

WIESŁAW OLSZYŃSKI

Tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt w łupkach łuszczykowo-sylimanitowych z Romanowa koło Strzelina

TITANOMAGNETITE AND ILMENITE-HEMATITE IN MICA-SILLIMANTITE
SCHISTS FROM ROMANÓW NEAR STRZELIN (LOWER SILESIA)

STRESZCZENIE: W łupkach łuszczykowo-sylimanitowych z Romanowa (masyw strzeliński) stwierdzono cztery partie wzbogacone w kruszce żelaza i tytanu. Na podstawie obserwacji mikroskopowych ustalono, że w partiach tych występuje tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt. Kruszcze te powstały prawdopodobnie w wyniku procesów pomagmowych związanych z intruzją granitoidów strzelińskich.

WSTĘP

W niektórych skałach okrywy granitoidowego masywu strzelińskiego wielokrotnie notowano akcesoryczne występowanie minerału kruszcowego, określanego jako magnetyt. Szczególnie często pojawiały się wiadomości o występowaniu pojedynczych ziarn tego minerału w łupkach łuszczykowo-sylimanitowych z Romanowa (Schuhmacher 1878, Behr 1921, Wójcik 1968, Bereś 1969).

Obserwacje autora przeprowadzone w latach 1968—1969 potwierdziły obecność w tych skałach rozproszonej mineralizacji kruszcowej oraz pozwoliły stwierdzić cztery partie intensywniej okruszcowane. Badania mikroskopowe wykazały, że minerałami kruszczowymi są tu tytanomagnetyt i krystalograficznie zorientowane zrosty hematytu z ilmenitem, określane często w literaturze jako ilmenito-hematyt (Ramdohr 1960, Betehtin & al. 1964).

Na tym miejscu pragnę złożyć serdeczne podziękowanie doc. dr hab. E. Zimnoch za cenne uwagi w czasie pisania pracy, oraz dr A. Nowakowskiemu za wykonanie oznaczeń petrograficznych i dyskusję o genezie łupków łuszczykowo-sylimanitowych z Romanowa.

SYTUACJA GEOLOGICZNA ŁUPKÓW ŁYSZCZYKOWO-SYLIAMANITOWYCH
Z ROMANOWA

Romanów leży około 10 km na południowy wschód od Strzelina, w środkowej partii granitoidowego masywu strzelińskiego, wśród Wzgórz Strzelińskich, z których najwyższym jest Gromnik, stanowiący jednocześnie kulminację masywu strzelińskiego.

Na obszarze między Romanowem a szczytem Gromnika odsłania się formacja łupków krystalicznych (fig. 1) wykazująca znaczne zróżnicowanie petrograficzne. Dominują w niej łupki łyszczykowo-syliamanitowe, którym towarzyszą skały megaskopowo zbliżone do kwarcytów oraz skały przypominające gnejsy syliamanitowe występujące w wielu miejscach masywu strzelińskiego. Łupki zbudowane są głównie z równoległych lamin syliamanitu, łyszczyków i kwarcu oraz bezładnie rozmieszczonych poikiloblastów mikroklinu (Bereś 1969). Ponadto dr A. Nowakowski w łupkach tych stwierdził andaluzyt i kwaśny plagioklaz. Według dr

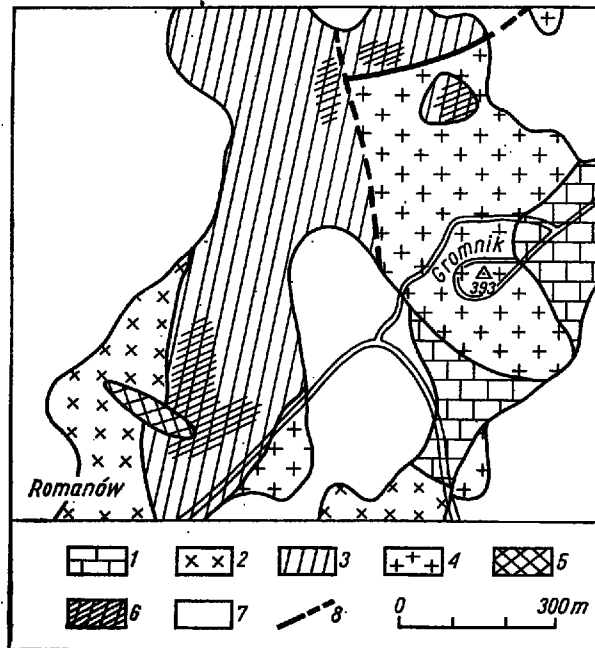


Fig. 1

Szkic geologiczny okolic Romanowa (wg L. Wójcika i obserwacji własnych autora)
1-3 prekambryjskie — starszy paleozoik: 1 skały wapienno-krzemianowe, 2 granitognejsy, 3 łupki łyszczykowo-syliamanitowe; 4-6 górny paleozoik: 4 granitoidy, 5 pegmatyty, 6 łupki łyszczykowo-syliamanitowe wzbogacone w kruszce żelaza i tytanu; 7 osady czwartorzędowe; 8 uskoki

Geological sketch of the Romanów area (after Wójcik and the author's data)

