

## 豊羽 鉱床 の 生 成 様 式

矢島淳吉\* 太田英順\*\* 渡辺 寧\*

YAJIMA Junkichi, OHTA Eijun and WATANABE Yasushi (1993) Formation model of the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 44 (2/3/4), p. 239-249, 6 fig.

**Abstract:** Many data on the Toyoha deposit; such as mineral assemblages, the overall ore shoot, and oxygen-isotope ratios in the ore solution; have been acquired in these two decades. The data indicate locations of the ore-solution inlets and contribution of magmatic water to the mineralization. The hydrothermal fluid currently active in the southeast of the mining area is believed to be a remnant of the ore solution. These indications, when combined with regional geologic evidences including K-Ar ages of the gangue sericite and igneous rocks, lead to a model which suggests that the mineralization in Toyoha started at 3 Ma, when the Muineyama andesite to the south of the deposit erupted, and that the ore solution has been coming from a latent granitoid intrusion at the root of the andesite.

### 要 旨

この 20 年間にわたって集積された豊羽鉱床に関する鉱物組み合わせ・鉱床の形態・酸素同位体比等のデータは鉱液の流入口の位置や、鉱液に対するマグマ発散成分の寄与を示唆する。現在鉱床南東部に見られる活地熱水は鉱液の名残りであると考えられる。これらのデータと K-Ar 年代等の地質学的関係から、豊羽における鉱化作用は鉱床南方に分布する無意根山安山岩の噴出した 3 Ma に始まり、鉱液の発生源はこの安山岩の下部に存在の予想される潜在グラニトイドであるというモデルが得られる。

### 1. 序 言

豊羽鉱床(札幌市)は既に 123 万 t の亜鉛, 41 万 t の鉛, 2,350 t の銀を産出している(広瀬・一ノ瀬, 1992)日本有数の大鉱床で, かつては典型的な浅熱水性と考えられていたが, 1970 年代末に鉱石中に錫・タングステン・インジウム等の希少金属の存在する(矢島, 1977; 太田, 1980)ことが発見されて以来, コバルト・ニッケル・ビスマス・テルル・セレン・ガリウム・モリブデン・バナジウム・クロム・希土類元素等が次々と検

\* 鉱物資源部

\*\* 北海道支所

出されてきた。品位と出鉱量から計算した豊羽のインジウム産出量は 50 t/年を上回り、埋蔵量と共に世界一であるのは確実である。U.S. Bureau of Mines によるインジウム埋蔵量ベースの世界合計は 1987 年で 3,000 t であるが、この数値は豊羽のインジウム埋蔵残量を正しく評価することにより大幅に増えるはずである。インジウムは飛躍的な需要増が見込まれる液晶など、今後の電子産業にとって不可欠の元素で、日本はその世界最大の産出国であると同時に消費国でもある。豊羽鉱床は主要産物である銀・銅・鉛・亜鉛ではもちろん、インジウムによっても日本経済に大きく貢献しており、今後も重点的にその研究を継続する必要がある。

本稿では豊羽鉱床に関するこれまでの研究を総括し、鉱床の生成様式を明らかにする。

### 2. 豊羽鉱床に関するこれまでの研究

#### 2.1 鉱脈展開の経緯

大正 4 年(1915)、久原鉱業の手によって本格的探鉱・開発が始められた当時の稼行対象は主として播磨鍾の上部であった。昭和 10 年(1935)から日本鉱業が開発を担い、播磨鍾の探鉱を継続するとともに、これと交差

Keywords: ore deposit, Toyoha, Hokkaido, oxygen isotope, ore solution, mineralization, K-Ar age, mineral assemblage, Muineyama Andesite



磁鉄鉱が交代した鉱石(矢島・岡部, 1971) を特徴的に産する。随伴鉱物としては黄銅鉱・四面銅鉱・磁硫鉄鉱が、微量鉱物として紅銀鉱(石橋・笹木, 1961)・輝銀鉱(現在は針銀鉱に転移している)・自然銀・エレクトラム・錫石・カンフィールド鉱・鉄マンガン重石・毛鉱などが見られるが、これらの大部分は後期鉱化作用により前期脈中に付加されたものと考えられている(Yajima and Ohta, 1979; Ohta, 1992)。以上の他に、前期の鉱液の上昇口(Yajima and Ohta, 1979)とされた播磨鍾の東下部に硫砒鉄鉱・ウルツ鉱・石墨が産する(矢島, 1978)。比較的多量に産するマンガン鉱物の大部分は後期鉱化作用によるものとされている(阿古目・原口, 1967)が、脈の交差関係から見て、前期の最後にもマンガンの鉱化があったと考えられている(吉江ほか, 1986)。マンガン鉱物にはマンガン方解石と菱マンガン鉱のほか、テフロ石・バラ輝石・ベメント石・ペンウイス石が報告されている(林ほか, 1982)。

### 2.3 後期脈

出雲鍾で錫鉱物が発見されて以来(矢島, 1977)、後期脈と前期脈の脈質の相違が次第に明らかとなった。信濃・出雲・空知に代表される南東部の鉱脈では、鉱石の肉眼的特徴として、黒褐色～黒色の細粒緻密な閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱とそれを交代した黄鉄鉱・白鉄鉱集合体、錫・インジウム鉱物やビスマス鉱物を含むコロフォーム状四面銅鉱・黄銅鉱集合体、方鉛鉱と共存するコロフォーム状ウルツ鉱、乳白色の細粒石英(ほぼ同じ粒径の錫石を混じえることがある)、カオリン鉱物などの存在と、自形を示す石英結晶の少ないことがあげられる。

