

TYPOMORFICZNE MINERAŁY PEGMATYTÓW MASYWU GRANITOIDOWEGO STRZEGOM-SOBÓTKA

Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

Janusz JANEK

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Obecny adres: Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

SPIS TREŚCI

Wstęp	1
Historia badań	2
Pegmatyty	4
Charakterystyka opisowa	4
Geneza	8
Minerały typomorficzne	12
Siarczki i siarkosole	13
Halogenki	14
Tlenki i wodorotlenki	14
Węglany	15
Krzemiany	18
Paragenезы typomorficzne	49
Sukcesja i przeobrażenia minerałów	52
Podsumowanie	57
Literatura	59
Summary	63

STRESZCZENIE. Przedstawiono wyniki badań dwudziestu dwóch minerałów, z których większość została określona jako typomorficzne dla krystalizacji hydrotermalnej. Główny etap tej krystalizacji przypadał na interwał temperatur 300-200° C. Większość minerałów występuje w pegmatytach druzowych (miarolitycznych) w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka. We wschodniej części masywu brak jest pegmatytów druzowych. Występują tam pegmatyty żyłowe z bery-

lem i granatem. Zróżnicowanie to tłumaczone jest różną głębokością konsolidacji magmy granitowej w zachodniej i wschodniej części masywu. Analiza paragenetyczna pozwala wyróżnić trzy zespoły minerałów odzwierciedlające warunki fizykochemiczne panujące w pegmatytach strzegomskich. Omówiono również sukcesję minerałów i przeobrażenia, którym podlegały one w czasie pomagmowej ewolucji granitów.

WSTĘP

Minerały występujące w pegmatytach masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka od ponad stu lat wzbudzają zainteresowanie badaczy, muzeów mineralogicznych oraz licznych rzesz kolekcjonerów. Stąd w środowisku mineralogów powszechne jest mniemanie o bardzo dobrej znajomości mineralogii pegmatytów strzegomskich. Tymczasem analiza literatury oraz wstępne badania niektórych minerałów wskazują, że nasza wiedza

o pegmatytach strzegomskich i ich minerałach jest niedokładna i niekompletna. W wielu przypadkach nie jest rozwiązany problem podstawowy – identyfikacja minerałów. Należy bowiem pamiętać, że większość minerałów pegmatytów strzegomskich była oznaczona i opisana w XIX wieku. Dlatego koniecznością stała się weryfikacja tych oznaczeń metodami współczesnej mineralogii. W tej sytuacji autor podjął próbę monograficz-

nego opracowania minerałów pegmatytowych, które ze względu na swoje cechy lub sam fakt występowania mogą być uznane za typomorficzne.

W prezentowanej pracy podano wyniki badań dwudziestu dwóch minerałów, z których większość została określona jako typomorficzne dla krystalizacji hydrotermalnej. Charakterystyka niektórych nietypomorficznych minerałów wydaje się niezbędna dla uzyskania pełniejszego obrazu mineralogii pegmatytów strzegomskich. Dotyczy to zwłaszcza minerałów nie znanych do tej pory z tych pegmatytów, jak również niedokładnie zidentyfikowanych.

Główną uwagę skupiono na pegmatytach zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka (nazywanego również w dalszej części pracy masywem strzegomskim), ponieważ z nimi związana jest najbardziej różnorodna i największa liczba minerałów. Ponadto obecnie w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego prowadzone są kompleksowe badania pegmatytów związanych z granitami dwumikowymi wschodniej części masywu.

Opisu minerałów dokonano przy zastosowaniu standardowych metod współczesnej mineralogii. Analizy proszkowe rentgenograficzne przeprowadzono głównie na dyfraktometrze DRON-2,0. Większość analiz wykonana była podwójnie, tzn. raz bez wzorca i raz ze wzorcem wewnętrznym.

Parametry komórek elementarnych obliczano metodą najmniejszych kwadratów na maszynie cyfrowej ODRA-1200. Analizy termiczne różnicowe przeprowadzone zostały przez Czesława Augusta na derywatografie systemu Erdey, Paulik – typ 1500. Widma absorpcyjne w podczerwieni uzyskano za pomocą spektrofotometrów Perkin Elmer 1800 (Instytut Chemii UW.), Specord 72 IR, Spectromom. Stosowano technikę tabletkową (w KBr) oraz tworzenia zawiesin w nujolu. Wszystkie analizy chemiczne („mokre”) zostały wykonane w Laboratorium Analitycznym Zakładu Mineralogii i Petrografii ING UW. przez zespół pod kierunkiem H. Siagły.

Opis minerałów z pegmatytów masywu Strzegom-Sobótka przedstawiono w podziale na klasy. W klasie krzemianów, które są tu najliczniej reprezentowane, kolejność opisu oparta została na klasyfikacji Kostowa (1973).

Prezentowana rozprawa powstała z inspiracji doc. dr. hab. Michała Sachanbińskiego, któremu składam serdeczne podziękowania za okazaną pomoc. Dziękuję również prof. Alfredowi Majerowiczowi i prof. Witoldowi Żabińskiemu za cenne uwagi oraz doc. dr. hab. Antoniemu Nowakowskiemu i dr. Andrzejowi Kozłowskiemu za umożliwienie wykonania niektórych badań. Chciałbym również wyrazić głęboką wdzięczność tym wszystkim, którzy służyli radą i pomocą w trakcie wykonywania tej pracy, a których nazwisk ze względu na brak miejsca nie mogę wymienić.

HISTORIA BADAŃ

Początki badań minerałów z granitowych miarol okolic Strzegomia sięgają drugiej połowy XIX wieku. W roku 1863 Fiedler w książce poświęconej minerałom Śląska przedstawia opis dziewięciu minerałów z pegmatytów strzegomskich, znanych od roku 1844.

Później prace Beckera, a zwłaszcza Webskiego, Traubego i Hintzego przynoszą opisy coraz większej liczby nowych minerałów. Becker w 1868 roku nadaje pospolitemu w pegmatytach strzegomskich drobnoziarnistemu żelazistemu chlorytowi nazwę strigovit, od łacińskiej nazwy Strzegomia.

Podsumowaniem i syntezą obserwacji oraz badań dziewiętnastowiecznych mineralogów jest monografia Schwantkego „Die Drusenmineralien des Striegauer Granites”, która ukazała się w roku 1896. Autor przedstawił w niej opis 54 minerałów. Dużą zaletą dzieła Schwantkego jest próba

opisania paragenez i ustalenia sukcesji minerałów w „druzach” granitowych okolic Strzegomia. Jest to do dzisiaj praktycznie jedyna mineralogiczna monografia pegmatytów strzegomskich.

Badania mineralogów dziewiętnastowiecznych doprowadziły do wykrycia większości znanych dzisiaj z masywu strzegomskiego minerałów. Jednakże wiele oznaczeń wymaga weryfikacji i uściślenia.

W 1915 roku Gürich w opisie do mapy geologicznej okolic Strzegomia przedstawił opisową klasyfikację pegmatytów oraz krótko scharakteryzował ich mineralogię.

Charakterystykę krystalograficzną prawidłowych zrostów kryształów kwarcu i skaleni przedstawiła Bobkova (1935).

Mineralogia pegmatytów strzegomskich była również przedmiotem zainteresowania Fersmana (1960), który w klasycznej monografii poświęconej pegmatytom wypowiedział słowa mogące stanowić

motto niniejszej pracy: „Znane stanowisko minerałów w hercyńskich granitach Strzegomia może służyć jako wspaniały przykład powstawania minerałów w miarolitycznych pustkach granitów”. Fersman sporządził diagram paragenetyczny dla minerałów strzegomskich opierając się na pracach Schwantkego, Güricha oraz obserwacjach własnych.

Duży wpływ na autorów polskich wywarł artykuł napisany przez amerykańskiego mineraloga Michella (1941). Autor ten podjął się opisanie minerałów strzegomskich na podstawie okazów muzealnych i danych literaturowych. W zasadzie artykuł Michella nie wniósł nic nowego w porównaniu z pracami badaczy niemieckich czy Fersmana. Michell przedstawił również diagram paragenetyczny, z tym że geofazy Fersmana są u niego zastąpione etapami krystalizacji, co jest bliższe współczesnemu ujęciu tego problemu.

Geneza strefy przerostów pismowych i granitowych oraz następstwo krystalizacji minerałów (głównie różnych generacji skaleni) stanowiły przedmiot dociekań Schadela (1961). Doniósł on także o występowaniu topazu w pegmatytach strzegomskich.

Polski okres badań minerałów strzegomskich rozpoczyna artykuł Żabińskiego (1953), będący prezentacją stanu wiedzy o nich. Później w pracach geochemicznych ośrodka warszawskiego poddaje się analizom na wybrane pierwiastki niektóre minerały: miki (Gadomski 1958), skalenie (Kowalski 1967), kwarcze (Waleńczak 1969).

Na szczególną uwagę zasługuje praca Kowalskiego (1967). Dotyczy ona geochemii wybranych pierwiastków, głównie alkaliów w skaleniach granitoidów i ich pegmatytach z Dolnego Śląska. W części dotyczącej masywu strzegomskiego autor przedstawia diagram paragenetyczny minerałów pegmatytowych stanowiący kompilację diagramów Fersmana i Michella. Ponadto Kowalski wyróżnił siedem stref budujących pegmatyty strzegomskie. W pracy tej zamieszczone są również profile geochemiczne przez pierwsze cztery strefy pegmatytowe wskazujące na pewne prawidłowości w rozkładzie analizowanych pierwiastków. Na podstawie uzyskanych danych Kowalski przedstawił schemat zmian chemizmu środowiska krystalizacji w pegmatytach strzegomskich w trakcie ich ewolucji.

W roku 1960 Switzer i Reichen zdyskredytowali strzegomski pilinit (opisany przez von Lasaulxa w 1876 roku) określając go jako bawenit. Gadomski, Wiewióra i Szpila (1971) dysponując

dużą ilością materiału podali dokładny opis bawenitu z pegmatytów strzegomskich. Wcześniej ta sama trójka autorów opisała nie notowany przedtem z masywu strzegomskiego cosalit – minerał z grupy siarkosoli Pb-Bi (Wiewióra *et al.* 1967). Sałaciński (1972) opisał z pegmatytu w Borowie minerał, który na podstawie badań optycznych i spektralnych zidentyfikował jako beegeryt (z grupy siarkosoli Pb-Bi). Kolejnym po raz pierwszy opisywanym z pegmatytów strzegomskich minerałem był stilpnomelan (Sachanbiński, Janeczek 1977).

Badano również minerały, o których istnieniu wiedziano od dawna, ale brak było ich dokładnej i nowoczesnej charakterystyki. I tak opisano granaty manganowe ze wschodniej części masywu (Żabiński 1966; Fajklewicz 1969), minerały berylowe (Sachanbiński 1973), stilbit (Żabiński 1975) i pobiotytove chloryty (Janeczek 1981). Minerały kruszcowe (nie tylko z pegmatytów) były przedmiotem prac Sałacińskiego (1973, 1976, 1978).

Istotne znaczenie dla zrozumienia procesów krystalizacji w pegmatytach strzegomskich ma praca Kozłowskiego (1973) o kwarcach pomagmowych z masywów strzegomskiego i karkonoskiego. Na podstawie badań inkluzji gazowo-ciekłych w kwarcach Kozłowski przedstawił ogólny schemat warunków fizykochemicznych panujących w miarolach granitów strzegomskich i karkonoskich. Również praca tego autora z 1978 roku, aczkolwiek dotyczy między innymi pegmatytów karkonoskich, poprzez analogie rzuca wiele światła na procesy zachodzące w pegmatytach strzegomskich.

Przeobrażenia minerałów pegmatytowych pod wpływem działania roztworów hydrotermalnych były przedmiotem artykułu Janeczka (1984). W pracy tej opisano również żelazisty seladonit jako produkt przemiany stilpnomelanu.

W opracowaniach petrograficznych dotyczących granitoidów sudeckich nie poświęcono zbyt wiele uwagi pegmatytom. Jedynie Majerowicz (1972) przedstawił szereg obserwacji i uwag istotnych dla wyjaśnienia genezy pegmatytów. Zwrócił również uwagę na tożsamość procesów pomagmowych (hydrotermalnych) w granitoidach i ich pegmatytach.

Na zakończenie trzeba podkreślić, że minerały z pegmatytów strzegomskich służyły wielu badaczom jako materiał do badań związanych z problematyką ogólnomineralogiczną. Przykładem takiego wykorzystania mogą być zeolity (Pecsi-Donath 1965; Passaglia 1970; Passaglia *et al.* 1978).

PEGMATYTY

CHARAKTERYSTYKA OPISOWA

Pegmatyty masywu Strzegom-Sobótka występują w obrębie różnego rodzaju odmian granitoidów, które były przedmiotem wielu opracowań petrograficznych (Majerowicz 1960, 1972, 1977; Kural, Morawski 1968; Maciejewski, Morawski 1975).

Przystępując do opisu pegmatytów należy dobitnie podkreślić zróżnicowanie masywu Strzegom-Sobótka pod względem ich odmian na część zachodnią i wschodnią.

PEGMATYTY CZĘŚCI ZACHODNIEJ

Zachodnia część masywu Strzegom-Sobótka obejmuje obszar na zachód od dyslokacji biegnącej w kierunku NE-SW przez Grabinę, Strzegom i Wzgórza Jaroszewskie (fig. 1). Zbudowana jest głównie ze średnio lub gruboziarnistego biotytowego monzogranitu oraz w rejonie Zimnika z dro-

bnociarnistego biotytowego lub biotytowo-muskowitowego leukogranitu (Majerowicz 1972, 1977).

Gürich (1915) wyróżnił następujące odmiany pegmatytów występujące w zachodniej części masywu: 1) żyłowe – „o szerokości dłoni”, związane z aplitami, stromo zapadające, wypełniające szczeliny Q; 2) pokładowe („Blätter”) żyłopodobne masy związane z ciosem L; 3) druzy. Podział ten został przyjęty przez późniejszych badaczy.

Według Kowalskiego (1967) „pegmatyty strzegomskie są przywiązane do pewnych kierunków tektonicznych i występują głównie w formie grubych zespołów mikroklinowo-kwarcowych”. Ponadto w granicy występują druzy związane lub niezwiązane z „grubymi zespołami mikroklinowo-kwarcowymi”. Autor ten nie wyjaśnia co należy rozumieć pod nieco enigmatycznym pojęciem „grubych zespołów mikroklinowo-kwarcowych”.

Obserwacje autora zebrane w ciągu kilku lat potwierdzają stwierdzenie Majerowicza (1972), że „największe i najbardziej różnorodne minerały po-

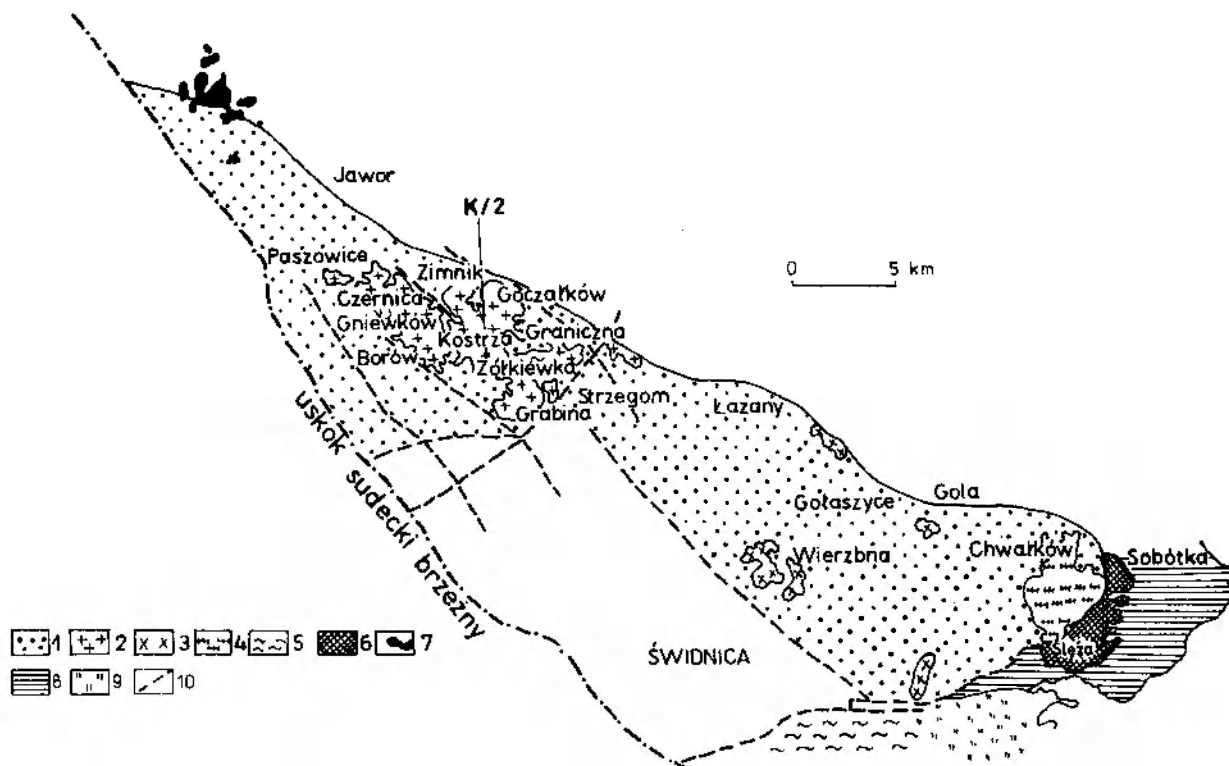


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka (wg Majerowicza 1972). 1 – granitoidy w podłożu pod utworami trzecio- i czwartorzędowymi; 2 – granit biotytowy; 3 – dwumikowe leukogranity; 4 – biotytowy granodioryt; 5 – gnejsy bloku sowiogórskiego; 6 – metagabro Ślęży i amfibolity; 7 – bazalty; 8 – metagabro w podłożu; 9 – serpentyny; 10 – przypuszczalne lub stwierdzone uskoki; K/2 – lokalizacja otworu wiertniczego

Simplified geologic map of the Strzegom-Sobótka granitic massif (after Majerowicz 1972). 1 – granitoids beneath Tertiary and Quaternary covers; 2 – biotitic granite; 3 – two-mica leucogranite; 4 – biotitic granodiorite; 5 – gneisses of the Sowie Góry Block; 6 – Ślęża metagabbro and amphibolites; 7 – basalts; 8 – metagabbro in the substratum; 9 – serpentinites; 10 – hypothetical and observed faults; K/2 – location of the bore-hole

magmowe występują w druzach, które są całkowicie odizolowane od utworów żyłowych i mają różny kształt oraz wielkość". Najpowszechniejszym bowiem typem są w tej części masywu pegmatyty miarolityczne i komorowe. Charakteryzują się one obecnością kawerny (pustki) koncentrycznie otoczonej strefami pegmatytowymi (fig. 2). Przez analogię do pegmatytów żyłowych można dla tych stref zastosować wspólny termin „okrywa”. W skład okrywy wchodziłyby pierwsze trzy strefy wyróżnione przez Kowalskiego (1967): aplitowa, przerostów pismowych i idiomorficznych mikroklinów (włączając w nią strefę niebieskiego albitu). Należy tu jeszcze dodać bardzo często występującą strefę blokowego skalenia i kwarcu. Szerokość okrywy waha się od kilku do kilkunastu centymetrów w zależności od rozmiarów miaroli.

W tym miejscu należy krótko wyjaśnić stosowane w pracy nazewnictwo pegmatytów tego typu. Ciała analogiczne do opisywanych tutaj pegmatytów nazywane są w literaturze pegmatytami miarolitycznymi (zob. np. Fersman 1960; Jahns, Burnham 1969; Schneiderhöhn 1961; Szmakin, Tatarinow 1975; Tennyson 1960). Przy czym określenie miarola rozumiane jest jako pustka skalna najczęściej ograniczona minerałami wykształconymi w postaci druz. Rozmiary liniowe tych pustek są z reguły większe niż to się przyjmuje w rozmaitych definicjach miarol. Na przykład Fersman (*op. cit.*) przyrównywał rozmiary miarol z granitów strzegomskich do głowy dziecka. Duże pustki o rozmiarach dochodzących do kilku, a nawet kilkunastu metrów (Wołyń) noszą nazwę komór, a pegmatyty – pegmatytów komorowych. Ponieważ cechą charakterystyczną pegmatytów miarolitycznych i komorowych jest obecność w nich zrębów dobrze wykształconych kryształów – druz, dlatego można je objąć nazwą pegmatytów druzowych (ale nie druz!). Strzegomskie pegmatyty druzowe są ciałami drobnymi. Ich rozmiary liniowe rzadko przekraczają 20–30 cm (fig. 2).

Duże kwarconośne pegmatyty komorowe o objętości ponad 10 m³ spotykane są bardzo rzadko. Podstolski (1971) opisał komorę w pegmatycie żyłowym w Czernicy koło Jawora, z której wydobyto około jednej tony kwarcu. Miała ona następujące rozmiary: 1,3 × 2,2 × 3 m. W 1979 roku jeden z kolekcjonerów minerałów znalazł w kamieniołomie „Czernica II”, w stropowej części wyrobiska, pegmatyt komorowy o rozmiarach 3 × 2 × 1,5 m, z którego wydobył około 500 kg kwarcu (część tych okazów zdeponowana jest w Mu-

zeum Mineralogicznym Uniwersytetu Wrocławskiego). Kwarc, podobnie jak w poprzednim znalezisku, zalegały w drobnym rumoszu częściowo wypełniającym komorę.

Kształt pegmatytów jest bardzo zróżnicowany. Bardzo często może być przybliżony do elipsoidy trójosiowej lub jej czaszy, przy czym dłuższe osie leżą w płaszczyźnie ciosu pokładowego. Szczególnie dobrze jest to widoczne w tych pegmatytach, w których przekrój pionowy zbliżony jest do trójkąta. Trójkątny kształt przekroju jest ogólnie uznaną cechą pegmatytów komorowych występujących w różnych masywach granitoidowych.

Na figurze 2 pokazano częste również przypadki, kiedy pegmatyty miarolityczne mają charakter szliru, stąd nazywane bywają także czasami pegmatytami szlirowymi.

Strefa aplitowa nie zawsze koncentrycznie otacza kawernę, ale bardzo często występuje w dolnej części pegmatytu lub w ogóle jej nie ma, zastąpiona jest strefą przerostów granofiowych (fig. 2).

Nierzadko przejście od granitu do miaroli odbywa się poprzez strefę drobnoziarnistego zalbityzowanego granitu bez wykształcenia innych stref. Kwarc w tym „przejściowym” granicie ma charakterystyczne dymne zabarwienie.

Miarole niekiedy w całości wypełnione są minerałami ostatnich stadiów krystalizacji, takimi jak kalcyt (nieradko jako spoiwo brekcji), syderyt, smektyty.

Występowanie bardzo drobnych miarol (średnica od kilku do kilkunastu milimetrów) wiąże się z utworami żyłowymi tnącymi granit, to znaczy aplitami (rzadko), a przede wszystkim z aplogranitami (pl. I, 1). Aplogranity były opisane w okolicach Paszowic koło Jawora w związku z występującą w nich mineralizacją wolframitową (Pendias, Waleńczak 1956). Jednakże opisywane tutaj, a występujące powszechnie w całej zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka skały nie są odpowiednikiem aplogranitu paszowickiego. W odróżnieniu bowiem od niego, cechuje je tekstura miarolityczna i obecność sieciowo ułożonych stref pegmatytowych (pl. I, 2).

Aplogranity mają barwę kremową lub jasnoszarą. Rozmiary ziaren są pośrednie pomiędzy rozmiarami ziaren w granitach i aplitach. Aplogranity mają gęstość mniejszą niż granity (np. 2,61 – Grabina Śl.) i dużą porowatość. Zbudowane są z mikropertytu mikroklinowego, ksenomorficznego kwarcu oraz plagioklazów. Plagioklasy mają budowę pasową, przy czym jądra mają skład

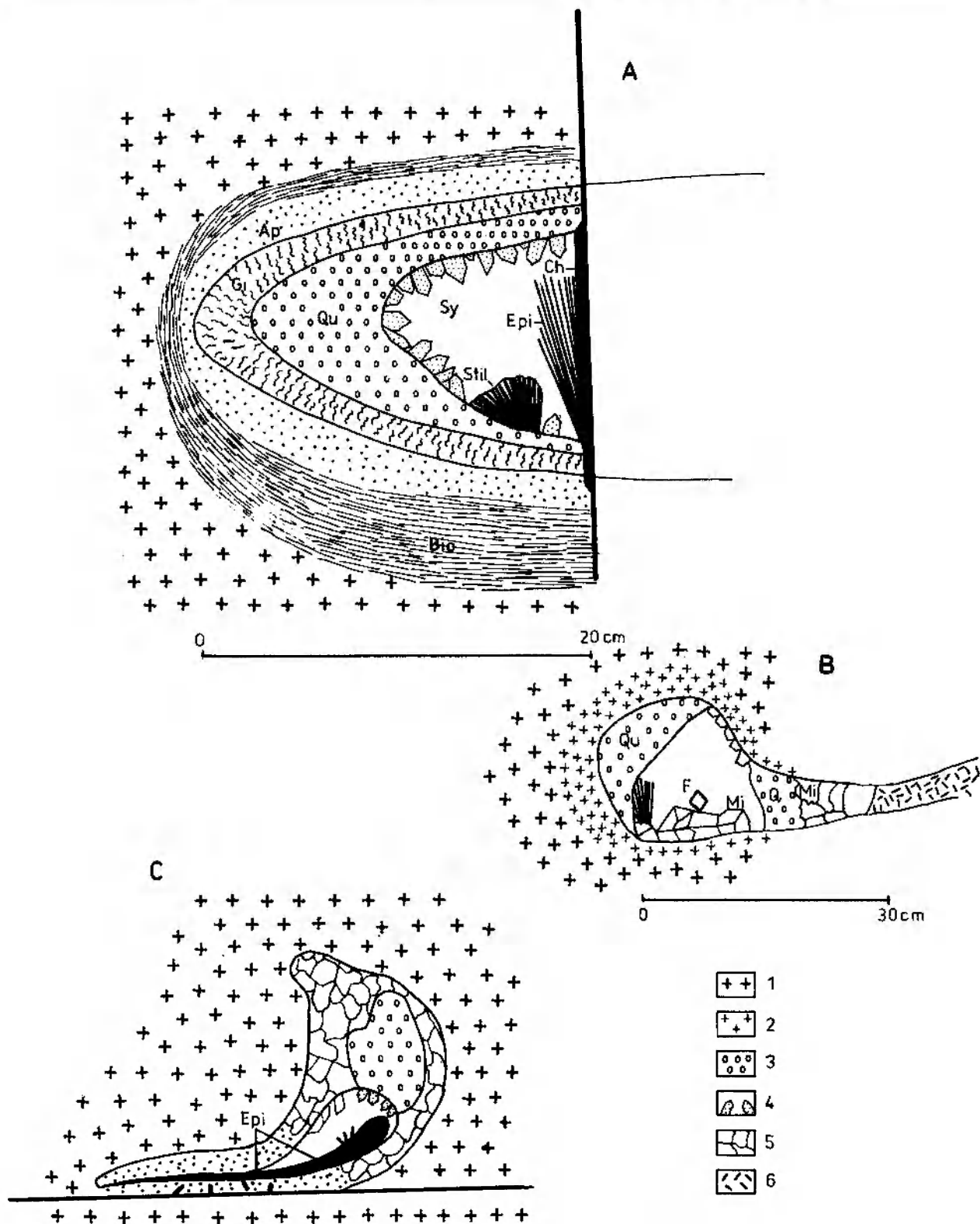


Fig. 2. Pegmatyty miarolityczne (druzowe) z okolic Strzegomia. A – Żółkiewka, B, C – Grabina Śl.; 1 – granit; 2 – granit drobnoziarnisty; 3 – szary kwarc jądra; 4 – kwarc druzowe; 5 – blokowy mikroclin; 6 – szlira pegmatytowa z dużymi agregatami biotytu; Ap – strefa aplitowa; Gi – strefa przerostów pismowych i granofitowych; Qu – kwarc; Bio – biotyt; Ch – chloryty; Epi – epidot; Stil – stilbit; Sy – syderyt; F – fluoryt; Mi – mikroclin

Miarolitic pegmatites (drusy cavities) from Strzegom vicinity. A – Żółkiewka, B, C – Grabina Śl.; 1 – granite; 2 – fine grained granite; 3 – grey quartz of the core; 4 – drusy quartz; 5 – blocky microcline; 6 – pegmatitic schlieren containing large aggregates of biotite crystals; Ap – aplitic zone; Gi – zone of graphic and granophytic intergrowths; Qu – quartz; Bio – biotite; Ch – chlorite; Epi – epidote; Stil – stilbite; Sy – siderite; F – fluorite; Mi – microcline

oligoklazów, a obwódki tworzy czysty albit. Obok tych pierwotnych plagioklazów są jeszcze albity metasomatyczne. W pobliżu miarol występują przerosty pismowe kwarcu ze skaleniami (pl. II, 2).

Strefy pegmatytowe w aplogranitach zbudowane są z zabarwionych na kremowo mikroperytów mikroklinowych granofirowo przerośniętych z kwarcem oraz małych miarol wypełnionych młodszymi minerałami, np. ziemistym chlorytem. Strefy pegmatytowe układają się w mniej lub bardziej regularne sieci (pl. I, 2). Miarole są bardzo drobne (średnica 0,3–10 mm) i gęsto rozsiane. Na przykład w jednej z żył aplogranitowych na 20 cm² powierzchni przypadało dziesięć miarol o średnicy mniejszej niż 10 mm.

Aplogranity miarolityczne tworzą szlirowate ciała, czasami żyły o zmiennej miąższości i nieregularnym przebiegu, czym różnią się od aplitów (pl. I, 1). Mogą one stanowić część większej masy, na co zdają się wskazywać obserwacje przeprowadzone na rdzeniach wiertniczych pobranych z otworu K/2 zlokalizowanego między Żółkiewką i Kostrzą (fig. 1). Napotkano tam naprzemiennie ułożenie aplogranitu i granitu, a od głębokości 109 m do końca otworu, tj. do głębokości 190 m występował granit drobnoziarnisty.

Aplogranity podobne do opisanych wyżej występują również w Karkonoszach (Karwowski *et al.* 1973; Kozłowski 1978).

Pegmatyty żyłowe w porównaniu z pegmatytami miarolitycznymi występują rzadko w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka. Mają miąższość od kilku do kilkudziesięciu centymetrów i wyraźnie zaznaczoną budowę strefową, nierzadko asymetryczną (fig. 3). Towarzyszą im często miarole lub jak w przypadku opisanym przez Podstolskiego (1971) duże komory.

W literaturze podkreśla się związek żył pegmatytowych ze spękaniem Q (Gürich 1915; Kowalski 1967). Badania Majerowicza (1972) oraz obserwacje autora nie potwierdzają jednak takiej zależności. Obserwuje się natomiast bardzo często nieregularny przebieg tych żył i ich związek ze szliarami biotytowymi (fig. 4).

Trzecią formą występowania utworów pegmatytowych w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka są gruboziarniste, pokładowe soczewy i pseudożyły (?). Rozmiary składników tych pegmatytów wahają się od kilku do kilkunastu centymetrów. Soczewy pegmatytowe mają teksturę blokową i kontakt z granitami bez stref przejściowych. Zbudowane są z mikroperytów mikroklinowych, albitu, oligoklazów, kwarcu i biotytu. Biotyt (lepidomelan) występuje głównie w czę-

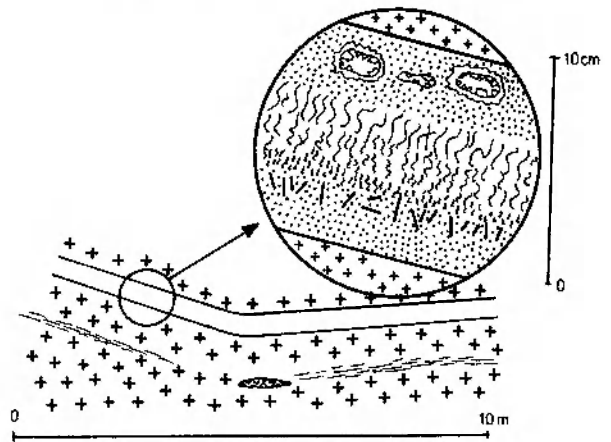


Fig. 3. Pegmatyt żyłowy z Żółkiewki. Zwraca uwagę asymetryczną strefowość żyły. Punktami oznaczono aplit, wężykami – przerosty pismowe i granofirowe, kreskami – blaszki biotytu. W stropowej części żyły widoczne są miarole z druzami kwarcu i skalenia. Równoległe do żyły przebiega szlira biotytowa

Pegmatite vein from Żółkiewka. Note, an asymmetrical zonation of the vein. Dots – aplite, wavy lines – granophyric and graphic intergrowths, dashes – biotite. Quartz and feldspars bearing miaroles are visible in the upper part of the vein.

Biotitic schlieren is parallel to the vein

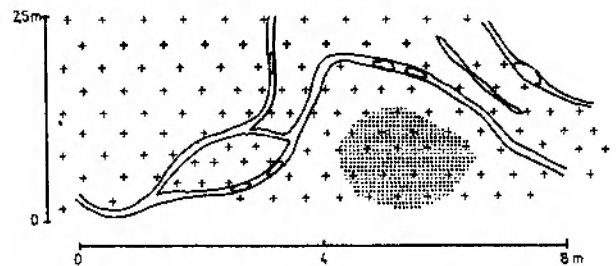


Fig. 4. Nieregularny przebieg żyły pegmatytowej na zachodniej ścianie kamieniołomu „Andrzej” w Żółkiewce. Maksymalna grubość żyły wynosi 7 cm. Pegmatyt zbudowany jest ze symetrycznie ułożonych stref: aplitowej i przerostów granofirowych. Obecne są również miarole. Pod żyłą widoczna jest „chmura” szlirowa (biotyt + hornblenda)

Irregular course of a pegmatite vein. West wall of the “Andrzej” quarry in Żółkiewka. Maximum thickness of the vein is of 7 cm. The pegmatite is composed of symmetrical aplite and granophyric intergrowths zones. Miariololes can also be distinguished within the pegmatite. A “schlieren cloud” (biotite + hornblende) is visible below the vein

ściach przykontaktowych z granitem. Soczewy pegmatytowe osiągają rozmiary rzędu kilku metrów. Można je spotkać w Żółkiewce, Borowie, Czernicy i Granicznej.

Na południe od Grabiny na wzgórzu Lisiec wśród amfibolitów zalega dajka aplitowo-pegmatytowa o charakterystycznej białej barwie i dużej zawartości czarnego turmalinu (szerłu). Bloczki tej skały były znane od dawna, jednakże sama żyła została odsłonięta pracami ziemnymi w roku

1980, co pozwoliło na jej opracowanie petrograficzne (Puziewicz 1981). Dajka zbudowana jest z aplitów dwu generacji i pegmatytowych interkalacji. W jej skład mineralny oprócz skaleni alkalicznych, plagioklazów (An_{7-10}) i kwarcu wchodzi biotyt, szeryl, granat (almandyno-spessartyn) oraz andaluzyt.

PEGMATYTY CZĘŚCI WSCHODNIEJ

Wschodnia część masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka zaliczana jest do struktury północnego brzegu bloku sowiogórskiego w odróżnieniu od części zachodniej należącej do strefy kaczawskiej (Oberc 1972).

Dominującymi odmianami granitów budujących wschodnią część masywu są: średnioziarnisty biotytowy granodioryt zwany strzeblowskim oraz biotytowo-muskowitowy leukogranit zwany wierzbickim (Majerowicz 1972, 1977).

Pegmatyty występują tu prawie wyłącznie w postaci żył (fig. 5). Formy gniazdowe znane są

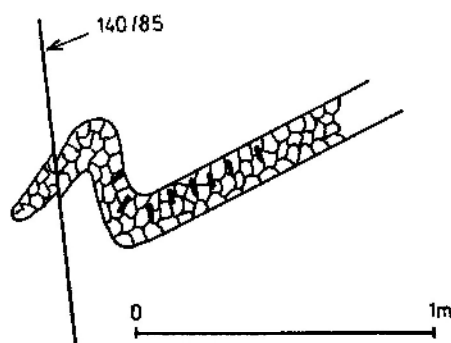


Fig. 5. Pegmatyt z Goli Świdnickiej. Blaszki częściowo zmuskowityzowanego biotyty ustawione są prostopadłe do granicy żyły

Pegmatite from Gola Świdnicka. Flakes of partly muscovitized biotite are perpendicular to the boundary of the vein

z okolic Strzeblowa. Miarole, tak charakterystyczne dla części zachodniej masywu, tutaj nie występują. Największe nagromadzenie pegmatytów wiąże się z okolicami Goli Świdnickiej, Gołaszyc, Strzeblowa oraz z wystąpieniami dwumikowych leukogranitów (Siedlimowice, Wierzbna).

Związek pegmatytów ze spękaniami ciosowymi nie jest wyraźny, mimo że przebieg wielu z nich (zwłaszcza w Strzeblowie) odpowiada spękanom S. Kąty upadu natomiast zmieniają się od 0 do 90°. Szczególnie poglądowną pod tym względem sytuację można obserwować w nieczynnym łomie w Wierzbnie. Jedną ze ścian łomu stanowi pionowa żyła pegmatytowa o biegu NNW–

SSE. Od żyły tej odchodzą odgałęzienia o miąższości 14–20 cm o nieco innej orientacji biegu i połogim kącie zapadu (100/20 NNE).

Miąższość żył pegmatytowych waha się od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (najczęściej 20–30 cm). Pegmatyty te nie mają budowy strefowej. Jedynie niektóre żyły związane są z aplitami. Pegmatyty występujące wśród leukogranitów dwumikowych różnią się teksturą od pegmatytów związanych z granodiorytami. Mają bowiem wyraźnie zaznaczoną kierunkowość ułożenia blaszek muskowitu w części kontaktowej z granitami. Blaszki muskowitu ustawione są prostopadle do powierzchni kontaktu z granitem.

Pegmatyty wschodniej części masywu mają mało urozmaicony skład mineralny. Podstawowymi składnikami są: mikropertyt mikroklinowy, oligoklaz, albit, kwarc, muskowit, biotyt. Do składników akcesorycznych należą beryl i granat (spessartyno-almandyn). Największe ilości berylu związane są z pegmatytami występującymi w granitach dwumikowych. Przejawem działalności hydrotermalnej jest obecność minerałów kruszcowych (pirityn, pirit).

Pegmatyty części wschodniej masywu, ze względu na obecność w nich akcesorycznego berylu, można zaliczyć do pegmatytów metali rzadkich. Natomiast większość pegmatytów zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka należy do grupy pierwotnych pegmatytów miarolitycznych lub komorowych.

GENEZA

Rozważany będzie tutaj głównie problem tworzenia się pegmatytów miarolitycznych i komorowych. Przegląd stosunkowo nowych hipotez dotyczących powstawania tego typu pegmatytów można znaleźć w książce Nikanorowa (1979).

Tworzenie się rozproszonych miarol w granitach jest według Jahnsa i Burnhama (1969) efektem krystalizacji magmy ubogiej w wodę. Pod koniec krystalizacji magma, która stanowi teraz znikomy procent magmy wyjściowej (np. 2%), nasyca się wodą i staje się stopem resztkowym (rest-liquid), z którego mogą tworzyć się duże kryształy pośród interstycjalnego materiału, a po zużyciu stopu w miarolach mogą krystalizować minerały niskotemperaturowe z roztworów hydrotermalnych. Identyczny efekt, zdaniem tych autorów, może powstać wtedy, gdy stop resztkowy zostanie oddzielony od konsolidującego się granitu na wczesnym etapie krystalizacji, na przykład kiedy wykrystalizuje 50% składników nietopnych.

Przy czym odseparowany stop może nasycić się wodą tylko w nieznacznym stopniu. Wynika z tego, że pegmatyty mogą zacząć się formować na prawie każdym etapie konsolidacji magmy granitowej.

Izolowane pegmatyty miarolityczne, a także soczewy pegmatytowe w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka zalegają zgodnie z powierzchnią ciosu pokładowego, co może dowodzić pierwotności płasko zalegających płaszczyzn ciosowych. Miarole tworzą się również w tych miejscach, gdzie faza lotna napotyka na bariery mechaniczne. Przykładem mogą być miarole i pegmatyty związane ze szlirami biotytowymi i pegmatytowymi naśladującymi prawdopodobnie kształt lokalnych komór konwekcyjnych (pl. II, 1). W kilku przypadkach udało się stwierdzić, że szliry biotytowe, z którymi stowarzyszone były miarole, zostały przecięte przez żyły aplitowe, co jednoznacznie określa względny wiek miaroli.

Pegmatyty miarolityczne mogą być ze względu na mechanizm tworzenia się pustek pierwotne lub wtórne. Pierwotne mogą się tworzyć wyłącznie w warunkach hipabisalnych (głębokość 3–5 km), natomiast wtórne niezależnie od głębokości. Wtórne miarole powstają bowiem przez rozpuszczenie części istniejącego już pegmatytu pod wpływem działania alkalicznych roztworów hydrotermalnych. Należy przy tym zaznaczyć, że znaczenie przemysłowe mają głównie miarole wtórne będące źródłem jubilerskich topazów, beryli oraz turmalinów (Szmakin, Tatarinow 1975).

Przedstawione obserwacje wskazują, że strzegomskie pegmatyty miarolityczne są utworami pierwotnymi. Ponieważ takie pegmatyty nie mogą powstawać na głębokościach większych niż 5 km (*vide* Nikanorow 1979), to wynika z tego, że konsolidacja magmy w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka zachodziła w strefie małych głębokości. Wskazuje na to także pozycja tektoniczna intruzji, która na zachodzie osiągnęła wyższe niż na wschodzie struktury tektoniczne (Oberc 1972). Również cechy petrograficzne granitów oraz niski stopień metamorfizmu regionalnego skał otaczających zachodnią część masywu wskazują na krystalizację magmy granitowej w warunkach niedużych ciśnień, około 1–2 kbar. Są to warunki sprzyjające separacji fazy lotnej z magmy.

Migrująca pod wpływem gradientu ciśnienia faza lotna ma tendencję do gromadzenia się w apikalnych częściach intruzji, gdzie barierą dla niej mogą stanowić skonsolidowane partie magmy lub skały osłony.

Modelową prezentacją procesu tworzenia się

miaroli i jej otoczki aplitowej może być zjawisko chłodzenia zhomogenizowanej inkluzji stopowej opisane przez Jermakowa i Dołgowa (1979). Otóż w pewnej temperaturze następuje degazacja kropelki stopu i pojawia się jeden lub kilka pęcherzyków. Powolne przemieszczanie się składników lotnych do pęcherzyków doprowadza do degazacji tych warstw stopu, które przylegają do pęcherzyków. W pobliżu nich tworzy się sferyczna strefa odgazowanego lepkiego stopu, który zakrzepnie wcześniej niż stop oddalony od pęcherzyka. Wynika z tego, że odfiltrowanie fazy lotnej do powstającej wolnej przestrzeni (bąbla gazowego) powoduje dość nagle przesunięcie lepkiego stopu do obszaru subsolidusu i masową krystalizację dającą w rezultacie aplitową otoczkę miaroli.

W części opisowej autor zwrócił uwagę, że w wielu pegmatytach brak jest strefy aplitowej, a bezpośrednio z granitem graniczy strefa przerostów granofirowych, której ziarna w miarę zbliżania się do miaroli zwiększają swoje rozmiary (wzrost stożkowy). Strefa przerostów granofirowych jest w tym przypadku odpowiednikiem strefy aplitowej, z tym że masowa krystalizacja ze stopu nasyconego wodą była orientowana według zasady geometrycznego doboru rosnących kryształów.

Geneza strefy przerostów granofirowych i pismowych budzi najwięcej kontrowersji. W pegmatytach strzegomskich strefę przerostów granofirowych tworzą prawidłowe zrosty kwarcu i mikroklinu oraz kwarcu i niebieskawego albitu (fig. 6). Przy czym, jak wykazały badania Nowakowskiego i Kozłowskiego (1983), jest to albit pierwotny. Ichtioglipty kwarcu układają się najczęściej kuli-

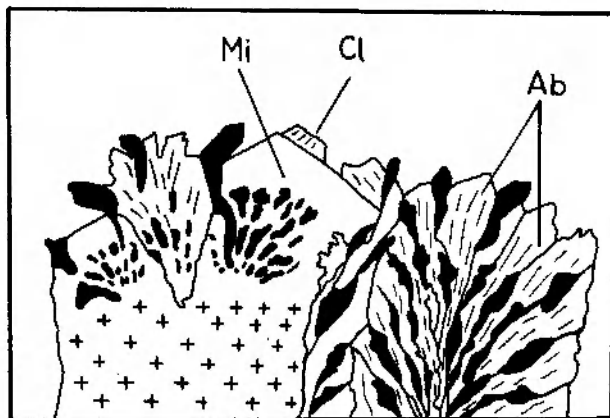


Fig. 6. Regularne przerosty kwarcu i albitu. Żółkiewka. Mi – mikroklin, Cl – cleavelandyt, Ab – albit niebieskawo (na podstawie rysunków Schadela, 1961)

Regular intergrowths of quartz and albit. Żółkiewka. Mi – microcline, Cl – cleavelandite, Ab – bluish albit (on the basis of Schadel (1961) drawings)

ście, czyli na przekrojach pionowych promieniście, od punktu znajdującego się w pobliżu granicy pegmatytu z granitem. Granice, między mikroklimami i albitami są ostre i nierówne, a ichtioglipty kwarcu nie przekraczają tych granic.

Zdaniem Schadela (1961) cechy geometryczne przerostów granofirowych i pismowych w pegmatytach strzegomskich wskazują na ich metasomatyczną (dyfuzyjną) genezę. Innymi słowy, autor ten neguje jednoczesność wzrostu kwarcu i skaleni.

Kozłowski (1978) znalazł inkluzje stopu w kwarcach strefy aplitowej w analogicznych do strzegomskich pegmatytach karkonoskich, nie stwierdził ich jednak w strefie przerostów granofirowych. Na tej podstawie, a także w oparciu o obserwacje teksturalne przyjął transformistyczną koncepcję pochodzenia tej strefy (rekrystalizacja części aplitu).

Z drugiej strony w literaturze można znaleźć doniesienia o stwierdzeniu inkluzji stopowych w kwarcach strefy przerostów granofirowych, a nawet pegmatytoidalnej (Kosuchin 1978). Inkluzje takie homogenizują się w temperaturach 570–550°C.

Zakładając, że strefa przerostów pismowych powstaje w wyniku rekrystalizacji aplitu, napotykamy trudność wyjaśnienia prawidłowości wzrostu kwarcu i skaleni. W czasie rekrystalizacji reliktywne ziarna kwarcu zorientowane chaotycznie stanowiłyby zarodki indukujące nieorientowany wzrost kryształów kwarcu.

Jednym z bardziej przekonujących argumentów na rzecz magmowej genezy omawianej strefy jest jej skład odpowiadający kotektyce kwarc-skalenie alkaliczne oraz obserwacje wskazujące na równoczesny i epitaksjalny wzrost tych składników. Niemniej, jednoznaczne wyjaśnienie powstawania strefy przerostów granofirowych w odniesieniu do konkretnych pegmatytów strzegomskich i karkonoskich wymaga odrębnego opracowania.

Jedną z najbardziej charakterystycznych cech pegmatytów komorowych jest obecność jądra kwarcowego częściowo wypełniającego komorę w jej części stropowej. Podobną rzecz obserwuje się w wielu miarolach strzegomskich (fig. 2).

Związek jąder kwarcowych ze stropową częścią komory jak i to, że największe kryształy kwarcu są również związane z tą częścią komory, można wyjaśnić istnieniem gradientowego pola termicznego w komorze wywołującego efekt autoklawu. Jak wiadomo rozpuszczalność kwarcu w roztworze NaCl, znikoma do temperatury 300°C, gwałtownie wzrasta w wyższych tempera-

turach i przy wzroście stężenia roztworu. Jest to wynikiem hydrolytycznego rozkładu NaCl i wiązania krzemu w akwakompleksy sodowe. W rezultacie istnienia gradientu termicznego skierowanego ku górze komory powstaje prąd konwekcyjny przenoszący te kompleksy. W stropowej części komory pH roztworu jest niskie na skutek gromadzenia się łatwotopnego HCl będącego produktem hydrolyzy NaCl. W tych warunkach następuje wytrącenie z roztworu SiO₂ (Ganiejew 1978). Również efektem autoklawu można wyjaśnić powstawanie stref metasomatycznych przeobrażeń granitu pod pegmatytami (albityzacja, grejzenizacja).

Pegmatyty miarolityczne i komorowe są utworami charakterystycznymi dla granitowych intruzji postorogenicznych, czyli tworzyły się w warunkach tektonicznego spokoju. Stwierdzenie to jest słuszne również w stosunku do pegmatytów strzegomskich. Nie dotyczy jednak późniejszych etapów ich rozwoju. W pegmatytach strzegomskich obserwuje się wiele faktów świadczących o wstrząsach tektonicznych w skonsolidowanym granicie. Przede wszystkim wskazuje na to obecność brekcji często wypełniających miarole. W ich skład wchodzi odłamki skaleni, kwarców, epidotów spojone kalcytem. Równie często spotyka się regenerowane kwarcie zalegające w rumoszu kwarcowym na dnie miarol.