1-3 pre-Cambrian — older Paleozoic: 1 lime-silicate rocks, 2 granitogneisses, 3 mica-sillimanite schists; 4-6 Upper Paleozoic: 4 granitoids, 5 pegmatites, 6 mica-sillimanite schists enriched in iron and titanium ores; 7 Quaternary deposits; 8 faults

A. Nowakowskiego (opinia pisemna, 1971) — „spore słupki andaluzytu występują w laminach łyszczykowo-sylimanitowych, miejscami otoczone są poikiloblastami mikroklinu. Andaluzyt na brzegach i wzdłuż płaszczyzn łupliwości przeobrażony jest częściowo w drobnołuseczkowe agregaty jasnego łyszczyku. Ciekawym składnikiem omawianych skał są mikropegmatytowe przerosty mikroklinu z kwarcem, pospolicie spotykane zwłaszcza w pobliżu kontaktu z soczewą pegmatytową, a ponadto także w wielu innych miejscach formacji łupkowej, nawet znacznie oddalonych od pegmatytu”.

Formacja łupków łyszczykowo-sylimanitowych wchodzi w obręb kompleksu skalnego zaliczanego do prekambriu i starszego paleozoiku (Oberc 1966, Wójcik 1968), stanowiącego okrywę granitoidów strzebińskich. W okolicach Romanowa do tego kompleksu należą ponadto granitognejsy oraz skały wapienno-krzemianowe. Skały te kontaktują z granitoidami, reprezentowanymi przez adamellity, którym towarzyszą nieznaczne ilości tonalitu. Kontakt w wielu miejscach ma charakter intruzywny, wyrażający się wnikaniem żył granitoidów w skały okrywy. W skałach tych stwierdzono również pegmatyty w formie cienkich żył oraz soczew o znacznych wymiarach. Największa spośród tych soczew, o długości około 200 m i znacznej szerokości dochodzącej do 50 m, znajduje się na północny wschód od Romanowa (fig. 1).

Geneza skał masywu strzebińskiego nie jest zupełnie jasna. Większość badaczy uważa, że granitoidy strzebińskie utworzyły się w wyniku dwuetapowej, górno-karbońskiej intruzji magmy pochodzenia regeneracyjnego lub palingenetycznego (Borkowska 1956, 1959; Smulikowski 1958; Wójcik 1968; Bereś 1969). W pierwszym etapie intruzji utworzyły się tonality, w drugim zaś adamellity. Natomiast skały osłony przeszły w wyniku metamorfozy regionalnej w łupki krystaliczne, w których następnie głębokie emanacje, poprzedzające intruzję magmową, wywołały feldspatyzację plagioklazową oraz mikroklinową (Borkowska 1956). Z termicznym oddziaływaniem magmy wiążą niektórzy badacze powstanie pewnych typów skał wapienno-krzemianowych oraz sylimanitu w skałach osłony (Borkowska 1961, Wójcik 1968). Trzeba podkreślić, że dr A. Nowakowski (opinia pisemna, 1971) wyraził pogląd, iż łupki z Romanowa są typowymi skałami kontaktowymi — hornfelsami sylimanitowo-łyszczykowymi, dającymi przejścia do odmian z andaluzytem.

Nieco inne poglądy na genezę skał masywu strzebińskiego wyraził J. Oberc (1966), który uważa, że zarówno skały osłony jak i granitoidy powstały wyłącznie w wyniku prekambryjskiego i waryscyjskiego metamorfizmu regionalnego. Magma pochodzenia autor ten przypisuje jedynie granitoidowi Gromnika, który — według niego — intrudował w fazie asturyjskiej.

WYSTĘPOWANIE MINERALÓW KRUSZCOWYCH

W łupkach łyszczykowo-sylimanitowych z Romanowa minerały kruszcowe tworzą dwa rodzaje skupień, dające się wyróżnić makroskopowo.

Skupienia pierwszej grupy występują w ciemnych laminach i często wykazują ułożenie zgodne z teksturą kierunkową skały, mają one wymiary rzędu 4—5 mm, czarną barwę, połysk metaliczny i doskonałą wielokierunkową łupliwość.

Skupienia drugiej grupy, o wymiarach rzędu 0,5—2 mm, nie wykazują widocznej łupliwości i w porównaniu ze skupieniami poprzedniej grupy odznaczają się jaśniejszą barwą oraz znacznie silniejszym połyskiem metalicznym. Są one rozsiane między większymi skupieniami należącymi do poprzedniej grupy; lecz występują zarówno w ciemnych laminach skały jak i pomiędzy nimi.

Pojedyncze ziarna obu wyróżnionych typów minerałów kruszcowych spotykane są powszechnie w formacji łupków łyszczykowo-sylimanitowych. Niektóre partie łupków są jednak znacznie wzbogacone w te minerały.

