

北海道メツプ岳周辺の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床 (1)

—今金鉱山地域の地質と鉱床—

成田英吉\*

**Pb-Zn-Mn Ore Deposits in the Environs  
of the Meppu Mountain, Southwestern Hokkaido (1)**

—Geology and Ore Deposit of the Imagane Mine—

by

Eikichi Narita

Abstract

The Imagane mine is situated on the southern side of the Meppu mountain and belongs to the Imagane village, Setana province, southwestern Hokkaido.

Ore deposit of the mine is one of vein types composed of complicating ore of lead, zinc, copper, gold, silver and manganese caused by Miocene mineralization.

Geology in the southern district of the Meppu mountain is composed of sedimentary and igneous rocks which are believed to be pre-Tertiary to Neogene-Tertiary age. As concerning the geological structure, this area is divided into three blocks by faults of E-W trend. The northern block is composed of propylite and Tertiary granite. Granite gave rise to thermal metamorphism upon the propylite mass. The central block is occupied by propylite and pyroclastic materials. The southern block is characterized by upper Miocene agglomerate of the Yakumo and Kuromatsunai formations.

Most ore veins distribute in the propylite mass of the central block, and some of veins develop in the northern block. They are limited to three particular localities showing vein swarms parallel to each other elongating N-S trend. In the vein swarm of eastern side, high grade Pb-Zn ore is developed. The richest one is "15 go-vein" worked before. Strike of each vein in the swarm is commonly controlled by fractures of N-S system. In the central vein swarm, country rocks are constituted with the Tertiary granite and propylite. Occurrence of veins in this part very resembles to those on the eastern side, but the quality of each vein is comparatively poorer, viz. composed of low grade Pb-Zn-Mn ore. On the western side, vein swarm is divided into subswarms trending NE direction. It is remarkable that all veins in the subswarms are barren. The country rocks are almost propylite and pyroclastic sediments, and only northernmost one is pregnant with Tertiary granitic rock. It will be illustrated that the western and southern areas seem to be marginal part of this mineralized zone, on the other hand, the northeastern area surrounding the "15 go-vein" can be correlated to the central part of mineralized zone.

Mineralization seems to have begun from wall rock alteration, which is distinguished into three phases represented by kaolinite-albite-chlorite phase, albite-chlorite phase and adularia-quartz phase. In the latter half of the mineralization, ore precipitation was proceeded. In the process, there are three phases represented by rhodonite phase, Pb-Zn-quartz phase and quartz phase. Alkali metasomatism is noticeable in the wall rock alteration and in the formation of

\* 北海道支所

adularia of the vein.

The mineralization is considered to be closely related to the latest igneous activities of the district, namely, Tertiary granite intrusion and associated thermal metamorphism.

Ores from the "15 go-vein" are various, some of them are of high grade, bulk contents of Cu, Pb, Zn are often over 30%, and in general, bulk contents of them are 10% or less. Ore forming minerals are sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, tetrahedrite, hematite, magnetite, rhodonite, rhodochrosite and secondary manganese dioxide.

## 要 旨

調査地域は北海道南西部後志支庁管内の東瀬棚町と今金町との境界部に位置し、メップ岳の南部を流れる種川左股沢と目名川との上流地域をしめる。この地域には新第三紀中新世の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガンをもつ浅熱水性鉱床が分布する。

本地域の地質は基盤岩類を構成する先新第三紀黒色頁岩類、花崗岩質岩石と、新第三紀中新世の火成岩類、堆積岩類とから構成される。

本地域の鉱床は東西約4 km、南北約4 kmの地域に鉱脈群を作つて分布する。鉱脈群はおもに変朽安山岩を母岩として胚胎するが、そのごく一部は貧弱な脈として、新第三紀の花崗岩類中あるいは堆積岩中に胚胎する。

鉱脈群は大小あわせて20数本の脈からなり、これらは東部、中央部、西部の3つの部分に大分けされ、それらはたがいに脈構造、鉱石鉱物組合せのうえで若干の違いを示している。

しかし現在稼行の対象となりうる鉱脈は、東部地域の15号鍾のみで、他の鉱脈は下部の探鉱が必要である。

15号鍾は、露頭間約500 mの延長と、通洞レベル鍾押坑道での約160 mの延長とが確認されている。

鉱石はバラ輝石・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とし、黄鉄鉱・四面銅鉱・赤鉄鉱・磁鉄鉱・菱マンガン鉱、および二次的な酸化マンガン鉱を随伴する。

## はじめに

メップ岳周辺地区は、古期岩層中に胚胎する高温型の銅鉱床・マンガン鉱床、低温型の金銀鉱床、新第三紀層中に胚胎する金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱脈および層状マンガン鉱床など多様の鉱床を伴うきわめて興味深い鉱床地区である。

本調査報告は上記鉱床地区における広域調査の一環として行なわれた今金鉱山地域の報告であり、調査は昭和36年7月6日から同月28日までの23日間にわたつて行なわれたものである。今金鉱山については、すでに秋葉力(1933)、高島彰(1949)の報告がある。

本研究にあたり、住友金属鉱山株式会社石田準之助技師、その他探鉱課の方々にも多大の便宜、援助を頂いた。厚く御礼申しあげる。また北大理学部教授舟橋三男氏をはじめ、札幌在住の鉱床専攻の諸氏から討論をいただいた。これらの方々にも深く感謝する。

## 1. 位置・交通および鉱区

### 1.1 位置および交通

調査地域は瀬棚郡今金町および北松山町に位置し、今金駅から北に直距離16 kmの地点で、目名川上流から種川支流左股沢上流を含む東西6 km、南北8 kmの地域に含まれる。

本地域までの交通は、瀬棚線今金駅から旧今金鉱山事務所まで約12 kmの道路が通じている。

### 1.2 鉱 区

鉱区番号：松山国試登 5217, 5223, 5257, 5269, 5325  
5329号

同 採登 134, 137, 138号

鉱種：金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン  
鉱業権者：住友金属鉱山株式会社

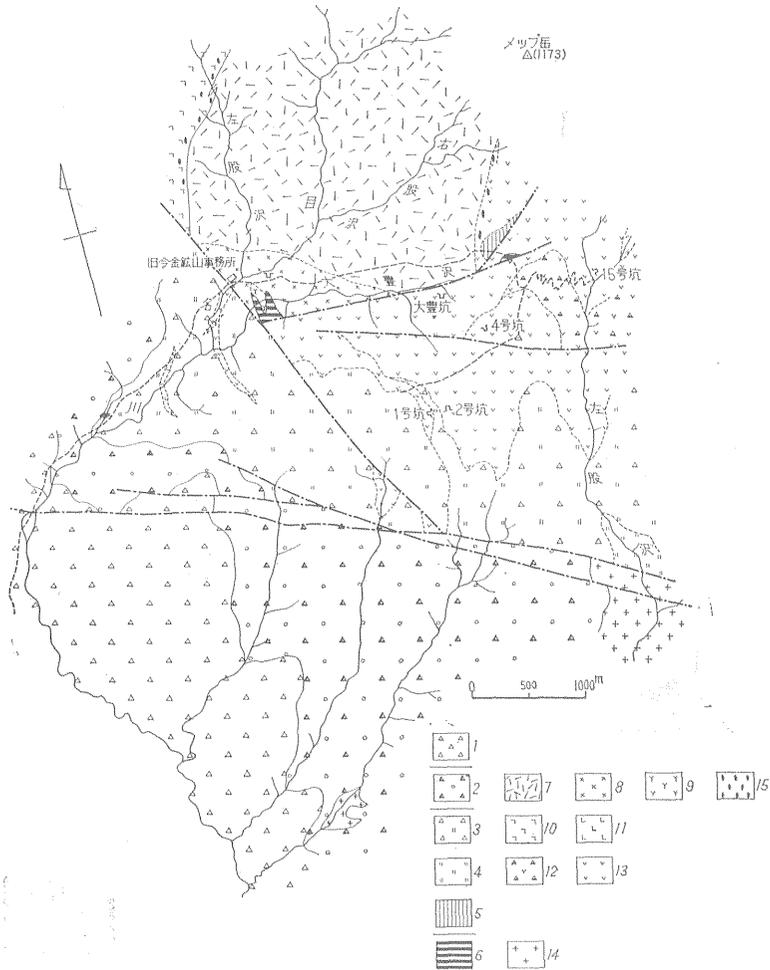
## 2. 地 形

本地域は北海道南西部地域の脊稜部にあたり、地域の北部には標高1,173 mの比較的急峻なメップ岳がそびえる。それに源を發する目名川・種川支流左股沢は花崗岩・変朽安山岩の地域をぬつて壮年期山形を作っている。