Płaszczyzny wielu uskoków tnących granit pokryte są epidotem, strigowitem, fluorytem lub kalcytem. Te same minerały zabliźniają szczeliny pęknięć przecinających okrywy miarol, co pozwala na względne datowanie ruchów tektonicznych w obrębie masywu Strzegom-Sobótka.

PEGMATYTY SIECIOWE

Osobnego potraktowania wymaga wyjaśnienie mechanizmu powstawania pegmatytów sieciowych w aplogranitach. Według Kozłowskiego (1978) tego typu utwory z okolic Szklarskiej Poręby powstały poprzez rekrystalizację aplitów wzdłuż nałożonych spękań tensyjnych, w temperaturach nieco niższych niż temperatura solidusu.

Jest to pogląd zaprezentowany wcześniej przez Nikitina i współpracowników (1972) dla wyjaśnienia genezy pegmatytów sieciowych Uralu. Budzi on wiele zastrzeżeń. Przede wszystkim z ilustracji i opisów zawartych w pracy Nikitina i współautorów (*op. cit.*) wcale nie wynika istnienie w żyłach aplogranitowych nałożonej tektoniki spękania. Sami autorzy zdają sobie z tego sprawę

stwierdzając, że spękania wykorzystywały strefy złuznień pochodzenia prototektonicznego.

W części opisowej autor zwrócił uwagę na tekstury z płynięcia, nieregularność przebiegu i inne cechy świadczące o dużej plastyczności aplogranitów w czasie ich tworzenia się. Na figurze 7 widać, obok zafałdowanej szliry biotytowej, łańcuszkowo ułożone miarole niewątpliwie związane z powierzchnią nieciągłości, ale nie pochodzenia tektonicznego, tylko wywołaną tarcim wewnętrznym w czasie ruchu magmy aplogranitowej. To zjawisko dobrze tłumaczy naśladowanie przez strefy pegmatytowe zmian biegu i upadu żył aplogranitowych.

Duża porowatość aplogranitów oraz cechy wcześniej opisane wskazują, że były one nasycone fazą lotną, dzięki czemu miały stosunkowo małą lepkość. Gromadzenie się składników lotnych w bąble (późniejsze miarole) miało miejsce w strefach nieciągłości związanych z ruchem magmy, tworzeniem się apofiz, kontaktem z otaczającym granitem (fig. 7, 8).

Tworzenie się jednak właściwych sieci pegmatytowych, zwłaszcza typu stockwerkowego, związane mogło być z powstawaniem szczelinek kontrakcyjnych, które stanowiłyby miejsce koncentracji fazy lotnej. W tym momencie nie można wykluczyć oddziaływania fluidu na konsolidującą się magmę aplogranitową. Nie był to jednak proces nałożony, ale stanowił on końcowy etap krystalizacji magmy aplogranitowej. Oczywiście fluid najintensywniej gromadził się na przecięciach szczelinek kontrakcyjnych.

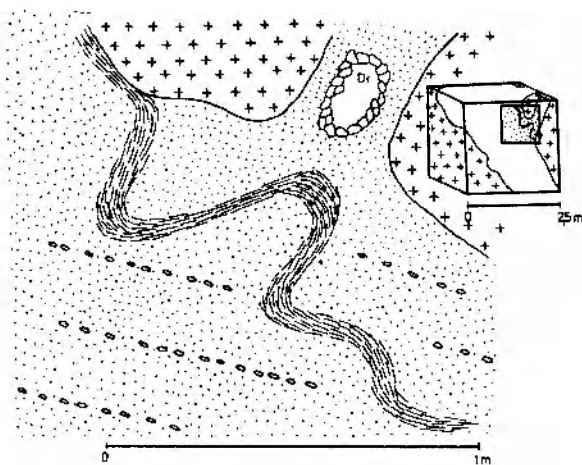


Fig. 7. Szlira biotytowo-skaleniowa w aplogranicie miarolitycznym. Zwraca uwagę łańcuszkowe ułożenie miarol. Grabina Śl. Dr – druzna

Biotite + feldspar schlieren within the miarolitic aplogranite. Note a chain-like arrangement of miaroles. Grabina Śl. Dr – drusy cavity

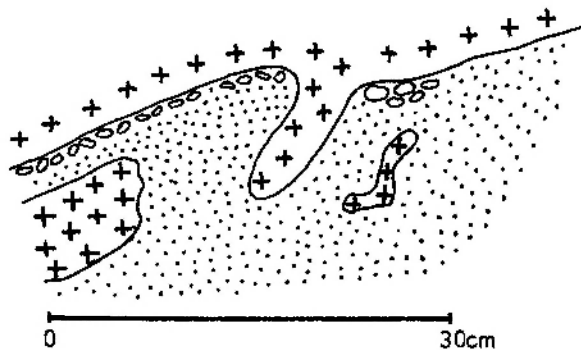


Fig. 8. Kontakt aplogranitu z granitem porfirowatym. W aplogranicie, przy kontakcie z granitem, obecne są drobne miarole. Szklarska Poręba – Huta (Karkonosze)

Contact of aplogranite with porphyritic granite. Small miaroles occur within aplogranite nearby the contact with granite. Szklarska Poręba – Huta (Karkonosze)

Należy podkreślić, że sami transformiści zwracają uwagę na ścisły związek przestrzenno-czasowy miarol ze strefą pegmatytoidalną. Niemniej jednak tłumaczą oni powstawanie miarol rekrytalizacją i odprowadzeniem części materiału (Nikitin *et al.* 1972; Kozłowski 1978).

Autor nie neguje istotnego wpływu gazów i roztworów hydrotermalnych na procesy przeobrażeń granitów i ich pegmatytów. Liczne obserwacje świadczą o tworzeniu się kawern w wyniku rozpuszczania i odprowadzania materiału skalnego (fig. 9), przeobrażaniu kształtu miarol oraz rozpuszczaniu minerałów w miarolach. Dotyczy to jednak głównie młodszych etapów rozwoju

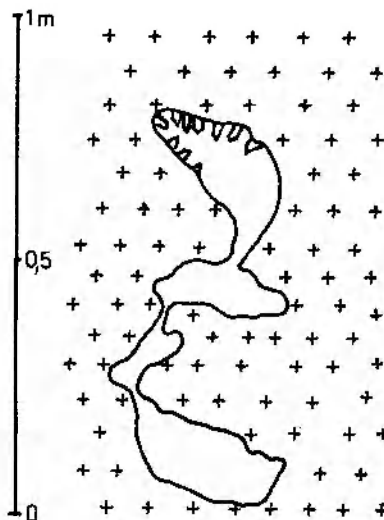


Fig. 9. Kawerny z druzami kryształu górskiego. Kawerny i otaczający je granit są silnie okruszczone pirytem. Rogoźnica

Quartz-bearing cavities. Cavities and granite are rich in pyrite. Rogoźnica

procesów pomagmowych, o czym będzie jeszcze mowa.

Na podstawie przedstawionych danych można stwierdzić, że pegmatyty strzegomskie są utworami syngenetycznymi z konsolidacją granitoidów. Miarole tworzyły się w wyniku odgazowania stopu resztkowego. Minerale strefy aplitowej krysta-

lizowały wprost z odgazowanego stopu, natomiast powstanie stref przerostów granofirowych i pismowych może być rezultatem szybkiej krystalizacji kierunkowej ze stopu nasyconego wodą. Krystalizacja wewnątrz miarol odbywała się w warunkach dominującego udziału roztworów hydrotermalnych.

MINERAŁY TYPOMORFICZNE

Pojęcie typomorfizmu wprowadził do mineralogii Becke w 1903 roku. Typomorficznymi nazywał minerały będące głównymi składnikami łupków krystalicznych wyróżnionego przez siebie górnego piętra skorupy ziemskiej. Zawierały one w swoim składzie chemicznym grupy hydroksylowe i to była cecha odróżniająca je od minerałów dolnego piętra zbudowanego ze skał „ogniowych” (*vide* Łazarenko 1979).

Jednak rola tego pojęcia znacznie wzrosła dopiero po ukazaniu się pracy Fersmana w 1931 roku, w której położył on podwaliny pod współczesną analizę typomorficzną. Fersman scharakteryzował około siedemdziesięciu minerałów typomorficznych dla pegmatytów i podał sugestywną definicję minerału typomorficznego: „Minerałami typomorficznymi nazywamy minerały zajmujące określone miejsce w procesie geochemicznym i dlatego odpowiadające temu, co w geologii historycznej nazywamy skamieniałościami przewodnimi. One, podobnie jak skamieniałości przewodnie, określają warunki i czas, tj. geofazę procesu geochemicznego. Ich badanie jest tak samo ważne dla zrozumienia procesów ochładzania się stopu granitowego, jak badania paleontologiczne skamieniałości przewodnich dla analizy jakiejś jednostki geologicznej” (Fersman 1960, s. 296–297).

Współczesną definicję typomorfizmu przedstawił Juszkina (1977) określając minerały typomorficzne jako te, które mają zdolność do odzwierciedlenia w swojej budowie i własnościach warunków powstania.

Minerał może być typomorficzny przez sam fakt występowania albo typomorficzne mogą być niektóre jego cechy. Również paragenezy minerałów bywają typomorficzne.

Metodą badawczą typomorfizmu jest tak zwana analiza typomorficzna. Jej istota polega na porównaniu minerałów badanego obiektu (złoża, stanowiska) z minerałami obiektów o znanej genezie. Analiza ta ma charakter statystyczny. Nie jest jej celem określenie genezy jakiegoś konkretnego mineralnego osobnika, ale uchwycenie

tendencji zmian cech w zależności od warunków krystalizacji.

Ogólne cechy wszystkich osobników danego naturalnego zbiorowiska określono mianem lokotypu lub topotypu (Juszkina *op. cit.*). W rozumieniu topotypu bierze się również pod uwagę możliwe w danym zbiorowisku odchylenia wszystkich cech osobników mineralnych od ich uśrednionych charakterystyk. Z tego punktu widzenia rozpatrywano niektóre minerały strzegomskie.

Jeśli minerał typomorficzny ma spełniać rolę „skamieniałości przewodniej”, to powinien cechować się m. in. powszechnością występowania. W związku z tym podjęto próbę ilościowego ujęcia częstości występowania danego gatunku w pegmatytach druzowych okolic Strzegomia. Do tego celu posłużono się obserwacjami z siedemdziesięciu siedmiu pegmatytów różnej wielkości z trzech kamieniołomów Żółkiewki i jednego kamieniołomu w Grabinie Śl. Występowanie minerału liczone było bez względu na jego ilość w pegmatycie. Nie brano pod uwagę minerałów skałotwórczych pegmatytów (skalanie, kwarc, biotyt).

Wyniki zestawiono w formie histogramu (fig. 10). Przedstawiono na nim jedynie te minerały, które były notowane częściej niż pięć razy. Z zestawienia wynika, że spośród ponad pięćdziesięciu minerałów, opisanych z pegmatytów strzegomskich, wymaganie to spełniło siedemnaście.

Przedstawione dane na pewno obarczone są pewnym błędem, wynikającym chociażby z braku pewności, że w danej druzie stwierdzono wszystkie tworzące ją minerały. Niemniej jednak dominacja niektórych minerałów zarysowana jest bardzo wyraźnie, natomiast stosunki ilościowe są mniej istotne.

Nieco inaczej wyglądają te relacje w pegmatytach Zimnika, jednak mała ilość obserwacji, wynikająca z mniejszej częstości pojawiania się pegmatytów druzowych, uniemożliwiła zestawienie statystyczne danych. Najczęściej spotykanymi tutaj minerałami hydrotermalnymi są lomontyt, kalcyt,

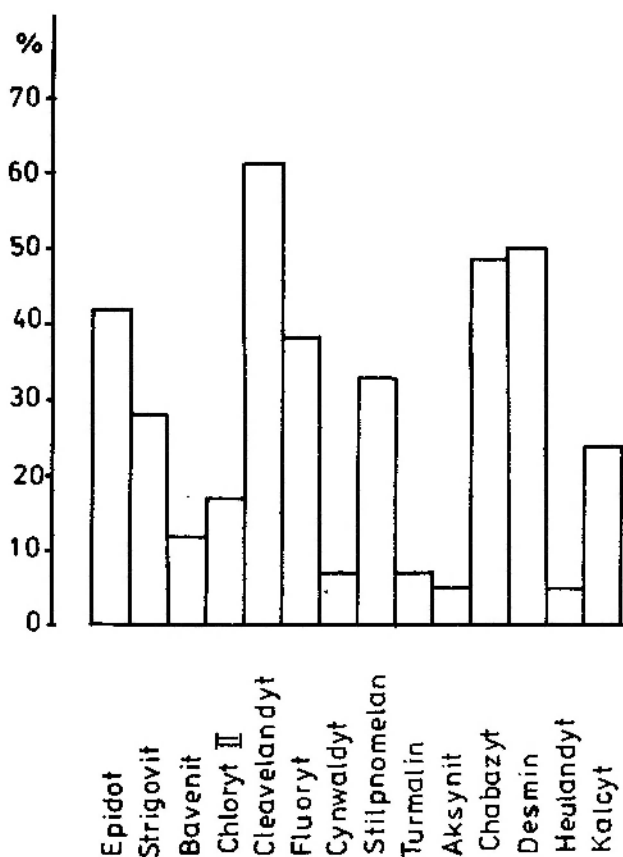


Fig. 10. Histogram częstości występowania minerałów w pegmatytach druzowych w Żółkiewce i w Grabinie Śląskiej. Dane z 77 pegmatytów

Histogram showing a frequency of minerals occurring in the miarolitic pegmatites of Żółkiewka and Grabina Śląska. Data from 77 pegmatites

żelazisty chloryt i serycyt. Dość często spotykany jest również spessartyn.

Należy zaznaczyć, że niektóre rzadziej występujące minerały ze względu na swoje cechy również mogą być uznane za typomorficzne lub topotypowe.

SIARCZKI I SIARKOSOLE

W pegmatytach strzegomskich jest to grupa zdecydowanie ustępująca pod względem ilościowym krzemianom. Do wyjątków należą powszechnie spotykany piryt oraz nieco rzadszy molibdenit.

Piryt w pegmatytach występuje w postaci kryształów sześciennych osiągających rozmiary do dwóch centymetrów. Często występuje w postaci osypki na kryształach skaleni i kwarcu, przypominającej sposób występowania niektórych chlorytów. W tym przypadku kryształy pirytu osiągają rozmiary rzędu dziesiątych części milimetra.

Kryształy o pokroju dwunastościanów pentagonalnych są pospolitsze na powierzchniach spekań tnących granity. Znane są również metasomatyczne piryty szkieletowe wypierające skalenie w strefach okołozylnych (żyły kwarcowe) w Borowie.

Molibdenit występuje na powierzchniach szczelin w granitach, w żyłach kwarcowych oraz impregnuje hydrotermalnie przeobrażone granity (Kostrza, Zimnik, Rogoźnica). W pegmatytach Borowa i Zimnika tworzy dobrze wykształcone kryształy, których agregaty osiągają rozmiary do kilku centymetrów. Niektóre partie hydrotermalnie przeobrażonych granitów z Borowa i Kostrzy zawierały od 0,9 do 1,32% molibdenitu (Pendias, Waleńczak 1956). Wykonane przez autora analizy rentgenograficzne molibdenitów z trzech wymienionych form występowania są identyczne i wskazują, że minerał ten krystalizował w politypie 2H.

Do stosunkowo często spotykanych minerałów kruszcowych w pegmatytach strzegomskich należy galena. Występuje w postaci kryształów sześciennych lub będących kombinacją sześciannych i ośmiościanów. Zawiera podwyższone ilości Ag. Galena zawierająca bizmut jako domieszkę strukturalną ma pod mikroskopem anomalnie żółtą barwę. Nadmiar bizmutu wydziela się w postaci drobnych kropelkowych ziarenek tkwiących w galenie (Sałaciński 1978). Parametr *a* komórki elementarnej galeny z Żółkiewki wynosi 5,918 Å.

Pirotyn najpowszechniej występuje w postaci reliktyw w pseudomorfozach melnikowitowo-pirytowo-markasytowych (Sałaciński 1976a, 1978). Sałaciński (1978) podkreśla, że minerał ten był bardzo powszechny w masywie. Silnie magnetyczne pirotyny tworzą wprysnięcia i drobne żyłki w perytynie mikroklonowym w berylonowych pegmatytach żyłowych w Goli Świdnickiej.

Pozostałe siarczki spotykane w pegmatytach strzegomskich wymienione są w tabeli 33. Większość z nich została zidentyfikowana na podstawie badań optycznych przez Sałacińskiego (1976a, 1978).

Grupa siarkosoli reprezentowana jest przez cosalit (Pb₂Bi₂S₅) opisany w 1967 roku przez Wiwiórę, Gadomskiego i Szpilę z pegmatytu w Grabinie. Obok okazów z Grabiny znane są również próbki tego minerału z Borowa (Muzeum Mineralogiczne UWr.). W tabeli 1 porównano wyniki spektralnej analizy półilościowej cosalitów z Grabiny i z Borowa. Cosalit z Grabiny występował w paragenzie z bawenitem i aksynitem, stąd obecność berylu i wapnia w analizie spektralnej. Okaz z Borowa mimo tego, że nie tworzył pa-

Tabela 1. Spektralne, półilościowe analizy chemiczne cosalitów (% wag.)
Semiquantitative emission spectrographic analyses of cosalites (wt. %)

	Bi	Pb	Ag	Fe	Mg	Al	Ca	Be	Cd	Cu	Ti	Y
1.	n	n	n ⁻³	—	n ⁻³	n ⁻²	n ⁻¹	n ⁻²	n ⁻²	n ⁻²	n ⁻³	n ⁻¹
2.	n	n	n	n ⁻¹	n ⁻²	n ⁻¹	n ⁻¹	n ⁻³	n ⁻²	n ⁻²	n ⁻²	—

1. cosalit z Grabiny Śl. (Wiewióra *et al.* 1967).

2. cosalit z Borowa. Analizę wykonano za pomocą mikroanalizatora laserowego.

1. cosalite from Grabina Śl. (Wiewióra *et al.* 1967).

2. cosalite from Borów. Analysis performed with a laser microanalyser.

ragenezy z bawenitem również zawiera podwyższoną zawartość berylu.

Salaciński (1972) doniósł o występowaniu w pegmatycie z Borowa siarkosoli ołowiowo-bismutowej, którą określił jako beegeryt (Pb₆Bi₂S₉). Jednak w 1978 roku stwierdził, że poprzednia identyfikacja nie jest pewna. Dodał jednak, że w masywie strzegomskim mogą występować co najmniej cztery minerały zawierające Pb i Bi. Najprawdopodobniej będą to minerały z szeregu galenit-bismutyn. Autor stwierdził występowanie bismutynitu w żyłach fluorytowych w Borowie.

HALOGENKI

Fluoryt należy do najczęściej spotykanych minerałów w pegmatytach strzegomskich (fig. 10). Jednak występuje zwykle w małych ilościach. Większe jego wystąpienia związane są z żyłami fluorytowymi tnącymi granitoidy w Borowie i Żółkiewce oraz z hydrotermalnie przeobrażonymi granitami.

W miarolach fluoryt występuje w postaci bardzo dobrze wykształconych kryształów, najczęściej {111} oraz {100}. Spotykane są również kryształy będące kombinacją form (100) i (110) oraz (111) i (110). Badacze niemieccy (*vide* Schwantke 1896) wyróżnili dodatkowe ściany: (441), (311), (168), (20.14.3) i (157).

Fluoryty strzegomskie najczęściej zabarwione są na bładoniebiesko, fioletowo, różowo, rzadziej na jasnozielono. W Borowie znaleziono żyłki antozonitu. Zdarzają się również fluoryty bezbarwne, miejscami plamście zabarwione na kolor niebieskoatramentowy. Wartość współczynnika załamania światła odmiany jasnoniebieskiej wynosi $n = 1,434$.

Parametry sieciowe pomierzono dla jasnoniebieskiego fluorytu {111} z Żółkiewki, dla fluory-

tu z pseudomorfozy po apofylicie z Borowa i dla antozonitu z Borowa. Wynoszą one odpowiednio 5,463(2) Å, 5,464(1) Å i 5,464(1) Å.

Analizy spektralne wykazały, że badane fluoryty należą do grupy fluorytów itrowych. W antozonicie z Borowa stwierdzono ponadto podwyższoną zawartość iterbu. We wszystkich próbkach obecne są śladowe ilości berylu.

TLENKI I WODOROTLENKI

Grupa ta reprezentowana jest w pegmatytach strzegomskich przez minerały żelaza (magnetyt, hematyt, getyt), manganu (grupa psyломelanu) oraz kasyteryt. Ten ostatni jest niezmiernie rzadko spotykany. Został znaleziony w paragenezie z wolframitem w żyłach kwarcowych tnących aplogranit w Paszowicach (Pendias, Waleńczak 1956) oraz w pegmatycie komorowym w Rogoźnicy koło Jawora (Salaciński 1976a, 1978). Traube (*vide* Schwantke 1896) sygnalizował występowanie fergusonitu. Jednak identyfikacja przeprowadzona przez tego badacza oparta była jedynie na niezbyt precyzyjnym i niejednoznacznym opisie makroskopowym. Ponieważ występowanie niobotantalanów w pegmatytach strzegomskich jest możliwe, należy uznać obecność w nich fergusonitu za prawdopodobną, ale nieudowodnioną. Z drugiej strony, rzadkość występowania minerałów pierwiastków ziem rzadkich jest typowa dla pegmatytów miarolitycznych i pegmatytów metali rzadkich.

Schädel (1961) wymieniał jeszcze rutyl występujący w postaci wrostków w kwarcach strzegomskich, ale badania Salacińskiego (*op. cit.*) nie potwierdziły występowania tlenków tytanu.

KRYPTOMELAN

W pegmatytach okolic Strzegomia (Żółkiewka, Grabina Śl.) na kwarcach i skaleniach spotkać można kolomorficzne skupienia minerału określanego do tej pory jako psyломelan (Schwantke 1896; Żabiński 1953; Kowalski 1967). Jednak odległości międzyplaszczynowe obliczone z rentgenogramów proskowych rzekomego psyломelanu są zbieżne z danymi dla kryptomelanu ($K_{<2}Mn_8O_{16}$) (tab. 2).

Wniosek wynikający z analizy rentgenograficznej został potwierdzony przez wyniki oznaczeń alkaliów przedstawione w tabeli 3. Jak widać głównym kationem stabilizującym strukturę α – MnO₂ jest potas. W kryptomelanie mangan (głównie Mn⁴⁺ i częściowo Mn²⁺) może być w pewnym stopniu zastąpiony przez Cu, Co, Fe, Zn i Ni

Tabela 2. Dane rentgenograficzne proszkowe kryptomelanu z Żółkiewki. Promieniowanie Co K_α

X-ray powder diffraction data for cryptomelane. CoK_α radiation

Żółkiewka		JCPDS 4-778			1		2	
I	d (Å)	d (Å)	I	hkl	d (Å)	I	d (Å)	I
65	6,97	6,98	40	101	6,95	30		
50	4,95	4,97	30	002	3,07	25	3,08	s
		4,84	50	200			2,87	vw
		3,514	10	202	2,753	45	2,76	s
		3,454	20	202	2,475	70	2,48	vs
		3,149	30	103	2,035	100	2,03	m
100	3,11	3,110	80	103	1,538	30	1,539	vs
		3,097	30	301				
		3,065	20	301				
		2,481	30	004				
		2,425	10	400				
100	2,40	2,399	100					

1 – kryptomelan z Żółkiewki po analizie DTA.

2 – hausmanit. ASTM 16-154.

1 – cryptomelane from Żółkiewka after DTA analysis.

2 – hausmannite. ASTM 16-154.

Tabela 3. Zawartość alkaliów (°/o wag.) w kryptomelanie z Żółkiewki

Alkali content in cryptomelane from Żółkiewka (wt. °/o)

Żółkiewka	Średnia dla 15 kryptomelanów	
K ₂ O	3,23	3,29 (1,34-5,95)
Na ₂ O	0,56	0,65 (0,07-1,25)
CaO	0,82	0,60 (0,00-1,31)
Li ₂ O	0,05	

W nawiasach podano przedziały zawartości tlenków dane z: *Mineraly. Sprawocznik* vol. II, Moskwa 1967.

Content variations given in brackets; data from: *Mineraly. Spravotchnik* vol. II, Moscow 1967.

(Frenzel 1980). Analiza spektralna ujawniła w próbce kryptomelanu z Żółkiewki obecność Co, Cu i Ag w ilościach około 10⁻¹⁰/o wag. oraz Be w ilości około 10⁻³⁰/o wag.

Przekrój poprzeczny przez kolomorficzne skupienie badanego kryptomelanu ujawnia jego niejednorodną, rytmicznie warstwowaną strukturę. Warstewki o czarnej barwie, smolistym połysku i dużej twardości (5–6) są przedzielone bardzo miękkimi ziemistymi otoczkami barwy brunatnej. Grubość tych otoczek wynosi 0,1 mm.

Na dyfraktogramach rentgenowskich kryptomelanu z Żółkiewki widoczne są piki o małej bezwzględnej intensywności i znacznym poszerzeniu (fig. 11). Wskazuje to na niski stopień krystaliczności tego minerału.

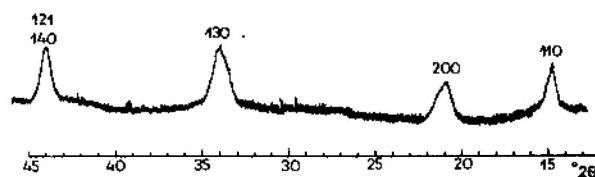


Fig. 11. Dyfraktogram kryptomelanu z Żółkiewki (CoK_α)
X-ray diffractometer pattern of cryptomelane from Żółkiewka

Na krzywej DTA (fig. 12) obserwuje się szereg efektów endotermicznych, z których pierwszy związany jest z oddawaniem wody zaadsorbowanej. Rozległość tego efektu ($T = 130^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{max}} = 160^{\circ}\text{C}$) i towarzyszące mu straty masy próbki (2°/o) pozwalają przypuszczać, że główny wkład w ten efekt wnoszą ziemiste otoczki – części wadowe próbki. W temperaturze 300° C pojawia się egzotermiczne wygięcie krzywej związane z procesem utlenienia MnO do MnO₂. Następnie pojawia się szereg efektów endotermicznych związanych ze stopniową redukcją tlenków manganu: MnO₂ → Mn₂O₃ → Mn₃O₄. Na rentgenogramie próbki poddanej analizie DTA występują piki hausmanitu.

W odróżnieniu od psydomelanu *sensu stricto*, termogram kryptomelanu charakteryzuje się ostrym pikiem przemiany w hausmanit w temperaturze 950° C.

Krzywa TG rejestruje ciągłą stratę masy próbki, jednak największe przyrosty straty wagi związane są z endotermicznymi efektami w temperaturze 740° C (3°/o wag.) i 950° C (2°/o wag.) przy całkowitej utracie masy 12,3°/o.

Widmo absorbcyjne w podczerwieni badanego kryptomelanu, w zakresie 1000–400 cm⁻¹ (fig. 13) jest identyczne z widmami wzorcowymi tego minerału (*vide* Frenzel 1980). Charakteryzuje się obecnością trzech szerokich pasm absorpcji oraz przegięciem przy 465 cm⁻¹.

WĘGLANY

Do tej pory znany był powszechnie występujący w pegmatytach strzegomskich kalcyt oraz nadzwyczaj rzadki bizmutyt, opisany jako produkt przeobrażeń cosalitu (Wiewióra *et al.* 1967). Autor stwierdził występowanie jeszcze jednego węglanu – syderytu (Janeczek 1984).

KALCYT

Minerał ten najczęściej spotykany jest w Żółkiewce, Zimniku i Grabinie. Tworzy kryształy

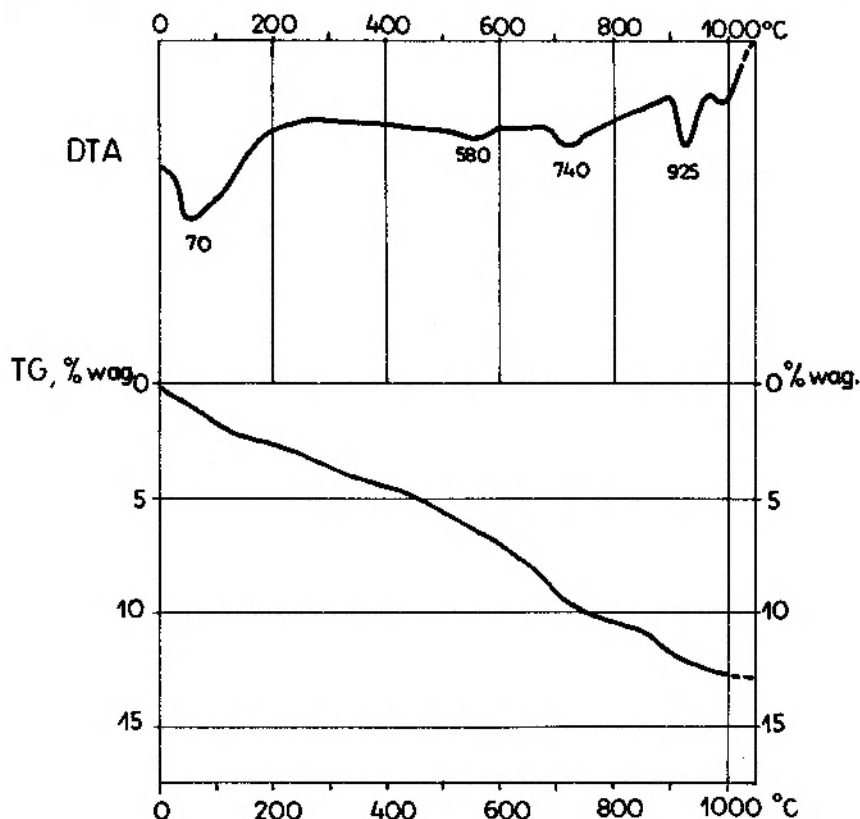


Fig. 12. Krzywe DTA i TG kryptomelanu z Żółkiewki
DTA and TG curves for cryptomelane from Żółkiewka

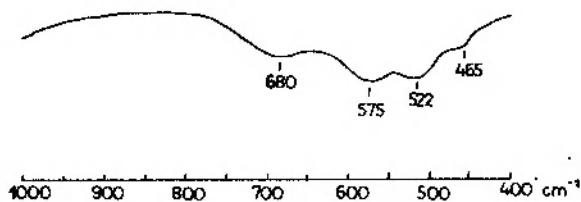


Fig. 13. Widmo absorpcyjne w podczerwieni kryptomelanu z Żółkiewki. Specord 72IR
Infra-red spectrum for Żółkiewka cryptomelane. Specord 72IR spectrophotometer

albo masywne wypełnienia miarol. Do najczęściej występujących form kryształów należą kombinacje słupa i romboedrów $\{10\bar{1}1\}$ oraz $\{10\bar{1}2\}$. Pospolite są również kryształy tabliczkowe (fig. 14). Nie znane są natomiast z pegmatytów strzegomskich kryształy skalenoedryczne. Spotykane niekiedy kalcyty blaszkowe („papierszpata”) mają grubość dochodzącą do 0,5 mm, połysk perłowy i doskonałą łupliwość według $\{0001\}$ niż według $\{10\bar{1}1\}$.

W pegmatytach strzegomskich występują co najmniej trzy generacje kalcytów. Są to, według kolejności krystalizacji, kryształy blaszkowe, słupowe i masywne skupienia o romboedrycznej łupliwości. Taka sekwencja jest zgodna z szeregiem

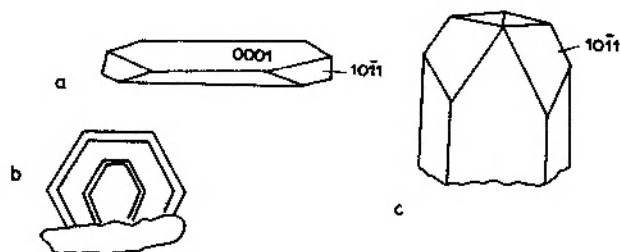


Fig. 14. Przykłady form kryształów kalcytu spotykanych w pegmatytach strzegomskich: a – pokrój tabliczkowy – forma wysokotemperaturowa; b – kryształ tabliczkowy o budowie strefowej. Strefy wzrostu kalcytu podkreślone są obecnością pelitu chlorytowego; c – pokrój słupowy – kombinacja form $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}2\}$

Examples of calcite crystals observed in the Strzegom pegmatites: a – tabular crystal – a high temperature form; b – zoned, tabular crystal. Darker zones contain pelitic chlorite; c – prismatic crystal – combinations of $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ and $\{10\bar{1}2\}$

genetycznym kryształów kalcytu ustalonym przez Kalba w 1928 roku. W szeregu tym kryształy $\{0001\}$ uznane są za wysokotemperaturowe, a skalenoedryczne $\{2131\}$ i słupowe za niżjtemperaturowe. W najniższych temperaturach krystalizują romboedry $\{02\bar{2}1\}$.

Jednak eksperymenty Ikorinowej (1975) dają

podstawę do stwierdzenia, że szereg Kalba nie jest rezultatem prostej zależności między temperaturą a pokrojem kryształów, ale zależność ta istnieje poprzez zmiany stężeń składników roztworów hydrotermalnych.

W układzie $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} (+ \text{NaCl})$ zmiana pokroju kryształów zależy od stężenia CO_2 . Wykształcenie pokroju tabliczkowego związane jest ze zmniejszeniem ilości wolnego CO_2 , nagromadzeniem jonów hydroksylowych, co w efekcie prowadzi do powstania asocjacji typu $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Otaczają one epitaksjalnie krystalizujący kalcyt ekranując powierzchnię dwuścianu (0001) (Ikorinowa 1975). Zmiany pokroju kryształów kalcytu są uzależnione od temperatury w ten sposób, że w układzie $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ stężenie i temperatura są odwrotnie proporcjonalne. Dlatego pokrój tabliczkowy jest charakterystyczny dla wyższych temperatur.

Barwa kalcytów strzegomskich jest najczęściej żółtobrunatna w różnych odcieniach. Rzadko spotkać można osobniki bezbarwne i przezroczyste. Kalcyt z wrostami aksynitu ma barwę sinoniebieską, a w asocjacji ze stilpnomelanem wystę-

puje kalcyt ciemnobrunatny. Dla pegmatytów Zimnika charakterystyczne są masywne skupienia miodowego kalcytu, nie spotykanego w innych częściach masywu. W promieniach ultrafioletowych ma on intensywną żółtopomarańczową barwę, podobnie jak niektóre brunatne kalcyty z Żółkiewki. Aktywatorem jest najprawdopodobniej mangan. Również dla pegmatytów Zimnika charakterystyczne są mlecznobiałe skupienia blaszkowatego kalcytu o perłowym połysku.

Skład chemiczny kilku kalcytów strzegomskich przedstawiono w tabeli 4. Spora ilość Fe_2O_3 w brunatnym kalcycie występującym ze stilpnomelanem pochodzi od związków żelaza rozproszonych w węglanie w sposób mechaniczny. Potwierdzają to wartości parametrów komórki elementarnej ($a_c = 6,37 \text{ \AA}$, $\alpha = 46^\circ 14'$), które nie różnią się od wartości tych parametrów dla kalcytu nie zawierającego żelaza ($a_c = 6,36 \text{ \AA}$, $\alpha = 46^\circ 11'$).

Rentgenogramy proszkowe kalcytów blaszkowych w odróżnieniu od innych wykazują wyraźny, a ściślej mówiąc odmienny, wpływ tekstury (fig. 15).

Tabela 4. Analizy chemiczne kalcytów
Chemical analyses of calcites

	1	2	3	4
MgO	0,34	—	—	1,21
Fe ₂ O ₃	—	0,77	—	—
MnO	0,04	—	0,01	0,01
pierwiastki śladowe (ppm) trace elements (ppm)				
Y		10	1	1
Pb		10	10	50
Ag		0	0	10
Sr	n.d.	125	0	1750
Cu		1	1	1
Ni		0	0	10

n.d. — nie oznaczano, not determined.

1 — pseudoheksagonalne kryształy słupowe, barwy jasnobrunatnej. Żółkiewka; 2 — masywne skupienia barwy brunatnej. Asocjacja ze stilpnomelanem. Żółkiewka; 3 — masywne skupienia barwy czerwobrunatnej (miodowe). Zimnik; 4 — masywne skupienia barwy niebieskiej. Spoiwo brekcji aksynitowo-epidotowo-skalenkowej. Żółkiewka.

1 — light-brown pseudohexagonal prismatic crystals. Żółkiewka; 2 — brown, massive masses. Association with stilpnomelane. Żółkiewka; 3 — reddish-brown (honey colour) massive masses. Zimnik; 4 — blue calcite, cement of axinite-epidote-feldspar breccia. Żółkiewka.

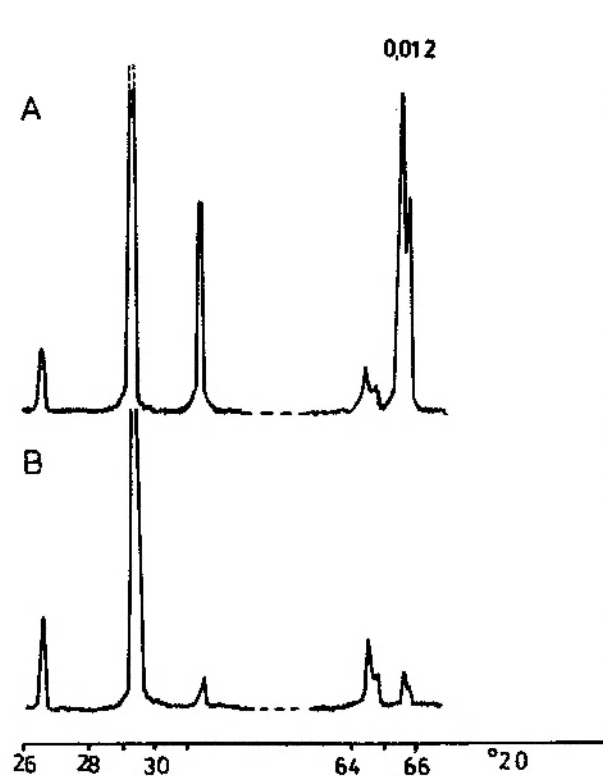


Fig. 15. Dyfraktogramy kalcytów: A — kalcyt {0001}, Zimnik; B — kalcyt {1011}, Żółkiewka. CuK_α
X-ray diffractometer patterns of calcites: A — calcite {0001}, Zimnik; B — calcite {1011}, Żółkiewka. CuK_α

KRZEMIANY

KWARC

Kwarce z okolic Strzegomia odegrały dużą rolę w badaniach dziewiętnastowiecznych mineralogów nad krystalografią geometryczną tego minerału. Wymienić należy przede wszystkim pracę Rosego z 1846 roku *Uber das Kristallisations-system des Quarzes*, w której opisał on kryształy kwarcu z Jaroszowa. Rose wyróżnił następujące ściany w kryształach z Jaroszowa: (1010), (1011), (5160), (3031), (5053), (7071), (1011), (1121), (5161), (2131). Późniejsi badacze, a zwłaszcza Websky, znaleźli jeszcze większą liczbę ścian. Jednak pokrój zdecydowanej większości kryształów kwarcu z pegmatytów strzegomskich określony jest przez ściany słupa (1011) oraz romboedrów (1011) i (1011). Ścianki trapezodrów spotykane są bardzo rzadko.

Pokrój kryształów jest najczęściej słupowy, pseudoheksagonalny z dużymi ścianami romboedru (1011). Zdarzają się również osobniki, w których ściana (1011) zdecydowanie dominuje nad innymi ścianami pod względem rozmiarów. Sytuacja taka wskazuje na szczególne położenie rosnącego kryształu względem prądów stężeniowych krążących w miaroli.

Cechy krystalomorfologiczne kwarców strzegomskich, w zasadzie podobne do opisanych przez Kopaczewską (1978) z pegmatytów Karkonoszy, wymagają jednak dokładniejszej analizy.

Należy jeszcze dodać, że obok prawidłowo wykształconych kryształów spotyka się bardzo często kryształy regenerowane. Osobniki bliźniacze są natomiast najczęściej zbliźniaczone według prawa dofinejskiego.

Barwa kwarców strzegomskich jest zróżnicowana. Kwarce ze stref przerostów pismowych, blokowej, a także z jąder pegmatytów są szare. Kwarce druzowe są zadymione w mniejszym lub większym stopniu do morionów włącznie. Zupełnie przezroczyste i bezbarwne kryształy górskie są pospolite w żyłach kwarcowych.

Kwarce druzowe osiągają nieraz znaczne rozmiary. W Muzeum Mineralogicznym Uniwersytetu Wrocławskiego znajduje się kryształ szarego kwarcu z Jaroszowa o długości 60 cm. Osobnik ten z jednej strony nosi ślady regeneracji, co wskazuje, że odpadł on od miejsca krystalizacji w komorze pegmatytowej prawdopodobnie pod wpływem własnego ciężaru. Kilkundziesięciocentymetrowe kryształy kwarcu występują najczęściej w komorach pegmatytowych w okolicach Czernicy i Żółkiewki.

Występowanie kwarców dymnych i morionów ograniczone jest wyłącznie do pegmatytów miarolitycznych i komorowych. Tym samym nie są one znane we wschodniej części masywu Strzegom-Sobótka, gdzie występują wyłącznie pegmatyty żyłowe z szarym ksenomorficznym kwarcem. Natomiast kryształy górskie znane są tam z licznych wystąpień żył kwarcowych.

Kozłowski (1973) na podstawie badań inkluzji gazowo-ciekłych wyróżnił pięć generacji kwarców z pegmatytów okolic Strzegomia i Jawora. W kolejności od najwyższej temperaturowych są to: szare, masywne kwarce wysokotemperaturowe często poligonalnie spękanne (co wskazuje na przemianę polimorficzną $\alpha \rightleftharpoons \beta$), szare kwarce druzowe, kwarce zadymione, moriony i kryształy górskie.

O istnieniu kilku generacji kwarców świadczy również obecność kryształów – „fantomów”. Czasami centralne części takich kryształów zbudowane są z szarego kwarcu spękanego poligonalnie. Obrosnięte są one kwarcem dymnym, który z kolei płynnie lub skokowo przechodzi w kwarc bezbarwny.

W kwarcach wszystkich stref i generacji można obserwować inkluzje gazowo-ciekłe oraz wzrostki innych minerałów, takich jak epidot, granat (fig. 16) oraz struktury typu włosów Wenus.

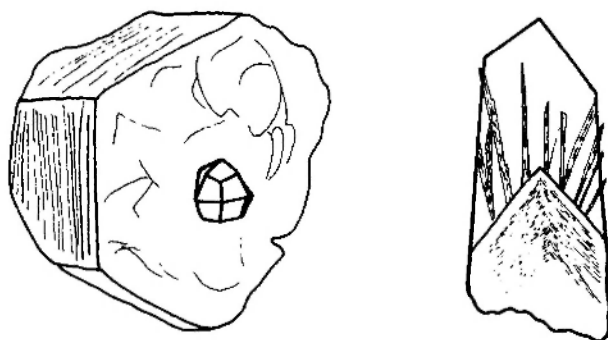


Fig. 16. Wrostki minerałów w kwarcach. Z lewej: wrostek spessartynu w morionie. Kryształ granatu ma średnicę 7 mm. Grabina Śl. Z prawej: wrostki epidotu obrastające kryształ morionu i okludowane przez kwarc młodszej generacji. Żółkiewka

Mineral inclusions in quartz crystals. On the left: inclusion of spessartine in smoky quartz. The crystal of garnet has a dia of 7 mm. Grabina Śl. On the right: epidote crystals overgrown on smoky quartz and mantled by younger quartz. Żółkiewka

„Włosami Wenus” są igiełkowe kryształy turmalinu lub bawenitu.

Kwarce strzegomskie były analizowane na zawartość niektórych pierwiastków śladowych (Waleńczak 1969; Kozłowski 1973). Waleńczak (*op. cit.*)

stwierdził, że zawartość germanu zmniejsza się w kwarcach strzegomskich wraz ze spadkiem temperatury ich krystalizacji. Autor ten podaje przykład kwarcu dymnego ze Strzegomia, w którym różnica koncentracji Ge między częścią wysokotemperaturową (1,2 ppm) i najniżejtemperaturową (0,92 ppm) dochodziła do 25%. Również obserwuje się tendencję do wzrostu zawartości glinu w kwarcach wyżejtemperaturowych (Kozłowski 1973).

Autor obliczył parametry komórki elementarnej szarego wysokotemperaturowego kwarcu oraz morionu z Żółkiewki. Do obliczeń wykorzystano wartości odległości międzypłaszczyznowych 0,791 Å i 0,786 Å (piki 234 i 216, zakres kątowy $2\theta_{Cu} = 153-158^\circ$). Rozmiary komórek elementarnych obu kwarców, w granicach uzyskanej dokładności, są identyczne oraz nie różnią się od danych wzorcowych i wynoszą: $a = 4,913(2)$ Å, $c = 5,404$ Å.

Praktycznie wszystkie wymienione wyżej cechy kwarców strzegomskich odpowiadają cechom typomorficznym kwarców z pegmatytów komorowych (vide Wowk, Pawliszyn 1974). Szczególnie dotyczy to zabarwienia morionów i kwarców dymnych, które jest wskaźnikiem alkaliczności roztworów. Wzrost alkaliczności roztworów mineralotwórczych sprzyja wnikaniu glinu w strukturę kwarcu. Kwarc, w którym pewna liczba atomów krzemu zastąpiona jest atomami glinu, poddany działaniu wysokoenergetycznego promieniowania, na przykład gamma, przyjmuje dymne lub czarne zabarwienie. Mechanizm tworzenia się centrów barwnych w kwarcu został przedstawiony w pracy Nassau'a (1978).

SKALENIE ALKALICZNE

Reprezentowane są w pegmatytach masywu Strzegom-Sobótka przez mikropertyty i pertyty mikroklinowe. Są one składnikami stref przerośnięć pismowych i aplitowej. W miarolach natomiast tworzą druzi kilku, a nawet kilkunastocentymetrowych kryształów.

Pokrój kryształów mikroklinu z pegmatytów okolic Strzegomia jest uznany za typomorficzny dla pegmatytów komorowych, a zwłaszcza ich wyżejtemperaturowych części (Fersman 1960; Smith 1974; Franke, Ghobarkar 1982). Cechą charakterystyczną tego typu kryształów jest ich pseudotetragonalny zarys w projekcji na płaszczyznę prostopadłą do kierunku [100]. Pokrój kryształów typu „Strzegom” można określić jako krótkosłupowy z najlepiej wykształconymi ściana-

mi (110) i (101). Dobrze rozwinięte są również ściany (010), (001) i (201).

Kryształy skaleni mają w pegmatytach strzegomskich charakterystyczną orientację. Oś X swoim ujemnym zwrotem skierowana jest ku wnętrzu miaroli i ma tendencję do tworzenia kąta prostego ze ścianami podłoża. Takie ustawienie jest prawdopodobnie uwarunkowane orientacją mikroklinu w strefie przerośnięć granofirowych.

W niektórych miarolach można spotkać kryształy o pokroju słupowym z dobrze rozwiniętymi ścianami (010) i (110) (typ „Zillertal”). Oś Z jest w tych kryształach prostopadła do podłoża. Kryształy tego typu mają, widoczną makroskopowo, dodatkową płaszczyznę łupliwości (100) tworzącą z płaszczyzną łupliwości (001) kąt 65° . Podkreślić należy, że obydwa typy kryształów nie współwystępują ze sobą w pegmatytach strzegomskich.

Zróznicowanie pokroju kryształów skaleni potasowych zależy od temperatury krystalizacji i chemizmu środowiska, co obrazuje szereg morfogenetyczny przedstawiony w pracy Kostowa (1981). Wynika z niego, że zastąpienie kryształów typu Strzegom kryształami o pokroju słupowym (Zillertal) wiąże się ze wzrostem temperatury oraz ze wzrostem stężenia jonów wapnia i sodu w roztworze (fig. 17).