Badania terenowe wykazały w obrębie łupków łyszczykowo-sylimanitowych obecność czterech partii wzbogaconych w kruszce (fig. 1). Największa spośród nich znajduje się około 200 m na północny wschód od Romanowa i ma w przybliżeniu 300 m długości oraz średnio 100 m szerokości. Występuje ona w sąsiedztwie pegmatytu w łupkach łyszczykowo-sylimanitowych zawierających liczne gniazda mikropegmatytowych przerostów kwarcu i mikroklinu. Pozostałe trzy partie zmineralizowane leżą około jednego kilometra na północny wschód od Romanowa (fig. 1), gdzie zgrupowane są w niewielkiej odległości od siebie. Najbardziej zachodnia z nich ma wymiary w przybliżeniu 120×25 m, natomiast dwie pozostałe — rzędu 100×50 m. Partie te, podobnie jak partia poprzednia, występują również w obrębie łupków łyszczykowo-sylimanitowych zawierających gniazda przerostów mikropegmatytowych.

Z powodu niedostatecznego odślonięcia w terenie, trudno jest jednoznacznie określić miąższości partii okruszczowanych, jednak w wielu miejscach niewątpliwie przekracza ona 7 metrów.

W partiach tych minerały kruszcowe występują głównie w laminach sylimanitowo-łyszczykowych grupując się w niewielkie gniazdowe skupienia, składające się z reguły z kilkunastu blisko siebie leżących agregatów kruszczowych. Między gniazdami występują drobne skupienia kruszcowe beładnie rozrzucone w skałe. Procentowa zawartość kruszców jest zmienna. Skały o dużej zawartości minerałów kruszczowych gwałtownie przechodzą w słabiej zmineralizowane, po czym w niewielkiej odległości na nowo pojawia się w nich bogata mineralizacja kruszczowa. Ta gwałtowna zmienność mineralizacji zaznacza się w obrębie soczew kruszczowych zarówno w pionie jak i w poziomie. Ogólnie, najintensywniej jednak okruszczowane są części centralne soczew, gdzie minerały kruszcowe stanowią około 14% wagowych skały. Natomiast części zewnętrzne są słabiej okruszczowane, przy czym ku brzegom soczew ilość kruszców stopniowo się zmniejsza, co powoduje łagodne zanikanie soczew kruszczowych wśród skał otaczających.

MIKROSKOPOWY OPIS MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

Analiza próbek polerowanych, przeprowadzona przy pomocy mikroskopu MIN-9 wykazała, że zarówno w partiach bogatych w kruszce, jak i w partiach z mineralizacją rozproszoną występują tytanomagnetyt oraz

ilmenito-hematyt. Porównując obserwacje makroskopowe z mikroskopowymi ustalono, że ziarna kruszcowe o ciemnej barwie i doskonałej łupliwości są tytanomagnetytem, natomiast skupienia drobne o widocznej makroskopowo jaśniejszej barwie i silniejszym metalicznym połysku są skupieniami ilmenito-hematytu.

Tytanomagnetyt nagromadzony jest przede wszystkim w laminach łyszczykowo-sylimanitowych, gdzie tworzy paromilimetrowe, rozczłonkowane na brzegach ziarna, występujące głównie w obrębie agregatów lub pojedynczych blaszek biotyty. Biotyt wokół ziarn tytanomagnetytu często jest odbarwiony.

Znacznie rzadziej ziarna tytanomagnetytu spotykane są z dala od biotyty. Ziarna te mają drobniejsze wymiary oraz bardziej urozmaicone kształty i grupują się w pobliżu skupień sylimanitu.

W równoległe ułożonych wiązkach kryształów sylimanitu tytanomagnetyt wypełnia przestrzeń między włóknami tego minerału i często przyjmuje formy silnie wydłużone. W promienistych rozetkach sylimanitu tytanomagnetyt daje izometryczne skupienia, które na brzegach są zazębione z sylimanitem, a wewnątrz zawierają liczne wrostki tego minerału.

W niewielkich ilościach tytanomagnetyt stwierdzony został również w andaluzycie, mikroklinie i kwarcu, gdzie wypełnia delikatne spękania w tych minerałach lub nagromadzony jest w pobliżu spękań.

Duże skupienia tytanomagnetytu są z reguły silnie spękanne, natomiast w małych skupieniach spękań nie obserwuje się lub są rzadkie.

Tytanomagnetyt w łupkach z Romanowa stanowi krystalograficznie zorientowane przerosty tytanowego magnetytu, ilmenitu i niekruszcowego minerału z grupy spineli (pl. 1, fig. 1). Zawartość wymienionych minerałów jest w poszczególnych ziarnach tytanomagnetytu zmienna, najczęściej jednak ilmenit i spinel stanowią niewielki procent agregatów tytanomagnetytu. Sporadycznie spotykane są również drobne samodzielne ziarna tytanomagnetytu, nie zawierające odmieszanych ilmenitu i spinelu. Ziarna te mają hępidiomorficzne formy i często tworzą zrosty z ilmenito-hematytem (pl. 1, fig. 2). Za określeniem takich skupień również jako tytanomagnetytu przemawia brązowoczerwony odcień barwy obserwowanej w świetle odbitym, charakterystyczny dla magnetytów o wysokiej zawartości tytanu (Ramdohr 1960). Należy podkreślić, że podobny odcień barwy ma również magnetyt w tych skupieniach, w których stwierdziłem ilmenit i minerał z grupy spineli.

Występujący w tytanomagnetycie ilmenit tworzy dwa typy morfologiczne różniące się wielkością i kształtem, przerośnięte z magnetytem wzdłuż ścian (111).