後期鉱化作用は Ohta (1991)、三箇ほか (1992) などで 5 期のステージに細分されているが、これらを要約すると次のようになる。

- (A) 磁硫鉄鉱-閃亜鉛鉱のステージ
- (B) 黄鉄鉱-閃亜鉛鉱-硫砒鉄鉱-黄銅鉱に Sn, In, W, Ag, Bi, As, Sb を伴うステージ
- (C) 方鉛鉱-閃亜鉛鉱-ウルツ鉱-黄鉄鉱に Ag, Sb を伴うステージ
- (D) 方鉛鉱-閃亜鉛鉱-黄鉄鉱-磁硫鉄鉱-カオリン鉱物のステージ
- (E) マンガン鉱物のステージ

ステージ A は多量の磁硫鉄鉱と鉄含有量の高い閃亜鉛鉱で特徴付けられる。磁硫鉄鉱の大部分は後のステージで黄鉄鉱-白鉄鉱集合体に交代されているが、鉱脈の下部に至るほど、残存する磁硫鉄鉱の量が増す傾向がある。

ステージ B の鉱物組合せは黄鉄鉱・白鉄鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱のほか四面銅鉱(比較的 As に富む)・方鉛鉱・錫石・黄錫鉱・黄錫鉱-黄銅鉱固溶体・鉄マンガン重石・Ag-Bi-Pb-S 系鉱物・硫砒鉄鉱-輝コバルト鉱固溶体・含 Co-As 黄鉄鉱・Zn-In 鉱<sup>\*1</sup>・インジウム銅鉱・桜井鉱・亜鉛黄錫鉱・Mo-Pb-Sb 系硫化物などが認められている(Ohta, 1989, 1991, 1992)。Ag-Sb系硫化物(ミアジル鉱)の存在も確認されているがステージ C に比べるとその量ははるかに少ない。このステージの黄銅鉱には黄錫鉱成分を少量含む(Kase, 1987; Ohta, 1989)、顕著な異方性を示し、かつ黄錫鉱-黄銅鉱固溶体や Ag-Bi-Pb-S 系鉱物を伴うことが多い。

ステージ C は方鉛鉱-閃亜鉛鉱-ウルツ鉱-黄鉄鉱に多様な種類の銀鉱物が伴われるステージである。四面銅鉱(比較的 Sb, Ag に富む)・濃紅銀鉱・ポリバス鉱・ダイアホル鉱・ピルキタス鉱・オカルト鉱(孤嶋ほか, 1979)・カンフィールド鉱・Ag-In 鉱<sup>\*2</sup>・ヘルツェンベルグ鉱・ベルンダイト・自然砒(太田, 1980, 1989, 1991, 1992)などが見出されている。

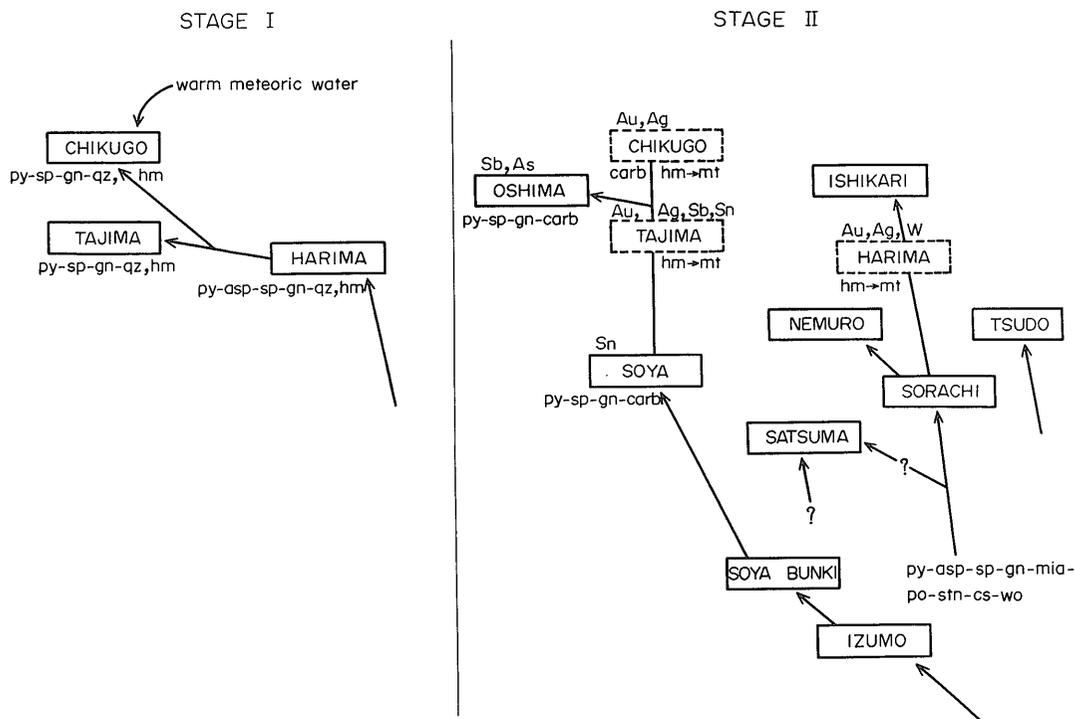
ステージ D は銀鉱物を伴わない方鉛鉱と閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱、カオリン鉱物で特徴付けられるが、既存の銀・錫鉱物の分解によって豊羽鉱(Yajima *et al.*, 1991)・ロードスタナイト・ティーライト(荻木・林, 1986)・Pb-Sb 硫塩鉱物などが生成している。

