

豊羽鉱山出雲鍾と空知鍾の鉱化作用*

太田 英 順**

OHTA, E. (1980) Mineralization of Izumo and Sorachi veins of the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 31(12), p. 585-597.

Abstract: Izumo and Sorachi veins of the Toyoha lead-zinc deposits contain considerable amount of tin, indium, silver and minor amount of tungsten. Underground observations of these veins and the ore texture studies discriminate, three types of ore facies as follows:

- (I) FeS-rich sphalerite + pyrrhotite
- (II) FeS-poor sphalerite + chalcopyrite dots + Pyrite
- (III) Galena + chalcopyrite + freibergite + quartz

By means of EPMA analyses and microscopic observations, two types of indium minerals were found. Simplified chemical composition of them are $\text{Cu}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{InS}_4$ (Zn-In mineral) and AgInS_2 (Ag-In mineral) respectively. Zn-In mineral occurs with cassiterite, stannite and wolframite in the facies II. On the other hand, Ag-In mineral occurs with silver minerals such as hcartite and pyrargyrite in the facies III or in the fissures of the facies I and II. Pyrrhotite and FeS-rich sphalerite, except those at the lower part of Izumo vein, have altered largely to pyrite-marcasite aggregate and FeS-poor sphalerite respectively, but those which have been out of contact with later ore solution have remained as they were even at the upper part of the veins.

From these facts and additional detailed observations of the ore microtexture, the process of ore formation are concluded as follows:

- (a) Cassiterite was formed by settling of crystallites and/or colloidal particles which attained their sizes before their deposition. This process of deposition is in contrast to that of stannite, which crystallized directly from the solution phase.
- (b) Hcartite and Ag-In mineral were formed at the last stage of the mineralization mainly by the reaction of the dissolved silver in the ore solution with the tin and indium in the ore minerals of the facies II.
- (c) The relationship between pyrrhotite and pyrite-marcasite aggregate shows well for the latter to have been formed through the alteration process of facies I by the ore solution of facies II.

1. は し が き

豊羽鉱山は札幌市の西方およそ40 kmに位置する。現在稼行されている本山鉱床は大小あわせて数十条の含銀・鉛・亜鉛脈からなり、その産出粗鉱量はおよそ35,000トン/月である。近年、本鉱床東南部に位置する出雲鍾と空知鍾の探査・開発が進むにつれ、それらの性格が次第に明らかになってきた(小野ほか, 1976; 橋本ほか, 1977)と同時に、両鍾を中心として錫鉱物・インジウム鉱物・タングステン鉱物など、これまで本鉱床に知られていなかった鉱物の産出することが確認された(矢

島, 1977; 太田・矢島, 1977; 成田ほか, 1977; 太田, 1980)。これらの鉱物の存在は、本鉱床のみならず、西部北海道全体の鉱床区を考える上で重要な意味を持つものである。本稿ではこれらの鉱物の分布の中心となっている出雲鍾及び空知鍾について、鉱石組織・鉱物共生関係などを記載し、鉱石鉱物の沈殿過程及び生成環境について考察する。

2. 鉱脈とその生成過程モデル

豊羽鉱山の地質・鉱床については既に多くの詳細な報告(阿古目・原口, 1963, 1967; 原口・田島, 1969; 阿古目ほか, 1970; TOKUNAGA, 1970; 宮島ほか, 1971; SHIKAZONO, 1975; 橋本ほか, 1977)がある。

* 本稿の一部については鉱山地質学会1980年度年会で講演した。

** 北海道支所

本鉱床を構成する鉱脈群(第1図)は、中新世訓練期のものでとされている黒色頁岩・凝灰質頁岩・砂岩などからなる豊羽層と、これを覆うプロピライトとを母岩とし、E-W系を主とする前期脈とN-S及びNW-SE系を主とする後期脈とに大別されている。

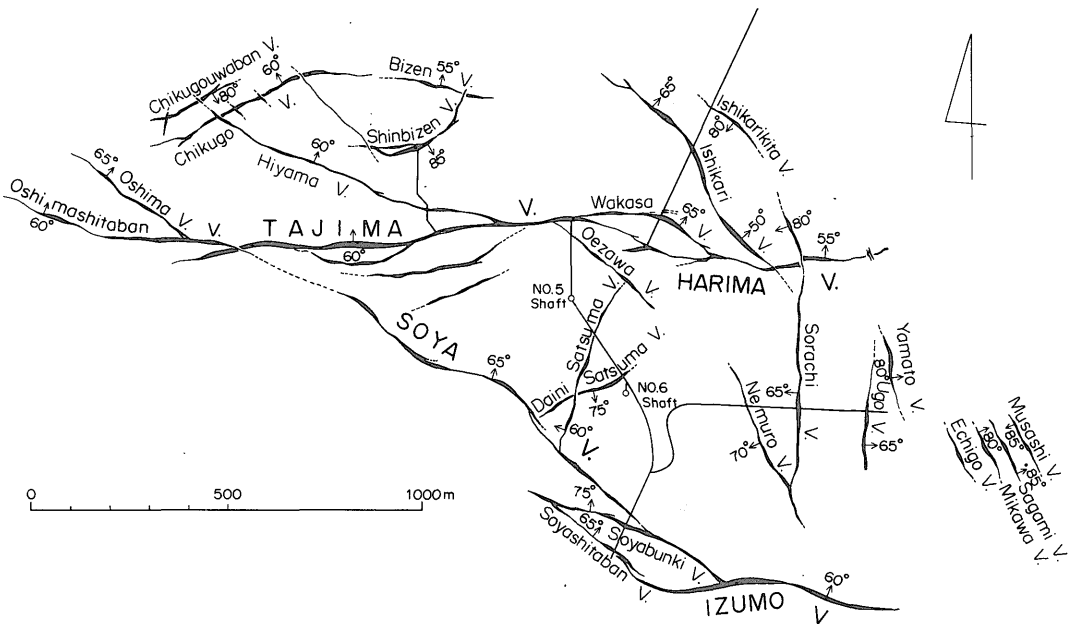
この“前期脈”・“後期脈”という用語は、以下に述べるように、これまで厳密な規定のないまま使用されてきたきらいがある。すなわち、鉱石を胚胎する場となった割れ目のうち、鉱床生成開始以前から存在するもの間の前後関係は、後に割れ目を満たした鉱脈生成の前後関係とは全く別のカテゴリーに属するものであり、鉱床生成終了後に動いた割れ目についても同じことである。また、前期脈としたものの鉱石の一部が、後期鉱化作用によるものであったり、あるいは逆に、後期脈としたものの鉱石の一部が、前期鉱化作用によるものであったりすることもある。しかし、前期脈とされる但馬鍾・播磨鍾などと、後期脈とされる宗谷鍾・空知鍾の間には明瞭な脈質の相違があり、鉱石の主要部分についていえば、空知鍾が播磨鍾を、宗谷鍾が但馬鍾をそれぞれ切っていること、それぞれ後者がそこで若干の位置の転位を示していることも確実である。以上のような理由から、筆者は割れ目の前後関係によらず、各鉱脈を構成する鉱石の主要部分が晶出・沈殿した時期の前後関係により、本鉱床の鉱脈(鉱化作用)を前期生成脈(鉱化作用)と後期生成脈(鉱化作用)とに分ける立場をとる。