Ilmenit pierwszego typu występuje w formie cienkich, wydłużonych listewek, ostro z obu stron zaokrąglonych (pl. 1, fig. 1). Wymiary listewek oraz ich proporcje są zmiennie. Podczas gdy jedne z nich mają szerokość rzędu 0,05 mm i długość 0,15 mm, inne przy podobnej szerokości jak poprzednie osiągają długość rzędu 0,5 mm. Listewki o takich formach morfologicznych zgrupowane są głównie w centrum skupień tytanomagnetytu, przy czym szczególnie obficie występują w tych partiach, które nie podlegają spękanom, lub są jedynie nieznacznie spękanne.

Ilmenit drugiego typu ma znacznie większe wymiary, rzędu 1,2 mm długości oraz 0,5 mm szerokości. Ma on również kształt listewek, które jednak, w odróżnieniu od typu poprzedniego, na jednym z końców są rozszerzone (pl. 1, fig. 3) i czasami przechodzą w agregaty złożone z kilku ziarn o poligonalnych kształtach (pl. 1, fig. 4). Ten typ morfologiczny występuje w intensywnie spękanym ziarnach tytanomagnetytu.

Występujący w tytanomagnetycie przezroczysty minerał z grupy spineli tworzy z magnetytem zrosty zorientowane zgodnie ze ścianami (010) i (100) — por. pl. 1,

fig. 1 i 3. Tworzy on wydłużone wrzecionowate formy o długości rzędu 0,1 mm (pl. 1, fig. 1), albo mniejsze soczewki zgrupowane po trzy lub cztery wzdłuż tych samych kierunków krystalograficznych. Mineral ten nie został jednoznacznie zidentyfikowany, jednak można przypuszczać na podstawie analogii do tytanomagnetytów z innych wystąpień, że jest to pleonaśt lub hercynit (por. Ramdohr 1960).

Ponadto w tytanomagnetycie stwierdzono drobne listewki minerału zrasta-
jącego się z magnetytem wzdłuż ścian (100). Mineral ten, ze względu na drobne wy-
miary (poniżej 0,005 mm), nie został jednoznacznie zidentyfikowany. Charakteryzuje
się on brązowoszarą barwą oraz niższym współczynnikiem odbicia w porównaniu
z magnetytem i wykazuje niewyraźną anizotropię. Na podstawie tych cech optycz-
nych oraz charakteru zrostów z magnetytem można przypuszczać, że jest to spinel
żelazowo-tytanowy określany przez P. Ramdohra (1960) jako ulwit (Ulvöspinell).
Jednoznaczna identyfikacja tak drobnych wydzieliń wymaga jednak dalszych, bar-
dziej precyzyjnych badań.

Magnetyt od brzegów zastępowany jest wzdłuż płaszczyzn łupliwości i niereg-
ularnych spękań wtórnym hematytem — martytem (pl. 1, fig. 1; 4; pl. 2, fig. 3).
Martytyzacja zachodzi również często na kontakcie między magnetytem a ilmenitem.
Listewki martytu przy niewielkiej szerokości posiadają znaczną długość. Ułożone
są one zgodnie z płaszczyznami łupliwości magnetytu (111) i tworzą delikatną sia-
teczkę w tym mineralu, zastępując go nieraz w znacznym stopniu. W większości
przypadków martytyzacja nie jest zbyt silna, a w wielu ziarnach tytanomagnetytu
obserwuje się jedynie pojedyncze listewki martytu.

Ilmenito-hematyt gromadzi się, podobnie jak tytanomagnetyt, głównie w la-
minach łyszczykowo-sylimanitowych, tworząc w pobliżu sylimanitu skupienia
o urozmaiconych kształtach wypełniające przestrzenie między włóknami tego mine-
rału. Skupienia te zazębiają się z sylimanitem i z reguły zawierają pojedyncze
wrostki tego minerału (pl. 2, fig. 1), lub są nimi gęsto przetkane (pl. 2, fig. 2). W po-
jedynczych przypadkach obserwowano wnikanie ilmenito-hematytu w spękania
w sylimanicie.

Ilmenito-hematyt, występujący z dala od pasm sylimanitu, charakteryzuje
się pałeczkowatymi, lekko wydłużonymi kształtami (pl. 2, fig. 4). Skupienia ilme-
nito-hematytu o takich kształtach często spotykane są w andaluzycie, gdzie gro-
madzą się głównie w partiach andaluzytu podlegających muskowityzacji oraz w spę-
kaniach w tym mineralu, lub w ich bezpośrednim pobliżu. Natomiast w biotycie
ilmenito-hematyt, w odróżnieniu od tytanomagnetytu, występuje rzadko i stwierd-
zony został głównie w blaszkach intensywnie odbarwionych. Pojedyncze skupienia
ilmenito-hematytu stwierdzono ponadto w spękaniach w kwarcu i mikroklincie.

Ilmenit i hematyt z opisywanych agregatów mineralnych wykazują niezupeł-
nie typowe dla tych minerałów cechy optyczne. Oba minerały charakteryzują się
słabszym niż zwykle dwójodbiciem i mniej wyraźnymi efektami anizotropii, a he-
matyt ponadto wykazuje nietypowy dla tego minerału różowy odcień barwy obser-
wowanej w świetle odbitym.