### 2.4 鉱床の累帯構造

前期脈中での鉱物の累帯分布は明らかになっていないが、後期の信濃・出雲・宗谷の三脈を一連の裂かとして見た場合、出雲鍾と信濃鍾の接合部付近を中心とする鉱石鉱物の累帯分布が明瞭に認められる(神原ほか, 1989; 三箇ほか, 1992)。すなわち、上記ステージの早期のものほど中心に近い部分を占め、より晩期のものほど宗谷鍾北西部と信濃鍾東部に向かって分布域を移動している。例えば、信濃鍾西部・出雲鍾・空知鍾と宗谷鍾の南東下部などで見られる錫・タングステン・インジウム鉱物や銀硫塩鉱物は、後期脈群の中にあっても、北西方へ急激にその量を減じて、宗谷鍾北西部や渡島鍾、檜山鍾などではほとんど認められなくなる。未だ十分な資料が無いものの、これらの鉱物が信濃鍾東端部でもその量を減ずることが予想される。これとは逆に、ステージ E のマンガン鉱物と方解石は出雲鍾と信濃鍾の接合部付近では微量しか認められないが、ここから北西に向か

注<sup>\*1</sup> 鉱物名未定の Cu (Zn, Fe)<sub>2</sub> In S<sub>4</sub> (太田, 1980)

注<sup>\*2</sup> 鉱物名未定の AgInS<sub>2</sub> (太田, 1980)



第2図 豊羽鉱床の形成過程を示す概念図 (Yajima and Ohta, 1979)

Fig. 2 Schematic diagram for the formation of the Toyoha deposits (Yajima and Ohta, 1979)

って漸増し、宗谷鍾北部以北の脈では主要構成鉱物となる。また、東方に向かって増加し、信濃鍾東部でも優勢となる。これと調和的に、方鉛鉱の相対量は北西に向け増加する(桑原ほか, 1983)。

脈石では、前期・後期・複合脈を合わせた鉱床全体を通じての累帯分布が認められる。それぞれの脈の上部は絹雲母(-石英)帯となっているが、下部では緑泥石-弗素磷灰石(-石英)帯に漸移する。緑泥石は鉄に富む(太田・丸茂, 1981)。この絹雲母帯と緑泥石帯の境界は鉱床北西部で浅く、南東にむかって深くなる。したがって、ある特定レベルでの水平断面では鉱床南東部に絹雲母帯、北西部に緑泥石-弗素磷灰石帯、中間部に漸移帯という累帯分布が見られる。これと調和的に、南東部ではカオリン鉱物・金紅石・グラファイト・パイロフィライト・銀星石・明バン石・ジャロサイトなどが産出する(沢井, 1984; Ohta and Marumo, 1985)。

石英と閃亜鉛鉱中の流体包有物の均質化温度と塩濃度は播磨鍾から但馬鍾に向かって共に低下する(Yajima and Ohta, 1979)。後期脈については、信濃鍾(三箇は

か, 1992)、出雲鍾、但馬鍾を切る輝銀鉱-石英脈(Yajima and Ohta, 1979)、同じくベルチェライト-石英-方解石脈(太田, 1979)などの値を比較すると、信濃・出雲鍾から北西部へ向かって温度・塩濃度共に低下していく傾向が見られる。

## 2.5 鉱液の流動方向

Yajima and Ohta (1979) は、上で述べた鉱物組合せ・包有物充填温度・塩濃度の分布状況と、鉱床南東方、湯の沢の深部に推定される熱源(竹内ほか, 1975)を総合的に検討して、前期脈は播磨鍾東下部から西方へ流動した鉱液により、また後期脈は出雲鍾南東下部から上昇し、北～北西方向へ移動した鉱液により、それぞれ形成されたとするモデル(第2図)を提唱した。彼らはこのモデルに基づき、出雲鍾・空知鍾の南東延長部とその下部が有望であるという探査指針を与えた。その後の研究により明らかにされた鉱物の分布状況はこのモデルとよく合致し、これを精密化し補強するものであった。

桑原ほか(1983)は裂か系の解析と各鉱脈における品

位と金属量の分布から、但馬鍾下部から上昇してきた鉱液が東西に分かれ、播磨鍾・但馬鍾等の前期脈を形成したとの考えを示したが、南東部の後期脈については Yajima and Ohta (1979) とほぼ同様の流路を考えている。神原ほか (1989) は、出雲鍾と信濃鍾における鉱石の累帯分布から、上述の経路の他に、出雲鍾東下部から信濃鍾東部に向かう後期鉱液の流路を考えた。