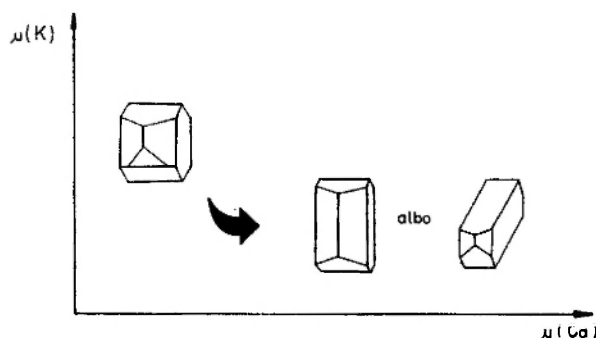


Fig. 17. Zmienność pokroju kryształów skaleni potasowego w zależności od aktywności alkaliów w pegmatytach miarolitycznych

Morphology of a K-feldspar in the miarolitic pegmatites depending on the alkali activity

Obserwacje poczynione w miarolach strzegomskich potwierdzają taki kierunek zmian pokroju kryształów. Ponieważ jednak nie ma podstaw do twierdzenia, że skalenie o różnych pokrojach kryształów krystalizowały w pegmatytach strzegomskich w różnych temperaturach, to zasadnicza przyczyna zróżnicowania pokroju kryształów musi tkwić we wzroście stężenia jonów wapnia i so-

du. Rzeczywiście kryształy słupowe spotyka się zawsze w asocjacji z dużymi ilościami epidotu oraz w strefach intensywnej albityzacji. Natomiast kryształy pseudoizometryczne (typ Strzegom) występują w tych miarolach, w których epidot stanowi fazę zdecydowanie podrzędną. W pegmatytach Zimnika, na przykład, epidoty należą do bardzo rzadko spotykanych minerałów, a pokrój kryształów skałeni jest wyłącznie typu Strzegom.

Wśród kryształów zbliżonych dominują bliźniaki typu baweńskiego. Jest to cecha typowa dla skałeni z pegmatytów (Smith 1974). Zbliżnienia karlsbadzkie są rzadsze i związane głównie z kryształami o pokroju słupowym. Zdarzają się również kombinacje form bliźniaczych takie, jak podwójne bliźniaki manebachskie lub zbliżenia karlsbadzko-baweńskie.

Typowe są również regularne przerosty idiomorficznych mikroklinów i morionów. Stanowiły one przedmiot wnikliwej analizy geometrycznej przeprowadzonej przez Bobkową (1935). Według tej autorki mikrokliny i kwarcze przerośnięte są według prawa Rosego. Osie kwarców leżą w płaszczyźnie łupliwości skałeni (będącej zarazem płaszczyzną symetrii) pod kątem 45° do osi Z , a jedna z płaszczyzn słupa jest równoległa do ściany (001) skałeni. Choć jest to przypadek częsty w druzach strzegomskich, to jednak są tu również przerosty zgodne z prawem trapezoidalnym Fersmana. Udało się także stwierdzić istnienie równoległych przerostów kwarcu, których osie tworzą z osią Z mikroklinu kąt bliski 90° i są prawie równoległe do ściany (110). Osie tych morionów w stosunku do osi ichtiogliptów tworzą kąt około 120° .

Barwa mikroklinów strzegomskich jest zróżnicowana. Dominuje kolor kremowy. Spotyka się również osobniki różowe. Śnieżnobiała barwa jest cechą typomorficzną skałeni z pegmatytów Zimnika. Natomiast w Żółkiewce i Grabinie spotkać można mikrokliny ciemnozielone. Występują one w sąsiedztwie manganowego fajalitu lub getytowych pseudomorfoz po tym mineralu. Już w odległości około pięciu centymetrów od fajalitu ciemnozielona barwa zanika i skałeni stają się kremowe. Zielona barwa skałeni wywołana jest obecnością rozproszonego w nich pigmentu żelazowego. W analizowanych próbkach zawartość żelaza przeliczona na Fe_2O_3 wynosiła $1,5\%$ wag. Skałeni z żył pegmatytowych Goli Świdnickiej i Gołaszyc mają odcień niebieski. Jego intensywność znacznie wzrasta w sąsiedztwie licznych wprysnięć pirotynu.

W Żółkiewce, Czernicy i w Grabinie spotyka

się amazonity. Nie tworzą one idiomorficznych kryształów, ale występują w strefie przerostów pismowych, często w pegmatytach żyłowych. Kowalski (1967) stwierdził w amazonitach znaczną zawartość Pb wynoszącą średnio 60 ppm, gdy w innych mikroklinach wynosi ona 8 ppm. Jednak zabarwienie amazonitów wiąże on z obecnością jonów Cu i Fe.

Zgodnie z najnowszymi poglądami barwa amazonitów zależy od ilości ołowiu i wody strukturalnej. Hofmeister i Rossman (1983) powstawanie tej barwy tłumaczą redukcją Pb^{2+} do Pb^{1+} w wyniku dysocjacji wody pod wpływem promieniowania radioaktywnego, a następnie jej regeneracji z jednoczesnym utworzeniem centrów barwnych (dziur elektronowych) na atomach tlenu.

Szczegółowa analiza chemiczna strzegomskich skałeni potasowych została przedstawiona w pracy Kowalskiego (1967). Szczególnie interesujące są dane dotyczące zmian składu chemicznego skałeni w przekroju strefowym poszczególnych pegmatytów. Wynika z nich wzrost zawartości cząsteczki Or oraz rubidu w kierunku od zewnętrznych stref do wnętrza miaroli. Równocześnie odwrotna tendencja zaznacza się dla Ba i Sr. Wszystko to jest zgodne z ogólnym schematem zmian składu chemicznego skałeni w pegmatytach komorowych (Wowk, Pawliszyn 1974). Należy jednak zaznaczyć, że chociaż w strzegomskich mikroklinach druzowych obserwuje się spadek zawartości składnika albitowego, to i tak jego ilość (25%) jest dziesięć razy większa niż się przyjmuje dla pegmatytów komorowych (2%).

Wykonane badania rentgenostrukturalne skałeni z pegmatytów strzegomskich miały na celu ilościowe określenie składu fazowego pertytów mikroklinowych oraz stopnia uporządkowania struktury.

Ilość wolnego skałeni sodowego obliczano ze stosunku intensywności całkowitych pików $20\bar{1}$ mikroklinu i $20\bar{1}$ albitu.

Mierzono również trójskośność skałeni. Stosowanie metody klasycznej ($\Delta d_{131-131}$) napotyka często trudności związane z nakładaniem się pików 131 albitu na pik 131 skałeni potasowego, małą rozdzielczością dubletu 131, 131 w miarę zbliżania się kąta γ komórki elementarnej do 90° . Piki te ponadto stają się rozmyte w przypadku istnienia naprężeń wewnątrz kryształów. Wygodniejsze jest obliczanie różnicy katowej położenia tych pików, ponieważ wtedy gdy na pik 131 skałeni potasowego nakłada się pik 131 albitu, można tę różnicę obliczyć ze wzoru: $\Delta 2\theta_{131-131} = (29,84^\circ - 2\theta_{131}) \times 2$, gdzie wartość $29,84^\circ$ od-

powiada położeniu pików 131 ortoklaz. W przypadku małej trójskości można posłużyć się tak zwaną metodą ekspresową (Sosiedko 1974), która opiera się na funkcyjnej zależności różnicy położenia pików 204 i 060 od wartości Δ . Jednak w polu mikroklinów maksymalnych stosowność tej metody maleje, ponieważ wykres funkcji staje się równoległy od osi Δ .

Określenie symetrii skalenia w rzeczywistości nie mówi nic o uporządkowaniu struktury rozumianym jako względny rozkład atomów Al i Si między cztery, a w ortoklazie dwie nieekwiwalentne pozycje tetraedryczne (T). Do oszacowania ilości atomów Al w pozycji $T_1 = T_1O + T_1m$ posłużono się metodą Stewarta i Wrighta (1974). Procedurę obliczania zawartości glinu w poszczególnych pozycjach tetraedrycznych można znaleźć w książce Smitha (1974).

Wyniki analiz rentgenograficznych przedstawiono w tabelach 5 i 5a. Badane skalenie są mikroklinami o zbliżonym do maksymalnego uporządkowaniu struktury. Wykazują one duże zróżnicowanie pod względem zawartości wolnego albitu. Najmniejszą jego zawartością charakteryzują się mikrokliny z pegmatytu blokowego z Granicznej. Zgodnie z danymi chemicznymi i obserwacjami mikroskopowymi najzasobniejsze w fazę pertytową są amazonity.

Analizowane skalenie można podzielić na dwie grupy ze względu na stopień obsadzenia glinem pozycji T_1O . Do mniej uporządkowanych należą ciemnozielone mikrokliny z Żółkiewki i mikroklin z Goli. Dla tych próbek znacznie obniżone są również wskaźniki trójskości (tab. 5a). Ze względu na symetrię są to mikrokliny przejściowe. Profile ich pików 131 i 131 są rozmyte, co uniemożliwia pomiar Δd . Różnice we wskaźnikach symetrii pomiędzy tą grupą a pozostałymi skaleniami są o wiele większe niż różnice w wartościach t_1 . Pozostaje to w zgodzie ze stwierdzeniem Stewarta i Wrighta (1974), że zmiany symetrii skaleni potasowych nie następują przy jakiejś szczególnej wartości t_1 .

Omówiona wcześniej szczególna lokalizacja mniej uporządkowanych mikroklinów w pegmatytach Żółkiewki i Goli wskazuje, że spadek uporządkowania jest wtórny. Proces ten przebiega w ten sam sposób, co proces uporządkowania struktury, oczywiście w przeciwnym kierunku i może być jednostopniowy lub dwustopniowy. W pierwszym przypadku atomy Al migrują z T_1O do T_1m , T_2O , T_2m jednocześnie, w drugim z T_1O najpierw tylko do T_1m , a następnie po uzyskaniu symetrii ortoklaz z T_1 do T_2 (Wright

1974; Cherry, Trembath 1979). Z danych zawartych w tabeli 5 wynika, że proces spadku uporządkowania skalenia Sk-1K jest dwuetapowy, a skalenia Sk-2 i Sk-16 jednoetapowy. Należy jednak zauważyć, że nieuporządkowanie nie wykracza poza ramy mikroklinów.

Przyczyną spadku uporządkowania struktury w tych skaleniach jest, zdaniem autora, działalność roztworów hydrotermalnych i związana z nią dyfuzja związków żelaza do skaleni. Wskazuje na to fakt, że mikrokliny z Żółkiewki o nieuporządkowanej strukturze tworzą ciemnozielone aureole wokół minerałów żelaza. Już w odległości kilku centymetrów od tych minerałów wraz ze zmianą barwy na kremową następuje wzrost wskaźników symetrii skaleni.

W przypadku pegmatytu z Goli nieuporządkowanie mikroklinów ma bardziej penetracyjny charakter, ze względu na dużą liczbę mniej więcej równomiernie rozłożonych wprysnięć pirotynowych. Dyfuzja związków żelaza do skaleni musiała spowodować wzrost naprężeń w krystalitach. Przejawem tego jest poszerzenie niektórych linii dyfrakcyjnych. Przykładowo, obliczono szerokość integralną pików 060 dla próbek Sk-1K, Sk-2 i dla porównania Sk-Z6. Wynosi ona odpowiednio: 4,72, 4,41 i 4,04.

PLAGIOKLAZY

W strzegomskich pegmatytach druzowych można wyróżnić trzy odmiany albitu. Dadzą się one identyfikować makroskopowo, ponieważ różnią się barwą. Są to albity białe, niebieskozielone i przezroczyste, bezbarwne cleavelandyty.

Albity niebieskozielone i białe są wykształcone w postaci drobnych tabliczek pozrastanych równoległe i promieniście. Kryształy cleavelandytu mają dobrze wykształcone ściany (110), (010), (001), a także (021), (111) i ($\bar{1}01$). Cleavelandyty narastają epitaksjalnie na starsze skalenie. Uprzywilejowanym podłożem do krystalizacji na mikroklinach są ściany typu (110), przy czym osie Z obu skaleni są do siebie równoległe.

Skład chemiczny albitów jest podobny i wygląda następująco: albit biały – $Ab_{93}An_3Or_4$, albit niebieskozielony – $Ab_{95}An_2Or_3$, cleavelandyt – $Ab_{98,5}An_{0,4}Or_{1,1}$ (Nowakowski, Kozłowski 1983). Według Kowalskiego (1967) albity strzegomskie cechują się niskimi zawartościami Rb przy wysokim stosunku Rb/K oraz małymi koncentracjami Ba i Sr. Ilość tych dwóch ostatnich pierwiastków wzrasta nieco w albitcie przezroczystym. Albi-

Tabela 5. Zawartość Or i dane strukturalne dla skaleni alkalicznych
Or content, site occupancies T_1O , T_1m for alkali feldspars

	SK 1Z5	SK 3	SKZ6	SK1'Z5	SK 1K	SK 2	SKPG	Ab-1	Ab-2
$2\theta_{201}^{or}$	20,965	21,030	21,010	20,972	21,00	21,00	21,00	—	—
$2\theta_{201}^{ab}$	22,05	22,075	22,075	22,05	22,04	22,06	22,05	22,06	22,05
$d_{201}^{or} / d_{201}^{ab}$	4,47	3,02	1,40	4,45	2,30	2,36	1,55	—	—
$2\theta_{204}$	50,52	50,54	50,55	50,52	50,61	50,56	50,55	51,13	51,13
$2\theta_{060}$	41,79	41,81	41,825	41,80	41,80	41,76	41,75	42,51	42,52
$\Delta 2\theta_{060-204}$	8,73	8,73	8,73	8,72	8,81	8,80	8,80	—	—
Or, %	95	89	71	94	83	85	73	0	0
T_1	0,98	0,98	0,98	0,99	0,93	0,92	0,92	0,98	0,98
T_1O	0,95	0,965	0,93	0,94	0,83	—	0,88	—	—
T_1m	0,03	0,015	0,05	0,05	0,10	—	0,04	—	—
$T_2O = T_2m$	0,01	0,01	0,005	0,005	0,035	—	0,04	—	—

Tabela 5a. Trójskośność skaleni potasowych
Triclinality of K-feldspars

	Δ	$\Delta\varrho$	Δ_{131}
SK 1Z5	0,91	0,86	0,74
SK 3	0,93	0,96	0,76
SKZ6	0,875	0,86	0,71
SK1'Z5	0,875	0,95	0,71
SK 1K	0,71	0,61	0,58
SK 2	?	0,63	—
SKPG	?	0,63	0,68
SK 4	?	?	0,12
SK 5	0,88	?	0,72
SK 6	0,87	?	—

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

$\Delta\varrho = f(\Delta 2\theta_{204-060})$ (Sosiedko 1974).

$\Delta_{131} = 29,84 - 2\theta_{131}$, 131 dla mikroklinu maksymalnego wynosi $0,80^\circ$; 131 for maximum microcline is $0,80^\circ$.

Objaśnienia do tabeli 5 i 5a:

Opisy próbek: SK1Z5 – mikroclin laumontyzowany, Graniczna; SK1'Z5 – niezmieniony mikroclin z tego samego pegmatytu żyłowego co SK1Z5; SK 3 – różowy, idiomorficzny kryształ, Czernica; SKZ6 – biały, idiomorficzny kryształ, Zimnik; SK1K – ciemnozielony skaień w asocjacji z fajalitem, Żółkiewka; SK 2 – skaień niebieski z pegmatytu żyłowego, Gola Świdnicka; SKPG – skaień ciemnozielony z soczewy pegmatytowej, Żółkiewka; Ab-1 – albit niebieskawy, Zimnik; Ab-2 – cleavelandyt, Żółkiewka; SK 4 – skaień ciemnozielony kontaktujący z getytową pseudomorfozą po fajalicie; SK 5 – biały skaień sąsiadujący ze skaieniem SK 4; SK 6 – biały, idiomorficzny skaień z tego samego ciała pegmatytowego, co SK 4 i SK 5, Żółkiewka.

Sample descriptions: SK1Z5 – microcline partly replaced by laumontite, Graniczna; SK1'Z5 – nonaltered microcline from the same pegmatite as SK1Z5; SK 3 – pink, idiomorphic crystal, Czernica; SKZ6 – white, idiomorphic crystal, Zimnik; SK1K – dark green feldspar associated with fayalite, Żółkiewka; SK 2 – blue feldspar from pegmatite vein, Gola Świdnicka; SKPG – dark green feldspar from lensoidal pegmatite, Żółkiewka; Ab-1 – bluish albite, Zimnik; Ab-2 – cleavelandite, Żółkiewka; SK 4 – dark green feldspar bounding with goethite pseudomorphose after fayalite; SK 5 – white feldspar at the contact with SK4; SK6 – white, idiomorphic feldspar from the same pegmatitic body as SK 4 and SK 5, Żółkiewka.

ty niebieskie, podobnie jak amazonity, są wzbogacone w ołów.

Nowakowski i Kozłowski (*op. cit.*) na podstawie orientacji peryklinowej płaszczyzny wzrostu w albitach niebieskozielonych i przezroczystych twierdzą, że skaenie te krystalizowały jako fazy pierwotne w stanie maksymalnego uporządkowania rozkładu atomów glinu. Znajduje to potwierdzenie w badaniach rentgenostrukturalnych (tab. 5). Albity białe natomiast są metasomatyczne. Wypierały one zarówno mikrokliny, jak i pierwotne plagioklasy. Opierając się na orientacji reliktovej peryklinowej płaszczyzny wzrostu, Nowakowski i Kozłowski (*op. cit.*) ustalili, że pierwotny plagioklaz miał skład An_{10-16} .

ZEOLITY

Jest to obok skaleni, kwarców i chlorytów najbardziej charakterystyczna grupa minerałów hydrotermalnych w pegmatytach strzegomskich. Występują tu wyłącznie zeolity wapniowe, reprezentowane przez chabazyt, stilbit, laumontyt, heulandyt i skolecyt. Do najczęściej spotykanych należą stilbit i chabazyt (fig. 10).

Stilbit (desmin). Pełną charakterystykę stilbitu ze Strzegomia przedstawił Żabiński (1975). Niektóre dane o tym mineralu zawarte są w pracach Pécsi-Donath (1965), Passagli *et al.* (1978).

Stilbit w pegmatytach strzegomskich tworzy następujące formy skupień kryształów: a) radialno-promieniste o średnicy dochodzącej do 4 cm; b) snopkowate – najczęściej spotykane; c) pojedyncze kryształy słupowe, których kontur (010) jest prostokątny. Kryształy słupowe często tworzą zrosty wielokrotne, krzyżowe (pl. III, 1). Kryształy słupowe obrastają skupienia snopkowate, tworząc w ten sposób młodszą generację stilbitu.

Barwa stilbitów strzegomskich jest zielona, żółtozielona do brunatnożółtej i brunatnej. Wartości

współczynników załamania światła dla różnobarwnych odmian stilbitu przedstawiono w tabeli 7.

W tabeli 6 porównano wyniki analiz chemicznych uzyskanych przez Żabińskiego (*op. cit.*) i autorów włoskich (Passaglia *et al. op. cit.*). Zwraca uwagę mniejsza ilość wapnia w próbce analizowanej przez polskiego badacza, kompensowana wzrostem ilości Si. Natomiast duży udział żelaza i magnezu wiąże się prawdopodobnie z zanieczyszczeniami próbki, tym bardziej że w drugiej analizie zawartość żelaza jest o cały rząd wielkości mniejsza.

Dane krystalograficzne stilbitu strzegomskiego zawarte są w tabeli 7. Autor przeanalizował profile pików 204 i 204 w celu oszacowania wartości kąta β stilbitów, metodą opisaną przez Passaglię *et al.* (1978). Dla kryształów pryzmatycznych wartość kąta β określono na $90,59^\circ$, co jest zgodne z wartością tego kąta uzyskaną przez badaczy włoskich (tab. 7). Dla stilbitu starszego, ze skupień snopkowatych uzyskano wynik $\beta = 90,47^\circ$; profil pików 204 zbliżony jest do takiego, jaki jest charakterystyczny dla stilbitów heterogenicznych, to znaczy zbudowanych z krystalitów o różnej symetrii, a więc stilbitowych ($\beta > 90^\circ$) i stellerytowych ($\beta = 90^\circ$).

Chabazyt strzegomski służył Pécsi-Donath (1965) jako materiał porównawczy w studiach nad chabazytami węgierskimi. Niektóre dane o nim można znaleźć w pracy Passagli (1970). Również autor przeprowadził kompleksowe badania tego minerału.

Przy opisie rozmiarów i morfologii kryształów chabazytu spotyka się zasadniczą trudność polegającą na określeniu granic kryształów tego minerału. Kryształy chabazytu mają pokrój romboedryczny, ale od makroskopowych po mikroskopowe wykazują budowę mozaikową (pl. III, 2). Poszczególne bloki mają symetrię jedno-, a nawet trójosną, podczas gdy cały agregat mozaikowy ma symetrię trygonalną. Długość krawędzi mozaikowych agregatów chabazytu (pseudomonokryształów) dochodzi do 1,5 cm.

Najbardziej charakterystyczną cechą chabazytów strzegomskich jest barwa. Od żółtej przez ceglastoczerwoną do ciemnobrunatnoczerwonej. Brunatnoczerwone chabazyty są również typowe dla miarol w granitoidach Baveno, Convey (Fersman 1960; Schneiderhöhn 1961), Tittling (Tennyson 1960), Witoszy, Czernomorca (Bułgaria) i innych. Dlatego brunatnoczerwoną barwę należy uznać za cechę typomorficzną chabazytów krystalizujących w miarolach granitoidów. Barwa ta jest wskaźnikiem dużej żelazistości środowiska oraz

dużego potencjału redoks roztworów hydrotermalnych na etapie krystalizacji zeolitów. Uwagi te dotyczą w równym stopniu stilbitu, który w miarolach najczęściej ma barwę brunatną.

Autorowi udało się stwierdzić w łomach Żółkiewki występowanie zielonych naskorupień, które po wykonaniu analizy rentgenograficznej okazały się chabazytami. Niektóre zielone, ksenomorficzne chabazyty przechodzą stopniowo w „normalne” brunatne mozaikowe kryształy. Zielone, ksenomorficzne chabazyty nie były do tej pory opisywane w literaturze. Kuriozalne dla tego zeolitu cechy: zielona barwa i ksenomorfizm, są rezultatem okludowania zawiesiny żelazistego seladonitu w czasie krystalizacji chabazytu (Janeczek 1984). Okludowane blaszki seladonitu zakłóciły mechanizm wzrostowy zeolitu powodując jego ksenomorfizm. Po wyczerpaniu się fazy ilastej dalszy wzrost chabazytu przebiegał bez zakłóceń.

Wyniki analiz chemicznych przedstawione są w tabeli 6. Za najbardziej typochemiczną cechą chabazytu strzegomskiego należy uznać duży udział żelaza w jego składzie. Jak wynika z kilkudziesięciu analiz przytoczonych w literaturze, ilość żelaza w chabazycie strzegomskim jest o rząd wielkości większa niż w pozostałych. Jednakże rzeczywisty udział żelaza w strukturze chabazytu jest znacznie mniejszy.

Zawartość Fe_2O_3 wzrasta wraz ze zmianą barwy chabazytu od żółtej do brunatnej, odpowiednio od około 1% wag. do około 4,5% wag. Stąd nasuwa się wniosek, że barwa chabazytów zależy od ilości Fe^{3+} . Intensywność barwy rośnie od środka kryształu ku jego brzegom. Narys chabazytów jest czerwony w różnych odcieniach. To wszystko pozwala stwierdzić, że żelazo nie jest związane w strukturze tego zeolitu w takiej ilości, jaka wynika z przeliczeń analiz chemicznych.

W celu ilościowego ujęcia tego problemu sproszkowany chabazyt, w którym zawartość Fe_2O_3 wynosiła 3,02% wag., poddano działaniu gorącego kwasu szczawiowego. Tworzy on bowiem silne, bezbarwne kompleksy z żelazem nie związanym w strukturze krzemianu, nie naruszając tej struktury. Już po kilku minutach proszek chabazytowy całkowicie odbarwił się. Po ługowaniu w roztworze było 2,55% wag. Fe_2O_3 , a w próbce pozostało 0,47% wag. Fe_2O_3 (zawartość żelaza oznaczono kolorymetrycznie). Wynika z tego, że przeważająca ilość żelaza związana jest z fazą (wodorotlenkową?) rozproszoną w chabazycie. Dlatego wzór strukturalny chabazytu strzegomskiego zaproponowany przez Passaglię (*vide* tab. 6) jest nieprawidłowy.

Tabela 6. Analizy chemiczne zeolitów z pegmatytów strzegomskich
Chemical analyses of zeolites from Strzegom pegmatites

	Stilbit			Chabazyt			Laumontyt	Heulandyt
	1	2	3	1	2	3		
SiO ₂	55,52	55,48		47,94	48,06	48,68	52,74	52,53
Al ₂ O ₃	13,94	16,85		17,64	17,10	18,00	20,89	14,01
TiO ₂	0,46	n.o.		—	0,08	—	—	—
FeO	—	—		—	0,38	1,43	—	0,33
Fe ₂ O ₃	0,71	0,45		1,29	3,02	—	0,05	1,22
MnO	—	n.o.		—	0,66	—	—	—
MgO	0,74	—		0,40	0,61	0,81	0,36	0,82
CaO	5,28	7,85		7,05	7,53	8,43	11,74	7,99
Na ₂ O	0,97	0,99		0,92	0,29	0,25	0,06	0,35
K ₂ O	0,56	0,29		1,85	1,98	1,67	0,76	1,76
SrO	n.o.	n.o.		0,44	n.o.	n.o.	n.o.	—
BaO	n.o.	n.o.		0,19	n.o.	n.o.	n.o.	—
H ₂ O ⁺	17,70			19,33				16,35
H ₂ O ⁻	3,81	18,19		2,36	20,38	20,25	13,37	4,64
Σ	99,69	100,10		99,41	100,09	99,52	99,99	100,00
Si	27,5	26,48	26,82	8,28	8,38	8,21	16,22	26,42
Al	8,1	9,39	9,12	3,59	3,52	3,58	7,57	9,01
Ti	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,3	0,16	0,03	0,17	0,06*	0,18	—	0,12
Mg	0,5	—	0,04	0,10	0,16	0,20	0,17	0,60
Ca	2,8	4,02	3,96	1,30	1,40	1,42	3,86	4,20
Na	0,9	0,91	1,09	0,31	0,11	0,08	0,04	0,30
K	0,3	0,16	0,22	0,41	0,44	0,36	0,30	1,15
Sr	—	—	—	0,04	—	—	—	—
Ba	—	—	—	0,01	—	—	—	—
H ₂ O	35,2	28,70	30,21	12,49	11,85	11,59	13,71	27,42

Stilbit: 1. Żabiński (1975), 2. Pécsi-Donath (1965), 3. Passaglia *et al.* (1978). Chabazyt: 1. Passaglia (1970), ceglasczerwony, 2. autor, brunatnoczerwony, Żółkiewka, 3. Pécsi-Donath (1965), żółty. Laumontyt: autor, Zimnik. Heulandyt: autor, Żółkiewka.

* Procedura oznaczenia zawartości Fe³⁺ w chabazycie została przedstawiona w tekście.

Liczbę kationów obliczono na podstawie: 72 tlenów w stilbicie, 24 tlenów w chabazycie, 48 tlenów w laumontycie i 72 tlenów w heulandycie.

Tabela 7. Parametry komórki elementarnej i dane optyczne dla zeolitów z pegmatytów strzegomskich
Unit cell parameters and optical data for zeolites from Strzegom pegmatites

	Stilbit	Chabazyt		Laumontyt	Skolecyt
		1	2		
<i>a</i> (Å)	13,614(7)	13,819(9)	13,807(5)	14,639(6)	9,846(4)
<i>b</i> (Å)	18,221(7)	—	—	13,026(9)	18,990(7)
<i>c</i> (Å)	17,802(3)	15,020(6)	15,001(7)	7,357(2)	6,517(3)
β°	90,69(3)	—	—	111,45	109,81
<i>n_a</i>	1,489 ^a 1,494 ^b			1,5103	1,5148
		<i>n_e</i> = 1,5007			
		<i>n_o</i> = 1,4966			
<i>n_γ</i>	1,501 ^a 1,507 ^b			1,5171	1,5200

Stilbit: parametry komórki elementarnej – Passaglia *et al.* (1978), współczynniki załamania światła – a. Żabiński (1975), b. autor, kryształy pryzmatyczne, Żółkiewka. Chabazyt: 1. Passaglia (1970), 2. autor, Żółkiewka. Laumontyt: autor, Zimnik. Skolecyt: autor, Zimnik.

Stilbite: unit cell parameters – Passaglia *et al.* (1978), refractive indices – a. Żabiński (1975), b. author, prismatic crystals, Żółkiewka. Chabasite: 1. Passaglia (1970), 2. author, Żółkiewka. Laumontite: author, Zimnik. Scolecite: author, Zimnik.

Dodatkowej informacji na ten temat dostarczyły piknometryczne pomiary gęstości (*D*) różnie zabarwionych chabazytów strzegomskich zestawione poniżej:

chabazyt	<i>D</i>
– zielony, ksenomorficzny	2,111,
– brunatny (4,49 ⁰ / ₀ wag. Fe ₂ O ₃)	2,107,
– żółty	2,054,
– biały	2,050.

Biały chabazyt o najmniejszej gęstości pochodził z miaroli, która podlegała działaniu wód descenzyjnych, co spowodowało usunięcie żelaza ze wszystkich znajdujących się tam minerałów allochromatycznie zabarwionych.

Parametry komórek elementarnych chabazytów strzegomskich przedstawione są w tabeli 7. Nie wielkie różnice między danymi autora i Passagli (1970) dadzą się wytłumaczyć pewnym zróżnicowaniem składu chemicznego badanych próbek. Według Passagli (*op. cit.*) istnieje wprost proporcjonalna zależność pomiędzy wartością parametru *a* i sumą kationów wymiennych oraz pomiędzy parametrem *c* i ilością Si. Próbka analizowana przez autora na skutek wymienności Si, Ca \rightleftharpoons Al, 2(Na, K) ma większą ilość krzemu i mniejszą ilość kationów wymiennych.

Jeśli istnieje korelacja pomiędzy składem chemicznym i parametrami komórki elementarnej, to można o tym wnioskować również na podstawie położenia wybranych pików na rentgenogramach proszkowych. Z danych przedstawionych w tabeli 8 wynika, że najbardziej czuły na zmiany parametru *a* będzie refleks 520, a ogólnie refleksy hk0, dla których *h* \gg *k*.

Krzywe DTA chabazytów strzegomskich (fig. 18) charakteryzują się podwójnym efektem endotermicznym (*T*_{max} = 100 i 175° C) oraz wyraźnym efektem egzotermicznym (*T*_{max} = 895° C).

Chabazyty należą do grupy zeolitów, które podczas dehydratacji nie wykazują zmian struktury szkieletu, a charakter ich krzywych DTA zależy od rodzaju kationów wymiennych (Breck 1976). Passaglia (1970) stwierdził, że Na-chabazyty oraz Ca-, Sr-, K-chabazyty mają podwójne efekty dehydratacyjne, z czego wyprowadził wniosek, że w ich przypadku usuwanie wody zachodzi w dwóch różnych temperaturach. Jednakże śledząc krzywą TG (fig. 18) widzimy, że woda wydalana jest w sposób ciągły z maksimum strat wagowych (16⁰/₀) w interwale temperatur 100–360° C.

Można zatem omawiane efekty endotermiczne spróbować tłumaczyć różnymi wartościami ciepła dehydratacji wody koordynującej kationy wymien-

Tabela 8. Dane rentgenograficzne proszkowe dla chabazytu z Żółkiewki i dla laumontytu z Zimnika. Cu K_α
X-ray powder diffraction data for chabasite from Żółkiewka and for laumontite from Zimnik. Cu K_α

Chabazyt – chabasite			Laumontyt – laumontite		
d, Å	I	hkl*	d, Å	I	hkl
9,36	70	101	9,61	90	110
6,92	10	110	7,03	35	200
6,33	6	102	6,52	5	020
6,17	5		5,14	5	
5,56	32	201	5,05	5	111
5,00	50	003	4,78	55	220
4,67	30	202	4,50	15	221
4,322	100	211	4,19	72	130
3,986	10	300	4,06	2	
3,875	30	212	3,78	3	131
3,576	55	104	3,67	25	401
3,450	30	220	3,58	7	
3,243	7	311	3,52	45	221
3,175	20	204	3,41	10	400
2,931	95	401	3,32	15	312
2,903	20	105	3,27	45	040
2,885	50	214	3,25	100	331
2,776	6	402	3,19	30	330
2,683	12	205	3,15	32	
2,611	25	410	3,03	42	420
2,578	7	322	2,95	7	240
2,498	40	215	2,88	20	511
2,347	6	501	2,798	12	
2,335	4	404	2,632	5	
2,302	20	330	2,575	22	
2,232	45	421	2,543	6	
2,162	3	324	2,521	10	
2,090	25	504	2,462	7	
1,934	5	217	2,443	25	
1,914	10	520	2,383	7	
1,868	45	505	2,363	25	
1,850	10	514	2,270	15	600
1,804	52		2,232	36	
1,771	7	612	2,178	13	060
1,726	30	440	2,154	28	
1,692	7	327	2,107	10	
1,665	25	009	2,090	6	
1,648	10	621	2,050	1	
1,641	8	435	1,991	8	
1,588	5	507	1,961	17	
1,557	23	615	1,891	7	
1,517	10		1,885	6	
			1,870	6	
			1,851	12	
			1,828	5	
			1,760	7	
			1,634	12	
			1,624	8	
			1,576	7	
			1,566	20	
			1,522	15	

* hkl zaczerpnięte z pracy Gude A. J., Sheppard R. A., 1966, *Am. Mineral.*, vol. 51, s. 909-915.

hkl from Gude A. J., Sheppard R. A., 1966, *Am. Mineral.*, vol. 51, p. 909-915.

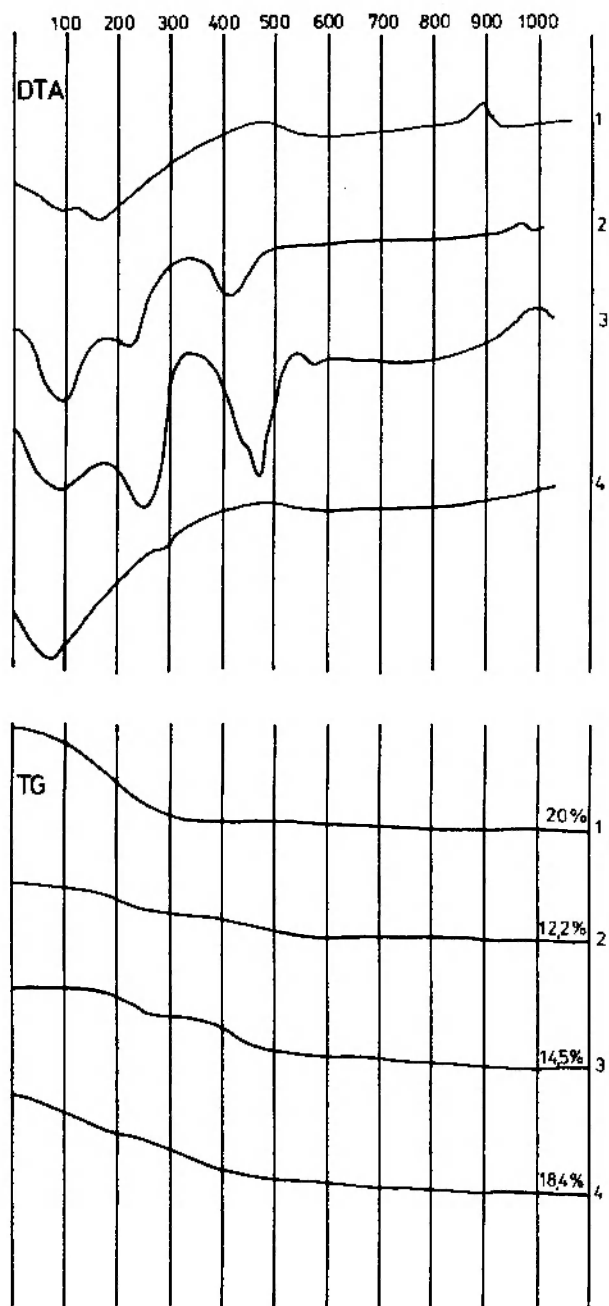


Fig. 18. Krzywe DTA i TG zeolitów: 1 – chabazyt, Żółkiewka; 2 – laumontyt, Zimnik; 3 – scolecyt, Zimnik; 4 – heulandyt, Żółkiewka. Tempo grzania 10°/min.

DTA and TG curves for zeolites: 1 – chabazite, Żółkiewka; 2 – laumontite, Zimnik; 3 – scolecite, Zimnik; 4 – heulandite, Żółkiewka. Heating rate – 10°/min

ne przy ciągłym przebiegu tego procesu. Najpierw usuwana jest woda koordynująca Na i K, a później Ca. Innymi słowy podwójny efekt dehydracji jest wynikiem poboru energii przez zeolit w celu zerwania układu koordynacyjnego H₂O–kation. Układ H₂O–Ca jest wyżej energetyczny, ponieważ każdy jon Ca jest otoczony pięcioma molekułami wody, które tworzą rodzaj klatratów (Breck 1976).

Z badań wykonanych przez Pécsi-Donath (1965) wynika, że chabazyt ze Strzegomia wykazuje nieznaczną histerezę krzywej dehydracji, być może związaną ze wzrostem ruchliwości wody w wyższych temperaturach i lokowaniem się jej w drobnych kanalikach struktury. Według tej autorki, chabazyt strzegomski po ogrzaniu w temperaturze 200° C adsorbował w procesie rehydracji od 2 do 3% wody mniej niż wynosiła jej zawartość w nim przed ogrzewaniem. Po ogrzaniu w temperaturach 400 i 500° C różnica wzrosła do 5 i 8%.

Laumontyt. Charakterystyczny składnik „białych paragenez” Zimnika i Granicznej. Ponadto spotykany nierzadko w Grabinie, Czernicy i Wiśnicy. Znalaziono go również w rdzeniu wiertniczym z otworu K/2 w okolicy Żółkiewki.

Białe pryzmatyczne kryształy laumontytu osiągnęły rozmiary do 1,5 cm. Najczęściej jednak kilkumilimetrowe osobniki skupiają się w szczotki krystaliczne lub promieniste agregaty. Ze względu na znaną skłonność laumontytu do oddawania wody, jego kryształy są nadzwyczaj kruche.

Wartości współczynników załamania światła analizowanych laumontytów z Zimnika (tab. 7) mieszczą się w granicach określonych przez Coombsa (1952) dla laumontytów, a nie dla ich odwodnionych form zwanych leonhardytami. Pomierzona piknometrycznie gęstość wynosząca 2,264 również wskazuje na czysty laumontyt.

Wyniki analizy chemicznej przedstawiono w tabeli 6. Zwraca uwagę mały udział alkaliów, a zwłaszcza sodu, który bardzo często w laumontytach podstawia wapń. Ogólną formułę krystalochemiczną tego zeolitu można napisać za Coombsem (1952) następująco: Ca_x(Na, K)_yAl_{2x+y} × (Si_{24-(2x+y)}O₄₈) · 16H₂O. Jeśli założyć, że y = 0, to uzyska się teoretyczny wzór laumontytu, dla którego x = 4. Wzór takiego laumontytu porównano poniżej ze wzorem analizowanego laumontytu z Zimnika:

	x	x*	y	2x+y	Al + Si
laumontyt					
teoretyczny	4,00	4,00	0,0	8,00	24,00,
laumontyt					
z Zimnika	3,86	4,03	0,34	8,06	23,79,

gdzie x* = Ca + Mg. Z tego zestawienia wynika, że skład laumontytu z Zimnika jest bliski teoretycznemu. Zasadnicza różnica dotyczy zawartości wody.

Badany laumontyt zawierał o 1/8 mniej wody niż wynosi wartość nominalna (tab. 6). Należałoby go zatem uznać za leonhardyt. Sprzecz-

ność z danymi optycznymi jest tylko pozorna, ponieważ współczynniki załamania światła mierzone były metodą imersyjną, a w tych warunkach następuje rehydratacja zeolitu.

Z porównania składu chemicznego laumontytu z Zimnika z laumontytem z pegmatytów strzezińskich, opisanym przez Stępisiewicza (1978), wynika duże podobieństwo obu zeolitów. Dotyczy to zwłaszcza przewagi potasu nad sodem oraz prawie identycznej sumy alkaliów (w próbce strzezińskiej $y = 0,36$, w próbce zimnickiej $y = 0,34$). Nadmiar wapnia w laumontycie ze Strzelina wynika z domieszki kalcytu w analizowanej przez Stępisiewicza próbce.

Wartości parametrów komórki elementarnej laumontytu z Zimnika przedstawione są w tabeli 7. Porównanie tych wartości z danymi literaturowymi dla laumontytów i leonhardytów prowadzi do wniosku, że największe zmiany strukturalne w procesie dehydratacji laumontytów zachodzą w kierunkach [100] i [010], a także zmianie ulega kąt β . Wniosek ten potwierdzają wyniki analiz rentgenograficznych laumontytu z Zimnika poddanego dwudziestoczterogodzinnej kąpieli w wodzie destylowanej (tab. 8). Odległość międzypłaszczyznowa (110) zmieniła się z 9,51 Å na 9,61 Å. Różnice odległości międzypłaszczyznowych (Δd) dla płaszczyzn sieciowych (200), (020) i (002) wynoszą odpowiednio: 0,14; 0,03 i 0,00 Å. Nasuwa to myśl, że położenia pików 110 i 200 mogłyby wskazywać, czy mamy do czynienia z laumontytem czy z jego odwodnioną formą – leonhardytem. Coombs (1952) zwrócił uwagę, że do identyfikacji tych odmian można wykorzystać dwa silne piki, które w przypadku leonhardytu znajdują się blisko siebie ($d = 1,623$ i $1,635$ Å), a w przypadku laumontytu są znacznie oddalone od siebie ($1,627$ i $1,646$ Å). Stosując to kryterium należy okaz z Zimnika uznać za leonhardyt ($d = 1,624$ i $1,634$ Å).

Na krzywej DTA badanego laumontytu (fig. 18) odnotowane są trzy wyraźne efekty endotermiczne, którym towarzyszy znaczny przyrost strat wagowych. Dzięki temu krzywa TG ma kształt schodkowy, w odróżnieniu od krzywej dla zeolitów, które oddają wodę w sposób ciągły (np. chabazyt). Proces dehydratacji laumontytu natomiast jest trójstopniowy.

Skolecyt. Jest niezbyt często spotykany w pegmatytach strzegomskich. Autor znalazł ten minerał w pegmatycie miarolitycznym w Zimniku, gdzie tworzył promieniste skupienia przezroczystych igieł w paragenezie z Ca-montmorillonitem. Długość igieł dochodziła do 1,5 cm, a szerokość do 0,8 mm.

Końce igieł były zmętniałe na kontakcie ze smektytem.

Wartości współczynników załamania światła oraz stałych sieciowych przedstawiono w tabeli 7. Kąt $\alpha \wedge Z = 12-13^\circ$. Gęstość 2,270. Wszystkie te wartości zbieżne są z danymi wzorcowymi dla skolecytu (*vide* Deer *et al.* 1962; Breck 1976).

Ze względu na małą ilość materiału nie udało się wykonać analizy chemicznej skolecytu z Zimnika. Przeliczono jednak starą analizę (Schwantke 1896; tab. 6) i otrzymany wzór porównano z teoretycznym, odnoszącym się do zawartości 1/8 komórki elementarnej. Teoretyczny wzór skolecytu jest następujący: $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, natomiast wzór obliczony skolecytu strzegomskiego wygląda tak: $\text{Ca}_{0,94}\text{Na}_{0,08}\text{Al}_{1,96}\text{Si}_{3,04}\text{O}_{10} \cdot 2,98\text{H}_2\text{O}$. Mamy tu do czynienia z typową, zeolitową wymianą jonową $\text{Ca,Al} \rightleftharpoons \text{Na,Si}$, ponieważ ładunki kationów o udziałach mniejszych niż normatywne idealnie kompensują się ładunkami jonów sodu i krzemu: 0,06 Ca, 0,04 Al \rightleftharpoons 0,04 Si, 0,08 Na.

Krzywa DTA (fig. 18), a szczególnie krzywa TG, odzwierciedla dwustopniowy proces dehydratacji skolecytu z Zimnika. Jest ona tego samego typu, co krzywe DTA laumontytów.

Dane rentgenograficzne proszkowe skolecytu z Zimnika zawarte są w tabeli 9.

Heulandyt. Występuje głównie w Żółkiewce, ale bywa również spotykany w innych miejscach zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka. Tworzy paragenezę ze stilbitem i chabazytem.

Kryształy heulandytu, barwy słomkowożółtej lub żółtobrunatnej, osiągają rozmiary do jednego centymetra; na przykład analizowane heulandyty miały rozmiary $6 \times 4 \times 2$ mm. Najlepiej wykształcone ściany kryształów o pokroju tabliczkowym to (010), (001), (111), (201). Łupliwość doskonała według (010). Płaszczyzny łupliwości mają połysk perłowy.

Gęstość heulandytu z Żółkiewki wynosi 2,217. Współczynniki załamania światła: $n_x = 1,503$, $n_y = 1,504$, $n_z = 1,510$, $+2V_x = 34^\circ$, kąt $\beta \wedge Z = 9^\circ$.

Wyniki analizy chemicznej (tab. 6) wskazują na nadmiar wapnia w badanym heulandycie w stosunku do wzoru teoretycznego $(\text{Ca, Na}_2, \text{K}_2)_4 \times [\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{22}] \cdot 24 \text{H}_2\text{O}$. Zwraca również uwagę przewaga potasu nad sodem, podobnie jak w przypadku laumontytu z Zimnika. Na przynależność tego zeolitu do grupy heulandytów o małym stosunku Si/Al wskazuje również wartość średniego współczynnika załamania światła $(n_x + n_z) : 2 = 1,506$, który rośnie wraz ze wzrostem ilości glinu w strukturze zeolitu (Boles 1972).

Na krzywej DTA (fig. 18) obserwuje się szeroki, niskotemperaturowy pik dehydroksylacyjny i wyraźny, choć niezbyt intensywny pik egzotermiczny ($T_{\max} = 300^{\circ}\text{C}$). Ten ostatni związany jest z przemianą polimorficzną heulandytu w heulandyt B (Alietti 1972; Boles 1972). Należy zaznaczyć, że punkt tej przemiany w rzeczywistości położony jest o $50\text{--}70^{\circ}\text{C}$ wyżej. Jego przesunięcie w stronę wyższych temperatur wynika z tego, że termiczna analiza różnicowa jest metodą dynamiczną. W przedziale temperaturowym $460\text{--}470^{\circ}\text{C}$ zaznacza się rozmyty pik egzotermiczny związany z destrukcją sieci zeolitu. Ogólna strata ciężaru próbki w czasie ogrzewania wyniosła $18,4\%$, przy czym 8% przypadło na niskotemperaturową dehydroksylację.

Dane rentgenograficzne proszkowe heulandytu z Żółkiewki zawarte są w tabeli 9. W rozkładzie intensywności pików wyraźnie zaznacza się wpływ tekstury próbki wynikającej z doskonałej łupliwości heulandytu według (010).

MIKI

Schwantke (1896), a za nim inni autorzy wymieniają następujących przedstawicieli tej grupy w pegmatytach strzegomskich: biotyt, flogopit, muskowitz, lepidolit, cynwaldyt.

Biotyt. Ten skałotwórczy minerał zewnętrznych stref pegmatytów komorowych w okolicach Strzegomia bywa rzadko spotykany. Wynika to z intensywnej regionalnej chlorytyzacji, która objęła zachodnią część masywu Strzegom-Sobótka (Janeczek 1981). Dzięki temu w pegmatytach miarolitycznych obserwować możemy jedynie chlorytowe pseudomorfozy pobiotytywowe.

Nieprzeobrażone biotyty spotkać można w soczewach pegmatytowych, a przede wszystkim w pegmatytach żyłowych wschodniej części masywu (tutaj z kolei biotyt podlegał procesowi muskowitzacji).

Pseudomorfozy pobiotytywowe w strefach przerostów granofirowych oraz biotyty z pegmatytów żyłowych mają pokrój prostokątnych blaszek, wydłużonych wzdłuż jednej z osi horyzontalnych. Największe wydłużenie blaszek wynoszące 12 cm , przy szerokości 2 cm , było obserwowane w żyłce pegmatytowej w Kraskowie. W okrywie miarol blaszki swoimi dłuższymi osiami orientują się w kierunku miaroli, a jednocześnie tną przerosty granofirowe. Czasami tworzą skupienia liściaste. We wnętrzu miarol kryształły pobiotytywowych chlorytów mają pokrój heksagonalny lub rombowy.