YAJIMA・OHTA(1979)は鉱床のほぼ全体にわたる多数の試料について、鏡下における鉱物共生の観察と包有物の充填温度及び塩濃度の測定を行い、これらの結果や資料を矛盾なく説明し得る鉱床生成過程モデル(第2図)を提案した。このモデルは、前期鉱化作用をもたらした鉱液が播磨鍾下部より但馬鍾へと流れ、主としてE-W系の割れ目を充たしたのに対し、後期鉱化作用では、より高温の鉱液が出雲鍾南東方向下部の熱源より後期生成脈を形成しつつ北上し、前期生成脈を通り抜ける際にその鉱石と反応して、赤鉄鉱を磁鉄鉱化させると同時に輝銀鉱を沈殿せしめたとするもので、出雲鍾を後期生成脈の中心的存在とみなすものである。

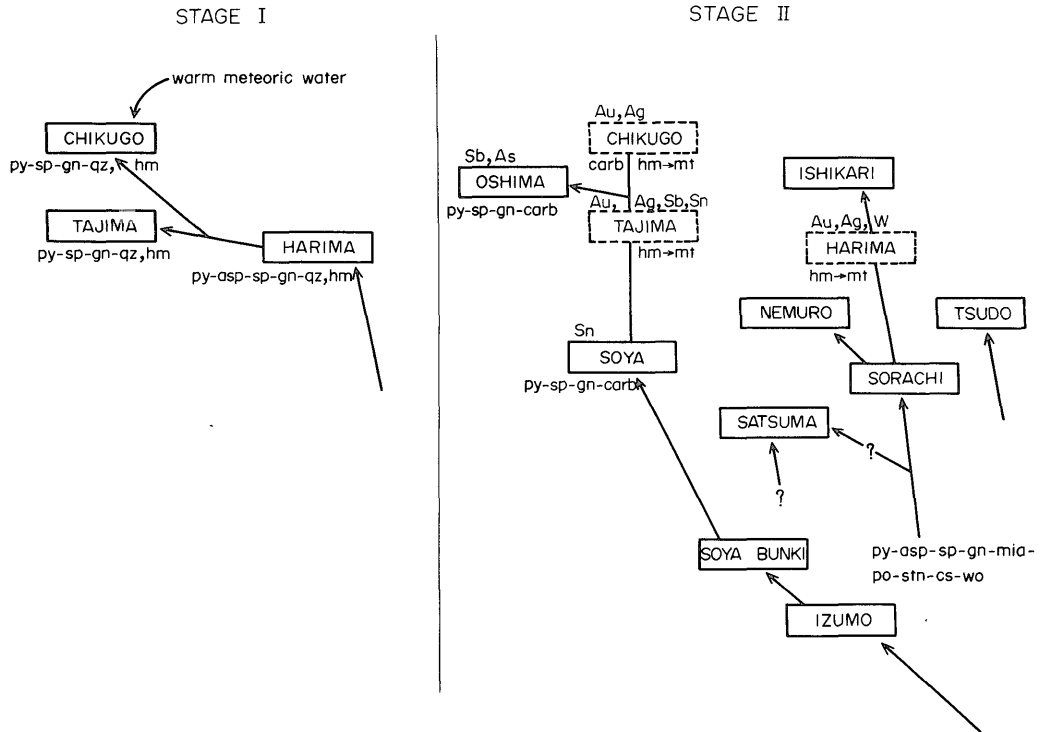
3. 錫鉱物とインジウム鉱物の分布及び産状

現在までに錫鉱物の産出が確認されているのは出雲・空知・根室・石狩・薩摩・第二薩摩・宗谷分岐・宗谷下盤の各鍾と、但馬及び播磨鍾の一部であるが、量的には鉱床東南部の出雲・空知両鍾が分布の中心となる。但馬鍾西42号付近など、前期脈の一部にも錫鉱物が産するが、これらは後期鉱化作用をもたらした鉱液が前期生成脈を通過する際に晶出あるいは沈殿したものとみなしうる(YAJIMA・OHTA, 1979)。インジウム鉱物は現在までのところ出雲・空知両鍾以外では確認されていない。

空知鍾250 mLにおける鉱脈のスケッチ(第3図)に示すように、鉱石相は肉眼及び鏡下の観察結果から、その



第1図 豊羽鉱山鉱脈図(YAJIMA and OHTA, 1979)



第2図 鉱脈形成過程 (鉱液の移動方向と生成鉱物) を示す概念図 (YAJIMA and OHTA, 1979).

asp: 硫砒鉄鉱, carb: 炭酸塩鉱物, cs: 錫石, gn: 方鉛鉱, hm: 赤鉄鉱, mia: 銀硫酸鉱物, mt: 磁鉄鉱, po: 磁硫鉄鉱, py: 黄鉄鉱, qz: 石英, sp: 閃亜鉛鉱, stn: 黄錫鉱, wo: 鉄マンガン重石.
 図中の元素名はその元素を含む鉱物が生成したことを示す。

生成順にⅠ・Ⅱ・Ⅲの3相に区分される。Ⅰ相の主要部分は鉱化作用の初期に共生していた黒色細粒閃亜鉛鉱と磁硫鉄鉱であるが、後に述べるように、坑道レベルでは鉱脈全般を通して磁硫鉄鉱の大部分が白鉄鉱あるいは黄鉄鉱に変化しており、閃亜鉛鉱はいたる所でⅡ相の褐色閃亜鉛鉱に交代されている。Ⅱ相は点滴状黄銅鉱を伴う褐色～黒褐色粗粒閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱を主とし、Ⅰ相及び母岩を切る細脈を形成するほか、Ⅰ相を半ば交代した形で、Ⅰ相と混在していることが多い(第3図・第4図)。

錫鉱物とインジウム鉱物はいずれもⅡ及びⅢ相中に産するが、一般に細粒なために肉眼では認め難い。

4. 鉱石組成と鉱物共生

空知・出雲両鍾における鉱石組織並びに鉱物共生関係はほぼ同様であるので、これらのうち主なものを一括して以下に記載する。

4.1 磁硫鉄鉱と白鉄鉱・黄鉄鉱集合体

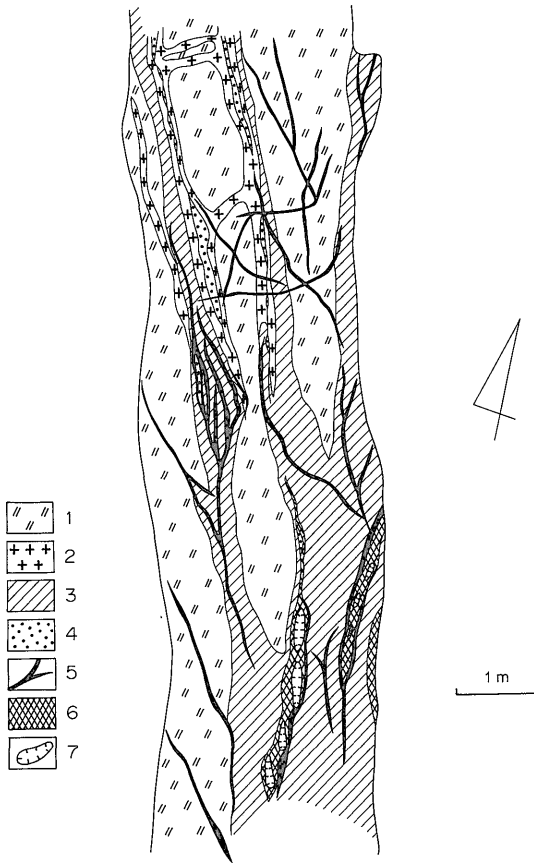
前述したように坑道レベル(150-300mL)では、Ⅰ相の中に特徴的な白鉄鉱・黄鉄鉱集合体が見られる。これ