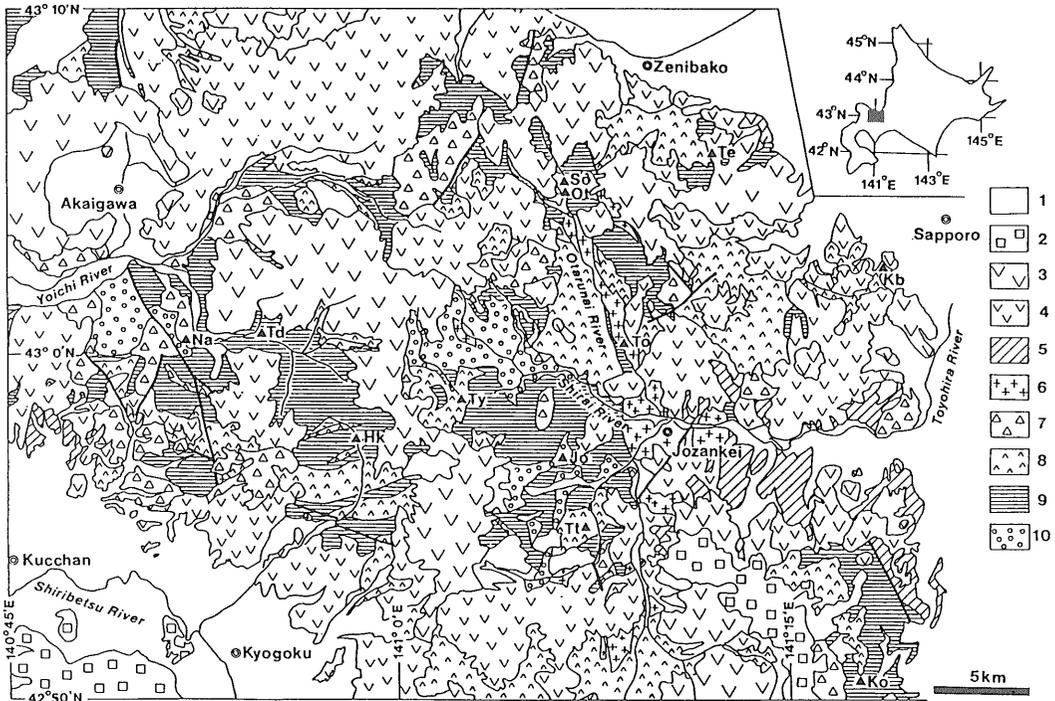
## 2.6 鉱脈形態に関する考え方

今井 (1955) は、播磨・但馬両鍾とこれに斜交する鉱脈が幾つか知られていた豊羽鉱床開発の初期段階で、これらの鉱脈が東西性右横ずれ剪断運動により形成されたと考えた。阿古目・原口 (1967) や阿古目ほか (1970) は、渡島鍾・宗谷鍾など、北西-南東系鉱脈の延長が知られた段階で東西系が剪断裂か、北西-南東系が張力裂

かと考え、北西-南東方向の圧縮力によりこれらの鉱脈系統が形成されたとした。

一方、宮島ほか (1971) や桑原ほか (1983) は、火山活動に伴う隆起陥没運動が鉱脈パターンを規制しているとの考えを示した。吉江ほか (1986) も、規模の大きい鉱脈はいずれも横ずれの少ない正断層に胚胎するとしている。しかし、成井ほか (1988) は、この考え方では信濃鍾が陥没構造の外部に存在することを説明し難いと指摘している。

渡辺 (1989) は、定山溪-豊羽鉱山周辺地域の地質構造、構造運動の時空的変遷、豊羽鉱床の裂かパターンなどに基づいて、東西系は正断層変位を伴う右横ずれ剪断裂か、北西-南東系はこれに伴う張力裂かであり、これらが北西-南東から西西北-東南東の圧縮応力により形成されたことを改めて示した。この圧縮応力方位は西南北



第3図 札幌-赤井川地域の地質図 (渡辺, 1989)

Fig. 3 Geological map of Sapporo-Akaigawa district. (Watanabe, 1989)

1. Quaternary deposit, 2. Quaternary volcanics, 3. Pliocene volcanics, 4. Late Miocene andesite, 5. Late Miocene sedimentary rocks, 6. Middle to Late Miocene quartz porphyry, 7. Middle to Late Miocene dacite and rhyolite, 8. Middle Miocene andesite, 9. Middle Miocene sedimentary rocks, 10. Early Miocene altered andesite and basalt. Ot: Teine mine, Ot: Otoyo mine, So: Shin-Otoyo mine, To: Toyohiro mine, Ko: Koryu mine, Ty: Toyoha mine, Td: Todoroki mine, Na: Nakanosawa mine, Hk: Higashi-Kucchan mine, Kb: Kobetsuzawa mine, Tt: Toyotomi mine.

海道に分布する新第三紀鉾脈鉾床の裂かパターンから求められた広域的最大圧縮応力方位(渡辺, 1986)とよく一致している。

### 3. 定山溪-豊羽地域の構造運動と鉾化作用

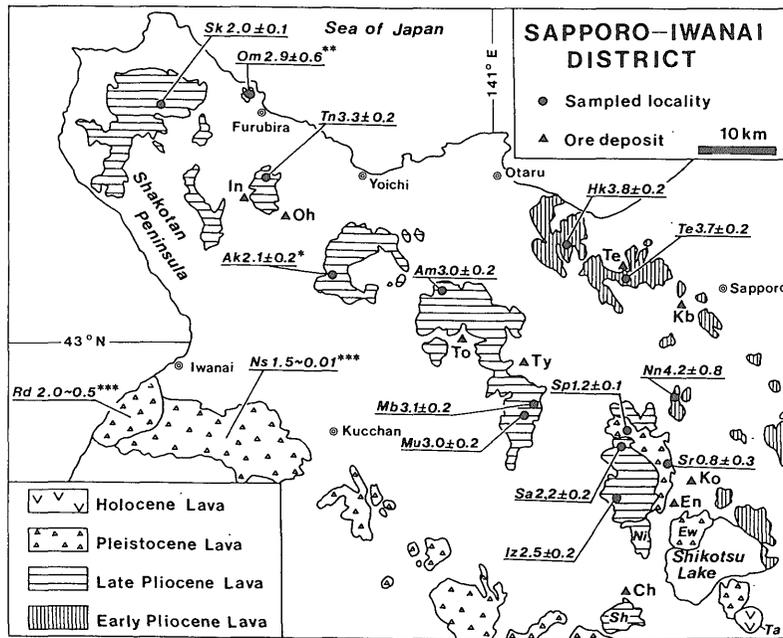
#### 3.1 地質概要

1988年度から地質調査所北海道支所で行われていた「札幌周辺地域の地球科学基本図のパイロット研究」の過程で、地質調査結果と化石・放射年代測定値に基づいて本地域の地質を再編集したもの(渡辺, 1989)を第3図に示す。前期中新統は本地域に広く分布し、安山岩・玄武岩・凝灰角礫岩などからなり、その最上部には流紋岩が見られる。中期中新統は本地域の中央から西部に広く分布し、泥岩・砂岩・酸性凝灰岩・礫岩とそこに挟まれる流紋岩・デイサイト・安山岩・凝灰角礫岩などから構成される。中期～後期中新統は酸性火山活動で特徴づけられ、小樽内川に沿って露出する石英斑岩と、地

