ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

v. 53/1—4: 91—126, 1983 Kraków 1985

Czesław HARAŃCZYK

PARAGENEZY MINERALNE W ZŁOŻACH KRAKOWIDÓW I ICH POKRYWY

(Pl. I—VI i 4 fig.)

Mineral parageneses of Cracovides and its cover (Southern Poland)

Pl. I—VI and 4 Figs.)

Czesław Harańczyk: Mineral parageneses of Cracovides and its cover (Southern Poland). Ann. Soc. Geol. Poloniae, 53/1—4: 91—126.

Abstract. Magmatic activity and mineral parageneses of associated mineralization of the buried Cracovides and its epi-Caledonian and epi-Variscan covers are analysed. Andradite skarns with specularite, pyrite and chalcopyrite, and veins containing some rare Bi-Ag sulphosalts and tellurides represent the oldest pre-Devonian parageneses. Veins containing Na-feldspar and tourmaline with traces of Nb-bearing rutile and pyrite as well as syderite-pyrite-chalcopyrite veins represent intermediate-stage mine ralization. Upper Carboniferous porphyry Cu-Mo complexes bear K-feldspatization and sericitization, disseminated Cu-Mo mineralization and distal polimetallic veins. Mesozoic and Tertiary mineralization include sphalerite and marcasite, paragenetic with main dolomitization, karstiform crustified Zn, Pb, Fe, As ores, main galena, and finally Zn, Pb, Fe sulphides paragenetic with barite and rare fluorite.

Key words: Skarns- porphyry copper- Zn-Pb ores- paragenesis-mineral succession, Cracovides, Southern Poland

Czesław Harańczyk: Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytetu Jagiellońskiego, Oleandry 2a, 30-063 Kraków

manuscript received: August 1980 accepted: March 1982

Treść. Przedstawiono analizę magmatyzmu i paragenez mineralnych zespolonej mineralizacji w pogrzebanym górotworze Krakowidów i w jego pokrywach epikaledońskiej i epiwaryscyjskiej. Najstarsze przeddewońskie paragenezy tworzą skarny andradytowe ze spekularytem, pirytem i chalkopirytem i żyłami zawierającymi kilka rzadkich siarkosoli i tellurków Bi-Ag. Mineralizację stadium pośredniego tworzą żyły za-

wierające skalenie i turmalin oraz piryt i ślady niobonośnego rutylu, a także żyły syderytowo-pirytowo-chalkopirytowe. Górnokarbońskie kompleksy porfirowej mineralizacji Cu-Mo niosą K-feldspatyzację i serycytyzację, rozsianą mineralizację Cu-Mo i peryferyczne żyły polimetaliczne. Mezozoiczna i trzeciorzędowa mineralizacja obejmuje sfaleryt i markasyt paragenetyczne z główną dolomityzacją, krasowe krustyfikacje kruszców Zn, Pb, Fe, As, główną galenę i wreszcie siarczki Zn, Pb, Fe paragenetyczne z barytem i rzadkim fluorytem.

Pracę poświęcam Prof. Stanisławowi Jaskólskiemu, w którego publikacjach znajdywałem wzory naukowego wnioskowania, niezależnego od chwilowo panujących poglądów.

WSTĘP

Istnienie kaledońskiego górotworu Krakowidów, obrzeżających od wschodu Górnośląskie Zagłębie Węglowe, postulował Siedlecki (1962), opisując sfałdowane utwory sylurskie. Pozycję Krakowidów wśród kaledońskich łańcuchów Europy określił Znosko (1965), nawiązując do wcześniejszych ujęć Stillego (1950) staropaleozoicznych łańcuchów wokółsarmackich (circumsarmatian). Duże znaczenie dla poznania orogenicznego charakteru tego łańcucha posiadają nowe odkrycia dokonane wierceniami. Po pierwsze, w Zawierciu przewiercono w szeregu sąsiadujących otworów serię zlepieńców fanglomeratowych, kilkudziesięciometrowej miąższości, spoczywających na zwietrzałej powierzchni sfałdowanych utworów staropaleozoicznych pod kwarcytami dolnodewońskimi, przechodzącymi zgodnie w wyżej rozwinięte serie węglanowe środkowego dewonu (Harańczyk, et al. 1980). Po wtóre, nawiercono przeddewońskie skały plutoniczne, wiążące się zazwyczaj z głównymi fazami procesów orogenicznych, a mianowicie gabrodiabazy w Kwaśniowie, Strzegowej, Jangrocie, granodioryty w Pilicy-Kocikowej i monzonity kwarcowe w Zawierciu (Harańczyk 1978b, 1979b). Po trzecie, piętno metamorfizmu regionalnego, wyrażone zresztą głównie w postaci ciągłych odkształceń dynamometamorficznych stref orogenicznych, osiągających co najwyżej stopień metamorfizmu regionalnego facji zieleńcowej, subfacji przedbiotytowej, noszą tylko skały paleozoiczne do górnego syluru włącznie. W obliczu tych faktów również zjawiska metalogeniczne najsłuszniej jest zatem porządkować względem warunkujących ich rozwój wysokoenergetycznych procesów orogenicznych i plutonicznych, to jest względem kaledońskiego górotworu Krakowidów.

Analiza składu mineralnego i rozwoju mineralizacji paleozoicznej Krakowidów i ich pokrywy prowadzi do wyróżnienia kilku zespołów mi-

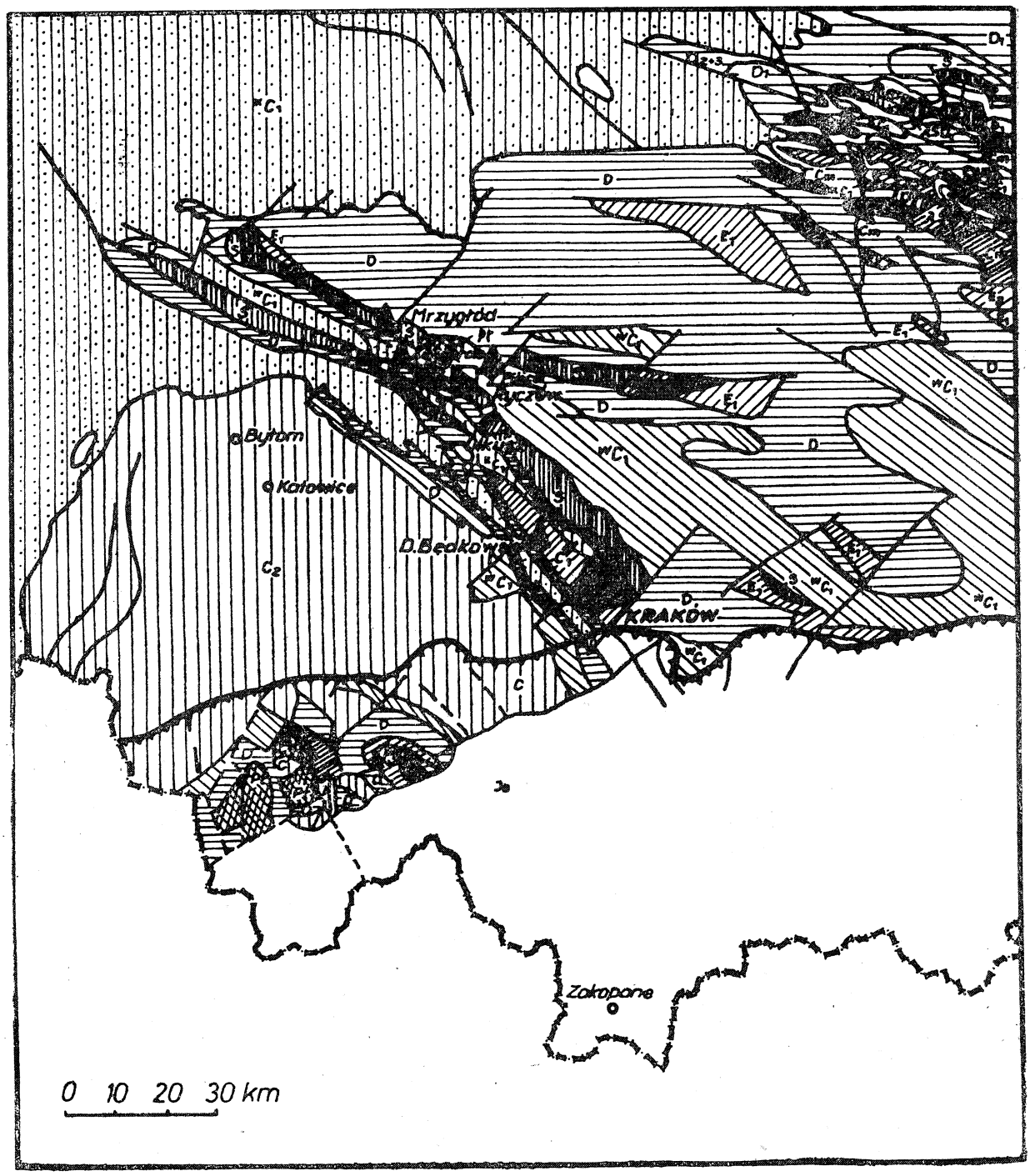
neralizacji, odpowiadających oddzielnym epokom metalogenicznym. Posiadają one z kolei wieloetapową i wielostadialną sukcesję mineralną i często wielkie bogactwo gatunków mineralnych i składu geochemicznego oraz różnorodność typów skupień mineralnych. Dająca się wyróżnić starsza i młodsza mineralizacja paleozoiczna oraz lepiej i od dawna znana mineralizacja mezozoiczna i trzeciorzędowa złóż rud Zn-Pb tworzą pełny obraz wieloepokowego rozwoju specyficznej superprowincji metalogenicznej ukształtowanej pulsacyjnie w okresie ponad 300 milionów lat w eonie fanerozoicznym (Harańczyk, 1979b). Stanowisko tej mineralizacji w systematyce genetycznej i złożowej i koncepcje dalszych poszukiwań uzależnione są od precyzyjnego zidentyfikowania podstawowych jednostek genetycznych, jakimi są paragenezy mineralne, ustalenia kolejności ich powstawania i relacji do zjawisk tektonicznych i magmowych. Temu celowi poświęcona jest analiza paragenez przedstawiona w niniejszej pracy.

Identyfikacje minerałów, jeśli nie cytowano inaczej, wykonał autor, stosując technikę światła przechodzącego i odbitego przy użyciu mikroskopów Zeiss Ampliwal i Polmi A, badania rentgenowskie proszkowe dyfraktograficzne i DSH na urządzeniu TUR-62, oraz termiczne derywatograficzne i wreszcie skład chemiczny w zakresie głównych składników na spektrografie Zeiss Q-24. Mikroobiekty analizowały E. Książek i L. Słomińska za pomocą mikrosondy elektronowej z analizatorem rentgenowskim CAMECA, którym składam również tą drogą podziękowanie.

HISTORIA BADAŃ MINERALIZACJI PALEOZOICZNEJ

Od czasu odkrycia w okolicy Mrzygłodu-Myszkowa przez F. Ekierta (1957a) przejawów mineralizacji paleozoicznej (fig. 1) opisem tamtejszych kruszców zajmowali się: Bukowy (1961), Ślósarz (1964), Ekiert (1957b, 1968), Górecka (1972—1978), Banaś et al. (1972). Piekarski (1971a,b, 1974) podnosi znaczenie śladowych przejawów mineralizacji syderytowo-manganowej z wierceń w Lublińcu, przypisując im doniosłe znaczenie wskaźnikowe dla poszukiwań złóż stref eugeosynklinalnych. Wyniki badań petrografii kruszcowej niewielkich przejawów mineralizacji z wierceń w Bęble, Karniowicach i Smoleniu przedstawiła Ślósarz (1964, 1975) oraz Bukowy, Ślósarz (1968).

Pierwszą ogólniejszą próbę zaklasyfikowania i ustalenia sukcesji kruszców pochodzących głównie z wierceń w Mrzygłodzie i Karniowicach dokonanych przez Instytut Geologiczny CUG, oraz na materiale użyczonym z wierceń i materiałów udokumentowanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie w miejscowościach Będkowice, Klucze, Pazurek oraz Zawiercie wykonała Górecka (1972). Według tej autorki kruszce paleozoiczne obszaru śląsko-krakowskiego są jednocyklowe



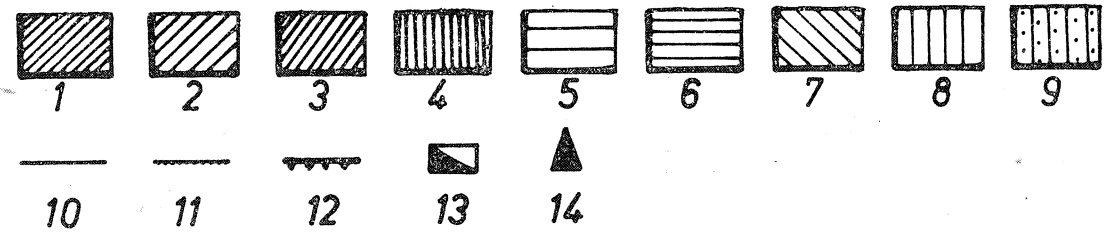


Fig. 1. Szkicowa mapa geologiczna Południowej Polski wg W. Pożaryskiego i S. Radwańskiego, uzupełniona. Bez utworów kenozoicznych i mezozoicznych oraz permskich. 1 — proterozoik, 2 — eokambr, 3 — kambr, 4 — sylur, 5 — dolny dewon, 6 — środkowy i górny dewon, 7 — dolny karbon, 8 — środkowy i górny karbon, 9 — karbon — kulm, 10 — uskok, 11 — nasunięcia, 12 — front płaszczowin karpackich, 13 — złoże skarnowe, 14 — złoże porfirowe

i dzielą się na metasomatyczne i żyłowe i należą do dwóch paragenez (w sensie assemblage), obejmujących po dwie asocjacje. Do pierwszej wysokotemperaturowej należą asocjacja I_A obejmująca piryt, pirotyn, chalkopiryt, chalkopirotyn ?, waleryt, bizmutynit, bizmut rodzimy oraz molibdenit. Asocjacja I_B zawiera chalkopiryt, sfaleryt, galenę, tetraedryt, bornit, chalkozyn, arsenopiryt, kobaltyn, piryt i pirotyn. Druga „parageneza" minerałów niskich temperatur (epitermalnych) obejmuje asocjację II_A skupiającą piryt, enargit, tenantyt i markasyt oraz asocjację II_B zawierającą chalkopiryt, sfaleryt, markasyt oraz mielnikowit-piryt. Zdaniem autorki kruszce wykazują podobieństwo do uralskich złóż porfirowych.

W nowszej wypowiedzi, uwzględniającej wyniki wierceń serii otworów „M" z Mrzygłodu i „ZM" z Zawiercia, Górecka (1978) podtrzymuje podział jednocyklowy kruszców, jej zdaniem wyłącznie waryscyjskich, porządkując je na wysokotemperaturowe paragenezy molibdenitowe i sfalerytowo-chalkopirytowo-arsenopirytowe oraz epitermalne miedziowo-pirytowe. Mineralizację określa jako polimetaliczną, negując w konsekwencji wcześniej podnoszone analogie do złóż porfirowych (Górecka, 1972). Z drugiej strony słusznie stwierdza (Górecka, 1978), że wbrew sugestiom Piekarskiego (1974), kruszce nie mają nic wspólnego z formacjami złóż stref eugeosynklinalnych. Oprócz zidentyfikowanych przez Górecką (1972) minerałów kruszcowych z przejawów mineralizacji paleozoicznej, Ślósarz (1975) i Banaś et al. (1972) sygnalizowali w Mrzygłodzie i Smoleniu również występowanie aikinitu i joseitu. Zdaniem Ślósarz kruszce paleozoiczne charakteryzują się wieloetapowym rozwojem, od zespołów wysokotemperaturowych do niżejtemperaturowych (praca doktorska, Archiwum Instytutu Geologicznego CUG).

Wszyscy wzmiankowani autorzy wiązali opisywane przejawy mineralizacji kruszcowej z magmatyzmem i wulkanizmem paleozoicznym, który za Kozłowskim (1955), Ekiertem (1957) oraz Bukowym i Cebulakiem (1964) zaliczali do cyklu waryscyjskiego.

W okresie lat 1970—1975 geolodzy Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie dokonali odkrycia nowych kompleksów paleozoicznej mineralizacji kruszcowej o przemysłowej wartości w okolicy Ryczowa, Pilicy, Zawiercia i w Dolinie Będkowskiej koło miejscowości Jawor-Łazy (fig. 1). Mineralizacja ta była opisywana w sprawozdaniach z badań i projektach prac geologicznych w Dolinie Będkowskiej i Zawierciu, zawartych w materiałach archiwalnych (1975—1978) Przedsiębiorstwa Geologiczne-

---

Fig. 1. Geological sketch map of Southern Poland after W. Pożaryski and S. Radwański, supplemented. Without Cenozoic, Mesozoic and Permian sequences. 1 — Proterozoic, 2 — Eocambrian, 3 — Cambrian, 4 — Silurian, 5 — Lower Devonian, 6 — Middle and Upper Devonian, 7 — Lower Carboniferous, 8 — Middle and Upper Carboniferous, 9 — Carboniferous, Culm facies, 10 — fault, 11 — overthrust, 12 — front line of Carpathian nappes, 13 — skarn deposit, 14 — porphyry copper deposit

go w Krakowie, oraz anonsowana we wstępnych komunikatach. Na uwagę zasługują opisy mineralizacji skarnowej z Ryczowa i Zawiercia (Harańczyk 1978b), Harańczyk et al. (1980), mineralizacji tellurkowej z Ryczowa, Zawiercia i Doliny Będkowskiej (Harańczyk, 1977ab, 1978a), turmalinizacji skał paleozoicznych z Pilicy (Harańczyk, 1975a), minerałów bizmutowych z Pilicy (Harańczyk, 1974) i wreszcie mineralizacji porfirowej z Zawiercia, Pilicy, Krzywopłotów, Doliny Będkowskiej Harańczyk (1978a,b, 1979a,b), Harańczyk et al. (1980).

MAGMATYZM PALEOZOICZNY

Istotne znaczenie dla rozpatrywania następstwa rozwoju paragenez mineralnych mineralizacji paleozoicznej posiada ustalenie relacji tej mineralizacji względem warunkującego ich powstanie rozwoju magmatyzmu paleozoicznego. Przed odkryciem wierceniami intruzywnych plutonicznych skał magmowych panowało powszechne przekonanie, że skały wulkaniczne omawianego obszaru należą do jednego, waryscyjskiego cyklu i są związane z jednym ogniskiem magmowym, jakie miał stanowić domniemany batolit granitowy z Mrzygłodu — Kozłowski (1955), Wieser (1957), Bukowy i Cebulak (1964), Znosko (1964), Juśkowiak i Ryka (1964), Ekiert (1967), Ryka (1966), Juśkowiak, Pendias i Ryka (1978).