## 3. 地 質

本地域の地質は、主として新第三紀中新世の火山岩および火山性堆積岩 (pyroclastic sediments) からなり、これらが地域の大部分を占め、古期岩類は地域の南部と中央部の小地域とに新第三紀層と不整合あるいは断層で境して分布する。

基盤をなす古期岩類には堆積岩と火成岩とがある。堆積岩には地域の中央部で変朽安山岩と断層で境するものと、新第三系花崗閃緑岩中に捕獲岩状を呈するものがあり、岩質はいずれも頁岩類を主とする。地層の走向傾



1. 黒松内層 2. 八雲層 3. 訓縫層 (緑色凝灰角礫岩層) 4. 訓縫層 (凝灰岩層) 5. 訓縫層 (礫岩層)  
 6. 先新第三紀堆積岩層 7. 花崗斑岩質岩石 8. 閃緑岩質岩石 9. 粗粒玄武岩質岩石 10. 含石英安山岩質変朽安山岩 11. 石英安山岩質変朽安山岩 12. 角礫質変朽安山岩 13. 変朽安山岩 14. 先新第三紀花崗岩質岩石 15. 変安山岩

第1図 メツプ鉱山周辺地区の地質図

斜は一般に明らかでないが、 $EW \cdot 50^\circ S, N 60^\circ E \cdot 80^\circ SE$  をしめすものが認められる。

基盤をなす花崗岩質岩は地域の南部に認められる。このうち、南西部のものは八雲層下部のアルコーズ砂岩、礫岩に被覆される。南東部のものは訓縫層中の凝灰岩層と断層で境する。これらはともに粗粒な花崗岩質岩体でメツプ岳周辺地区基盤岩地帯の南縁部をしめて分布するものの西端をしめる。この深成岩類は基盤の堆積岩に熱変成作用をあたえている。

### 新第三紀層

本地域の新第三紀層の大部分は火山碎屑岩類によつてしめられ、それらは時代的に訓縫層・八雲層・黒松内層に大きく3分される。

**訓縫層** 本層は地域中央部の大半をしめ、下部から凝灰岩層・変朽安山岩類・緑色集塊岩層に3分される。

凝灰岩層は狭小な地域に分布し、おもに角礫質の凝灰岩でしめられるが、北部鉱山道路付近のものは礫岩・泥岩を伴っている。

礫岩・泥岩層の走向・傾斜は  $N 20^{\circ} E \cdot 25^{\circ} S E$  を示すが、中央部のものはその南部で  $N 60^{\circ} E \cdot 20^{\circ} N W$  をしめし緩い  $N E$  方向の軸をもつ褶曲を作っている。

変朽安山岩類は本層中の主要な部分をしめ、北部の新第三紀花崗閃緑岩体と断層で境して分布する。この岩体の南部は熔岩流状となり、下位の凝灰岩層を整合に被覆する。本岩体は比較的新鮮な両輝石安山岩質のものから熱水変質作用をうけて、かなり脱色されたものまでみられる。本岩石中にはしばしば同質の凝灰角礫岩を挟有する。

緑色集塊岩層は訓縫層の最上部をしめ、変朽安山岩と同質の熱水変質作用を受けた集塊岩で構成され、1号坑の南西部から西側の地域に変朽安山岩を覆つて分布する。

八雲層 本層はおもに暗灰色の集塊岩で構成され、緑色集塊岩層地域の南側に分布し、緑色集塊岩層と漸移する。本層の礫には両輝石安山岩や玄武岩が認められる。本層中には凝灰岩質砂岩を挟有し、古期岩の直上部には基盤の花崗岩礫を有する基底礫岩層がある。走向・傾斜は西部で、 $N E \cdot W$  落し、東部で  $N W \cdot E$  落しの緩い半ドーム状構造を作っている。

黒松内層 本層は八雲層の分布する地域の南側にみられ、おもに安山岩質集塊岩で構成される。八雲層の地形

に比較してかなり緩やかな地形を作っている。

火成岩類

古期花崗岩

本岩は調査地域の南側に分布する。これは2カ所に認められる。このうち東部のものは新第三紀層と東西系の断層で境される粗粒の黒雲母花崗岩で西部のものは八雲層に不整合に覆われる粗粒の黒雲母一角閃石石英閃緑岩の性質をしめす。これらの岩石の鉱物容量比は第1表および第2図に示した。

第1表 花崗岩質岩石における成分鉱物の容量比

	99	54	44	47	128	128	95
Q	0.6	14.8	19.0	27.8	16.6	29.0	38.8
Or	.0	8.4	3.7	22.4	0.5	1.9	30.8
Pl	43.4	52.3	51.2	41.8	53.8	58.6	22.4
Px	5.2	.0	.0	.0	.0	.0	.0
Hr	.0	5.1	15.2	1.7	8.0	4.7	.0
Bi	.0	.0	.0	.0	20.3	5.3	8.0
ep	9.5	0.7	0.7	.0	.0	.0	.0
cl	31.8	11.2	6.5	4.1	.0	.0	.0
sr	.0	.0	.0	.0	.0	.5	.0
cb	3.2	1.0	.0	.0	.0	.0	.0
op	6.3	6.1	3.3	2.2	.8	.0	.0
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Q: 石英 Or: 正長石 Pl: 斜長石 Px: 輝石 Hr: 角閃石  
Bi: 黒雲母 ep: 綠簾石 cl: 綠泥石 sr: 絹雲母 cb: 炭酸塩鉱物 op: 不透明鉱物

新第三紀花崗岩

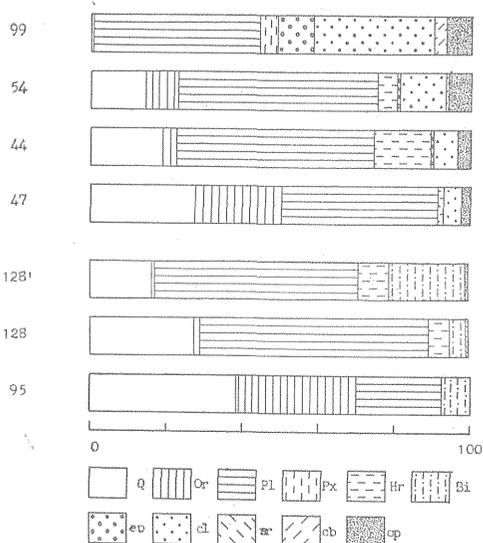
本岩は、調査地域北部の広い部分をしめ、目名川上流地域に分布する。この岩石は一般に細粒できわめて不均質な岩相をしめし、玄武岩・閃緑岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・半花崗岩などの岩相がみられる。

岩体の北西部では変朽安山岩を貫ぬき、東部では変朽安山岩を捕獲岩状にもち、これらに熱変成作用をあたえている。南部では変朽安山岩と東西性の断層で境する。

変朽安山岩類

変朽安山岩類は地域の中央部の広い地域をしめ岩脈、熔岩流、岩株状の産状をしめす。本岩は全体に変質作用が著しく、熱水変質鉱物の集合体に変えられている。

この岩石は岩質が多様で、輝石安山岩質のもののほか目名川の本流沿いでは岩脈状の産状をしめす石英安山岩質、玄武岩質のものなどが認められる。変質の程度は原岩石の組成鉱物が多く残留する弱変質暗灰色のものから完全に組成鉱物が交代され、脱色して変朽安山岩の特徴的な外観を呈するものまでがある。また変質鉱物組合せ