Wśród skupień ilmenito-hematytowych stwierdzono zarówno takie, w których
przeważa hematyt, jak i takie, które składają się głównie z ilmenitu.

Agregaty o przewadze ilmenitu nad hematytem narastają na brzegach dużych
skupień tytanomagnetytu (pl. 2, fig. 3), lub tworzą zrosty z drobnymi ziarnami
tytanomagnetytu mikroskopowo homogenicznego (pl. 1, fig. 2). Hematyt występuje
głównie w centralnych partiach ilmenitu w formie grubych soczewek połączonych
ze sobą i zorientowanych według ścian (0001). Soczewki te zawierają wewnątrz
drobne, ułożone względem siebie równolegle listewki ilmenitu. Brzegi skupień
ilmenito-hematytowych wolne są od hematytu, czasami jednak zawierają niewielkie
listewki tego minerału, o wymiarach zbliżonych do wymiarów ilmenitu stwierdzo-

nego w soczewkach hematytowych. Na szczególne podkreślenie zasługuje obecność w tego rodzaju skupieniach ilmenito-hematytowych wydłużonych tabliczek magnetytu ułożonych względem siebie równolegle. Tabliczki te częściowo podlegają martytyzacji.

Skupienia charakteryzujące się przewagą hematytu nad ilmenitem występują samodzielnie, nie kontaktując się z tytanomagnetytom (pl. 2, fig. 1—2, 4). W skupieniach tych ilmenit tworzy w obrębie hematytu soczewki o wymiarach 0,07 mm, zorientowane według ścian (0001). Najczęściej soczewki te są wypukłe i przy nieznacznej długości gwałtownie zężają się na końcach, rzadziej są spłaszczone i linijnie wyciągnięte. Obok opisanych wyżej soczewek ilmenitu występują w hematycie soczewki kilkakrotnie mniejsze, zorientowane podobnie jak poprzednie. Wewnątrz dużych soczewek ilmenitu stwierdzono obecność drobnych listewek hematytu ułożonych względem siebie równolegle.

Agregaty ilmenito-hematytu czasami są spękane, jednak spękania te zaznaczają się słabiej niż w agregatach tytanomagnetytu.

UWAGI O GENEZIE MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

Tytanomagnetyt oraz ilmenito-hematyt, występujące w łupkach łyszczykowo-sylimanitowych z Romanowa, charakteryzują się strukturami powstałymi w wyniku rozpadu roztworów stałych. Obecność tych struktur pozwala przypuszczać, że procesy mineralizacji kruszcowej zachodziły w stosunkowo wysokich temperaturach.

Roztwór stały tlenków żelaza i tytanu powstał niewątpliwie powyżej przedziału temperatur 400—700° C (por. Ramdohr 1960). W wyniku obniżenia się temperatury nastąpiło odmieszanie się roztworu stałego i powstanie magnetytu oraz ilmenitu. Rozpad nie zaszedł całkowicie do końca, o czym świadczy obserwowany w świetle odbitym brązowoczerwony odcień barwy magnetytu, charakterystyczny dla magnetytów o wysokiej zawartości tytanu (por. Ramdohr 1960).

Roztwór stały hematytu i ilmenitu wydzielił się nieco później od tytanomagnetytu. Rozpad tego roztworu nastąpił w temperaturze poniżej 600°C.

W przejściowym stadium, charakteryzującym się pewnym niedoborem tlenu, powstały skupienia o przewadze ilmenitu nad hematytem. Zawierają one obok rozpadowych soczewek hematytu pojedyncze listewki magnetytu, utworzone również na skutek rozpadu roztworów stałych. Ilmenito-hematyt o przewadze składnika hematytowego utworzył się nieco później, w wyniku ustalenia się bardziej kwaśnego środowiska, i nie zawiera listewek magnetytu.

Proces odmieszania się roztworów stałych, zarówno w skupieniach o przewadze ilmenitu jak i w skupieniach o przewadze hematytu, zachodził w dwu etapach, co świadczy o stopniowym obniżaniu się temperatury. W pierwszym etapie nastąpiło utworzenie się dużych osobników rozpadowych, które stanowiły w dalszym ciągu roztwór stały dwu skład-

ników. W związku z dalszym spadkiem temperatury nastąpiło skokowe obniżenie się tolerancji sieciowej składników, co wywołało następny etap rozpadu roztworów stałych. W wyniku tego procesu w utworach pierwszego etapu powstały elementy rozpadowe drugiego rzędu: w wydzieleniach ilmenitu utworzyły się drobne listewki hematytu, a w hematycie pierwszego rzędu powstały drobne listewki ilmenitu. Tego rodzaju wieloetapowy rozpad opisywany był przez P. Ramdohra (1960). Według tego autora etapy te różnią się temperaturą o około 100°C. Rozpad w ilmenito-hematycie prawdopodobnie nie zaszedł całkowicie do końca, o czym świadczą obserwowane w świetle odbitym cechy optyczne obu minerałów.

Proces martytyzacji magnetytu należy prawdopodobnie wiązać ze schyłkową fazą procesów mineralizacji kruszcowej.