Tabela 9. Dane rentgenograficzne proszkowe dla heulandytu z Żółkiewki i skolecytu z Zimnika. Promieniowanie Cu K_α
X-ray powder diffraction data for heulandite from Żółkiewka and scolecite from Zimnik. Cu K_α radiation

Skolecyt						Heulandyt		
d (Å)	I	hkl	d (Å)	I	hkl	d (Å)	I*	hkl
6,63	74	120	2,032	7	162	8,94	90	020
5,87	22	111	1,993	3	191	7,94	5	200
4,73	55	040	1,957	5	511	7,11	5	001
4,62	20	200	1,905	5		5,26	6	311
4,40	15	211	1,881	6		5,11	7	310
4,23	20	140	1,858	10		4,66	24	131
4,16	20	220	1,843	4		4,46	17	040
3,64	10	131	1,822	12		4,37	4	401
3,31	8	240	1,817	13		3,96	35	421
3,23	13	051	1,767	6		3,89	30	241
3,19	11	311	1,758	9		3,72	4	321
3,16	14	211	1,747	9		3,57	7	
3,08	9	202	1,725	12		3,43	8	222
3,06	7	002	1,661	10		3,32	14	002
2,99	22	160	1,641	11		3,18	20	422
2,94	30	222	1,617	13		3,12	15	510
2,885	100	331	1,598	10		3,09	7	350
2,853	85	231				2,98	100	151
2,691	2	142				2,802	18	530,621
2,607	7	260				2,730	23	532
2,586	26	142				2,674	4	042
2,478	10	071				2,521	17	152
2,448	9	411				2,430	7	223
2,417	9	310				2,304	5	603
2,370	4	080				2,227	50	623
2,318	7	400				2,122	5	730
2,294	7	180				2,087	7	172
2,267	7	162				2,021	5	752
2,209	40	360				1,961	11	193
2,171	5	222				1,922	8	572
2,109	9	280				1,790	46	
2,078	10	440				1,778	35	102
2,042	4	133				1,728	10	101

* W rozkładzie intensywności wyraźnie zaznacza się wpływ tekstury próbki związanej z doskonałą łupliwością heulandytu wg (010).

Note a great influence of the sample preferred orientation (due to the perfect (010) cleavage in heulandite) on intensities.

W tabeli 10 przedstawiono wyniki analizy chemicznej biotyty z pokładowej soczewy pegmatytowej z Żółkiewki i porównano je z danymi dla biotyty z granitu. Biotyty z granitoidów strzegomskich były badane przez Wichrowską (1974). Na podstawie danych optycznych i analiz chemicznych zaliczyła je do grupy lepidomelanu. Okazało się również, że biotyty z granitoidów wschodniej części masywu charakteryzują się mniejszą żelazistością, mniejszą zawartością tytanu oraz mniejszą radioaktywnością (Wichrowska *et al.* 1972). Biotyt pegmatytowy w porównaniu z biotytem granitowym jest wzbogacony w cząsteczkę

Tabela 10. Analizy chemiczne mik
Chemical analyses of micas

	1	2	3	4
SiO ₂	35,51	33,46	41,79	44,48
Al ₂ O ₃	13,05	14,86	32,16	29,61
TiO ₂	4,06	4,46	—	—
FeO	25,86	27,50	2,79	2,47
Fe ₂ O ₃	6,06	9,34	3,41	3,26
CaO	2,17	1,13	3,07	1,40
MgO	3,44	1,04	0,58	1,89
MnO	0,26	0,76	0,60	0,45
Na ₂ O	0,45	0,04	0,36	0,49
K ₂ O	6,10	4,85	9,94	10,30
Li ₂ O	n.o.	0,15	0,24	0,33
H ₂ O	n.o.	1,86	4,04	4,80
F	0,41	0,66	0,55	0,58
	97,37	100,11	99,53	100,06

Ilość jonów obliczona na podstawie 12(O,OH,F)
Number of ions based on 12(O,OH,F)

	1	2	3	4
Si	2,92	2,69	2,85	3,07
Al ^{IV}	1,08	1,31	1,15	0,93
Al ^{VI}	0,19	0,10	1,50	1,48
Ti	0,25	0,27	—	—
Fe ²⁺	1,78	1,85	0,16	0,14
Fe ³⁺	0,38	0,56	0,18	0,17
Ca	0,19	0,10	0,23	0,10
Mg	0,42	0,13	0,05	0,19
Mn	0,01	0,05	0,03	0,03
Li	—	0,05	0,07	0,05
Na	0,07	0,01	0,05	0,07
K	0,64	0,50	0,89	0,91
F ⁻	0,11	0,17	0,12	0,13

1. Biotyt z granitu, Żółkiewka (Wichrowska 1974); 2. lepidomelan z pegmatytu, Żółkiewka; 3. muskowitz, poskaleniowy, Zimnik; 4. muskowitz srebrzysty, poskaleniowy, Zimnik.

1. Biotite from granite, Żółkiewka (Wichrowska 1974); 2. lepidomelane from pegmatite, Żółkiewka; 3. muscovite (green), Zimnik; 4. silverish muscovite – product of feldspar alteration, Zimnik.

anitową oraz ma nieco wyższą zawartość tytanu (tab. 10). Jednak duża ilość tytanu w biotytach może wynikać z obecności wrostków minerałów tytanonośnych – rutylu i tytanitu.

Dane optyczne i rentgenograficzne (tab. 11) potwierdzają, że biotyt pegmatytowy jest lepidomelanem o dużej żelazistości. Biotyty z pegmatytów Czernicy i Goli Świdnickiej mają wartości d_{060} mniejsze niż lepidomelan z Żółkiewki. Wynoszą one 1,547 i 1,544 Å. Niemniej takie wartości d_{060} oraz $I_{004} > I_{005}$ również wskazują na dużą żelazistość tych biotytów.

Miki litowe. Gadomski (1958) analizując zawartość litu w mikach okolic Grabiny wydzielił lepidolity ($Li_2O > 3\%$ wag), muskowitzy litowe ($Li_2O < 3\%$ wag.) i muskowitzy. Maksymalna

zawartość litu w badanych przez tego autora mikach litowych wynosiła 5,0–5,7% wag. Li_2O . Jednak sama tylko zawartość litu nie stanowi dzisiaj kryterium klasyfikacyjnego w obrębie złożonej grupy mik litowych.

Miki litowe mogą być podzielone na trioktaedryczne, w których praktycznie brak jest Al^{IV} (protolitionit, teniolit) oraz di-trioktaedryczne, w których zawartość Al^{IV} waha się od 0,5 do 1,5 (lepidolit, cynwaldyt, Li-muskowitz, Li-fengit; Robert, Volfinger 1979).

Autor wykonał badania optyczne, rentgenograficzne i spektralne miki srebrzystej z odcieniem różowym wykazującej kilkuprocentową zawartość litu i żelaza. Mika ta epitaksjalnie obrastała kryształy żelazistego chlorytu w jednej z miarol w granicy Żółkiewki.

Dane optyczne i gęstość przedstawione są w tabeli 11. Wartości współczynników załamania światła

Tabela 11. Dane optyczne i strukturalne mik z pegmatytów strzegomskich

Optical and structural data for micas from Strzegom pegmatites

	m1	m2	m3	m4	m5
n_x	—	1,568	—	—	—
n_y	—	1,571	1,591	1,595	—
n_z	—	1,572	1,591	1,598	1,685
$2V_x$	41°	30°	15°	39,5°	0-3°
d_{060} , Å	1,502	1,513	1,506	1,510	1,553
b , Å	9,01	9,08	9,04	9,06	9,32
Polityp	2M ₁	1M	2M ₁	2M ₁	2M ₁
D	—	2,99	2,79	2,85	3,21

m1 – muskowitz z pegmatytu z Goli Św., m2 – cynwaldyt z pegmatytu miarolitycznego, Żółkiewka, m3 – zielony muskowitz z pegmatytu żyłowego z Zimnika, m4 – srebrzysty muskowitz z pegmatytu żyłowego z Zimnika, m5 – biotyt z pegmatytu, Żółkiewka.

m1 – muscovite from pegmatites, Gola Św., m2 – zinnwaldite from miarolitic pegmatite, Żółkiewka, m3 – green muscovite from vein of pegmatite, Zimnik, m4 – silverish muscovite from vein of pegmatite, Zimnik, m5 – biotite from pegmatite, Żółkiewka.

tła umiejscowiają tę mikę na diagramie klasyfikacyjnym Gottesmanna i Tischendorfa (1978) w polu cynwaldytu w pobliżu granicy z Fe-lepidolitami.

Wyniki rentgenograficznej analizy proszkowej (tab. 12) wskazują, że badana mika krystalizowała w politypie 1M. Parametry komórki elementarnej, a zwłaszcza parametr b , przyjmują wartości pośrednie pomiędzy cynwaldytami i żelazistymi lepidolitami.

Widmo absorpcyjne w podczerwieni tej miki

Tabela 12. Dane rentgenograficzne proszkowe cynwaldytu
X-ray powder diffraction data for zinnwaldite

Żółkiewka		Cynwaldyt ASTM 13-227		Fe-lepidolit ASTM 14-565	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
9,88	50	9,8	80	9,9	100
4,95	20	4,92	12	4,97	10
4,53	10	4,51	10	4,51	18
		4,36	6		
				4,12	4
3,87	4	3,87	10	3,86	4
3,63	10	3,63	25	3,62	25
3,34	70	3,34	35	3,34	6
3,31	100	3,29	100	3,30	70
3,09	10	3,085	40	3,09	25
2,67	5	2,67	14	2,67	12
		2,615	18	2,61	12
2,60	15	2,59	30	2,58	30
2,481	10	2,47	20	2,47	10
2,398	10	2,405	20	2,395	25
				2,261	6
2,142	8	2,145	16	2,140	10
1,983	40	1,98	55	1,982	25
1,653	5	1,65	12		
				1,525	18
1,513	20	1,52	20	1,509	18

Tabela 13. Dane rentgenograficzne proszkowe muskowitów.
Promieniowanie Cu K_α
X-ray powder diffraction data for muscovites. Cu K_α radiation

m1		m3		m4		hkl
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
9,96	50	9,90	66	9,94	80	002
4,98	31	4,96	37	4,98	20	004
4,48	8	4,46	7	4,50	5	111̄
		4,41	5			021
4,30	4	4,29	4	4,28	3	111
3,88	6	3,88	5	3,90	4	113
3,80	6	3,73	5	3,75	4	023
3,51	6	3,48	9	3,50	5	114
3,33	100	3,32	100	3,33	100	006
3,21	8	3,19	15	3,21	5	114
2,998	17	2,985	13	2,993	7	025
2,870	7	2,858	12	2,870	5	115
2,797	5	2,785	10	2,795	5	116
2,567	13	2,562	13	2,571	3	121
2,495	13	2,494	15	2,495	15	008
2,392	4	2,382	4	2,395	6	133
2,137	4	2,146	4	2,148	4	206
		2,128	6			135
1,998	62	1,994	50	1,993	45	0.0.10
		1,728	4			139
1,664	5	1,661	5	1,663	4	2.0.10
1,647	5	1,646	6	1,650	4	139
		1,523	6	1,527	4	1.3.11
1,502	10	1,505	10	1,509	6	060

m1 – muskowitz z pegmatytu, Gola Świdnicka; m3 – muskowitz zielony, Zimnik; m4 – muskowitz srebrzysty, Zimnik.
m1 – muscovite from pegmatite, Gola Świdnicka; m3 – green muscovite, Zimnik; m4 – silverish muscovite, Zimnik.

wyraźnie różni się od widm muskowitów (fig. 19). Szczególnie charakterystyczna jest obecność pasma 1075 cm⁻¹, które jest nieobecne w widmach muskowitów i lepidolitów (Van Marel, Beutelspacher 1976).

Z przedstawionych danych wynika, że analizowana mika jest stosunkowo ubogim w żelazo cynwaldytem.

Muskowit należy do skałotwórczych minerałów pegmatytów wschodniej części masywu. W zachodniej części występuje głównie w Zimniku.

Badany muskowitz z pegmatytu żyłowego z Goli Świdnickiej ma cechy optyczne i strukturalne typowe dla muskowitów (tab. 11 i 13). Natomiast miki z Zimnika mają nieco odmienną charakterystykę.

Analizowane muskowity z Zimnika należą do dwóch generacji. Pierwszą tworzą muskowity srebrzyste występujące w poskalieniowych agregatach muskowitzowo-kwarcowych. Drugą generację tworzą muskowity jasnozielone, często obrastające poprzednie (pl. II, 3). Obydwie generacje mają zbliżone wartości współczynników załamania światła charakterystyczne dla muskowitów o podwyższonej zawartości żelaza (tab. 11). Mika jasnozielona ma anomalnie mały kąt 2V_x typowy raczej dla mik fengitowych i mik krystalizujących w politypie 3T (Deer *et al.* 1962). Ponieważ ani analiza chemiczna (tab. 10), ani rentgenowska (tab. 13) niczego takiego nie wykazały, uznać należy, że jest to efekt zbliżniaczeń według prawa muskowitzowego.

Omawiane miki charakteryzuje podwyższona zawartość żelaza, przy czym Fe³⁺ > Fe²⁺. W związku z tym można uznać obie miki za muskowity żelaziste (ferriferromuskowity). Zawartość litu jest w nich zbliżona do wartości średniej uzyskanej dla muskowitów zimnickich przez Gadowskiego (1958) (tab. 10 i 14).

Zróznicowanie wiekowe obu muskowitów szczególnie wyraźnie uwidacznia się w zawartości niektórych pierwiastków śladowych, a przede wszystkim cyny (tab. 14). Wzrost koncentracji cyny w muskowitzie jasnozielonym (młodszy) wiąże się z jego powstawaniem w procesie grejzenizacji pegmatytów z Zimnika. Muskowity obydwu generacji różnią się także składem warstwy tetraedrycznej. Bogatszy w Al^{IV} jest młodszy muskowitz.

Różnice w składzie chemicznym warstw tetraedrycznych odzwierciedlają się w widmach absorpcyjnych w podczerwieni (fig. 19). W zakresie drgań Si–O–Si (około 1000 cm⁻¹) w widmie muskowitzu srebrzystego obserwuje się wyraźne rozszczepienie pasma (1025 cm⁻¹ i 992 cm⁻¹), którego nie

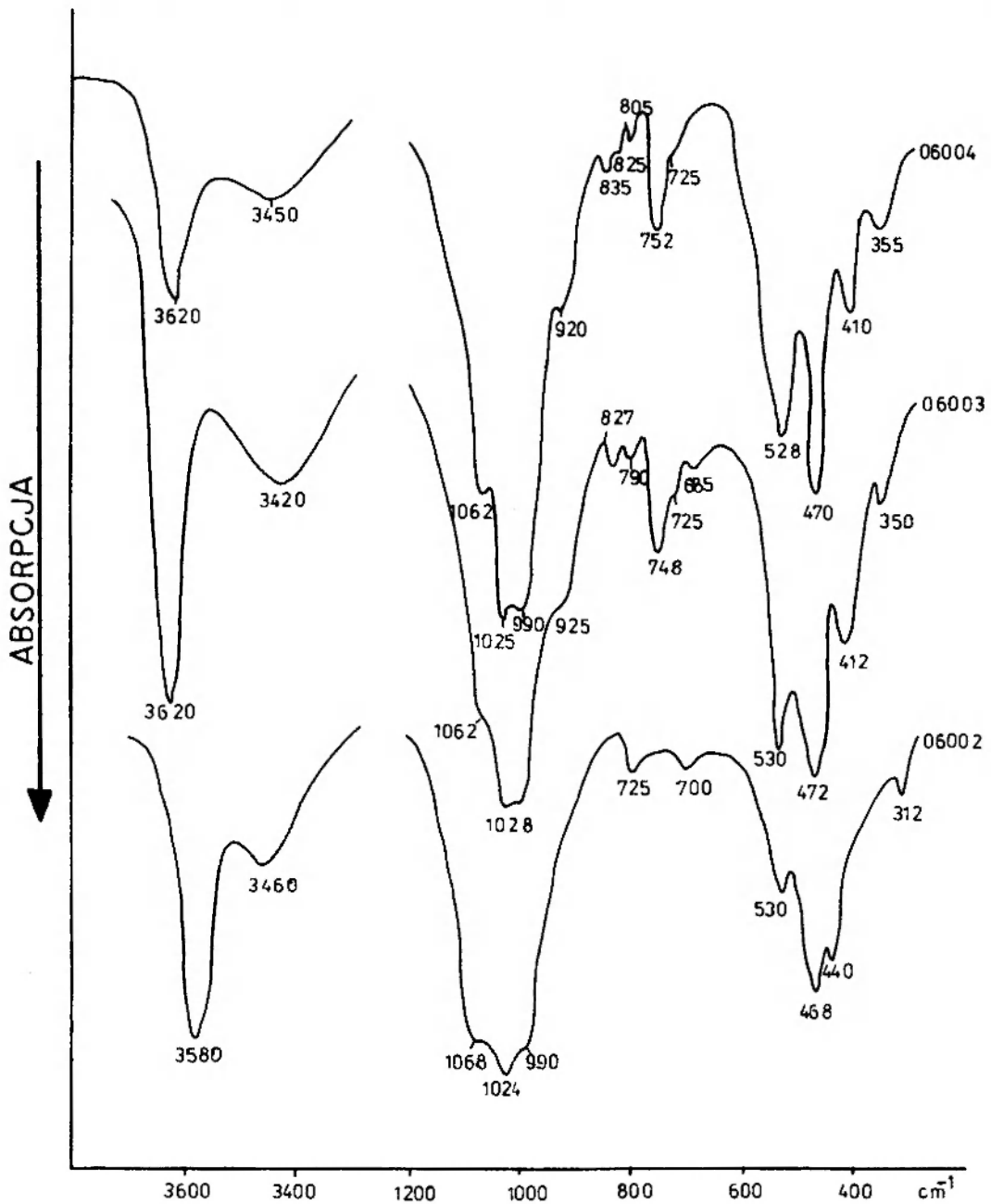


Fig. 19. Widma absorpcyjne w podczerwieni mik. 06004 – muskowitz srebrzysty (w tabeli 11 oznaczony jako m4), Zimnik; 06003 – muskowitz zielony (m3), Zimnik; 06002 – cynwaldyt (m2), Żółkiewka. Spektrofotometr Perkin Elmer, model 180
 Infra-red spectra for micas: 06004 – silverish muscovite (m4 in table 11), Zimnik; 06003 – green muscovite (m3), Zimnik; 06002 – zinnwaldite (m2), Żółkiewka. Perkin Elmer spectrophotometer, model 180

ma w widmie miki jasnozielonej. Rozszczenie pasma 1000 cm^{-1} jest wynikiem tworzenia się nieekwiwalentnych pozycji tetraedrycznych na skutek zmian składu chemicznego. Rozszczenie to pojawia się u mik o składzie pośrednim pomiędzy muskowitzami i mikami czterokrzemowymi (Velde 1978).

Z przeliczeń analiz chemicznych (tab. 10) wynika większa zawartość Al^{IV} w muskowiecie jasnozielonym ($\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}} = 1,1$) niż w srebrzystym ($\text{Si}/$

$\text{Al}^{\text{IV}} = 3,3$). Stąd większe uporządkowanie struktury muskowitzu starszego względem młodszego, ale pozostające w ramach uporządkowania struktury muskowitzów (a nie mik czterokrzemowych). Wskazuje na to znaczna intensywność pasma około 750 cm^{-1} w obu mikach.

W widmie muskowitzu srebrzystego pojawia się pasmo 839 cm^{-1} , którego brak jest w widmie muskowitzu jasnozielonego. Velde (1978) wiąże obecność pasma 839 cm^{-1} z drganiami grupy

Tabela 14. Pierwiastki śladowe w mikach (ppm)
Trace elements of micas (ppm)

	Sn	Li	Be	B	Ti	Ga	Pb	Ag	Cu
m1	175	87	50	87	175	1750	0	1	1
MSG	875	25	50	87	87	1750	25	1	1
MSP	875	1750	50	175	87	1750	25	25	1
m2	50	> 1‰	87	87	87	87	87	5	5
m3	1750	0,24‰	1	87	25	—	50	1	1
m4	500	0,33‰	0	50	87	175	0	1	1

MSG – muskowitz z granitu dwumikowego z Siedlimowic;
MSP – muskowitz z pegmatytu z Siedlimowic. Pozostałe symbole jak w tabeli 11.

MSG – muscovite from two-mica granite, Siedlimowice;
MSP – muscovite from pegmatites, Siedlimowice. Other symbols as in table 11.

MgAlOH i stwierdza jego zanikanie u mik, w których zawartość cząsteczki seladonitowej wynosi poniżej 50%. Z analizy chemicznej wynika duży udział Mg w strukturze muskowitzu srebrzystego, a nieznaczny w muskowitzie młodszej generacji.

Pasmo pochodzące od drgań rozciągających grup OH jest u obu mik przesunięte w stronę mniejszych liczb falowych w stosunku do widm typowych muskowitzów, na przykład muskowitzu z Goli Świdnickiej. To przesunięcie wywołane jest najprawdopodobniej wpływem jonów Fe^{2+} . Analogiczna sytuacja jest obserwowana w serii widm muskowitz-seladonit (Velde *op. cit.*).

Seladonit. Mineral ten został opisany z Żółkiewki jako produkt przeobrażeń stilpnomelanu (Janeczek 1983). Na podstawie badań rentgenograficznych i analizy absorpcyjnej w podczerwieni został określony jako żelazisty seladonit. Problemy związane z instrumentalną identyfikacją minerałów z szeregu: żelazisty illit, żelazisty seladonit, glaukonit, zostały przedyskutowane – między innymi – na przykładzie miki strzegomskiej w osobnej publikacji (Janeczek, w druku).

Należy dodać, że występowanie seladonitu w pegmatytach należy do rzadkości. Seladonit był notowany w pegmatycie z Vežnej (Černý 1967), jednak bez podania dokładniejszej charakterystyki, co uniemożliwia jakiegokolwiek porównania.

CHLORYTY

Chloryty, zarówno co do częstości występowania jak i ilości w pegmatytach, ustępują jedynie skaleniom i kwarcom. W literaturze niemieckiej (Schwantke 1896; Gürich 1915) opisano stąd penin, prochloryt, afrosydyryt oraz odkryty

przez Beckera w 1868 roku strigovit. Jednak wiele oznaczeń okazało się nieprawidłowymi. Już wcześniej zwrócono uwagę, że w pegmatytach strzegomskich występują wyłącznie chloryty żelaziste, a nie ma chlorytów magnezowych (Janeczek 1981).

Chloryty strzegomskie różnią się od siebie rozmiarami i pokrojem kryształów oraz morfologią skupień kryształów. Chloryt uznawany do tej pory za penin tworzy skupienia sferolityczne o rozmiarach osiągających 1 mm, przy wielkości poszczególnych kryształów około 500 μm . Na fotografii mikroskopowej (pl. III, 3) widać figury wzrostowe tych kryształów wskazujące na krystalizację policentryczną. Chloryt ten wzrastał na kwarcach, skaleniach i na ścianach (hkO) kryształów pobiotytowego, starszego chlorytu (pl. III, 3). Makroskopowo ziemiste skupienia strigovitu i afrosydyrytu zbudowane są z blaszek o rozmiarach 30–40 μm (strigovit) oraz około 15 μm (afrosydyryt). Kryształki mają symetrię trygonalną (pl. IV, 1, 3). Geometrycznie taki pokrój kryształów można otrzymać przez obrót względem siebie o kąt 60° dwóch trójkątów równobocznych, z których jeden ma boki krótsze. Natomiast w sensie fizycznym jest on odwzorowaniem symetrii warstw oktaedrycznych. Kryształy strigovitu mają również pokrój pseudoheksagonalny. Blaszkki tego chlorytu zrastają się równolegle tworząc charakterystyczne skupienia robaczkowe (pl. IV, 1).

Wyniki analiz chemicznych oraz ich przeliczenia na wzory strukturalne przedstawiono w tabeli 15. Wynika z nich, że wszystkie analizowane chloryty strzegomskie są silnie żelaziste.

Jeśli przyjąć zawartość $Fe_2O_3 = 4\%$ wag. jako graniczną między orto- i leptochlorytami (Hey 1954), to należy strigovit zaliczyć do leptochlorytów, a pozostałe chloryty do ortochlorytów. Zgodnie z klasyfikacją Heya (*op. cit.*) będą to pseudoturyngit i afrosydyryt (czyli Fe-ripidolit); strigovit będzie się mieścił w polu turyngitu. Z kolei w klasyfikacji Foster (*vide* Stoch 1974) wszystkie analizowane chloryty mieszczą się w polu turyngitów.

Jednak najpowszechniej w tej chwili stosowane klasyfikacje Heya i Foster mają słabą stronę w postaci arbitralnie wyznaczonych granic pomiędzy poszczególnymi odmianami. Dlatego w tej pracy zastosowano się do zaleceń Komisji Nazewnictwa Mineralów AIPEA (Bailey 1980) w sprawie nazewnictwa chlorytów. Zgodnie z nimi chloryty traktuje się jako szeregi izomorficzne skrajnych członów: klinochloru $Mg_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, szamozytu $Fe_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, penantytu

Tabela 15. Analizy chemiczne chlorytów strzegomskich
Chemical analyses of chlorites

	Ch-1	Ch-41	Ch-42	Ch-43	Ch-5	Ch-5'
SiO ₂	23,0	25,58	24,36	28,43	23,39	24,78
Al ₂ O ₃	19,8	20,21	20,22	16,60	19,66	18,69
TiO ₂	3,0*	0,24	0,23	—	—	—
FeO	38,9	35,22	35,22	26,21	35,75	36,17
Fe ₂ O ₃	—	6,32	6,41	11,43	3,03	6,45
MnO	2,96*	0,84	0,84	7,25*	0,50	śl.
MgO	4,8	4,50	4,56	0,36	3,80	4,52
Na ₂ O	0,2	—	—	n.o.	0,18	n.o.
K ₂ O	0,3	—	—	n.o.	0,21	n.o.
CaO	1,5	1,87	1,37	0,36	0,61	n.o.
H ₂ O ⁺	6,1	6,66	6,66	—	5,72	—
H ₂ O ⁻	0,2	0,09	0,09	9,31	7,28	9,09
	100,72	101,53	99,96	99,96	100,18	99,70
		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	
Si	2,49	2,69	2,74	2,61	2,67	3,11
Al ^{IV}	1,51	1,31	1,28	1,39	1,35	0,89
Al ^{VI}	1,01	1,19	1,27	1,16	1,25	1,25
Ti	0,25*	0,02	0,02	0,02	0,02	—
Fe ²⁺	3,52	3,09	3,16	3,16	3,07	2,40
Fe ³⁺	—	0,49	0,52	0,52	0,52	0,93
Mn	0,27*	0,08	0,08	0,08	0,08	0,67*
Mg	0,77	0,71	0,72	0,73	0,73	0,06
Ca	0,18	0,21	0,21	0,16	0,16	0,04
OH	4,41	4,68	7,41	4,77	7,50	6,78
f	0,82	0,83	0,84	0,83	0,83	0,98

* Tak duża ilość tytanu i manganu wiąże się z obecnością wrostków tlenków tytanu i tlenków manganu w analizowanych próbkach (zob. tekst).

a – wyniki analiz przeliczone na podstawie 14 (O,OH).

b – wyniki analiz przeliczone na 10 kationów.

Oznaczenia próbek: Ch-1 – chloryt pobiotytowy, Żółkiewka; Ch-41 – strigovit ciemnozielony, Żółkiewka; Ch-42 – strigovit czarny, Grabina; Ch-43 – strigovit, analiza Glockera (Schwantke 1896); Ch-5 – „afrosyderyt”, układ dwufazowy: chloryt-smektyt (?), Żółkiewka; Ch-5' – afrosyderyt (Schwantke *op. cit.*).

Mn₅Al(Si₃Al)O₁₀(OH)₈. Ważny jest przede wszystkim rodzaj kationu oktaedrycznego.

W związku z powyższym zaproponowano przy omawianiu chlorytów strzegomskich przyjęcie notacji stosowanej dla innych szeregów izomorficznych, przy czym Fe³⁺ przeliczano zawsze na Fe²⁺. Według tej notacji na przykład czysty chloryt żelazowy ma symbol sza₁₀₀kli₀pen₀. Ponieważ ilość cząsteczki penantytowej wynika z sumy cząsteczek klinochlorowej i szamozytowej, dlatego można ją przy zapisie pominąć. Zatem skład chemiczny chlorytów z tabeli 15 można przedstawić następująco: sza₇₇kli₁₇ – dafnit, symbol próbki Ch-1; sza₈₃kli₁₅ – strigovit, symbol próbki Ch-41; sza₈₃kli₁₅ – strigovit, symbol próbki Ch-42; sza₈₅kli₁₄ – afrosyderyt, symbol próbki Ch-5 (fig. 20).

Podwyższona zawartość molekuly penantytowej w próbce Ch-1 wiąże się z subtelnymi wtrąceniami tlenków manganu w przestrzeniach międzyblaszkowych chlorytu. Świadczą o tym mapy gęstości rozmieszczenia pierwiastków uzyskane za pomocą mikroanalizatora rentgenowskiego (pl. V, 1–4). Jest bardzo prawdopodobne, że z tą samą przyczyną wiąże się tak duża ilość manganu w starej analizie strigovitu.

Przeliczenia analiz chemicznych z tabeli 15 wykazują pewne różnice w zależności od zastosowanej metody obliczania wzoru strukturalnego. Szczególnie wyraźnie uwidacznia się to w przypadku strigovitu. Przy przeliczeniu na 14 tlenów w „bezwodnej” jednostce strukturalnej, liczba kationów oktaedrycznych jest mniejsza niż 6, przy zbilansowanych ładunkach elektrycznych. Przeliczenia analiz na 10 kationów zapewnia wprowadzie 6 kationów oktaedrycznych, ale zbilansowane ładunki są nieco większe od 28.

Już Bielów (*vide* Kepežinskas 1965) zwrócił uwagę na możliwość tworzenia się wakansów oktaedrycznych w związku z obecnością jonów Ca w strukturze chlorytów. Z analiz przytoczonych w tabeli 15 wynika stała obecność wapnia w chlorytach strzegomskich. Trudno jednak udowodnić, że jest on związany w strukturze chlorytów, a nie pochodzi od wrostków innych minerałów, na przykład epidotu. Na tę ostatnią możliwość wskazują niektóre obserwacje mikroskopowe.

Jeśli w analizach strigovitu przeliczyć Fe³⁺ na Fe²⁺, to we wzorze krystalochemicznym otrzymuje się pięć kationów oktaedrycznych. Może to wskazywać na wtórny charakter Fe³⁺, tym bardziej że przeliczenie analizy chlorytu pobiotytowego (Ch-1), który praktycznie nie zawiera Fe³⁺, niezależnie od metody daje taki sam wynik.

Z przeliczeń analiz chemicznych wynika również prawie o połowę niższa od nominalnej zawartość grup hydroksylowych. W leptochlorytach może to wynikać z częściowego utleniania żelaza w myśl reakcji: Fe²⁺ + 2OH⁻ = Fe³⁺ + O²⁻ + H₂O. Jednak, zdaniem autora, zasadniczą przyczyną tkwi w samej procedurze klasycznej analizy chemicznej, która doprowadza do utleniania się żelaza (zgodnie z zapisaną reakcją) w trakcie oznaczania strat prażenia. Na krzywych DTA (fig. 21) w przedziale temperatur 300–500°C zaznacza się rozmyty, ale wyraźny efekt egzotermiczny. Wiaże się on właśnie z utlenianiem Fe²⁺ do Fe³⁺. Ponieważ termiczna analiza różnicowa jest metodą dynamiczną, dlatego utlenianie żelaza w warunkach statycznych będzie zachodziło w

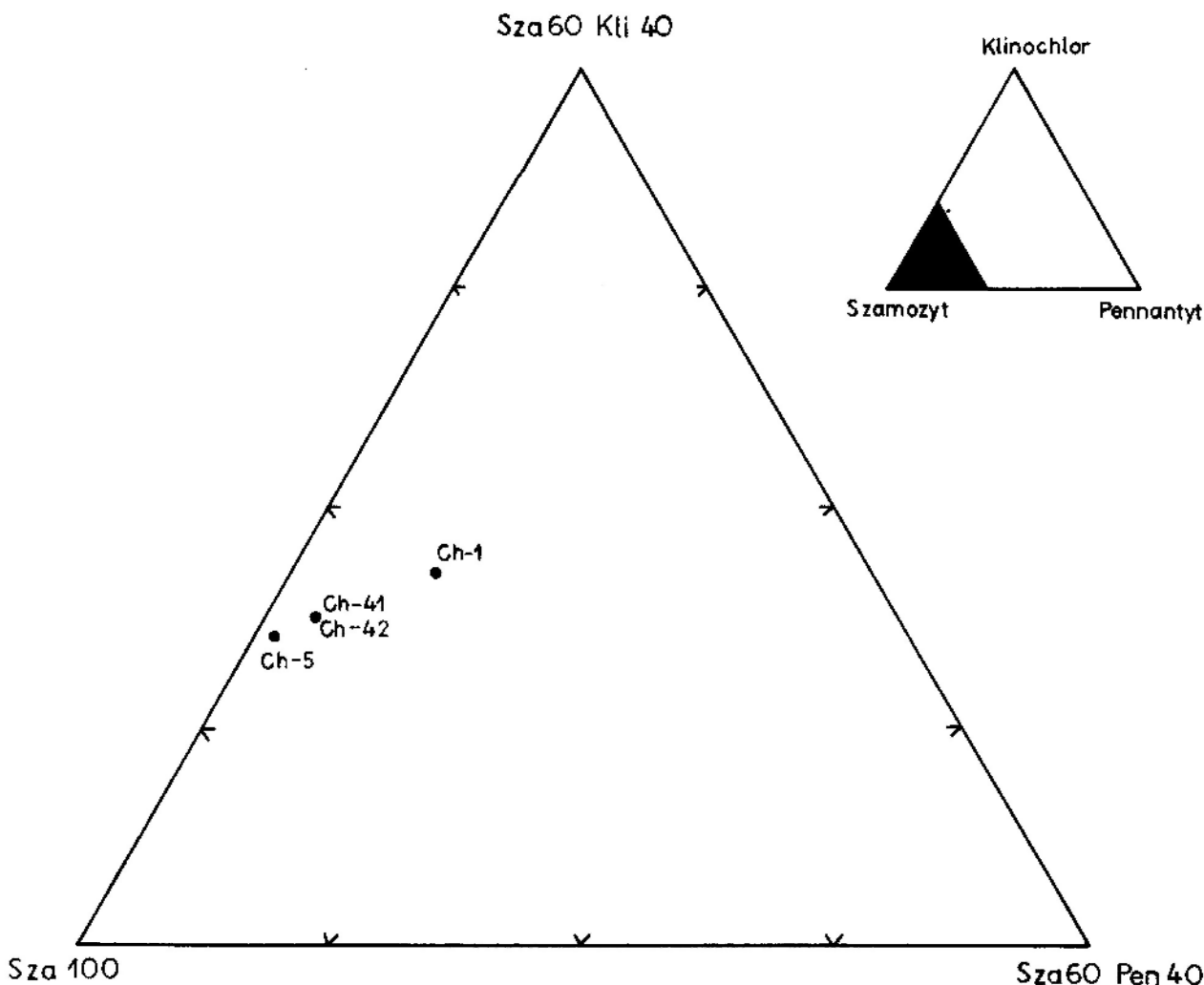


Fig. 20. Trójkąt klasyfikacyjny dla chlorytów. Symbole próbek takie same jak w tabeli 15. Składy analizowanych chlorytów strzegomskich mieszczą się w zaczernionym polu trójkąta

Chlorite triangle with the end members chamosite, clinocllore and pennantite. Chlorite compositions from Strzegom pegmatites fall within black area of the triangular inset. For sample designations see table 15

znacznie niższych temperaturach. Można więc sądzić, że rzeczywista zawartość grup OH w strukturach chlorytów strzegomskich jest większa, niż to wynika z analiz chemicznych, i jest zbliżona do wartości teoretycznej.

Dla dwunastu próbek chlorytów strzegomskich wykonano dyfraktogramy proszkowe. Wszystkie są bardzo podobne do siebie i typowe dla chlorytów żelazistych. Część z nich przedstawiono w tabeli 16. Na wszystkich dyfraktogramach pojawiły się silne piki 001, przy czym piki 001, dla których $l = 2n$ są o wiele silniejsze od pików 001 dla których $l = 2n + 1$. Dotyczy to zwłaszcza piku 001, który jest bardzo słaby w porównaniu z pikami 002 i 004. Mocny jest pik 060, ale ze względu na duże parametry b komórek elementarnych omawianych chlorytów ma on tendencję do nakładania się na równie silny pik 208. Dobrą rozdzielczość tej pary refleksów uzyskano stosując

rejestrację krokową (skok przesuwu licznika wynosił $0,01^\circ 2\theta$), jak również wolny przesuw licznika ($0,5^\circ/\text{min}$) przy rejestracji ciągłej.

W tabeli 17 zestawiono parametry b i $\text{csin } \beta$ chlorytów strzegomskich obliczone na podstawie pomiaru d_{060} z wyliczonymi na podstawie składu chemicznego. Uzyskane wartości są zbliżone do siebie w granicach dokładności pomiaru ($0,01 \text{ \AA}$).

O ile na wartość parametru b mają decydujący wpływ kationy oktaedryczne o dużych promieniach jonowych (Fe^{2+} , Mn^{2+}), o tyle na wielkość parametru c zasadniczy wpływ ma ilość Al^{IV} (Bailey 1972). Wzrost ilości Al^{IV} powoduje zmniejszenie grubości pakietu 2 : 1 wyrażonej przez wartość $d_{001} = \text{csin } \beta$. Z porównania wartości d_{001} uzyskanych przez pomiar refleksów podstawowych dalszych rzędów z wartościami d_{001} wyliczonymi z równania Brindleya (1961) oraz z wieloskładnikowego równania Kepežinskas (1965) widać,

Tabela 16. Dane rentgenograficzne proszkowe chlorytów
X-ray diffraction data for chlorites

Ch-43			Ch-1		Ch-51		Ch-5		Ch-3	
d (Å)	I	I*	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
14,02	9	9	14,06	6	14,06	10	14,06	23	14,12	15
7,05	80	80	7,06	80	7,04	90	7,04	100	7,04	100
4,70	25	30	4,70	25	4,70	30	4,71	25	4,71	20
4,64	11	20								
3,53	100	100	3,53	100	3,52	100	3,53	60	3,53	90
2,821	15	20	2,822	15	2,821	20	2,822	10	2,821	10
2,67*	8	10	2,682	7			2,676	5		
2,611	40	65	2,616	12	2,608	6	2,609	20	2,611	5
2,565	30	50	2,568	10	2,563	4	2,569	12		
2,459	25	45	2,464	15	2,459	5	2,460	10	2,459	5
2,400	30	50	2,405	15	2,402	5	2,400	15	2,405	5
2,272	20	40	2,285	5	2,272	4	2,272	7	2,277	4
2,040	10	20			2,040	8	2,040	40	2,038	40
2,009	25	50	2,015	15	2,011	10	2,011	20	2,014	10
1,888	9	25	1,888	9	1,887	6	1,888	8	1,888	8
1,829	5	10					1,832	7	1,830	7
1,664	5	10			1,661	5			1,665	8
1,566	10	25	1,563	10	1,566	10	1,565	15	1,566	10
1,555	25	55	1,560	15	1,555	10	1,554	20	1,555	10
1,518	10	30	1,523	5	1,517	5	1,520	15	1,521	5

* próbka reorientowana.

Oznaczenia próbek: Ch-43 – strigovit, Żółkiewka; Ch-1 – szamozyt pobiotytowy, Żółkiewka; Ch-51 – szamozyt pobiotytowy, Czernica; Ch-5 – afrosyderyt (+ smektyt?), Żółkiewka; Ch-3 – „penin”, Żółkiewka. Promieniowanie Co K_α (próbka Ch-3 – promieniowanie Fe K_α).

* reoriented sample

Sample designations: Ch-43 – strigovite, Żółkiewka; Ch-1 – postbiotitic chamosite, Żółkiewka; Ch-51 – postbiotitic chamosite, Czernica; Ch-5 – aphrosiderite (+ smectite), Żółkiewka; Ch-3 – “pennine”, Żółkiewka. Co K_α radiation (sample Ch-3 – Fe K_α radiation).

Tabela 17. Pomierzone (exp) i obliczone (calc) wartości parametrów $b(\text{Å})$ i $\text{csin } \beta(\text{Å})$ komórek elementarnych chlorytów strzegomskich

Measured (exp) and calculated (calc) $b(\text{Å})$ and $\text{csin } \beta(\text{Å})$ unit cell parameters of Strzegom chlorites

	Ch-1	Ch-3	Ch-42	Ch-5
b_{exp}	9,36	9,35	9,33	9,34
b^*_{alc}	9,347	9,320	9,334	9,346
b^*_{calc}	9,354	–	9,326	9,346
$d_{001 \text{ exp}}$	14,11	14,10	14,12	14,09 ₅
$d^*_{001 \text{ calc}}$	14,11	–	14,17	14,17
$d^*_{001 \text{ calc}}$	14,09	–	14,14	14,12

Ch-3 – tak zwany penin, Żółkiewka. Pozostałe symbole próbek jak w tabeli 15.

* Obliczono za pomocą równania Shirozu (*vide* Bailey 1972).

** Obliczono za pomocą równania Kepezinskas (1965).

*** Obliczono za pomocą równania Brindleya (*vide* Bailey 1972).

Ch-3 – so called pennine, Żółkiewka. Other symbols of samples as in table 15.

* Calculated on the basis of Shirozu equation (*vide* Bailey 1972).

** Calculated on the basis of Kepezinskas equation (1965).

*** Calculated on the basis of Brindley equation (*vide* Bailey 1972).

że lepszą zgodność danych eksperymentalnych uzyskuje się z równaniem wieloskładnikowym, uwzględniającym wpływ składników warstw oktaedrycznych na wartość d_{001} (tab. 17). Potwierdza to tezę Bailey (1972), że grubości pakietów w chlorytach mogą się zmieniać od okazu do okazu niezależnie od składu warstw tetraedrycznych. Na przykład odległość O–OH pomiędzy pakietem 2 : 1 i warstwą międzypakietową maleje proporcjonalnie do liczby ciężkich atomów w pozycjach oktaedrycznych. Również liczba wakansów oktaedrycznych, liczba kationów oktaedrycznych trójwartościowych oraz sposób uporządkowania kationów ma wpływ na wartość parametru c , a tym samym na wartość d_{001} .

Jednoznaczne ustalenie odmian politypowych chlorytów strzegomskich na podstawie samych tylko rentgenogramów proszkowych okazało się zadaniem trudnym. Na podstawie analizy położenia i intensywności pików hOl i hOĪ można wnioskować, że chloryty strzegomskie krystalizowały w politypach jednoskośnych Ib lub IIb. Z drugiej strony zdjęcie rentgenowskie chlorytu Ch-1 uzyskane metodą kryształu kołysanego wykazało, że jest on dwuwarstwowy ($d_{001} \sim 22 \text{ Å}$). Poli-

typia w przypadku takich struktur jest bardziej złożona na skutek możliwości tworzenia się politypów mieszanych (Shirozu, Bailey 1965).

W celu uzyskania informacji o symetrii rozkładu atomów ciężkich (Fe, Mn) między warstwy oktaedryczne pakietów 2 : 1 i warstwy międzypakietowe wykonano metodą refleksyjną analizę dyfraktometryczną pseudomonokryształu pobiotytoowego chlorytu Ch-1. Uzyskano serię trzynastu pików typu 00l. Na podstawie pików 0.0.10, 0.0.12, 0.0.14 (zakres $2\theta_{Co} = 78-125^\circ$) obliczono $d_{001} = 14,11 \text{ \AA}$. Dla siedmiu pierwszych refleksów obliczono intensywność całkowitą jako sumę zliczeń licznika po odcięciu intensywności tła (tab. 18).

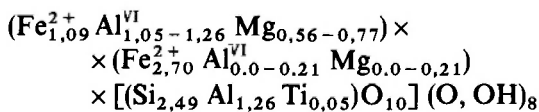
Tabela 18. Intensywność względna pików 001 chlorytów strzegomskich. Promieniowanie CoK_α.
Relative intensities of 001 reflections of Strzegom chlorites. CoK_α radiation

001	Ch-1		Ch-3		Ch-42		Ch-5	
	a	b	c		d			
1	12	6	16	9	15	23		
2	75	78	100	80	100	100		
3	46	24	20	26	20	22		
4	100	100	88	100	74	90		
5	40	15	9	16	11	10		
I_{003}/I_{005}	1,15	1,6	2,22	1,62	1,82	2,2		

a. refleksy od płaszczyzny 001 „monokryształu” chlorytu;
b. preparat proszkowy; c. próbka reorientowana; d. próbka orientowana; oznaczenia próbek takie same, jak w tabeli 15 i 17.

a. reflections from 001 face of chlorite “monocrystal”;
b. powdered sample; c. unoriented sample; d. oriented sample; symbols of samples as in tables 15 and 17.

Pozwoliło to na obliczenie czynników struktury. Postępując się metodą Brindleya i Gilleriego (1956), polegającą na porównaniu czynników struktury wyznaczonych eksperymentalnie z obliczonymi dla różnych stopni asymetrii rozmieszczenia atomów żelaza, określono ten rozkład w badanym chlorycie jako asymetryczny. Około 70% atomów żelaza i manganu lokuje się w warstwie oktaedrycznej pakietu 2 : 1. Dlatego wzór krystallochemiczny chlorytu Ch-1 można zapisać w następujący sposób:



W tabeli 18 zestawiono intensywności pików 00l pozostałych próbek chlorytów. Rozkład inten-

sywności wskazuje na asymetrię rozmieszczenia atomów żelaza w strukturze tych chlorytów, podobnie jak w chlorycie Ch-1.

Termogramy chlorytów strzegomskich są do siebie podobne zarówno pod względem kształtu krzywych DTA i TG (fig. 21), jak i wartości temperatur reakcji cieplnych. Wszystkie charakteryzują się wyraźnym efektem endotermicznym

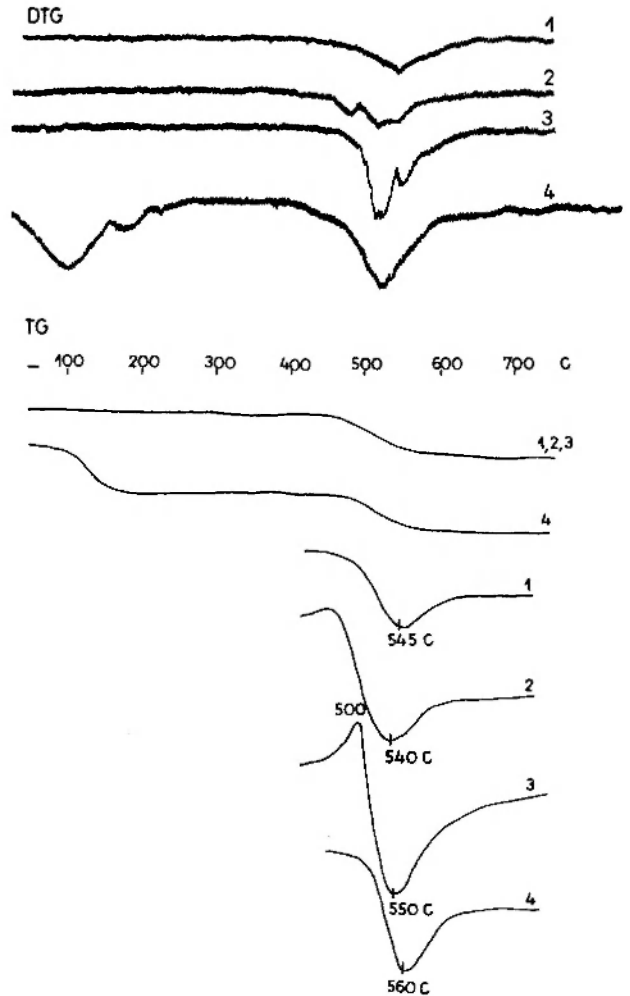


Fig. 21. Krzywe DTG i TG chlorytów strzegomskich. Pokazany jest także profil pików endotermicznych zarejestrowanych na krzywej DTA. 1 – chloryt pobiotytoowy, Żółkiewka (naważka – 200 mg); 2 – „penin”, Żółkiewka (naważka – 140 mg); 3 – strigovit, Żółkiewka (naważka – 210 mg); 4 – afrosyde-ryt (+ smektyt?), Żółkiewka (naważka – 300 mg). Tempo grzania – $10^\circ/\text{min}$

DTG and TG curves for Strzegom chlorites. Profile of the endothermic peak in the DTA curve is also shown. 1 – postbiotitic chlorite, Żółkiewka (sample weight – 200 mg); 2 – “pennine”, Żółkiewka (sample weight – 140 mg); 3 – strigovite, Żółkiewka (sample weight – 210 mg); 4 – aphrosiderite (+ smectite?), Żółkiewka (sample weight – 300 mg). Heating rate – $10^\circ/\text{min}$

z maksimum pomiędzy 520 i 560° C. Przesunięcie maksimum temperatury tego efektu w stronę niższych temperatur w przypadku chlorytu Ch-3 wiąże się prawdopodobnie z mniejszą naważką próbki pobranej do analizy. Pik endotermiczny na wszystkich termogramach ma wyraźną asymetrię charakterystyczną dla efektów dehydroksylacyjnych. Krzywa DTG (fig. 21) ujawnia złożony, dubletowy kształt tego piku w próbie Ch-42. Pierwszy efekt z maksimum w temperaturze 540° C można wiązać z dehydroksylacją warstwy międzypakietowej, a drugi, słabszy z maksimum w temperaturze 550° C – ze zniszczeniem warstwy metalohydroksylowej pakietu 2 : 1.

W odróżnieniu od pozostałych chlorytów, na krzywej DTA próbki Ch-5 znajdują się dwa symetryczne endotermiczne piki niskotemperaturowe ($T_{\max} = 100$ i 160°C), z którymi wiąże się utrata masy próbki wynosząca 6%. Taki charakter krzywej DTA, nietypowy dla chlorytów, da się wytłumaczyć oddawaniem wody zaadsorbowanej przez minerał ilasty (nontronit?) tworzący się kosztem chlorytu (pl. IV, 2–4).