Do nowszych odkryć przeczących w części starym ujęciom należą:

1. stwierdzenie w omawianym obszarze intruzji gabra i gabrodiabazów, których apofizy poznano z wierceń w Kwaśniowie, Strzegowej i Jangrocie na NE od Olkusza;
2. nawiercenie hypabysalnego pnia intruzji granodiorytu z Pilicy-Kocikowej oraz Doliny Będkowskiej i nieco płyciej umiejscowionego w czasie intrudowania pnia granitoidu (granomonzonitu) z Zawiercia i licznych nowych stanowisk żył porfirów dacytowych, ryodacytowych, ryolitów potasowych i lamprofirów. Co więcej, rozpoznanie wierceniami intruzywnych ciał magmowych w obszarze zachowanej epikaledońskiej pokrywy skał dolno- i środkowodewońskich stworzyło okazję do określenia na podstawie przesłanek geologicznych względnego wieku skał magmowych strefy Krakowidów i ustalenia ich relacji do etapów rozwoju okruszcowania.

Propozycja nowego ujęcia magmatyzmu paleozoicznego przedłożona została przez Harańczyka (1977c) w sprawozdaniu z badań i projektach do prac geologicznych w Dolinie Będkowskiej i Zawierciu (Materiały Archiwalne Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie). W ujęciu tym rozwój magmatyzmu i wulkanizmu paleozoicznego i jego relacja do mineralizacji kruszcowej w obszarze obrzeżającym GZW przedstawia się następująco:

A. Magmatyzm kaledoński

I. Przeddewoński plutonizm zasadowy. Obejmuje on intruzje gabra augitowego, mikrogabra, a w facji brzeżnej intruzji gabrodiabazów, poprzecinanych miejscami lub przepojonych przez albitofiry. Otwory wiertnicze z Kwaśniowa, Strzegowej, Jangrotu, a także inne wcześniej opisywane przez Wiesera (1957), Ekierta (1957), Bukowego i Cebulaka (1964, 1971), Juśkowiaka, Pendiasa i Rykę (1978), z Mrzygłodu, Zawiercia, Krzywopłotów i Sułoszowej.

II. Przeddewoński plutonizm pośredni i kwaśny, niosący starszą mineralizację paleozoiczną. Należą tutaj intruzje granodiorytu z Pilicy-Kocikowej oraz Doliny Będkowskiej, granitoidu (granomonzonitu) i porfirów monzonitowych i dacytowych z Zawiercia oraz żyły porfirów dacytowych z Górek Bydlińskich. Do tego etapu rozwoju magmatyzmu kaledońskiego należą zapewne opisane wcześniej przez Bukowego i Cebulaka (1964) tak zwane keratofiry, a także wspomniane wyżej albitofiry i mikrogranity z Mrzygłodu, Myszkowa, Ekiert (1957), Wieser (1957), Juśkowiak, Pendias i Ryka (1978).

B. Magmatyzm waryscyjski

III. Podewoński rudonośny intruzywny magmatyzm żyłowy, z którym związana jest bliżej młodsza paleozoiczna mineralizacja złóż porfirowych Cu-Mo. Do niego zaliczyć trzeba przede wszystkim intruzje żyłowe, przebijające skały dewońskie i karbońskie westfalu, porfirów ryodacytowych i rzadziej dacytowych i andezytów, faz intruzywnych a i b (Harańczyk 1977c; Harańczyk 1978b, 1979b). Nowe stanowiska poznano z Zawiercia, Pilicy-Kocikowej, Żelazka, Krzywopłotów, Górek Bydlińskich, Doliny Będkowskiej i obrzeżenia rowu Krzeszowickiego (Zielona).

IV. Podewoński i zarazem porudny finalny wulkanizm zasadowy i kwaśny, datowany na górny karbon i perm. Opisywany był z naturalnych odsłonięnć i z wierceń między innymi przez Rozena (1909), Samsonowicza (1928), Małkowskiego i Karasińskiego (1928), Brodera (1931), Bolewskiego (1939), Siedleckiego (1954), Kozłowskiego (1955), Bukowego i Cebulaka (1964), Harańczyka (1977c). W dużej liczbie wulkanitów tego etapu wyróżnić można następujące grupy genetyczne;

1. Diabazy hiperstenowe i melafiry z Niedźwiedziej Góry, Rudna oraz nowe stanowiska z wierceń w Goczałkowicach, Twarogu, Lublińcu;
2. Porfiry kwarcowe z Miękini i okolic;
3. Lamprofiry biotytowe (minetta i kersantyt) z Siewierza, Dziewek, Zawiercia i Krzywopłotów;
4. Trachity i ryolity potasowe z Siedlca, Dubia i wierceń w Dolinie Będkowskiej.

Przedstawiony wyżej zespół przejawów magmatyzmu paleozoicznego Krakowidów i strefy przyległej przedstawia obecnie już lepiej poznaną prowincję petrograficzną. Jest to typowa pacyficzna prowincja skał magmowych alkaliczno-wapiennych wchodząca w skład prowincji znanej z dużych obszarów europejskich na zachód od linii Tornquista-Teisseyre. W obszarze strefy Krakowidów zauważa się niedorozwój pierwszych ogniw cyklu magmowego, a mianowicie inicjalnego magmatyzmu zasadowego. Nie stwierdzono do tej pory właściwych eugeosynklinalnych formacji magmowych, szczególnie ważnych dla wczesnego rozwoju cyklu metalogenicznego, to jest formacji spilitowo-keratofirowej, law poduszkowych i innych członów kompleksu ofiolitowego, dobrze poznanych z obszaru Dolnego Śląska. Przypuszczalnie w czasie ich rozwoju omawiany obszar Krakowidów stanowił już strefę łuku wyspowego. Natomiast specyfiką rozwoju magmatyzmu strefy Krakowidów byłaby rekurencja w cyklu rozwoju magmatyzmu pośredniego i kwaśnego, w związku z końcowymi ruchami kaledońskimi wypiętrzenia Krakowidów i w cyklu waryscyjskich jako reperkusja zakończenia sedymentacji geosynklinalnej i wypiętrzenia strefy śląsko-morawskiej. Rekurencja ta miała największe znaczenie dla paleozoicznego rozwoju metalogenicznego strefy Krakowidów.

PARAGENEZY MINERALNE

Minerały występujące w utworach geologicznych bywają zgrupowane w zespołach różniących się wiekiem, warunkami i sposobem powstawania oraz prowenacją substancji, z której zostały utworzone. Minerały współwystępujące w charakterystycznych zespołach związanych z sobą wspólnym pochodzeniem i procesem genetycznym nazywamy paragenezą mineralną. Termin ten wprowadził Breithaupt (1849). W języku polskim J. Morozewicz zaproponował dla paragenezy mineralnej nazwę „wspólność występowania" (Tschermak, 1900 s. 284). Żyły szczelinowe zawierające pospolite paragenezy mineralne Breithaupt (1857) nazwał formacjami żyłowymi.

W miarę studiowania zagadnienia paragenez zarysowały się rozbieżności między materiałem obserwacyjnym i pojęciami oraz uwypukliły się nieścisłości definicji i rozbieżności różnych ujęć tego zagadnienia. Tak na przykład geologowie anglosascy uważają paragenezę mineralną jako zespół, który stanowi sekwencję minerałów, a więc pewien wycinek sukcesji mineralnej. Przeciwnie, w praktyce europejskiej, parageneza mineralna jest często rozumiana jako zespół minerałów jednocześnie powstałych w tym samym środowisku geochemicznym, w jednakowych warunkach fizyko-chemicznych z tego samego surowca wyjściowego. Takie zespoły minerałów, stanowiące najważniejsze jednostki genetyczne

każdego złoża mineralnego H. Schneiderhöhn (1955) nazwał izogenetyczną parageneza mineralną. W pracach Komisji IAGOD podjęto w latach sześćdziesiątych próbę ujednolicenia terminologii i definicji pojęć w zakresie nauki o złożach. Nie przyniosły one definitywnego rozwiązania z uwagi na brak łatwo sprawdzalnych kryteriów (Bernard, 1979). Obecnie stosowane są trzy różne terminy wyrażające wzrastający udział związku genetycznego współwystępujących minerałów. Są to terminy: mineral assemblage, association i paragenesis. Pierwszy odpowiadałby polskim terminom wspólność, zgromadzenie lub inwentarz mineralny. Drugi mówi o bliższym związku współwystępujących minerałów i dobrze odpowiada mu termin zespół genetyczny lub wprost asocjacja mineralna i wreszcie trzeci dotyczy minerałów pozostających w ścisłym związku genetycznym. Dla niego zachowano nazwę parageneza mineralna, dodając przymiotnik określający charakter powiązania genetycznego, np. parageneza izogenetyczna, parageneza równowagowa, parageneza stacjonarna, parageneza niestabilna itp., zgodnie z definicjami stanów stacjonarnego i niestabilnego dla stanów równowagowych i nierównowagowych. Dla ogólniejszych rozważań wystarcza stosowanie terminu parageneza izogenetyczna.

W pracy niniejszej przedstawiono zgromadzenia minerałów złóż paleozoicznych i młodszych podając dla poszczególnych typów mineralizacji asocjacje mineralne i o ile będzie to możliwe, w poszczególnych przypadkach wyróżnione paragenezy mineralne.

I Paragenezy mineralne w złożach w trzonie Krakowidów

Skarny andradytowo-silimanitowe (Skarn Fe-Zn-Cu)

Skarn andradytowo-silimanitowy z Ryczowa (fig. 1) rozwinięty jest w skaropaleozoicznych seriach metapelitowych, głównie metaargilitowych, oderwanych od intruzji macierzystej dla skarnu i nasuniętych na zbudinażowane skały prekambryjskie (otwór wiertniczy WB-111 w Ryczowie). Skała silimanitowa występuje bezpośrednio ponad kontaktem tektonicznego nasunięcia. Skarn andradytowy tworzy zwartą litą, niemal monomineralną masę ponad 100-metrowej miąższości, w dolnej części miejscami silnie spękaną, a nawet zbrekcjowaną. Grubokrystaliczna lita skała skarnowa złożona jest z kilkucentymetrowych kryształów brunatnego i zielonego andradytu. Ten typ skarnu przechodzi lokalnie w agregat brunatnego drobnoziarnistego andradytu o budowie pasowej (Pl. I, fig. 1, 2). Miejscami agregat ten spaja brekcję skały otaczającej (Harańczyk, 1978b).

W kilku odcinkach rdzenia zawiera on młodszą mineralizację hematytowo-magnetytowo-kwarcową. W innych częściach profilu na skarn

andradytowy nakłada się jeszcze młodsze okruszcowanie i podrzędnie chlorytyzacja, a metasomatyt zawiera blastyczny piryt, karolit, czarny sfaleryt, chalkopiryt i bornit (Pl. I, fig. 3, 4 i fig. 3). Lokalnie napotkano w skawernowanym metasomatycie jeszcze młodszą nałożoną mineralizację jasnomiodowego sfalerytu i galeny o składzie izotopowym ołowiu analogicznym do galeny ze złóż rud Zn-Pb w skałach mezozoicznych. W samym skarnie andradytowym spotykane są gniazdka szarozielonego kwarcu wraz ze skupieniami tellurków Bi-Ag (Harańczyk, 1977a,b, 1978a).

Minerały skarnowe, głównie granaty napotkano ostatnio również w otworach staropaleozoicznych z Myszkowa, otwór A-5 (informacja ustna J. Ślósarz).

Sztokwerkowa mineralizacja aposkarnowa (Q(Au)-W-Bi-Ag-Te)

W nadległych spękanych skałach osłony skarnu z Ryczowa utworzył się sztokwerkowy system żył szarobiałego mozaikowego kwarcu złotonośnego, zawierającego do kilkunastu ppm Au, oraz kilkunastomilimetrowe skupienia pirytu i chalkopirytu, miejscami również wolframitu paragenetycznego z szelitem i jeszcze młodsze siarkosole wittichenitu, emplektytu, kosalitu, matyldytu oraz bizmutynitu i tellurków Bi-Ag (Pl. II, fig. 1, 2, 3 i fig 3). Wśród nich zidentyfikowano następujące minerały: tetradymit, tetradymit srebronośny, tellurobizmutyt, rucklidgeit, csiklovait ołowiowy i nowe minerały o wzorach Bi_3Te_4, Bi_3Te_5, BiTeS, $Bi_4Te_2S_2$, $Bi_3Te_2S_2$, hessyt, hessyt bizmutowy, nowe minerały Ag_7Te_2, $(Ag, Bi, Cu)_6Te_2S$ i $Ag_3CuBiTe_2S_2$ oraz nikłe ślady weissytu, ałtaitu, a według Ślósarz (1975) w otworze w Smoleniu również joseitu A.

Podobnej treści są najstarsze żyły kruszcowe z otworów wiertniczych w Dolinie Będkowskiej, tnące dolnokambryjskie metaargility i konglomeryty. Buduje je również szarozielony mozaikowy kwarc złotonośny (do kilku ppm Au). Barwa kwarcu pochodzi od rozsianych łusek chlorytu. W kwarcu występują kilkunastomilimetrowe skupienia pirotynu, chalkopirytu z eksolucjami sfalerytu, czarnego sfalerytu, pirytu i sporadycznie kosalitu srebronośnego (2,6% Ag) (Pl. II, fig. 4) i śladowych skupień tetradymitu i bizmutu rodzimego.

Prawdopodobnie równowiekową i w podobnych okolicznościach powstałą, a w każdym razie podobną w treści, jest wysokotemperaturowa mineralizacja kruszcowa rozsiana w hornfelsach kontaktujących z pniem intruzji monzonitowej w Zawierciu.

Kontaktowa mineralizacja metasomatyczna z Zawiercia (Fe-Zn-Cu-Pb-Bi-Ag-Te)

W bezpośrednim kontakcie pnia kaledońskiej intruzji monzonitowej z Zawiercia w hornfelsach, łupkach krzemionkowych, lidytach i pstrych

łupkach kontaktowych występuje dość obfita, choć nie przemysłowa, mineralizacja metasomatyczna. Pojawia się ona w postaci drobnych kilkunastomilimetrowych rozsianych wrostków lub większych, kilkunastocentymetrowych gniazdek skupień kruszcowych i wreszcie żył i żyłek

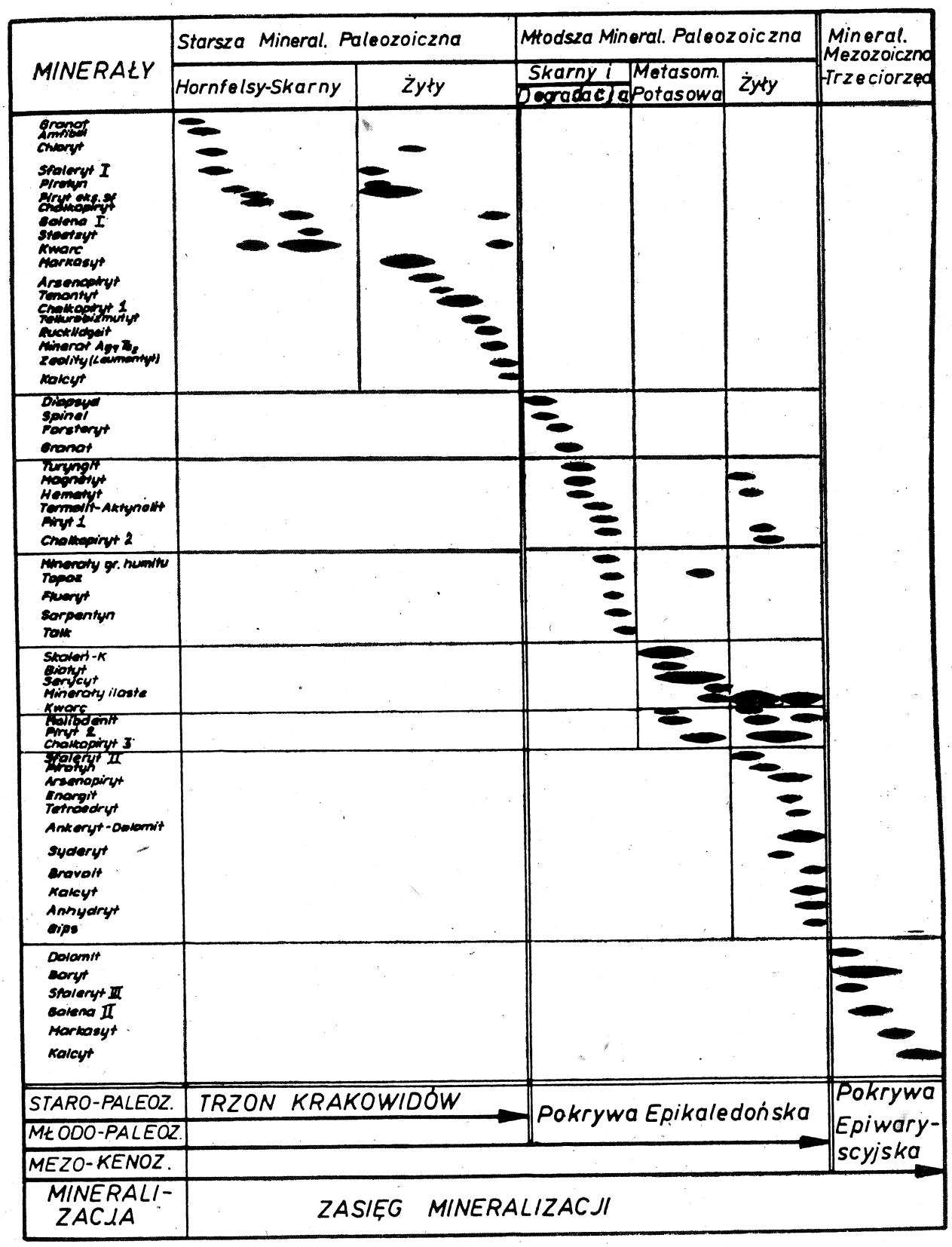


Fig. 2. Sukcesja mineralna kruszców strefy Zawiercia

Fig. 2. Mineral succession of ores in the Zawiercie zone

metasomatycznych, rozwijających się od licznych spękań kruchych, porcelanowatych skał metamorfizmu kontaktowego. Najobficiej występuje tutaj pirotyn i ciemny żelazisty sfaleryt. Chalkopiryt zawiera wrostki eksolucyjnego sfalerytu, co świadczy o powstaniu w temperaturze powyżej 500°C. Galena wybitnie agresywnie zastępuje pirotyn wnikając weń rozwiniętymi skupieniami. Galena wyróżnia się znaczną zawartością srebra, bizmutu i telluru. Za pomocą mikrosondy elektronowej oznaczono maksymalnie 6000 ppm Ag, 7000 ppm Bi i 1% Te, diadochowo rozproszonych w galenie. Oprócz tego w galenie i pirotynie pojawiają się skupienia bizmutu rodzimego i tellurku srebra o wzorze Ag_5Te_2, co odpowiada składem stoetzytowi (fig. 2). Nieco mniej obfitą, rozsianą mineralizację kruszcową o podobnym składzie napotkano również w kilkumetrowych interwałach okruszcowanych fragmentów kilkudziesięciometrowej dajki szarego porfiru dacytowego, występującego na NE od wspomnianego pnia intruzji monzonitowej. W tym typie jest również staropaleozoiczna mineralizacja impregnacyjna zlepieńców dolnokambryjskich z wierceń w Dolinie Będkowskiej (Harańczyk, 1978b).

