem na przykładzie kamieniołomu w Krobicy. *Biul. Inst. Geol.* 279.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Łupki mikowe i granitognejsy na północnym zboczu Pasma Kamienieckiego w Sudetach zachodnich. *Biul. Inst. Geol.* 127.
- TEPER L., TEPER E. 1982: Pochodzenie złoża cyny w Górach Izerskich. *Rudy i Metale Nieżel.* 27, 9.
- WISZNIEWSKA J. 1983: Origin of Tin Mineralization of the Izera Schists in Kamienickie Range (Sudetes). *Arch. Miner.* 38, 2.

Ksenia MOCHNACKA

STRUKTURY I TEKSTURY RUD ZE ZŁOŻA CYNY W GIERCZYNIE (SUDETY, POLSKA) ORAZ PRÓBA ICH GENETYCZNEJ INTERPRETACJI

Streszczenie

W pracy przedstawione zostały wyniki powtórnej analizy materiału zebranego przez autorkę w wyrobiskach kopalni Gierczyn.

Jak wynika z przeprowadzonych badań okruszczowanie ma charakter impregnacji łupków obejmującej jakby płaskie soczewki ułożone zgodnie ze skałami otaczającymi. Tekstury rud są w dużym stopniu odzwierciedleniem tekstur skał w których występuje mineralizacja. Skałą okruszczowaną są tu łupki muskowitowo-chlorytowo-kwarcowe z biotytem, odznaczające się różnym udziałem wymienionych minerałów, a także zawierających w niektórych strefach granaty. Spośród ważniejszych minerałów obserwowano w nich spinle cynkowe (Harańczyk, Skiba 1961), niekiedy chlorytoid. Fragmentarycznie odpowiadają się one obecnością blaszek biotytów o ułożeniu poprzecznym do kierunku foliacji skały (biotyty postkinematyczne). Obecna postać łupków jest efektem przemian metamorficznych przedstawionych na figurze 1.

W kopalni stwierdzono obecność skał okruszczowanych siarczkami wraz z zespołem towarzyszących minerałów kruszczowych oraz kasyterytem, które nie zawsze występują razem.

Skały okruszczowane można zatem podzielić na trzy grupy:

- 1) skały okruszczowane siarczkami (wraz z towarzyszącymi minerałami), w których brak kasyterytu,
- 2) skały okruszczowane kasyterytem, który zwykle nie jest makroskopowo widoczny. Niekiedy występują tu znikome ilości siarczków,

3) skały bogato okruszczowane siarczkami (wraz z towarzyszącymi minerałami) w których pod mikroskopem również stwierdzono kasyteryt.

Skały (2) i (3) w przypadku odpowiednio dużej ilości SnO_2 są rudą cyny.

Nagromadzenia minerałów kruszczowych w omawianych skałach wykazują teksturę smużastą (A) lub plamistą bezładną (B), (fig. 2, fot. 1). Jeśli „smugi” lub „plamy” zbudowane są z drobnych, izolowanych skupień siarczków lub kasyterytu można mówić o teksturze smużastej rozproszonej (A1) lub plamistej rozproszonej (B1) (fig. 2).

W wyniku badań mikroskopowych stwierdzono następujące minerały kruszczowe: pirotyn, chalkopiryt, kasyteryt, niekiedy sfaleryt — jako dominujące, w mniejszej ilości — piryt, arsenopiryt, lellingit, w małych ilościach obserwowano galenę, minerały Bi i minerały tytanu.

Szczegółowa analiza tekstur rud oraz przerostów minerałów pozwoliła na stwierdzenie, że tekstury rud tworzyły się w wyniku następujących procesów:

1) wypełnienie przestrzeni pomiędzy minerałami skałotwórczymi, a głównie pomiędzy łyszczkami i chlorytami.

2) procesów zastępowania (głównie chlorytów i mik) przez pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt oraz kasyteryt, zastępowania kwarcu przez kasyteryt.

3) procesów diaforezy (tworzenie ZnS z rozpadu spineli cynkowych) — opisywanych przez Harańczyka (1963).

Zjawiska zastępowania łyszczków przez minerały kruszczowe sugerują, że okruszczowanie powstało po metamorfizmie regionalnym, zaś zastępowanie biotytów postkinematycznych pozwala przypuszczać, że po blastezie biotytów, zatem po orogenezie młodokaledońskiej (wg Kozłowskiego 1974). Słabe, nie zawsze pewne objawy rekrytalizacji mogą być wynikiem słabych procesów metamorficznych.