Termogramy jednoznacznie określają chloryty strzegomskie jako Fe-chloryty. Dla takich chlorytów, w odróżnieniu od chlorytów magnezowych i magnezowo-żelazowych, charakterystyczny jest pojedynczy efekt endotermiczny i brak lub słabe wykształcenie efektu egzotermicznego (Smykatz-Kloss 1974). W przypadku chlorytów strzegomskich egzotermiczny efekt tworzenia się fazy o strukturze spinelu zaznacza się niewyraźnym wygięciem krzywej DTA w zakresie temperatur 720–750° C. Na przykład chloryt Ch-3 po ogrzaniu do temperatury 1000° C z prędkością 10° C/min rozpadł się, a nowa faza ma strukturę hercynitu ($a = 8,13 \text{ \AA}$). Wszystkie chloryty strzegomskie mają na swoich termogramach egzotermiczne podniesienie linii tła w zakresie 300–500° C związane z utlenieniem żelaza.

Porównanie widm absorpcyjnych w podczerwieni poszczególnych chlorytów strzegomskich wskazuje na ich duże podobieństwo zarówno co do wartości liczb falowych, jak i intensywności oraz kształtu pasm absorpcji (fig. 22). Położenie pasm absorpcji w całym badanym zakresie widma (300–4000 cm^{-1}) jest charakterystyczne dla Fe-chlorytów. Wskazuje na to między innymi przesunięcie pasm w zakresie 4530–800 cm^{-1} w kierunku mniejszych liczb falowych. Charakterystyczne dla Fe-chlorytów pasmo 810 cm^{-1} zaznacza się w niektórych widmach słabym przegięciem na krótkofalowym skłonie pasma 750 cm^{-1} .

W widmie chlorytu Ch-5, w odróżnieniu od pozostałych, pasmo około 1000 cm^{-1} przesunięte jest w kierunku wyższych liczb falowych (fig. 22). Da się to objaśnić tym, że próbka ta reprezentuje układ dwumineralny: chloryt-minerał ilasty, prawdopodobnie smektyt. W rezultacie doszło do nałożenia się pasm absorpcji pochodzących od drgań grup Si–O chlorytu i domnianego smektytu. Ponieważ dla próbek monomineralnych pasma te są względem siebie przesunięte, to widmo wypadkowe w tym zakresie przypomina widmo nontronitu. Obecne jest również charakterystyczne dla nontronitu pasmo 495 cm^{-1} , co potwierdza przypuszczenie, że fazą wypierającą chloryt jest żelazisty smektyt.

W zakresie drgań grup OH w widmach chlorytów strzegomskich obecne są pasma o niskich wartościach liczb falowych w porównaniu z chlorytami magnezowymi. W chlorytach żelazowych bowiem odległość między grupami OH i tlenami warstw tetraedrycznych maleje wraz ze wzrostem zawartości żelaza w warstwach oktaedrycznych, a tym samym maleje częstość drgań ugrupowań hydroksylowych (Hayashi, Oinuma 1967).

Opierając się na przedstawionych danych należy stwierdzić, że w pegmatytach strzegomskich występują wyłącznie chloryty żelaziste. Nie występują, bo ze względu na warunki krystalizacji nie mogą tutaj występować, peniny i inne chloryty magnezowe. Jest rzeczą ciekawą, że wśród badaczy niemieckich przekonanie o występowaniu peninu w pegmatytach strzegomskich było tak silne, że zupełnie lekceważyli wyniki analizy chemicznej tego minerału, z której wynikała ponad trzydziestoprocentowa zawartość FeO i znikoma ilość magnezu (*vide* Schwantke 1896) w próbce rzekomego peninu. Ze względu na małą ilość czystego materiału nie udało się wykonać w ramach tej pracy pełnej analizy chemicznej tego minerału (próbka Ch-3). Jednak przedstawione wyniki analiz instrumentalnych oraz obserwacje optyczne (niebieskie subnormalne barwy interferencyjne przy ujemnym znaku optycznym, średni współczynnik załamania światła około 1,66) nie pozostawiają cienia wątpliwości, że mamy tu do czynienia z minerałem żelaza.

Nieuzasadnione jest również traktowanie strigovitu jako osobnej odmiany chlorytowej. Nie wykazuje on żadnych indywidualnych cech fizycznych, chemicznych i strukturalnych. Należy pamiętać, że został on wyróżniony jako nowy minerał na podstawie analizy chemicznej i wyglądu skupień (Schwantke 1896). Tymczasem nawet gdy-

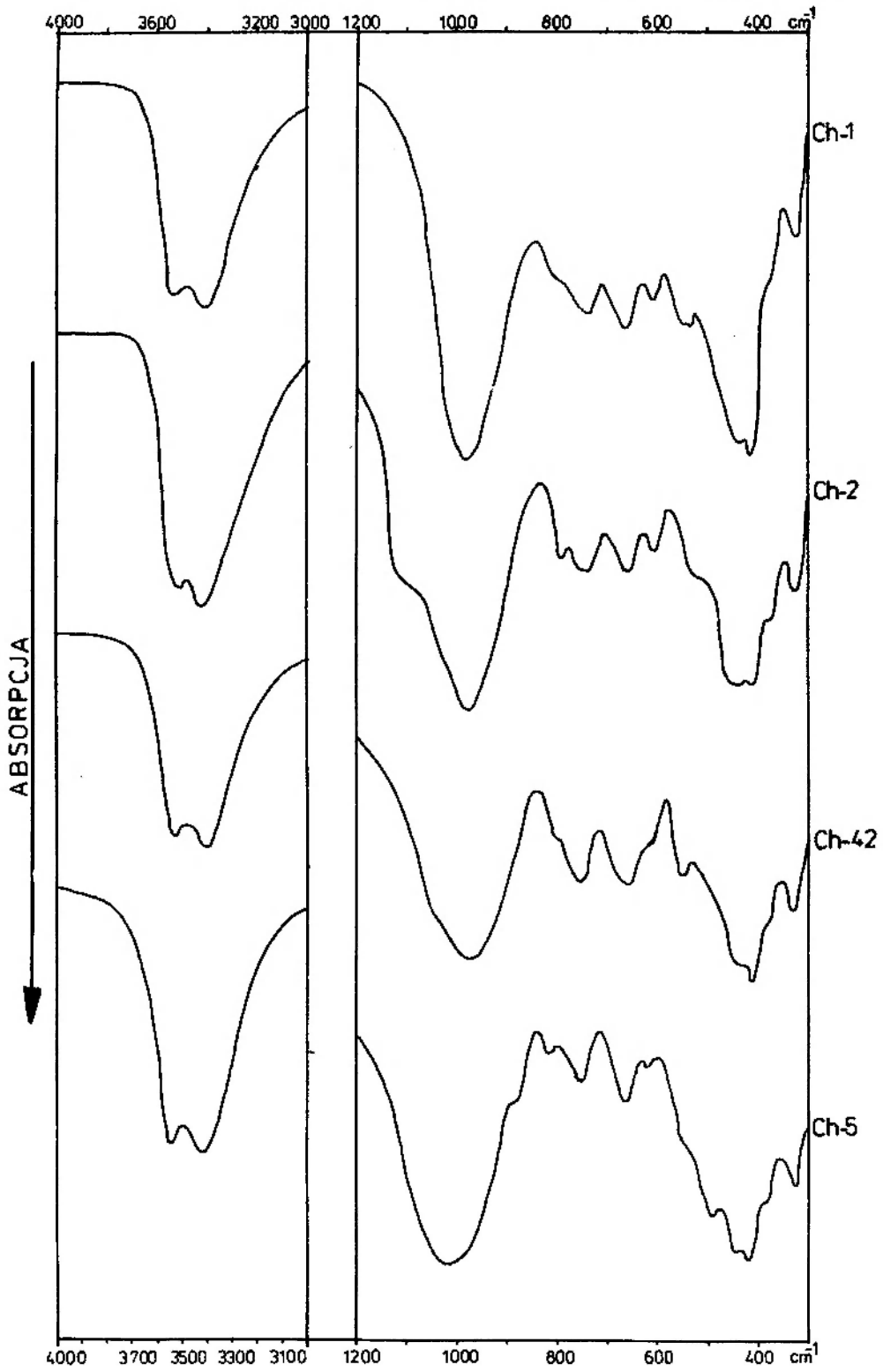


Fig. 22. Widma absorpcyjne w podczerwieni chlorytów. Symbole próbek takie, jak w tabeli 15. Spektrofotometr Perkin Elmer, model 180

Infrared spectra for chlorites. Sample designations as in table 15. Perkin Elmer spectrophotometer, model 180

by założyć, że dziewiętnastowieczna analiza chemiczna tego minerału była poprawna, co nie znajduje potwierdzenia w analizach wykonanych obecnie (tab. 15), to i tak we wszystkich klasyfikacjach minerał ten wpada w pola znanych już chlorytów (np. delessytów). Problem jeszcze bardziej się upraszcza, jeśli przyjąć zalecenia nomenklaturowe Komisji Nazewnictwa Minerałów AIPEA. Chociaż nazwa strigovit (niesłusznie spolszczona na strzegomit) jest bardzo popularna w literaturze światowej i można ją ewentualnie zachować dla określenia charakterystycznych ziemistych skupień żelazistych chlorytów.

Chloryty są nie tylko składnikiem pegmatytów miarolitycznych, ale występują również w granitoidach całego masywu Strzegom-Sobótka. Są to chloryty pobiotytowe o cechach optycznych chlorytu $\text{sz}_{a_{77}} \text{kli}_{1,7}$ (pl. VI, 2). Strigovity natomiast są składnikami granitów przeobrażonych hydrotermalnie.

Szerokie rozprzestrzenienie Fe-chlorytów we wszelkiego rodzaju utworach hydrotermalnych wynika stąd, że minerały te, podobnie jak żelaziste septochloryty, mają pole stabilności w niskich temperaturach.

STILPNOMELAN

Pomimo częstego występowania tego minerału w pegmatytach okolic Strzegomia (fig. 10) został on po raz pierwszy opisany dopiero w 1977 roku (Sachanbiński, Janeczek 1977). Należy podkreślić, że stilpnomelan występuje jedynie w okolicach Żółkiewki oraz bardzo rzadko w Grabinie. Jest rzeczą interesującą, że minerał ten nie został zidentyfikowany w próbkach strzegomskich przez jego odkrywcę Glockera. Glocker odkrył stilpnomelan w próbkach pochodzących ze Złatych Hor (dawniej Zuckmantel), natomiast na sygnowanych przez niego metryczkach okazów z okolic Strzegomia, znalezionych już po odkryciu tego minerału, znajdują się, często ze znakiem zapytania, napisy „glimmer” – łyszczyk.

Sądząc po własnościach optycznych i strukturalnych w pegmatytach Żółkiewki dominuje odmiana stilpnomelanu bogata w Fe^{2+} , tzw. ferrostilpnomelan ($n_{\gamma} = n_{\beta} = 1,611\text{--}1,613$, $D = 2,72$), natomiast o wiele rzadziej spotyka się ferristilpnomelan ($n_{\gamma} = n_{\beta} = 1,676\text{--}1,678$).

Najbardziej czułe na zmiany składu chemicznego stilpnomelanu, a zwłaszcza na ilość Fe^{3+} są parametry a i d_{001} . Parametr a trójskośnej komórki elementarnej tego minerału można obliczyć z parametrów jego ortoheksagonalnej pod-

komórki, przy czym $a_H = 0,25 \cdot a$ (Eggleton, Chappell 1978). Parametry a i d_{001} ferrostilpnomelanu z Żółkiewki wynoszą odpowiednio 21,92 Å i 12,08 Å. Na podstawie wykresów zależności parametrów a i d_{001} od ilości Fe^{3+} (Eggleton, Chappell 1978) można sądzić, że analizowany stilpnomelan zawiera od 10 do 15 jonów Fe^{3+} na 48 atomów oktaedrycznych znajdujących się w komórce elementarnej.

Elektronogramy ferro- i ferristilpnomelanu z Żółkiewki (pl. V, 5, 6) zostały wykonane w Laboratorium Mineralogii Eksperymentalnej Uniwersytetu Софijskiego. W otrzymanym obrazie sieci odwrotnej stilpnomelanów wyraźnie zaznaczają się szeregi plamek o znacznie większej intensywności niż pozostałe. Te szeregi odpowiadają heksagonalnej podkomórce trójskośnej komórki elementarnej stilpnomelanu. Wzmocnione plamki mają wskaźniki $2h+k = 3n$. Ten efekt nadstruktury wynika z bardzo dużych rozmiarów komórki elementarnej tego minerału.

SMEKTYTY

O występowaniu nontronitu w pegmatytach strzegomskich wzmiankował po raz pierwszy Traube (*vide* Schwantke 1896). Używano wtedy nazwy „pinguit”, będącej nie stosowanym już dzisiaj synonimem nontronitu. W roku 1974 natrafiono w Żółkiewce na duże ilości nontronitu wypełniającego komorę pegmatytu. Przedstawione poniżej badania wykonano na próbkach pochodzących z tego znaleziska, znajdujących się w zbiorach Muzeum Mineralogicznego UW.

Występowanie nontronitu nie ogranicza się jedynie do pegmatytów. Udało się stwierdzić jego obecność w postaci cienkich powłok na powierzchniach luster tektonicznych, a duże ilości nontronitu występują w poziomych szczelinach, związanych z ciosem pokładowym, w Wieśnicy.

Drugi, nie znany do tej pory z masywu Strzegom-Sobótka reprezentant tej grupy minerałów, montmorillonit został znaleziony przez autora w Zimniku. Wypełniał on kulistą miarolę o średnicy 10–15 cm, w której obok niego wykrystalizowały skolecyt, stilbit, klinozoisyt, molibdenit, kwarc i mikroklin. Szczególnie interesująca z punktu widzenia genezy smektytu jest parageneza skolecyt-montmorillonit.

Nontronit ma barwę żółtozieloną, przy czym jej odcień zależy od wilgotności próbki. W stanie powietrznosuchym tworzy bardzo zwarte skupienia ziemiste. Montmorillonit z Zimnika ma

barwę białą i w przeciwieństwie do nontronitu nie jest związany.

Wyniki analizy chemicznej nontronitu z Żółkiewki i obliczone na ich podstawie udziały atomów w komórce elementarnej przedstawione są w tabeli 19. Niezależnie od sposobu przeliczenia

Tabela 19. Analiza chemiczna nontronitu z Żółkiewki
Chemical analysis of nontronite from Żółkiewka

		Ilość kationów w komórce elementarnej		
		Number of cations in the unit cell		
		a	b	
SiO ₂	40,10	Si	3,54	3,45
Al ₂ O ₃	1,70	Al ^{IV}	0,18	0,18
TiO ₂	0,15	Fe ^{IV}	0,27	0,35
Fe ₂ O ₃	34,07	Fe ^{VI}	1,86	1,86
FeO	0,76	Ti	0,01	0,01
MnO	0,17	Mn	0,01	0,01
CaO	1,87	Mg	0,08	0,08
MgO	0,61	Fe ²⁺	0,05	0,05
Na ₂ O	0,05	Ca	0,18	0,18
K ₂ O	0,13	Na	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,04	K	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	7,11	OH ⁻	2,09	2,09
H ₂ O ⁻	13,22			
	99,98			

a. wyniki analizy chemicznej przeliczone metodą Rossa i Hendricksa (*vide* Stoch 1974); b. wyniki analizy chemicznej przeliczone metodą „walencyjną”. Analiza spektralna wykryła dodatkowo Zn – 10⁻³·10⁻²⁰/o wag. i Cu – 10⁻⁴⁰/o wag.

a. chemical analysis was recalculated using Ross and Hendricks method (*vide* Stoch 1974); b. chemical analysis was recalculated using the “valence” method. Zn (10⁻³·10⁻²wt.%) and Cu (10⁻⁴wt.%) were also determined by means of spectrophotometric analysis.

analizy chemicznej widać, że istnieje duży niedobór glinu, dzięki czemu Fe³⁺ zajmuje pozycje tetraedryczne. Stoch (1974) za Czekinem podaje przykład nontronitu, w którym przy śladowej zawartości glinu jony Fe³⁺ częściowo podstawiały Si.

Stubičan i Roy (1961) zwrócili uwagę, że wraz ze wzrostem ilości Al^{IV} w montmorillonicie różnica w intensywności pasm absorpcji promieniowania podczerwonego 473 (drżania Si–O) i 535 cm⁻¹ (drżania Si–O–Al) maleje. Jednocześnie szerokie pasmo 806 cm⁻¹ jest zastąpione przez dwa słabsze 753 i 820 cm⁻¹. Ponieważ nontronit można traktować jako odpowiednik beidellitu (nontronit tworzy również ciągły szereg izomorficzny z beidellitem), wobec tego podobny efekt jak w przypadku wysokoglinowego smektytu powinien być obserwowany w widmie absorpcyjnym smektytu żelazistego.

W widmie nontronitu z Żółkiewki (fig. 23) pasmo 485 cm⁻¹ odpowiadające pasmu 535 cm⁻¹ w widmie beidellitu, ma intensywność tylko nieco większą niż pasmo 425 cm⁻¹. Odwrotnie jest

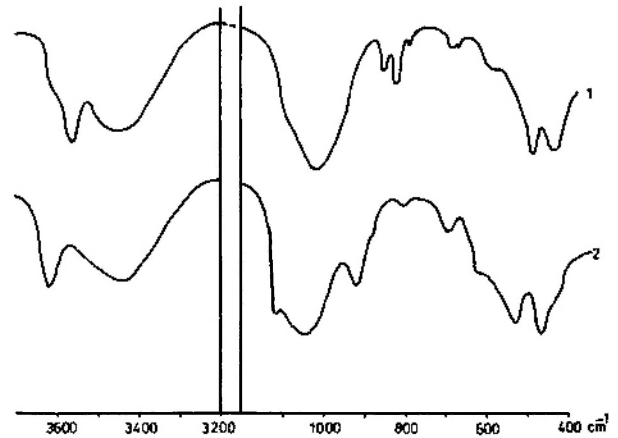


Fig. 23. Widma absorpcyjne w podczerwieni nontronitu i montmorillonitu. 1 – nontronit, Żółkiewka; 2 – montmorillonit, Zimnik. Spektrofotometr Perkin Elmer, model 180

Infrared absorption spectra for nontronite and montmorillonite. 1 – nontronite, Żółkiewka; 2 – montmorillonite, Zimnik. Perkin Elmer spectrophotometer, model 180

w widmie montmorillonitu z Zimnika. Zgodnie z tym, co pisali Stubičan i Roy (*op. cit.*), niewielka różnica intensywności obu pasm potwierdza obecność żelaza w pozycjach tetraedrycznych. Z tych samych względów należy uznać, że próbka z Zimnika reprezentuje normalny (pod względem ilości Al^{IV}) montmorillonit. Niestety ze względu na zbyt małą ilość materiału nie udało się wykonać jej analizy chemicznej. W przypadku nontronitu podstawienie Fe³⁺ za Al^{VI} powoduje przesunięcie pasm absorpcji w stronę mniejszych liczb falowych niż u montmorillonitu. Ponadto pojawiają się nowe pasma charakterystyczne dla nontronitu (fig. 23).

Analizy dyfraktometryczne obu smektytów wykazują duże podobieństwo pod względem położenia pików 001 w stanie powietrznosuchym i po glicerynowaniu. W nontronicie po glicerynowaniu odległość d_{001} zmieniła się z 15,22 Å na 17,80 Å, a w montmorillonicie z 15,24 Å na 17,70 Å. Na podstawie tych danych oraz biorąc pod uwagę fakt współwystępowania ze skolecytem można sądzić, że w montmorillonicie zimnickim głównym kationem wymiennym jest Ca.

Asymetryczny kształt krzywej DTG nontronitu (fig. 24) wyraźnie wskazuje na dwuetapowość oddawania wody zaadsorbowanej przez ten minerał. Położenie endotermicznego pików związanego z dehydroksylacją, a zarazem rozpadem struktury non-

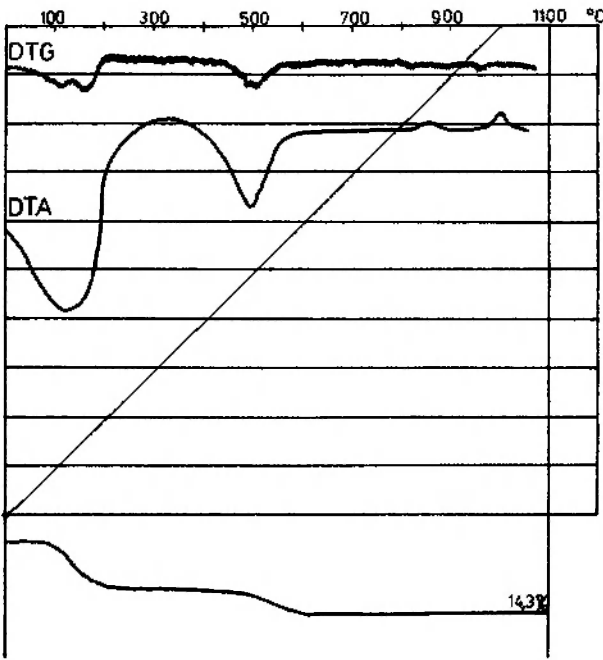


Fig. 24. Derywatogram nontronitu z Żółkiewki. Tempo grzania 10°/min
DTA, DTG and TG curves for Żółkiewka nontronite. Heating rate – 10°/min

tronitu zależy od naważki próbki użytej do analizy. Dla naważki 280 mg $T_{max} = 500^{\circ}C$ (fig. 24), natomiast dla naważek znacznie mniejszych pik przemieszcza się w stronę niższych temperatur.

BERYL

W druzach zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka minerał ten spotykany jest sporadycznie. Natomiast obficie występuje w żyłach pegmatytowych wschodniej części masywu, a mianowicie w Wierzbnie, Siedlimowicach, Goli Świdnickiej, Mrowinach i Strzeblowie. W części zachodniej beryle najczęściej pojawiają się w Zimniku. Stamtąd pochodzi niedawno znaleziony okaz akwamarynu eksponowany w Muzeum Ziemi PAN w Warszawie.

Znajdowane do tej pory beryle mają pokrój słupowy i zakończone są wyłącznie ścianami dwuścianu (0001). Największy znaleziony w Strzeblowie beryl barwy ciemnozielonej miał rozmiary 10 × 5 cm, a długość słupków beryli z Wierzbna osiąga 6 cm przy szerokości 4 cm (Sachanbiński 1973). Podobne rozmiary osiągają beryle z Siedlimowic.

Beryle z Wierzbna, Siedlimowic, Goli i Zimnika mają jasnozieloną barwę i są nieprzezroczyste. Pojedyncze okazy ciemnozielonych beryli znajdowano w Żółkiewce i w Strzeblowie.

Ponieważ beryle strzegomskie będą przedmiotem osobnej pracy, dlatego poniżej przedstawione zostaną dane dotyczące wyłącznie beryli ze skałeniowo-muskowitowego pegmatytu z Wierzbna i z żyłowego pegmatytu z Zimnika.

Na podstawie przedstawionych w tabeli 20

Tabela 20. Zawartość alkaliów w berylach z Wierzbna i Zimnika (% wag.)

Alkali content in beryl from Wierzbno and Zimnik (wt.%)

	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	R ₂ O	CaO
Wierzbno	0,35	0,29	0,03	0,67	0,03
Zimnik	0,59	0,33	0,06	0,98	0,05

wyników oznaczeń alkaliów beryle z Wierzbna i Zimnika można zaliczyć, według klasyfikacji Beusa (1960), do beryli sodowo-potasowych z małą ilością alkaliów. Černý (1975) stwierdził istnienie związku opisywanego funkcją hiperboliczną pomiędzy stosunkiem Na/Li a zawartością Cs w berylach. Opierając się na wykresie Černego można wnioskować, że badane próbki zawierają jedynie śladowe ilości cezu. Również wartości współczynników załamania światła potwierdzają nieduży udział alkaliów w strukturze berylu z Wierzbna (tab. 21).

Tabela 21. Rozmiary komórek elementarnych beryli z Wierzbna i Zimnika oraz dane optyczne i gęstość berylu z Wierzbna
Unit cell dimensions of beryl from Wierzbno and Zimnik, and optical data and density for beryl from Wierzbno

	a (Å)	c (Å)	V (Å ³)	n _e	n _o	D ⁻
Wierzbno	9,214	9,202	676,5	1,572	1,578	2,69
Zimnik	9,220	9,199	677,2	—	—	—

Beryle z Wierzbna i Zimnika mają niemal identyczne rentgenogramy oraz nieznacznie różniące się rozmiary komórek elementarnych (tab. 21).

Widma absorpcyjne w podczerwieni obu beryli są bardzo do siebie podobne, zwłaszcza w zakresie fal dłuższych (fig. 25). Zbieżność dotyczy zarówno położenia pasm absorpcji, jak i ich intensywności.

Plusnina (1964) wykazała zmienność widm absorpcyjnych w podczerwieni beryli w zależności od zawartości alkaliów, zwłaszcza litu. W widmach beryli bezalkalicznych i małoalkalicznych podstawowe pasmo jest rozszczepione na dwa: około 1200 cm⁻¹ i około 960 cm⁻¹. Z drugiej strony, Petrusenko, Arnaudow i Kostow (1971) nie stwierdzili zależności między charakterem widm absorpcyjnych w zakresie 1200–900 cm⁻¹ a alka-

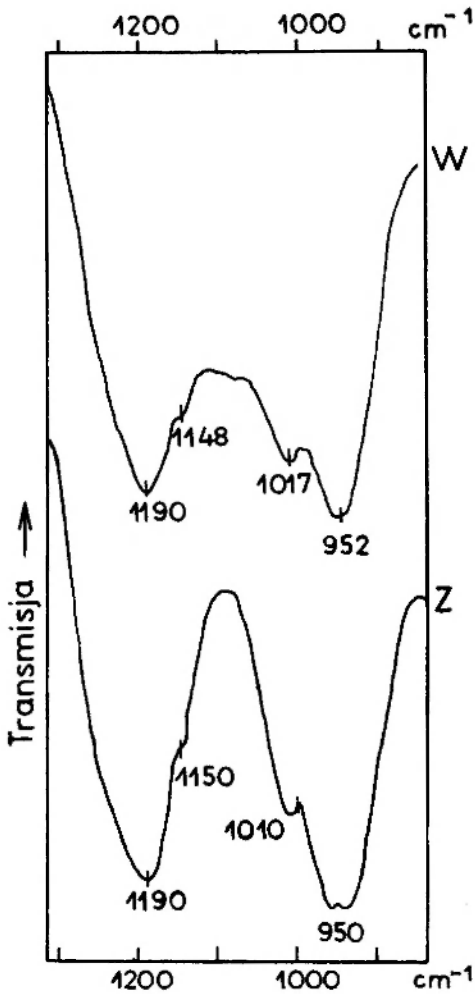


Fig. 25. Widma absorpcyjne w podczerwieni beryli w zakresie 900-1300 cm^{-1} . W – Wierzбно, Z – Zimnik. Spektrofotometr Specord 72IR

Infrared absorption spectra of beryl in the region 900-1300 cm^{-1} . W – Wierzбно, Z – Zimnik. Specord 72IR spectrophotometer

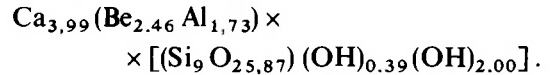
licznością badanych przez nich jedenastu beryli z pegmatytów Bułgarii. Prawdopodobnie zasadniczy wpływ na absorpcję w tym zakresie widma mają podstawienia Al za Si oraz Al za Be niezależnie od wahań w zawartości alkaliów.

W widmach beryli wierzbnickich i zimnickich pasmo podstawowe jest wyraźnie rozszczepione (1190, 1150 i 1017, 950 cm^{-1}), a stosunki intensywności pasm 800, 738 i 676 cm^{-1} są takie same, jak u badanych przez Plusninę (*op. cit.*) beryli o małej zawartości alkaliów. Pojawienie się pasm absorpcji przy 1630 i 3340 cm^{-1} wskazuje na obecność drobin wody w kanałach struktury beryli.

Bawenit. Jest najpowszechniej występującym minerałem berylowym w pegmatytach zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka. Tworzy tam paragenety z epidotem, fluorystem i aksynitem.

W wielu minerałach (kwarc dymny, aksynit, kalcyt) tworzy wrostki typu włosów Venus.

Szczegółową charakterystykę wraz z pouczającą historią identyfikacji bawenitu strzegomskiego przedstawili Gadomski, Wiewióra i Szpila (1971). Według tych autorów bawenit z Grabiny ma następującą formułę krystalochemiczną:



Najbardziej typomorficzną cechą bawenitu strzegomskiego jest wiskersowy pokrój jego kryształów, co nadaje skupieniom wygląd waty (pl. VI, 1). Według wiedzy autora, watopodobne skupienia bawenitu opisano dotąd, poza Strzegomiem, tylko z pegmatytów Rutherford (Sinkankas 1968).

Pozostałe minerały berylowe znane z pegmatytów strzegomskich to milaryt, helwin i fenakit.

Milaryt został znaleziony przez autora w jednej miaroli pegmatytowej w Żółkiewce w asocjacji z cleavelandytom, stilpnomelanem, bawenitem i chabazytem (Janeczek 1984). Jest to pierwsze znalezisko tego minerału w Polsce. Przypominające beryl, przezroczyste kryształki milarytu charakteryzują się budową strefową i anomalną dwuosiowością. Własności fizyczne i strukturalne milarytu z Żółkiewki, poza stosunkowo dużymi wartościami współczynników załamania światła, nie różnią się od typowych dla tego minerału (Janeczek *op. cit.*).

Helwin został znaleziony przez Martensa w Żółkiewce (*vide* Gadomski *et al.* 1971) w postaci trzech kryształów o rozmiarach nie przekraczających 2 mm. W posiadaniu autora znajduje się próbka mikroklinu z Żółkiewki pokryta bawenitem. Wiskersy bawenitowe obrosnięte są kryształkami helwinu o rozmiarach około 0,1 mm. Identyfikację helwinu przeprowadzono za pomocą punktowej laserowej analizy spektralnej, która wykazała w badanych kryształach ponad jednoprocetową zawartość Mn, Be i Si. Stwierdzono również obecność siarki.

Fenakit został po raz pierwszy znaleziony przez Hintzego w 1897 roku w Żółkiewce, a następnie w Czernicy przez Kolbeka i Hengleina (*vide* Sachanbiński 1973). Fenakity te miały barwę szarą i rozmiary 6 × 2,5 mm.

EPIDOT

Należy do najpowszechniej występujących minerałów hydrotermalnych nie tylko w pegmatytach (fig. 10), ale również w granitach. W miarolach pegmatytów listewkowe lub igielkowe kry-

szały epidotu obrastają starsze minerały tworząc charakterystyczne „żeże”. Często krystalizacja epidotu odbywała się kosztem roztrawienia powierzchni minerału-podłoża.

Krystalografia geometryczna epidotów strzegomskich została wyczerpująco opracowana w XIX wieku przez Beckera i Bückinga (*vide* Schwantke 1896). Najczęściej spotykane ściany w kryształach epidotu to (001), (100), (101), (210), (102), (111). Ściana (010) wyróżniona przez Bückinga w rzeczywistości stanowi płaszczyznę dodatkowej łupliwości epidotu.

Promieniste skupienia kryształów epidotu osiągają rozmiary (wzdłuż osi Y kryształów) do 10 cm. Ten rodzaj skupień jest charakterystyczny dla epidotów o barwie jasnozielonej, szarej i szarozielonej. Osobniki ciemnozielone natomiast częściej występują w postaci dobrze wykształconych kryształów o rozmiarach przekraczających czasami 1 cm. Kryształy te tworzą zrosty równoległe. Stosunek długości kryształu w kierunku osi Y do

długości w kierunku osi Z wynosi w skupieniach promienistych 7 do 13, a dla monokryształów około 2.

Wyniki analiz chemicznych epidotów strzegomskich przedstawiono w tabeli 22. Jak widać, epidoty strzegomskie charakteryzuje duża zmienność składu chemicznego, dotycząca zwłaszcza zawartości żelaza. W celu oszacowania ilości Fe^{3+} w epidotach pochodzących z różnych paragenez zastosowano metodę Myera (1965). Istota tej metody polega na pomiarze położenia piku 020 na rentgenogramie epidotu względem piku 111 krzemu, wprowadzonego jako wzorzec wewnętrzny. Zmiany położenia piku 020 są bowiem czułe na podstawienie Fe^{3+} za Al. Uzyskane rezultaty przedstawione są w tabeli 23. Wynika z nich, że zawartość Fe^{3+} zmienia się w dość znacznych granicach, przy średniej wynoszącej 0,19 atomu, i zależy od chemizmu środowiska krystalizacji, o czym będzie mowa w dalszej części pracy. Jednocześnie widoczna jest ciągłość zmiany składu chemicznego epidotów strzegomskich, przy czym jeśli założyć, że klinozoisyty powinny zawierać mniej niż 0,10 atomu Fe^{3+} (Myer 1965), to jedynie próbki z Czernicy i Zimnika (szarej barwy) bliskie są tej wartości granicznej i mogą być zaliczone do klinozoisytów.

Tabela 22. Analizy chemiczne epidotów i ilość jonów w komórce elementarnej

Chemical analyses of epidotes and number of ions in unit cell

	1	2	3
SiO ₂	36,63	37,30	38,89
Al ₂ O ₃	22,81	23,07	27,69
TiO ₂	n.o.	0,15	0,10
Fe ₂ O ₃	13,75	12,67	8,09
FeO	0,69	1,41	0,30
MnO	0,52	0,34	0,41
MgO	0,21	0,17	0,00
CaO	23,12	22,28	22,80
Na ₂ O	0,24	0,23	0,31
K ₂ O	0,39	0,24	0,30
H ₂ O	1,92	2,89	1,59
	100,28	100,75	100,48
Si	2,95	2,97	2,96
Al	2,16	2,16	2,49
Ti	—	0,01	0,005
Fe ³⁺	0,83	0,76	0,47
Fe ²⁺	0,05	0,09	0,02
Mn	0,03 ₅	0,02	0,03
Mg	0,02 ₅	0,02 ₅	—
Ca	1,99	1,90	1,86
Na	0,04	0,03 ₅	0,05
K	0,03	0,02	0,03
OH	1,03	1,53	0,81
f	0,28	0,26	0,16

1 — Kepežinskas, Chlestov (1971); 2 — kryształy ciemnozielone — Żółkiewka; 3 — kryształy jasnozielone — Żółkiewka; f = $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al$.

1 — Kepežinskas, Chlestov (1971); 2 — dark green crystals — Żółkiewka; 3 — light green crystals — Żółkiewka; f = $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al$.

Tabela 23. Zawartość Fe^{3+} w epidotach
Fe³⁺ content in epidotes

Sample Próbka	2θ(020epi-111Si)	Fe ³⁺
E-7	3,460(3)	0,12
E-5	3,460(2)	0,12
E-2	3,417(3)	0,16
E-3	3,390(1)	0,18
E-1	3,395(1)	0,18 (0,16)
E-6	3,380(3)	0,19
E-4	3,345(3)	0,22
E-1b	3,280(5)	0,27 (0,26)

E-1 — epidot jasnozielony, Żółkiewka; E-1b — epidot ciemnozielony, Żółkiewka; E-2 — zielony, przezroczysty z paragenety z aksynitem i kalcytem, Żółkiewka; E-3 — jasnozielony z paragenety z bawenitem, Żółkiewka; E-4 — zielony z paragenety z Fe-chlorylem, Żółkiewka; E-5 — szary z paragenety z pirytem, Czernica; E-6 — zielony z paragenety z prehnitem, Grabina. W nawiasach podano zawartość Fe^{3+} obliczoną z analiz chemicznych.

E-1 — light-green epidote, Żółkiewka, E1b — dark-green epidote, Żółkiewka; E-2 — green, transparent, in paragenesis with axinite and calcite, Żółkiewka; E-3 — pale-green, in paragenesis with bavenite, Żółkiewka; E-4 — green, in paragenesis with Fe-chlorite, Żółkiewka; E-5 — grey, in paragenesis with pyrite, Czernica; E-6 — green, in paragenesis with prehnite, Grabina. In brackets Fe^{3+} content from chemical analyses.

Wyniki analiz chemicznych (tab. 22) zostały potwierdzone przez pomiary parametrów komórek elementarnych epidotów (tab. 24). W miarę wzrostu liczby atomów żelaza zwiększa się parametr a i kąt β . Rośnie również wyraźnie objętość komórki elementarnej. Wzrost rozmiarów komór-

Tabela 24. Parametry komórek elementarnych epidotów
Unit cell parameters of epidotes

	E-1b	E-1	E-5
a (Å)	8,924(3)	8,896(4)	8,870(3)
b (Å)	5,616(3)	5,610(1)	5,602(4)
c (Å)	10,169(6)	10,165(7)	10,160(7)
β°	115°31'	115°30'	115°06'
V (Å ³)	459,92	457,84	457,17
V_{cal} (Å ³)	459,82	457,34	—

Oznaczenia próbek takie, jak w tabeli 23. V_{cal} – objętość komórki elementarnej obliczona z wieloskładnikowego równania regresji Kepezhinskas i Chlestowa (1971)

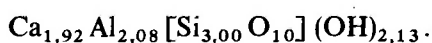
Sample symbols as in table 23. V_{cal} – unit cell volume calculated on the basis of multicomponent regression equation of Kepezhinskas and Chlestov (1971).

ki elementarnej znajduje swoje odbicie w przesunięciu położenia pików na rentgenogramach w stronę mniejszych kątów dyfrakcji.

PREHNIT

Spotykany jest stosunkowo często w Grabinie i Żółkiewce w towarzystwie epidotu lub klinozoisytu jako młodszy od nich minerał. Tworzy białe lub zielone kilkumilimetrowe kryształy {110} i {001}, częściej jednak napotkać można jego masywne skupienia jasnozielonej barwy. W Grabinie występują żyły prehnitowe o miąższości 6 cm, w których obok prehnitu znajdują się promieniaste skupienia epidotu stopniowo przechodzącego w klinozoisyt.

Analizy chemiczne prehnitu z Żółkiewki przytoczone w pracy Schwantkego (1896) nie odbiegają od typowych analiz tego minerału. Obliczony na ich podstawie wzór krystalochemiczny wykazuje niewielkie odchylenia od wzoru teoretycznego:



Wyniki rentgenograficznej analizy proszkowej prehnitu z Żółkiewki przedstawiono w tabeli 25. Również i one wskazują, że jest to prehnit nieżelazisty.

Tabela 25. Dane rentgenograficzne proszkowe dla prehnitu z Grabiny Śl. Promieniowanie CuK_α (Ni)

X-ray powder diffraction data for prehnite from Grabina Śl. CuK_α radiation

d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
9,21	9	2,630	7	1,768	35
5,26	7	2,564	50	1,717	3
4,62	15	2,358	25	1,704	5
4,14	6	2,339	15	1,658	15
3,84	3	2,309	60	1,634	3
3,54	25	2,118	3	1,542	45
3,47	50	2,069	12	1,503	3
3,41	10	2,047	5	1,462	7
3,30	30	1,935	10	1,445	5
3,26	25	1,848	20	1,404	10
3,07	100				
2,81	20				

$$a = 4,627 (6) \text{ \AA} \quad b = 5,504 (3) \text{ \AA} \quad c = 18,506 (2) \text{ \AA}$$

GRANATY

Granaty są minerałami akcesorycznymi pegmatytów ze wschodniej części masywu Strzegom-Sobótka. Obficie występują w pegmatytach Chwałkowa, Goli, Strzeblowa, Siedlimowic, Wierzbna i Gołaszyc. Charakterystykę mineralogiczną granatów z tego obszaru przedstawiono w pracach Żabińskiego (1966) i Fajklewicz (1969). Granaty występują również w zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka, głównie w pegmatytach Zimnika.

Kryształy granatów strzegomskich mają pokrój dwudziestoczterościanu deltoidowego. Rozmiary makroskopowo widocznych osobników wahają się od 0,5 mm do kilkunastu milimetrów. Barwa granatów jest czerwona, ciemnoczerwona lub brunatnoczerwona.

Obok idiomorficznych kryształów można również spotkać, zwłaszcza w strefach przerostów pismowych pegmatytów z Zimnika, agregaty kwarcowo-granatowe o średnicy dochodzącej do kilku centymetrów (pl. VI, 3). Łańcuszkowo ułożone agregaty są nieomal dwuwymiarowe (grubość 2–4 mm przy średnicy 20 mm). Geneza tych agregatów będzie omówiona w rozdziale poświęconym przeobrażeniom minerałów w pegmatytach strzegomskich.

Analiza chemiczna granatu z agregatu kwarcowo-granatowego, wykonana metodą absorpcji atomowej, pozwoliła ustalić zawartość następujących wybranych pierwiastków (w % wagowych): Al – 10,31; Mn – 20,30; Fe – 14,03; Ca – 0,365; Mg – 0,004. Można teraz porównać składy che-

miczne granatów ze wschodniej części masywu i z Zimnika:

- Sp₂₉Alm₆₂Py₃And₆ – granit, Strzeblów (Żabiński 1966);
- Sp₅₇Alm₃₉Py₁Gr₁And₂ – pegmatyt, Chwałków (Fajkiewicz 1969);
- Sp₅₉Alm₄₀Py₀Gr₁ – pegmatyt, Zimnik.

Z tego zestawienia wynika, że granaty z pegmatytów Zimnika i Chwałkowa są spessartyno-almandynami, a granat z granitu strzeblowskiego jest almandynem manganowym. Przewaga cząsteczek spessartynowej nad almandynową przy znikomym udziale cząsteczek grossularowej i piropowej jest cechą typową granatów z pegmatytów granitowych.

Tabela 26. Rozmiary komórek elementarnych i własności fizyczne granatów strzegomskich

Unit cell dimensions and physical properties of garnets			
	1	2	3
<i>a</i> (Å)	11,567	11,587(5)	11,597(5)
<i>V</i> (Å ³)	1547,6	1555,6 ₅	1559,7
<i>n</i>	1,811	1,811	n.o.
<i>D</i>	4,18	4,21	4,24

1 – Mn-almandyn, Strzeblów (Żabiński 1966); 2 – Chwałków (Fajkiewicz 1969); 3 – Zimnik, autor.

1 – Mn-almandine, Strzeblów (Żabiński 1966); 2 – Chwałków (Fajkiewicz 1969); 3 – Zimnik, author.

Tabela 27. Dane rentgenograficzne proszkowe dla granatów X-ray powder diffraction data for garnets

Chwałków*		Zimnik**		hkl
<i>d</i> (Å)	I	<i>d</i> (Å)	I	
2,888	5	2,89	50	400
2,583	10	2,593	100	420
2,359	1	2,367	48	422
2,269	1	2,275	22	431
2,111	4	2,115	30	521
1,877	6	1,881	45	611,532
1,672	5	1,672	22	444
1,605	8	1,608	50	640
1,547	9	1,551	80	642
1,447	2	1,450	16	800
1,294	4	1,297	20	840
1,264	5	1,265	24	842
1,234	1	1,237	8	664
		1,186	4	932,763
1,169	1			941
		1,137	5	102.0,862
1,075	7	1,077	20	104.0,864
1,057	4	1,059	11	10.4.2
1,024	4	1,025	17	880

* Fajkiewicz (1969), promieniowanie CoK_α.

** Dyfraktometr DRON-2.0, promieniowanie CoK_α.

Własności fizyczne i stałe sieciowe granatów z masywu Strzegom-Sobótka podane są w tabeli 26, natomiast wyniki rentgenowskich analiz proszkowych zawarte są w tabeli 27.

Widma absorpcyjne w podczerwieni spessartynów w odróżnieniu od widm innych granatów z grupy piralspitów charakteryzują się małymi wartościami liczb falowych dla trzech silnych pasm absorpcji w zakresie 1000–800 cm⁻¹. Tarte i Deliens (1973) podają następujące wartości liczb falowych dla spessartynów i almandynów (w nawiasach): 945 (963), 883 (900), 860 (873) cm⁻¹. Porównanie tych wartości z danymi dla granatu z Zimnika (fig. 26) wynoszącymi 945, 883, 855 cm⁻¹ potwierdza, że jest on spessartynem.

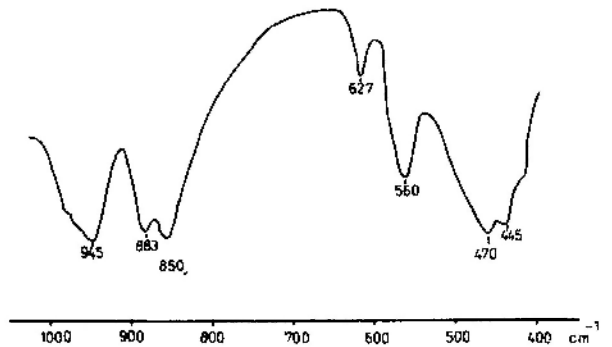


Fig. 26. Widmo absorpcyjne w podczerwieni granatu z Zimnika. Specord 72IR

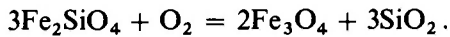
Infrared spectrum of garnet from Zimnik. Specord 72IR

FAJALIT MANGANOWY

W pegmatytowych soczewach i szlirach w Żółkiewce, obok minerałów głównych (skażeń alkaliczny, kwarc, lepidomelan) występują licznie getytowe pseudomorfozy po do tej pory nie określonym mineralu. Już w trakcie pisania niniejszej pracy udało się znaleźć nieprzeobrażone kilkucentymetrowe ksenomorficzne ziarna owego mineralu. Analiza rentgenograficzna wykazała, że jest to fajalit manganowy lub żelazisty knebelit (nomenklatura w szeregu izomorficznym fajalit-tefroit nie jest jednoznacznie ustalona). Główne piki na dyfraktogramie są następujące, *d*, Å: 2,572_x, 2,84₇₀, 2,507₇₀, 2,314₇₀, 3,56₄₀; pierwszy pik – 5,26 Å.

Fajalit z Żółkiewki ma barwę szarobrunatną lub brunatną w zależności od stopnia przeobrażenia w fazy wodorotlenkowe. Wyrażna łupliwość widoczna jest tylko w jednym kierunku. Twardość około 6, gęstość oznaczona piknometrycznie wynosi 4,35. W płytce cienkiej ma barwę bladżółtą z niewyraźnym pleochroizmem, silny relief (+). Kąt 2*V*_α pomierzony przez R. Kryżę wynosi 44°.

Ziarna Mn-fajalitu są obficie przetykane żyłkami i ziarenkami agregatów magnetytowo-kwarcowych. Jest to wynikiem rozpadu oliwinu przy wzroście ciśnienia parcjalnego tlenu w myśl reakcji:



W fajalicie tkwią również igielki minerału określonego na podstawie wstępnych badań optycznych i rentgenowskich jako gruneryt.

Stwierdzenie występowania Mn-fajalitu w pegmatytach strzegomskich jest ważne, ponieważ pozwala to na określenie chemicznych warunków krystalizacji soczew i szlir pegmatytowych, o czym będzie mowa w dalszych rozdziałach pracy.

Szczegółowa charakterystyka oliwinu z Żółkiewki oraz produktów jego przeobrażeń zostanie przedstawiona w osobnej publikacji (Janeczek, w przygotowaniu).

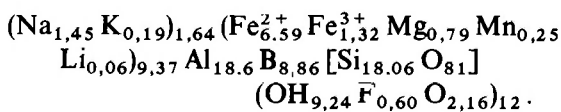
TURMALIN

Minerał ten jest bardzo często spotykany w miarolach pegmatytowych w Żółkiewce (fig. 10). Obficie występuje również w aplicie turmalinowo-andaluzytowym na wzgórzu Lisiec na południe od Grabiny.

Turmaliny z pegmatytów Żółkiewki mają kryształy o pokroju igielkowym. Osiągają rozmiary do jednego centymetra długości, przy grubości około 0,5 mm. Mają barwę czarną, ale podświetlone stają się oliwkowozielone, półprzezroczyste. Igły turmalinu zakończone są powierzchniami przełamu lub dwuścianem (0001). Na ścianach kryształów widoczne są szwy wzrostowe.

Współczynniki załamania światła wynoszą $n_e = 1,635$, $n_o = 1,666$, $\Delta = 0,031$. Gęstość pomierzona piknometrycznie wynosi 3,224. Wartości te są charakterystyczne dla bogatych w żelazo szerłów.

Z przeliczenia analizy chemicznej (tab. 28) wynika następujący wzór krystalochemiczny turmalinu z Żółkiewki:



We wzorze tym na uwagę zasługują: duży udział kationów trójwartościowych, zwłaszcza Fe^{3+} , nadmiar kationów oktaedrycznych, deficyt alkaliów wynoszący aż 45% oraz nieznaczny deficyt protonowy. Z deficytem alkaliów wiąże się niedobór ładunków dodatnich, który został skompensowany obecnością kationów Fe^{3+} w pozycji Me^{2+} zgodnie z równaniem: $\text{Me}^+ + \text{Me}^{2+} = \text{Me}^{3+} + \square$.