Żyły pirytowo-kwarcowe z tellurkami (Fe-Q-Bi-Ag-Te)

W pokrywie intruzji monzonitu z Zawiercia pojawiają się liczne żyły pirytowo-kwarcowe przecinające sfałdowane skały staropaleozoiczne, lecz nie wybiegające w pokrywę epikaledońską zbudowaną ze słabo zaburzonych osadów dolno- i środkowodewońskich. Grubość żył dochodzi do jednego metra. Mają one budowę szczelinowo-pasmową lub szczelinowo-szczotkową. Bywają też wypełnione metakoloidalnym agregatem pirytowym z gniazdowymi skupieniami markasytu. W pirycie tkwią obłe milimetrowe wrostki pirotynu i chalkopirytu. Szew żyły wypełnia kalcyt. W nieregularnych pustkach metakoloidalnego agregatu pirytowego pojawiają się miejscami milimetrowe skupienia rucklidgeitu, a pozostałą część przestrzeni wypełniają sferolitowo-igiełkowe agregaty pomarańczowego zeolitu o cechach laumontytu. W sporadycznych skupieniach w paragenezie z chalkopirytem występuje tellurobizmutyn i tellurek srebra o składzie odpowiadającym wzorowi Ag_7Te_2 (Harańczyk, 1978a).

Kominy i strefy brekcjowe ze skaleniami i turmalinem (K-B-Ti)

W okolicy Pilicy w sąsiedztwie hypabysalnej intruzji granodiorytu, w dość rozległej strefie skały staropaleozoiczne uległy turmalinizacji (Harańczyk, 1975a). W części centralnej tej strefy napotkano wielometrowe ciała brekcji tektonicznej i spękań w typie shear zone. W strefie tej okruchy brekcji uległy częściowej feldspatyzacji, a następnie zostały scementowane skorupami skaleni żyłowych, głównie albitem, po czym

uległy turmalinizacji. Skalenie żyłowe i metasomatyczne, miejscami również sama skała, zostały poprzenikane igiełkowymi lub słupkowymi kryształami tego minerału (Pl. III, fig. 2, 3). W miarę nasilania intensywności turmalinizacji grubość i ilość igieł rośnie tak, że miejscami skała składa się niemal z samego turmalinu. W okruchach brekcji pojawiają się też idioblastyczne sześciany pirytowe, a wśród turmalinu akcesorycznie wy-

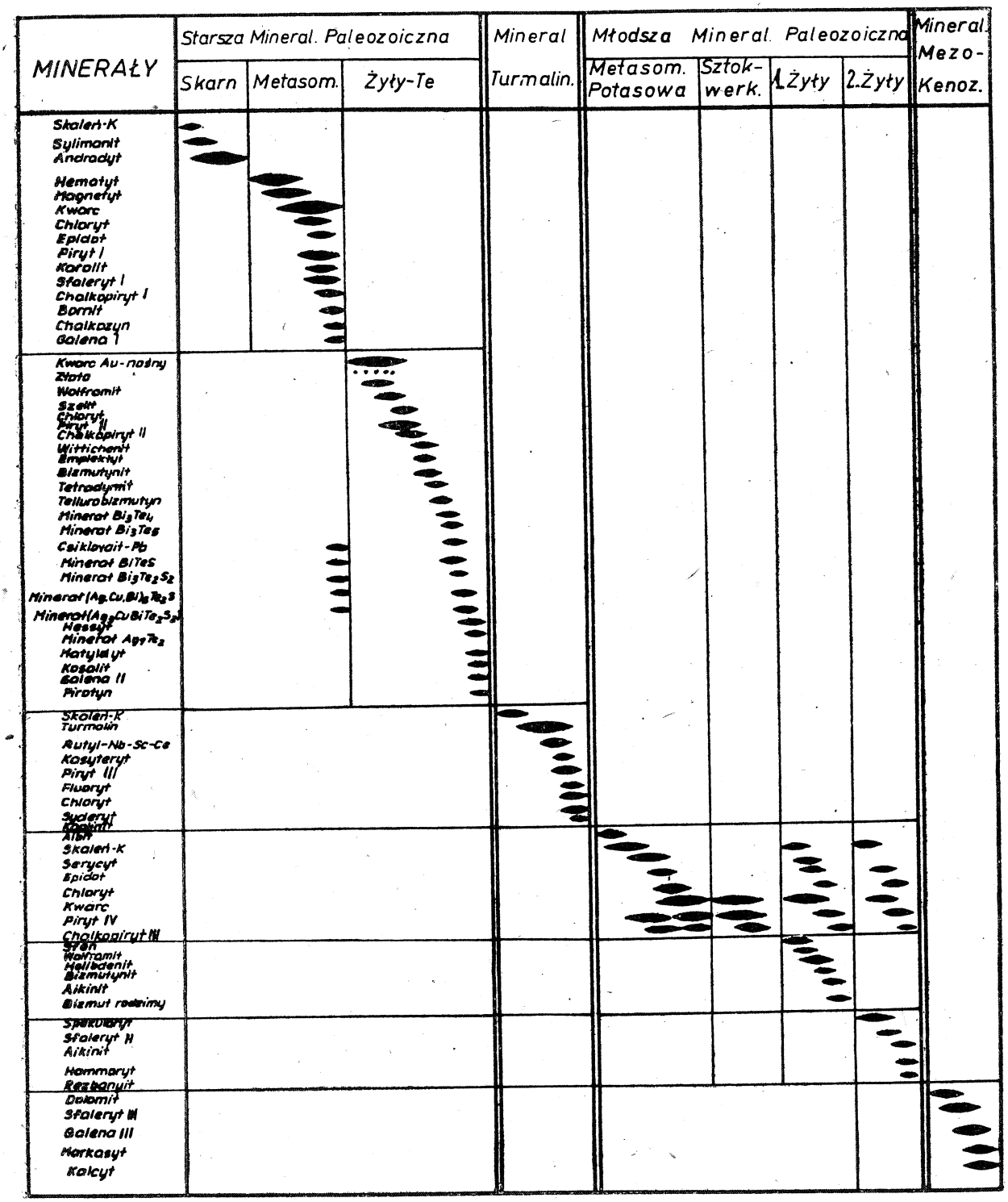


Fig. 3. Sukcesja mineralna kruszców z okolicy Ryczowa i Pilicy

Fig. 3. Mineral succession of ores in the environs of Ryczów and Pilica

stępuje kasyteryt tworząc charakterystyczne kolankowe zbliźniaczenia przyłbicowych kryształów (Pl. III, fig. 4). W niewielkich ilościach, ale ekstensywnie występuje też rutyl niobonośny zawierający do 1% tego pierwiastka (fig. 3). Pustki brekcjowe są wypełnione częściowo późniejszym chlorytem o charakterystycznych subnormalnych barwach interferencyjnych. Trafia się również często fioletowy fluoryt i przezroczysty kalcyt (Harańczyk, 1974). Niektóre brekcje zostały ponownie rozwarte i zabliźnione kwarcem szczelinowym. W strefie brekcjowej napotkano też młodsze kilkudziesięciocentymetrowej grubości żyły syderytowe z jeszcze młodszym kaolinitem. W żyłach tych biała zbita masa minerału ilastego wypełnia puste przestrzenie pomiędzy mozaiką kilkunastomilimetrowych hipidiomorficznych kryształów brunatnego syderytu.

II. Paragenezy mineralne występujące w trzonie i w starszej pokrywie Krakowidów

Infiltracyjny skarn Mg-Ca i kruszce Cu-Mo (Skarn Mg-Ca + Cu-Mo)

Pod Zawierciem (fig. 1) na wschodnim przedpolu intruzji monzonitowej w polu dajek porfirowych w sfałdowanych skałach staropaleozoicznych, a przede wszystkim w nadległych dewońskich skałach węglanowych pokrywy epikaledońskiej wykryto, z dala od intruzji magmowej, ciało skarnowe kilkudziesięciometrowej miąższości z charakterystyczną bogatą poskarnową mineralizacją chalkopirytową i nieco późniejszą kwarcowo-molibdenitową (Harańczyk et al. 1980). Jest to skarn infiltracyjny słabo skrystalizowany. Ciało skarnowe jest rozciągnięte wzdłuż warstw wapieni i dolomitów. W skarnie tym gradient temperaturowy maleje symetrycznie w dół i w górę, idąc od stanowiącego główny horyzont infiltracji styku warstw wapieni i niżej zalegających dolomitów. W horyzoncie tym występują minerały powstające w najwyższych temperaturach. Podstawową asocjację skarnową stanowią pospolicie występujący diopsyd i podrzędnie miejscami strefowo skupione granaty andradytowe oraz forsteryt, epidot i spinele (Pl. IV, fig. 1, 2, 3, 4, Pl. V, fig. 1 i fig. 2). W sukcesji powstawania granaty są nieco późniejsze od forsterytu, który często jest inkludowany w ich strukturę (Pl. IV, fig. 3). Podobnie inkludowany bywa epidot.

Z drugiej strony z diopsydem z reguły współwystępują w znacznych ilościach amfibole z szeregu tremolit-aktynolit (Pl. IV, fig. 2) i młodsze chloryty turyngitowe i związany z nimi magnetyt (Pl. V, fig. 2) i kosztem jego powstający miejscami piryt. Chalkopiryt występuje izogenetycznie z amfibolem, tworząc charakterystyczne zrosty przenikania (Pl. V, fig. 3). Obficiej jest on skoncentrowany w skarnie wapniowym. Ten typ mineralizacji posiada największą wartość przemysłową. W takich meta-

somatytach pojawiają się akcesorycznie inne minerały formacji skarnowej jak wezuwian, wollastonit, antofylit, flogopit, oraz akcesorycznie topaz, fluoryt, kasyteryt.

Mineralizacja molibdenitowa jest intensywniej rozwinięta w dolnej, magnezowej części skarnu z Zawiercia. Molibdenit występuje w postaci skupień rozetkowych (Pl. V, fig. 4), częściowo w paragenezie z lokalnymi gniazdkami serycytu, kwarcu i wtórnego talku. Mineralizacja ta wypiera miejscami wcześniej powstałe minerały, przemieszcza ich treść prowadząc do utworzenia w nim i na peryferiach ciała skarnowego licznych żył i stref impregnacji nowej generacji minerałów wtórnych, to jest paragenez powstałych przy degradacji skarnu. Oryginalne granice ciała skarnego tworzą kalcyfiry, spośród których magnezowy typ opisała Ciemniewska (1976), a wezuwianowy Górecka (1978). Napotkano też przyskarnowe marmury granatowe, spinelowe (Pl. V, fig. 1). W strefie skarnu z Zawiercia najmłodszymi utworami są żyły syderytowe, ankerytowe i dolomitowe z pirytem i brawoitem (Pl. VI, fig. 3), oraz charakterystyczne dla złóż porfirowych żyły anhydrytowo-gipsowe, rzadko niosące nieco pirytu. Zjawiska cementacyjne reprezentują niewielkie skupienia wtórnego chalkopirytu w paragenezie z bornitem, chalkozynem, rzadkim digenitem i kowelinem (Pl. VII, fig. 4).

Magnezowe minerały degradacji skarnu (Mg, F, OH)

Nałożenie procesu okwarcowania i mineralizacji molibdenitowej, a jeszcze wcześniej pneumatolizy fluorowej spowodowało wspomnianą wyżej degradacyjną korozję wysokotemperaturową minerałów skarnowych z utworzeniem wtórnych impregnacji minerałami nowych paragenez oraz rozwleczeniem części skarnu w nieprzeobrażone skały otaczające i utworzenie żył i przylegających stref impregnacji. Do tej asocjacji minerałów tworzących wspomniane skupienia należą rzadko występujące topaz, fluoryt i minerały grupy humitu i brucyt, powstające kosztem forsterytu i spineli (Pl. V, fig. 1) oraz znacznej intensywności i w różnych odmianach występujące minerały talkowe i serpentynowe. Spotyka się strefy otalkowania białym i żółtym talkiem oraz strefy serpentynizacji i żyły serpentynowe utworzone z soczysto ciemnozielonego antygorytu (Pl. VI, fig. 2). Minerałom tym towarzyszy w niewielkiej ilości występujący wtórny piryt.

Porfirowa mineralizacja miedziowo-molibdenitowa (Cu-Mo)

Dajki porfirów przeważnie ryodacytowych odznaczających się charakterystycznymi dla złóż porfirowych przeobrażeniami hydrotermalnymi i zawierających rozsianą mineralizację kruszcową głównie pirytową,

chalkopirytową i podrzędnie miejscami molibdenitową napotkano w wierceniach wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne Kraków, w miejscowościach Zawiercie, Żelazko, Pilicy, Krzywopłoty, Kwaśniów, Wzgórza Bydlińskie i w Dolinie Będkowskiej (Harańczyk 1978b, 1979b,c), obok wcześniej odkrytych w Mrzygłodzie, Myszkowie (Ekiert 1957, 1971), Banaś et al. (1972), Górecka (1972, 1978), Ślósarz (1964, 1975). Te same przeobrażenia i mineralizacja kruszcowa nakładają się na pnie intruzji sztokowych granodiorytów i porfirów monzonitowych wykrytych wierceniami w Pilicy-Kocikowej i Zawierciu. Aczkolwiek obraz nie jest jeszcze pełny, zaobserwowano strefowość mineralną przeobrażeń i rozmieszczenia kruszców, w której mineralizacja molibdenitowa posadowiona jest centralnie w strefie chalkopirytowej, a na peryferiach rozmieszczone są strefy pirytowe. Mineralizacja pirytowa nie osiąga jednak nigdy dużej intensywności i nie tworzy wielometrowych ciał masywnych pirytów (Harańczyk 1978b). Według informacji ustnej J. Ślósarz — podobną strefowość mineralizacji zaobserwowano w okolicy Mrzygłodu-Myszkowa. Charakter przeobrażeń i okruszcowania jest również zmienny przestrzennie. W części centralnej dominują strefy przenikania i impregnacji skały, podczas gdy w części dystalnej przechodzą w system sztokwerkowy, szczególnie rozwinięty w Dolinie Będkowskiej i wreszcie w większe żyły peryferyjne.

Paragenezy mineralne — kruszcowe stref przeobrażenia są proste, większe bogactwo gatunków mineralnych i wyraźne następstwo od minerałów powstałych w wysokich temperaturach do niskotemperaturowych, obserwuje się w kolejno powstałych generacjach żył. Żyły te z uwagi na kolejność zuskokowania i różnorodność treści mineralnej można uznawać jako oddzielne formacje żyłowe, jakkolwiek należą często do jednego pola spękań sztokwerkowych nad stygnącym ośrodkiem magmowym.

Produkty metasomatozy potasowej grupują się w dwóch strefach mineralnych, feldspatyzacji potasowej i serycytyzacji, rzadziej biotytyzacji. Pierwsza rozwinęła się szczególnie intensywnie w granodiorycie z Pilicy i towarzyszy jej albityzacja. Również intensywna, ale wyłącznie potasowa metasomatoza zaznacza się w Dolinie Będkowskiej, choć rozwija się głównie od spękań skały. Natomiast w Zawierciu dominuje serycytyzacja, ale na wschód od intruzji monzonitowej, w polu dajkowym, w najniższych poziomach zaobserwowano intensywną feldspatyzację i biotytyzację skał staropaleozoicznych.

Strefy serycytyzacji są dobrze rozwinięte zarówno w pniu porfirów monzonitu kwarcowego, jak i porfirach ryodacytowych z Zawiercia oraz w granodiorycie z Pilicy. Ponieważ w przeciwieństwie do stref serycytyzacji w strefach większej intensywności feldspatyzacji w całości ulegają zresorbowaniu kryształy kwarcu zawarte w skale niezmienionej sądzić można, że metasomatoza ta przebiegała pod działaniem fluidów lub roz-

tworów alkalicznych. Roztwory te przemieszczały wielkie ilości krzemionki w skale i w części peryferyjnej spowodowały zawiązywanie się nawet grubych żył kwarcowych, z reguły zresztą kruszconośnych. Jednocześnie strefa przeobrażeń metasomatycznych w typie feldspatyzacji zawiera z reguły pokaźne ilości rozsianych ziarn pirytu zawierających wyrostki chalkopirytu lub walerytu (Harańczyk 1978b). W innych ziarnach piryt jest wolny od wrostków, natomiast skalenie współwystępują z obficiej pojawiającymi się samodzielnymi skupieniami chalkopirytu. Współwystępowanie kruszców i neomorficznych skaleni nie można jednak uznać za paragenezę równowagową, ponieważ kruszce, aczkolwiek ogólnie rzecz biorąc, są izogenetyczne, to jednak ich wzrastanie kosztem skaleni, a nie tylko pierwotnych minerałów skałotwórczych, wskazuje na nieco późniejsze powstanie.

Strefy serycytyzacji są jednocześnie miejscem występowania rozsianych wrostków chalkopirytu i pirytu, a niekiedy również neomorficznego kwarcu, który epitaktycznie obrasta ziarna pirytowe, jak to zaobserwowano w wielu przypadkach w przeobrażonym granodiorycie z Pilicy-Kocikowej. Serycyt, piryt, chalkopiryt, kwarc metasomatyczny tworzą wówczas charakterystyczną paragenezę mineralną zapewne równowagową. Z kolei molibdenit jest jeszcze bliżej związany bądź z wczesną chlorytyzacją skały wulkanicznej, co zaobserwowano w Dolinie Będkowskiej lub okwarcowaniem, co jest powszechniejsze, a zaobserwowane również w tej miejscowości (Pl. V, fig. 4), asocjuje z kwarcem metasomatycznym, przypuszczalnie jednak innej generacji niż wyżej wzmiankowany.