Idiomorficzne wrostki ilmenitu w granatach dowodzą tworzenia się tego minerału przed powstaniem granatów — zatem przed lub w trakcie metamorfizmu regionalnego. Stosunek tworzenia się okruszczowania do etapów rozwoju skał przedstawiono na figurze 1. Wzajemne relacje przerastających się minerałów kruszczowych pozwoliły na określenie sukcesji mineralnej (fig. 1).

Nie zupełnie jasne jest pochodzenie kasyterytu I (fig. 1), nie można wykluczyć jego pochodzenia pierwotnie okruszczowego, lecz prawdopodobna wydaje się sugestia Jaskólskiego (1967), że kasyteryt wyodrębnił się w wyniku pometamorficznych procesów rozkładu łyszczków.

OBJAŚNIENIA FIGUR

Fig. 1. Rozwój mineralizacji kruszczowej w złożu cyny w Gierczynie (informacje dotyczące rozwoju skał według Smulikowskiego — 1958)

a — pierwotna skała osadowa, b — łupek łyszczkowo-chlorytowy z granatami, c — łupek jak wyżej, z postkinematycznym biotytem, d — łupek okruszczowany, e — łupek z przejawami diaforezy, 1 — zakres tworzenia się okruszczowania

Fig. 2. Makrostruktury w złożu Gierczyn

A — struktura, smużasta, A1 — struktura smużasta rozproszona, B — struktura plamista, B1 — struktura plamista rozproszona

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Łupek chlorytowo-łyszczkowy z kwarcem okruszczowany siarczkami (r), które wykazują teksturę smużastą

Fot. 2. Pirotyn (p) wnika pomiędzy minerały blaszkowe, częściowo je zastępując. Łupek muskowitowo-chlorytowy

Światło odbite, bez analizatora, 50×

- Fot. 3. Массивное скопление сфалерита (*s*) содержащего инклюзии чалькопирита (*ch*) и меньшие по размеру вкрапления пиротина (*p*). Видны также скопления пиротина (*p*) и зерна арсенипирита (*a*). Щели в арсенипирите заполнены сфалеритом. Иногда встречаются мелкие зерна касситерита. Светлое поле, без анализатора, 50×
- Fot. 4. Видны скопления пиротина (*p*) и чалькопирита (*ch*) окруженные касситеритом (*k*) в кварце (*q*). Рядом скопление чалькопирита с сфалеритом (*s*) и пиротином. Лупа мусковитово-хлоритовая с кварцем. Светлое поле, без анализатора, 250×
- Fot. 5. Чалькопирит в форме нерегулярного скопления, заменяет он лещики (посткинематические?). Видно зерно касситерита. Светлое поле, без анализатора, 50×
- Fot. 6. Скопление сфалерита (*s*) в кварце (черном). Сфалерит содержит инклюзии чалькопирита, меньшие по размеру, чем вкрапления пиротина (*p*) видны в нем закругленные зерна касситерита (*k*). Чалькопирит (*ch*) образует также нерегулярные скопления, перестраиваясь в жилы, которые пересекают сфалерит. Светлое поле, без анализатора, 50×
- Fot. 7. Скопление сфалерита (*s*). Сфалерит травленый в водном растворе указывает на структуру зернистую. Инклюзии чалькопирита указывают на положение ориентированное, подчеркивая контуры зерен сфалерита. Видны также скопления пиротина (*p*) и нерегулярные скопления пиротина (*p*). Светлое поле, без анализатора, 50×
- Fot. 8. Касситерит (*k*) в виде зерен как бы скоординированных. Иногда видны его формы вытянутые, соответствующие расположению минералов бланковых (*m*), рядом кварц (*q*). Светлое поле, без анализатора, 250×

Ксения МОХНАЦКА

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ РУД ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА В ГЕРЧИНЕ (СУДЕТЫ, ПОЛЬША) И ПОПЫТКА ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Резюме

В работе излагаются результаты повторного анализа материала, собранного автором в горных выработках рудника Герчин.