Q: 石英, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Px: 輝石, Hr: 角閃石, Bi: 黒雲母, ep: 綠簾石, cl: 綠泥石, sr: 絹雲母, cb: 炭酸塩鉱物, op: 不透明鉱物

99. 粗粒玄武岩質岩, 54. 新第三紀閃緑岩質岩, 44. 新第三紀閃緑岩質岩, 47. 新第三紀花崗斑岩質岩, 128. 先新第三紀閃緑岩中の塩基性同源捕獲岩, 128. 先新第三紀閃緑岩, 95. 先新第三紀黒雲母花崗岩。

第2図 花崗岩質岩石における成分鉱物の容量比

のうえから大きく次の3つの相に分けられる。すなわち

- i) 変朽安山岩(1) 緑泥石—絹雲母—炭酸塩鉱物
- ii) 変朽安山岩(2) 緑泥石—曹長石—絹雲母—炭酸塩鉱物
- iii) 変朽安山岩(3) 緑泥石—曹長石—石英

変朽安山岩(1)はごく弱変質のもので、原岩石の組成鉱物の多くを残存し輝石・斜長石斑晶や石基の弱い緑泥石化、炭酸塩化で特徴づけられ、時に少量の緑簾石、カオリンの形成を伴っている。この岩石の外観は一見して新鮮で暗灰色を呈す。変朽安山岩中この種のものは目名川の一部にみられるのみで、多くは比較的変質度の進んだ変朽安山岩(2)、(3)に変わっている。

変朽安山岩(2)は中程度の変質をしめすもので、原岩石の組成鉱物の大部分は変質鉱物に交代され、斑晶斜長石は曹長石化されるようになる。また斜長石の絹雲母化も進み、比較的少量の絹雲母の形成が行なわれるようになる。石基はまだ原岩の組織を残しているが、全体に緑泥石—曹長石—絹雲母—炭酸塩鉱物の集合体となっている。本岩の外観はまだ黒灰色を呈するが、全体に変朽安山岩(1)にみられるような新鮮な光沢は失われる。この種の岩石は種川・左股川の中流地域から、西側の地域にかけて比較的広い分布をしめす。この変質岩は変朽安山岩熔岩の中部から上部に多くみられる。

変朽安山岩(3)は、変朽安山岩中もつとも進んだ変質作用を受け、変朽安山岩(1)、(2)にみられる絹雲母は全く消失し、炭酸塩鉱物も多くの場合随伴しなくなる。本変質岩はまだ原岩石の構造を良く残しているが、組成鉱物のすべては二次的な緑泥石—曹長石に変わり、石基の一部には、石基の構造をこわして溜状に石英—曹長石の形成がみとめられるようになる。外観は変朽安山岩(1)、(2)と異なつて、脱色された灰緑色の岩石に変わっている。本岩石は全体として広い分布をしめすが、とくに変朽安山岩帯の下部に良好な発達をする。

このような変朽安山岩化の発達の様相は、吉村(1962)により報告された福島地域の変朽安山岩化の様相に良く似た性格をしめしている。またこの変朽安山岩にみられる変質鉱物の組合せは、若干の差異は認められるが、細倉鉱山周辺の変朽安山岩 (Narita, E., 1961) のそれと類似した性質をしめしている。

変朽安山岩には先に述べたような原岩石の岩質の差は認められるが、変朽安山岩化作用による変質相は、原岩の岩質とはとくに関係しないようである。これは原岩の化学成分の範囲が ACF ダイアグラムで Creasey (1959) の epidote-chlorite-calcite, あるいは muscovite-chlorite epidote 相の範囲に落ちるためと思われる。

変安山岩は、目名川上流右股沢、左股沢、大豊沢などの地域にみられる。この変安山岩には、花崗斑岩によつて接触変成作用を受けたものと、大豊沢にみられる剪裂帯に伴なつて形成されたものがある。前者は一般に安山岩の斑状構造を良く残し、黒雲母—角閃石—石英の組合せをしめす。変成作用は比較的弱く、石基は全体に細粒の黒雲母—角閃石—石英で交代されるが、部分的に細脈状、溜状の構造を作つて若干粗粒化した上記変成鉱物の集合となつている。変成鉱物は全体に他形、不規則で粒状をしめすが、角閃石は時に針状、束状の結晶を作り、 $c \wedge Z = 20$ ,  $Z' = \text{clear green}$   $X' = \text{pale yellowish green}$  の多色性をしめす。後者は破碎作用を強く受けた変質岩で、ときに片状の構造をしめし、緑簾石—緑泥石—斜長石—石英の変成鉱物組合せをしめす。緑簾石・石英は片状構造方向の石英細脈に伴なつてみられる淡黄色のものと、石基中にみられる淡褐色のものがある。斜長石・石英は粒状構造で片理に沿つたレンズ状の集合体を作っている。斜長石には時にアルパイト式双晶が認められる。

#### 地質構造

本地域を構成する岩石の分布は、2つの東西性断層で大きく3つの地域に分けられ階段状の構造を作る。1つは新第三紀中新世の花崗岩質岩石の分布する北部地域であり、第2は中新世の火山碎屑岩を主とする中央部地域である。第3は八雲期以後の集塊岩で構成される南部地域である。中央部の中新世火山碎屑岩地域は、さらに南西部の火山性堆積岩の地帯と、東部の変朽安山岩地帯とに分けられる。火山性堆積岩類の構造は変朽安山岩類を覆つて全体として南傾斜をしめすが、西部地域ではNE、東部ではNWの走向をもつ緩いベーズン構造をしめす。

火山岩類の貫入構造は、西部地域ではほぼNS系で、東部ではEW系を示すものが認められる。

断層には、先に述べたこの地域の地質をブロック化するEW系の大規模なものと、NE、NW系の小規模なものが認められる。これらの断層は新第三紀花崗岩質岩の上昇と同時にあるいはそれより若干おくれた時期の運動をしめしている。

本地域にみられる裂か系は、本地域の中央部中新世火山碎屑岩地域、特に、変朽安山岩地帯に良く発達し、東部から中央部にかけてはNS系、西部にはNE系のものが多く、これらは鉱化作用により鉱脈群を形成している。

## 4. 鉱床

### 4.1 概説

本地域にはメツ川・左股川上流から目名川の中流に

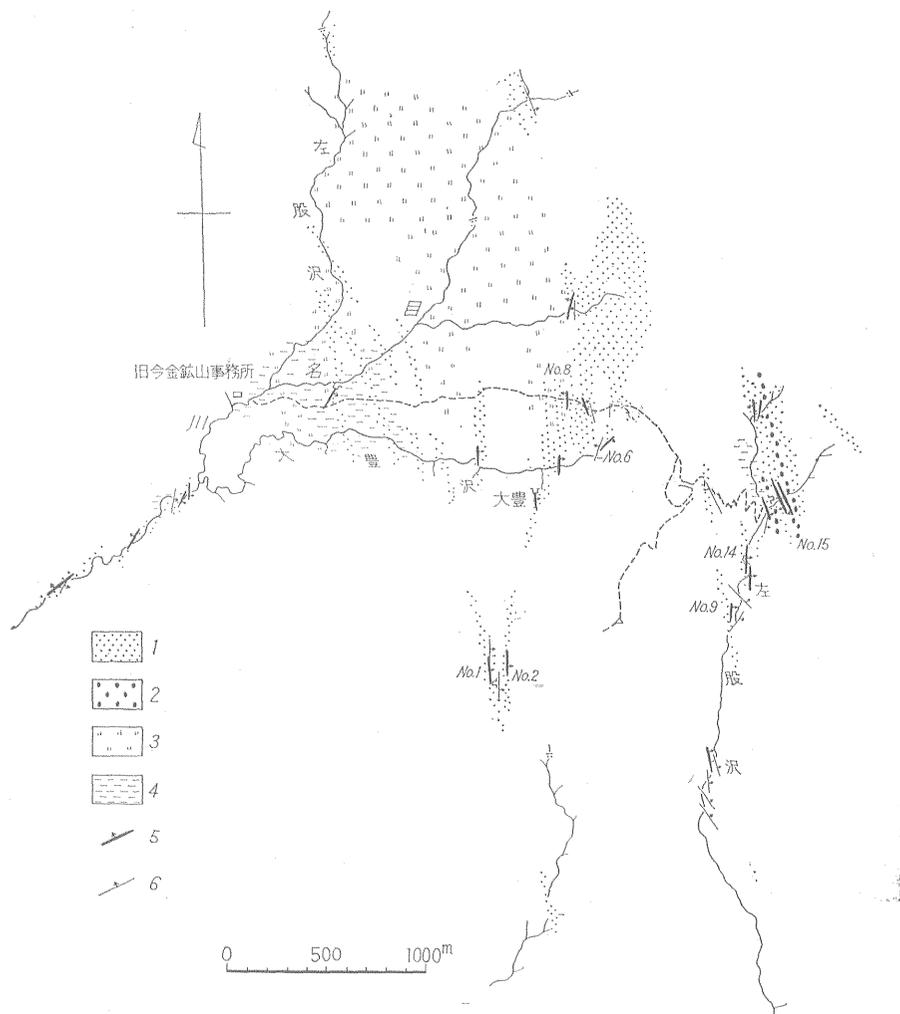
かけ、東西約4km、南北約4kmの地域にわたって分布する浅熱水性金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱脈が発達している。ここには本鉱床を稼行した今金鉱山がある。