Zewnętrzne strefy argilizacji i propilityzacji są słabiej rozwinięte w omawianych ośrodkach mineralizacji porfirowej, co może być wynikiem większej hermetyczności układu, związanej z pokaźną głębokością i izolacją w momencie umiejscowienia intruzji. Stąd przeważnie mineralizacja kruszcowa poza omówionym przypadkiem rozmieszczona jest w skale w miejscu zajmowanym pierwotnie przez fenokryształy, zwłaszcza minerałów maficznych.

Impregnacje kruszcowe staropaleozoicznych piaskowców arkozowych z Zawiercia (Cu-Mo)

Wyłącznie w Zawierciu napotkano wierceniami, w obrębie podgrzanej w sąsiedztwie intruzji magmowej, na jej wschodnim przedpolu, w zrogowcowanej serii metapelitowej i kwarcytowej — wielometrowe strefy skały intensywnie zfeldspatyzowane oraz kilka warstw wybitnie porowatych piaskowców arkozowych, co najwyżej 2-metrowej miąższości, które zostały okruszcowane teleskopowo kruszcami powstałymi w różnych temperaturach i z różnorodnych roztworów hydrotermalnych. Obserwuje się nałożenie kruszców od etapu skarnowego do najniż-

szych temperatur. W znacznym stopniu uległy metasomatycznemu zastąpieniu ziarna skaleni, a ziarna kwarcu zostały ponakłuwane amfibolami, turmalinem od pierwotnej powierzchni ziarn, a następnie regenerowane do kryształów często idiomorficznych (Pl. III, fig. 1). W części regenerowanej obfitują inkluzje dwu-, a nawet trzyfazowe. Ziarna zastąpione wybiórczo i pozostała część pustek z fragmentami regenerowanych kwarców jest miejscem zajmowanym przez nowo powstałe minerały biotyt lub serycyt, amfibole, sporadycznie topaz i minerały kruszcowe, piryt, chalkopiryt, molibdenit (Pl. III, fig. 1). Najpóźniej powstały ankeryt i kalcyt. Biotyt i serycyt, piryt i chalkopiryt oraz molibdenit dominują w poszczególnych warstwach, zgodnie ze strefowym rozmieszczeniem kruszców stwierdzonym w okolicy Zawiercia (Harańczyk 1979b). Opisaną wyżej teleskopową mineralizację impregnacyjną staropaleozoicznych piaskowców zawierciańskich można wytłumaczyć przyjmując, że w czasie całego okresu rozwoju młodszej mineralizacji paleozoicznej stanowiły one drogi zintegrowanych przepływów, przez które przemieszczały się fluidy od ognisk magmowych w czasie od etapu skarnowego do hydrotermalnego.

Żyły kompleksów porfirowych (Żyły Cu-Mo)

Jednocześnie z rozwojem stref metasomatycznych przeobrażeń i rozsianej mineralizacji kruszcowej powstały żyły systemu sztokwerkowego oraz stref dystalnych i peryferyjnych. Posiadają one bowiem niewielkie „fahlbandy" stref przejściowych odznaczające się podobnym typem przeobrażeń skał otaczających. Ich treść mineralna i asocjacje mineralne są identyczne, szczególnie we wcześniejszych formacjach żyłowych z zespołami mineralnymi w strefach przeobrażeń. Poszczególne generacje żył można określić jako formacje żyłowe, gdyż związane są z oddzielnym etapem spękań i odróżniają się odrębnością treści mineralnej. W kolejno powstałych formacjach żyłowych maleje nasilenie zmian fahlbandowych stref przejściowych, a żyły od metasomatycznych wysokotemperaturowych, często meandrujących, przechodzą w niżej temperaturowe szczelinowo-szczotkowe powstałe przez wypełnienie później rozwartych szczelin. W omawianych kompleksach mineralizacji porfirowej poszczególne formacje różnią się intensywnością i rozmiarami żył. Czasem lokalnie obserwuje się niedorozwój, nawet brak niektórych formacji, inne zaś odznaczają się większym bogactwem gatunków, na ogół jednak przedstawiona kolejność jest zwykle zachowana (fig. 2, 3, 4). W kolejności powstawania wyróżnić można następujące formacje żył. Pierwsze występują zwykle bliżej części centralnej ośrodka, końcowe w części peryferycznej:

1. pegmatoidowe
2. magnetytowo-pirytowo-kwarcowe

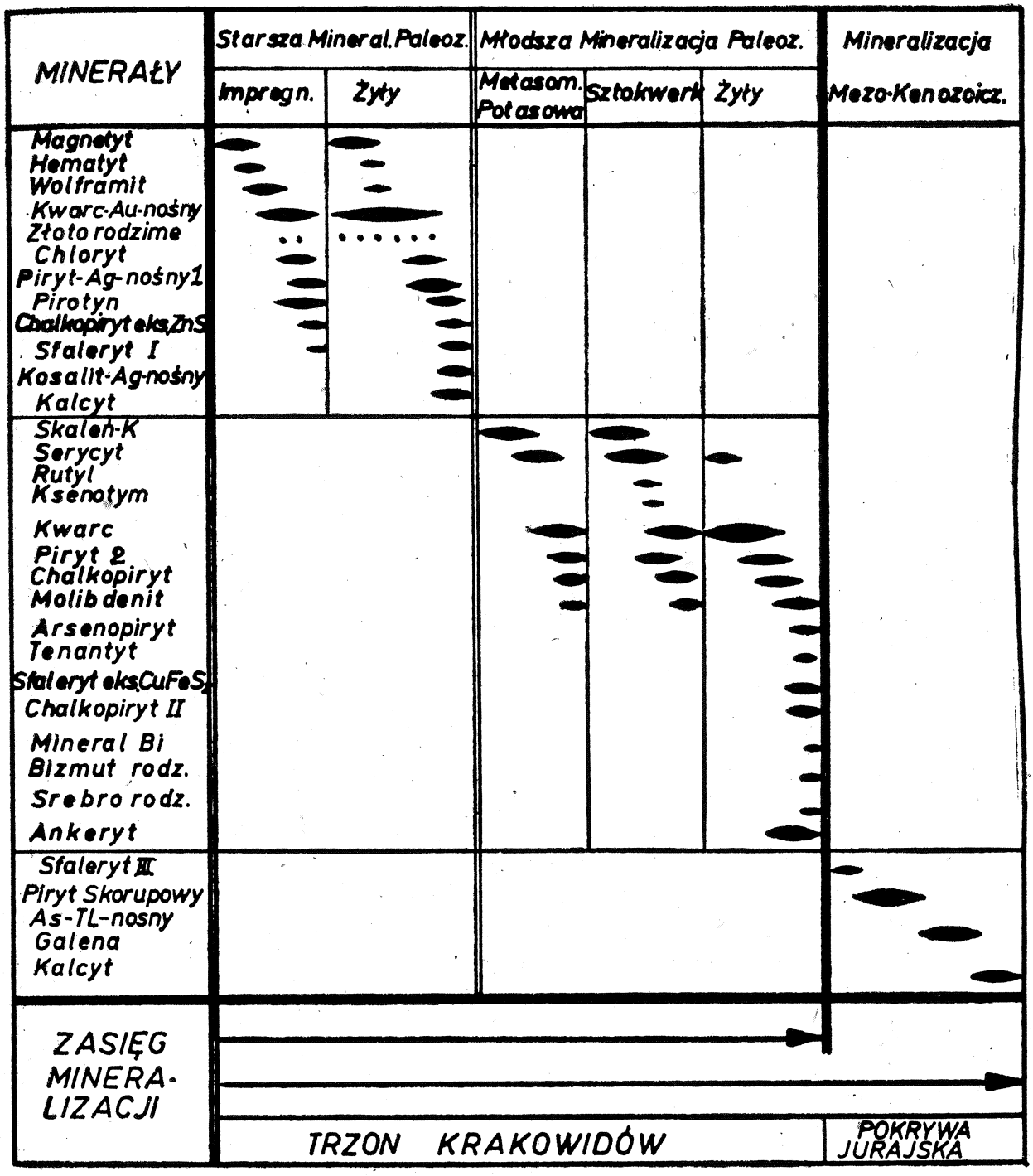


Fig. 4. Sukcesja mineralna kruszców z Doliny Będkowskiej

Fig. 4. Mineral succession of ores in the Będkowska valley

3. skaleniowo-hematytowo-kwarcowe
4. pirytowo-chalkopirytowo-kwarcowe
5. kwarcowo-molibdenitowe, chlorytowo-molibdenitowe i molibdenitowe
6. kwarcowo-pirytowo-sfalerytowo-chalkopirytowo-galenowe--ankerytowe
7. syderytowo-ankerytowe-pirytowo-bravoitowe
8. anhydrytowo-gipsowe (pirytowe).

Cienkie żyły pegmatoidowe występują dość licznie w złożu Doliny Będkowskiej. Tworzy je zazwyczaj różowy skaleń potasowy, muskowit i szary kwarc, niekiedy nieco chlorytu, sporadycznie piryt, molibdenit, chalkopiryt, rutyl i ksenotym. W Pilicy podobne pojedyncze żyły buduje skaleń i kwarc i śladowe ilości molibdenitu i pirytu. Obecność żył skaleniowo-riebeckitowych w mineralizacji z Myszkowa stwierdziła J. Ślósarz (informacja ustna).

Nieliczne żyły magnetytowo-pirytowo-kwarcowe zawierające nieco molibdenitu pojawiają się w kompleksie mineralizacji porfirowej w Dolinie Będkowskiej. Niewielkie żyłki magnetytowe zanotowano również w części peryferycznej skarnu z Zawiercia.

Żyły skaleniowo-hematytowe kwarcowe z epidotem i chlorytem znane są tylko ze strefy na zachód od Pilicy i ze Wzgórz Bydlińskich. Tworzy je czerwony skaleń potasowy, spekularyt, a środek żyły wypełniają epidot, chloryt, a najczęściej kwarc.

Żyły pirytowo-chalkopirytowo-kwarcowe należą do najpospolitszych gatunków we wszystkich wymienionych kompleksach porfirowych. Różnią się zmiennym udziałem wymienionych minerałów i rozmiarami, i udziałem metasomatozy w ich powstawaniu, oraz w zasięgu niewielkich stref przejściowych. Strefy te rozwinięte są zawsze wzdłuż żył metasomatycznych powstałych przez zastępowanie i blastyczny wzrost minerałów kruszcowych. W strefach wewnętrznych danego obszaru mineralizacji spotyka się żyłki i żyły meandrujące, paciorkowe o smugowym ułożeniu blastów pirytowych i chalkopirytowych. Kwarc i serycyty o ile tworzą większe skupienia, lokują się: pierwszy w fahlbandzie, strefie przejściowej, a drugi w szwie żyły. W części dystalnej, zwłaszcza w strefie pirytyzacji obok impregnacji metasomatycznych pojawiają się żyły o większych rozmiarach ziarn kruszcowych, posiadających tutaj kształty bardziej idiomorficzne. Jeszcze dalej przechodzą w żyły szczelinowe różnej grubości. Tego typu żyły pojawiają się licznie w systemie żył sztokwerkowych w złożu w Dolinie Będkowskiej, w Pilicy. Mniej obficie w porfirach ze Wzgórz Bydlińskich, Krzywopłotów i Zawiercia, gdzie występują również w części porfirowej pnia monzonitowego z Zawiercia. Według opisów Ekierta (1968) i Góreckiej (1972) podobne żyłki i żyły są pospolite w kompleksie mineralizacji porfirowej w Mrzygłodzie i Myszkowie.

Żyły kwarcowo-molibdenitowe pojawiają się w części centralnej każdego z omawianych ośrodków, niemniej ich nasilenie jest różne. Największy rozwój i najbogatszą treść mineralną posiadają w ośrodku w Dolinie Będkowskiej, a według opinii Piekarskiego również w strefie Myszkowa. Mniej licznie rozwinięte są w Zawierciu, gdzie mineralizacja molibdenitowa skupia się w skarnie magnezowym, a stosunkowo najsłabiej, aczkolwiek w pokaźnych żyłach w Pilicy-Kocikowej. Najczęściej są to żyły mlecznobiałego, wypełniającego żyłę mozaikowo, kwarcu

z występowaniem molibdenitu przy ścianach żył. Bliżej części centralnej obszaru mineralizacji pojawia się w żyle molibdenit rozetkowy (Pl. V, fig. 4) i jej sąsiedztwie w skale, często ze skupieniami chlorytu. W większej odległości w miarę przejścia do żył szczelinowo-szczotkowych niekiedy w żyle dominuje sam molibdenit, co ma miejsce w Dolinie Będkowskiej i zdaniem Piekarskiego również w Myszkowie. W Dolinie Będkowskiej szew żyły tworzy często późniejszy ankeryt, widocznie pierwotnie szew ten pozostawał pusty. Żyły kwarcowo-molibdenitowe w Pilicy-Kocikowej nie wykazują tak dużego zróżnicowania. Są to żyły zawierające mlecznobiały mozaikowy kwarc w części środkowej i niewielkie powłoki łuseczkowego molibdenitu przy ścianach. W Zawierciu spotyka się na wschód od pnia monzonitowego pojedyncze żyły kwarcowo-molibdenitowe co najwyżej kilkucentymetrowe. Również starsze żyły kwarcowo-pirotynowe-chalkopirytowe, zapewne starszej mineralizacji paleozoicznej, posiadają często w szwie później doprowadzone skupienia molibdenitu, czasami częściowo zastępujące ankeryt.

Żyły kwarcowo-pirytowo-sfalerytowo-chalkopirytowo-galenowe mają już zazwyczaj budowę szczelinowo-szczotkową i w sfalerycie charakterystyczne eksolucje chalkopirytu. Występują w szerszym zasięgu na zewnątrz stref miedziowych. Obficie pojawiają się w Dolinie Będkowskiej i Zawierciu. W tym ostatnim kompleksie mineralizacji nałożone są na przeobrażony (serycytyzacja i argilizacja) i następnie spękany pień porfiru monzonitowego i skały wschodniego przedpola. Tutaj zawierają również większe ilości innych kruszców, głównie arsenopirytu, tetraedrytu. W Dolinie Będkowskiej arsenopiryt napotkano w dwu przypadkach w peryferycznej żyle kwarcowo-pirytowej. W Pilicy dość licznie występują drobne żyły pirytowo-kwarcowe z chlorytem i sfalerytem z eksolucjami chalkopirytu oraz niewielkimi ziarnami chalkopirytu i rzadkich siarkosoli aikinitu, hammarytu i rezbanyitu (Harańczyk 1975b). W żyłach kwarcowych przecinających strefę turmalinizacji napotkano również fluoryt (Harańczyk 1974). Przynależność tych żył do formacji złoża porfirowego nie została w pełni udowodniona.

Żyły syderytowo-ankerytowe napotkano w Zawierciu. Zawierają one niekiedy nieco pirytu i bravoitu. Najgrubsza żyła o rzeczywistej grubości ponad 1 metr, przecina przy obrzeżeniu pień intruzji monzonitowej. Zawarty w niej ankeryt zawiera mikroskopowe wrostki pirotynu. W żyłach tnących wspomniany pień, ankeryt pojawia się jako ostatni, wypełniając spękane i zuskokowane starsze żyły kruszcowe.

Żyły anhydrytowo-gipsowe zawierające sporadycznie rozsiany, ich kosztem powstały piryt, przecinają dość licznie najbogatsze strefy mineralizacji skarnowo-metasomatycznej z Zawiercia rozwiniętej w skałach węglanowych dewonu. W innych ośrodkach nie napotkano dotychczas tych żył, typowych dla złóż porfirowych. Wspomnieć trzeba, że Ślósarz (1975) anonsowała z Myszkowa drobne żyły zawierające mine-

rały strontowe. Na uwagę zasługuje też pierwsze stwierdzenie, blisko dwumetrowej grubości, żyły anhydrytowo-barytowo-kalcytowej z chalkopirytem i tenantytem tnącej wapień dolnokarboński w podłożu złoża rud Zn-Pb w Kopalni Bolesław (Harańczyk 1981).

Paragenezy mineralne złóż rud Zn-Pb

Wśród zespołów mineralnych tworzących złoża rud Zn-Pb w epiwaryscyjskiej i epikaledońskiej pokrywie platformowej w sąsiedztwie pogrzebanego pasma Krakowidów, można wyróżnić co najmniej cztery, rozdzielone w czasie i każdorazowo poprzedzone ruchami tektonicznymi, asocjacje mineralne (Harańczyk 1962, 1979b). Pierwsza związana jest z dolomityzacją skał wapiennych i konwercją pierwotnych dolomitów triasowych; drugą stanowią kruszce skorupowe Zn-Pb-Fe występujące w jaskiniach krasu hydrotermalnego; trzecią galena głównej generacji przeważnie metasomatyczna i wreszcie czwartą najmłodsza asocjacja kruszów Zn-Pb-Fe, która związana jest paragenetycznie z barytem.

W całym obszarze złóż śląsko-krakowskich, bez względu na złożone przenikanie i nakładanie się asocjacji mineralnych w rozwiniętych systemach jaskiń krasu hydrotermalnego, oraz zmienne nasilenie cech koloidalnych i rozsegregowanie układów koloidalnych w drugiej asocjacji, a także uwzględniając notowanie objawów transformacji krasowej, obserwuje się stałość sukcesji mineralnej. Co więcej, wyróżnionym asocjacjom w skałach mezozoicznych odpowiadają formacje żył kruszcowych rozpoznane w skałach staropaleozoicznego trzonu Krakowidów (Śliwiński 1958, Harańczyk 1965, 1970, 1978b, Górecka 1972).