Interesującym zagadnieniem są zachodzące w intensywnie spękanym tytanomagnetycie zmiany struktur rozpadu roztworów stałych. Zmiany te polegają na zwiększeniu wymiarów skupień ilmenitu kosztem zmniejszenia ich ilości i na zmianie kształtu. Ilmenit nowo powstały jest na jednym końcu igłowato zakończony, a na drugim przechodzi w poligonalne agregaty złożone z kilku ziarn. Taki typ morfologiczny ilmenitu obserwował V. S. Mjasnikov (1959) w tytanomagnetytach ze złóż uralskich i wiązał jego powstanie z procesami metamorfizmu dynamicznego.

Pochodzenie mineralizacji kruszcowej stwierdzonej w łupkach lyszczykowo-sylimanitowych z Romanowa jest zagadnieniem trudnym do wyjaśnienia.

Tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt są minerałami charakterystycznymi dla skał zasadowych typu gabro-piroksenit-dunit (Smirnov 1969). Skały takie nie występują jednak na terenie masywu strzebińskiego. Taka parageneza mineralna jest również spotykana w niektórych typach pegmatytów (Gilbert 1925, Ginzburg 1960, Ramdohr 1960). Na szczególną uwagę zasługuje występowanie tytanomagnetytu pochodzenia pegmatytowego w masywie Żulowej (Černý 1956) łączonym zwykle z masywem strzebińskim w jedną jednostkę geologiczną. Tytanomagnetyt w okolicach Żulowej występuje w formie nielicznych ziarn w brzeźnych partiach żył i soczewek pegmatytów, przecinających granodioryty, i stanowi homogeniczny roztwór stały. W wyniku hydrotermalnych przeobrażeń został on w znacznym stopniu zastąpiony martytem i rutylem (Černý 1956).

Nagromadzenie minerałów kruszcowych koło Romanowa w partiach łupków z licznymi gniazdami przerostów mikropegmatytowych oraz występowanie największej przestrzenie mineralizacji kruszcowej w pobliżu soczewy pegmatytowej nasuwa przypuszczenie, że minerały kruszcowe powstały tu w fazie pegmatytowej w strefie przykontaktowej z intruzją granitoidów kopuły Gromnika. Taki typ występowania kruszców żelaza i tytanu, zgodnie z wiedzą autora, jest wyjątkowy. Jednoznaczne wyjaś-

nienie pochodzenia mineralizacji kruszcowej w łupkach łyszczykowo-sylimanitowych z Romanowa wymaga dalszych badań, które mogą rozszerzyć wiedzę o warunkach powstawania tytanomagnetytu i ilmenito-hematytu.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w czerwcu 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BEHR J. 1921. Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen. Blatt Strehlen. Geol. L.-A. Berlin.
- BEREŚ B. 1969. Petrografia granitu Strzelina i okolicy (Petrography of granite of the environments of Strzelin). — Arch. Miner., t. 27, z. 2. Warszawa.
- BETECHTIN A. G. & al. 1964. Struktarno-teksturnye osobennosti endogennykh rud. Izd. Nedra. Moskva.
- BORKOWSKA M. 1956. Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne (Granite from Strzelin, Lower Silesia, Poland, and associated crystalline rocks). — Arch. Miner., t. 19, z. 1. Warszawa.
- 1959. Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola (On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudeten Mts. and the Sudetic Foreland). — *Ibidem*, t. 21, z. 2.
- 1961. Note on the lime-silicate rocks from Sambrowiczki in the Strzelin Granite Massif (Lower Silesia). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 9, no. 1. Varsovie.
- CERNY P. 1956. Titanomagnetit z pegmatitu žulovského plutonu (Titanomagnetit in Pegmatiten des Granodioritmassives von Žulová). — Čas. Slezs. Mus., t. 5, vol. 2. Opava.
- GILBERT G. 1925. Some magnetite-hematite relations. — Econ. Geol., vol. 20, no. 6. Lancaster.
- GINZBURG A. I. 1960. Geochemičeskie osobennosti pegmatitovogo processa. W: Mineralogija i genezis pegmatitov. Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
- MJASNIKOV V. S. 1959. Nekotorye osobennosti mestoroždeni titanomagnetitovykh rud južnogo Urala i projavlenija v nich metamorfizma. — Geol. Rud. Mestor., nr 2. Moskva.
- OBERC J. 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (Geology of crystalline rocks of the Wzgórze Strzelińskie hills, Lower Silesia). — Studia Geol. Pol., vol. 20. Warszawa.
- RAMDOHR P. 1900. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- SCHUHMACHER K. 1878. Die Gebirgsgruppe des Rummelberges bei Strehlen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 30. Berlin.
- SMIRNOV V. I. 1969. Geologija poleznych iskopaemykh. Izd. Nedra, Moskva.
- SMULIKOWSKI K. (1958). O genetycznej klasyfikacji granitoidów (Problem of genetic classification of granitoids). — Studia Geol. Pol., vol. 1. Warszawa.
- WOJCIK L. 1968. The Strzelin granitoid massif and its cover. — Bull. Inst. Geol. 227. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: The spots enriched in iron titanium ores were found in mica-sillimanite schists, belonging to the metamorphic mantle of the granitoid Strzelin massif, Lower Silesia. Polished-section analysis revealed titanomagnetite and ilmenite-hematite in these spots, the genesis of which is presumably connected with post-magmatic processes related to intrusion of the Strzelin granitoids.