今金鉱山付近の探鉱は、松前藩時代に開拓使の要員高山彦九郎によつて行なわれ、その後大正年間武田某によつて探鉱が進められた。昭和4年から大谷岩太郎の所有となつたが、昭和13年には堤林によつて今金鉱山周辺の5鉱区が設定された。昭和14年北海道鉛鋅業会社と共同経営になり、昭和23年には鉛鋅業株式会社単独の名義となつて60tの売鉱が行なわれた。昭和24年ふたたび堤林の所有となつているが、昭和28年太陽鉛鋅業株式会社の所有となり神岡鉱山に銅・鉛・亜鉛鉱として売

鉱を行なつた。昭和29年雪崩の事故があり以後休山となつたが、昭和31年には住友金属鉱山K.K.の所有となり、現在まで探鉱を続けている。最近まで稼行、出鉱されていた鉱脈は本鉱脈群のうち15号鍾のみである。

#### 4.2 鉱化帯の分帯と構成

今金鉱山の鉱化帯は地域の中央部変朽安山岩地帯にも分布し、20数条の鉱脈からなり、それらは1つの鉱脈群を作っている。この鉱脈群はさらに東部、中央部、西部の3地区に細分される。東部の鉱脈群は全体として変朽安山岩を母岩とし、15号鍾にみられるように、比較的良好なNS系の鉱脈群を作る。中央部のものはさらに大豊沢に走る東西性の断層を境として南北に2分され、北部のものは新第三系花崗岩を母岩とし、南部のもの



1. 水長石-石英岩, 2,3. 曹長石-緑泥石岩, 4. カオリン-曹長石-緑泥石岩, 5. 鉱脈 (10cm以上), 6. 細脈 (10cm以下)

第3図 今金鉱山付近の鉱床および変質図

のは変朽安山岩を母岩としてNS系の鉱脈群を作る。しかし鉱脈は北部、南部ともに類似し、比較的銅・鉛・亜鉛の鉱石鉱物に乏しい。西部のものはおもに緑色凝灰角礫岩を母岩とするNE系の鉱脈群で、全体に不毛の石英脈で構成される。

4.3 変質帯

鉱化帯には、鉱脈をとりまいて、鉱化作用に直接関係して形成されたと考えられる特徴的な変質帯が帯状に発達する。この変質帯は全体として鉱脈の走向に沿って発達し、東部、中央部ではNS系、西部ではNE系の延びを示して分布する。変質帯の規模は鉱化作用の規模に対応して発達し、中央部、東部地域では、原岩の構造を失うほど著しい変質を受けている (第3図)。

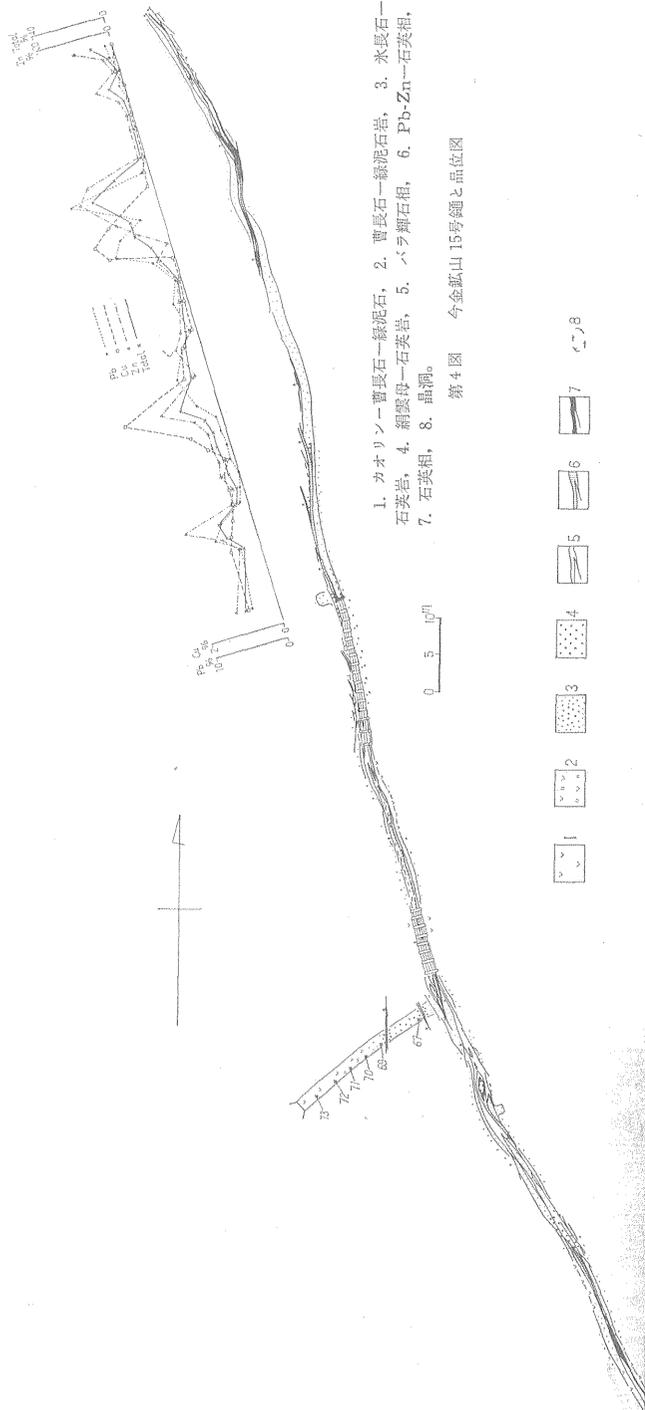
4.3.1 脈際の変質

脈際変質を受けた岩石には、新第三紀花崗岩や、変朽安山岩などがある。この変質作用は母岩の岩質や鉱脈の脈質に左右される。その違いは、変質鉱物の容量比に現われているが、変質鉱物の組合せの上では、特に差異は認められない。このことは、各岩石と反応した鉱液の性質がほとんど類似の成分であり、反応に関係した条件 (P, T) が類似のものであつたことをしめしている。また鉱液による変質の強さの差異は、原岩石の孔隙率、表面エネルギーに左右されたものようで、一般に完晶質岩はこの作用に弱く広い範囲に、変朽安山岩は強くせまい範囲にあらわれている。これらの変質岩は、上記のように、変質程度の違いは認められるが、岩質に関係なく脈