は径数十 μm の白鉄鉱もしくは黄鉄鉱の柱状集合体(Plate 1-1, 2)であるが、両者の割合は試料によって異なり、白鉄鉱のみで構成されるものから黄鉄鉱のものまで様々である。

この集合体と接する閃亜鉛鉱中には柱状もしくは粒状の磁硫鉄鉱が見られる(Plate 1-3)ことが多い。また、出雲鍾下部(およそ500 mLに相当すると思われる)のボーリングコア試料中には同様の外形を示す磁硫鉄鉱の集合体、あるいはこれが白鉄鉱・黄鉄鉱集合体や方鉛鉱・閃亜鉛鉱・錫石などに半ば交代されているものが見出される。これらの事実から坑道レベルに見られる白鉄鉱・黄鉄鉱集合体は、出雲鍾下部に存在するような磁硫鉄鉱の柱状結晶集合体の仮像であることが明らかである(YAJIMA・OHTA, 1979)。

4.2 閃亜鉛鉱

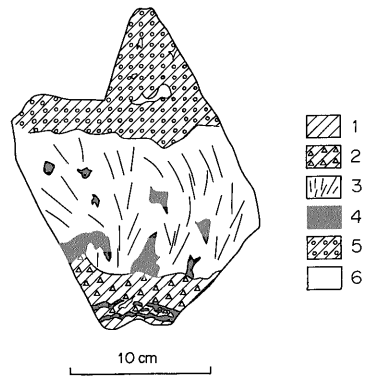
交代されずに残存する一部の磁硫鉄鉱と共存する閃亜鉛鉱は、SCOTT・BARNES(1971)及びSCOTT・KISSIN(1973)の実験結果から予想される値に見合った10-20モル%程度のFeS成分を含んでおり、中にはFeS 38モル%に達するものもあるが、銅をほとんど含有しない。この



第3図 空知鍾 250 mL における鉛脈スケッチ

- 1: 変質母岩.
- 2: 黒色細粒閃亜鉛鉱と白鉄鉱・黄鉄鉱化した磁硫鉄鉱 (I相).
- 3: 母岩及びI相中にII相が混入した部分 (I相+II相).
- 4: 乳白色石英.
- 5: 褐色閃亜鉛鉱, 黄鉄鉱と方鉛鉱 (II相).
- 6: 方鉛鉱, 黄銅鉱と含銀四面銅鉱 (III相).
- 7: 石英晶洞.

ような閃亜鉛鉱はI相に属する. しかし, 磁硫鉄鉱が交代されると同時に閃亜鉛鉱も, FeS 含有量数モル%で, 点滴状黄銅鉱を伴う閃亜鉛鉱 (II相に属する) に交代されており, それと同時に一部が溶脱され, 黄鉄鉱・石英などに置き換えられている. 鉄の多い閃亜鉛鉱とそれを交代する鉄の少ないものとの境界は, 肉眼では組織・色・鉱物粒の大きさなどの相違により, 鏡下では明るさの相違により見分けることができる. 反射顕微鏡下における, 鉄含有量の差による閃亜鉛鉱の反射率の差を Plate 1-4 に示す. 第1表に閃亜鉛鉱中の鉄含有量を, 第2表に FeS 38モル%に達する閃亜鉛鉱 (marmatite) の分析値を示す.



第4図 空知鍾 300 mL の鉛石切断面スケッチ

- 1: 褐色閃亜鉛鉱 (II相).
- 2: 黒色及び褐色閃亜鉛鉱, 黄鉄鉱, 錫石, 含銀四面銅鉱, 銀-インジウム鉱物, ホカルタイトと硫砒鉄鉱 (I相, II相, III相の入り混じったもの).
- 3: 白鉄鉱・黄鉄鉱化した磁硫鉄鉱 (I相).
- 4: 褐色閃亜鉛鉱, 亜鉛-インジウム鉱物と錫石 (II相).
- 5: 多孔質閃亜鉛鉱 (I相の黒色のものをII相の褐色のものが交代しつつある), 錫石と亜鉛-インジウム鉱物 (II相).
- 6: 石英晶洞.

第1表 各相における閃亜鉛鉱の FeS 含有量と共生鉱物

No.	Locality	FeS (mol%)	Mineral paragenesis	Facies
1	Sorachi 250 mL	0.9	sp-cp-fr-py-qz	III
2	"	1.9	sp-ZIn	II
3	"	1.2	sp-asp	II
4	"	11.6	sp-po	I
5	"	17.7	sp-po	I
6	Izumo 300 mL	2.8	sp-cs-py-ser	II
7	"	4.9	sp-st-cs-py-cp	II

FeS 含有量は第2表と同じ測定条件で EPMA により分析した.

asp: 硫砒鉄鉱, cp: 黄銅鉱, cs: 錫石, fr: 含銀四面銅鉱, po: 磁硫鉄鉱, py: 黄鉄鉱, qz: 石英, ser: セリサイト, sp: 閃亜鉛鉱, st: 黄銅鉱, ZIn: 亜鉛-インジウム鉱物.

4.3 錫石と鉄マンガン重石

錫石の一部はI相に属する可能性もあるが、ほとんどが径 10-20 μm 程度の粒状又はその集合体としてII相中に産し、一般にコロフォーム状、樹枝状を呈する (矢島, 1977)。試料によっては、自形の小さな結晶粒子が同サイズの閃亜鉛鉱粒子と前後して、黄鉄鉱の上に沈殿したものも見られる。この沈殿は特定の一方方向に向けた面上のみ行われている (Plate 1-5)。これらの事実は錫石が鉱液から直接現在の場所に沈殿したものではなく、鉱液中に浮遊した状態で 10-20 μm 程度の粒子に成長した後に付着・沈殿したもので、このような沈殿形式のために重力や鉱液の流動方向の影響を強く受けたことを物語る。これは瑪瑙などに典型的に見られる沈殿形式である (SUNAGAWA・OHTA, 1976)。

錫石と共生する鉱物には、閃亜鉛鉱・黄錫鉱の他に鉄マンガン重石・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱中の点滴状黄銅鉱・後に述べる亜鉛-インジウム鉱物などがある。白鉄鉱・黄鉄鉱集合体の割れ目を埋める閃亜鉛鉱・黄錫鉱・亜鉛-インジウム鉱物・錫石の顕微鏡写真を Plate 1-6 に示す。