Kruszce Zn-Fe paragenetyczne z dolomityzacją (Mg-Zn-Fe)

Dolomity kruszconośne, w sensie petrograficznym, stanowiące aureolę metasomatyczną wokół masywnych rud sfalerytowych lub metasomatycznych rytmitów sfalerytowych powstałych w pierwszym etapie rozwoju złóż rud Zn-Pb w skałach triasowych, zawierają z reguły rozsiany paragenetyczny sfaleryt, rzadziej markasyt. Taką samą paragenezę mineralną tworzą dolomity kruszconośne rozwinięte metasomatycznie w wapieniach dolnokarbońskich w sąsiedztwie dyslokacji w wysadzie Starczynowa, a także w okolicy Pazurka na E od Olkusza i w wapieniach dewońskich w Kluczach, Chechle, Rodakach, Zawierciu i Siewierzu. Brakiem rozsianego markasytu odznaczają się na ogół dolomity kruszconośne z Kopalni Trzebionka i z otworów wiertniczych w Krzykawie. Zawierają one jednak podwyższoną domieszkę izomorficzną żelaza i manganu, zbliżając się składem do ankerytów kruszconośnych. Dolomity kruszconośne występujące w skałach węglanowych paleozoicznego podłoża za-

wierają często domieszkę paragenetycznej krzemionki w postaci kwarcu jaspilitowego, skupień chalcedonu lub opalu. Młodszą dolomityzację o niewielkim zasięgu stref przeobrażeń, związaną z barytyzacją napotkano dość pospolicie w złożach zawierciańskich, wyróżniając odrębny biało-różowy zawierciański dolomit kruszconośny, paragenetyczny ze sfalerytem i barytem. Strefy dolomityzacji o niewielkim zasięgu lateralnym stwierdza się również w ścianach jaskiń zawierających kruszce skorupowe. W Trzebince, Olkuszu, Chechle, Rodakach i Siewierzu napotkano również osady wewnątrzjaskiniowe, które zostały epigenetycznie zdolomityzowane, a górna część jaskini bywa wypełniona grubokrystalicznym żyłowym dolomitem kruszconośnym zawierającym konkurencyjny lub hipidiomorficzny rozsiany sfaleryt.

Kruszce skorupowe Zn-Pb-Fe(As) jaskiń krasowych (Zn-Pb-Fe-As)

Okruszcowane jaskinie krasu hydrotermalnego rozwinięte są pospolicie w triasie śląsko-krakowskim oraz w wypiętrzonych strukturach skał węglanowych dolnego karbonu w Starczynowie i w dewońskich wapieniach i dolomitach w Kluczach, Chechle, Rodakach, Zawierciu i Siewierzu (Bogacz et al. 1970).

Treścią osadów jaskiń i skomplikowanych kanałów krasowych są brekcje hydrotermalne, krasowe, zawałowe z impregnacjami i naskorupieniami kruszcowymi, oraz osady wewnątrzjaskiniowe zawierające często konkrecje i euhedralne kryształy siarczków. Wśród kruszców spotykanych w tych jaskiniach, stałą paragenezę stanowią skorupy kruszcowe utworzone z pasm sfalerytu, rzadziej wurcytu, o różnym nasileniu cech koloidalnych. Pasma blendy cynkowej zawierają paragenetyczne wrostki przechodzące miejscami w całe pasma galenowe. Młodsze naskorupienia tworzy markasyt lub anomalny piryt skorupowy zawierający znaczną domieszkę izomorficzną As, Pb, Tl (Harańczyk 1964). W Bytomiu, Brzezinach, Laskach i Kluczach w skorupach blendowych, rzadziej w pirytowych występują wrostki siarkosoli, jordanitu, gratonitu i być może dufrenoizytu (Ramdohr 1942, Harańczyk 1962). Do tej samej asocjacji zaliczyć trzeba napotkane w Kopalni Olkusz, powstałe w otwartych do powierzchni jaskiniach masy brunckitowe, masy groniaste metakoloidalne i polirytmiczne skorupy blendowe z wrostkami galeny.

Główna generacja galeny (Pb)

Wkrótce po utworzeniu kruszców skorupowych, często w pozostałych pustych przestrzeniach w tym samym systemie jaskiń, lub w samodzielnych nowo powstałych jaskiniach, a nawet metasomatycznych pokładowych ciałach rudnych w Bytomiu w Kopalni im. L. Waryńskiego,

w Kopalni Trzebionka i Galmany, we wschodniej części złoża w rowie tektonicznym Kopalni Bolesław w polu górniczym „Stanisław" utworzone zostały grubokrystaliczne masy galenowe, określone w złożach jako główna generacja galenowa (Wernicke 1931, Harańczyk 1962). Dla mineralizacji tej jest charakterystyczna agresywność względem dolomitu prowadząca do powstania zastąpień metasomatycznych. Agresywność przybiera niekiedy formę dezintegrującego roztwarzania dolomitu, co prowadzi do wypełnienia jaskiń laminolitami dolomitowymi, stanowiącymi specyficzny osad krasowy, często okruszcowany galeną (Bogacz et al., 1973). Miejscami galena ta współwystępuje z paragenetycznymi iłami złożowymi zasobnymi w nontronit.

Kruszce Zn-Pb-Fe paragenetyczne z barytem (Zn-Pb-Fe-Ba-(F)

W obszarze Zawiercia, Rodak pospolicie, częściowo w złożach olkuskich, w Rabsztynie, kruszce współwystępują z barytem pojawiającym się jako minerał żyłowy lub zastępujący metasomatycznie skałę węglanową. Większe ilości tego minerału znane były również ze Stolarzowic. Przeciwnie w złożach bytomskich, chrzanowskich baryt występuje sporadycznie jako przejaw najmłodszej mineralizacji. Również w złożach olkuskich jest minerałem najmłodszej generacji kruszców (Harańczyk, Szostek 1970), natomiast obficie występuje w złożu „Ulisses" Kopalni Bolesław, zwłaszcza w recie i w żyłach tnących zlepieńce permskie. Tutaj współwystępuje z fluorytem, sfalerytem (Harańczyk et al. 1980). W złożach okolic Zawiercia baryt tworzy paragenezę z sfalerytem, galeną, markasytem i wzmiankowanym wyżej białoróżowym dolomitem kruszconośnym.

WNIOSKI OGÓLNE

Analiza całokształtu paragenez mineralnych kompleksów mineralizacji paleozoicznej w przebitym intruzjami magmowymi trzonie górotworu Krakowidów i ich dwupiętrowej pokrywie prowadzi do sformowania kilku ogólniejszych wniosków dotyczących całości rozwoju omawianej prowincji metalogenicznej i geochemicznej o wieloepokowym rozwoju. Sekwencja kolejno powstałych typów mineralizacji i tworzących je paragenez mineralnych stwarza pewien obraz całościowy złożony z wzajemnie komplementarnych zespołów ewolucji metalogenicznej. Tylko nieliczne minerały, np. piryt i sfaleryt, tworzą kilka generacji w przebiegu całego ponad trzysta milionów lat trwającego rozwoju tej superprowincji. Przemawia to przeciw postulowanemu dawniej przez autora (Harańczyk 1973, 1976) regeneracyjnej naturze, w sensie teorii mobilizmu, kruszców złóż śląsko-krakowskich. Mamy zatem do czynienia z pe-

wnym ewolucyjnym pulsacyjnie dopełniającym się modelem prowincji, której rozwój trwał przez trzy epoki metalogeniczne — kaledońską, waryscyjską i kimeryjsko-alpejską. W najwcześniejszym jej rozwoju zaznaczają się pewne analogie do równowiekowej prowincji Kazachstanu. Z kolei w etapie rozwoju złóż porfirowych dostrzec można również analogie do niektórych ośrodków złożowych z południowo-zachodniego Pacyfiku oraz do permskiej prowincji Osla. Końcowy rozwój nawiązuje do obszaru złóż Karyntii oraz rowów reńskich zwłaszcza okolic Aachen i Nussloch.

Na obecnym etapie poznania można już stwierdzić brak paragenez mineralnych charakterystycznych dla wczesnych etapów rozwoju cyklów geotektonicznych, a mianowicie związanych z wulkanizmem geosynklinalnym. Nie jest to o tyle zaskakujące, gdyż nie było tutaj autentycznej eugeosynkliny i brak też ofiolitów oraz formacji spilitowo-keratofirowej, a skały maficzne typu gabro-diabazów z nałożoną lokalnie spilityzacją, poprzecinane albitofirami intrudowały zapewne w warunkach łuku wyspowego, dając zaledwie śladowe przejawy okruszcowania.

Rozwój metalogeniczny omawianej prowincji rozpoczął się z wdarciem się przeddewońskich intruzji „synorogenicznych", tworzących aktywne hornfelsowe i skarnowe okruszcowane kontakty. Z nimi związane są wysokotemperaturowe paragenezy kruszcowe. Nie jest wprawdzie nadal jasna relacja skarnu z Ryczowa do magmy macierzystej. Słaby rozwój i skrystalizowanie mineralizacji magnetytowo-hematytowej, a intensywny żył kwarcu złotonośnego z szelitem i wolframitem i charakterystycznymi tellurkami Bi-Ag wskazuje, że była to raczej magma granitoidowa. Nie była to więc magma granodiorytu z Pilicy-Kocikowej, gdyż z nią związana jest mineralizacja turmalinowa i żyły syderytowo-kaolinitowe.

Na uwagę zasługuje pojawienie się wówczas, wprawdzie w niewielkiej ilości, wysokotemperaturowej galeny Ag-Bi-Te-nośnej w mineralizacji staropaleozoicznej, która dopiero po długiej przerwie pojawi się w narastającej ilości i wreszcie masowo w paragenezach złóż rud Zn-Pb. Przeciwne tendencje metalogeniczne wykazuje miedź, występująca głównie w postaci chalkopirytu, obecna umiarkowanie już w pierwszych paragenezach mineralnych; jej obecność nasila się stopniowo w kolejnych asocjacjach, osiągając maksimum w mineralizacji porfirowej Cu-Mo, po czym zanika niemal kompletnie, gdy na arenę wkracza galena. Obraz ten byłby jeszcze pełniejszy gdyby uwzględnić domniemaną zdegenerowaną pulsację „miedzi porfirowej", która dostarczyła ogromne ilości metali wprost do morza cechsztyńskiego — tak jak to postulował Ekiert (1957). Taka pulsacja metalogeniczna miedzi, a właściwie zespołu Cu-Mo-Zn-Pb, jak to wynika z badań osadów cechsztyńskich, stanowiłaby pomost geochemiczny między właściwymi złożami porfirowymi Cu-Mo i złożami Zn-Pb.

Pulsacyjny rozwój mineralizacji i przedstawione następstwo paragenez mineralnych omawianej prowincji metalogenicznej nie mógł przebiegać według modelu wiążącego rozwój mineralizacji z jednym stygnącym ogniskiem magmowym (Ekiert, 1957, 1971, Znosko, 1964, Ryka, 1966). Rozwój metalogeniczny kolinacyjnie związany ze stygnącym ośrodka magmowego mógłby co najwyżej mieć miejsce w przypadku wcześniejszej, przeddewońskiej mineralizacji skarnowej, pneumatolitycznej i hydrotermalnej związanej z cyklem kaledońskim, powstałej zapewne w etapie rozwoju magmatyzmu łuku wyspowego. Zupełnie inny model, a mianowicie kognacyjnej zależności względem magmatyzmu trzeba zastosować do mineralizacji porfirowej Cu-Mo, która rozwijała się w drugiej epoce metalogenicznej w karbonie, zapewne wkrótce po sfałdowaniu osadów geosynklinalnych strefy morawskiej przyległej od zachodu do Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, a zatem po wielu milionach lat przerwy aktywności metalogenicznej. Wiele faktów (z braku miejsca pominiętych w tej pracy) wskazuje, że powstawała ona według ogólnego modelu rozwoju złóż porfirowych, oczywiście z uwzględnieniem specyfiki tej prowincji metalogenicznej i budowy górotworu Krakowidów. Eksolucja fluidów metalogenicznych wywołujących metasomatozę potasową i mineralizację Cu-Mo nastąpiła z magmy alkaliczno-wapiennej. Zostały one doprowadzone w ślad po wdarciu się dajek i pni porfirów ryodacytowych. Jak wspomniano, być może w permie, następna pulsacja fluidów poprzedzona ekstruzjami law o zbliżonym składzie doprowadziła do morza metale zawarte w osadach dolnocechsztyńskich.

Po kolejnej przerwie metalogenicznego rozwoju w warunkach dalszego usztywnienia skorupy kolejne impulsy tektoniczne cyklu kimeryjsko-alpejskiego rozwierały stare rozłamy do ognisk magmowych, obecnie już magmy zasadowo-alkalicznej (Harańczyk 1965, Harańczyk i Gałkiewicz 1970) dając nowe pulsacje metalogeniczne, macierzyste dla złóż rud Zn-Pb, tj. najmłodszej epoki metalogenicznej w strefie Krakowidów. Taki wieloepokowy rozwój metalogeniczny uzasadniony jest w świetle przedstawionego przeglądu paragenez mineralnych tego obszaru.

Długotrwały rozwój magmatyzmu i metalogenii tej prowincji określony historią Krakowidów od górotworu fałdowego na skraju mikrokontynentu łuku wyspowego do pasma górskiego gór zrębowych w obszarze zsuniętych i prowizorycznie zespawanych mikrokontynentów i wreszcie obszaru platformowego, w którego podłożu odmładzane były stare rozłamy i lineacje magmowe, może służyć jako ważny model wieloepokowej superprowincji metalogenicznej i geochemicznej.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

Banaś M., Paulo A., Piekarski K. (1972), O mineralizacji miedziowej i molibdenowej w rejonie Mrzygłodu. On copper and molibden mineralization in the Mrzygłód area. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 1: 3—7.

Bernard J. H. (1979), Introductory lecture to the methodological seminar of the Paragenetic Commission of the IAGOD, Salamanca, April, 1977. *Freib. Forschungsh.* C., 345: 55—112.

Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C. (1970), Ore filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geologica Polonica*, 20, 2: 247—267.

Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C. (1973), Caves filled with clastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 43, 1: 59—71.

Bolewski A. (1939), Zagadnienie „kalifikacji" krakowskich skał magmowych. Problem of kalification of the Cracow igneous rocks. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 15: 42—85.

Broder J. (1931), Diabazy z Niedźwiedziej Góry koło Krzeszowic i towarzyszące utwory. Diabases and associated rocks from Niedźwiedzia Góra near Krzeszowice (In German). *Spraw. Pol. Akad. Um.*, 2, 36.

Breithaupt A. (1849), Paragenesis der Mineralien. Freiberg.

Breithaupt A. (1857), Handbuch der Mineralogie. Arnoldische Buchhandlung. Dresden—Leipzig.

Bukowy S. (1961), Uwagi o mineralizacji skał paleozoicznych w okolicy Krakowa. Some remarks on mineralization in the Paleozoic rocks near Cracow. *Kwart. Geol.*, 5, 2: 22—34.

Bukowy S., Cebulak S. (1964), Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. New data concerning magmatism of the Cracow-Silesian anticlinorium. *Biul. Inst. Geol.*, 184: 41—88.

Bukowy S., Cebulak S. (1971), Przejawy magmatyzmu w rejonie śląsko-krakowskim. The magmatic activity in the Cracow-Silesian region. *Kwart. Geol.*, 15, 3: 703—704.

Bukowy S., Slósarz J. (1968), Wyniki wiercenia Bębło. The results of the Bębło drill hole. *Biul. Inst. Geol.*, 212: 7—38.

Ciemniewska M. (1976), Kalcyfiry z Zawiercia. Calciphyres from Zawiercie. *Przegl. Geol.*, 11: 660—661.

Ekiert F. (1957a), Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia. The geological conditions of igneous rocks occurrence in Mrzygłód near Zawiercie. *Kwart. Geol.*, 1, 1: 106—112.

Ekiert F. (1957b), Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. Genesis of the Silesia-Cracow Zn-Pb ore deposits. Przegl. Geol., 7: 322—325.

Ekiert F. (1968), Late Hercynian mineralization in the northern part of the Upper Silesian area. Intern. Geol. Congr. Report XXIII Sess. Prague. Abstract Book. 1. p. 185.

Ekiert F. (1971), Budowa podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Structures of the Sub-Permian basement of the northeastern border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Prace Inst. Geol.*, 64: 1—77.

Górecka E. (1972), Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, 22: 278—323.

Górecka E. (1978), Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych rejonu Zawiercie. Polimetallic mineralization in the Paleozoic beds of the Zawiercie area. *Prace Inst. Geol.*, 83: 163—169.

Harańczyk C. (1957), Pierwiastki śladowe w minerałach ze śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. Trace elements in the ore minerals from the Silesia-Cracow Zn-Pb ore deposits. *Biul. Inst. Geol.*, 115/63—126.

Harańczyk C. (1962), Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Mineralogy of ore minerals from the Silesia-Cracow ore deposits. *Prace Geol. PAN Oddz. Kraków* 8.

Harańczyk C. (1964), Geochemia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Geochemistry of ore minerals from the Silesia-Cracow oraz deposits. *Prace Geol. PAN Oddz. Kraków*. 30: 1—109.

Harańczyk C. (1965), Złoża Zn-Pb typu śląsko-krakowskiego i ich związek komagmowy ze skałami alkalicznymi. Zinc and lead ore deposits of the Silesia-Cracow type and their comagmatic relation to alkaline-basic rocks. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 3: 132—139 i 4: 187—193.

Harańczyk C. (1970), Ore-bearing dolomite of the root-zone of Silesian-Cracovian Pb-Zn ore deposits. Intern. Union. Geol. Sci. A. No. 2: 384—392. In: Problems of hydrothermal ore deposition. Schweizerbart. Verl. Stuttgart.

Harańczyk C. (1973), Epeirophoresis and genesis of ore deposits. *Acta Geol. Pol.*, 23: 293—323.

Harańczyk C. (1974), Fluoryt z żył kruszcowych w skałach paleozoicznych z Pilicy. Fluorite from ore veins in the Paleozoic rocks from Pilica. *Przegl. Geol.*, 2/3: 109—110.

Harańczyk C. (1975 a), Turmalinizacja skał paleozoicznych w okolicy Pilicy. Turmalinization of the Paleozoic rocks near Pilica. *Przegl. Geol.*, 23, 3: 125—127.

Harańczyk C. (1975 b), Minerały: aikinit, hammaryt i rezbanyit wśród kruszców z Pilicy. The minerals: aikinite, hammarite and rezbanyite among ore minerals from Pilica. *Przegl. Geol.*, 8: 392—395.

Harańczyk C. (1976), Metalogeneza Europy. Metallogenesis of Europe. *Przegl. Geol.*, 6: 329—336.

Harańczyk C. (1977 a), Nowe tellurki bizmutu. New bismuth tellurides. *Spraw. z Posiedz. PAN Oddz. Kraków*. II półrocze: 416—418.

Harańczyk C. (1977 b), Nowe tellurki srebra. New silver tellurides. *Spraw. z Posiedz. PAN Oddz. Kraków*. II półrocze: 415—416.

Harańczyk C. (1977 c), Sprawozdania z badań i projekty prac geologicznych w Dolinie Będkowskiej i Zawierciu. Reports on investigations and projects of geological works in Dolina Będkowska and Zawiercie. Materiały Archiwalne Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie.

Harańczyk C. (1978 a), Krakowska paleozoiczna prowincja tellurkowa. Cracow Paleozoic telluride province. *Przegl. Geol.*, 6: 337—343.

Harańczyk C. (1978 b), Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Polimetallic mineralization in the Paleozoic beds of eastern border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Prace Inst. Geol.*, 83: 171—182.