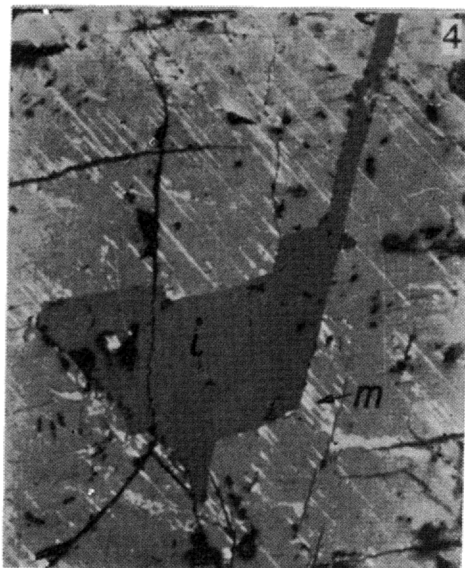
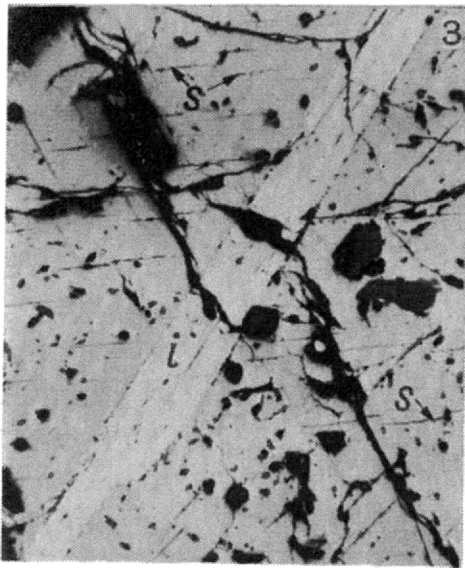
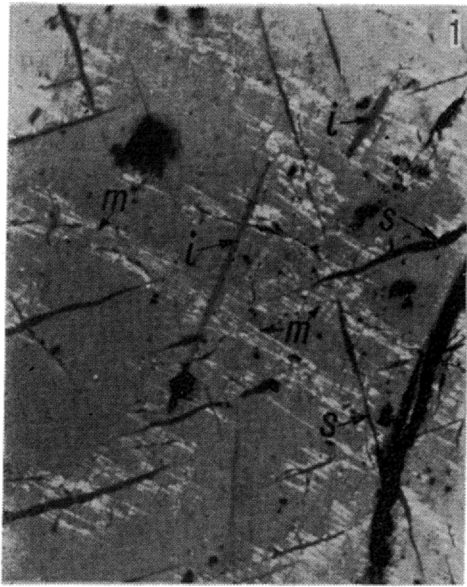
The mica-sillimanite schists outcrops in the Romanów area, central part of the Strzelin massif (Fig. 1). The schists belong to a pre-Cambrian and older Paleozoic (Oberc 1966, Wójcik 1968) metamorphic mantle of the Strzelin granitoids. Four lens-like spots, intensively mineralized were found in these schists (Fig. 1). In the central parts of the lens-like bodies, ore minerals constitute approximately 14% of rock weight; this contribution decreases progressively away from the centers, and ultimately the rock becomes spoil. The mineralized parts contain titanomagnetite and intergrowths of ilmenite and hematite, crystallographically oriented and often termed as ilmenite-hematite.

Titanomagnetite represents intergrowths of titanium magnetite, ilmenite and non-ore mineral of the spinel group, crystallographically oriented, and resulting from disintegration of solid solutions (Pl. 1, Fig. 1). Small grains of titanomagnetite microscopically homogenous are also noted (Pl. 1, Fig. 2). Disintegration of solid solution of iron and titanium oxides took place below the 700–400°C temperature interval. Ilmenite, which originated as a result of this disintegration, is oriented in accordance with planes (111) of magnetite and is developed in the form of sharpened, small ledges (Pl. 1, Figs 1 and 3). Larger ledges are, as a rule, wider at one end, and sometimes pass into aggregates consisting of a few grains of polygonal shape (Pl. 1, Fig. 4), occurring in intensively cracked titanomagnetite.