4.4 黄錫鉱

II相中に産し、錫石と同時期かそれよりやや遅れた時期に晶出している。錫石とは対照的に、閃亜鉛鉱中に自

形あるいは半自形をなして成長しており、鉱液から直接晶出したものである。光学的性質は矢島 (1977) が記載しているように、多色性が弱いこと以外は他鉱山産のものとはほぼ一致する。試料によっては異方性の非常に弱いものもあるが、これは亜鉛の含有量の相違によるものと思われる。幾つかの分析値を比較してみると、異方性の強いものは亜鉛含有量が 2-3 wt% であるのに対し、異方性の弱いものは 7 wt% 程度の亜鉛と少量のインジウムを含む傾向が認められる。第 2 表に両者の分析値を示す。

4.5 硫砒鉄鉱

硫砒鉄鉱はI相の末期からIII相にかけて断続的に晶出している。I相の末期のものは先に述べた白鉄鉱・黄鉄鉱化した磁硫鉄鉱を覆い、その断面がストーンサークル状をなす特徴的な組織を示して産する (Plate 1-7, 8; 2-1)。この組織は直径が 1 cm 程度の肉眼でも認められる大きさのものから直径 100 μm 以下のものまでであるが、いずれの場合も硫砒鉄鉱が、白鉄鉱・黄鉄鉱化される以前の磁硫鉄鉱の結晶面を直接覆って成長したものである。このことは、磁硫鉄鉱が白鉄鉱・黄鉄鉱化される際に、その外周や内側の一部が閃亜鉛鉱・方鉛鉱などに置き換えられている場合でも、硫砒鉄鉱が初生の磁硫鉄鉱の外形をそのまま縁どっている事実により証明される。Plate 1-8 は Plate 1-7 と同一部分の透過顕微鏡像

第 2 表 黄錫鉱, 亜鉛-インジウム鉱物, 銀-インジウム鉱物, 含銀四面銅鉱, 鉄含有量の多い閃亜鉛鉱 (marmatite) の EPMA 分析値

	1	2	3	4	5	6	7	8
S	29.48	29.66	29.92	30.15	21.74	21.49	23.67	33.87
Fe	11.46	8.56	2.83	1.08	0.24	0.18	2.37	22.52
Cu	29.84	26.94	14.17	13.43	0.80	0.52	29.98	—
Zn	2.07	7.61	30.14	29.19	1.37	1.31	5.51	43.48
Ag	—	—	—	0.29	36.28	37.48	9.41	—
In	—	0.73	21.99	24.39	39.18	39.19	—	—
Sn	27.53	27.18	1.73	0.84	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	28.59	—
Total	100.38	100.68	100.78	99.37	99.61	100.17	99.53	99.87
1;	stannite I	IZ 300 mL		Cu _{2.04} (Fe, Zn) _{1.03} Sn _{1.01} S ₄				
2;	stannite II	IZ b.c.		Cu _{1.83} (Fe, Zn) _{1.16} (Sn, In) _{1.02} S ₄				
3;	Zn-In min.	IZ b.c.		Cu _{0.96} (Zn, Fe) _{2.20} (In, Sn) _{0.88} S ₄				
4;	Zn-In min.	SR 250 mL		(Cu, Ag) _{0.91} (Zn, Fe) _{1.98} (In, Sn) _{0.93} S ₄				
5;	Ag-In min.	SR 300 mL		Ag _{0.99} (Zn, Cu, Fe) _{0.11} In _{1.01} S ₂				
6;	Ag-In min.	SR 300 mL		Ag _{1.04} (Zn, Cu, Fe) _{0.09} In _{1.02} S ₂				
7;	freibergite	SR 250 mL		(Cu, Ag) _{9.85} (Zn, Fe) _{2.24} Sb _{4.13} S ₁₃				
8;	marmatite	SR 200 mL		(Zn _{0.63} Fe _{0.38}) _{1.01} S				

測定条件は 加速電圧: 20 KV, 試料電流: 0.01-0.02 mA, X線取出し角: 52.5度である。
標準試料は S, Fe, Cu に天然黄銅鉱を、他の元素には純金属を用いた。

で、ストーンサークル状組織の内部の閃亜鉛鉱が磁硫鉄鉱の溶脱した穴を埋めて、周囲より内側へ向かって成長したことを示すものである。すなわち、この組織の形成過程は

1. 磁硫鉄鉱を覆って成長した硫砒鉄鉱の存在
2. 磁硫鉄鉱の白鉄鉱・黄鉄鉱化と一部の溶脱
3. 溶脱部を閃亜鉛鉱などが埋める

といったものである。

硫砒鉄鉱は黄錫鉱や次に述べる亜鉛-インジウム鉱物とも共生し (Plate 2-2)、Ⅲ相中では黄銅鉱・含銀四面銅鉱・石英と共生している。

4.6 インジウム鉱物

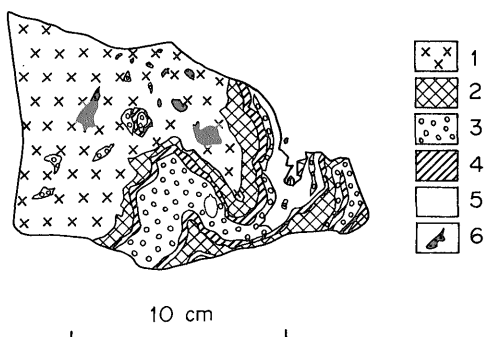
現在までに二種類のインジウム鉱物が空知鍾で確認されている。本稿ではこれらをそれぞれ、亜鉛-インジウム鉱物及び銀-インジウム鉱物と名づけておくことにする。

亜鉛-インジウム鉱物は空知鍾と出雲鍾に広く分布し、例外なく閃亜鉛鉱中に帯状をなして産する。帯の幅は出雲鍾下部のボーリングコア (500mLに相当すると思われる) では数10 μm と比較的広いが、現在の坑道レベル (150-300mL) では1-10 μm ほどである。場所によってはこのような帯が数本集合して束状を呈する。一般に黄錫鉱・錫石・硫砒鉄鉱と共生し、白鉄鉱・黄鉄鉱化した磁硫鉄鉱を切る閃亜鉛鉱中に産する。研磨硬度は閃亜鉛鉱とほぼ同じで、色は閃亜鉛鉱よりやや黄色味を帯び、多色性は無いが弱い異方性が見られる。Plate 1-6; 2-3に亜鉛-インジウム鉱物を示す。

銀-インジウム鉱物は今のところ空知鍾でのみ確認されているが、出雲鍾にも産する可能性が多い。この鉱物は亜鉛-インジウム鉱物を切って産し、ホカルタイト (孤島, 1979)・濃紅銀鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱と共生する (Plate 2-4)。研磨硬度はホカルタイトとほぼ同じで、反射色はホカルタイトよりやや赤紫色を帯び、強い異方性を示すが多色性は見られない。

4.7 黄銅鉱と含銀四面銅鉱

黄銅鉱はⅠ相中には見られないが、Ⅱ相においては閃亜鉛鉱中に点滴状に、又は黄錫鉱の核として産する。Ⅲ相においては局部的に濃集して硫砒鉄鉱・石英と共に晶洞や閃亜鉛鉱の割れ目などを埋め、場所によっては亜鉛-インジウム鉱物などを交代している (Plate 2-5, 6)。黄銅鉱とほぼ同時期に含銀四面銅鉱も晶出しているが、第5図に示すように、黄銅鉱が晶洞や割れ目を埋めるのに対し含銀四面銅鉱が閃亜鉛鉱を交代して産する傾向にあることは興味深い。孤島ほか (1979) によれば含銀四面銅鉱中の銀含有量は28wt%と高い値を示すものがあるが、本研究で分析した数個の試料は9-17wt%の銀含有