Harańczyk C. (1979 a), Development of the Variscan mineral parageneses in Poland. Meeting of the Paragenetic Commission of the IAGOD, Salamanca, April, 1977. In: *Freib. Forschungsh.*, C. 345: 7—17.

Harańczyk C. (1979 b), Metallogenic evolution of the Silesia-Cracow region. *Prace Inst. Geol.*, 95: 109—132.

Harańczyk C. (1979 c), Paleozoic porphyry copper deposits in Poland. In: European copper deposits. Belgrade 1980: 89—95.

Harańczyk C. (1981), Fluoryt ze strefy korzeniowej złoża rud Zn-Pb kopalni Bolesław. *Przegl. Geol.*, 6: 107—112.

Harańczyk C., Gałkiewicz T. (1970), Consanguinity of the European zinc-lead ore deposits of Silesian-Cracovian type and their relation to alkaline basic volcanites. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. *Intern. Union Geol. Sci., Ser. A.* 2: 61—66.

Harańczyk C., Gałkiewicz T., Kurek S., Rogoż S., Szostek L. (1980), Porfirowa i skarnowa mineralizacja z Zawiercia. Porphyric and skarn mineralization from Zawiercie. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 11: 484—490 i 12: 558—565.

Harańczyk C., Szostek L. (1970), Przejawy mineralizacji barytowej w obszarze śląsko-krakowskim. Showings of barite mineralization in the Cracow-Silesia area. *Prace Inst. Geol.*, 59: 231—252.

Juśkowiak O. (1971), Petrologia kwaśnych skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Petrology of the siliceous igneous rocks from the northeastern border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 15: 705—706.

Juśkowiak O., Pendias H., Ryka W. (1978), Skały magmowe w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Igneous rocks from the northeastern border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Prace Inst. Geol.*, 83: 75—78.

Juśkowiak O., Ryka W. (1964), Przeobrażenia skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. Alterations of igneous rocks from northeastern border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 8, 2: 398—399.

Kozłowski S. (1955), Intruzje porfirowe w grzbiecie dębnickim. Porphyry intruzions of the Dębnik anticline. *Biul. Inst. Geol.*, 97: 39—102.

Małkowski S., Karasiński M. (1928), Chemiczny skład i charakterystyka petrograficzna lamprofirów Gór Świętokrzyskich i Polskiego Zagłębia Węglowego. Chemical composition and petrographic characteristics of lamprophyres of the Świętokrzyskie Mts and Polish Coal Basin. *Posiedz. Nauk. PIG* 19/20.

Piekarski K. (1971 a), Przejawy mineralizacji w utworach syluru wiercenia Lubliniec. Ore Showings in the Silurian beds of the Lubliniec drill hole. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 4: 189—193.

Piekarski K. (1971 b), Perspektywy występowania złóż miedziowo-molibdenowych w utworach staropaleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Possibility of occurrence of Cu-Mo deposits in the older Paleozoic beds of the NE border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 3: 708—709.

Piekarski K. (1974), Rudonośność utworów staropaleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Ore productivity of older Paleozoic beds of the NE border zone of the Upper Silesian Coal Basin. *Przegl. Geol.*, 12: 587—591.

Ramdohr P. (1942), Gratonite aus den oberschlesischen Bleizincgruben. *Cbl. Min.*, A: 17—32.

Rozen Z. (1909), Dawne lawy wulkaniczne Księstwa Krakowskiego. Old volcanic lavas in the Cracow Princedom. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyrod. Akademii Umiejętności*, Ser. III, 9: 293—368.

Ryka W. (1966), Comagmatic phenomena of the Paleozoic diabaselamprophyre association of Central and Southern Poland. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Praha.

Samsonowicz J. (1928), Lamprofiry okolic Iwanisk w Łysogórach i okolicy Siewierza. Lamprophyres from Iwaniska in Łysogóry and Siewierz area. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 19/20.

Schneiderhöhn H. (1955), Erzlagerstätten. Stuttgart.

Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. Paleozoic beds of the Cracow area. *Biul. Inst. Geol.*, 73.

Siedlecki S. (1962), On the occurrence of the Silurian in eastern and northern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 10, 1: 41—46.

Stille H. (1950), Die kaledonischen Faltung Mitteleuropas in Bilde des gesamteuropeischen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 100: 221—226. Hannover.

Ślósarz J. (1964), Przejawy mineralizacji kruszcowej utworów paleozoicznych w wierceniu „Karniowice". Ore showings in Paleozoic beds in the „Karniowice" drill hole. *Przegl. Geol.*, 7/8: 308—310.

Ślósarz J. (1975), Okruszcowanie utworów paleozoicznych południowej części antyklinorium śląsko-krakowskiego. Ore mineralization in Paleozoic beds of the southern part of Cracow-Silesia anticlinorium (Doctor dissertation). Rozprawa doktorska. *Archiwum Inst. Geol.* Warszawa.

Śliwiński S. (1958), Nowo stwierdzone występowanie kruszców cynku i ołowiu w dewonie obszaru siewierskiego. Newly encountered occurrence of the Zn-Pb ores in Devonian of the Siewierz area. *Przegl. Geol.*, 6: 277—278.

Tschermak G. (1900), Podręcznik mineralogii. Tłumaczenie Morozewicza. Textbook of Mineralogy. Warszawa.

Wernicke F. (1931), Die primären Erzmineralien der Deutsch Bleyscharley Grube bei Beuthen. Oberschl. Archiv. Lagerstättenforsch. 53. Berlin.

Wieser T. (1957), Charakterystyka petrograficzna albitorfirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. Petrographic characteristics of albitophyres, porphyres and diabases from Mrzygłód near Zawiercie. *Kwart. Geol.*, 1, 1: 113—126.

Znosko J. (1964), O konieczności wykonania głębszych wierceń w części apikalnej mrzygłodzkiego batolitu. On necessity of performance of the deeper drillings in the apical zone of the Mrzygłód batholit. *Kwart. Geol.*, 8, 3: 465—477.

Znosko J. (1965), Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Problem of Caledonides and border of the pre-Cambrian platforme in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 188: 197—220.

SUMMARY

The zone between the Bohemian Massif and the border of Eastern European lithospheric plate is marked by the presence of mosaic of small massifs (microcontinents) of Precambrian cratonization. In the Southern Poland these small massifs are separated by at least three orogenic zones, built of folded Paleozoic geosynclinal sediments. These are the Kaczawskie-Janowickie Mts, folded Silesian-Moravian zone and ranges of the Cracovides. The latter zones separate Upper Silesian and Małopolska Massifs. They may be assignated as cordilleras of the Caledonian-Variscan orogen. A distinct dichotomy of geological evolution of the Cracow-Silesian area was ascertained. In the basement of the Upper Silesian tectonic block there occur rocks of the Precambrian cratonization. They are unconformably overlain by Cambrian Scolithus-sandstones. During Ordovician and Silurian this block was emerged and since Devonian it was subjected to gradual subsidence. Consequently, carbonate sediments

were deposited and during Carboniferous an intermontagne or steplike depression developad, forming sedimentation basin of flysch, molasse, and coal measures. On the contrary, the Cracovian area formed a geosynclinal trough during Cambrian-Silurian. The geosynclinal sediments of this zone have been folded by Caledonian tectonic movements. Intrusions of augite gabbro, diabases, synorogenic granodiorites, quartz monzonites and microgranites of calc-alkaline suite have been emplaced before Devonian. Some of them have active contact with Ordovician limestones forming in wall rocks skarn ore bodies. During transgression of the Devonian sea on the Cracovian area, summits of the Caledonian orogen cordilleras formed a paleoinsular zone, surrounded by reef dolomites. It was probably an island arc. After Upper Carboniferous and Permian uplifting a similar zone developed in the Triassic sea. Transgressions were preceded by formation of the foreland grabens. Both the late Silurian and Permian grabens have been filled with conglomerates but they consist of pebbles of completely different rocks. Numerous dikes of rhyodacites, andesites and monzonite porphyries intersect. Devonian and Lower Carboniferous rocks near Mrzygłód, Zawiercie, Pilica, and north of Cracow. They have been altered and contain disseminated Cu-Mo ores. Post-ore final volcanism of the Permian age include potassium rhyolites, trachites, and lamprophyres.

Paragenetic analysis of the discovered ore mineralization prove a complementary paragenesis development and the following sequence. The older Paleozoic andradite-sillimanite skarn is associated with stockwork of gold-bearing quartz veins containing wolframite-scheelite and new tellurides Bi_3Te_4, Bi_3Te_5, BiTeS, $Bi_4Te_2S_2$, $Bi_3Te_2S_2$, $Ag_3CuBiTe_2S_3$ as well as tetradymite, silver-bearing tetradymite, tellurbismuthite, rucklidgeite, lead-bearing csiklovaite, wissite and altaite. It is followed by feldspar-tourmaline cemented breaccias with some Nb-Sc-Ce-La-bearing rutile and traces of cassiterite. Finally, siderite-pyrite-chalcopyrite paragenesis completes pre-Devonian ore mineral association in the core of the Cracovides Mts. Younger Paleozoic mineral association include Cu-Mo porphyry complex. Metasomatic alterations, K-feldspatization, sericitization, and biotitization with associated proximal stockwork system of veins of Cu-Mo mineralization, and distal tectonic veins containing ore formations represent typical porphyry copper mineralization Their complexes were drilled in Zawiercie, Pilica, and Dolina Będkowska valley. Richly mineralized infiltration Mg-Ca skarn of this stage was formed in the Devonian carbonate rocks in Zawiercie.

Mesozoic and Tertiary mineralization overlapped the zones of Paleozoic mineralization in the basement rocks and in epi-Caledonian cover but is best developed in the epi-Variscan platform cover. Four main generations of the ore have been distinguished, first of sphalerite-marcasite associate with main dolomitization, second of the karstiform Zn-Pb-Fe-As

ores filling different caves, third of main galena, and fourth, the youngest of the Zn-Pb-Fe ores paragenetic with barite and rare fluorite. The development of mineral parageneses lasted during more than 300 mln years and might be related to a magmatic evolution of the island arc stage, formation of Caledonian Cracovides orogen, its deformation, and formation of epi-Caledonian and epi-Variscan cover. Intermittant rejuvenation of hydrothermal activity reached also later formed epi-Variscan platform cover built mainly of Triassic sequence. Final parageneses were already associated with alkaline-basic magmatism of platform cover stage.

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATION OF PLATES

Plansza — Plate I

Fig. 1. Skarn andradytowo-sylimanitowy. Kryształy andradytu (Ga) w sąsiedztwie szczeliny wypełnionej kwarcem, wykazują budowę atolową i zmianę postaci kryształów z dwunastościennej w rdzeniu na dwudziestoczterościenną w części zewnętrznej oddzielonej kwarcem. Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 507 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 1. Andradite-sillimanite skarn. Andradite crystals, situated near the fissure filled with quartz, display atol structure and habitus variation. The dodecahedral core is separated by quartz band from outer part showing icositetrahedral form. Ryczów, borehole WB-111, 507 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 2. Skarn andradytowo-sylimanitowy. Sześcienne kryształy andradytu (Ga) są obrośnięte powłoką kryształu posiadającą postać dwudziestoczterościenną, wykształconą od strony szczeliny wypełnionej kwarcem.

Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 507. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 2. Andradite-sillimanite skarn. The cubic andradite crystals are lined by icositetrahedral garnet in a void toward the fissure filled with quartz.

Ryczów, borehole WB-111, 507 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 3. Metasomatyt kwarcowo-siarczkowy w skarnie. W kwarcu występują złożone blasty kruszcowe, których wnętrze tworzy czarny sfaleryt (Sf) z wrostkami pirytu, otoczony bornitem (Bo), jasnoszary, poprzenikany chalkopirytem (Chp). Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 556 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 3. Quartz-sulfide metasomatite in the skarn. Complex blasts of ore minerals occur in quartz. Their core in built of black sphalerite (Sf) containing pyrite ingrowths. The core is lined with bornite (Bo), lightgrey, invaded vy chalkopyrite (Chp).

Ryczów, borehole WB-111, 556 m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 4. Metasomatyt kwarcowo-siarczkowy w skarnie. Idioblast pirytowy (Py) od wnętrza zastępowany przez galenę. Szczelina powleczona idiomorficznymi kryształami kwarcu i wypełniona agregatem bornitu (Bo) zastępowanego wzdłuż płaszczyzn łupliwości chalkopirytem (Chp).

Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 555 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 4. Quartz-sulfide metasomatite in the Ryczów skarn. Pyrite idioblast replaced inside by galena. The fissure is lined with drussy quartz and infilled with bornite (Bo) replaced by chalkopyrite (Chp) along fracture surfaces. Ryczów, borehole WB-111, 555 m. Polished section, parallel nicols.

Plansza — Plate II

Fig. 1. Skupienie wolframitu (W), ferberytu, scheelitu (Sch), ciemnoszary z tellurkami, tetradymitem i minerałem o wzorze Bi_4TeS_2 oraz siarkosolami, wittichenitem (Wi) i emplektytem (Ep) (biały, nieco ciemniejszy) w żyle kwarcowej (czarny) systemu sztokwerkowego w skałach skarnu. Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 399 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 1. Ingrowths of wolframite (ferberite) with scheelite (Sch), darkergrey, associated with tetradymite and mineral Bi_4TeS_2, as well as sulphosalts wittichenite (Wi) and emplectite (Ep), slightly darker, in quartz vein. Ryczów, borehole WB-111, 399 m. Polishetd section, parallel nicols.

Fig. 2. Skupienie tellurków bizmutu i srebra (Ag) w żyle kwarcowej systemu sztokwerkowego w osłonie skarnu. W tetradymicie (Td), jasnoszary, skupienie minerału o wzorze $Ag_3CuBiTe_2S_2$ (biały relief ujemny, Ag) oraz wittichenitu (Wi) i emplektytu (Ep), ciemnoszare w górnym prawym rogu zdjęcia oraz pojedyncze ciemne płytki molibdenitu (szary), przy dolnym kontakcie z kwarcem żyłowym (czarny). Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 427 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 2. Cluster of bismuth and silver tellurides in the quartz vein of the stockwork cutting skarn wall rocks. Ingrowths of mineral $Ag_3CuBiTe_2S_2$, white negative relief, with wittichenite (Wi) and emplectite (Ep), darkgrey distributed, in tetradymite (Td). Some molybdenite plates are seen near contact with quartz vein. Ryczów, borehole WB-111, 427 m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 3. Skupienia tellurków bizmutu, tetradymitu (Td) i minerału o wzorze Bi_3Te_4 (jasnoszary). W dolnej części skupienia zrost pirytowy (biały i relief). Ryczów, otwór wiertniczy WB-111, głębokość 363 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 3. Cluster of bismuth tellurides, tetradymite (Td), mineral Bi_3Te_4 (lightgrey). Pyrite aggregate is seen in the lower part of cluster. Ryczów, borehole WB-111, 363. m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 4. Kryształy kosalitu srebronośnego (Co) w żyle kwarcowej, w skupieniu kalcytowym. Dolina Będkowska, koło miejscowości Jawor. Otwór wiertniczy WB-102, głębokość 664. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 4. Silver-bearing cosalite (Co) in a calcite cluster in the quartz vein. Dolina Będkowska valley, borehole WB-102, 664 m. Polished section, parallel nicols.

Plansza — Plate III

Fig. 1. Topaz (Tz) neosomatyczny w staropaleozoicznym piaskowcu, regenerowanym i okruszcowanym teleskopowo w sąsiedztwie pnia intruzji monzonitowej w okruszcowanym polu dajkowym, dajek ryodacytowych w Zawierciu. W topazie widoczne rurkowe inkluzje dwufazowe rozmieszczone zgodnie z płaszczyznami łupliwości kryształu. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-13, głębokość 473 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 1. Neosomatic topaz (Tz) in the Middle Cambrian arcose sandstone regenerated and tellescopially mineralized in the zone adjacent the monzogranite stock intrusion. The zone is intersected by rhyolite dikes. Two phases tube inclusions are distributed along the fracture planes of this topaz. Zawiercie, Borehole ZMZ-13, 473 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 2. Silnie sturmalinizowane dolnokambryjskie metapelity. Różnorodnie zorientowane pręcikowate kryształy turmalinu (Tu) przenikają fragment sfeldspatyzowanej skały. Pilica, otwór wiertniczy WB-114, głębokość 424 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig 2. Intensively tourmalinized Cambrian metapelites. Disorderly oriented acicular crystals of tourmaline (Tu) penetrate feldspatized fragment of the rock. Pilica, borehole WB-114 424 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 3. Sfeldspatyzowane i sturmalinizowane fragmenty zbrekcjowanych skał dolnokambryjskich. Skała sturmalinizowana (Tu) zastępowana jest z kolei przez młodszy chloryt (Chl). Pilica, otwór wiertniczy WB-114, głębokość 499 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 3. Feldspatized and tourmalinized fragments of the brecciated Cambrian rocks. The tourmalinized rock is subsequently replaced by younger chlorite (Chl). Pilica, borehole WB-114, 499 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 4. Pojedyncze kryształy akcesorycznego kasyterytu (Css) tkwiące w sturmalinizowanych żyłowych skaleniach strefy brekcjowej. Ryczów, otwór wiertniczy WB-114, głębokość 424 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 4. Accessory cassiterite crystals distributed in the tourmalinized vein feldspars from the breccia zone. Ryczów, borehole WB-114, 424 m. Thin section, parallel nicols.