域全体に分布する流紋岩・デイサイトなどから成る。K-Ar年代としてはデイサイトの $10.3 \pm 0.5$  Ma (NEDO, 1988), 石英斑岩の $10.9 \pm 0.5$  Ma (渡辺ほか, 1989)と $9.5 \pm 0.7$  Ma (NEDO, 1988), 花崗閃緑岩の $15.8 \pm 0.8$  Maと $9.1 \pm 0.8$  Ma (NEDO, 1988)などがある。後期中新統は地域南東部に分布する堆積岩類と全域に広く分布する安山岩及び同質のハイアロクラスタイトからなる。鮮新-更新統の空沼岳・春香山・手稲山・朝里岳・漁岳・無意根山・阿女鱒岳などの山頂部を構成する安山岩質溶岩は、その形状から“フラットラヴァ”と総称されている。放射年代としては春香山溶岩の3.8 Ma, 無意根山溶岩の2 Ma, 積丹岳溶岩の2 Maなどの値が得られている(第4図)。

#### 3.2 構造運動と鉾脈形成史

定山溪から豊羽鉾山にかけて分布する新第三系には渡辺(1989)により次の3時期の構造運動が識別されてい



第4図 積丹-支笏地域における新期火山岩の分布とそれらのK-Ar年代(Watanabe, 1990)。

Fig. 4 Distribution of younger volcanic rocks and their K-Ar ages in the Shakotan-Shikotsu district. (Watanabe, 1990)

Abbreviation of deposits are as follows; In: Inakuraishi, Oe: Ohe, Ty: Toyoha, Ko: Koryu, En: Eniwa, Ch: Chitose, Te: Teine, To: Todoroki. Abbreviations of lavas are Sk: Shakotandake, Om: Ohmoriyama, Tn: Tengudake, Ak: Akaigawa, Am: Amemasudake, Mb: Muineyama Basal, Mu: Muineyama, Sp: Sapporodake, Sa: Sausuyama, Iz: Izaridake, Sr: Soranumadake, Ni: Ninaruyama, Sh: Shiraidake, Hk: Harukayama, Te, Teineyama, Nn: Nonosawa. Ew: Eniwa, Ta: Tarumai, Rd: Raiden, Ns: Niseko

る。

第1期：上記石英斑岩の貫入以前 (11~12 Ma) に起こった東西方向の左横ずれ剪断で、東西方向に約 40 Km にわたって雁行配列する北西-南東系褶曲を中期中新統中に形成した。

第2期：石英斑岩の貫入方向で代表される北北西-南南東の断層運動で、貫入からその直後にかけて、N 70° E 方向の引張応力により生じた。

第3期：後期中新世から鮮新世にかけての東南東-西北西の圧縮運動で、後期中新統の中に見られる北北東-南南西系褶曲・東西系剪断裂か・北西-南東系張力裂かを形成した。上記フラットラヴァは、この張力裂かに沿って噴出した。

渡辺 (1989) は、豊羽とその周辺地域に分布する鉱脈の形成と、この3時期の構造運動を以下のように対比させた。

(1) 轟と中の沢の金・銀鉱床は第1期の運動に関連して中期中新世末期に形成された。

(2) 豊宏と大豊の銅・鉛・亜鉛鉱床及び手稲の金・銅鉱床の一部は、第2期の運動に関係して、石英斑岩の貫入直後に形成された。

(3) 豊羽の銀・鉛・亜鉛鉱床は第3期の圧縮応力場の中で後期中新世以降に形成された。この時期は豊羽鉱床の絹雲母の K-Ar 年代 (Sawai *et al.*, 1989) と矛盾しない。さらに 0.8 Ma の空沼岳安山岩 (第4図) の活動に伴って光竜鉱山の金・銀鉱脈が形成された。

#### 4. 豊羽鉱床の形成様式

##### 4.1 鉱液の流路

既に2.5で述べたように、後期の鉱液の流入口が出雲鍾東端下部にあったことで、多くの研究者の見解が一致している。一方、空知鍾とNE系新脈の交差部下部にもう一つの流入口が考えられる。その理由として以下のことが挙げられる。

(1) この交差部付近に見られる銅富鉱部が、出雲・信濃鍾への後期鉱液流入口を中心として分布する銅富鉱部に類似する。

(2) 空知鍾における Zn (吉江ほか, 1986), Sn, In (成井ほか, 1988) の品位分布がいずれも北 (NE系新脈との交差部付近) と南 (出雲鍾との交差部付近) の二箇所の高品位部に分かれ (第5図)、宗谷鍾のように水平方向の累帯を示さない (成井ほか, 1988)。