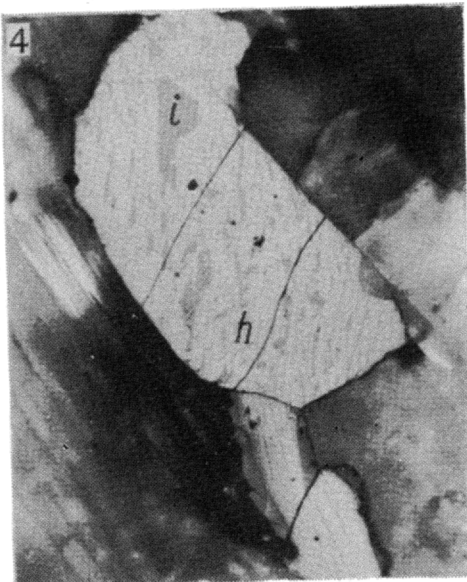
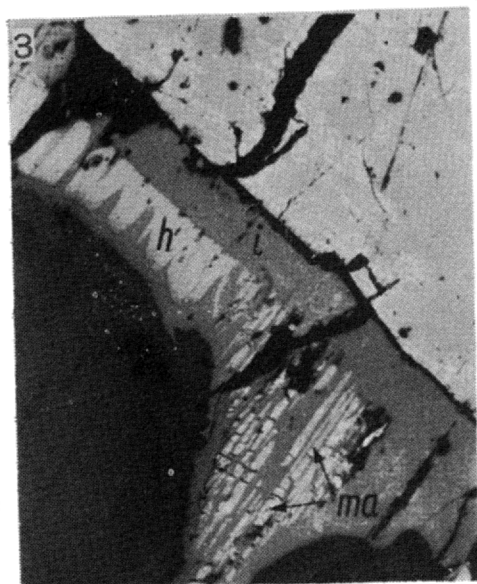
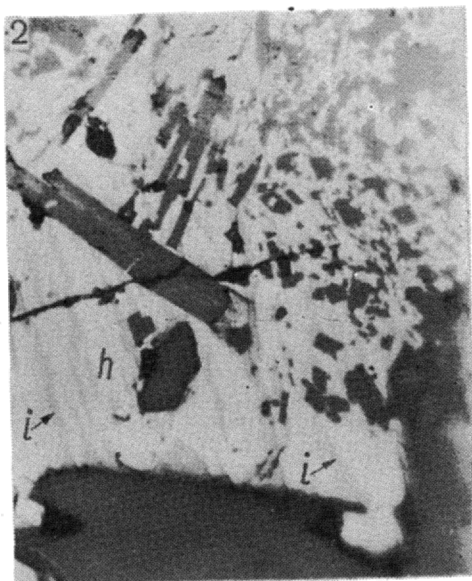
The solid solution of hematite and ilmenite separated somewhat later than titanomagnetite, and disintegration of the solution took place below 600°C. During the transitional period of mineralization, characterized by a small shortage of oxygen, aggregates with a predominance of ilmenite over hematite has originated (Pl. 2, Fig. 3). Besides disintegrational lenses of hematite, these aggregations contain single magnetite ledges, which also originated as a result of disintegration of solid solutions. Ilmenite-hematite with predominance of hematite component (Pl. 2, Figs 1–2, 4) originated somewhat later, when more acid conditions prevailed and it contains no magnetite ledges. The process of magnetite replacement by a martite is presumably related to the cease of mineralization (Pl. 1, Figs 1–2; Pl. 2, Fig. 3).

The ore minerals recorded in mica-sillimanite schists at Romanów most probably originated close to contact zone during the post-magmatic phase related to the Strzelin intrusion.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, June 1971*



- 1 — Ilmenit (*i*) w tytanomagnetycie zastępowanym wzdłuż płaszczyzn łupliwości martytem (*m*), *s* spinele; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Ilmenite (*i*) in titanomagnetite replaced by martite (*m*) along cleavage planes, *s* spinels; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.
- 2 — Tytanomagnetyt (*tm*) i ilmenito-hematyt (*i-h*) w łupkach łyszczykowo-sylimanitowych; światło odbite, $\times 250$.
Titanomagnetite (*tm*) and ilmenite-hematite (*i-h*) in mica-sillimanite schists; reflected light, $\times 250$.
- 3 — Ilmenit (*i*) w tytanomagnetycie, *s* spinele; światło odbite, nikole skośne, $\times 120$.
Ilmenite (*i*) in titanomagnetite, *s* spinels; reflected light, oblique nicols, $\times 120$.
- 4 — Ilmenit (*i*) w tytanomagnetycie zastępowanym wzdłuż płaszczyzn łupliwości martytem (*m*); światło odbite, nikole skośne, $\times 120$.
Ilmenite (*i*) in titanomagnetite replaced by martite (*m*) along cleavage planes; reflected light, oblique nicols, $\times 120$.



- 1 — Ilmenito-hematyt między sylimanitem, *h* hematyt, *i* ilmenit; światło odbite, $\times 250$.
Ilmenite-hematite among sillimanite fibres, *h* hematite, *i* ilmenite; reflected light, $\times 250$.
- 2 — Ilmenito-hematyt przerośnięty sylimanitem, *i* ilmenit, *h* hematyt; światło odbite, $\times 250$.
Ilmenite-hematite with sillimanite intergrowths, *i* ilmenite, *h* hematite; reflected light, $\times 250$.
- 3 — Ilmenito-hematyt z magnetytem (*ma*), narastający na zmartytyzowanym tytanomagnetycie, *i* ilmenit, *h* hematyt; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Ilmenite-hematite with magnetite (*ma*), overgrowing the martitized titanomagnetite, *i* ilmenite, *h* hematite; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.
- 4 — Ilmenito-hematyt w łupku łyszczykowo-sylimanitowym, *i* ilmenit, *h* hematyt; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Ilmenite-hematite in mica-sillimanite schist, *i* ilmenite, *h* hematite; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.