Tabela 28. Analiza chemiczna turmalinu z Żółkiewki
Chemical analysis of tourmaline from Żółkiewka

		Ilość jonów obliczona na podstawie 93(O, OH, F)	
		Number of ions based on 93(O, OH, F)	
SiO_2	34,5	Si	18,04
Al_2O_3	30,2	Al	18,60
B_2O_3	9,8	B	8,86
FeO	15,9	Fe^{2+}	6,95
Fe_2O_3	3,4	Fe^{3+}	1,32
MnO	0,58	Mn	0,25
MgO	1,00	Mg	0,79
CaO	0,03	Ca	0,00
Li_2O	0,02	Li	0,06
Na_2O	1,45	Na	1,45
K_2O	0,24	K	0,19
H_2O^+	2,65	OH^-	9,24
H_2O^-	—	O^{2-}	83,16
F	0,36	F^-	0,60
	100,13		
F_2	-0,17		
	99,96		

Taki rodzaj substytucji prowadzi do powstania szeregu izomorficznego szerlu (lub drawitu) i hipotetycznego bezalkalicznego szerlu (lub drawitu) $\square\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$ (Foit, Rosenberg 1977). Na podstawie wyników analizy chemicznej można sądzić, że turmalin z Żółkiewki zajmuje miejsce pośrednie w tym szeregu. Oczywiście przy założeniu, że analiza chemiczna została wykonana poprawnie. Jednakże istnienie wankansów w pozycji Me^+ jest mało prawdopodobne (Foit, Rosenberg *op. cit.*) i dlatego miejsca te mogą być częściowo zajęte przez kationy dwuwartościowe.

Wykonano sześć rentgenowskich analiz proszkowych omawianego turmalinu. Uśrednione wartości odległości międzypłaszczyznowych i intensywności przedstawiono w tabeli 29. Uzyskiwane rentgenogramy nie zawsze były identyczne, zwłaszcza w odniesieniu do rozkładu intensywności, stąd konieczna była duża liczba analiz. Mimo jednak dużej liczby analiz wykonanych w różnych warunkach eksperymentalnych, autorowi trudno jest powiedzieć, jakie czynniki wywoływały te różnice.

Na rentgenogramach skrajnych członów szeregu izomorficznych turmalinu obecne są tylko dwa piki o wspólnych dla wszystkich wskaźnikach: 122 i 051 ($2\theta_{\text{Co}} = 35,1^\circ$ i $40,5^\circ$). Posłużyły one do wstępnego obliczenia parametrów komórki elementarnej turmalinu z Żółkiewki. Na podstawie tych parametrów określono wskaźniki dla

Tabela 29. Dane rentgenograficzne proszkowe dla turmalinów
X-ray powder diffraction data for tourmalines

		1		2		3	
hkl	d _{cal}	d _{ex}	I	d (Å)	I	d (Å)	I
011	6,392	6,40	40	6,35	18	6,44	6
021	4,993	5,00	15	5,00	20	5,00	4
300	4,617	4,62	14	4,62	14	4,62	4
211	4,235	4,24	30	4,22	35	4,245	9
220	3,999	4,00	60	4,00	55	4,00	9
221	3,496	3,49	100	3,48	45	3,51	9
012	3,486						
131	3,390	3,39	6			3,395	1
140	3,025	3,03	7			3,025	1-
122	2,968	2,967	60	2,952	45	2,979	9+
231	2,908	2,912	5	2,912	100	2,910	1
132	2,628	2,630	5			2,631	1
051	2,586	2,585	60	2,581	70	2,586	10
241	2,460	2,459	5	2,464	20	2,461	1
						2,416	1
003	2,401	2,398	25				
232	2,383	2,382	10			2,390	1
151	2,351	2,349	8	2,348	20	2,356	1
123	2,182	2,179	8				
341	2,170	2,169	6			2,172	1
223	2,058	2,055	20			2,066	1
152	2,047	2,046	22	2,039	45	2,052	3
143	1,880	1,879	5			1,889	1
261	1,856	1,856	4	1,846	18	1,858	1
104	1,784	1,784	5	1,785	65	1,793	1
603	1,674	1,673	5			1,67	1
214	1,663	1,664	8				
271	1,644	1,646	7			1,650	1
510	1,638	1,638	30	1,633	70		
461	1,558	1,560	10			1,553	1
		$a = 15,995 \text{ \AA}$		$a = 16,095 \text{ \AA}$		$a = 16,045 \text{ \AA}$	
		$c = 7,204 \text{ \AA}_3$		$c = 7,136 \text{ \AA}_3$		$c = 7,238 \text{ \AA}_3$	
		$V = 1596,2 \text{ \AA}^3$		$V = 1600,9 \text{ \AA}^3$		$V = 1613,7 \text{ \AA}^3$	

1 – turmalin z Żółkiewki (promieniowanie CoK_α); 2 – szerl syntetyczny ASTM; 3 – F-turmalin (Frondel C. *et al.*, 1966, Am. Mineral., nr 9-10).

1 – tourmaline from Żółkiewka (CoK_α radiation); 2 – synthetic schoerl, ASTM; 3 – F-tourmaline (Frondel C. *et al.*, 1966, Am. Mineral., no 9-10).

dyfraktogramu, a następnie wybrano osiem pików o jednoznacznych wskaźnikach, które wykorzystano do obliczenia parametrów komórki elementarnej (tab. 29).

Tak duża wartość stałej sieciowej *c* w turmalinie z Żółkiewki (tab. 29) nie jest typowa dla szerłów. W szerłach parametr *c* rośnie wraz ze wzrostem ilości składowej drawitowej, co, jak wynika z analizy chemicznej, w danym przypadku nie może mieć miejsca. W grupie turmalinu największą wartość parametru *c* osiągają niektóre uwity (7,22 Å), a przede wszystkim F-turmaliny (7,24 Å). Należy przy tym zwrócić uwagę, że war-

tości odległości międzyplaszczynowych na rentgenogramie próbki z Żółkiewki są pośrednie między wartościami tych odległości dla szerłu i F-turmalinu. W F-turmalinach kationy Fe³⁺ obsadzają pozycje Me³⁺ zastępując Al³⁺. Prowadzi to do wzrostu objętości komórki elementarnej. Natomiast zamiana Fe²⁺ na Fe³⁺ powoduje zmniejszenie objętości komórki elementarnej i zmniejszenie wartości parametru *c*, jak to ma miejsce w buergerycie (Afonina *et al.* 1980). Nie można zatem wykluczyć, że w turmalinie z Żółkiewki część kationów Fe³⁺ lokuje się w pozycji Me³⁺, mimo że duża ilość glinu tego nie uzasadnia. Rozstrzygnąć ten problem będzie można jedynie za pomocą spektroskopii mossbauerowskiej.

Widmo absorpcyjne w podczerwieni turmalinu z Żółkiewki (fig. 27) wykazuje cechy charakterystyczne dla szerłów ubogich w lit i magnez. Na dużą żelazistość badanego turmalinu wskazuje między innymi obecność jednego tylko, asymetrycznego pasma przy 3530 cm⁻¹ związanego z drganiami grup OH. W turmalinach zawierających mało żelaza pasmo lub pasma związane z drganiami grup OH są wyraźnie przesunięte w stronę fal krótszych.

Turmalin z aplitu ze wzgórza Lisiec nie był przedmiotem szczegółowej charakterystyki mineralogicznej, ale przytoczone przez Puziewiczza (1981) dane optyczne i strukturalne pozwalają sądzić, że jest to szerl.

AKSYNIT

Brunatne z niebieskawym odcieniem kryształy aksynitu spotykane są stosunkowo często w łomach Grabiny, Żółkiewki, a także Czernicy. Aksynit występuje w paragenezie z epidotem, bawenitem, prehnitem, kalcytem. Kryształy aksynitu osiągają rozmiary do 2 centymetrów, najczęściej jednak spotyka się okazy kilkumilimetrowe. Websky (*vide* Schwantke 1896) wyróżnił następujące ściany na kryształach strzegomskich aksynitów: (001), (111), (101), (201), (112), (100), (3 $\bar{1}$ 0), (1 $\bar{1}$ 0), (2 $\bar{2}$ 1), (133), (021).

Wartości współczynnika załamania światła *n_γ* i kąta osi optycznych uzyskano mierząc kryształ aksynitu umieszczony w kuli Waldmanna w cieczy imersyjnej. Wynoszą one: *n_γ* = 1,688, 2*V_z* = 76°. Gęstość oznaczono piknometrycznie: *D* = 3,29.

Do tej pory dysponujemy tylko jedną, starą analizą chemiczną aksynitu strzegomskiego wykonaną przez Baerwalda (*vide* Schwantke *op. cit.*), którą przytaczamy poniżej (w % wagowych):

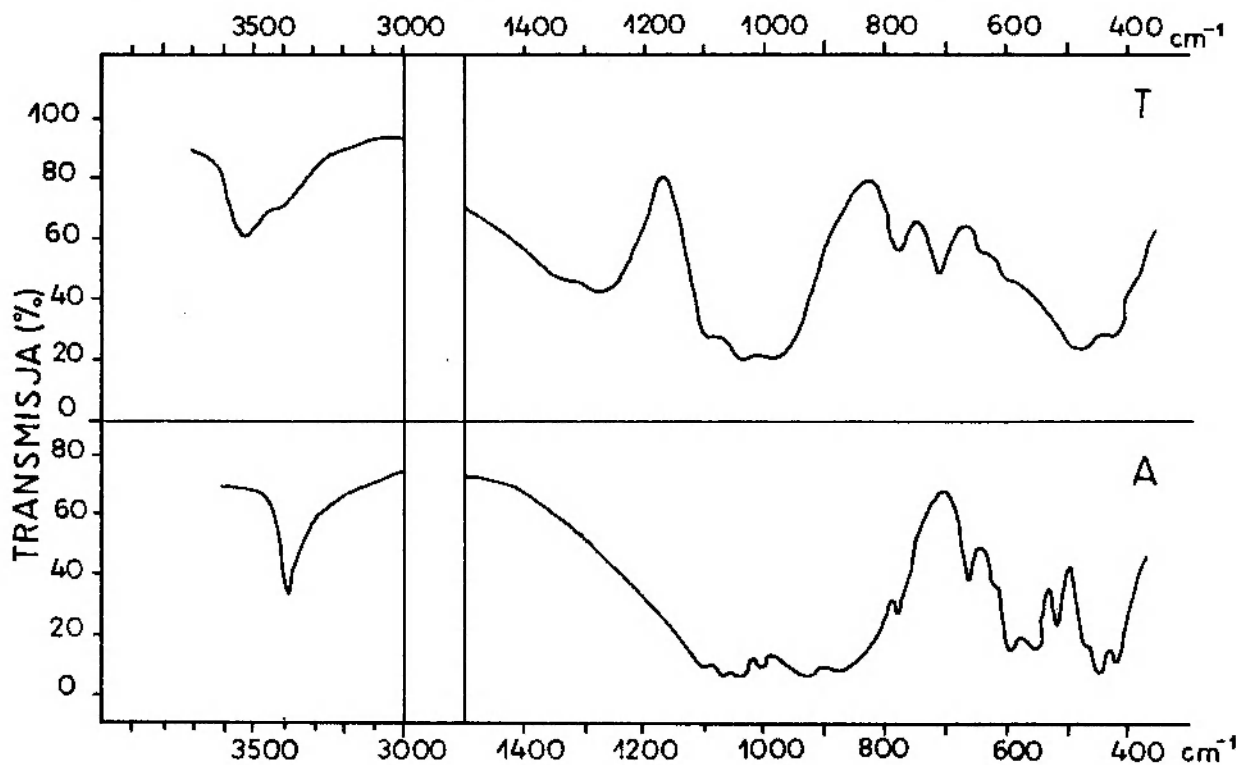


Fig. 27. Widma absorpcyjne w podczerwieni turmalinu (T) i aksynitu (A). Żółkiewka. Spektrofotometr Perkin Elmer, model 180

Infrared spectra for tourmaline (T) and for axinite (A). Żółkiewka. Perkin Elmer spectrophotometer, model 180

SiO ₂	B ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
42,02	5,00	17,73	0,93	6,55
MnO	CaO	MgO	H ₂ O	
6,52	19,21	0,38	1,77	100,11

Z przeliczenia tej analizy na udziały atomowe w komórce elementarnej aksynitu wynika zbyt mała ilość boru i zbyt duża ilość wapnia, co dowodzi, że analiza chemiczna została wykonana niepoprawnie*.

Nawet w najdrobniejszych kryształach aksynitu strzegomskiego obserwuje się bardzo często subtelne wrostki włókien bawenitu. Nie można wykluczyć, że nadmierna ilość wapnia w przytoczonej analizie chemicznej wynikała z obecności wrostków tego minerału w analizowanej próbce. Wskazuje to na konieczność oznaczeń składu chemicznego aksynitu w mikroobszarze.

Wyniki oznaczeń optycznych, gęstości, analiza rentgenograficzna (tab. 30) wespół z danymi chemicznymi pozwalają wstępnie stwierdzić, że aksy-

nit strzegomski reprezentuje pośredni człon szeregu ferroaksynit-manganoaksynit. Konieczne jest jednak przeprowadzenie dokładnych analiz chemicznych aksynitu strzegomskiego.

Widmo absorpcyjne w podczerwieni aksynitu z Żółkiewki przedstawione jest na figurze 27.

Tabela 30. Dane rentgenograficzne proszkowe dla aksynitu z Żółkiewki. CoK_α (Fe)

X-ray powder diffraction data for axinite from Żółkiewka. CoK_α (Fe)

d (Å)	I	d (Å)	I
6,31	17	2,126	5
4,54	5	1,999	17
3,67	11	1,955	6
3,45	42	1,924	6
3,34	16	1,887	5
3,27	10	1,703	9
3,14	100	1,663	11
3,07	18	1,650	20
2,989	27	1,633	11
2,924	9	1,622	8
2,889	20	1,578	11
2,803	83	1,532	10
2,655	5	1,444	16
2,556	17	1,441	18
2,437	8	1,324	10
2,358	8	1,178	30
2,260	8		
2,204	9		
2,187	10		
2,159	15		

* Już po oddaniu pracy do druku autor wykonał analizę mikrosondową (Geoscan) aksynitu z Żółkiewki zawierającego wrostki bawenitu. Obliczony na podstawie 7 analiz punktowych średni skład tego aksynitu jest następujący: SiO₂ – 42,47, Al₂O₃ – 17,37, CaO – 19,91, MnO – 5,92, FeO – 6,23, MgO – 0,08% wag. Po przeliczeniu tej analizy na zawierającą BO₃ i bezwodną cząsteczkę aksynitową uzyskuje się następujący wzór chemiczny aksynitu z Żółkiewki: (Ca_{2,03}Mn_{0,48}Fe_{0,49}Mg_{0,01})_{3,01}Al_{1,94}(BO₃) [Si_{4,04}O₁₂] (OH).

AMFIBOLE

cd. tab. 31

Obecność hornblendy w zewnętrznych strefach niektórych pegmatytów strzegomskich była sygnalizowana w pracy Schwantkego (1896).

W trakcie pisania prezentowanego artykułu autor otrzymał od M. Mikulskiego próbkę z pegmatytu blokowego z Żółkiewki, w której wśród skaleni tkwiły czarne słupki amfiboli o wyraźnie dwukierunkowej bardzo dobrej łupliwości. W płytce cienkiej amfibole te mają barwę zieloną i wykazują silny pleochroizm w barwach: γ – ciemnozielona, α – bladeżółtawozielona. Analiza rentgenograficzna (tab. 31) oraz obserwacje optyczne wskazują, że jest to hornblenda sodowa.

Kryształy tej hornblendy są częściowo zbiotytyzowane i poprzerastane licznymi ziarnami kwarcu, magnetytu i fluorytu. Przy czym fluoryt przyjmuje orientację (wydłużenie) amfibolu.

Kolejnym amfibolem w pegmatytach strzegomskich jest najprawdopodobniej gruneryt (manganowy?) powstający kosztem Mn-fajalitu.

Tabela 31. Dane rentgenograficzne proszkowe hornblendy z Żółkiewki (CoK α)

X-ray powder diffraction data for hornblende from Żółkiewka (CoK α radiation)

Żółkiewka		ASTM 9-434	
d (Å)	I	d (Å)	I
12,15	25		
10,08	15		
8,49	100	9,09	10
		8,45	50
7,09	7		
		4,93	10
4,80	20		
4,56	10		
4,25	7	4,00	5
		3,89	5
		3,65	3
3,54	5		

3,41	10		
3,34	15	3,38	90
3,30	25	3,29	70
3,20	6		
3,15	100	3,09	95
3,04	5	3,03	5
2,968	15	2,94	65
2,828	25	2,82	40
2,758	10	2,76	25
2,735	25		
		2,70	100
2,620	10		
2,580	5	2,59	70
2,568	7	2,568	7
2,402	10		
		2,383	5
2,359	18		
2,346	10	2,349	60
2,307	5	2,303	30
		2,228	5
2,183	13		
		2,159	60
2,096	5		
		2,058	40
		2,019	10
		1,998	10
1,903	5	1,909	5
		1,862	5
1,828	8	1,823	1
		1,805	3
		1,776	3
1,703	5	1,698	10
		1,683	10
1,664	20		
1,650	7	1,653	25
1,632	5		
		1,614	15
1,598	10		
		1,587	15
1,573	5		
		1,557	25
1,545	7		
1,518	10	1,523	12
1,502	5	1,502	10
1,448	20		

PARAGENEZY TYPOMORFICZNE

Analiza częstości współwystępowania niektórych minerałów prowadzi do wniosku, że w strzegomskich pegmatytach miarolitycznych można wyróżnić trzy główne typy paragenez hydrotermalnych. Dla ich zwięzłego określenia nadano im nazwy wywodzące się od barwy dominującego minerału. Są to paragenazy zielone (epidot i/lub strigovit), czarne (stilpnomelan), białe (mikroklin

i/lub laumontyt). Pierwsze dwie paragenazy są najpełniej wykształcone w okolicach Żółkiewki i Grabiny, a trzecia w Zimniku i Wieśnicy.

Główne minerały tych paragenez zostały wymienione w tabeli 32 i przedstawione na diagramie alk-F-Ca (fig. 28). Jak wynika z obserwacji następstwa krystalizacji, a przede wszystkim z pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji gazowo-

Tabela 32. Główne minerały typomorficznych paragenez hydrotermalnych w pegmatytach miarolitycznych okolic Strzegomia

Main minerals of the typomorphic hydrothermal parageneses from Strzegom miarolitic pegmatites

Paragenезы – parageneses	
zielona – green	czarna – black
EPIDOT Epidote $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3\text{SiO}_4$ „STRIGOVIT” “strigovite” $(\text{Fe, Mg, Al})_6 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	CLEAVELANDYT cleavelandite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ STILPNOMELAN stilpnomelane $\text{K}_5(\text{Fe, Mg})_{48} [\text{Si}_{63}\text{Al}_9(\text{O,OH})_{216}]$
AKSYNIT axinite $\text{Ca}_4(\text{Fe, Mn})_2\text{Al}_4\text{B}[\text{Si}_8\text{O}_{30}](\text{OH})_4$	TURMALIN tourmaline $\text{Na Fe}_3\text{Al}_6\text{B}_3 \text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$
BAWENIT bavenite $\text{Ca}_4\text{Al}_2\text{Be}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$	CYNWALDYT zinnwaldite $\text{K LiFeAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F, OH})_2$
FLUORYT fluorite CaF_2	FLUORYT fluorite CaF_2
LAUMONTYT laumontite $\text{Ca}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	
STILBIT stilbite $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	STILBIT stilbite $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
CHABAZYT chabasite $(\text{Ca, Na}_2)[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	CHABAZYT chabasite $(\text{Ca, Na}_2)[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	KALCYT Calcite CaCO_3

-ciekłych (Kozłowski 1973; Lenkowski 1983; dane autora) minerały paragenez zielonych i czarnych tworzyły się w tym samym przedziale temperatur (fig. 30). Zróżnicowanie składu mineralnego paragenez musiało zatem wynikać ze zróżnicowania składu chemicznego roztworów hydrotermalnych. Zróżnicowanie składu paragenez dotyczy nie tylko różnych miarol, ale widoczne jest również w obrębie jednej miaroli (fig. 29).

Porównanie składu mineralnego obydwu paragenez (tab. 32, fig. 28) wskazuje, że minerały paragenезy zielonej są bogate w wapń, natomiast minerały paragenезy czarnej są bezwapniowe i bogate w alkalia. Stąd wniosek, że paragenезy z cleavelandytem i stilpnomelanem tworzyły się w warunkach dużej aktywności alkaliów, podczas gdy minerały wapniowe krystalizowały z roztworów o małej alkaliczności i odpowiednio dużej koncentracji wapnia. Wspólną cechą obu parage-

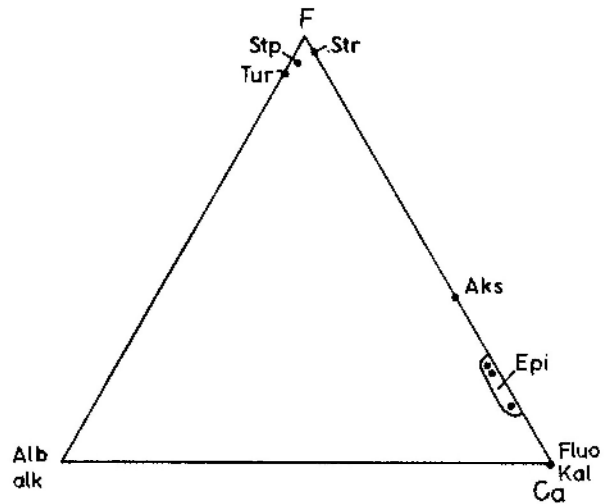


Fig. 28. Skład chemiczny głównych minerałów strzegomskich paragenez hydrotermalnych. Skróty: Alb – albit; Kal – kalcyt; Fluo – fluoryt; Epi – epidot; Aks – aksynit; Tur – turmalin; Stp – stilpnomelan; Str – strigovit

Projected compositions of the main minerals of Strzegom hydrothermal parageneses. Abbreviations: Alb – albite; Kal – calcite; Fluo – fluorite; Epi – epidote; Aks – axinite; Tur – tourmaline; Stp – stilpnomelane; Str – strigovite

nez jest duża żelazistość większości tworzących je minerałów.

Biorąc pod uwagę stosunek $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ w minerałach femicznych obu paragenez można twierdzić, że paragenезy zielone tworzyły się w warunkach większej lotności tlenu niż paragenезy czarne. W tych nielicznych przypadkach, kiedy udało się stwierdzić współwystępowanie stilpnomelanu ze strigovitem, stilpnomelan był zawsze reprezentowany przez odmianę bogatą w Fe^{3+} (ferristilpnomelan).

Najbardziej antagonistycznymi minerałami w pegmatytach strzegomskich są aksynit i turmalin. Pringle i Kawachi (1980) twierdzą, że w warunkach facji zieleńcowej turmalin może występować tylko w skałach zasobnych w glin, podczas gdy występowanie aksynitu ograniczone jest do skał maficznych bogatych w wapń. W przypadku pegmatytów strzegomskich powstawanie aksynitu było zdeterminowane dużym stężeniem jonów wapnia w roztworze krystalizacyjnym. Potwierdzają to znaleziska gromad kryształów aksynitu zawieszonych w kalcytce wypełniającej miarole. W kryształach tych widoczne są liczne włókniste wrostki bawenitu. Kryształy (ich rozmiary nie przekraczają kilku milimetrów) są prawidłowo wykształcone i co najważniejsze nie wykazują śladów krystalizacji na jakimkolwiek podłożu. Sugeruje to, że zarodki kryształów aksynitu były zawieszane w roztworze, w którym unosiły się również

włókna bawenitu i z którego nastąpiła masowa krystalizacja kalcytu.

Turmalin wykazuje natomiast ścisły związek z krystalizacją cleavelandytu. Aksynit i turmalin stanowią więc bardzo czułe wskaźniki chemizmu środowiska krystalizacji. Podobnym wskaźnikiem jest bawenit.

Bawenit, który zwykle uważany jest za minerał wtórny – poberylowy, w miarolach granitów oraz w żyłach alpejskich powstaje z roztworów alkalicznych bez ścisłego związku z przeobrażeniami beryli (Černý 1968). Również w miarolach granitów strzegomskich jest on niewątpliwie minerałem pierwotnym. Wyjaśnienie pierwotności bawenitu w wymienionych wyżej utworach nie następuje trudności, jeśli weźmie się pod uwagę fakt, że ewolucja składu chemicznego roztworów hydrotermalnych w miarolach i żyłach alpejskich przebiega w kierunku wzrostu koncentracji wapnia. W układzie $\text{CaO} - \text{BeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ beryl nie jest fazą stabilną i ulega przeobrażeniu w bawenit. Obecność wapnia w roztworze nie pozwala na krystalizację berylu i zamiast niego tworzy się, jako najbardziej stabilna faza, bawenit (w rozpatrywanym układzie obok bawenitu występuje również nadzwyczaj rzadko spotykany aminowit).

Powyższe uwagi mogą zostać zilustrowane obserwacjami przeprowadzonymi w pegmatycie, w którym występowały obok siebie minerały paragenez zielonych i czarnych (fig. 29). W miaroli łukowato wygiętej szliry pegmatytowej stwierdzono występowanie cleavelandytu, stilpnomelanu, milarytu, chabazytu i stilbitu. W odległości około 20 cm od skupiska tych minerałów, w miejscu gdzie miarola zwężała się w wąską szczelinę, występował bawenit z epidotem i stilbitem. Milaryt, podobnie jak bawenit, był tutaj minerałem pierwotnym (Janeczek 1984). Parageneza z cleavelandytem i stilpnomelanem wskazuje, że milaryt krystalizował w miejscu wzmożonej aktywności alkaliów przy jednocześnie znacznej koncentracji wapnia (po milarycie tworzył się chabazyt). Porównanie wzorów chemicznych berylu ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$), bawenitu ($\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$) i milarytu ($\text{KC}_2\text{Be}_2\text{AlSi}_{12}\text{O}_{30} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) prowadzi do wniosku, że mimo strukturalnego podobieństwa berylu i milarytu, ten ostatni będzie się tworzył w warunkach bliższych bawenitowi, w których beryl jest niestabilny. Potwierdzają to liczne obserwacje poczynione w różnego rodzaju pegmatytach i skarnach (fide Černý 1968).

W pegmatytach żyłowych (Siedlimowice, Wierzbno, Zimnik itd.), w których beryl obecny jest

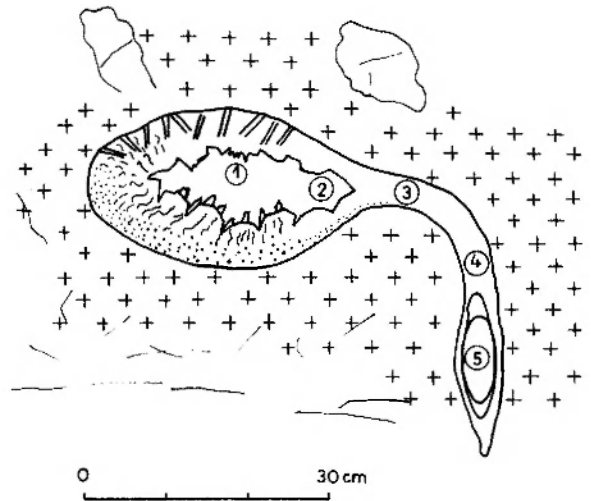


Fig. 29. Szlira pegmatytowa z przestrzennie zróżnicowanym składem mineralnym, Żółkiewka. Lokalizacja hydrotermalnych zespołów mineralnych: 1 – cleavelandyt, stilpnomelan, milaryt, chabazyt; 2 – stilpnomelan, chabazyt; 3 – stilpnomelan, stilbit; 4 – stilpnomelan, chabazyt; 5 – bawenit, epidot, fluoryt, stilbit

Differentiation of the mineral assemblage in the pegmatitic schlieren, Żółkiewka. Locations of hydrothermal assemblages: 1 – cleavelandite, stilpnomelane, milarite, chabazite; 2 – stilpnomelane, chabazite; 3 – stilpnomelane, stilbite; 4 – stilpnomelane, chabazite; 5 – bavenite, epidote, fluorite, stilbite

w dużych ilościach, nie stwierdzono obecności żadnych faz wapniowych.

Wapniowymi składnikami obydwu paragenez są fluoryty, jednakże zróżnicowane pod względem pokroju kryształów zgodnie z tendencją krystalogenetyczną tego minerału. W paragenezach czarnych spotyka się bładoniebieskie, przezroczyste kryształy $\{111\}$, natomiast w paragenezach zielonych występują fioletowe lub purpurowe fluoryty, których kryształy są kombinacją form $\{111\}$ i $\{110\}$, co wskazuje na większą wartość pH roztworu, z którego powstawały (vide Kostow 1973, fig. 172).

O zróżnicowaniu pokroju kryształów mikroklienu w zależności od składu mineralnego asocjacji, w której te skalenie występują, była już mowa w rozdziale poświęconym skaleniom alkalicznym.

Jakie są przyczyny zróżnicowania składu strzegomskich paragenez hydrotermalnych? Wydaje się, że klucz do rozwiązania tego problemu tkwi w procesie albityzacji. W okrywie miarol zawierających paragenezy wapniowe obserwuje się duże ilości białego, metasomatycznego albitu. Intensywna albityzacja dotknęła szczególnie te części granitu, które bezpośrednio kontaktują się z miarolą doprowadzając do powstania drobnoziarnistej skały albitowo-kwarcowej (fig. 2). Kwarc w tej skale

metasomatycznej ma dymne zabarwienie, co – jak już wcześniej wspomniano – wskazuje na dużą alkaliczność roztworów.

W okrywie miarol zawierających stilpnomelan nie ma albitu metasomatycznego. Jego miejsce (w sensie przestrzennym i prawdopodobnie czasowym) zajmuje albit niebieskozielony, który ma cechy fazy pierwotnej (Nowakowski, Kozłowski 1983). Zatem w tych miarolach obserwujemy przejawy dwóch maksimów aktywności sodu. Jedno związane z krystalizacją albitu niebieskawozielonego i drugie związane z krystalizacją cleavelandytu.

Epitaksjalna krystalizacja cleavelandytu na mikroklinie połączona była z roztrawianiem powierzchni podłoża, a tym samym z uwalnianiem pewnych ilości potasu, co zwiększało alkaliczność roztworu. Uwalniany potas mógł być wiązany w strukturze stilpnomelanu lub muskowitu.

W miarolach, w których obserwujemy przejawy silnej albityzacji skaleni – w tym również plagioklazów – nie ma wyraźnie zaznaczonego drugiego stadium krystalizacji albitu. Identyczny kierunek krystalizacji, jaki obserwuje się w tych miarolach, widoczny jest w najsilniej hydrotermalnie przeobrażonych granitach strzegomskich. W pierwszym etapie przeobrażeń doszło do intensywnej albityzacji skaleni. Wzrost alkaliczności roztworów związany z uwalnianiem potasu z mikroklinów doprowadził do całkowitego wylugowania kwarcu magmowego. Z albityzacją związana również była chlorytyzacja biotyty. W drugim etapie przeobrażeń z roztworów o mniejszej alkaliczności wytrącił się strigovit, który wypełnił miarole powstałe po wylugowanym kwarcu. Strigovit wyparł również pobiotytowy chloryt (pl. VI, 2). W wyniku tych przemian powstały skały zbudowane z różowego mikroklinu, białego albitu, strigovitu i akcesorycznego epidotu, fluorytu, zeolitów i minerałów siarczkowych.

Trzeba zaznaczyć, że paragenezy wapniowe są typowe dla utworów hydrotermalnych występu-

jących w granitach epizonalnych. Takie zespoły mineralne tworzą się również we współczesnych systemach geotermalnych. Są one bowiem przejawem ewolucji roztworów hydrotermalnych, która między innymi prowadzi do wzrostu roli wapnia i żelaza w miarę spadku temperatury. Natomiast paragenezy ze stilpnomelanem są ewenementem w miarolach i pegmatytach granitowych.

Obydwie omawiane paragenezy uwszpólniają swój skład na etapie krystalizacji zeolitów i kalcytu. Jednak i tu widoczne są różnice. W paragenezach czarnych nie spotyka się laumontytu oraz częściej niż w zielonych występuje w nich chabazyt.

W porównaniu z dotychczas opisanymi, paragenezy białe z Zimnika i Wieśnicy mają zdecydowanie uboższy skład mineralny. Ich najbardziej charakterystyczną cechą jest biała barwa skaleni alkalicznych. Jedynymi fazami femicznymi są tutaj: chloryt, tworzący robaczkowe agregaty na skaleniach, oraz spessartyn. Epidoty mają skład bliski klinozoisytowi. Wszystko to wskazuje na małą ilość żelaza w roztworach hydrotermalnych w tej części masywu. O ile na przykład w Żółkiewce jednym z minerałów „wypełniaczy” miarol jest nontronit, o tyle w Zimniku w roli „wypełniacza” spotyka się bezzelazowy Ca-montmorillonit. Należy zaznaczyć, że powyższe uwagi dotyczą mineralizacji w miarolach występujących w obrębie granitu biotytowego, a nie leukogranitu.

Spośród zeolitów dominuje w pegmatytach Zimnika i Wieśnicy laumontyt. Pospolity jest stilbit, natomiast nie znany jest stąd chabazyt.

Jest również symptomatyczne, że najpospolitszym minerałem siarczkowym jest molibdenit, podczas gdy piryt jest rzadko spotykany.

Biorąc pod uwagę skład mineralny, można białe paragenezy traktować jako odmianę paragenez wapniowych tworzących się w warunkach małej koncentracji żelaza w roztworach hydrotermalnych.

SUKCESJA I PRZEOBRAŻENIA MINERALÓW

Diagramy przedstawiające następstwo krystalizacji minerałów pegmatytów strzegomskich zostały sporządzone przez Fersmana (1960), Michella (1941) i Kowalskiego (1967). Konstrukcja tych diagramów opierała się na makroskopowych obserwacjach wzajemnych relacji przestrzennych między minerałami (swego rodzaju zasada mineralogicznej superpozycji) oraz na założeniu dominującej roli

temperatury w procesie krystalizacji. Takie podejście spowodowało, że w szczegółach diagramy te zawierają często błędy. Na przykład turmalin został umieszczony przez Fersmana w geofazie nadkrytycznej etapu pneumatolitycznego ($T = 400^{\circ}\text{C}$). Również Michell umieścił go przed epidotem. Tymczasem już tylko igielkowy pokrój turmalinów strzegomskich sugeruje znacznie niż-

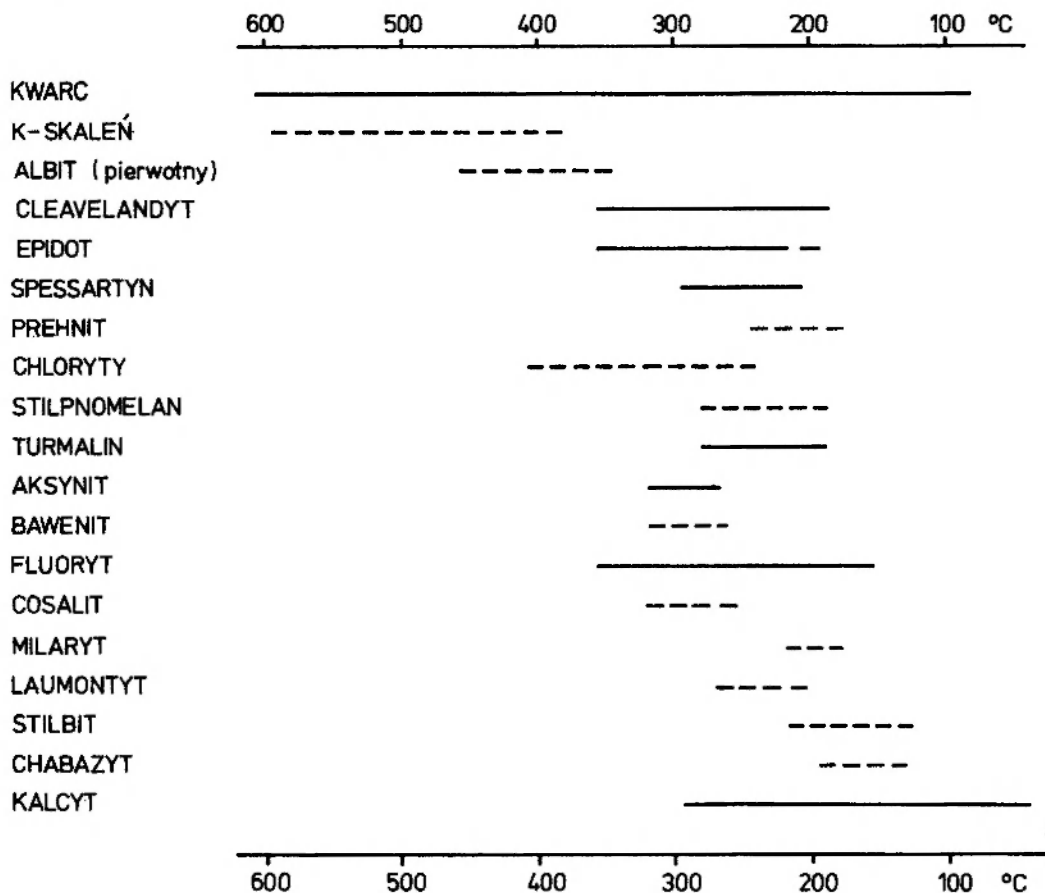


Fig. 30. Diagram sukcesyjny dla wybranych minerałów pegmatytów druzowych z okolic Strzegomia i Jawora. Linia ciągłą oznaczono pozycję minerałów ustaloną na podstawie pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji gazowo-ciekłych (Kozłowski 1973; Lenkowski 1983; dane autora), linią przerywaną oznaczono pozycję minerałów ustaloną na podstawie stosunków paragenetycznych z minerałami, dla których znane są temperatury homogenizacji inkluzji

Succession diagram of selected minerals from miarolitic pegmatites of Strzegomia and Jawor vicinity. Heavy lines – data obtained on the basis of homogenization temperatures of fluid inclusions (Kozłowski 1973; Lenkowski 1983; author's data).

Dashed lines – data obtained on the basis of paragenetic relationships

szere temperatury jego krystalizacji, co zostało potwierdzone pomiarami temperatur homogenizacji inkluzji w kwarcach i fluorytach, w których turmalin tworzył wrostki (fig. 30).

Schemat sukcesji minerałów kruszcowych przedstawił Sałaciński (1976b, 1978). Jednak kryteria stosowane przez tego autora do ustalenia temperatur i następstwa krystalizacji w niektórych przypadkach noszą znamiona spekulacji. Nie wdając się w krytykę argumentów Sałacińskiego należy stwierdzić, że zaproponowane przez niego temperatury krystalizacji siarczków wydają się zawyżone w stosunku do temperatur rzeczywistych.

W niniejszej pracy przedstawiono schemat sukcesji wybranych minerałów z pegmatytów druzowych (fig. 30). Do jego sporządzenia wykorzystano wyniki oznaczeń temperatur homogenizacji inkluzji gazowo-ciekłych uzyskane przez Kozłowskiego (1973), Nowakowskiego i Kozłowskiego (1983) oraz Lenkowskiego (1983).

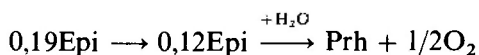
W przypadku braku oznaczeń temperatur krystalizacji minerałów wykorzystywano te obserwacje, które pozwalały na jednoznaczne określenie pozycji minerału na diagramie sukcesyjnym. Za przykład takiego postępowania może posłużyć ustalenie pozycji chlorytów tworzących sferolityczne agregaty na powierzchniach mikroklinów. Agregaty te stanowiły przeszkodę dla epitaksjalnego narastania cleavelandytów na mikroklinach (pl. III, 3). Jednakże chloryty te krystalizowały również na niektórych kwarcach dymnych. Wynika z tego, że są one starsze od cleavelandytu i młodsze od kwarcu dymnego. Zarówno dla albitu, jak i kwarcu można było wyznaczyć temperatury krystalizacji, a tym samym ustalić temperaturowy przedział krystalizacji chlorytu.

W wielu przypadkach można jedynie ustalić względne następstwo krystalizacji minerałów opierając się na zależnościach między temperaturą i pokrojem kryształów (np. kalcyt) oraz między

temperaturą i składem chemicznym. Należy jednak zawsze pamiętać, że inne czynniki zwykle zmieniają te proste relacje. Rozważmy dla przykładu zagadnienie określenia temperatury krystalizacji epidotów.

Zwykle uważa się, że żelazistość epidotów zależy od temperatury krystalizacji. W niższych temperaturach krystalizują epidoty bogate w żelazo (pistacyty), a wraz ze wzrostem temperatury skład epidotów zmienia się w kierunku beżelazowych klinozoisytów. Jednak wykazano, że o żelazistości epidotów w największym stopniu decyduje lotność tlenu i siarki (Keith *et al.* 1968; Guriewicz 1974). W tej samej temperaturze, przy dużej lotności tlenu powstanie epidot, a przy małej lotności tlenu klinozoisyt. Z danych przedstawionych w tabeli 23 wynika, że najmniejszą zawartością żelaza cechują się te epidoty (klinozoisyty), które występują w paragenezie z siarczkami. Podobnie w kwarcowo-prehnitowych żyłach w Strzelinie klinozoisyt występuje w towarzystwie pirotynu i piryty.

W Grabinie zaobserwowano żyłę prehnitową, na brzegach której wykryły się promieniste skupienia epidotów stopniowo przechodzących w klinozoisyt. Sukcesję w obrębie tej żyły można opisać następująco:



Jest to sukcesja odwrotna niż ta, która wynikałaby z zależności żelazistości od temperatury. Wynika z tego, że klinozoisyty w strzegomskich utworach pomagmowych tworzyły się w tych samych (lub niższych) temperaturach co epidoty.

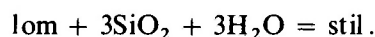
Żelazistość epidotów jest ich bardzo ważną cechą typomorficzną, wskazującą nie tyle na temperaturę krystalizacji, ile na aktywność (lotność) tlenu bądź siarki. Duża aktywność siarki powoduje wiązanie przez nią żelaza (siarczki), co sprzyja krystalizacji klinozoisytu. W warunkach dużej aktywności tlenu z kolei powstaje epidot najczęściej w paragenezie z żelazistym chlorytem. Jak wiadomo, chloryty żelaziste wyraźnie preferują środowisko o dużym P_{O_2} .

Określenie temperatury krystalizacji epidotów jest ułatwione przez to, że bardzo często obrastają one moriony, a same z kolei okludowane są przez młodszą generację kwarcu (fig. 16).

Osobny problem stanowi ustalenie sukcesji zeolitów strzegomskich, dla których z wiadomych względów nie można oznaczyć temperatury homogenizacji inkluzji. Następstwo krystalizacji zeolitów strzegomskich we wszystkich dotychczasowych pracach było przedstawione błędnie. Fer-

smian (1960) i Michell (1941) za Gürichem (1915) podają następującą sekwencję krystalizacji tych minerałów: chabazyt – stilbit – laumontyt. Tymczasem na wszystkich obserwowanych przez autora próbkach stilbit i chabazyt narastały na laumontycie, a nigdy odwrotnie. Jest to zrozumiałe, ponieważ ze wszystkich zeolitów strzegomskich najwyższemu temperaturowemu polem stabilności charakteryzuje się laumontyt.

Laumontyt przy ciśnieniu fluidu wodnego równym 1000 barów nie może krystalizować w temperaturze wyższej niż 250°C (Liou 1971). Jeśli w środowisku krystalizacji obecne są takie składniki, jak CO₂, NaCl i S, to temperatura ta ulega obniżeniu. Jeżeli roztwór jest nasycony krzemionką, to w czasie spadku temperatury następuje krystalizacja stilbitu w myśl reakcji:



Liou (*op. cit.*) ustalił temperaturę monowariantnego przejścia z pola stabilności laumontytu w pole stilbitu dla ciśnienia 3 × 10³ barów 185°C, a dla ciśnienia 2 × 10³ barów 150°C. Jeżeli jednak weźmiemy pod uwagę, że roztwór krystalizacyjny jest chlorkowy lub chlorkowo-węglanowy, to maksymalna temperatura krystalizacji stilbitu musi ulec obniżeniu.

Należy podkreślić, że w miarolach granitów strzegomskich stadium laumontytowe jest najczęściej pominięte, a spadek temperatury w środowisku nasyconym krzemionką prowadzi do krystalizacji stilbitu i chabazytu.

Stilbit tworzy co najmniej dwie generacje różniące się pokrojem i formą skupień kryształów, jak również pewnymi parametrami struktury. Pokrój snopkowaty skupień kryształów stilbitu wskazuje na krystalizację w warunkach przesycenia roztworu, czyli na szybkie tempo krystalizacji. Następnie przy malejącym stężeniu roztworu mogły tworzyć się pojedyncze kryształy słupowe.

Obserwacje wskazują, że stilbit i chabazyt najczęściej występują oddzielnie, obok siebie. W zbiorach Muzeum Mineralogicznego UW znajduje się miarola, w której w jednej części występują wyłącznie stilbity, a w drugiej, oddzielonej od poprzedniej przewężeniem, wyłącznie chabazyty. Na podstawie składu chemicznego tych minerałów, jak również składu asocjacji mineralnych, w których one występują, można sądzić, że chabazyt preferuje środowisko o podwyższonej alkaliczności (paragenezy czarne). Stilbit natomiast chętnie współwystępuje z pokrewnym mu heulanditem.

Sukcesja zeolitów strzegomskich ustalona na

podstawie obserwacji makro- i mikroskopowych znajduje również potwierdzenie w regule Cornu, według której istnieje odwrotna zależność pomiędzy ilością wody w zeolitach a temperaturą ich krystalizacji. Jeśli wziąć pod uwagę współczynnik będący ilościowym przedstawieniem tej reguły, $q = M_{H_2O} / (M_{R_2O} + M_{RO} + M_{Al_2O_3} + M_{SiO_2})$, gdzie M to ciężary cząsteczkowe tlenków (Siendierow, Chitarow 1970), to dla zeolitów strzegomskich otrzymamy następujący szereg:

	laumontyt	heulandyt	stilbit	chabazyt
q	0,57	0,80	0,81	0,85

W szeregu tym nie uwzględniono skolecytu ze względu na brak analizy chemicznej. Obserwacje wskazują jednak, że jest on starszy od stilbitu.

Przy odtwarzaniu sukcesji minerałów oraz rekonstrukcji warunków krystalizacji w pegmatytach bardzo pomocne są obserwacje przeobrażeń minerałów. Przykładem ciągu hydrotermalnych przemian minerałów jest rozgałęziony szereg transformacyjny żelazistych krzemianów warstwowych opisany z pegmatytów Żółkiewki (Janeczek 1983).

Kierunek przemian w tym szeregu określony był przez warunki fizykochemiczne panujące w miarolach. Transformacja pobiotytowego chlorytu w stilpnomelan przebiegała w warunkach wzrostu alkaliczności roztworu (etap krystalizacji cleavelandytu). W tym samym czasie w niektórych miarolach chloryt ulegał topotaktycznemu zastępowaniu przez cynwaldyt. O jednoczesności tych przemian świadczą związki paragenetyczne obu mikroturmalin.

Transformacja pobiotytowego chlorytu w chloryt drobnoziarnisty (strigovit) przebiegała natomiast w warunkach charakterystycznych dla formowania się paragenez zielonych. Transformacja ta, podobnie jak chlorytyzacja biotyту, miała zasięg regionalny i zachodziła również w czasie hydrotermalnych przeobrażeń granitu (pl. VI, 2).

Nie ujęte w tym szeregu chloryty o składzie chemicznym odpowiadającym afrosydyrytowi ($sza_{85}kli_{14}$) ulegały przeobrażeniom w smektyt, prawdopodobnie nontronit (pl. IV, 2-4), jak na to zdają się wskazywać wyniki analiz absorpcyjnych w podczerwieni i DTA. Należy jednak podkreślić, że główne masy nontronitu są najprawdopodobniej pierwotne.

Skalenie podlegały procesom albityzacji, laumontytyzacji, granatyzacji i muskowityzacji. Zeolityzacja skalenia alkalicznego, charakterystyczna dla pegmatytów Zimnika i Wieśnicy została opisana wcześniej (Janeczek *op. cit.*). Tutaj omówione zostaną dwa ostatnie procesy.

W Zimniku, ale także w okolicy Strzegomia, stwierdza się obecność agregatów granatowo-kwarcowych w strefie przerostów pismowych pegmatytów (pl. VI, 3). Charakterystyka granatu ($Sp_{59}Alm_{40}Gr_1$) z tych agregatów została przedstawiona w części poświęconej opisom minerałów strzegomskich. Granat w agregatach jest ksenomorficzny i ma formę prętów występujących naprzemianlegle z kwarcem. Agregaty są niemal dwuwymiarowe (średnica 20 mm, grubość 2-4 mm) i ułożone są szeregowo. Część kwarcu w tych agregatach nosi cechy ichtiogliptów.