(3) 前期鉱液の流路となった播磨鍾深部の裂かの一部が後期にも開いていて、これに近いNE系新脈と空知鍾の交差部に鉱液を供給した可能性が高い。

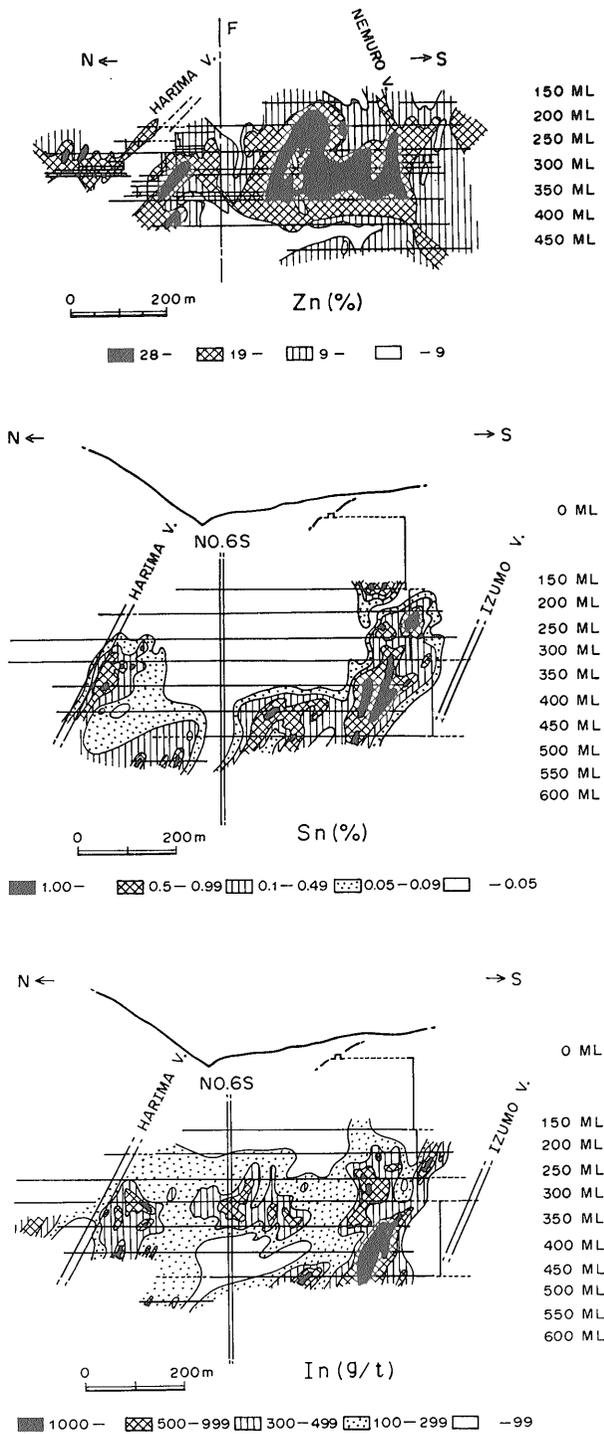
##### 4.2 地熱系と熱水

北海道南西部の地殻熱流量は札幌-支笏湖-洞爺湖-倶知安を結んだ範囲で高く、東方の石狩低地帯に入ると急激に低くなるのが知られている (江原・横山, 1971)。豊羽はこの高熱流量地域の中心部にある。竹内ほか (1975) は地殻熱流量の解析から、熱源の年代として (1) 50~60 Ma, (2) 12~15 Ma, (3) 2 Ma, (4) 0.1 Ma の4期を考えた。また、豊羽鉱山周辺の 30 m 深の地温分布に基づき、鉱床東方湯の沢の地下 1,000 m で 300°C の温度に達することを予想した。彼らの球状熱源モデルによる地下熱構造を第6図に示す。1984~1986年にNEDOは豊羽周辺の地熱開発促進調査を行い、本地域の熱構造の詳細を明らかにした。湯の沢で行われた試錘 (TH-2) では、1,000 m で 279°C, 1,250 m で 300°C の実測値を得、竹内ほかの予想は実証された。NEDO (1988) はこの熱源がNW-SE系やNE-SW系の裂かに地熱流体貯留槽を形成したと考えた。

松久ほか (1986) は鉱液の酸素同位体組成について報告し、鉱液は深部起源の熱水と天水起源の水の混合物であることと、深部熱水の寄与は後期鉱化作用でより大きかったことを示した。神原ほか (1989) は、信濃鍾に現在存在する NaCl に富む熱水の化学組成及び同位体組成が鉱液のものに類似することから、鉱床を形成した熱水活動が現在まで続いているものと考えた。彼らはまた、鉱床周辺、特に南方の温度分布を明らかにし、信濃鍾南方から北上し、途中で同鍾と湯の沢方向にそれぞれ分岐する現在の熱水通路を想定した。

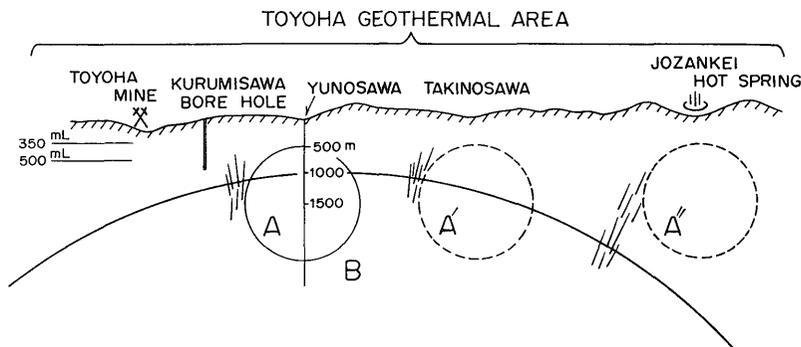
##### 4.3 物理化学的生成条件

流体包有物のデータは、前期鉱化作用では生成温度 150~250°C, NaCl 相当濃度 0.3~2.3 wt% (Yajima and Ohta, 1979) であり、後期では 200~315°C, 0.5~8.5 wt% (三箇ほか, 1992) であったことを示す。鉱物組合せから推定される酸素・硫黄フェグシテイは、両者ともに前期では赤鉄鉱-磁鉄鉱-黄鉄鉱パッファ付近に、後期鉱化作用の前半では磁硫鉄鉱の安定領域の上限付近にあった (Yajima and Ohta, 1979; 太田, 1980)。太田 (1980) は、後期鉱化作用の後半で次第に温度が低下したと考えれば、鉱物組合せの時間的推移を説明出来るとした。Ohta (1989) は錫鉱物・インジウム鉱物の共生関係と黄錫鉱-閃亜鉛鉱間の鉄・亜鉛の分配温度から、豊羽鉱床の生成温度の上限は、それまで包有物から見積られていた 300°C より 50~100°C 高かったと結論した。閃亜鉛鉱中の FeS 量が 40 モル% に達するものがある (太田, 1980) ことも考慮に加えると、生成温度と



第5図 空知鍾 Zn, Sn, In 等品位図 (吉江ほか, 1986; 成井ほか, 1988)

Fig. 5 Zn, Sn, In assay contour map for Sorachi vein (Yoshie *et al.*, 1986; Narui *et al.*, 1988)



第6図 豊羽付近の地下熱構造想定図 (竹内ほか, 1975)