Как следует из проведенных исследований, оруденение представлено вкрапленностью в сланцах в виде плоских линз, расположенных согласно с вмещающими породами. Текстуры руд в значительной степени отражают текстуры вмещающих оруденение пород. Оруденелой породой являются здесь мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с биотитом, характеризующиеся переменным содержанием упомянутых минералов, а также содержащих в некоторых зонах гранаты. Среди важнейших минералов наблюдались в них цинковые шпинели (Харанчик, Скиба, 1961), иногда хлоритоид. Участками они отличаются присутствием пластинок биотитов, поперечно расположенных к листоватости породы (посткинематические биотиты). Современный вид сланцев является следствием метаморфических превращений, представленных на фиг. 1.

В руднике обнаружено присутствие пород с сульфидным оруденением с набором сопутствующих рудных минералов, а также касситерита, которые не всегда присутствуют вместе.

Следовательно, оруденелые породы можно разделить на три группы:

- 1 — породы с сульфидным оруденением (вместе с сопутствующими минералами), в которых касситерит отсутствует.
- 2 — породы с касситеритовым оруденением незаметным невооружен-

ным глазом. Иногда присутствует здесь незначительное количество сульфидов.

3 — породы с богатым сульфидным оруденением (вместе с сопутствующими минералами), в которых в микроскопе обнаружено также касситерит.

Породы (2) и (3) в случае соответствующего содержания SnO_2 представляют собой оловянные руды.

Скопления рудных минералов в обсуждаемых породах обнаруживают полосчатую (*A*) или пятнистую неупорядоченную (*B*) структуры (фиг. 2, фото 1). В случаях, когда «полоски» или «пятна» сложены мелкими изолированными скоплениями сульфидов или касситерита, можно говорить о рассеянных полосчатой (*A1*) или пятнистой (*B1*) текстурах (фиг. 2).

В итоге микроскопических исследований обнаружены следующие рудные минералы: пирротин, халькопирит, касситерит, иногда сфалерит — как преобладающие, в меньшем количестве — пирит, арсенипирит, леллингит, в небольшом количестве наблюдались галенит, минералы *Vi* и титановые минералы.

Подробный анализ текстур руд, а также сростаний минералов, позволил констатировать, что текстуры руд образовались вследствие следующих процессов:

1 — заполнения пространства между породообразующими минералами, главным образом между слюдами и хлоритами.

2 — процессов замещения (преимущественно хлоритов и слюд) пирротин, халькопиритом, сфалеритом, а также касситеритом, замещения кварца касситеритом.

3 — Процессов диафореза (образование ZnS в итоге распада цинковых шпинелей), Харанчик 1963.

Явления замещения слюд рудными минералами наводят на мысль, что оруденение формировалось после регионального метаморфизма, замещение же посткинематических биотитов позволяет предполагать, что это имело место после бластеза биотита, следовательно после раннекаледонского орогенеза (по Козловскому, 1974). Слабые, не всегда достоверные проявления рекристаллизации могут быть итогом слабых метаморфических процессов.

Идиоморфные вроски ильменита в гранатах доказывают образование этого минерала до образования гранатов, следовательно до или в ходе регионального метаморфизма. Связь рудообразования с этапами эволюции пород представлена на фигуре 1. Взаимоотношения сростающихся минералов позволили определить сукцессию минералов (фиг. 1).

Не вполне ясно происхождение касситерита *I* (фиг. 1), не можно исключить его первичного обломочного происхождения, но вероятным кажется предположение Якульского (1967), что касситерит выделился вследствие постметаморфических процессов разложения слюд.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

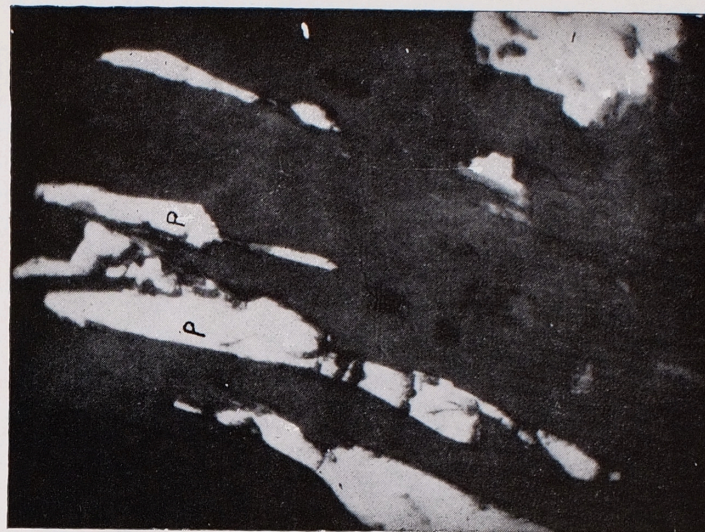
Фиг. 1. Развитие оруденения в оловянном месторождении Герчин (сведения, касающиеся эволюции пород, по Смуликовскому, 1958)