第2表 脈際にみられる変質岩の鉱物容量比

	67	69	70	71	72	73
Q	3.7	22.1	6.0	2.8	11.1	.4
Ad	25.6	20.3	10.9	.0	.0	.0
Ab	.0	.0	3.7	12.4	11.5	20.2
Sr	5.6	8.5	11.3	3.9	6.9	2.4
Ka	4.4	.4	1.9	5.7	10.0	18.0
Ep	1.4	tr.	1.0	2.6	3.8	2.7
Cl	36.8	35.8	50.7	65.9	38.5	49.7
Cb	15.4	7.7	12.6	tr.	5.4	.2
Py	1.1	.0	.0	.0	.0	.0
Op	6.0	5.2	1.9	1.7	4.6	6.0
r. pl	.0	.0	.0	5.0	8.2	.4
r. px	.0	.0	.0	.0	.0	tr.
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Q: 石英 Ad: 氷長石 Ab: 曹長石 Sr: 絹雲母 Ka: カオリン  
Ep: 緑簾石 Cl: 緑泥石 Cb: 炭酸塩鉱物 Py: 黄鉄鉱 Op: 不透明鉱物  
r. pl: 残留斜長石 r. px: 残留輝石  
67, 69, 氷長石-石英岩 70, 71, 曹長石-緑泥石岩 72, 73, カオリン-曹長石-緑泥石岩



第4図 今金鉱山15号鍾と品位図

の外側から脈際まで次のような帯を作っている。すなわち、

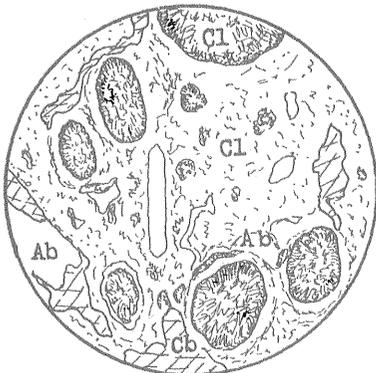
I カオリン-曹長石-緑泥石, II 曹長石-緑泥石, III 氷長石-石英 をそれぞれ主要な鉱物組合せとする3つの帯に分けられ, 全体として脱色された岩石でしめられる。これら各帯の変質岩を構成する変質鉱物の容量比を第2表に, 変質岩組成鉱物の変化の様子は第8図にしめた。

I カオリン-曹長石-緑泥石帯は脈際変質帯中の最外側をしめ, 15号鍾立入では鉱脈から10m以遠の帯をしめる。この岩石は原岩の組織を良く残し, 主要な組成鉱物は, 緑泥石・カオリン・曹長石であり, その他, 石英・絹雲母・緑簾石・炭酸塩鉱物・不透明鉱物を伴ない, 時に斜長石・輝石の残晶が認められる。緑泥石は淡褐緑色ないし鮮緑色でやゝ強い多色性をしめす。カオリンは斜長石斑晶の一部あるいは石基の鉱物粒間をうずめて形成され, 脈際変質岩中カオリンの容量比は最大をしめし, 全体の18%を超えている。曹長石は斜長石の斑晶を交代して形成されている場合が多い。炭酸塩鉱物はII, III帯のものと同様異なり, 淡褐色で, 屈折率はやゝ高く, 菱鉄鉱質の性格をしめす。緑簾石は, 淡褐黄色で弱い多色性をしめす。15号坑口付近におけるこの変質岩の原岩は, 残晶の様子から, 左股沢や15号坑口付近にみられる変朽安山岩(2)のものと推定される。

II 曹長石-緑泥石帯は変質帯中の中間帯をしめ, 15号鍾鉱脈付近で鉱脈からの距離は8mないし10mである。この岩石はまだ原岩の組織, 組成鉱物を残しているが, 多量の緑泥石の形成が認められる。主要な鉱物組成は曹長石-緑泥石で石英・絹雲母・カオリン・緑簾石・

不透明鉱物を伴ない, I帯のものと同様に斜長石・輝石の残晶が認められる。緑泥石は, この変質帯中最大の量をしめ, 容量比は60%を超える。この緑泥石は淡緑色となり, 多色性も若干弱くなる。曹長石は外帯の変質岩と同様に斜長石を交代して形成している。ここでは石英・炭酸塩鉱物が著しい減少をしめしている(第5図)。

III 氷長石-石英帯は変質帯中の最内側をしめ, 15号鍾では鉱脈からほぼ8m付近までの位置をしめる。この変質帯の岩石は石英細脈を伴ない, 多量の氷長石・石英の形成が認められることを特徴とする。すなわちこの岩石の主要組成鉱物は氷長石・石英・緑泥石で, さらに炭酸塩鉱物と少量の絹雲母・カオリン・緑簾石・不透明鉱物・黄鉄鉱を伴なっている。氷長石は石英細脈中にみられるのみならず, 斜長石の斑晶を交代しあるいは石基中に石英・氷長石の溜を形成している。この岩石では氷長石が25%をしめるものがある。石英は粒状で, しばしば氷長石と共生してみられ, 細脈や溜を作り, 特に15号上盤鍾周辺の岩石では20%を超えるものがある。緑泥石は溜状に集合し, 無色ないし淡緑色となり, 多色性は著しく弱くなる。さらに緑泥石の量は著しい減少をしめしている。緑簾石は淡黄色で, 強い多色性をしめす。炭酸塩鉱物はI帯のものと同様異なり, 無色で屈折率も若干低くなっている。少量の黄鉄鉱はこの岩石の特徴的な組成となつている(第6図)。



Cl: 緑褐色緑泥石, Cl': 淡緑色緑泥石, Ab: 曹長石, Cb: 炭酸塩鉱物

15号鍾上盤

第5図 曹長石-緑泥石帯



Cl: 淡緑色緑泥石, Ad: 斑晶斜長石を交代する氷長石, Q: 石英  
15号鍾上盤

第6図 氷長石-石英帯

これらの帯中, 鉱脈際の帯と最外側の帯とは鉱物組合せのうえで特徴的な差異をしめす。これらの両帯に挟まれる中間帯では, 内帯を特徴づける氷長石, 外帯を特徴づける曹長石の両鉱物を含む。しかし, この帯はとくに緑泥石の濃集で特徴づけられている。中間帯では主要

な鉱物組成のうえで第3帯の鉱物組成と類似してはいるが、特徴的な緑泥石形成からみて第III帯と同じ帯とするよりは、むしろ、特異な相として分類することが適当と思われる(第8図)。

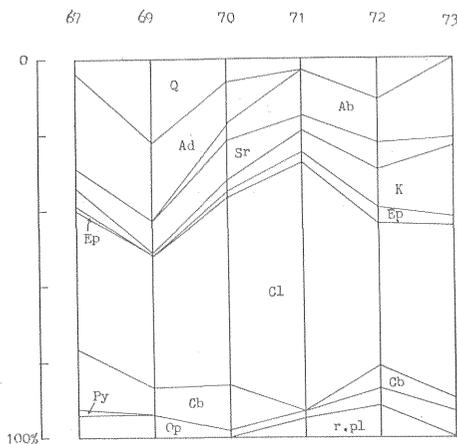


Ad: 氷長石 Cl: 緑泥石-氷長石化した母岩片, Q: 石英, Rc: 亜マンガン鉱。

15号鍾

第7図 氷長石-石英脈。母岩片を捕獲岩状にとりこむ石英脈。

変朽安山岩の分布と局所的な鉱化作用に伴なって生成された変質岩の分布は第3図に示した。



Q: 石英, Ad: 氷長石, Ab: 曹長石, Sr: 絹雲母, K: カオリン, Ep: 緑泥石, Cl: 緑泥石, Cb: 炭酸塩鉱物, Py: 黄鉄鉱, Op: 不透明鉱物, r.pl: 残留斜長石 67, 69, 氷長石-石英岩, 70, 71, 曹長石-緑泥石岩, 72, 73, カオリン-曹長石-緑泥石岩

第8図 脈際変質岩の鉱物容量比

#### 4. 3. 2 鍾の中の変質

この変質は鉱脈を形成する鍾の中にみられる変質で、一部は中石と呼ばれるものである。この変質岩は鉱脈中の鉱石相と対応して、(緑泥石)-絹雲母-石英相、緑泥

石-石英相を形成する。これらの変質岩は前記の脈際変質に較べて、はるかに高度の変質作用で特徴づけられ、原岩石の組織、組成鉱物を残さない。鉱石と隣接する場合にはその組成鉱物の鉱染をみる。すなわち、黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・赤鉄鉱の鉱染および炭酸塩化が認められる。