第5図 空知鍾 200 mL の鉱石切断面スケッチ

- 1: 石英, 黄鉄鉱と硫砒鉄鉱 (Ⅲ相)。
- 2: 含銀四面銅鉱, 硫砒鉄鉱, 石英 (Ⅲ相) とこれらに交代されつつある黄錫鉱, 閃亜鉛鉱 (Ⅱ相)。
- 3: 黄銅鉱と黄鉄鉱 (Ⅲ相)。
- 4: 褐色閃亜鉛鉱と黄錫鉱 (Ⅱ相); 一部は含銀四面銅鉱などに交代されている。
- 5: 石英晶洞。
- 6: 鉱石溶脱部。

量を示し、産出場所によりかなりの差があるものと思われる。第2表に含銀四面銅鉱の分析値の一例を示す。

4.8 その他の鉱物

方鉛鉱は黄銅鉱と似た挙動を示し、Ⅰ相からⅢ相にかけて次第にその量を増しつつ、数回にわたって晶出している。Ⅰ相からⅡ相の初期にかけてのものは磁硫鉄鉱を包有していることがある (Plate 2-7)。Ⅲ相中のものは主として晶洞を埋める粗粒結晶集合体として産するが、一部はアンチモンを3wt%程度含む自然砒を伴って閃亜鉛鉱などを交代している。

濃紅銀鉱・ホカルタイトなどの銀鉱物類は、先に述べた銀-インジウム鉱物・含銀四面銅鉱と同様に、Ⅰ相及びⅡ相の鉱石を交代して産し、Ⅲ相に属するものと考えられる。これらの鉱物は互いに密接な関係をもって晶出・沈殿したと思われるが、その詳細な分布状況と鉱物共生関係については今後も検討の必要がある。

矢島 (1978) は出雲・空知両鍾を中心とする幾つかの鉱脈中にグラファイトとルチルが存在することを報告し、これらが母岩の堆積岩類に由来すると考えた。しかしその後の研究の結果によると、ルチルが堆積岩類のほとんど見られない鉱床深部にも認められた。従ってルチルが錫石や鉄マンガン重石と同じ起源をもつ可能性もある (矢島, 私信)。

5. 考 察

鉱脈及び鉱石の組織と鉱物共生関係から、出雲・空知両鍾における主要鉱石鉱物の沈殿過程と生成環境について考察する。

5.1 錫鉱物とインジウム鉱物の沈殿過程

錫鉱物のうち量的に多いものは錫石と黄錫鉱である。両者は共生する場合が多いが、時期的には錫石の沈殿がやや先行している。4.4で述べたように、鉱液から直接晶出・成長した錫石はほとんど認められない。このことは鉱液が錫石に過飽和ではなかったことを示す。従って鏡下に認められる小粒子状錫石は現在の坑道レベルで生成したものではなく、鉱床の深部から運ばれてきたものである。一方、径10 μm程度の小さな錫石が残存していることから、鉱液が錫石に極度に不飽和ではなかったことも確かである。すなわち、鉱液は出雲・空知両鍾の全域にわたって錫石にほぼ飽和しており、黄錫鉱は錫石と平衡に近い状態を保ちつつ溶液相から直接成長したものと考えられる。

ホカルタイトは、錫石・黄錫鉱と共生する閃亜鉛鉱を切る方鉛鉱・含銀四面銅鉱・濃紅銀鉱と共生することから、Ⅲ相の生成時期にⅡ相中に存在していた錫鉱物が、鉱液中の銀の活動度の上昇にともない、これと反応した結果生成したものともなされる。

亜鉛-インジウム鉱物と銀-インジウム鉱物の関係は黄錫鉱とホカルタイトの関係と同様で、銀-インジウム鉱物が亜鉛-インジウム鉱物を一部交代している。このように錫鉱物とインジウム鉱物は分布・生成時期・生成過程がいずれも良く似ており、その起源も同じと考えられ

る。

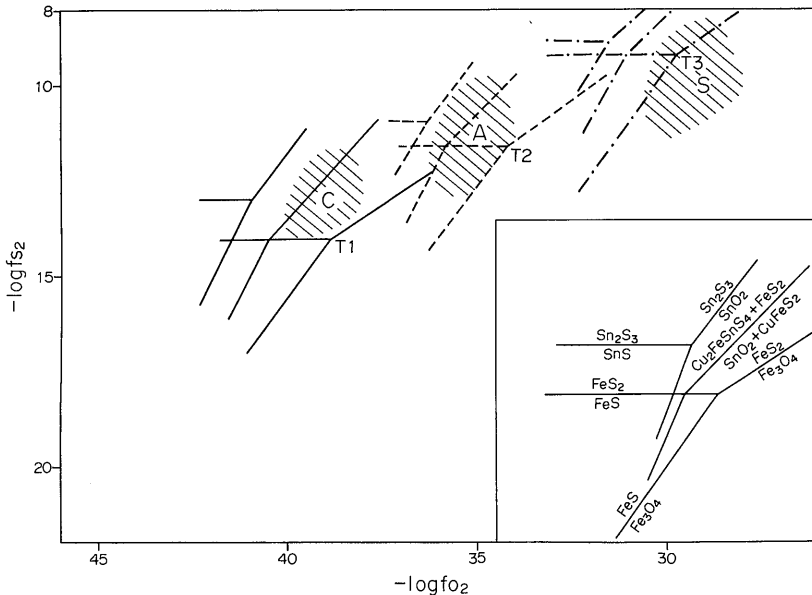
5.2 銀鉱物と砒素・アンチモンの関係

孤島ほか (1979) 及び YAJIMA・OHTA (1979) によると、出雲・空知両鍾における銀鉱物は銀-アンチモンあるいは銀-鉛-アンチモン硫酸鉱物と砒素を含まない含銀四面銅鉱であり、銀-砒素鉱物は一例も認められていない。本研究においても、いくつかの銀鉱物の定量あるいは定性分析を行ったが、銀-砒素鉱物は見出されなかった。すなわち、アンチモンが一般に硫酸鉱物として産するのに対し、砒素は硫酸鉄鉱・自然砒として産する。空知鍾における Fe-As-S 系鉱物の生成順序は硫酸鉄鉱 (FeS) → 硫酸鉄鉱 (FeAsS) + 黄鉄鉱 (FeS₂) → 硫酸鉄鉱 + 黄鉄鉱 + 自然砒 (As) であり、但馬鍾を切る NW 系含ペルチエライト細脈 (太田, 1979) と同じであることは注目に値する。

5.3 錫鉱物生成時の条件

第6図は250℃・300℃・350℃のそれぞれの温度下における鉄鉱物と錫鉱物の安定領域を硫黄フェウガシテイ (fs₂とする) -酸素フェウガシテイ (fo₂とする) ダイアグラム上に示したものである¹⁾。YAJIMA・OHTA (1979) による包有物充填温度の測定結果から、出雲鍾下部 (500

1) 黄錫鉱 (Cu₂FeSnS₄) については熱力学的データがないが、ここで論じているような条件下では Sn-S 系鉱物より黄錫鉱の方が安定であると考えられる。従って黄錫鉱の安定領域は Sn-S 系鉱物の安定領域よりやや広くなるとして、おおよそその安定領域を推定した。