a — первичная осадочная порода, *b* — слюдяно-хлоритовый сланец с гранатами, *c* — сланец как выше с кинетическим биотитом, *d* — оруденелый сланец, *e* — сланец с проявлениями диафореза, *l* — диапазон рудообразования

Фиг. 2. Макротекстуры в месторождении Герчин

A — полосчатая текстура, *A1* — рассеянная полосчатая текстура, *B* — пятнистая текстура, *B1* — рассеянная пятнистая текстура

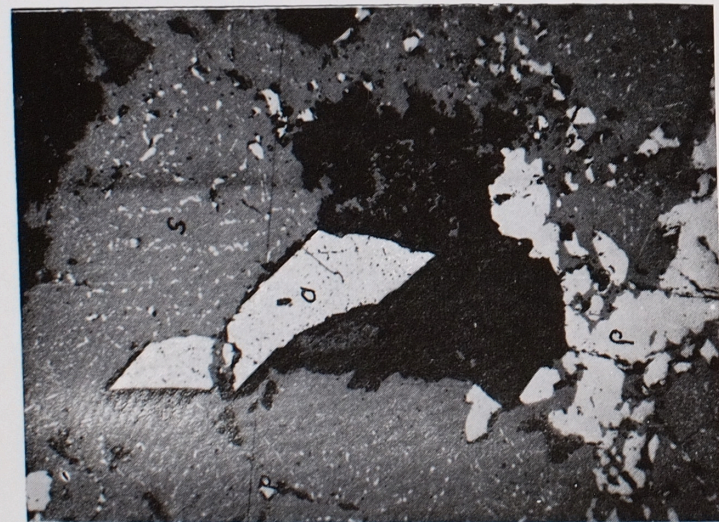
- Фото 1. Кварцсодержащий хлорит-слоидный сланец с сульфидным оруденением (r), которое обнаруживает полосчатую текстуру
- Фото 2. Пирротин (p) проникает между пластинчатые минералы, частично их замещая. Мусковит-хлоритовый сланец.
Отраженный свет, без анализатора. $\times 50$
- Фото 3. Массивное скопление сфалерита (s), содержащего вросстки халькопирита, а также не так многочисленные но более крупные вросстки пирротина. Кроме того, заметны неправильные скопления пирротина (p), а также зерна арсенопирита (a). Трещины в арсенопирите выполняет сфалерит. Спорадически присутствуют мелкие зерна касситерита
Отраженный свет, без анализатора. $\times 50$
- Фото 4. Заметны скопления пирротина (p) и халькопирита (ch), окаймленные касситеритом (k) и кварцем (Q). Рядом скопление халькопирита со сфалеритом (s), а также пирротина. Мусковит-хлоритовый сланец с кварцем
Отраженный свет, без анализатора. $\times 250$
- Фото 5. Халькопирит в виде неправильного скопления замещает (посткинематические?) слюды. Заметно зерно касситерита
Отраженный свет, без анализатора. $\times 50$
- Фото 6. Скопление сфалерита (s) в кварце (черный). Сфалерит содержит вросстки халькопирита, менее численные немного крупнее вросстки пирротина (p), заметны в нем округленные зерна касситерита (k). Халькопирит (ch) кроме того образует нерегулярные скопления, переходящие в прожилки, которые секут сфалерит
Отраженный свет, без анализатора. $\times 50$
- Фото 7. Скопление сфалерита (s). Протравленный царской водкой сфалерит проявляет зернистое строение. Вросстки халькопирита обнаруживают ориентированное расположение, подчеркивая тем контуры зерен сфалерита. Кроме того, заметны более крупные вросстки и нерегулярные скопления пирротина (p)
Отраженный свет, без анализатора. $\times 50$
- Фото 8. Касситерит (k) в виде как бы корродированных зерен. Иногда заметны его удлиненные формы, согласные с расположением пластинчатых минералов (m), рядом кварц (Q)
Отраженный свет, без анализатора. $\times 250$