Plansza — Plate IV

Fig. 1. Strefa piroksenowa skarnu infiltracyjnego kompleksu porfirowego, rozwiniętego w dewońskich skałach węglanowych. Idiomorficzne kryształy diopsydu (Px) na tle schlorytyzowanej (Chl) skały węglanowej (Ca). Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 201 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 1. Pyroxene zone of the infiltration skarn of porphyhy copper complex formed in the Devonian carbonate beds. Idiomorphic diopside crystals seen on background of chloritized (Chl) carbonate rocks (Ca). Zawiercie, borehole ZMZ-9, 201 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 2. Strefa piroksenowo-amfibolowa skarnu infiltracyjnego. Słupkowe kryształy amfibolu (Amf) szeregu tremolit — aktynolit resorbując przenikają agregat diopsydowy (Px). Pozostałą przestrzeń wypełnia chloryt. Widoczne pojedyncze ziarna pirytu (czarne). Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 198 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

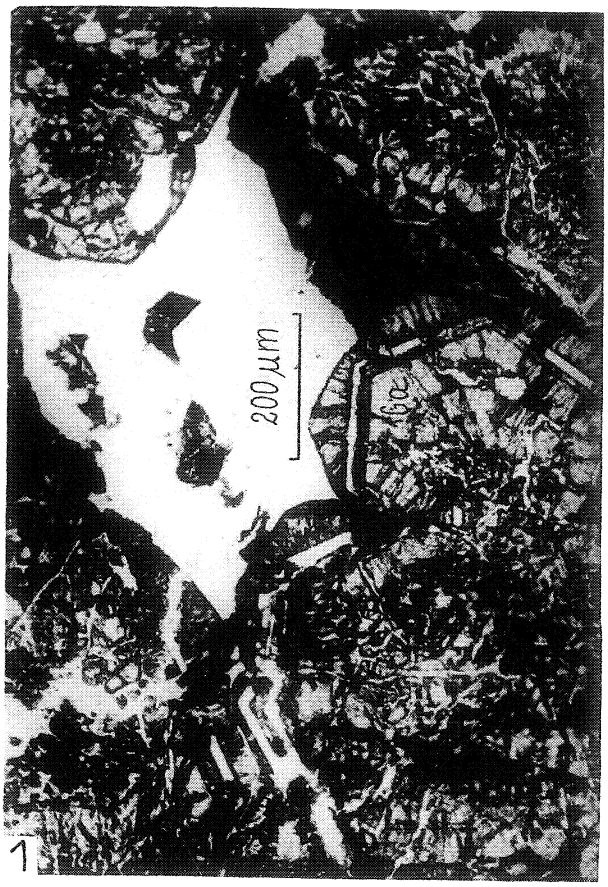
Fig. 2. Pyroxene-amphibole zone of the infiltration skarn. Columnar amphibole crystals (Amf) of tremolite-actinolite series penetrate diopside aggregate (Px). Remaining matrix is built of chlorite with some pyrite (Black). Zawiercie, borehole ZMZ-9, 198 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 3. Styk strefy forsterytowej i granatowej skarnu infiltracyjnego. Poikilitowe kryształy granatu (Ga) okludują wcześniej powstałe ziarna forsterytu (Fo). Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 199,3 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 3. Contact of the forsterite and garnet zones in the infiltration skarn. The poikilitic garnet crystals include earlier formed forsterite grains (Fo). Zawiercie, borehole ZMZ-9, 199,3 m. Thin section, parallel nicols.

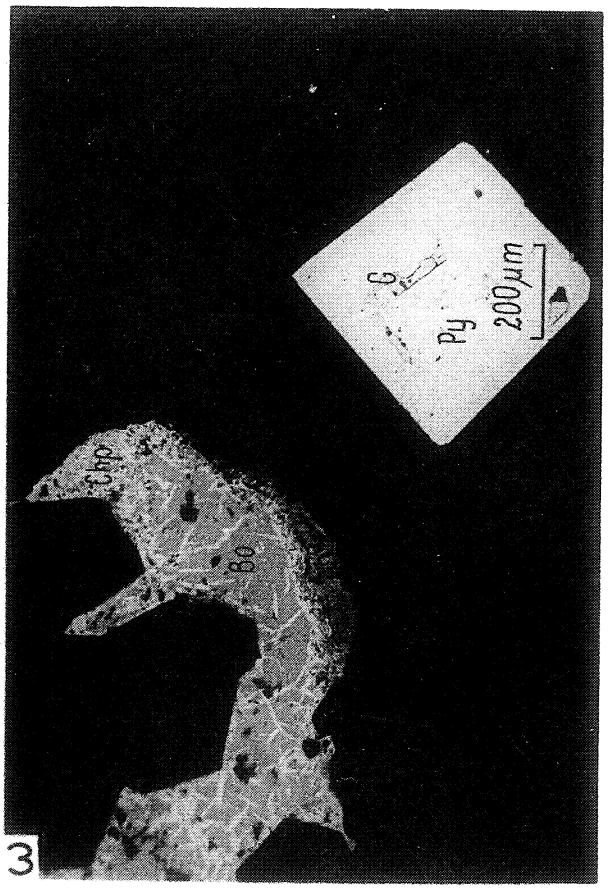
Fig. 4. Strefa forsterytowa (Fo) w skarnie w skałach dewońskich Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 199,6 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 4. The forsterite (Fo) zone in the Devonian carbonate beds. Zawiercie, borehole ZMZ-9, 199,6 m. Thin section, parallel nicols.