第6図 Fe-S-O 系と Sn-S-O 系の logfo₂-logfs₂ ダイアグラム (HOLLAND, 1965; VAUGHAN and CRAIG, 1978; RIFLEY and OHMOTO, 1977 の資料による)。

実線、破線、一点鎖線はそれぞれ 250℃, 300℃, 350℃に対応し、T1, T2, T3 はそれぞれの温度における鉄鉱物の三重線である。Cu₂FeSnS₄+FeS₂ と SnO₂+CuFeS₂ の境界はおおよそその位置を推定したもの(注参照)。

mL)における錫石及び黄錫鉱の生成温度を300°C, 空知鍾250mL から300mL にかけてのそれを250°Cと見積れば, いずれにおいても錫石と黄錫鉱が共生している事実から, 磁硫鉄鉱の一部のみが白鉄鉱・黄鉄鉱化されている出雲鍾下部での $f_{S_2} \cdot f_{O_2}$ は第6図にAで示した斜線部付近にあり, 錫石の晶出時期にはほとんどの磁硫鉄鉱が白鉄鉱・黄鉄鉱化されていた空知鍾250 mL から300mLにかけての $f_{S_2} \cdot f_{O_2}$ は図中にCで示す斜線部付近にあったと推定できる。これらの値は YAJIMA・OHTA (1979) が錫鉱物以外の鉱物共生関係から求めた値と良く一致する。Sで示した斜線部は小粒子状錫石の供給源の温度を350°Cと仮定した場合の $f_{S_2} \cdot f_{O_2}$ 条件を推定したものであ

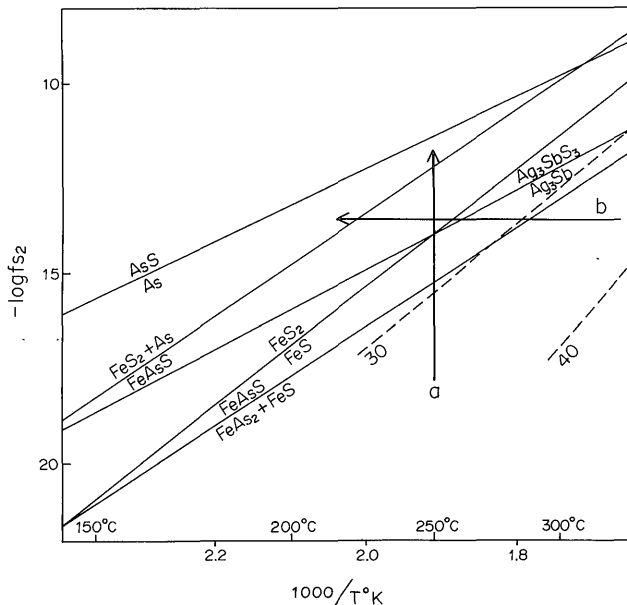
る。

5.4 鉱物共生と生成条件の時間的変遷

出雲・空知両鍾における鉱物共生の時間的変遷をまとめたものを第3表に示す。表から読みとれるように, I相からII相・III相にかけて鉱物種・元素種共に増加しており, 末期に近づくほど複雑な組成をもった鉱物種が多くなっている。このような推移は, 概括的には第7図に矢印で示した温度の低下(b)又は f_{S_2} の上昇(a), あるいはその両方の組み合わせによるものであろうが, 鉱化作用の末期ほど生成温度が低下してゆくような(b)に近い推移を考えるのが妥当であろう。

第3表 出雲・空知両鍾における鉱物共生の推移

pyrrhotite high Fe, low Cu sphalerite (marmatite)	pyrite, marcasite after pyrrhotite low Fe, high Cu sphalerite chalcopyrite dots in sphalerite galena arsenopyrite cassiterite wolframite stannite Zn-In mineral	pyrite freibergite chalcopyrite galena arsenopyrite native arsenic hocartite Ag-Sb sulphosalts Ag-In mineral
---	---	--



第7図 Fe-As-S系と Ag-Sb-S系の $\log f_{S_2} - 1000/T^{\circ}K$ ダイアグラム (BARTON, 1969; CRAIG and BARTON, 1973; SCOTT and KISSIN, 1973 の資料による)。

破線とそれに付した数字は閃亜鉛鉱中の等FeS含有量線(モル%)である。

6. 結 論

1) 出雲・空知両鍾は第2章で述べた意味においては後期生成脈であり、錫鉾物・インジウム鉾物の分布の中心的存在である。両鍾における鉾化作用は三段階に区分でき、各段階には第3表に示したようなそれぞれ異なった鉾石相が生成されている。

2) 錫石の大部分は径10-30 μmの粒子の形で鉾床深部より運ばれ、現在の坑道レベルに沈殿したものであり、黄錫鉾と亜鉛-インジウム鉾物は溶液相から直接晶出したものである。また、ホカルタイトと銀-インジウム鉾物は、鉾液中の銀の活動度が上昇したⅢ相の形成時期に、Ⅱ相中の錫鉾物と亜鉛-インジウム鉾物が鉾液と反応した結果生成したものである。

3) Ⅰ相中の磁硫鉄鉾は、これと共生する鉄含有量の高い閃亜鉛鉾とともに、現在の坑道レベルにおいては大部分がⅡ相及びⅢ相の鉾石に交代されているが、Ⅱ相・Ⅲ相の鉾石をもたらし鉾液と直接反応しなかったものは現在も残存している。

鉾物の共生関係を論ずる際、これらの事柄は各鉾物がどの時点で生成したか、また、どの時点まで鉾液と反応したかを確認することが必要不可欠であることをしめしている。

謝 辞：本稿を終えるにあたり、種々御指導をいただいた成田英吉資料室長・植田芳郎北海道支所長並びに岡部賢二鉾床課長に深く感謝致します。支所技術課の谷津良太郎薄片係長・渡辺真治技官・木村享技官には多量の検鏡用あるいはEPMA分析用の試料を作成していただき、熊谷なな子技官には図面の清書をしていただいた。北海道大学工学部永井忠雄助教授にはEPMA標準試料の作成に関し多大な御協力をいただいた。坑内調査に際しては豊羽鉾山(株)小野洋逸探査課長をはじめとする探査課のかたがたにお世話になった。これらのかたがたに厚く御礼申し上げます。

文 献

阿古目邦夫・原口正敏(1963) 豊羽鉾山の地質および鉾床。鉾山地質, vol. 13, p. 153-159.
 ———— (1967) 豊羽鉾山における裂縫と鉾化作用の特徴について。鉾山地質, vol. 17, p. 93-100.
 ————・遠藤正孝・宮崎 猛(1970) 豊羽鉾山の探鉾について。鉾山地質, vol. 20, p. 211-221.