Phot. 2. Pyrrhotite (p) penetrates in between flaky minerals, partly replacing them. Muscovite-chlorite schist
Reflected light, without analyser, $50 \times$

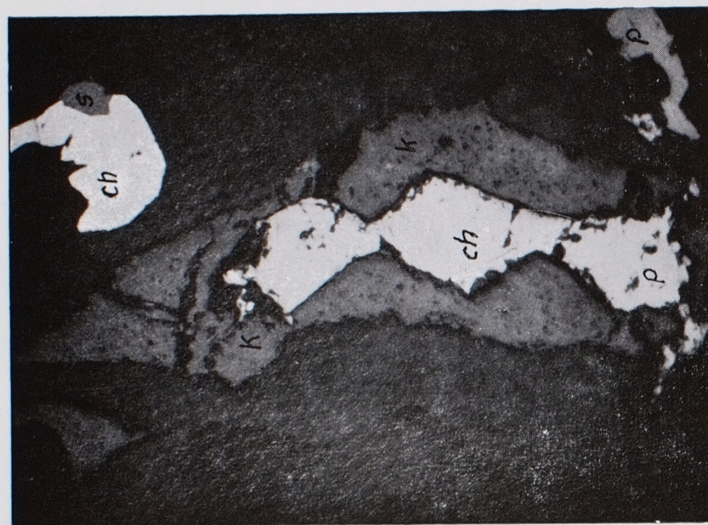


Phot. 1. Chlorite-mica schist with quartz mineralized with sulphides (r) showing a banded structure



Phot. 3. Compact sphalerite concentration (*s*) containing chalcopyrite inclusions and less abundant large pyrrhotite inclusions. Visible are irregular pyrrhotite concentrations (*p*) and arsenopyrite grains (*a*). Fissures in arsenopyrite are filled up with sphalerite. Scarse fine grains of cassiterite

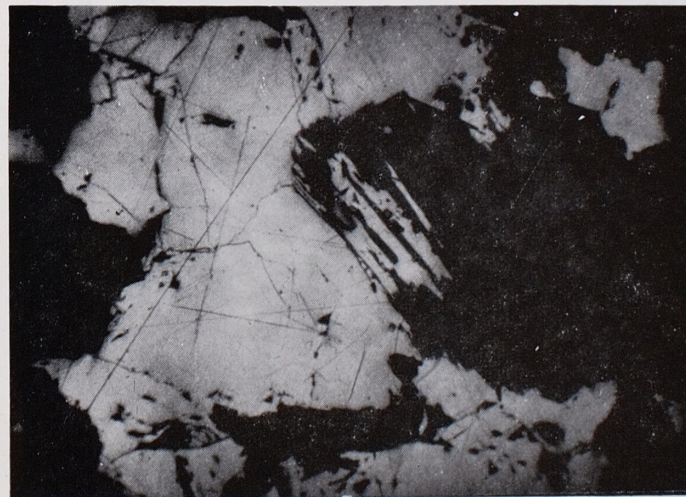
Reflected light, without analyser, 50 ×



Phot. 4. Pyrrhotite (*p*) and chalcopyrite (*ch*) concentrations surrounded by cassiterite (*k*) in quartz (*Q*). Beside are concentrations of chalcopyrite with sphalerite (*s*) and of pyrrhotite. Muscovite-chlorite schist with quartz

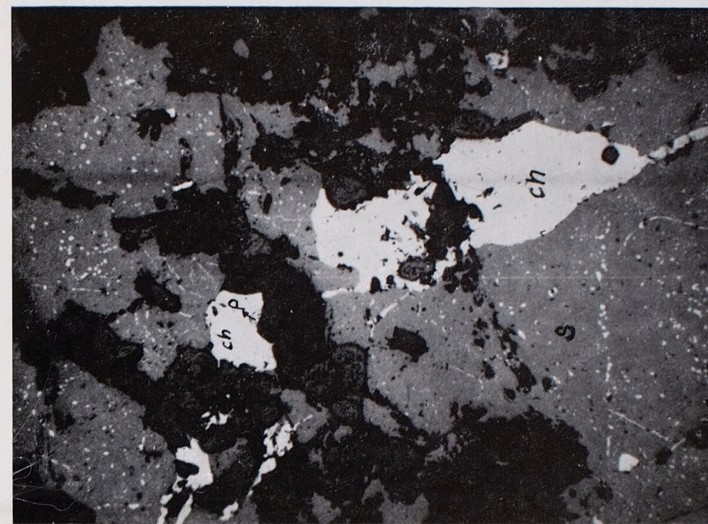
Reflected light, without analyser 250 ×

Ksenia MOCHNACKA — Structures and textures of ores from the Gierczyn tin ore deposit (Sudetes, Poland) and their genetic interpretation