#### 4. 4 鉱脈群

今金地区の鉱脈群は東部、中央部、西部の亜群に分けられる。これらの亜群は鉱脈群の構造、組成鉱物、胚胎する母岩の上でたがいに若干の差異が認められる(第3図)。

**東部鉱脈亜群** この亜群に属する鉱脈は変朽安山岩中に胚胎し、ほとんど南北性の鉱脈で、それらの露頭は左股沢沿いに脈幅10cm以上のものが8本みられ、最大160cmをしめす。これらの中にはすでに報告(高島, 1949)されている No. 9, No. 14, No. 15の各鉱脈がある。この鉱脈群中、少数のものを除いては大部分の鉱脈は露頭に鉱石鉱物を伴ない、含マンガン鉛亜鉛鉱脈を形作っている。坑道探鉱されているものは15号鍾であるが、この坑道は立入20m 鍾押は南北に160m 掘進されている。

15号鍾(第4図)の走向傾斜は、全体としてN10°W, 80°SWをしめすが、南部はN30°W 北部はN10°Wで、脈幅最大2mを示す。鍾押延長は160mであるが、北部の露頭は坑口から北方約500mの地点に露出し、脈幅30cmをしめす。この鉱脈は比較的良好で、銅・鉛・亜鉛を対象として稼行されていた。本地域の鉱床中鉱石の品位、鉱量のうえで現在稼行の対象となりうるものは本脈のみである。15号鍾の上盤および下盤には、平行脈を伴っており、これらはともに良質の鉱石でしめられるが、脈幅は10~30cm程度の細脈である。No. 9, No. 14, の両鉱脈はN5°E・70~85°SEの走向・傾斜をしめす露頭で、いずれも多少の鉱石鉱物を随伴する程度で下部探査がさしあたつての課題である。

最南部にみられる露頭は、N10°W・70°NEの走向・傾斜をしめし、脈幅は160cmに達する。この上・下盤には脈幅10cm前後の石英脈を伴っているが、これらの脈にも鉱石鉱物は認められない。このような状態で、この石英脈への期待はきわめて薄いが一応の下部探査は必要であろう。

**中央部鉱脈亜群** この亜群は本鉱化帯の中央部地域に分布し、北部では新第三紀花崗岩類を母岩とし、南部では変朽安山岩を母岩として胚胎する。この鉱脈群は、東部のものと同様、ほぼ南北性の走向をしめす鉱脈の集りからなり、脈幅10cm以上、最大250cmで、露頭は10

カ所に認められる。これらには高島 (1949) によつて記載された No. 1, No. 2, No. 6, No. 7, No. 8, 大豊鍾の各鉱脈が含まれる。

No. 1 脈は南北ないし N 20° W, 75 ~ 85° NE の鉱脈で鍾押延長は約 80 m である。鉱脈は縞状をなす石英脈を主とし、一般に 1 ~ 2 m の脈幅をしめす。この鉱脈中にはパラ輝石・菱マンガン鉱を伴なっている。この坑道中段切羽は、金を対象として稼行されたといわれているが、入坑不可能のためその鉱石は明らかでない。No. 2 脈は No. 1 脈と同走向、同性質の鉱脈で、鍾押延長は 60 m, この鉱脈も金・銀を対象として稼行されたといわれている。

4 号脈は、N 20° W, 80° SW, 脈幅 2 m の鉱脈で、鍾押延長は 12 m である。この鉱脈は、石英脈を主とするが、鉱石にはパラ輝石・菱マンガン鉱からなる部分と、特に鉛・亜鉛の卓越する部分とが認められる。

大豊脈は、変朽安山岩中に胚胎し、N 10~30° W・85° NE, 鍾幅最大 250 cm の鉱脈で、鍾押延長は約 100 m である。この鍾押坑道の東部に約 30 m の立入坑道が切られているが、鉱脈は認められない。

この鉱脈は主として縞状の石英脈で構成されるが、時に少量の鉛・亜鉛鉱石・パラ輝石・菱マンガン鉱を伴なっている。この鉱脈は著しい酸化作用を受け、二次的な酸化マンガン鉱・カオリンの形成を伴なっていて、鉱脈中の鉱石相が不明になっている場合が多い。

この他の鉱脈は露頭のみで、坑内探鉱は行なわれていない。これらの鉱脈には、脈幅 10 cm 以上のものが 7 本認められ、最大のものでは脈幅 60 cm に達するものがあつて 6 号, 7 号, 8 号の各脈の露頭はこの中に含まれる。これら鉱脈の露頭は 1 号, 2 号, 4 号, 大豊の各脈と同様に鉱石鉱物を伴うものが少なく、鉛・亜鉛鉱石を伴なっているものは 2 カ所、また、二次的な二酸化マンガンを伴なっているものは 2 カ所である。

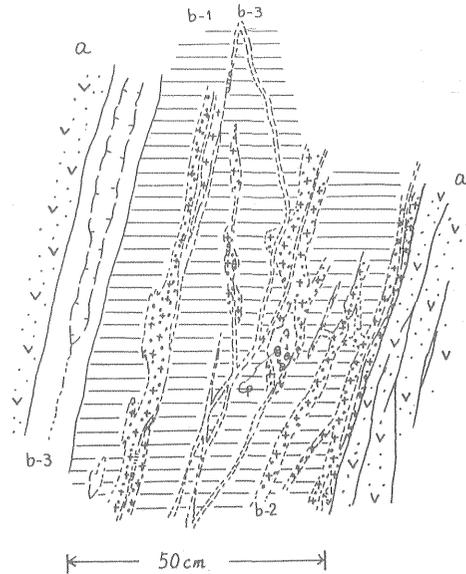
**西部鉱脈亜群** この亜群は目名川沿いに露出する鉱脈で、全体として NE 系の鉱脈から構成される。この鉱脈群中脈幅 10 cm 以上のものは 5 本みられ、最大 120 cm の脈幅をしめす。これらのうち最北部のものを除いた他の露頭は、鉱石鉱物を伴わない石英脈となつている。最北部のものは S 30° E 方向に 10 m の探鉱坑道が切られているが、幅約 30 cm の剪裂帯に硫化鉄鉱を鉱染状、細脈状に伴なっているにすぎないものである。

この鉱化帯に属する鉱脈群の傾向としては、①南北性の主要な裂か群に支配される。②この鉱脈群は胚胎する母岩の種類、鉱脈群の方向性、鉱脈を構成する鉱石の性質などに基づいて、ほぼ東西に並ぶ 3 つの亜群に分けら

れる。③鉱脈を構成する鉱石鉱物の濃集状態では、東部鉱脈亜群中に良好な発達をしめすものがあり、15 号脈はもつとも良好な鉱脈である。④これと反対にこの鉱化帯の北部、西部、南部地区はほとんど不毛の石英脈となり、鉱化帯の周辺部の様相をしめしている。したがつて本鉱化帯の東側に位置する種川上流の鉱化帯は、さらに鉱化帯の中心に近づく可能性があるため、今後検討する余地がある。

#### 4.5 鉱脈中の鉱石の構造

鉱脈中にみられる 鉱石鉱物の産出状態に基づいて i パラ輝石相, ii 鉛-亜鉛-石英相, iii 石英相の 3 つの相を区別することができる (第 9, 10 図)。



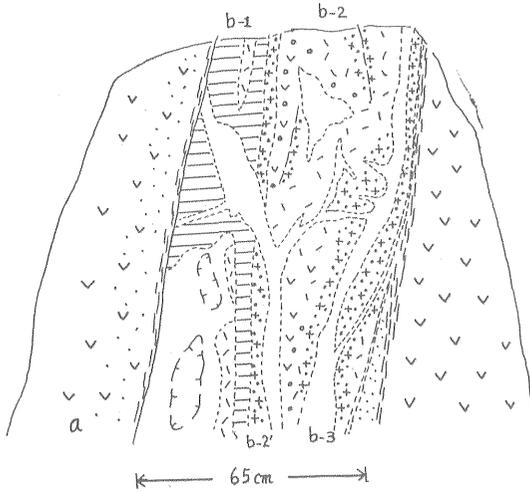
a: 氷長石-石英岩, b-1: パラ輝石相, b-2: Pb-Zn-石英相, b-3: 石英相 (少量の黄銅鉱 (Cp) を随伴する。)