W celu określenia ilościowych stosunków pomiędzy kwarcem, granatem i skaleniami splanimetrowano agregat granatowo-kwarcowy o powierzchni 1025 mm² oraz fragment strefy przerostów pismowych znajdującej się w odległości jednego centymetra od agregatu. Wyniki planimetrycznego, przedstawione poniżej, wskazują na znaczne wzbogacenie w kwarc agregatów w porównaniu z przerostami pismowymi:

	agregat gr-qu % obj.	przerosty qu-sk % obj.
Qu	50,20	40,72
Mi	—	59,28
Gr	49,80	—

Takie cechy, jak ściśle dwumineralny skład agregatów (choć spotyka się relikty biotyту), ich łańcuchowe ułożenie, dwuwymiarowość, ksenomorfizm granatu oraz większa niż w strefie przerostów pismowych ilość kwarcu wyraźnie przemawiają za metasomatyczną genezą tych utworów. Taką też genezę przyjmuje się dla wszystkich opisywanych do tej pory w literaturze agregatów granatowo-kwarcowych tworzących się w strefie przerostów pismowych pegmatytów (Némeček 1983).

Reakcję granatyzacji skalenia alkalicznego można zapisać następująco: $skaleń + 3(Mn, Fe)O \rightarrow spessartynoalmandyn + 3 \text{ kwarc} + (K, Na)_2O$. Autor wskazywał wcześniej, że granat i wolną krzemionkę można traktować również jako produkt reakcji biotyту i skalenia alkalicznego (Janeczek 1983). Jakkolwiek zostanie zapisana ta reakcja, widać, że w procesie granatyzacji skalenia uwalnia się pokaźna ilość krzemionki, co znalazło swój wyraz w analizie planimetrycznej agregatu granatowo-kwarcowego.

Zdaniem Némečka (*op. cit.*) agregaty granatowo-kwarcowe charakteryzują ostatnie stadium ewolucji pegmatytów – etap grejzenizacji. Jest to zgodne z ustaleniami autora, że spessartyn w peg-

matytach strzegomskich tworzył się w temperaturach 300–250°C (Janeczek *op. cit.*).

Proces muskowityzacji, podobnie jak granatyzacja, rozwinął się w strefie przerostów pismowych pegmatytów. Agregaty muskowitowo-kwarcowe szczególnie często spotyka się w pegmatytach Zimnika.

Proces muskowityzacji zaatakował zarówno mikrokliny, jak i niebieskie albity. Jak wynika z pomiarów przeprowadzonych przez A. Nowakowskiego (inf. ustna), albit ulegający muskowityzacji wykazuje nachylenie płaszczyzny wzrostu zbliżniaczenia peryklinowego do [001] pod kątem około 25°, co jest charakterystyczne dla skałeni pierwotnych. Kąt wygaszania na przekroju prostopadłym do [100] wynoszący –15° wskazuje, że jest to albit czysty. Wynika z tego, że muskowityzacja nałożyła się na dwie pierwotne fazy skałeniowe i nie była związana z uruchomieniem potasu w procesie albityzacji skałeni potasowego. Co więcej, obserwacje mikroskopowe wskazują, że skałeni sodowy jest chętniej przeobrażany w muskowit niż skałeni potasowy. W pertytach mikroklonowych obserwuje się bowiem zastępowanie skałeni sodowego przez muskowit, podczas gdy „gospodarz” mikroklon jest niezmienny.

Agregaty muskowitowo-kwarcowe swoim kształtem, ksenomorfizmem muskowitu i stosunkiem ilości kwarcu do miki przypominają agregaty granatowo-kwarcowe. Równoczesny wzrost muskowitu i kwarcu spowodował, że blaszki miki są silnie wygięte, a związane z tym naprężenia manifestują się falistym wygaszaniem światła.

Muskowit poskałeniowy często obrastany jest przez jasnozielony muskowit charakteryzujący się podwyższoną koncentracją cyny (tab. 14; pl. II, 3). Powstawaniu tej miki towarzyszyła krystalizacja dużych ilości fluorytu, który tworzy żyłki przecinające zewnętrzne strefy pegmatytów.

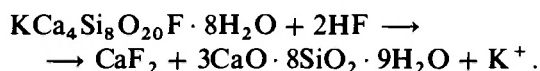
Jeśli tworzenie się agregatów muskowitowo-kwarcowych traktować jako przejaw grejzenizacji pegmatytów, to krystalizacja zielonego muskowitu i fluorytu byłaby drugim etapem tego procesu.

Obydwie generacje mik zostały opisane w rozdziale poświęconym minerałom typomorficznym pegmatytów strzegomskich.

Z pegmatytów Borowa opisane zostały niepełne pseudomorfozy fluorytowe po apofyllicie (Janeczek 1983). Wcześniej znane były z pegmatytów strzegomskich pseudomorfozy kalcytowe po tym mineralu, natomiast jak do tej pory nie udało się znaleźć apofyllitów nieprzeobrażonych.

Obok pseudomorfoz fluorytowych są również

osobniki, w których fluoryt tylko w nieznacznym stopniu zastąpił apofyllit. Kryształy takie są bardzo kruche i rozsypują się w palcach. Wyszuszone w temperaturze 200°C dają na rentgenogramach słaby, ale wyraźny pik ($d = 3,91 \text{ \AA}$) na tle amorficznego halo. Obecność tego niefluorytowego piku i amorficznego halo wskazuje, że reakcja zastępowania apofyllitu przez fluoryt nie przebiegła do końca:



W kryształach, w których dominuje „uwodniony krzemian wapnia”, ilość wody wzrasta do 8–9%. Wnosić o tym można z krzywych TG i DTA, na których zaznacza się endotermiczny efekt w temperaturze 110–115°C.

Poapofyllitowe kryształy mają pokrój bipiramidalny. Według Kostowa (1975) kryształy apofyllitu o takim pokroju krystalizowały szybko, w warunkach znacznego przesylenia roztworu i w niższej temperaturze niż kryształy o pokroju tabliczkowym i izometrycznym.

W pegmatytach żyłowych i w soczewach pegmatytowych procesy przeobrażeniowe przebiegały nieco inaczej niż w pegmatytach miarolitycznych. Chlorytacja biotytu zaznaczyła się bardzo słabo, natomiast intensywnym przemianom ulegał oliwin i hornblenda.

Manganowy fajalit w niskich temperaturach i przy dużym P_{O_2} uległ częściowemu lub całkowitemu zastąpieniu przez getyt. Spotyka się również pseudomorfozy po fajalicie zbudowane z minnesotaitu i stilpnomelanu, co wskazuje, że oliwin ulegał działaniu roztworów hydrotermalnych również w wyższych temperaturach i przy stosunkowo niskiej lotności tlenu. Przeobrażeniom fajalitu strzegomskiego poświęcone będzie osobne opracowanie.

Obok krzemianów przeobrażeniom w pegmatytach strzegomskich podlegały również siarczki. Produkty tych przeobrażeń zostały opisane przez Sałacińskiego (1976, 1978).

Procesy przeobrażeń hydrotermalnych obserwuje się również w granitach, zwłaszcza w sąsiedztwie żył hydrotermalnych i uskoków. Niektóre z tych procesów są podobne do tych, jakie zachodziły w pegmatytach, na co zwrócił już uwagę Majerowicz (1972).

Roztwory hydrotermalne migrowały w ciele granitowym infiltracyjnie lub w warunkach swobodnego przepływu (szczeliny) i wchodziły w reakcje ze składnikami granitu (pl. VI, 2). W strefach intensywniejszej działalności roztworów hydroter-

malnych niektóre składniki granitu uległy rozpuszczeniu. Tworzyły się wtedy małe miarole, w których krystalizowały takie minerały, jak epidot, strigovit, fluoryt, zeolity. Te hydrotermalne miarole w odróżnieniu od miarol pegmatytowych nie są otoczone koncentrycznymi strefami okrywy, a ich granice są granicami ziarn – składników granitu.

Bardzo intensywna działalność alkalicznych roztworów hydrotermalnych doprowadziła do całkowitego przeobrażenia niektórych partii grani-

toidów, zwłaszcza w Żółkiewce i Borowie, i do powstania skał składających się z różowego mikroklinu, białego albitu metasomatycznego, ciemnozielonego strigovitu, fluorytu, epidotu i siarcz- ków (galena, molibdenit). Kwarc magmowy zo- stał wylugowany, a w miarolach, które po nim powstały, obok strigovitu występuje niskotempe- raturowy kryształ górski.

W otoczeniu żył kwarcowych w Borowie obserwuje się natomiast wypieranie skaleni przez piryty.

PODSUMOWANIE

Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka pod względem typów pegmatytów zróżnicowany jest na dwie części: zachodnią i wschodnią. Pegmatyty zachodniej części masywu należą głównie do typu pegmatytów miarolitycznych lub komorowych (pegmatyty druzowe). Charakteryzują się one obecnością pustki (miaroli, komory) otoczonej okrywą pegmatytową.

Pegmatyty te powstały w końcowym stadium konsolidacji magmy granitowej w wyniku separacji z niej fazy lotnej. W tym samym czasie dokonywała się iniekcja aplogranitów, z którymi związane są tak zwane pegmatyty sieciowe.

W zachodniej części masywu występują również pokładowo zalegające soczewy pegmatytowe i pegmatyty żyłowe. Te ostatnie mają budowę strefową. Nieregularny przebieg żył pegmatytowych i ich związek ze szlirami biotytowymi wskazuje, że tworzyły się one w warunkach dużej plastyczności granitu.

Na podstawie faktu występowania pierwotnych pegmatytów miarolitycznych oraz ogólnych danych geologicznych i mineralogicznych można sądzić, że granitoidy zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka konsolidowały się na głębokości 3-5 km.

Pegmatyty wschodniej części masywu reprezentowane są wyłącznie przez utwory żyłowe lub gniazdowe o prostym składzie mineralnym. Ze względu na obecność w nich akcesorycznego berylu można je zaliczyć do grupy pegmatytów metali rzadkich. Obecność tego typu pegmatytów przy braku pegmatytów miarolitycznych, brak niskotemperaturowej mineralizacji hydrotermalnej w pegmatytach oraz dane ogólnogeologiczne wskazują, że granitoidy wschodniej części masywu konsolidowały się na większych głębokościach niż granitoidy na zachód od Strzegomia.

Z pegmatytów strzegomskich znanych jest do

tej pory (to jest do końca 1983 roku) pięćdziesiąt siedem minerałów wymienionych w tabeli 33. Większość z nich występuje w pegmatytach miarolitycznych. Przy sporządzaniu listy minerałów

Tabela 33. Lista minerałów z pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom – Sobótka

PIERWIASTKI RODZIME:	aksynit
bismut (m)	apofyllit
SIARCZKI i SIARKOSOLE:	bawenit
beegeryt?	beryl
chalkopiryt	biotyt
chalkozyn (m)	chabazyt
cosalit	chloryty
enargit (m)	cynwaldyt
galenit	cyrkon
kowelin (m)	epidot
markasyt (m)	fajalit (Mn)
molibdenit	fenakit
pirotyn	granat (spess)
piryt	helwin
sfaleryt	heulandyt
tetraedryt?	hornblenda
waleryt (m)	kwarc
TLENKI i WODOROTLENKI:	laumontyt
getyt	mikroklin
hematyt	milaryt
kasyteryt	minnesotait
kryptomelan	montmorillonit
magnetyt	muskowit
HALOGENKI:	nontronit
fluoryt	ortyt
WĘGLANY:	prehnit
bismutyty	seladonit
kalcyt	skolecyt
syderyt	stilbit
FOSFORANY:	stilpnomelan
apatyt	topaz*? (m)
KRZEMIANY:	turmalin
albit	tytanit

(m) – minerały stwierdzone wyłącznie w badaniach mikroskopowych; ? – minerały o niepewnej identyfikacji.

* Stwierdzony przez Schadela (1961) bez podania jakichkolwiek danych mineralogicznych.

pegmatytów strzegomskich nie uwzględniono tych, które były odnotowane w monografii Schwantkego (1896), a których występowanie jest tutaj mało prawdopodobne i nieudokumentowane (flogopit) lub prawdopodobne, lecz nieudokumentowane (ilmenit, rutil, anataz, fergusonit, lepidolit, pektolit, malachit).

Jak wykazano w pracy, nieuzasadnione jest traktowanie strigovitu jako osobnego gatunku mineralnego. Jest to chloryt o składzie chemicznym, własnościach strukturalnych i fizycznych typowych dla turyngitu. Jediną wyróżniającą go cechą jest postać skupień robaczkowych agregatów kryształów.

W pegmatytach strzegomskich występują wyłącznie chloryty żelaziste. Nie ma tu peninów i prochlorytów, które wymieniane były w opracowaniach poświęconych pegmatytom strzegomskim od czasu ukazania się monografii Schwantkego. Jest to zrozumiałe, ponieważ pole stabilności chlorytów w niskich temperaturach i przy rosnącym P_0 , jest wyraźnie przesunięte w stronę członów bogatych w żelazo.

W składzie mineralnym pegmatytów masywu Strzegom-Sobótka dominują krzemiany, głównie wapnia i żelaza, których udział w ogólnej liczbie gatunków wynosi 58%. Udział ten wzrasta do ponad 90%, jeśli się weźmie pod uwagę częstość występowania minerałów w pegmatytach. Drugą grupę pod względem liczebności gatunków stanowią siarczki (14%), wśród których najpospolitsze są pirit, molibdenit i galena.

Skład mineralny strzegomskich pegmatytów miarolitycznych nie różni się istotnie od składu pegmatytów miarolitycznych z innych masywów granitoidowych. Wskazuje na to porównanie ze składem mineralnym miarol z różnych masywów granitoidowych oparte na dostępnej autorowi literaturze (Fersman 1960; Tennyson 1960; Schneiderhöhn 1961; Kowalski 1967; Łazarenko *et al.* 1968) oraz na własnych obserwacjach z Karkonoszy, Witoszy i Czernomorca (Bułgaria). Jedinym minerałem wyróżniającym pegmatyty strzegomskie jest stilpnomelan.

Charakterystyczną cechą pegmatytów miarolitycznych jest to, że większość występujących w nich minerałów powstała z roztworów hydrotermalnych. Zwracał na to uwagę Fersman (1960) wskazując na podobieństwo warunków krystalizacji w miarolach do warunków krystalizacji w żyłach alpejskich.

Minerały pegmatytów miarolitycznych można podzielić na dwa zespoły: pierwszy – pegmatytowy, budujący strefy okrywy miaroli, składający

się ze skaleni alkalicznych, szarych kwarców, plagioklazów, biotytów i ich chlorytowych pseudomorfoz, i drugi zespół – hydrotermalny, składający się z minerałów, które wykrystalizowały głównie wewnątrz miarol. W drugim zespole występuje największa liczba gatunków mineralnych. Opierając się na danych przedstawionych w poprzednim rozdziale można wnioskować, że główna faza krystalizacji hydrotermalnej miała miejsce w przedziale temperatur 300-200°C. Do analogicznego wniosku doszedł Stępisiewicz (1977) badając hydrotermalną działalność w pegmatytach masywu strzebińskiego i Kozłowski (1978) obserwując pegmatyty miarolityczne Karkonoszy.

Do najbardziej typomorficznych minerałów pegmatytów zachodniej części masywu Strzegom-Sobótka zaliczono: mikroklin, albit, kwarc, Fe-chloryty, epidot, bawenit, fluoryt, stilpnomelan, turmalin, laumontyt, stilbit, chabazyt i kalcyt.

Typomorficznymi minerałami pegmatytów żyłowych wschodniej części masywu oraz Zimnika są: beryl, charakteryzujący się małą zawartością alkaliów, oraz granat o składzie zbliżonym do spessartynu.

Wpływ temperatury i ciśnienia na takie cechy minerałów typomorficznych, jak pokrój kryształów, barwa, skład chemiczny, stopień i rodzaj uporządkowania struktury, był pośredni. Bezpśredni wpływ miały natomiast skład chemiczny i własności fizykochemiczne roztworów hydrotermalnych. Ilustruje ten wniosek, na przykład, zróżnicowanie żelazistości epidotów zależne od lotności tlenu i siarki.

Decydujący wpływ na pokrój kryształów miała symetria środowiska, rozumiana jako symetria kompleksów i asocjacji oddziałujących na powierzchnię rosnącego kryształu, zgodnie z uniwersalnym prawem symetrii Curie. Przykładem może być zróżnicowanie pokroju kryształów mikroklinu i różnych generacji kalcytu.

Wpływ mechanicznych zanieczyszczeń środowiska krystalizacji na pokrój kryształów i barwę minerałów może zostać zilustrowany na przykładzie chabazytu strzegomskiego – brunatnoczerwona barwa, wynika z obecności łatwo usuwalnych związków żelaza (Fe^{3+}), co wskazuje na dużą wartość f_0 , w czasie krystalizacji zeolitów. Natomiast zielone, ksenomorficzne chabazyty powstały w rezultacie adsorpcji zawiesiny seladonitowej przez rosnący zeolit.

Zróżnicowanie chemizmu środowiska krystalizacji, czasami nawet w obrębie jednego pegmatytu, doprowadziło do wykształcenia się dwóch ro-

dzajów paragenez. Obok typowej dla niskotemperaturowej krystalizacji hydrotermalnej paragenazy wapniowej w miarolach granitów w okolicy Żółkiewki, i tylko tam, powstała parageneza alkaliczna (tab. 32, fig. 28). Minerale obu paragenez tworzyły się w tym samym przedziale temperatur (fig. 30).

Większość minerałów tych paragenez jest względem siebie antagonistyczna, a sytuacje takie, jak przedstawiona na figurze 29, dadzą się wytłumaczyć cyrkulacją roztworów hydrotermalnych w roli prowadzącą do powstania miejsc lokalnych równowag chemicznych.

Odmianę paragenez wapniowych reprezentują leukokratyczne zespoły mineralne z pegmatytów Zimnika i Wieśnicy. Zastanawiający jest fakt, że miarole z paragenezami leukokratycznymi występują w granicy strzegomskim w strefie jego kontaktu z leukogranitem zimnickim. Zwraca również uwagę duże podobieństwo składu mineralnego żyłowych pegmatytów z Zimnika do pegmatytów z dwumikowych leukomonzogranitów wschodniej części masywu.

Obydwie paragenazy uwspólniły swój skład na etapie krystalizacji zeolitów i minerałów kończących hydrotermalną krystalizację w miarolach: kalcytu (lub syderytu) lub smektytów.

Zmiana parametrów fizykochemicznych roztworów hydrotermalnych, np. stężenia, w miarę spadku temperatury powodowała powstawanie kolejnych generacji minerałów takich, jak kwarc, fluoryt, muskowit, stilbit, kalcyt. Generacje te różnią się pokrojem kryształów, barwą i składem chemicznym.

Przed wszystkim jednak, w miarę spadku temperatury i zmian parametrów fizykochemicznych roztworów wiele minerałów pegmatytów, jak również granitów, ulegało przeobrażeniom. Doty-

czy to zwłaszcza krzemianów warstwowych i skałeni. Do szczególnie niestabilnych minerałów należał apofyllit. Z pegmatytów strzegomskich znane są tylko pseudomorfozy i perymorfozy po tym mineralu. Obok przeobrażeń minerałów prowadzących do powstania nowych faz, obserwuje się również przemiany skałeni polegające na zmianie stopnia uporządkowania ich struktury.

Osobnego potraktowania wymaga problem deformacji pegmatytów i ich minerałów. Strefy okrywy wielu pegmatytów są poprzecinane spękaniami ze ścinania, które po otwarciu zostały wypełnione chlorytami, epidotem, stilbitem lub kalcytem. Również wiele minerałów powstałych wewnątrz miarol nosi znamiona deformacji. Pęknięcia kryształów skałeni zablźnione epidotem, ścięte „główki” kwarców oraz brekcje, których spoiwem jest kalcyt, mogą być tego przykładem. W świetle współczesnych poglądów te deformacje, jak również powstawanie większości spękań w granicie, nie są wynikiem działania sił tektonicznych związanych z istnieniem regionalnego pola naprężeń, ale są rezultatem działania sił magmowych, termicznych i grawitacyjnych w stygnącym plutonie. Innymi słowy, są odzwierciedleniem pointruzyjnej historii termicznej plutonu (*vide* Knapp, Norton 1981).

Na zakończenie należy stwierdzić, że strzegomskie pegmatyty druzowe (jak również pegmatyty żyłowe) nie mają znaczenia gospodarczego, stanowią natomiast źródło okazjonalnie zbieranych jubilerskich morionów i kwarców dymnych oraz materiału kolekcjonerskiego. Przed wszystkim są one jednak doskonałym polowym laboratorium, pozwalającym na śledzenie procesów pomagmowych zachodzących w płytce zalegającej intruzji.

LITERATURA

- AFONINA G. G., MAKAGON W. M., BOGDANOWA Ł. A., WŁADYKIN N. V., 1980: Parametry elementarnych jacejek turmalinow raznogo sostawa. *Zap. Wsech. Min. Obszcz.* nr 1, s. 105-112.
- ALIETTI A., 1972: Polymorphism and crystal chemistry of heulandites and clinoptilolites. *Am. Miner.* vol. 57, s. 1448-1462.
- BAILEY S. W., 1972: Determination of chlorite compositions by X-ray spacings and intensities. *Clays and Clay Minerals* vol. 20, s. 381-388.
- 1980: Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Am. Miner.* vol. 65, s. 1-7.
- BEUS A. A., 1960: *Geochimija berilla i gienieticheskie tipy berillewych miestorozdienij*. AN SSSR, Moskwa.
- BOBKOWA B., 1935: Regular growth of orthoclase and quartz from Striegau in Prussian Silesia. *Publ. de la Faculte des Sci. de l'Univ. Masaryk* nr 204, s. 1-18.
- BOLES J. R., 1972: Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite-group zeolites. *Am. Miner.* vol. 57, s. 1452-1495.
- BRECK D. V., 1976: *Ceolitowyje molekularnyje sita*. Mir, Moskwa.
- BRINDLEY G. W., GILLERY F. H., 1956: X-ray identification of chlorite species. *Am. Miner.* vol. 41, s. 169-186
- CERNY P., 1967: Poznámky k mineralogii nekterych za-

- padnomoravskych pegmatitov. *Čas. pro Miner. a Geol.* nr 4, s. 461-463.
- 1968: Berylliumwandlungen in Pegmatit – Verlauf und Produkte. *N. Jb. Miner. Abh.* nr 2, s. 166-180.
 - 1975: Alkali variations in pegmatite beryl and their petrogenetic implications. *N. Jb. Miner. Abh.* nr 2, s. 198-212.
- CHERRY E. M., TREMBATH L. T., 1979: Order-disorder path of alkali feldspars. *Am. Miner.* vol. 64, s. 66-70.
- COOMBS D. S., 1952: Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leonhardite. *Am. Miner.* vol. 37, s. 813-830.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1962: *Rock Forming Minerals*. Longmans, London.
- EGGLETON R. A., CHAPPELL B. W., 1978: The crystal structure of stilpnomelane. Part III: Chemistry and physical properties. *Miner. Mag.* vol. 42, s. 361-368.
- FAJKLEWICZ A., 1969: Granat manganowy z Chwałkowa k. Sobótka (Dolny Śląsk). Manganous garnet from Chwałków nearby Sobótka (Lower Silesia). Nowe dane o minerałach Polski (I). New data about minerals of Poland (I). *Pr. Miner. IG PAN*, s. 17-22.
- FERSMAN A. E., 1960: *Piegmaity. Izbrannyje trudy.* vol. VI, AN SSSR, Moskwa.
- FIEDLER H., 1863: *Die mineralien Schlesiens*. Breslau.
- FOIT F. F., ROSENBERG R. E., 1977: Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contrib. Miner. Petrol.* vol. 62, s. 109-127.
- FRANKE W., GHOBARKAR H., 1982: The morphology of hydrothermally grown K-feldspar. *N. Jb. Miner. Mh.* nr 2, s. 57-68.
- FRENZEL G., 1980: *The Manganese Ore Minerals. Geology and Geochemistry of Manganese*. I Varentsov, Grasselly (red.). Akademiai Kiado, Budapest.
- GADOMSKI M., 1958: Rubidium, cesium and thalium in pegmatitic mica minerals. *Arch. Miner.* t. 29, z. 1, 2, s. 207-230.
- GADOMSKI M., WIEWIÓRA A., SZPIŁA K., 1971: Bawenit ze Strzegomia. Bavenite from Strzegom. *Arch. Miner.* t. 29, z. 1, 2, s. 5-28.
- GANIEJEV I. G., 1978: Forma migracji mineralnego wieszstwa w gidrotiermalnych rastworach, [w:] *Tiermobarogiochimija ziemnoj kory i rudoobrazowanije*. Nauka, Moskwa, s. 11-27.
- GOTTESMAN B., TISCHENDORF G., 1978: Klassifikation, Chemismus und Optik der trioktaedrischer Glimmer. *Z. geol. Wiss.* nr 6, s. 687-708.
- GURIEWICZ L. P., 1974: O żelazistosti epidota w Sibajskom rudnom pole (Ural), [w:] *Minieraly i parageniezisy mineralow magmaticzeskich i metasomaticzeskich gornych porod*. Leningrad, s. 120-127.
- GÜRICH G., 1915: Blatt Striegau (Provinz Schlesien). Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landensanstalt im Jahre 1915. *Jb. König. Preuss.* nr 36, II, s. 595-622.
- HAYASHI H., OINUMA K., 1967: Si—O absorption band near 1000 cm⁻¹ and OH absorption bands of chlorite. *Am. Miner.* vol. 52, s. 1206-1210.
- HEY M. H., 1954: New review of chlorites. *Miner. Mag.* vol. 30, s. 277-292.
- HOFMEISTER A. M., ROSSMAN G. R., 1983: Color in feldspars, [w:] *Feldspar Mineralogy*. Reviews in Mineralogy, vol. 2, MSA. P. H. Ribbe (red.).
- IKORINOWA I. J., 1975: *Gidrotiermalnyj sintiez kristallow w chloridnych sistemach*. Nauka, Moskwa.
- JAHNS R. H., BURNHAM C. W., 1969: Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granite pegmatites. *Econ. Geol.* vol. 64, s. 843-864.
- JANEK J., 1981: Dyskredytacja niektórych biotytów z pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka. Reexamination of certain biotites from pegmatites of the Strzegom-Sobótka granitic massif. *Acta Univ. Wratislav. Pr. Geol. Min.* t. VIII, z. 521, s. 177-186.
- 1983: Transformacje minerałów w pegmatytach strzegomskich. Transformations of minerals in pegmatites from Strzegom (Lower Silesia). *Arch. Miner.* t. 39, z. 1, s. 39-51.
 - 1984: Milaryt i syderyt z pegmatytów strzegomskich. Milarite and siderite from Strzegom pegmatites. *Prz. Geol.* nr 3.
 - (w druku): Glaukonit i seladonit – problem identyfikacji. Glauconite and celadonite – the problem of identification. *Acta Univ. Wratislav. Pr. Geol. Mineral.*, nr 10.
- JERMAKOW N. P., DOŁGOW J. A., 1979: *Tiermobarogiochimija*. Nedra, Moskwa.
- JUSZKIN N. P., 1977: *Tieorija i metody mineralogii*. Leningrad, Nauka.
- KARWOWSKI Ł., OLSZYŃSKI W., KOZŁOWSKI A., 1973: Mineralizacja wolframitowa z okolic Szklarskiej Poręby Huty. *Prz. Geol.* nr 12, s. 633-637.
- KEITH T. E. C., MUFFLER L. J. P., CREMER M., 1968: Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California. *Am. Miner.* vol. 53, sp 1635-1644.
- KEPEŻINSKAS K. B., 1965: *Statisticzeskij analiz chloritow i ich paragenieticeskije tipy*. Nedra, Moskwa.
- KEPEŻINSKAS K. B., CHLESTOW W. W., 1971: *Statisticzeskij analiz mineralow grupy epidota*. Nauka, Moskwa.
- KNAPP R. B., NORTON D., 1981: Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolutions in cooling pluton environments. *Am. J. Sci.*, vol. 287, s. 35-68.
- KOPACZEWSKA E., 1978: Warunki krystalizacji druzowych kwarców dymnych z rejonu Czarnego (Kotlina Jeleniogórska) w świetle badań krystalomorfologicznych. *Arch. Miner.* t. 34, z. 1, s. 31-42.
- KOSTOW I., 1973: *Mineralogija*. Sofia.
- 1975: Apophyllite morphology as an example of habit modification of planar crystals. *N. Jb. Miner. Abh.* nr 2, s. 128-137.
 - 1981: Crystal chemistry and paragenetic trend of silicate minerals. *Bull. Miner.* nr 104, s. 413-417.
- KOSUCHIN O. N., 1978: Issledowanije wkluczenij magmaticzeskich rasplawow w kwarce kamiernych piegmaitow, [w:] *Tiermobarogiochimija ziemnoj kory i rudoobrazowanije*. Nauka, Moskwa, s. 99-101.
- KOWALSKI W., 1967: Geochemia K, Na, Ca, Pb, Rb, Ba, Sr w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach. Geochemistry of K, Na, Ca, Pb, Rb, Ba, Sr of sudetic granites and pegmatites. *Arch. Miner.* t. 27, z. 1, s. 53-244.
- KOZŁOWSKI A., 1973: Kwarc pomagmowy masywu strzegomskiego i karkonoskiego, jego środowisko krystalizacji i pierwiastki śladowe. Environment of crystallization and trace elements of post-magmatic quartz from Strzegom and Karkonosze massifs. *Acta Geol. Pol.* vol. 23, nr 2, s. 341-364.
- 1978: Pneumatolitic and hydrothermal activity in the Karkonosze-Izera Block. *Acta Geol. Pol.* vol. 28, nr 2, s. 171-221.

- KURAL S., MORAWSKI T., 1968: Strzegom-Sobótka granitic massif. *Biul. Inst. Geol.* nr 227, s. 33-85.
- LENKOWSKI W., 1983: Fyzykochemiczne warunki krystalizacji nisko- i średniotemperaturowych paragenez mineralnych w masywie strzegomskim. Physico-chemical conditions of crystallization of the low- and moderate temperature mineral parageneses in the Strzegom massif. *Arch. Miner.* t. 39, nr 1, s. 53-66.
- LIU J. G., 1971: Stilbite-laumontite equilibrium. *Contrib. Miner. Petrol.* vol. 31, s. 171-177.
- ŁAZARENKO E. K., 1979: *Opyt gienietycznej klasyfikacji mineralow.* Naukowa Dumka, Kijew.
- ŁAZARENKO E. K., MATKOWSKI O. I., PAWLISZYN W. I., SOROKIN J. G., 1968: Nowoje w strojenii i minieralogii piegmatitow Wołynii. *Dokl. AN SSSR* vol. 176, nr 1, s. 171-174.
- MACIEJEWSKI S., MORAWSKI T., 1975: Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. Petrographic variability of granites from Strzegom massif. *Kwart. Geol.* vol. 19, nr 1, s. 47-62.
- MAJEROWICZ A., 1960: Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. Granite from Sobótka and its relationship to the cover-rocks. *Arch. Miner.* t. 24, nr 2, s. 128-226.
- 1972: Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Studium petrologiczne. Strzegom-Sobótka granitic massif. A petrological study. *Geol. Sudetica* vol. 6, s. 7-96.
- 1977: Stanowisko systematyczne granitoidów masywu Strzegom-Sobótka w międzynarodowej klasyfikacji skał plutonicznych. A position of granitic rocks from the Strzegom-Sobótka massif in the International Classification of the Plutonic Rocks. *Rocz. PTG* vol. 47, nr 2, s. 233-245.
- MICHELL W. D., 1941: Paragenesis of the pegmatite minerals of Striegau, Silesia. *Am. Miner.* vol. 26, s. 262-275.
- MYER G. H., 1965: X-ray determinative curve for epidote. *Am. J. of Sci.*, nr 263, s. 78-86.
- NASSAU K., 1978: The origin of color in minerals. *Am. Miner.* vol. 63, s. 219-229.
- NIKANOROW A. S., 1979: *Granitnyje piegmatity.* Niedra, Moskwa.
- NIKITIN W. D., RUDENKO S. A., ESZKIN W. J., 1972: Typy chrusztaliosnych piegmatitow Urała i usłowija ich obrazowanija, [w:] *Piegmatity*, Leningrad, s. 151-159.
- NOWAKOWSKI A., KOZŁOWSKI A., 1983: Pochodzenie i warunki powstania albitu w pegmatytach granitów Karkonoszy i Strzegomia. Genesis and crystallization conditions of albite in pegmatites of the Karkonosze and Strzegom granites, *Arch. Miner.* t. 39, nr 1, s. 5-16.
- OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski. IV. Tektonika. Sudety i obszary przyległe.* Wyd. Geol., Warszawa.
- PASSAGLIA E., 1970: The crystal chemistry of chabazites. *Am. Miner.* vol. 55, s. 1278-1301.
- PASSAGLIA E., GALLI E., LEONI L., ROSSI G., 1978: The crystal chemistry of stilbites and stellerites. *Bull. Miner.* nr 101, s. 368-375.
- PECSI-DONATH E., 1965: On the individual properties of some Hungarian zeolites. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungar.* vol. 9, nr 3-4, s. 235-257.
- PENDIAS H., WALEŃCZAK Z., 1956: Objawy okruszczenia w północno-zachodniej części masywu strzegomskiego. Appearance of the metallization in NW part of the Strzegom massif. *Biul. Inst. Geol.* vol. 6, nr 112, s. 208-228.
- PETRUSENKO S., ARNAUDOW W., KOSTOW I., 1971: Srawnitelno izuczivanie na berilite ot Bylgarija. *Bull. Geol. Inst. Ser. Geochem. Miner. Petrogr.* nr 20, s. 45-67.
- PLUSNINA I. I., 1964: Infrakrasnyje spektry pogłoszenija berilłow. *Geochimija* nr 1, s. 31-41.
- PODSTOLSKI R., 1971: Kryształy kwarcu z Czernicy na Dolnym Śląsku. Quartz crystals from Czernica, Lower Silesia. *Prz. Geol.* nr 8-9, s. 411-414.
- PUZIEWICZ J., 1981: Tourmaline-andalusite aplite from Lisiec Hill near Strzegom. *Miner. Pol.* vol. 12, nr 2, s. 69-75.
- ROBERT J. L., VOLFINGER M., 1979: Étude expérimentale de lépidolites trioctaédriques hydroxylées. *Bull. Miner.* nr 102, s. 21-35.
- SACHANBIŃSKI M., 1973: Występowanie minerałów berylowych na Dolnym Śląsku. Occurrence of beryllium minerals in Lower Silesia. *Biul. Inst. Geol.* vol. 22, s. 249-257.
- SACHANBIŃSKI M., JANECZEK J., 1977: Stilpnomelane from granite pegmatites of the Strzegom-Sobótka massif. *Miner. Pol.* vol. 8, nr 1, s. 3-11.
- SALACIŃSKI R., 1972: Występowanie beegerytu w masywie strzegomskim. Occurrence of beegerite in the Strzegom massif. *Prz. Geol.* nr 12, s. 584-585.
- 1973: Mineralizacja kruszcowa w aplogranicie rejonu Paszowice na Dolnym Śląsku. Ore mineralization in aplogranite from Paszowice, Lower Silesia. *Acta Geol. Pol.* vol. 23, nr 3, s. 587-594.
- 1976a: Ore minerals of the Strzegom Granitoid Massif (Lower Silesia). *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. Série de la Terre.* vol. 24, nr 3-4, s. 153-162.
- 1976b: Origin and regularities in distribution of ore minerals in the Strzegom Massif (Lower Silesia). *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. Série de la Terre.* vol. 24, nr 3-4, s. 153-162.
- 1978: Mineralizacja kruszcowa i jej geneza w granitoidowym masywie strzegomskim. Ore mineralization and its origin in Strzegom Granitoid Massif. *Biul. Inst. Geol.* vol. 1, nr 308, s. 41-90.
- SCHADEL J., 1961: Untersuchungen zur Bildungsfolge der Mineralien in den Drusen der Granite von Striegau, Schlesien (Strzegom). *Nova Acta Leopoldina* vol. 24, nr 153.
- SCHNEIDERHOHN H., 1961: *Die erzlagerstätten der Erde. II. Die Pegmatite.* Stuttgart.
- SCHWANTKE A., 1896: *Die Drusenminerale des Striegauer granits.* Leipzig.
- SHIROZU H., BAILEY S. W., 1965: Chlorite polytypism: III. Crystal structures of an orthohexagonal iron chlorite. *Am. Miner.* vol. 50, s. 868-885.
- SIENDIEROW E. E., CHITAROW I. I., 1970: *Ceolity, ich sintiez i usłowija obrazowanija w prirodie.* Moskwa.
- SINKANKAS J., 1968: Classic mineral occurrences: I. Geology and mineralogy of the Rutherford pegmatites, Amelia, Virginia. *Am. Miner.* vol. 53, s. 373-405.
- SMITH J. V., 1974: *Feldspar Minerals. I. Crystal Structure and Physical Properties.* Springer, New York.
- SMYKATZ-KLOSS W., 1974: *Differential Thermal Analysis.* Springer, Heidelberg.
- SOSIEDKO T. A., 1974: Rientgienowskij ekspriess-mietod opriedielenija stiepieni uporiadocennosti kalewych polewowych szpatow, [w:] *Kristalochimija i struktura mineralow.* Leningrad, s. 115-117.
- STEWART D. B., WRIGHT T. L., 1974: Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. Miner. Cristallogr.* nr 97, s. 356-377.
- STĘPISIEWICZ M., 1977: Fyzykochemiczne warunki powsta-

- wania minerałów pomagmowych w granitoidach strzelińskich. Physicochemical conditions of minerals origin in Strzelin granites. *Arch. Miner.* vol. 33, nr 2, s. 61-74.
- 1978: Hydrothermal laumontite from Strzelin granitoids. *Acta Geol. Pol.* vol. 28, nr 2, s. 223-233.
- STOCH L., 1974: *Minerały ilaste*. Wyd. Geol., Warszawa.
- STUBIČAN V., ROY R., 1961: Isomorphous substitutions and IR spectra of the layer lattice silicates. *Am. Miner.* vol. 46, s. 26-32.
- SWITZER G., REICHEN L. E., 1960: Re-examination of pilinite and its identification with bavenite. *Am. Miner.* vol. 45, s. 757.
- SZMAKIN B. M., TATARINOW A. W., 1975: Miarołowyje piegmatyty, ich miasto w sistematykie granitnych piegmatytów i poiskowyye priznaki. *Geol. Geof.* nr 9, s. 73-80.
- TARTE P., DELIENS M., 1973: Correlations between the infrared spectrum and composition of garnets in the pyrope-almandine-spessartine series. *Contrib. Miner. Petrool.* vol. 40, s. 25-37.
- TENNYSON Ch., 1960: Berylliummineralien und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling-Bayerische Wald. *N. Jb. Min. Abh.* vol. 94, s. 1235-1265.
- VAN MAREL M. W., BEUTELSPACHER H., 1976: *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures*. Elsevier, Amsterdam.
- VELDE B., 1978: Infrared spectra of synthetic mica in the series muscovite – Mg, Al celadonite. *Am. Miner.* vol. 63, s. 343-349.
- WALENCZAK Z., 1969: Geochemia pierwiastków rozproszonych w kwarcach (Ge, Al, Ga, Fe, Ti, Li, Be). Geochemistry of scattered elements in quartzes. *Arch. Miner.* vol. 28, nr 2, s. 189-335.
- WICHROWSKA M., 1974: Biotyty z granitów strzegomskich. Biotites from Strzegom granites. *Kwart. Geol.* vol. 18, nr 1, s. 33-45.
- WICHROWSKA M., WICHROWSKI Z., ZEJNO I., 1972: Naturalna promieniotwórczość biotytów z granitoidów strzegomskich i strzelińskich. Natural radioactivity of biotites from Strzegom and Strzelin granitoids. *Kwart. Geol.* vol. 16, nr 4, s. 851-865.
- WIEWIÓRA A., GADOMSKI M., SZPILA K., 1967: Bismuth minerals in the pegmatite druses of the Strzegom granite. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci. Série des Sci. geol. et géogr.* vol. 15, nr 4, s. 201-205.
- WOWK P. K., PAWLISZYN W. I., 1974: Tipomorfizm minerałów kamiernych piegmatytów. *Miner. Sbor.* vol. 1, nr 28, s. 18-30.
- WRIGHT T. L., 1968: X-ray and optical study of alkali feldspar. II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections. *Am. Miner.* vol. 53, s. 88-104.
- ŻABIŃSKI W., 1953: Minerale pegmatytowe strzegomskiego masywu granitowego. Pegmatitic minerals of the Strzegom granitic massif. *Prz. Geol.* nr 3.
- 1966: Almandyn manganowy ze Strzeblowa na Dolnym Śląsku. Manganous almandine from Strzeblów, Lower Silesia. *Spraw. z Pos. PAN*, Kraków, lipiec-grudzień, s. 528-529.
- 1975: Stilbite from Strzegom (Lower Silesia). *Miner. Pol.* vol. 6, nr 2, s. 93-98.

TYPOMORPHIC MINERALS OF PEGMATITES FROM THE STRZEGOM-SOBÓTKA GRANITIC MASSIF

Janusz JANEKZEK

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Present address: Silesian University, Earth Sciences Department, Geochemistry, Mineralogy and Petrography Division,
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Summary

ABSTRACT. The mineralogy and paragenetic relations of the pegmatitic assemblage are the subject of this paper. Most of the investigated minerals have been determined as typomorphic for hydrothermal crystallization. The minerals occur mainly in miarolitic pegmatites (drusy cavities) from the western part of the Strzegom-Sobótka massif. Three main types of parageneses have been established in these pegmatites. Physico-chemical conditions of the crystallization process are

indicated by the parageneses. The eastern part of the Strzegom-Sobótka massif is characterized by the lack of drusy cavities. Beryl and garnet bearing pegmatite veins are predominant in this area. The difference in the regional arrangement of these two groups of pegmatites is explained in terms of different depth of magma crystallization. The sequence of crystallization and alteration of minerals are discussed.

INTRODUCTION

For over hundred years minerals from the Strzegom pegmatites have attracted many eminent scientists as well as a crowd of mineral collectors. However, many problems concerning the pegmatites remained unresolved or were inaccurately interpreted, and there was need for more detailed study.

During this work twenty two minerals were investigated. Most of them may be regarded as a typomorphic for hydrothermal crystallization. The author's attention has been focused mainly on pegmatites from the western part of the Strzegom-Sobótka massif, as they yield the greatest number of mineral species.

METHODS OF INVESTIGATION

The DRON-2 X-ray powder diffractometer was used for mineral identification and for cell refinement. Infrared analyses were carried out using a Perkin Elmer 180, Specord 72IR and Spectromom spectrophotometers (KBr and Nujol techniques). Chemical analyses were performed at the Analytical Laboratory of the Institute of Geological Sciences, Wrocław University. DTA, TG and DTG curves were recorded simultaneously with an Erdey, Paulik-1500 derivatograph.

HISTORICAL BACKGROUND

Minerals from the Strzegom locality have been investigated since the second half of the nineteenth century. According to such mineralogists as Fiedler, Becker, Websky, Traube and Hintze, more than fifty mineral species were known from the Strzegom pegmatites by the end of the century. These

minerals were briefly described by Schwantke (1896). In 1915 Gurich distinguished three structurally different types of pegmatites and discussed the origin of calcite in drusy cavities. Fersman (1940) and Michell (1941) were the first mineralogists to use a paragenetic diagram to determine the sequence of crystallization in Strzegom drusy cavities. Fersman pointed out that "the famous mineral locality in Strzegom variscan granites can serve as an outstanding example of mineral crystallization in granitic miarolitic cavities".

The above mentioned works were reviewed by Żabiński in 1953. It made Polish mineralogists more familiar with the Strzegom locality. As a result numerous papers concerning the geochemistry of major and minor elements in selected minerals appeared (Gadomski 1958; Kowalski 1967; Waleńczak 1969). Schädel (1961) made attempts to explain the origin of the graphic intergrowths zone on the basis of metasomatic theory. The following minerals were re-examined and described in details: bavenite (Switzer, Reichen 1960; Gadomski *et al.* 1971), garnets (Żabiński 1966; Fajkiewicz 1969), stilbite (Żabiński 1975), beryllium minerals (Sachanbiński 1973) and chlorite (Janeczek 1981). Ore minerals were studied by Salaciński (1973, 1976a, b, 1978). Some new occurrences were also reported: cosalite (Wiewióra *et al.* 1967), stilpnomelane (Sachanbiński, Janeczek 1977), celadonite (Janeczek 1983), milarite and siderite (Janeczek 1984).

The physico-chemical conditions of crystallization in the Strzegom drusy cavities were considered by several authors (e.g. Fersman 1960; Michell 1941; Kowalski 1967), but quantitative data were obtained by Kozłowski (1973, 1978) and by Nowakowski and Kozłowski (1983) on the basis of gas-fluid inclusions studies. Hydrothermally involved alterations of pegmatitic minerals were recorded by Salaciński (1978) and Janeczek (1983).

PEGMATITES

The Strzegom-Sobótka massif is a composite intrusive body which can be divided into two parts on the basis of variation in petrology (Fig. 1). The north-western part is made up essentially of biotite granite partly surrounded by leucogranite, whereas the eastern part consists of granodiorite, two-mica leucogranite and minor bodies of tonalites (Majerowicz 1960, 1972, 1977; Kural, Morawski 1968; Maciejewski, Morawski 1975). Pegmatites of the western part of the massif can be classified as follows: 1) miarolitic pegmatites; 2) veins; 3) lenticular or sheet-like bodies. The miarolitic pegmatites are of particular importance as they yield a large number of mineral species. Open cavity of the miarolitic pegmatite is surrounded by several pegmatitic zones which vary in size and shape (Fig. 2). Fersman compared the size of the cavities to that of a babies head. Large, "chamber" pegmatites such as described by Podstolski (1971) occur very rarely in the massif, for instance in 1979 a large cavity, $3 \times 2 \times 1.5$ m, containing approx. 500 kg of smoky quartz crystals was excavated in the "Czernica II" quarry. It should be stressed that most of the miarolitic pegmatites have no connection with aplite or pegmatite veins (see Fig. 2). Cavities are sometimes filled entirely with calcite, siderite and smectites.

Pegmatite veins vary in width from a few millimeters to one meter and are frequently irregular in trend and attitude (Fig. 4). Sometimes, the veins exhibit asymmetrical zonation as shown in Figure 3.

Coarse-grained, flat lying lenticular or sheet-like bodies of pegmatites are composed of blocky alkali feldspars, quartz and biotite. Mn-fayalite and amphibole are locally abundant within these bodies.

In contrast to the western part miarolitic pegmatites are virtually absent in the eastern part of the massif. Pegmatite veins occurring within the Strzeblów granodiorite and w-mica leucogranite can be classified with the beryl-bearing

type. They are made up of microcline, albite, oligoclase, quartz, muscovite and/or biotite with abundant beryl and garnet (spessartine-almandine). The veins are rather thin (20 to 40 cm) and unzoned (Fig. 5) but muscovite crystals show preferred orientation.

ORIGIN OF THE PEGMATITES

The model of pegmatite origin as proposed by Jahns and Burnham (1969) has been fully adopted in this work. The process of devolatilization of melt inclusion described by Jermakov and Dolgov (1979) has been applied to explain the origin of the cavity in the miarolitic pegmatites.

Miaroles are frequently associated with both, biotitic and pegmatitic schlieren (pl. II, 1) which are cut by aplite veins. It indicates that miarolitic pegmatites may indeed have a late-stage magmatic origin followed by hydrothermal crystallization inside cavities.

Some authors (e.g. Nikitin *et al.* 1972; Kozłowski 1978) suggest that net-like miarolitic pegmatites that occur within aplogranite (pl. I, 1, 2) may have formed by the hydrothermal recrystallization of the later. Although a significant hydrothermal component is indicated by the presence of miaroles and the high porosity of aplogranites, field observations (shown in Figures 7 and 8) suggest that hydrothermal recrystallization need not to be involved in their origin. It must be kept in mind, however, that hydrothermal alteration of granites and aplites may also lead to formation of miaroles and even large cavities, but they can be easily recognized as they are not rimmed by pegmatitic zones (Fig. 9).

The available data on quartz-feldspars regular intergrowths (Fig. 6) are insufficient to determine precisely their origin (Schädel 1961; Kozłowski 1978).

TYPOMORPHIC MINERALS OF STRZEGOM PEGMATITES

The observations from 77 drusy cavities have been summarized in Figure 10 in order to determine the frequency of mineral species occurring in the Strzegom locality. The histogram clearly shows that only 17 of over 50 species known to date from Strzegom pegmatites are common and may be considered as typomorphic.

SULPHIDES AND SULPHOSALTS

Descriptions of the ore minerals, based on optical investigations are given by Sałaciński (1976a, 1978). Pyrite and molybdenite are the most common sulphides in the pegmatites and the hydrothermally altered granite. Molybdenite may be present in amounts up to 1.32% in altered granite (Pendias, Waleńczak 1956). Diffraction patterns of three molybdenite samples collected from the pegmatite, altered granite and quartz vein are in close agreement with those determined for 2H-molybdenite. Other sulphides occurring in Strzegom pegmatites are listed in Table 33.