Fig. 6 Presumed profile of subterranean thermal structure at Toyoha area (Takeuchi *et al.*, 1975) A : reservoir, B : heat Source

硫黄フュガシテイは鐘打・鷹取などのタングステン鉱床のものに近くなる。一方、鉱液の酸素同位体比を見ると、豊羽の $-9.2 \sim -7.3\%$  (前期) と $-6.5 \sim -3.2\%$  (後期) (松久ほか, 1986) に対して、大谷で $12 \sim 3\%$ 、鐘打で $9 \sim 5\%$  (森下ほか, 1982) となっており、大きな差が認められる。しかし、まだ測定数が少ないため、この差の意味を議論するにはさらに検討を要する。

#### 4.4 豊羽鉱床生成史

一般に鉱脈鉱床の変質作用は鉱化作用に先立つか、ほぼ同時と考えられている (Shikazono, 1988)。豊羽鉱床の絹雲母の K-Ar 年代測定 (Sawai *et al.*, 1989) は脈際変質岩中のものと脈石中のものについてなされており、両者の測定値の間に有意の差は見られない。Ohta and Marumo (1985) は沢井 (1984) が鉱脈形成後の地熱変質相 (E 相) と区分した相も鉱化作用に関係していることを指摘し、既に述べたように、神原ほか (1989) は鉱化作用が現在の熱水活動まで継続していると考えている。豊羽周辺の現在の 30 m 深地温分布 (竹内ほか, 1975)、地下深部地温分布 (NEDO, 1988) 及び $-450$  mL における岩盤温度分布 (神原ほか, 1989) を見ると、南-北から北西-南東方向の裂か (信濃下盤鍾, 胡桃沢断層など) が現在の熱水の通路となっているように思われる。先に述べた、竹内ほか (1975) の示した熱源の活動時期のうち、 $12 \sim 15$  Ma は豊羽周辺の中期中新世の火成活動期に、 $2$  Ma は鉱床の生成年代  $2.93 \sim 0.49$  Ma (Sawai *et al.*, 1989) 及び鮮新世の安山岩の活動期によく一致している。豊羽周辺では最も若い火成活動であるこの安山岩の噴出と、熱源の活動及び鉱化作用は起源を同じくするものと考えられる。

いままで述べたことを総合的に解釈すれば、豊羽鉱床の形成は  $3$  Ma 前後の無意根山安山岩の噴出とほぼ同時に始まり、約  $0.5$  Ma に現在の稼行レベルでの鉱化変質作用が停止したが、信濃鍾の下部とその南方では熱水活動が現在まで引続いていると見ることができる。鉱化に寄与したマグマは、鉱床南方に分布する無意根山 (長尾山) 安山岩のルート (根) ゾーンに存在していると予想される (Ohta, 1991)。このルートゾーンから上昇した深部起源熱水の、天水起源熱水との混合による温度低下と希釈が鉱石沈澱の主要メカニズムであり、これに加えて、間欠的な沸騰によるプレッシャークエンチも南東部に特有のコロフォーム状鉱石を沈澱させる要因であったであろう。豊羽鉱床を覆っていた削剥前のフラットラヴァの底面と鉱脈の上限との標高差は  $500$  m 程度であったと推定されている (岡部, 1968)。熱水の温度-圧力条件からも、 $500$  m は必要最低限の深度と思われる。無意根山安山岩を初めとする“フラットラヴァ”に熱水変質が認められないという事実は、この高度差のためと解釈できる。

#### 5. 結 言

鉱床南東部の坑内深部における岩盤温度が現在も  $100$  °C を越す高温であることから、上記 K-Ar 年代の若返りを疑う必要は当然ある。しかし、現在の稼行地域の北西方と東方にそれぞれ分布し、豊羽鉱床の周辺延長部と考えられる奥胆振鉱化帯と湯の沢変質帯の地表で採取された絹雲母の K-Ar 年代がいずれも約  $3$  Ma (Sawai *et al.*, 1989) で、鉱床の K-Ar 年代の一番古い値に相当する。これらの地帯が絹雲母生成以降に  $200$  °C を大きく越える高温にさらされたとは考え難いため、 $3$  Ma を

鉱床生成開始年代とすることに問題はなであろう。

国内の稼行鉱床が数少ない今日、豊羽におけるデータの蓄積量の多さと現在行なわれている研究・探鉱の活発さは際だっている。現在実施されている金属鉱業事業団の第三次精密調査は鉱床南方に焦点があてられており、新しい鉱徴が次々と発見されつつある。今後も鉱床生成モデルが探鉱指針を与え、探鉱結果からモデルを修正するという理想的な循環が続けられれば、得られる成果は学問的にも経済的にも大きなものとなるであろう。研究者の立場としては、探鉱ボーリングが鉱床のルートゾーンを貫き、その実態を露わにしてくれることを期待したい。