第 9 図 15 号鍾露頭スケッチ

これらの相は各鉱脈全体にわたつてみとめられるわけではない。i パラ輝石相は東部鉱脈亜群、中央部鉱脈亜群にみられるものである。ii 鉛-亜鉛-石英相は、また上記両鉱脈亜群にみられるが、特に東部では著しい濃集をしめし、代表的なものは 15 号鍾の一部にあり、かつて鉛・亜鉛鉱石を対象として稼行されたものである。さらに iii 石英相は鉱化地域全体の鉱脈にみられるが、西部および南部地域に行くにつれて特徴的な発達をしめす。

3 つの鉱石相の相互関係は、15 号鍾でよく観察されるので、その点について記載する。

15 号鍾は、変朽安山岩を母岩とし、ほぼ南北性の膨縮



a: 氷長石-石英岩, b-1: パラ輝石相, b-2: Pb-Zn石英相 (母岩を交代し部分的に母岩を残す), b-3: 石英相

第10図 15号鍾北押引スケッチ

する鉱脈である。鉱脈は、南部では小規模なレンズ状鉱体からなり、それらは雁行しながら細脈化し消滅する。北部では南部に比較し連続的な鉱脈を作つて延長する(第4図)。

この鉱脈は、上にあげた3つの特徴的な鉱物組合せをしめす相からなっている。

(i) パラ輝石相

第9図にみられるように、15号鍾では、一般に鉱脈内の最外側にみられ、あるいは鉱脈中の上盤側や鉱脈中全体をしめてみられる場合(第9図,第10図)があり、脈の構造上、鉱脈内の鉱物沈殿の最初の相をしめし、おもにパラ輝石集合体で構成される。しかし、時には緑簾石・緑泥石の鉱物組合せをしめす部分がある。パラ輝石集合体は塊状を呈しているが、この鉱石中には、晶洞状に黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・石英を伴っている。パラ輝石は放射状結晶の集合を作るが、ときに自形ないし半自形の結晶をなしている。パラ輝石相が鉛-亜鉛-石英相と接する境界部は、パラ輝石集合体の晶洞部と似た様子をしめし、境界部付近のパラ輝石は自形性のものが多く、その間を壊めて比較的粗粒の石英、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱、赤鉄鉱、緑泥石の集合体に移る。パラ輝石はしばしば鉛-亜鉛-石英相の石英で交代される(第11図)。

(ii) 鉛-亜鉛-石英相

この相は、鉱脈中でパラ輝石相の内側の位置、あるいは鉱脈の下盤側の位置をしめてみられる。この相の石英



Rn: パラ輝石, r.Rn: 鉛・亜鉛-石英相に交代され残つたパラ輝石, Zn: 閃亜鉛鉱, Cp: 黄銅鉱, Gn: 方鉛鉱, Py: 黄鉄鉱, Ht: しばしば磁鉄鉱化している赤鉄鉱, Cl: 緑泥石, Q: 石英

第11図 15号鍾中のパラ輝石相。鉛・亜鉛-石英相の境界部

には、粗粒のものゝ細粒のものゝの2種が認められ、粗粒の石英間にはしばしば氷長石・緑泥石・絹雲母・赤鉄鉱が、また細粒の石英中には、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱が良く共生する。この鉱石相には閃亜鉛鉱・黄銅鉱と共生して時に四面銅鉱が認められる。

(iii) 石英相

この相は鉱脈中、上記2相を切る形で不規則な脈状を呈し、数cmから30cmの幅をもつてみられる。これは一般に縞状の構造をなし、しばしば晶洞が認められる。縞状構造をなす石英は全体に放射状(長さ3cm前後)の石英で、晶洞では時に櫛状構造をしめし、自形六方柱状(3~5cm)の石英が晶出している。この相は一般に鉱石鉱物を伴わなないが、時に少量の黄銅鉱・方鉛鉱を伴ない、鉛-亜鉛-石英相を切るところでは、鉛-亜鉛-石英相中の赤鉄鉱は磁鉄鉱化されていることがある。しかし、黄銅鉱の品位曲線(第4図)は、鉱石全体の品位の変化とほぼ同一の濃集を示し、この相は鉛-亜鉛-石英相の分泌相の様子を現わしている(第10図)。

4.6 鉱石および鉱石鉱物

この鉱脈群で稼行の対象となっている鉱石相は、鉛-亜鉛-石英相で、鉛・亜鉛を対象として15号鍾のみが稼行されていた。他の鉱脈の鉱石は、坑内、坑外ともに一般に低品位で現状では稼行の対象となりうるものは認められない。15号鍾の鉱石品位は第3表にしめしたとおりで、比較的高品位鉱であり、鉱石の運搬の問題が解決されれば現状でも稼行の対象となりうるものである。

鉱脈中での鉱石の品位変化は、第4図にしめしたように12~15mの間隔で濃集する場所が認められるが、特に濃集するところは、80mの範囲で2カ所のみみられ、総品位(Pb+Cu+Zn)で30%を超える場合がある。

第3表 今金鉱山15号鍾の鉱石品位

試料番号	Pb	Cu	Zn	摘 要
4	5.79	0.70	9.27	今金鉱山15号鍾、62 m の地点 立入坑から北に
5	4.25	0.55	13.75	〃 64 m 〃
8	tr.	0.45	4.99	〃 70 m 〃
9	0.71	0.14	4.48	〃 72 m 〃
13	3.07	2.59	15.79	〃 80 m 〃
16	0.71	0.13	4.58	〃 90 m 〃
20	7.68	1.70	1.32	〃 102 m 〃
21	6.50	2.00	8.14	〃 104 m 〃
23	12.41	1.20	20.77	〃 110 m 〃
27	tr.	0.60	0.61	〃 120 m 〃
29	0.71	tr.	8.14	〃 124 〃 〃
32	1.30	tr.	11.30	〃 129.5 m (北引立)

分析: 伊藤聡・猪 武・横田節也

これは明らかに裂か規制を受け、東側に彎曲した場所に  
限られている。

この鉱脈を構成する鉱石鉱物にはすでに概略のべたよ  
うに、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・四面銅鉱・  
今金石・赤鉄鉱・磁鉄鉱・バラ輝石・菱マンガン鉱・二  
酸化マンガン鉱がある。これらの鉱石鉱物のうち、硫化  
鉱物の大部分は鉛一亜鉛一石英相に濃集する。

閃亜鉛鉱にはバラ輝石相中にみられるものと、鉛一亜  
鉛一石英相中に濃集するものがある。前者は黒褐色で  
色彩の変化はあまり認められないが、後者は淡褐色から  
黒褐色のものまで色彩の変化は大きい。また、前者では  
後者に比較して黄銅鉱の溶離が多く認められ、閃亜鉛鉱  
の劈開に沿って(111)面の溶離構造をしめすが、後者で  
は一般に少量の、かつ細粒の点滴状構造を作っている。

方鉛鉱は各相にみられるが、鉛一亜鉛一石英相中に特  
に濃集する。これらは全体に他形で各相による特性は認  
められないが、鉛一亜鉛一石英相ではしばしば骸晶状の  
結晶を作っている。方鉛鉱と共生する赤鉄鉱は赤鉄鉱の  
仮晶を、時に赤鉄鉱それ自体を残存して磁鉄鉱化してい  
る。

黄銅鉱も3相中に認められるが、鉛一亜鉛一石英相中  
に特に濃集をしめす。しかし、その量は全体として少な  
い。全体に他形細粒で、終末期の石英相中では比較的粗  
粒なものが認められる。

黄鉄鉱は変質岩から各鉱石相まで例外なく認められ  
る。これは変質岩の一部と、鉱石相中の鉛一亜鉛一石英  
相に濃集する場所が多い。変質岩では、強珪化岩に特に  
濃集し、しばしば細粒自形六面体の結晶を作っている。