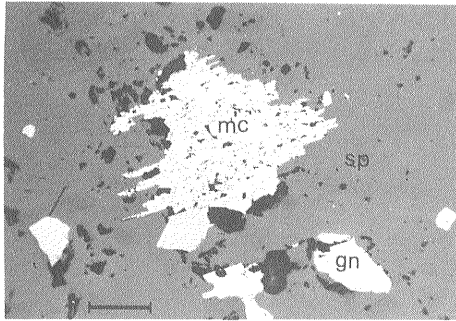
BARTON, P. B. (1969) Thermochemical study of the system Fe-As-S. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 841-857.
 CRAIG, J. R. and BARTON, P. B. (1973) Thermochemical approximations for sulfosalts. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 493-506.
 原口正敏・田島義信(1969) 豊羽鉾床の鉾化作用、とくに閃亜鉛鉾の性質と銀の挙動。鉾山地質, vol. 19, p. 9-18.
 橋本英雄・石坂武司・一ノ瀬 孜(1977) 豊羽鉾山出雲鍾探査について。鉾山地質, vol. 27, p. 87-97.
 HOLLAND, H. D. (1965) Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits II. Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids. *Econ. Geol.*, vol. 60, p. 1101-1166.
 孤島章一郎・川住哲美・嶽山輝夫・宮石 修(1979) 豊羽鉾山の銀鉾物の産状について。鉾山地質, vol. 29, p. 197-206.
 宮島建久・秤 信男・喜多正弘(1971) 豊羽鉾山の地質構造と裂縫生成機構に関する最近の考え方。鉾山地質, vol. 21, p. 22-35.
 成田英吉・矢島淳吉・太田英順(1977) 豊羽鉾山における錫タングステン鉾物の産状(演旨)。三鉾学会秋期連合学術講演会講演要旨集, p. 95.
 太田英順・矢島淳吉(1977) 豊羽鉾山から新産出のカンフィールド鉾とベルチエ鉾について(演旨)。三鉾学会秋期連合学術講演会講演要旨集, p. 96.
 ———— (1979) 豊羽鉾山産ベルチエライトの産状とその生成環境—豊羽鉾山産鉾石鉾物の研究(その2)—。鉾山地質, vol. 29, p. 97-102.
 ———— (1980) 豊羽鉾山におけるインジウム鉾物の産状(演旨)。鉾山地質, vol. 30, p. 36.
 小野 孝・橋本英雄・石坂武司・一ノ瀬 孜・宮石 修(1976) 豊羽鉾床の探査について。日本鉾業会秋季大会(室蘭)分科研究会資料。
 RIPLEY, E. M. and OHMOTO, H. (1977) Mineralogic, sulphur isotopic and fluid inclusion studies of the stratabound copper deposits at the Raul mine, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72, p. 1017-1041.

- SCOTT, S. D. and BARNES, H. L. (1971) Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 653-669.
- and KISSIN, S. A. (1973) Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 475-479.
- SHIKAZONO, N. (1975) Mineralization and chemical environment of the Toyoha lead-zinc vein-type deposits, Hokkaido, Japan. *Econ. Geol.*, vol. 70, p. 694-705.
- SUNAGAWA, I. and OHTA, E. (1976) Mechanism of formation of chalcedony. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, vol. XIII, no. 2, p. 131-146.
- TOKUNAGA, M. (1970) Lead-zinc veins of the Toyoha mine. *Volcanism and Ore Genesis*. Univ. of Tokyo Press.
- VAUGHAN, D. J. and CRAIG, J. R. (1978) *Mineral chemistry of metal sulfides*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 417.
- 矢島淳吉 (1977) 豊羽鉱山出雲鍾における錫鉱物の産状—豊羽鉱山産鉛石鉱物の研究(その1) —. 鉱山地質, vol. 27, p. 23-30.
- (1978) 豊羽鉱山産鉛石中の炭質物について—豊羽鉱山産鉛石鉱物の研究(その4)— (演旨). 鉱山地質学会1978年度年会講演要旨集, p. 6.
- YAJIMA, J. and OHTA, E. (1979) Two-stage mineralization and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geology (Japan)*, vol. 29, p. 291-306.

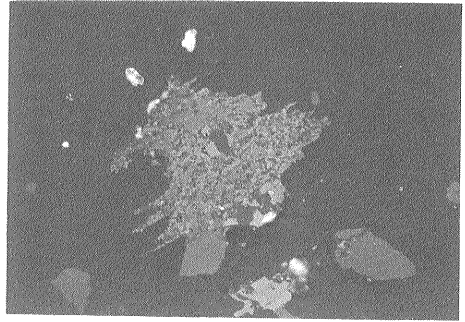
(受付: 1980年6月17日; 受理: 1980年6月21日)

Plate 1

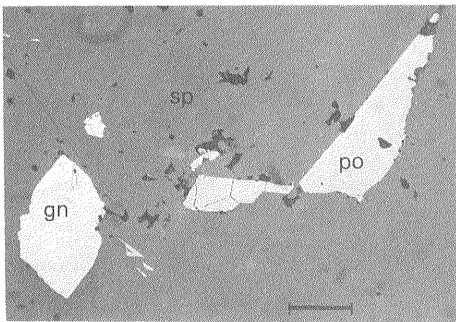
- 1: 磁硫鉄鉱を交代した白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (mc). gn: 方鉛鉱, sp: 閃亜鉛鉱. 1mm.
- 2: 同上 (クロスニコル)
- 3: 閃亜鉛鉱 (sp) 中に残存する磁硫鉄鉱 (po). gn: 方鉛鉱. 1mm.
- 4: 閃亜鉛鉱 (sp) の鉄含有量による明 (high Fe)・暗 (low Fe) の差. 1mm.
- 5: 黄鉄鉱 (py) 上に沈殿した錫石 (cs) 及び閃亜鉛鉱 (sp) の小粒子集合体. 写真中で黄鉄鉱の成長方向は下から上であり, 左側で閃亜鉛鉱と錫石の沈殿が行われている間, 右側では黄鉄鉱の成長がひき続き行われていたことを示す.
- 6: 白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (mc) の割れ目を埋めた錫石 (cs), 黄錫鉱 (st), 閃亜鉛鉱 (sp) と亜鉛-インジウム鉱物 (ZIn). 1mm.
- 7: 白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (mc) を覆う硫砒鉄鉱 (asp). 内部は閃亜鉛鉱 (sp) に交代されている. 1mm.
- 8: Plate 1-7 と同一部分の透過顕微鏡像. 1mm.