Phot. 5. Chalcopyrite in the form of an irregular concentration, replacing (postkinetic?) micas. A cassiterite grain is visible

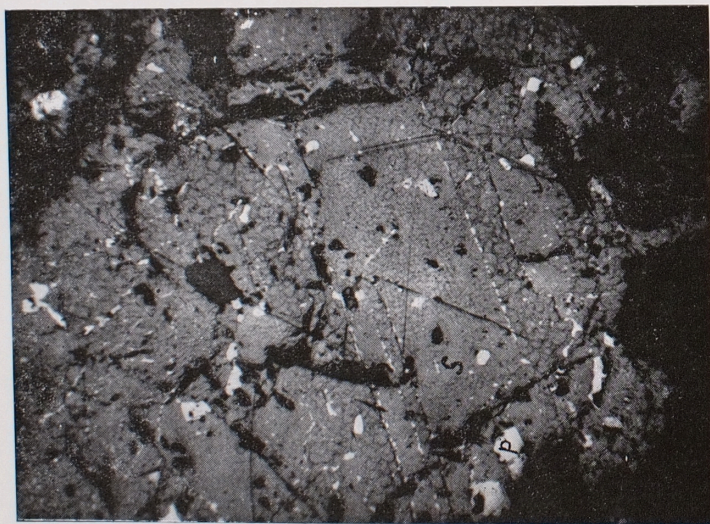
Reflected light, without analyser, 50 ×



Phot. 6. Sphalerite concentration (*s*) in quartz (black). Sphalerite contains chalcopyrite inclusions, less abundant but somewhat larger pyrrhotite inclusions (*p*), and rounded cassiterite grains (*k*). Chalcopyrite (*ch*) also forms irregular concentrations changing into veinlets crosscutting sphalerite

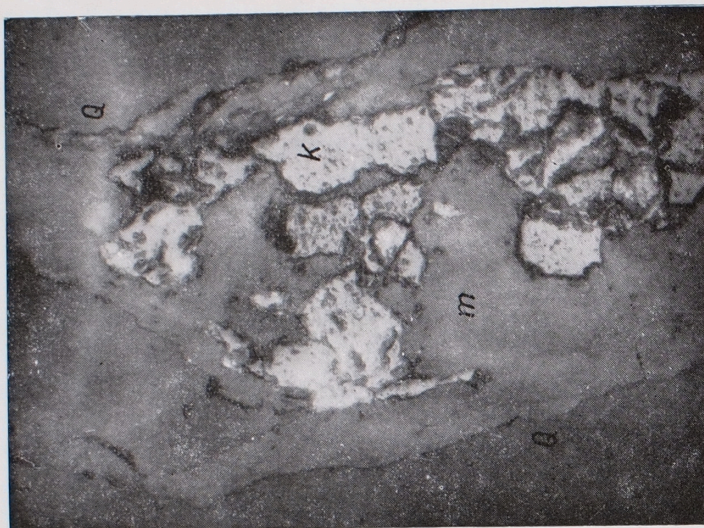
Reflected light, without analyser, 50 ×

Ksenia MOCHNACKA — Structures and textures of ores from the Gierczyn tin ore deposit (Sudetes, Poland) and their genetic interpretation



Phot. 7. Sphaerite concentrations (*s*). Etched in aqua regia, sphaerite shows a granular texture. Chalcopyrite inclusions are oriented, accentuating the outlines of sphaerite grains. Visible are also larger inclusions and irregular concentrations of pyrrhotite (*p*).

Reflected light, without analyser, 50×



Phot. 8. Cassiterite (*k*) in the form of seemingly corroded grains. Sometimes elongate grains are visible, concordant with the orientation of flaky minerals (*m*). Beside is quartz (*Q*)

Reflected light, without analyser, 250×