Results of semiquantitative chemical analyses of cosalites from Grabina and Borów are given in Table 1.

HALIDES

Fluorite occurs as euhedral, pale blue, violet or pink crystals with {111} (dominant), {100}, as well as {110} forms. Refractive index for the pale blue variety is 1.434. Cell edges of {111} fluorite, fluorite pseudomorph after apophyllite and deep blue fluorite from the fluorite vein are 5.463(2) Å, 5.464(1) Å and 5.464(2) Å respectively. All examined specimens contain yttrium as a minor element (no Cs was detected).

OXIDES

Cryptomelane. Collomorphic aggregates of a mineral from the Żółkiewka miarolitic pegmatites were previously described (e.g. Schwantke 1896; Kowalski 1967) as psilomelane. A detail study by X-ray diffraction (Tab. 2, Fig. 11), chemical analysis (Tab. 3), thermal analysis (Fig. 12) and infrared spectroscopy (Fig. 13) has revealed that the mineral in question is not psilomelane but a poorly crystalline cryptomelane.

CARBONATES

Calcite. At least three generations of calcite can be recognized in the Strzegom pegmatites. Early, high temperature calcite forms brittle, white or yellowish platy crystals reaching 0.5 mm in width (Fig. 14). The second calcite forms euhedral prismatic crystals up to several centimeters in length (Fig. 14). The third generation of calcite occurs as irregular masses, sometimes cementing breccia filling the cavities. Bright orange fluorescence, probably due to the presence of trace Mn ions is the most typomorphic feature of honey-brown calcite from the Zimnik pegmatites.

The chemical composition of calcites is given in Table 4. There is no correlation between high iron contents in calcite and its unit cell dimensions ($a = 6.37 \text{ \AA}$, $\alpha = 46^\circ 14'$). X-ray powder pattern of platy calcite shows a strong effect on sample texture (Fig. 15).

SILICATES

Quartz. The following generations of quartz can be distinguished in Strzegom pegmatites (Kozłowski 1973): high temperature – grey, massive quartz, grey drusy quartz, smoky quartz, morion and colourless quartz – the lowest temperature variety. There appears to be no difference in cell dimensions between high-temperature quartz and morion ($a = 4.913(2) \text{ \AA}$, $c = 5.404(2) \text{ \AA}$). Quartz crystals contain inclusions of epidote, garnet (Fig. 16) as well as bavenite and tourmaline („Venus hair” structure).

K-feldspars. Pseudotetragonal, short prismatic habit of K-feldspars from Strzegom locality is their most typomorphic feature (Fersman 1960; Smith 1974; Franke, Ghobarkar 1982) (Fig. 17). There are also prismatic crystals of K-feldspars elongated along Z axis (“Zillertal” type) which is almost perpendicular to the wall of the cavity. The morphological trend of feldspar crystals depends both on temperature of crystallization and chemistry of hydrothermal solution (Kostow 1981), however, it is thought that in the Strzegom pegmatites the concentration of Na and Ca played a major role in determination of crystal habit of feldspars (Fig. 17).

The chemical composition of feldspars has been studied by Kowalski (1967). The amounts of Rb as well as % Or molecule in K-feldspars increase whereas Ba and Sr contents decrease from the outer part of the pegmatite toward the centre of the cavity. Such a chemical fractionation is one of the most characteristic features of miarolitic pegmatites (Wowk, Pawliszyn 1974).

Results of the X-ray study of K-feldspars are presented in Tables 5a and 5. The amounts of Al atoms in T₁ position were calculated using the Stewart and Wright (1974) method. Most of the investigated samples are high microclines (in fact, perthitic microclines). However, dark green microcline from Żółkiewka associated with fayalite and bluish-grey microcline from Gola have X-ray patterns closely related to the intermediate microcline. Peaks 131 and 131 are diffuse and the integral width of 060 peak of SK-1, SK-2 and SK-Z6 samples (see Tab. 5 for symbols explanation) is as follows: 4.72; 4.41; 4.04. It is presumed here that the hydrothermal activity caused iron diffusion into the feldspars which in turn caused disordering of the microcline structure.

Piagioclases. Three varieties of albite can be easily recognized in the Strzegom pegmatites on the basis of their colour: white albite (Ab₉₃An₃Or₄), greenish-blue albite (Ab₉₅An₂Or₃) and colourless cleavelandite (Ab_{98.5}An_{0.4}Or_{1.1}).

Their chemical and optical features are given by Kowalski (1967) and Nowakowski and Kozłowski (1983).

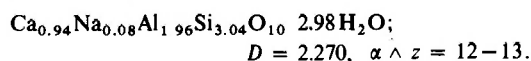
Zeolites. Zeolites are an ubiquitous constituents in the cavities of the Strzegom pegmatites. Their chemical analyses are summarized in Table 6. Optical and crystallographical data are given in Table 7 and XRD data are presented in Tables 8 and 9. DTA curves are shown in Figure 18.

Stilbite. Prismatic crystals of stilbite form complex, cross-like twins (pl. III, 1), ball-shaped or bundle aggregates up to 4 cm in length. The detail description of this zeolite is given by Żabiński (1975).

Chabazite forms a yellowish to reddish brown mosaic and rhombohedral crystals (pl. III, 2). In order to explain the origin of colour in chabazite the deep red crystal containing 3.02 wt. % Fe₂O₃ was treated with hot oxalic acid. After a few minutes the sample turned white and the iron content in the crystal decreased to 0.47 wt. % Fe₂O₃ indicating that the iron content in the chabazite structure is not as high as previously reported (Passaglia 1970). The red colour, therefore is thought to be due to the presence of amorphous iron compounds dissipated throughout the crystal. Green, xenomorphic chabazite has been also described from the Strzegom locality (Janeczek 1983). The unusual green colour and habit of this chabazite is probably due to minute inclusions of celadonite. The above statements are supported by the results of density measurements of different chabazites: green – 2.111; brown (4.49 wt. % of Fe₂O₃) – 2.107; yellowish – 2.054; white – 2.050. Splitting of the endothermic peak on the DTA curve of chabazite (fig. 18) is explained here in terms of different dehydration heat of water molecules that coordinate different exchangeable cations.

Laumontite. Crystallochemical formula of the Zimnik laumontite is very close to the theoretical one. The density of laumontite from Zimnik is 2.264.

Scolecite. The chemical analysis (Schwantke 1896) has been recalculated to obtain the chemical formula of the mineral:



Heulandite crystals have a simple morphology. The observed forms include {010}, {001}, {111} and {201}. Perfect (010) cleavage. $D = 2.217$. Refractive indices are: $n_x = 1.503$, $n_y = 1.504$, $n_z = 1.510$, $2V_x = 34$, $\beta \wedge Z = 9$.

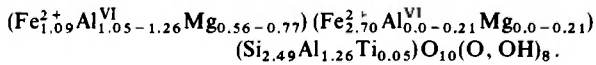
Micas. X-ray and optical data of the micas are given in Table 11. Biotite from the lenticular pegmatite is chemically similar to the lepidomelane and is more iron and titanium rich than biotite from the granite (Tab. 10).

Density and optical data for silverish-pink mica (Tab. 11) that forms an epitaxial overgrowth on biotite fall within the low-iron zinnwaldite field on the Gottesmann and Tischendorf (1978) diagram. X-ray diffraction powder pattern of this Li-mica is closely related to that of 1M-zinnwaldite (Tab. 12).

Muscovite. Muscovite from the Gola pegmatite vein has physical features characteristic for pegmatite muscovite (Tab. 11 and 13). Two generations of muscovite can be recognized in the Zimnik pegmatites (pl. II, 3). Both muscovites are iron rich and may be classified with ferriferromuscovites (Tab. 10). Moreover, the younger mica has a “phengitic” $2V$ angle (Tab. 11), but this is presumably a result of twinning. Both muscovites are considerably differentiated in trace elements contents, especially Sn (Tab. 14) as well as in composition of the tetrahedral layer (Tab. 10 and Fig. 19).

Chlorites. Chlorite crystals and crystal aggregates vary in size and shape (pl. III, 3; pl. IV, 1, 2). Chemical analyses

(Tab. 15) reveal that all samples, including the specimen previously described as pennine (Schwantke 1896; Michell 1941; Kowalski 1967), are Fe-rich, Mg-poor chlorites (Fig. 20). This is also confirmed by XRD and DTA data (Tab. 16, 17 and Fig. 21). Using the method of Brindley and Gillery (1956) a strong asymmetry of the heavy elements distribution has been determined in the Ch-I chlorite structure. About 70% of iron is located in the octahedral layer of the 2:1 sheet. As a result, the crystallochemical formula of this chlorite can be written as follows:



The intensity distributions of 001 peaks on X-ray powder patterns of other chlorites also indicate that they have considerably asymmetrical structure (Tab. 18). On the contrary to other examined chlorites, there are two low temperature endothermic peaks on the DTA curve of Ch-5 sample (Fig. 21). SEM study of the sample revealed the presence of smectite (nontronite?) which partly replaced the chlorite (pl. IV, 2-4). IR spectra of Strzegom chlorites are closely related to those presented by Hayashi and Oinuma (1967) for iron chlorites (Fig. 22).

Stilpnomelane. Stilpnomelane from Strzegom pegmatites has been described by Sachanbiński and Janeczek (1977). Electron diffraction patterns of the superstructure in ferro- and ferristilpnomelane from Żółkiewka are shown in Plate V, 5, 6.

Smectites. Inspection of chemical analysis of nontronite from Żółkiewka (Tab. 19) shows Al^{IV} content to be significantly lower than the ideal value. This suggests the substitution of some Fe^{3+} for Al in the tetrahedral position which is supported by small differences in intensities of absorption bands at 485 cm^{-1} and 425 cm^{-1} (Fig. 23). Heating curves of the nontronite are presented in Figure 24.

Ca-montmorillonite associated with scolecite was found in Zimnik quarry. Its (001) spacing of 15.24 Å expanded to 17.70 Å after treatment with glycerol. The IR spectrum of this specimen is closely related to that of Ca, Al-montmorillonite (Fig. 23).

Beryl. Low-alkali beryl is a widespread accessory mineral in pegmatites of the eastern part of the massif. It occurs also in Zimnik pegmatites. The chemical composition, physical and optical properties and X-ray diffraction data for beryl from these two localities are almost identical (Tab. 20, 21 and Fig. 25).

The most common beryllium mineral in Strzegom pegmatites – bavenite (pl. VI, 1) has been described by Gadomski *et al.* (1971). Other beryllium minerals occurring in the Strze-

gom pegmatites are: *helvîne*, *phenakite* (Sachanbiński 1973) and *milarite* (Janeczek 1984).

Epidote. The Fe^{3+} content of epidote is highly variable (see Tab. 22,23) and depends on the chemistry of the paragenesis in which it occurs. Unit cell dimensions are strongly dependent on chemical composition (Tab. 24).

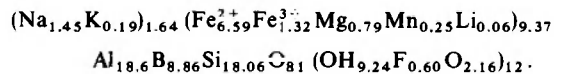
Prehnite. XRD data of this mineral are given in Table 25.

Garnets. Garnets are very common in leucogranites and pegmatites of the eastern part of the massif. In Zimnik pegmatites quartz-garnet aggregates up to several centimeters in diameter occur. Chemical analysis by the atomic absorption method for garnet from these aggregates yields: Al – 10.31%, Mn – 20.30%, Fe – 14.03%, Ca – 0.365%, Mg – 0.004%. IR absorption spectrum of the garnet in the region 800-1000 cm^{-1} is similar to that given by Tarte and Deliens (1973) for spessartine (Fig. 26). Mn content in garnet from pegmatites is distinctly higher than in garnet from granite, as shown below: $\text{sp}_{2.9}\text{alm}_{6.2}\text{py}_3\text{and}_6$ – granite, Strzeblów (Żabiński 1966), $\text{sp}_{5.7}\text{alm}_{3.9}\text{py}_1\text{gr}_1\text{and}_2$ – pegmatite, Chwałków (Fajkiewicz 1969), $\text{sp}_{5.9}\text{alm}_{4.0}\text{py}_0\text{gr}_1$ – pegmatite, Zimnik.

Mn-fayalite. This mineral was found in lenticular pegmatite in Żółkiewka. Fayalite occurs as a xenomorphic, grey-brown or brown grains up to several centimeters in diameter. $2V \sim 44^\circ$, density is 4.35. The strongest X-ray lines are 2.57_x , 2.84_{70} , 2.507_{70} , 2.314_{70} , 3.56_{40} ; the first peak is 5.26 Å.

Fayalite grains contain quartz-magnetite aggregates and needles of a mineral which has been initially determined by the X-ray diffraction as grunnerite. Examination of the fayalite as well as of its alteration products are in progress.

Tourmaline occurs in Strzegom pegmatites as black, semitransparent needles, 0.5 mm in width. Density: 3.224, $n_c = 1.635$, $n_o = 1.666$. The formula derived from the wet chemical analysis (Tab. 28) is:



X-ray powder diffraction data are given in Table 29. Observed d_{hkl} spacings and parameter c of the unit cell are intermediate between that of shoerl and F-tourmaline (Afonina *et al.* 1980). An IR spectrum is shown in Figure 27.

Axinite. This mineral occurs as euhedral crystals up to 2 cm in length. $2V_x = 76^\circ$, $n_y = 1.688$, $D = 3.29$. X-ray powder diffraction data and IR absorption spectrum are given in Table 30 and in Figure 27, respectively.

Amphiboles. Black prismatic crystals of amphibole were found in blocky pegmatite of Żółkiewka. X-ray powder data (Tab. 31) and observations in thin sections suggest that this is Na-hornblende.

TYPOMORPHIC PARAGENESES

Three main types of hydrothermal parageneses can be recognized in miarolitic pegmatites of the Strzegom-Sobótka massif. The principal minerals of these parageneses are presented in Table 32 and on a alk-F-Ca diagram (Fig. 28). Temperatures of homogenization of gas-fluid inclusions in minerals from these parageneses indicate that the different assemblages may have formed in the same temperature range (Fig. 30). It is suggested therefore that the variability of mineral assemblages reflects varying activity of alkalies in different pegmatitic cavities. It should be added, that the occurrence of the alkaline paragenesis is restricted to the

vicinity of Żółkiewka, whereas the Ca-rich paragenesis is common not only in pegmatites, but also in hydrothermally altered granites. The occurrence of the assemblage albite + stilpnomelane + tourmaline in certain cavities implies that alkali (mainly sodium) activity was higher there than in the cavities bearing Ca-rich minerals. Variation of mineral assemblages can be observed even within one small pegmatite (Fig. 29). This indicates that chemical equilibrium may have been attained on a very local scale.

The most antagonistic minerals in Strzegom pegmatites are axinite and tourmaline. Bavenite is undoubtedly a pri-

mary phase in the calcium rich paragenesis since beryl cannot crystallize in the system CaO-BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. In more alkaline solution but in the presence of Ca ions, milarite

has been formed instead of beryl. There are no Ca-rich phases in beryl-bearing pegmatite veins of the eastern part of the massif.

SEQUENCE OF CRYSTALLIZATION AND ALTERATION OF MINERALS

The sequence of crystallization in Strzegom drusy cavities has been determined on the basis of gas-fluid inclusion microthermometry data (Kozłowski 1973; Lenkowski 1983; Nowakowski, Kozłowski 1983), SEM study (e.g. pl. III, 3) and observations in hand-specimens and thin sections. In the case of zeolites, the Cornu rule and general data on zeolite stability (Liou 1971; Siendierow, Chitarow 1970) have been applied. The results are summarized in Figure 30.

Oxygen and sulphur fugacity appears to be one of the most important factors affecting iron contents in Strzegom epidotes. Hence, clinzoisites may have formed contemporaneously or even later than Fe-rich epidotes. It is illustrated by the mineral succession within a prehnite vein from Grabina: 0.19epi → 0.12epi + H₂O → prh + 0.50₂.

Hydrothermal alteration of pegmatitic minerals and granites has been a common process in the western part of the massif. Certain chlorites, for instance, have been partially replaced by smectite (nontronite?) (pl. IV, 2-4). A chain of transformation of Fe-rich layer silicates and laumontitization of K-feldspars has been described before (Janeczek 1983). K-feldspars are also converted to quartz-spessartine aggregates

in graphic integrowth zones of the Zimnik pegmatite (pl. VI, 3). The results of modal analysis on the aggregates and unaltered slabs of pegmatite are given in the paper. K-feldspars were consumed by the reaction (Nemec 1983): feldspar + 3(Mn, Fe)O → spessartine + quartz + (K, Na)₂O. However, the possibility of biotite contribution to the reaction can not be excluded.

Quartz-muscovite aggregates have developed in the graphic zone of pegmatites through metasomatism at the expense of both K-feldspar and primary albite. Moreover, in certain perthitic microclines, conversion to muscovite is restricted to the albite component only. Post-feldspar muscovite is in turn epitaxially overgrown by Sn-rich muscovite (pl. II, 3).

One of the most unstable mineral in the Strzegom pegmatites is apophyllite. Only calcite and fluorite pseudomorphs after this mineral are found in drusy cavities (Janeczek 1983).

High-alkali hydrothermal solutions reacted with granite to produce miarolitic rocks consisting of pink microcline, white metasomatic albite, Fe-rich chlorite, fluorite, epidote and sulphides (mainly pyrite and molybdenite) (pl. VI, 2).

CONCLUSIONS

The occurrence of miarolitic pegmatites is restricted only to the western part of the Strzegom-Sobótka massif. These pegmatites may have formed at the latest stages of granitic magma consolidation. Miarolitic aplogranites and pegmatite veins have formed contemporaneously with miarolitic pegmatites. It is concluded that the granites of the western part of the massif may have formed at depths 3-5 km. Granitoides of the eastern part of the massif, containing beryl bearing pegmatites, may have originated at greater depths than those of the western part.

So far 57 minerals, mainly silicates are known from the Strzegom locality (Tab. 33). Most of them occur within drusy cavities and have a hydrothermal origin. The main stage of hydrothermal crystallization took place at temperatures in the 200-300 °C range.

There is no essential difference in mineral assemblage between the Strzegom miarolitic pegmatites and miarolitic pegmatites from other localities (see e.g. Fersman 1960, Tennyson 1960; Schneiderhöhn 1961; Kowalski 1967; Łazarenko *et al.* 1968). However, stilpnomelane has been found

Table 33. Minerals of pegmatites from the Strzegom--Sobótka granitic massif

NATIVE ELEMENTS:	valerite (m)	axinite	
bismuth (m)	OXIDES and HYDROXIDES:	apophyllite	montmorillonite
SULPHIDES and	goethite	bavenite	muscovite
SULPHOSALTS:	hematite	beryl	nontronite
beegerite?	cassiterite	biotite	orthite
chalcocopyrite	cryptomelane	chabazite	phenakite
chalcocine (m)	magnetite	chlorites	prehnite
cosalite	HALIDES:	epidote	quartz
covellite (m)	fluorite	fayalite (Mn)	seladonite
enargite (m)	CARBONATES:	garnet (spess)	scolecite
galena	bismuthite	heulandite	stilbite
marcasite (m)	calcite	helvine	stilpnomelane
molybdenite	siderite	hornblende	topaz *? (m)
pyrite	PHOSPHATES:	laumontite	tourmaline
pyrrhotite	apatite	microcline	titanite
sphalerite	SILICATES:	milarite	zinnwaldite
tetrahedrite?	albite	minnesotaite	zircon

(m) – minerals recognized under a microscope only; ? – uncertain identification

* Recognized by Schadel (1961) but no mineralogical data are given.

only in drusy cavities of the Strzegom locality. Minerals occurring in miarolitic pegmatites can be divided into two groups: pegmatite and hydrothermal assemblages. The most typomorphic minerals are microcline, epidote, albite, quartz, Fe-chlorites, fluorite, bavenite, stilpnomelane, tourmaline, zeolites and calcite. Beryl and garnets are typomorphic minerals of pegmatite from the eastern part of the massif.

The name strigovite cannot be accepted because the mineral variety should not be named in the same manner as the species. Moreover, the structural and physical features of strigovite are identical to those of other leptochlorites.

Typomorphic features of the Strzegom minerals were influenced by temperature as well as by the chemistry of hydrothermal solutions. Variability in the physico-chemical conditions of crystallization has led to the formation of three

parageneses: calcium and iron-rich, calcium-rich and iron-poor (Zimnik locality) and alkaline, iron-rich paragenesis.

Many of the minerals have undergone hydrothermal alteration causing breakdown of the early formed minerals as well as structural modification e.g. disordering of microcline structure.

Field observations provide a lot of evidence for pegmatite deformation, e.g. presence of shear zones in the outer parts of pegmatites, breccias cemented with calcite, broken and regenerated crystals that occur in cavities. This particular problem needs further investigation.

It must be noted that, although pegmatites of the Strzegom-Sobótka massif have no industrial use, they are still a valid source of high gem quality smoky quartz.

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I –PLATE I

1. **Nieregularnie przebiegające żyły i szliry aplogranitowe. Grabina Śląska**
Irregular course of aplogranite veins and schlieren. Grabina Śląska
2. **Aplogranit (aplit) miarolityczny z pegmatytami sieciowymi. Żółkiewka**
Miarolitic aplogranite (aplite) with net-like pegmatites. Żółkiewka



1

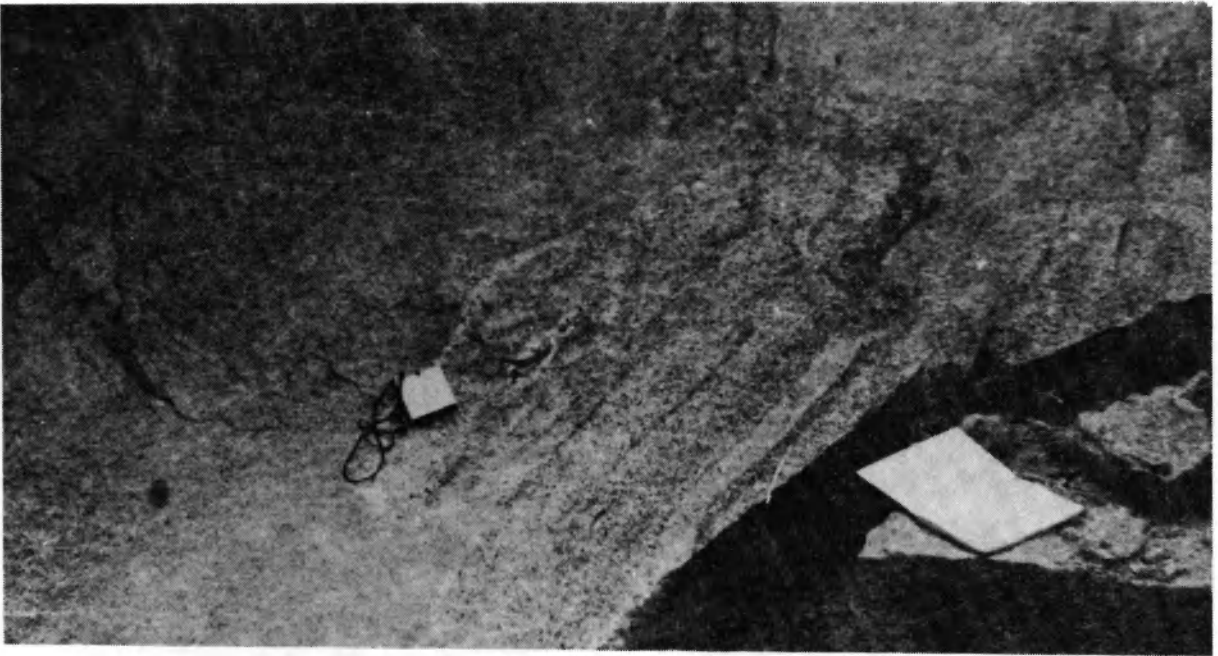


2

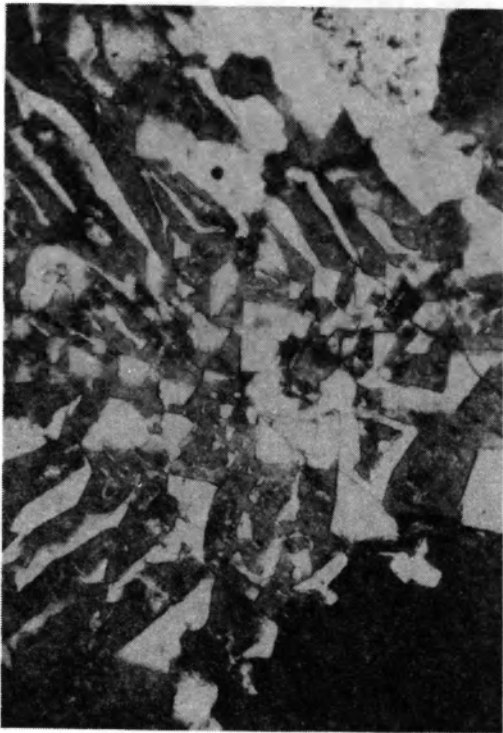
Janusz JANEK – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

PLANSZA II – PLATE II

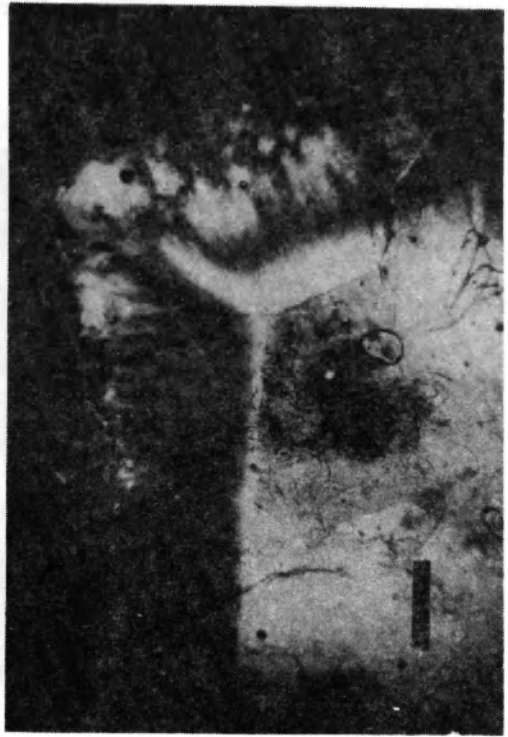
1. Naprzemianlegle ułożone szliry biotytowe i pegmatytowe wraz z miarolą. Grabina Śląska
Alternate arrangement of biotite and pegmatite schlieren including a miarole. Grabina Śląska
2. Przerosty pismowe kwarcu i skalenia alkalicznego w pegmatycie sieciowym. Żółkiewka.
Nikole skrzyżowane. Pow. 65 ×
Graphic intergrowths of quartz and alkali feldspar in net-like pegmatite. Żółkiewka. Crossed polarizers. Mag. 65 ×
3. Muskowit zielony (ciemniejszy) epitaksjalnie obrastający muskowit srebrzysty. Zimnik. Bez analizatora. Długość kreski odpowiada 1 mm
Green muscovite (darker) epitaxially overgrown on silverish muscovite. Zimnik. Plane polarized light. Lengths of bar is 1 mm



1



2

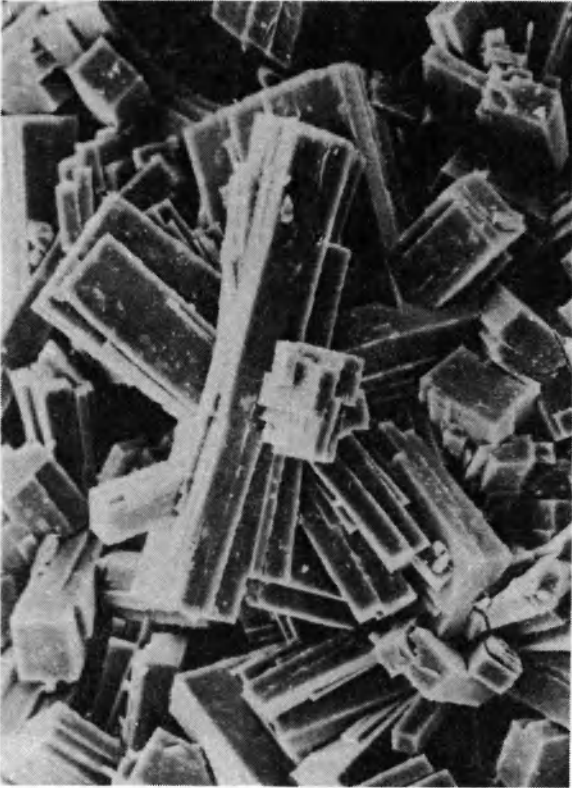


3

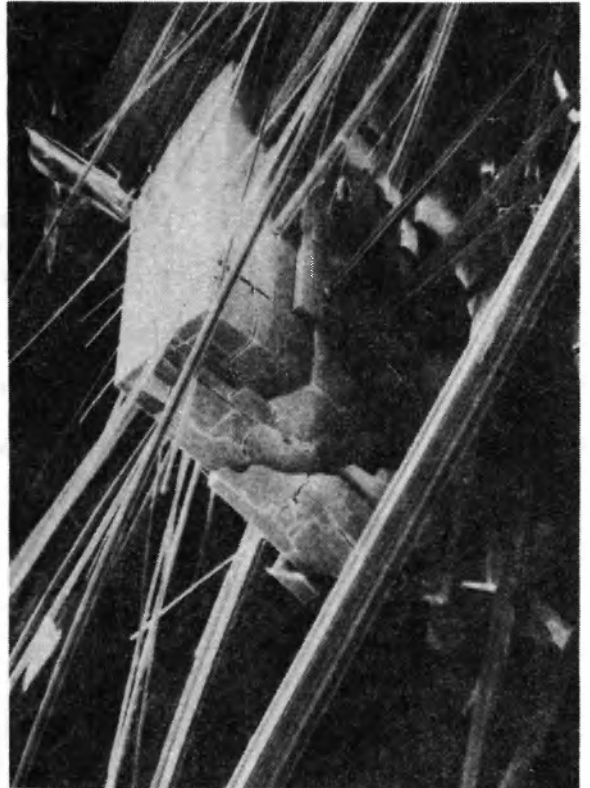
Janusz JANECZEK – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

PLANSZA III – PLATE III

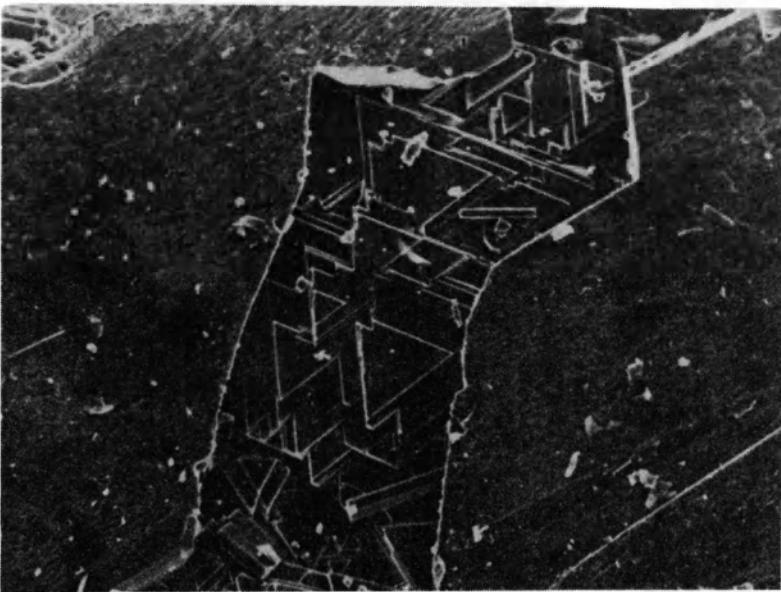
1. Krzyżowe zrosty kryształów stilbitu. Żółkiewka. Skaningowy mikroskop elektronowy (SEM). Pow. 330 ×
Cross-like aggregates of stilbite crystals. Żółkiewka. SEM. Magn. 330 ×
2. Mozaikowy kryształ chabazytu obrastający igły turmalinu. Żółkiewka. SEM. Pow. 330 ×
Mosaic crystal of chabazite overgrown on tourmaline needles. Żółkiewka. SEM. Magn. 330 ×
3. Policentryczna krystalizacja kryształów Fe-chlorytu na mikroklinie. Chloryt otoczony jest cleavelandytem. Chloryty rozsiiane na powierzchni mikroklinu przeszkadzały w epitaksjalnym narastaniu cleavelandytu na ten skaień. Zobacz rysunek obok zdjęcia. SEM. Pow. 100 ×
Policentric crystallization of Fe-chlorite crystals on microcline. The crystals of chlorite are surrounded by cleavelandite. Chlorites prevented cleavelandite from epitaxial overgrowing on microcline. See drawing. SEM. Magn. 100 ×



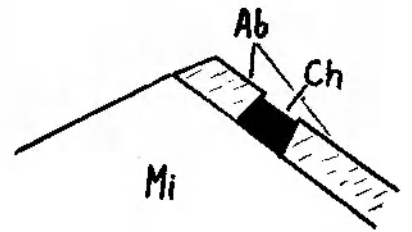
1



2



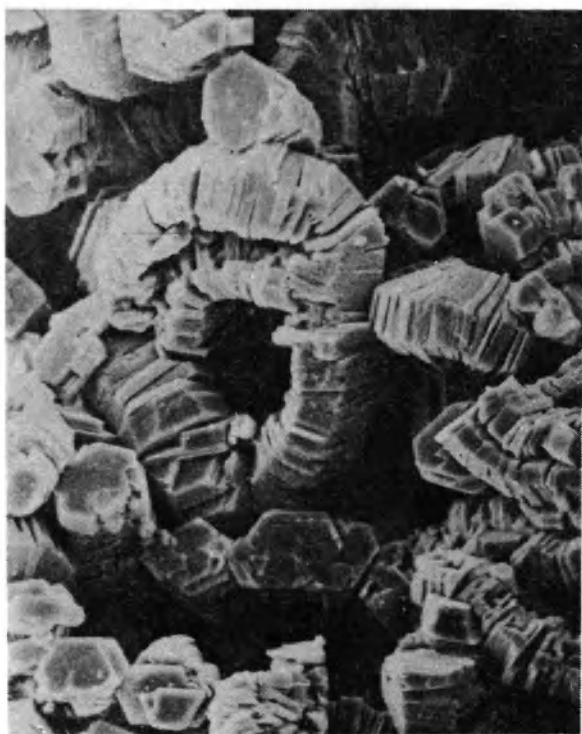
3



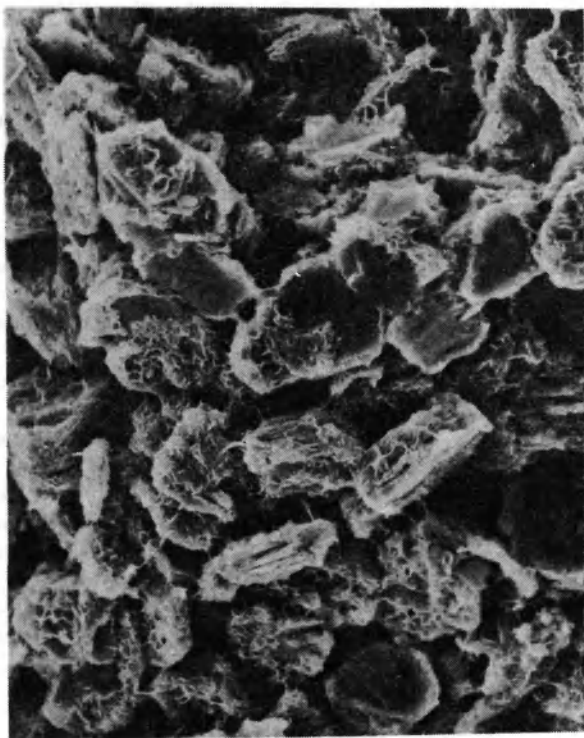
Janusz JANECZEK – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

PLANSZA IV – PLATE IV

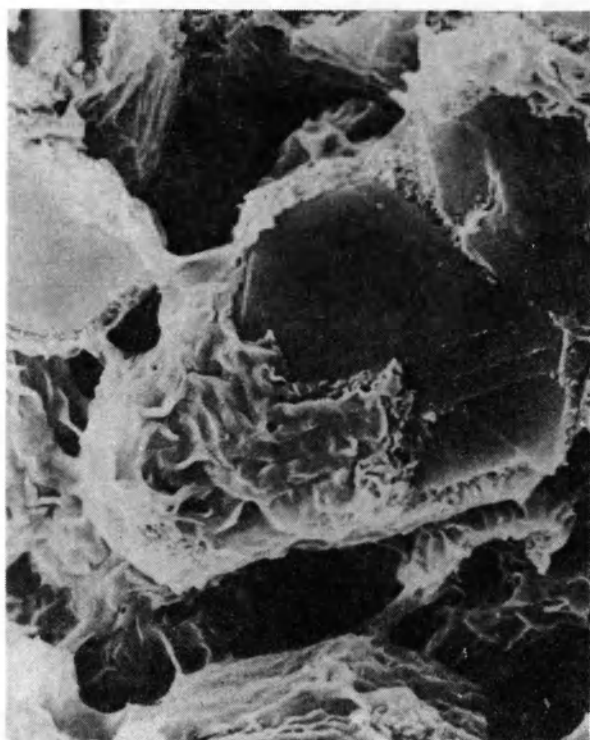
1. Agregaty kryształów strigovitu. Kryształy mają pokrój pseudotrygonalny. Żółkiewka. SEM. Pow. 330 ×
Aggregates of strigovite pseudotrygonal crystals. Żółkiewka. SEM. Magn. 330 ×
2. Fe-chloryt (afrosyderyt) wypierany przez smektyt (?). Żółkiewka. SEM. Pow. 100 ×
SEM view of Fe-chlorite (aphrosiderite) partially replaced by smectite (?). Żółkiewka. Magn. 100 ×
3. Powiększony fragment zdjęcia 2. Widać jak smektyt atakuje krawędzie kryształu chlorytu. Pow. 330 ×
Detail of phot. 2. Note chlorite altering to smectite along crystal edges. Magn. 330 ×
4. Komórkowa struktura skupień smektytu zastępującego chloryt. SEM. Pow. 10 000 ×
Honeycomb structure of smectite aggregates replacing the chlorite. SEM. Magn. 10 000 ×



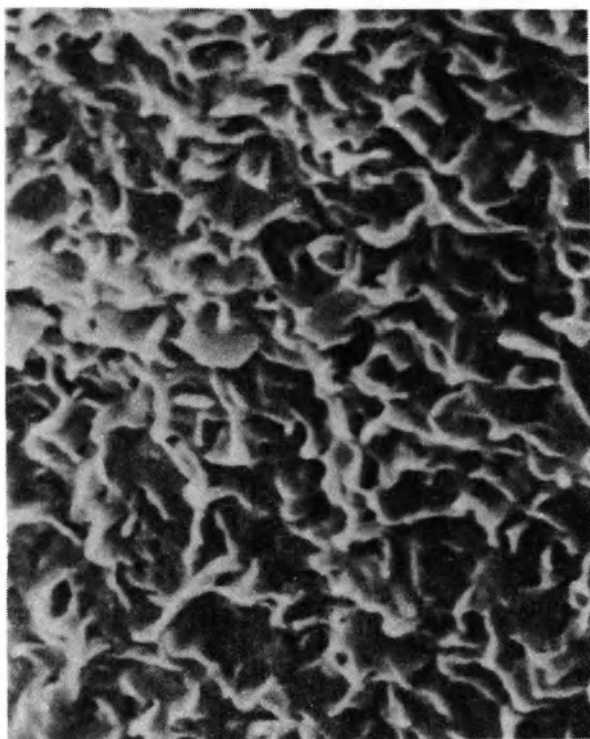
1



2



3

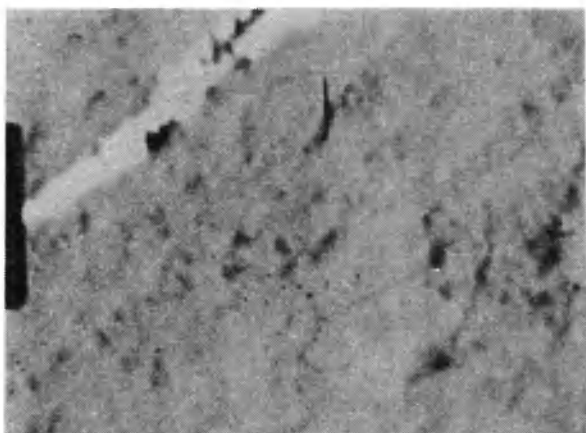


4

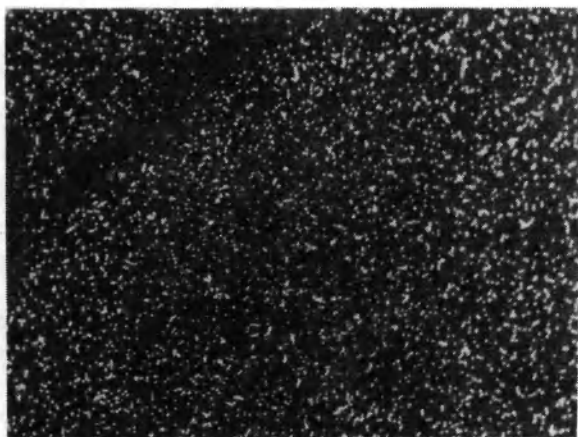
Janusz JANECEK – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

PLANSZA V – PLATE V

1. Elektronograficzny obraz topograficzny ściany hkO chlorytu pobiotytowego. Żółkiewka.
Pow. 960 ×
Electron image of hkO face of postbiotite chlorite. Żółkiewka. Magn. 960 ×
Obrazy rozmieszczenia pierwiastków na powierzchni przedstawionej na fotografii 1:
X-ray images of same area as 1:
2. Rozkład natężenia promieniowania charakterystycznego Fe K_α.
Fe K_α X-rays
3. Rozkład natężenia promieniowania charakterystycznego Mn K_α.
Mn K_α X-rays
4. Rozkład natężenia promieniowania charakterystycznego Si K_α.
Si K_α X-rays
5. Elektronogram ferrostilpnomelanu z Żółkiewki
Electron diffraction pattern of ferrostilpnomelane from Żółkiewka
6. Elektronogram ferristilpnomelanu z Żółkiewki. W obydwu przypadkach wiązka elektronów była równoległa do osi c kryształów
Electron diffraction pattern of ferristilpnomelane from Żółkiewka. Both electron diffraction patterns recorded with the electron beam parallel to the c axes of crystals



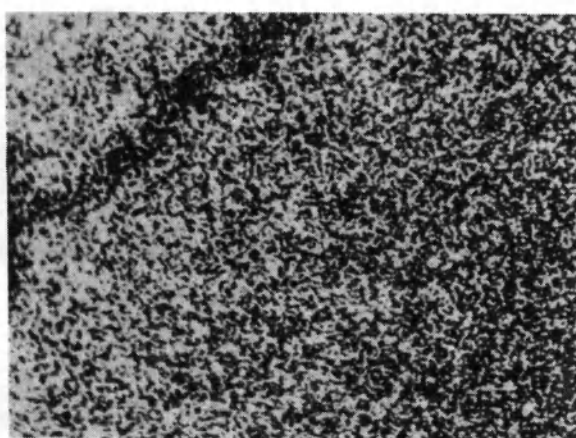
1



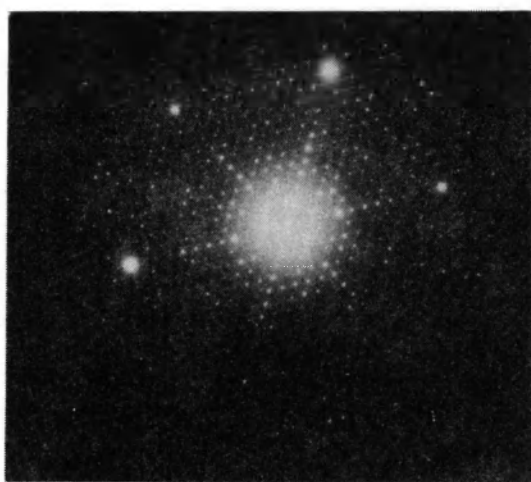
2



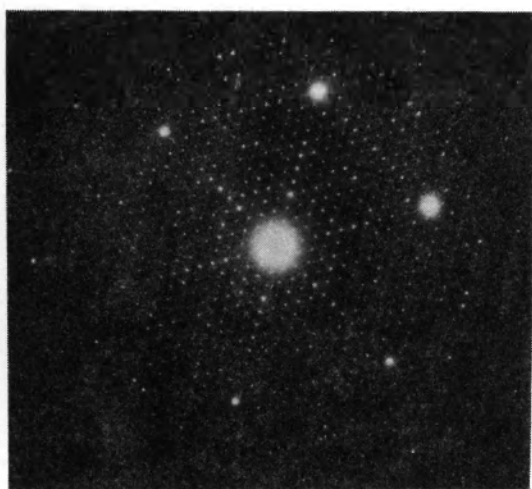
3



4



5

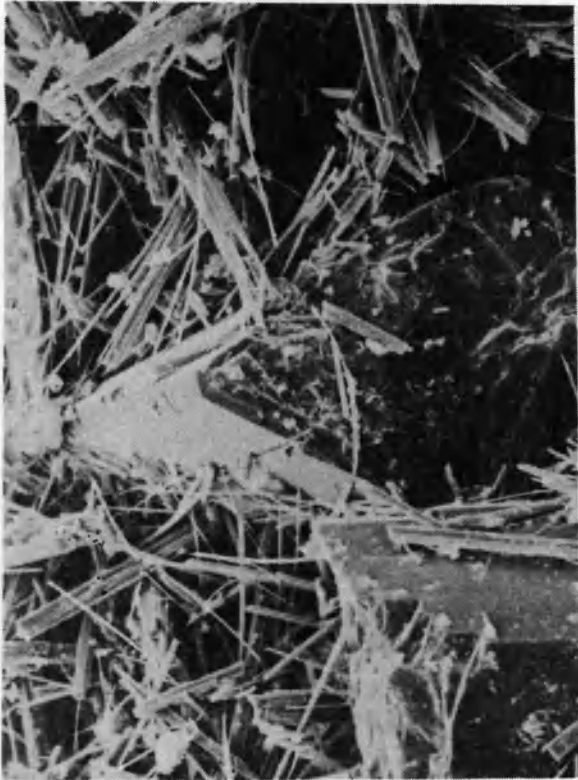


6

Janusz JANEKZEK – Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif

PLANSZA VI – PLATE VI

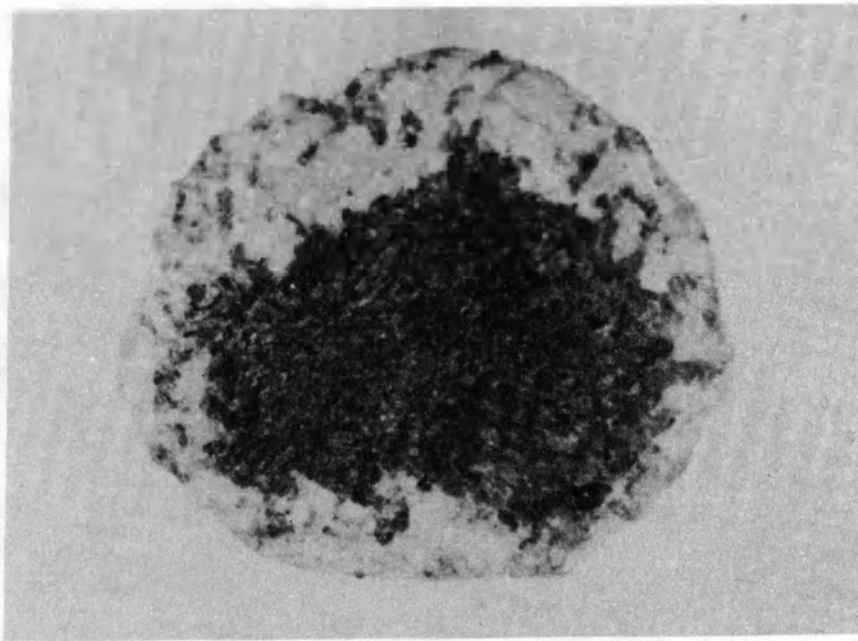
1. Wiskersowe kryształy bawenitu w paragenezie z epidotem. Żółkiewka. SEM. Pow. 1000 ×
Whiskers of bavenite associated with epidote. Żółkiewka. SEM. Magn. 1000 ×
2. Pobiotytowa pseudomorfoza Fe-chlorytu (szamozyt) przeobrażana w strigovit. Hydrotermalnie zmieniony granit. Otwór wiertniczy K/2. Bez analizatora. Pow. 64 ×
Fe-chlorite (chamosite) pseudomorphose after biotite partially replaced by strigovite. Hydrothermally altered granite. K/2 bore-hole. Plane polarized light. Magn. 64 ×
3. Agregat spessartynowo-kwarcowy w strefie przerostów pismowych pegmatytu. Strzegom. Pow. 1,5 ×
Quartz-spessartine aggregate in graphic intergrowths zone of pegmatite. Strzegom. Magn. 1,5 ×



1



2



3

Janusz JANEK - Typomorficzne minerały pegmatytów masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka
Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobótka granitic massif