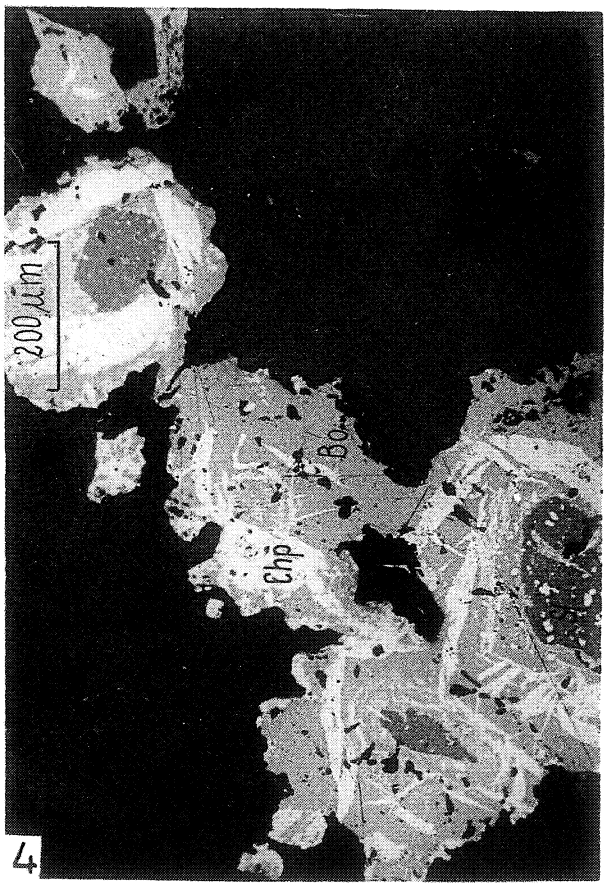


1

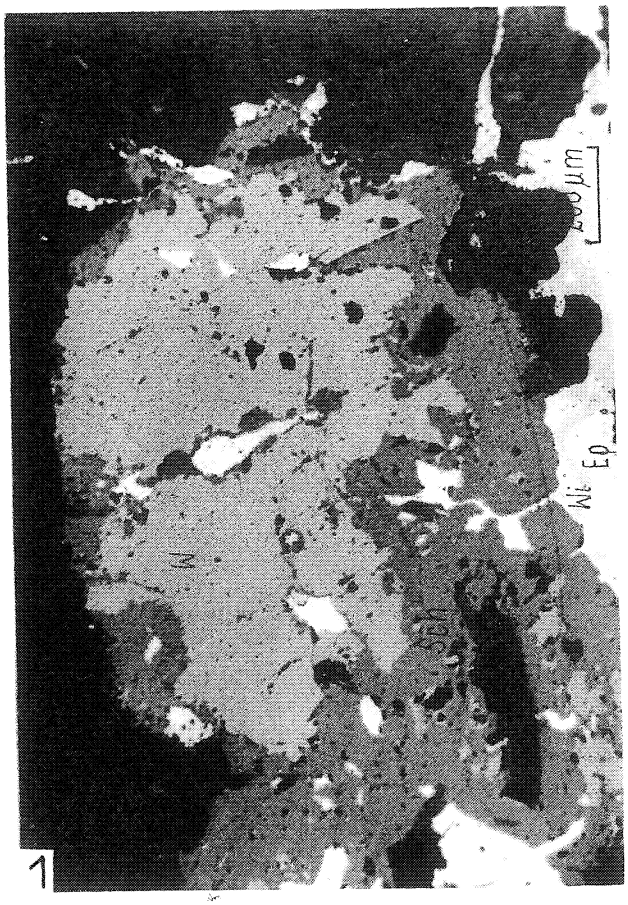
2



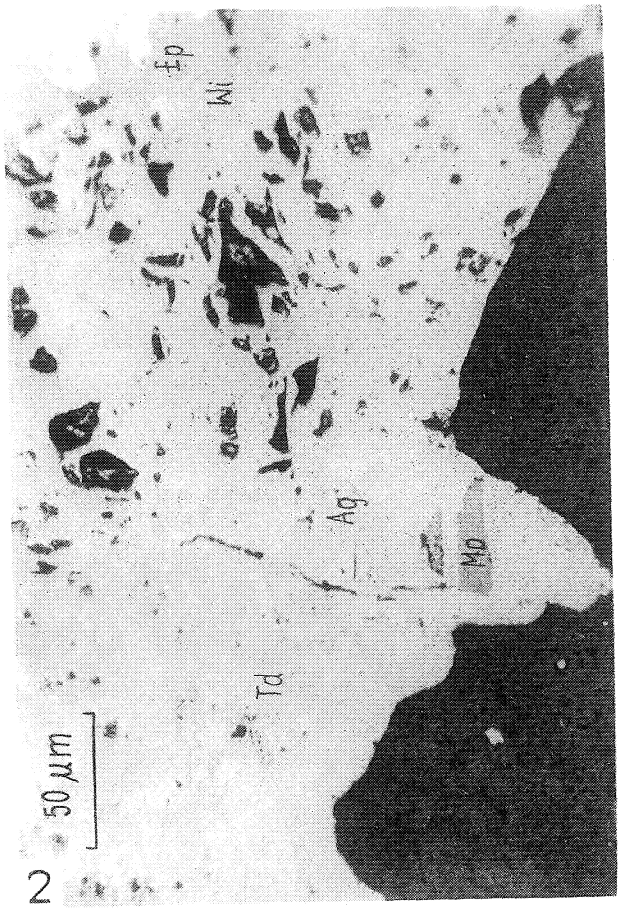
3



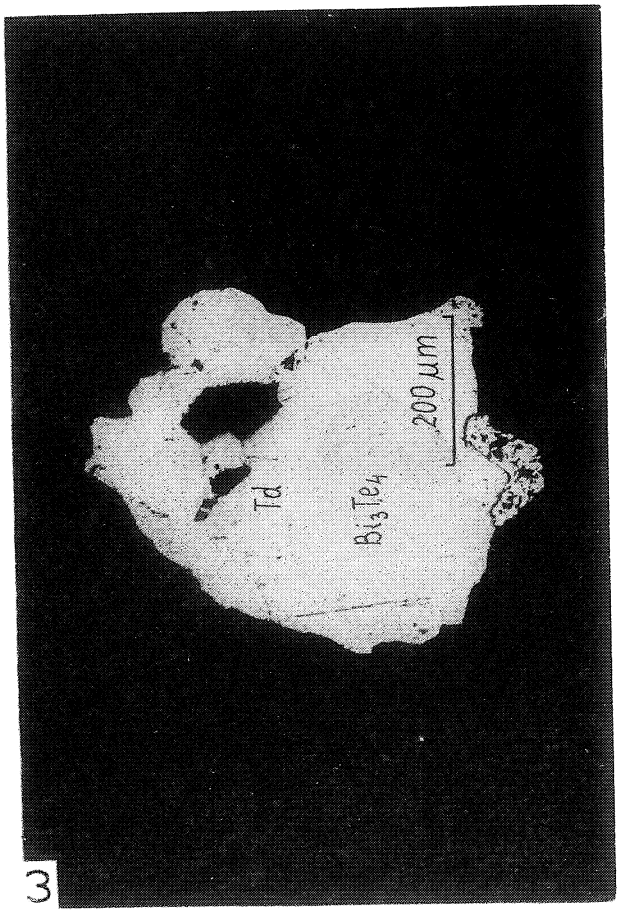
4



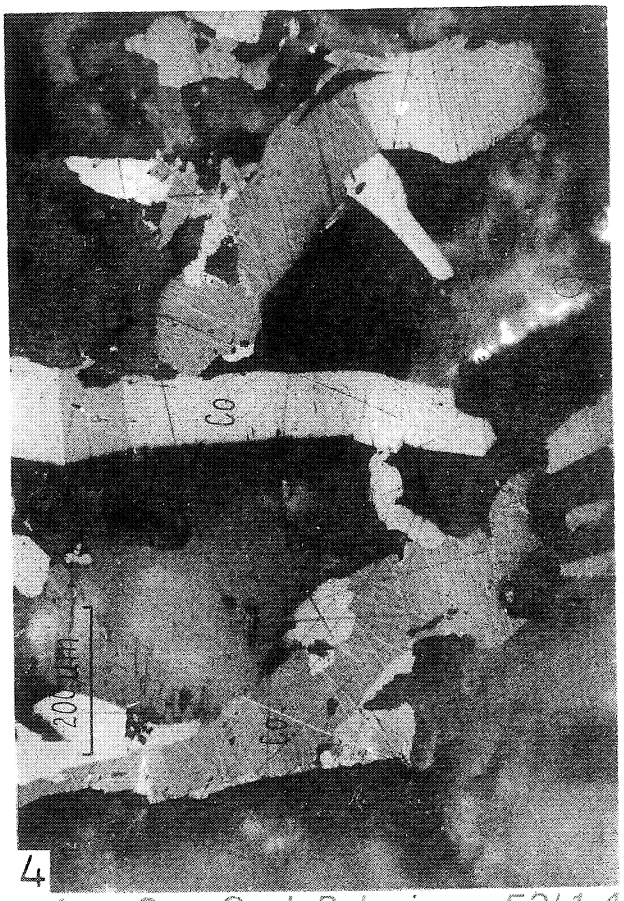
1



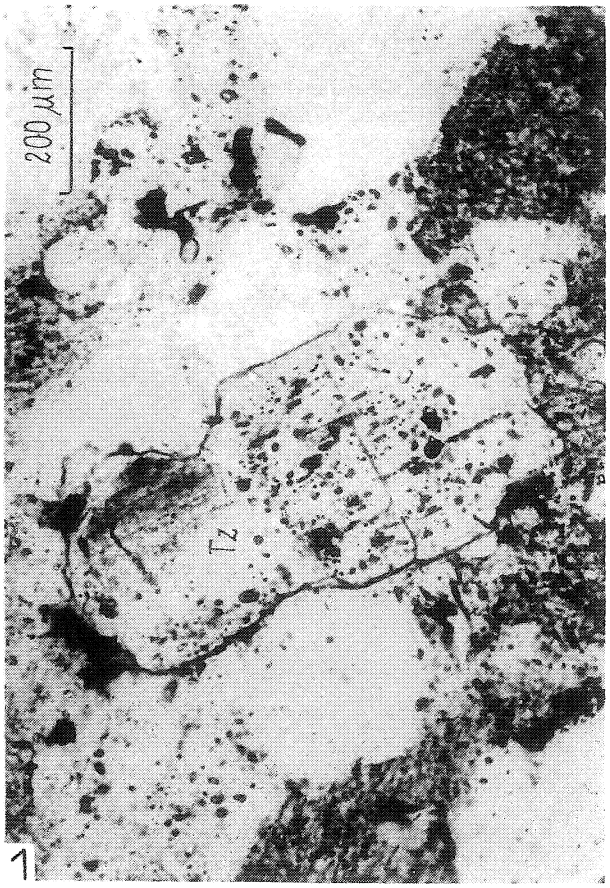
2



3

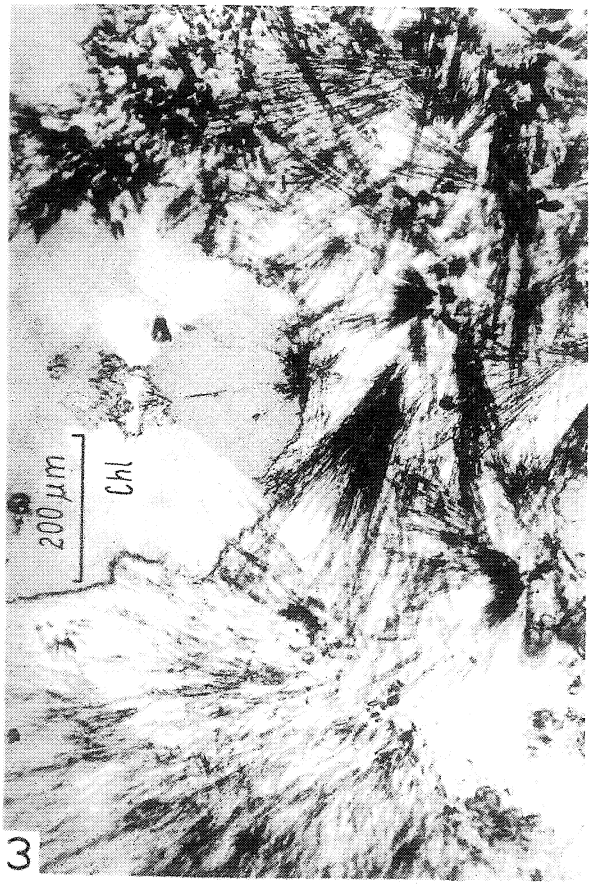


4

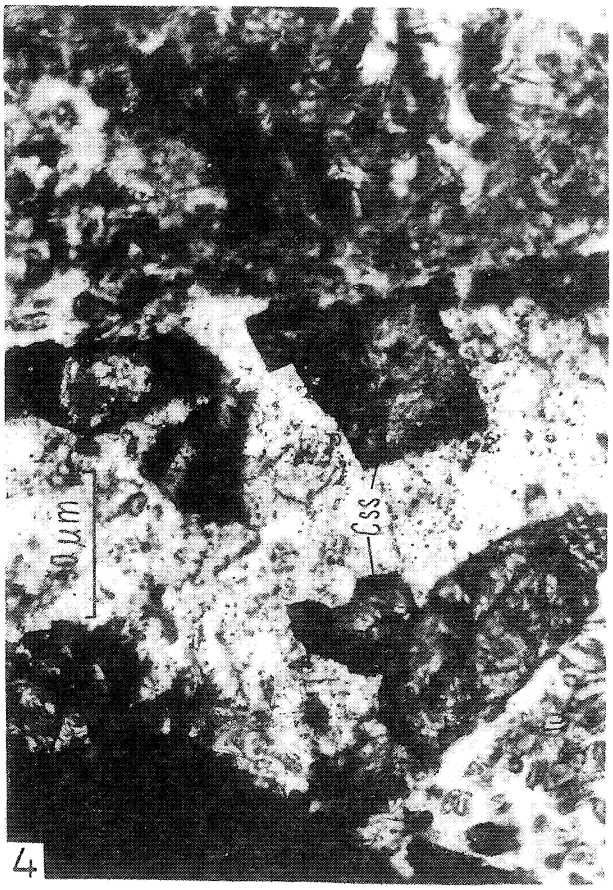


1

2



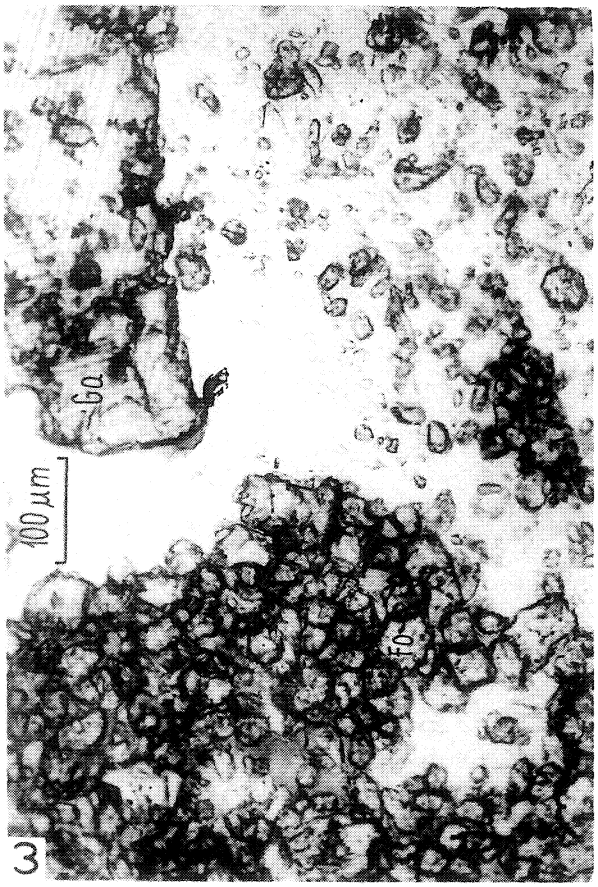
3



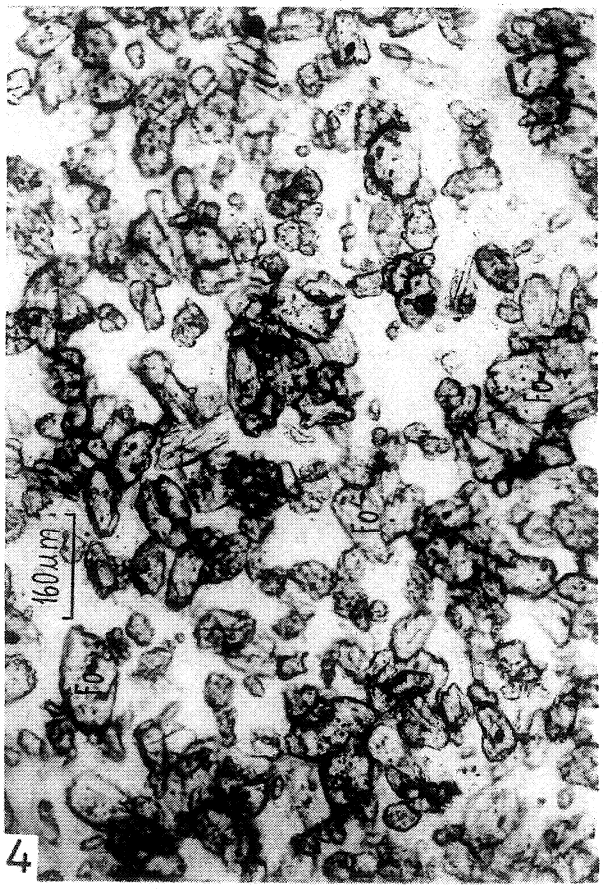
4

1

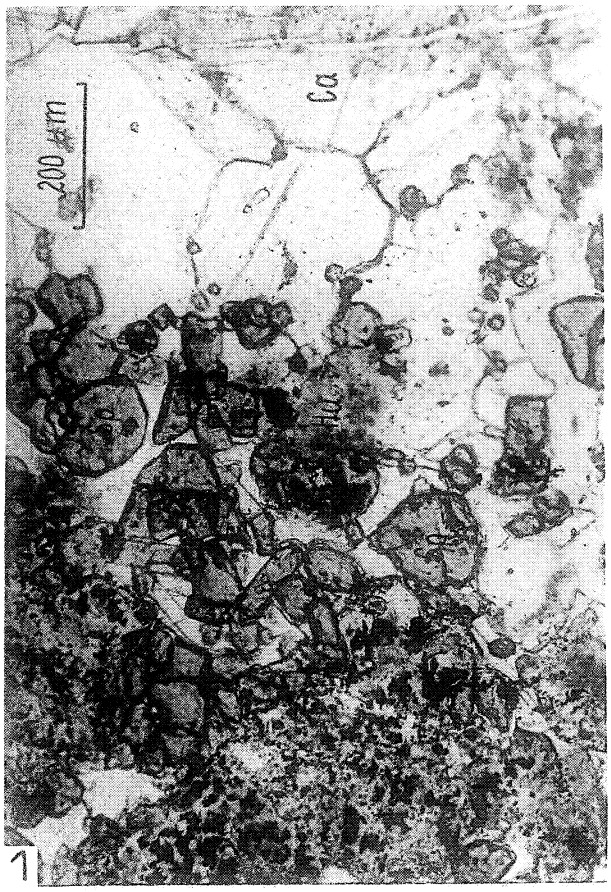
2



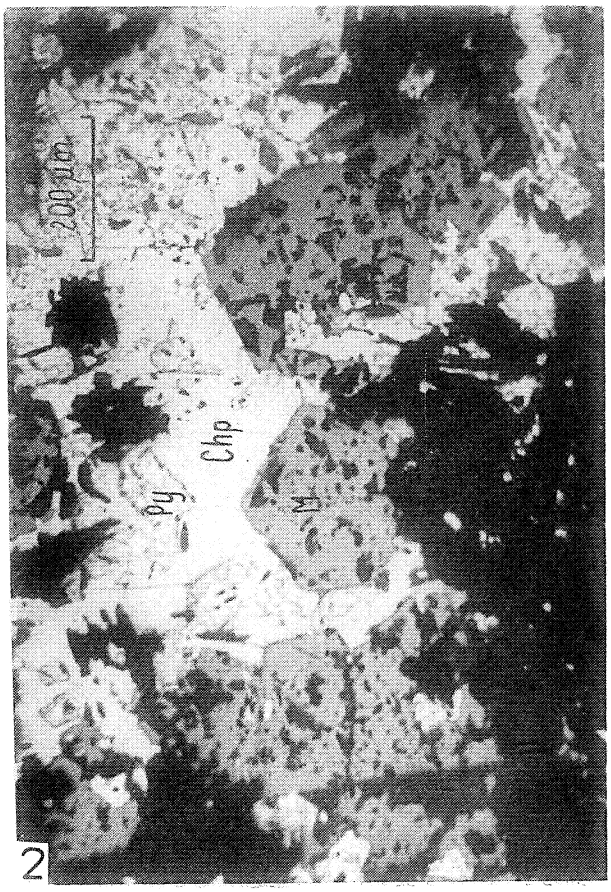
3



4

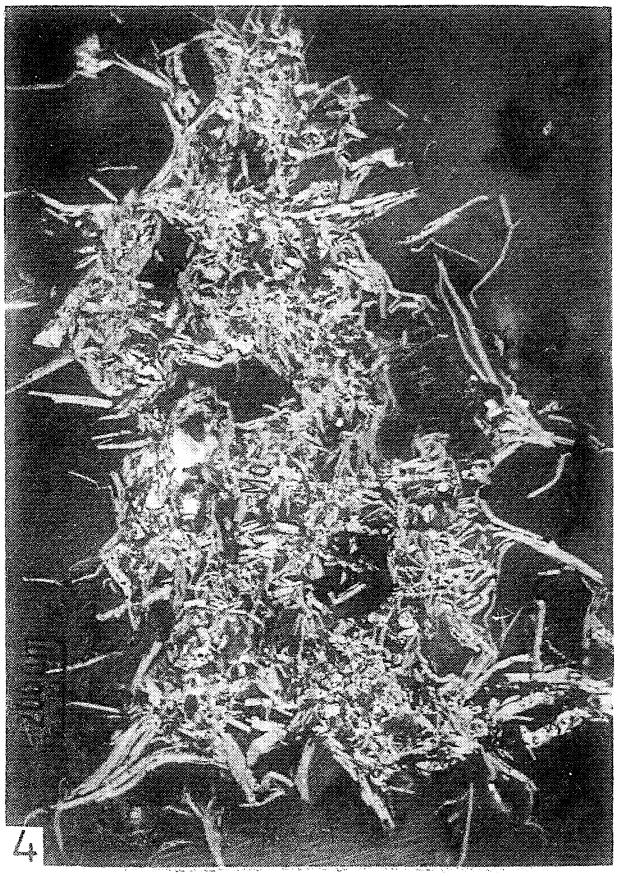


1

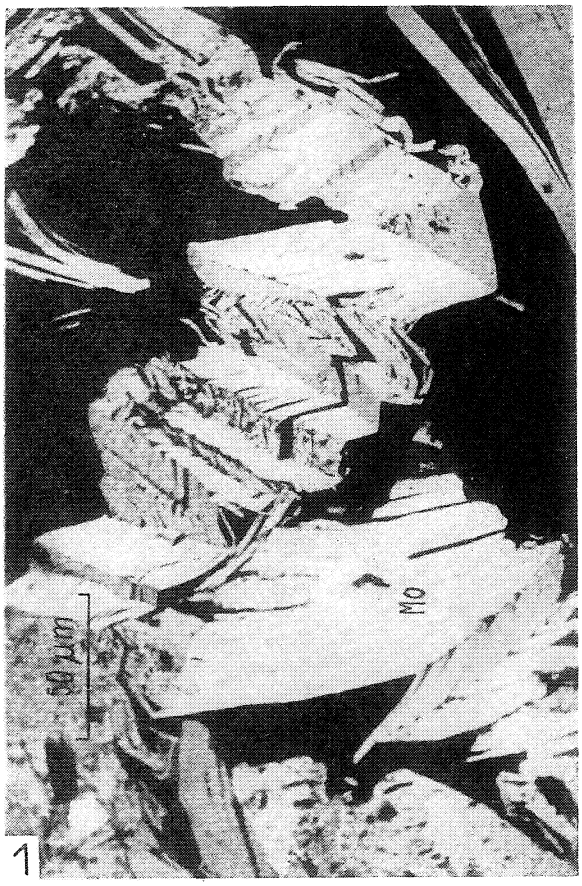


2

3

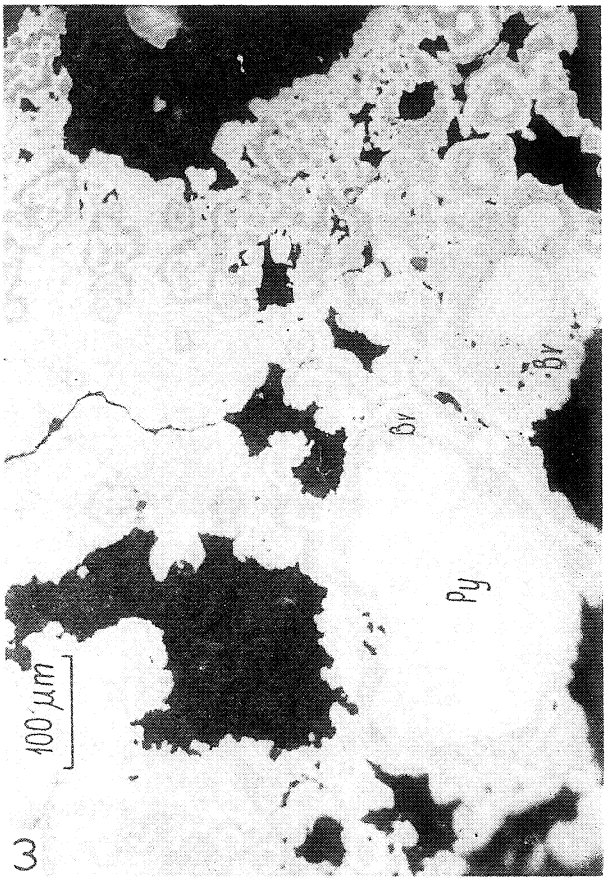


4

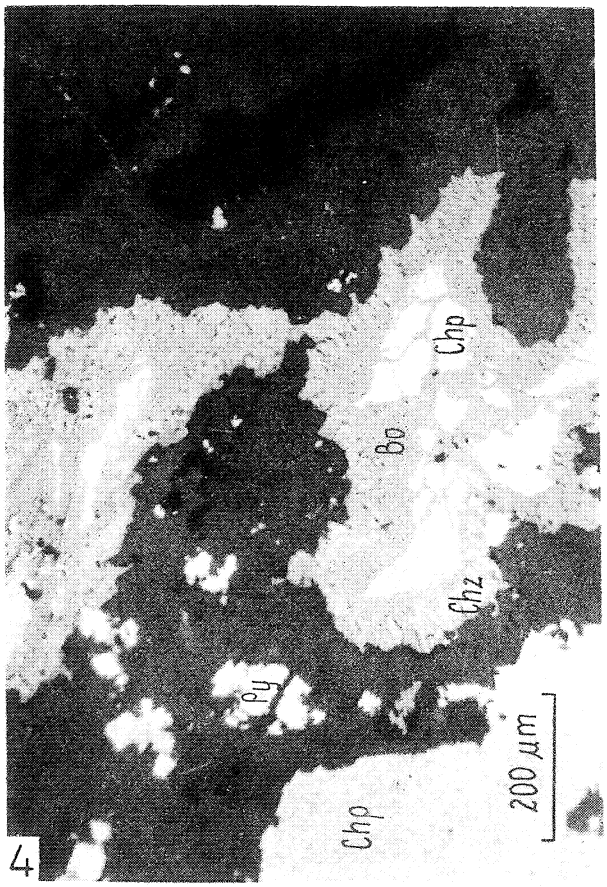


1

2



3



4

Plansza — Plate V

Fig. 1. Skarn spinelowo-humitowy przechodzący w kalcyfir spinelowy. Izometryczne kryształy spineli (Sp), szare i relief dodatni, miejscami z powłoką wtórnych minerałów grupy humitu (Hu) i serpentynu. Pozostałą część pola wypełnia dolomit. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-7, głębokość 129 m. Światło przechodzące, nikole równoległe.

Fig. 1. Spinel-humite skarn grading in spinel caliphyre. Isometric spinel crystals (Sp) are partly lined with secondary minerals of humite and serpentyne groups. Matrix is built of dolomite. Zawiercie, borehole ZMZ-7, 129 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 2. Okruszcowanie skarnu z Zawiercia. Idiomorficzne kryształy magnetytu (M), szare, na tle agregatu chalkopirytowego (Chp), biały gładki i pirytowego (Py), biały i relief dodatni. Ciemne fragmenty pola zajmują minerały krzemianowe. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 203 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 2. The ores of the Zawiercie skarn in Devonian beds. Idiomorphic magnetite crystals (M) occurring in the chalcopyrite aggregate (Chp) with some pyrite (Py), positive relief. Silicate minerals form dark part of the photo. Zawiercie, borehole ZMZ-9, 203 m. Thin section, parallel nicols.

Fig. 3. Metasomatyt amfibolowo-kruszcowy ze strefy infiltracyjnego skarnu wapniowego w skałach węglanowych dewonu. Agregat tworzą idiomorficzne amfibole (Amf) szeregu tremolit-aktynolit oraz hipidiomorficzny chalkopiryt (Chp), biały gładki i piryt (Py), biały, relief dodatni. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 195 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 3. The ore-bearing amphibole metasomatite of the infiltration Ca-skarn in the Devonian carbonate beds. Aggregate of idiomorphic amphiboles (Amf) of tremolite-actinolite series and hipidiomorphic chalcopyrite (Chp), white smooth, with some pyrite (Py), white, positive relief Zawiercie, borehole ZMZ-9, 195 m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 4. Metasomatyczne (rozetkowe) skupienia molibdenu (Mo) w żyle kwarcowej sztokwerku mineralizacji porfirowej. Dolina Będkowska, koło miejscowości Jawor. Otwór wiertniczy WB-102, głębokość 607 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 4. Metasomatic rosette molybdenite (Mo) clusters in the vein of stockwork of the porphyry copper deposit. Dolina Będkowska near locality Jawor, borehole WB-102, 607 m. Polished section, parallel nicols.

Plansza — Plate VI

Fig. 1. Fragment skupienia rozetkowego molibdenu (Mo) w magnezowej części skarnu w skałach dewońskich. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 208 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 1. Fragment of molybdenite rosette cluster in the magnesium part of the skarn in Devonian beds. Zawiercie, borehole ZMZ-9, 208 m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 2. Strefa wtórnej serpentynizacji w dolomicie dewońskim, związanej z procesami degradacji skarnu magnezowego. Agregat drobnych blaszkowatych kryształów antygorytu (Se) przecinają grubiej krystaliczne żyłki talkowe (Tl) zawierające nieprzezroczyste kryształy pirytu. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-10, głębokość 185 m. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane.

Fig. 2. Photomicrograph showing a zone of secondary serpentinization associated with degradation processes in the magnesium part of the Zawiercie skarn. Aggregate of tinyantigorite flakes (Se) crosscut coarser crystalline talc veinlets (Tl) containing opaque pyrite cubes. Zawiercie, borehole ZMZ-10, 185 m. Thin section, crossed nicols.

Fig. 3. Fragment żyły ankerytowo-pirytowej tnącej spękaną dolną część skarnu z Zawiercia. Zdjęcie przedstawia agregat kryształów o budowie zonalnej pirytu (Py) z bravoitem (Bv), ciemnoszary. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 221 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 3. Photomicrograph showing a fragment of the ankeritepyrite vein cutting lower fractured part of the Zawiercie skarn. An aggregate of zonal crystals built of pyrite and bravoite (Bv), darkgrey. Zawiercie, borehole ZMZ-9, 221 m. Polished section, parallel nicols.

Fig. 4. Sporadycznie występujące wtórne minerały cementacyjne w słabo nadwietrzałej użylonej części skarnu z Zawiercia. Chalkopiryt (Chp) obrasta bornitem (Bo), szary, który jest z kolei otoczony zewnętrzną girlandą chalkozynu (Chz). Widoczne pojedyncze idiomorficzne sześcienne kryształy pirytu, białe i relief dodatni. Zawiercie, otwór wiertniczy ZMZ-9, głębokość 185 m. Światło odbite, nikole równoległe.

Fig. 4. Sporadically occurring secondary minerals cementing weakly weathered veined part of the Zawiercie skarn. Photomicrograph showing chalcopyrite lined with bornite (Bo), grey, which is surrounded by outer girland of chalcosite (Cc). Some cubic pyrite crystals are also seen. Zawiercie, borehole ZMZ-9, 185 m. Polished section, parallel nicols.