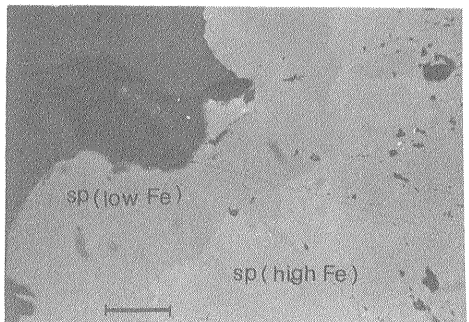
1



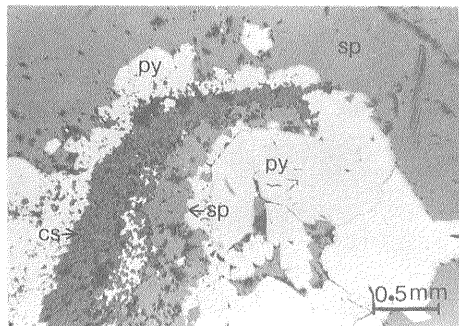
2



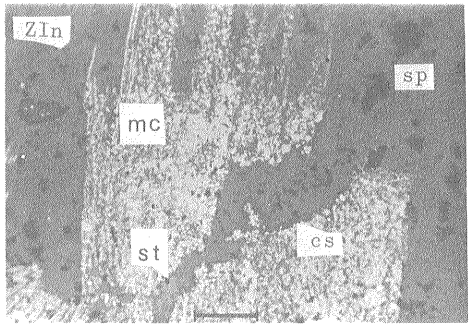
3



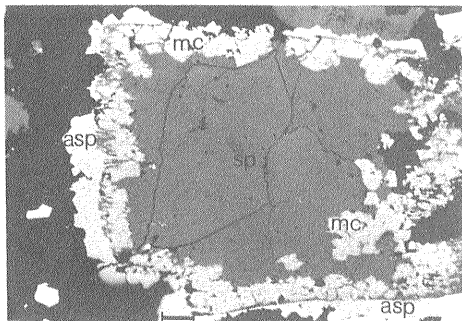
4



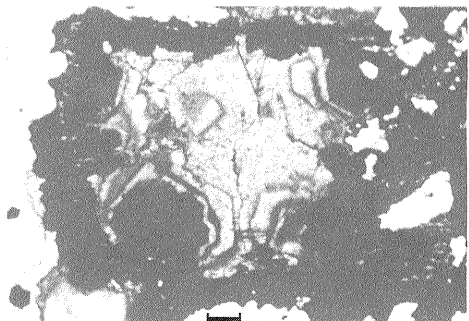
5



6



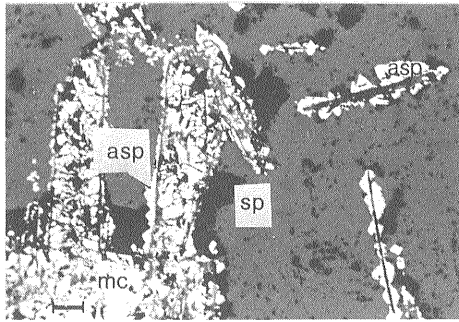
7



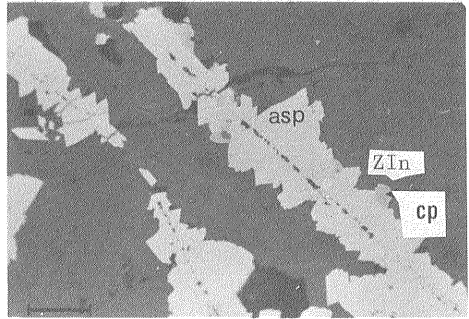
8

Plate 2

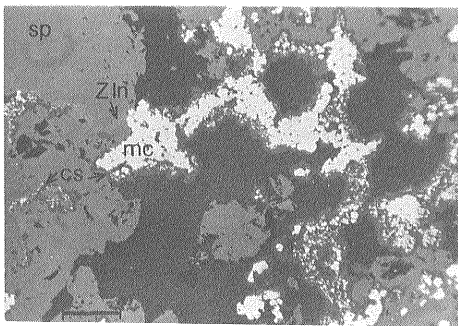
- 1 : 白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (mc) を覆う硫砒鉄鉱 (asp) と一部が溶脱した閃亜鉛鉱 (sp). 1—1 1 mm.
- 2 : 白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (asp の中軸部) を覆う硫砒鉄鉱 (asp) と共生する亜鉛-インジウム鉱物 (ZIn). cp: 黄銅鉱. 1—1 1 mm.
- 3 : 白鉄鉱・黄鉄鉱集合体 (mc) を覆う錫石 (cs) と共生する亜鉛-インジウム鉱物 (ZIn). sp: 閃亜鉛鉱. 1—1 1 mm.
- 4 : 亜鉛-インジウム鉱物 (ZIn) を交代する黄鉄鉱 (py), 方鉛鉱 (gn), 濃紅銀鉱 (prg), ホカルタイト (hc) と銀-インジウム鉱物 (AIn). sp: 閃亜鉛鉱. 1—1 1 mm.
- 5 : 亜鉛-インジウム鉱物 (ZIn) を交代する黄銅鉱 (cp). sp: 閃亜鉛鉱. 1—1 1 mm.
- 6 : 錫石 (cs), 黄錫鉱 (st) と共生する閃亜鉛鉱 (sp) とその割れ目を埋める方鉛鉱 (gn), 黄銅鉱 (cp), 含銀四面銅鉱 (fr). 1—1 1 mm.
- 7 : 磁硫鉄鉱 (po) を包有する方鉛鉱 (gn). 磁硫鉄鉱の先端部は黄鉄鉱 (py) 化している. sp: 閃亜鉛鉱. 1—1 1 mm.
- 8 : 方鉛鉱 (gn) と共生する自然砒 (as). sp: 閃亜鉛鉱. 1—1 1 mm.



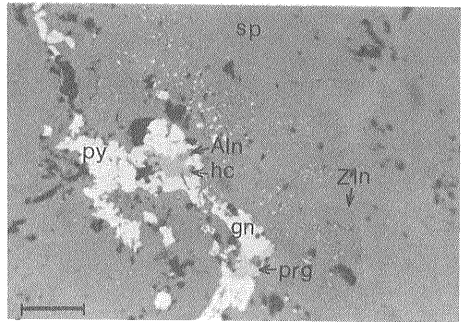
1



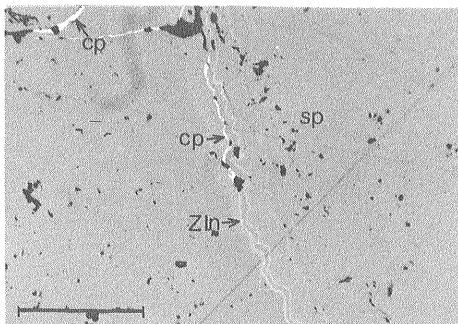
2



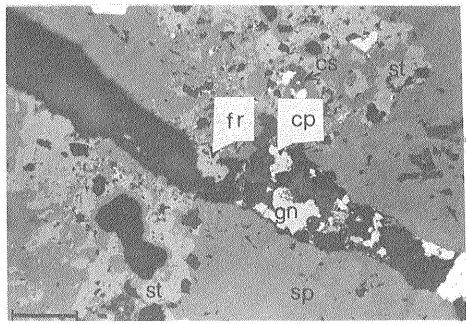
3



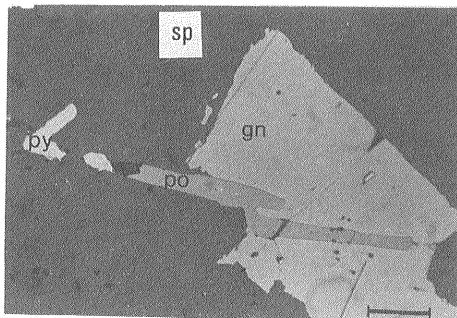
4



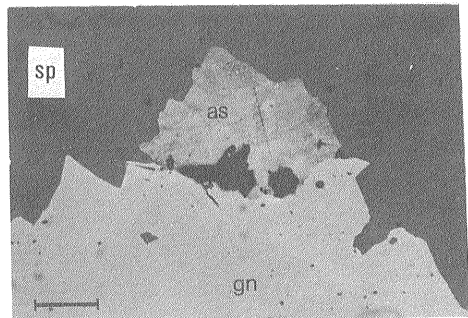
5



6



7



8