謝辞 長年にわたり坑内調査のお世話をいただいた豊羽鉱山(株)探査課の歴代課長及び課員一同の皆様に深く感謝致します。

#### 文 献

- 阿古目邦夫・原口正敏(1967) 豊羽鉱山における裂かたと鉱化作用の特徴について。鉱山地質, vol. 17, p. 93-100.
- ・—————・遠藤正孝・宮崎 猛(1970) 豊羽鉱山の探鉱について。鉱山地質, vol. 20, p. 211-221.
- 江原幸雄・横山 泉(1971) 北海道における地殻熱流量の測定。北大地球物理学研究報告, vol. 26, p. 67-84.
- 橋本英雄・石坂武司・一の瀬 孜(1977) 豊羽鉱山出雲鍾探査について。鉱山地質, vol. 27, p. 87-97.
- 林 謙一郎・工藤英雄・菅木浅彦(1982) 豊羽鉱山礼文鍾及び第2筑後鍾産マンガン珪酸塩鉱物について。三鉱学会演旨, vol. 47.
- 広瀬和世・一の瀬 孜(1992) 豊羽鉱山における探鉱の現況。資源・素材学会秋季大会要旨。
- 今井秀喜(1955) 豊羽鉱山の鉱脈系統に関する所見。鉱山地質, vol. 5, p. 73.
- 石橋正夫・笹木 敏(1961) 豊羽鉱山の鉱石について。鉱山地質, vol. 11, p. 337-343.
- 神原 洋・三箇智二・大浦利行・汲田啓一(1989) 豊羽鉱山信濃鍾の鉱化作用。鉱山地質, vol. 39, p. 107-122.
- Kase, K. (1987) Tin-bearing chalcopyrite from the Izumo vein, Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Canad. Min.* vol. 25, p. 9-13.
- 孤嶋章一郎・川住哲美・嶽山輝夫・宮石 修(1979) 豊羽鉱山の銀鉱物の産状について。鉱山地質, vol. 29, p. 197-206.
- 桑原利夫・宮崎敏男・谷藤吉郎・飯田幸平(1983) 豊羽鉱山本山鉱床地域の地質構造と品位・金属量分布から見た鉱化作用の特性。鉱山地質, vol. 33, p. 115-129.
- 松久幸敬・矢島淳吉・太田英順(1986) 豊羽鉱床の脈石英の酸素同位体比と流体包有物。三鉱学会演旨, p. 26.
- 宮島建久・秤 信男・喜多正弘(1971) 豊羽鉱山の地質構造と裂か生成機構に関する最近の考え方。鉱山地質, vol. 21, p. 22-35.
- 森下祐一・松久幸敬・石原舜三(1982) 大谷及び鐘打鉱山産鉱物の酸素同位体組成。鉱山地質, vol. 32, p. 177. (演旨)
- 成井英一・吉江 隆・加藤金良(1988) 鉱化ステージと微量成分を指針とした豊羽鉱床の探鉱。鉱山地質, vol. 38, p. 99-113.
- NEDO (エネルギー・産業技術総合開発機構) (1988) 地熱開発促進調査報告書-豊羽地域, 1156 p.
- 太田英順(1979) 豊羽鉱山産ベルチェライトの産状とその生成環境。鉱山地質, vol. 29, p. 97-102.
- (1980) 豊羽鉱山出雲鍾と空知鍾の鉱化作用。地調月報, vol. 31, p. 585-597.
- Ohta, E. (1989) Occurrence and chemistry of indium-containing minerals from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 39, p. 355-372.
- (1991) Polymetallic mineralization at the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 41, p. 379-395.
- (1992) Silver mineralization at the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 42, p. 19-32.
- 太田英順・丸茂克美(1981) 豊羽鉱山産緑泥石の組成について。鉱山地質, vol. 31, p. 43.
- Ohta, E. and Marumo, K. (1985) Occurrence of apatite and associated gangue minerals in the Toyoha deposits, west Hokkaido, Japan. *Proceed. Jap.*

- Acad.* 61, B3, p. 99-102.
- 岡部賢二(1968) 西道北海道定山溪地域の火山活動から推定した豊羽鉱山の鉱脈形成の深度. 地質調査所北海道支所講演要旨録, vol. 19, p. 32-35.
- 三箇智二・神原 洋・庄司敏行・嶽山輝夫(1992) 豊羽鉱床における後期鉱化作用の特性と裂か系. 鉱山地質, vol. 42, p. 85-100.
- 沢井長雄(1984) 豊羽鉱山本山鉱床の熱水変質作用. 鉱山地質, vol. 34, p. 173-186.
- Sawai, O., Okada, T. and Itaya, T. (1989) K-Ar ages of sericite in hydrothermally altered rocks around the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 39, p. 191-204.
- Shikazono, N. (1988) Hydrothermal alteration associated with epithermal vein-type deposits in Japan - A review. *Mining Geol., Spec. Issue*, no. 12, p. 47-55.
- 菅木浅彦・林 謙一郎(1986) 北海道豊羽鉱山産 teallite. 岩鉱, vol. 81, p. 393-398.
- 竹内正勝・広沢経夫・早川正巳(1975) 豊羽地熱地帯の地下温度分布. 火山第2集, vol. 20, p. 13-29.
- 渡辺 寧(1986) 鉱脈の方向から推定された広域応力場—北海道における中期中新世以降の鉱脈の例—. 鉱山地質, vol. 36, p. 209-218.
- (1989) 西道北海道札幌-赤井川地域の鉱脈鉱床における構造運動の規制. 鉱山地質, vol. 39, p. 273-281.
- ・岩田圭示・羽坂俊一(1989) 西道北海道定山溪地域の中新統と地質構造. 地球科学, vol. 43, p. 7-15.
- Watanabe, Y. (1990) Pliocene to Pleistocene volcanism and related vein-type mineralization in Sapporo-Iwanai district, southwest Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 40, p. 289-298.
- 矢島淳吉(1977) 豊羽鉱山出雲鍾における錫鉱物の産状. 鉱山地質, vol. 27, p. 23-30.
- (1978) 豊羽鉱山鉱石中の炭質物について. 鉱山地質, vol. 28, p. 45.
- ・岡部賢二(1971) 豊羽鉱山産鉄質縞鉱について. 鉱山地質, vol. 21, p. 221-228.
- Yajima, J. and Ohta, E. (1979) Two-stage mineralization and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, vol. 29, p. 291-306.
- Yajima, J., Ohta, E. and Kanazawa, Y. (1991) Toyohaite,  $Ag_2FeSn_3S_8$ , a new mineral. *Min. Jour.*, vol. 15, p. 222-232.
- 吉江 隆・成井英一・加藤金良(1986) 豊羽鉱床の生成過程と微量有価成分の分布. 鉱山地質, vol. 36, p. 179-193.

(受付: 1992年6月12日; 受理: 1992年11月20日)