四面銅鉱は鉛一亜鉛一石英相に認められ、黄銅鉱・閃

亜鉛鉱と共生し、黄銅鉱中の包囊物として、あるいは黄  
銅鉱・閃亜鉛鉱の境界部にみられる。これは量的に少な  
い。

赤鉄鉱は鉛一亜鉛一石英相に一般に認められるが、特  
に緑泥石を多量に随伴する部分に濃集する。これは一般  
に雲母状の赤鉄鉱であるが、赤色粉状の場合も認められ  
る。

磁鉄鉱は上記赤鉄鉱の仮晶をもち、部分的に赤鉄鉱の  
残晶を残す場合が認められ、赤鉄鉱から二次的に変わつ  
たことをしめしている。特に赤鉄鉱が磁鉄鉱化するの  
は硫化鉱物と共生する場合に多く、黄銅鉱・方鉛鉱で交代  
される部分にはしばしば認められる。

バラ輝石は、バラ輝石相の主体をしめる鉱物で、一般  
に細粒あるいは放射状の集合体を作っている。しかし晶  
洞部や、鉛一亜鉛一石英相との漸移部ではしばしば自形  
楔状、柱状の結晶を作っている。

菱マンガン鉱はバラ輝石相の晶洞部や、同相の外側を  
埋める形で随伴し、時にバラ輝石を交代する。一般に放  
射状集合体としてみられるが、時に粒状、あるいは自形  
菱面体の結晶を作っている。

二酸化マンガン鉱は鉱脈の二次的な酸化帯にみられ  
る。これはコロホルム状の構造を作っているが、時に樹  
枝状構造を作っているものがある。

#### 4.7 鉱化作用

ここでは、鉱脈に伴なわれる変質岩の形成と、鉱石の  
沈殿作用とをあわせて鉱化作用と呼ぶ。変朽安山岩化を  
もたらした変質作用は明らかに鉱化作用以前のものであ  
る。本地区の火成活動、構造運動および鉱化作用は次の  
ようにまとめられる。

- ①変朽安山岩の噴出と、それに伴なわれる熱水変質作  
用。
- ②EW系断裂運動と新第三紀花崗岩質岩の侵入、変朽  
安山岩への熱変成作用、局所的な動力変成作用。
- ③南北性裂か系の形成と鉱化作用、一母岩にみられる  
変質作用。裂か系への鉱石鉱物の沈殿。

上記のような過程で鉱化作用が行なわれている。鉱脈  
の主体はとくに変朽安山岩体を母岩として形成される  
が、この地史的な過程では変朽安山岩の活動に伴なつた  
直接的な鉱石沈殿の作用は認められず、それは新第三紀  
花崗岩侵入後の作用として認められる。鉱床と火成岩と  
のこのような関係は、積丹半島大然別沢の鉱床(成田、  
1962)においても認められている。変朽安山岩と新第三  
紀花崗岩との関係はすでに各地の例で認められる。すな  
わち、宮城県湯湯付近(成田、1961)や北海道石切山付  
近などの石英安山岩と新第三紀花崗岩質岩石にみられる

関係は、変朽安山岩質火山岩類と新第三紀花崗岩質岩の活動は全く別個のものでなく一連の活動として行なわれている。しかもこれらの新第三紀花崗岩質岩石は、深成岩と呼ばれるべきものでなく、準火山岩としての性格を持つものであることを考慮すれば、(Urano, 1963) 変朽安山岩、新第三紀花崗岩質岩石は一連の活動としてとらえられるべきものであり、鉱化作用は、これらの火成活動、造構造運動の一連の産物として考えなければならないものである。

鉱石沈殿は、このような一連の運動の終末期にもたらされたものであり、鉱脈群の周辺にはそれらに相応する熱水性の変質作用を伴っている。この変質作用を受けた度合はそれを胚胎する母岩の性質によつて異なっている。比較的粗粒な花崗岩質岩は変朽安山岩に較べて、程度は低いが比較的広範囲にわたつて変質が行なわれている。変朽安山岩は、15号鍾坑口付近にみられるように、鉱脈の比較的周辺では石英・氷長石の濃集する変質作用を受け、特に、Al, K に富む交代作用が行なわれている。その外帯では特に Mg, Fe の濃集する交代作用が行なわれ、最外帯では原岩石の組成鉱物を残しながらも Ca, Na, CO<sub>2</sub> の濃集する交代作用が行なわれている。これは鉱液との直接的な作用によつて行なわれたものである。

この変質岩に現われた変質鉱物の濃集の様子はまた相対的に変質岩の各相において、鉱液の反応による最外側の SiO<sub>2</sub>、中間帯の SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、内帯の MgO、total Fe の溶脱を意味している。これらの帯の形成は、その場所の条件において Korzhinskii (1948・1955) のいうように H<sub>2</sub>O の作用を仲立ちとして溶解度の高いものから交代され、作用した溶液の濃度によつて支配されているまたこの変質帯にみられる交代作用の現象は Leynolds (1949) や小林 (1956) によつてしめされた花崗岩化作用の問題にも類似する。これらの変質相のうち、最内帯の石英・氷長石・絹雲母は低温の条件を示すものではあるが、花崗岩の成分であり、中間帯はまさにその Basic front に相当する成分である。このような Basic front の問題は花崗岩化作用の相対的な産物であり、中間帯にみられる曹長石-緑泥石相は氷長石-石英帯の形成に対応して形成されたものと考えられる。

とくに内帯にみられる氷長石化作用は、鉱脈形成による溶液の直接的な作用によつてもたらされたものであり、鉱石中の氷長石の存在はそのことがらを暗示している(第7図)。

鉱脈は大きく3つの鉱石相に分けられ、これらはバラ輝石相→鉛-亜鉛-石英相→石英相の順で形成された様子をしめしている。これらの相は互いに交代された

り、切られたりして形成の順序をしめしている。しかし石英相中の黄銅鉱の濃集状態は、鉛-亜鉛-石英相における濃集の状態とはほぼ一致し(第4図)、現象的に若干の前後は認められるが、同一の鉱液によつて形成されたことをしめしている。バラ輝石相、鉛-亜鉛-石英相も類似の過程で形成されたものと推定される。

したがつて鉱化作用は、裂かを通して幾度か侵入した鉱液の作用によつて行なわれたものではなく、Mn, Pb, Cu, Zn 成分と H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, KOH などの揮発性成分を伴う珪酸塩溶液との裂か注入によつて行なわれた。揮発性成分にとむ溶液の一部は母岩と反応し交代しその温度、作用した溶液の濃度のもとで、帯状のカオリン-曹長石-緑泥石岩、曹長石-緑泥石岩、氷長石-石英岩などの鉱物組合せが示すところのある鉱物相に達した。口過された鉱液はその成分濃度を増加し、バラ輝石の晶出、バラ輝石相およびバラ輝石を交代しながら、さらに濃度の高くなつた鉛・亜鉛・石英の沈殿形成が行なわれ、鉛-亜鉛-石英相ついで残液は黄銅鉱とともに石英を主とする分泌脈(石英相)を作っている。

## 5. おわりに

メツ岳周辺地区今金地域の鉱化帯は、新第三系花崗岩を切つて、おもに変朽安山岩地帯に分布する。この鉱化帯は南北約4km、東西約4kmの地域にわたつて分布し、鉱脈に伴なつて特徴的な変質帯を形成している。この鉱化帯中には20数条の鉱脈からなる鉱脈群が形成されている。この鉱脈群はそれぞれの特徴をもち地域のものに細分される。

西部の鉱脈群はおもにNE系の鉱脈からなり、不毛の石英脈を作っている。中央部の鉱脈群は、少量の鉱石鉱物を伴うNS系の鉱脈群である。東部の鉱脈群は15号鍾で代表されるような比較的鉛・亜鉛鉱石を濃集する鉱脈からなっている。

この鉱脈群の特性、すなわち母岩の変質と鉱脈の性質とから、北部、西部、南部はいずれも鉱化帯の末端部をしめし、東部は鉱化帯のほぼ中央部をしめるものとみられる。したがつて本地域の北東部種川上流地域は広域的に調査探鉱されねばならない地域と推定される。

15号鍾は現在稼行しうる唯一の鉱脈である。この鉱脈の通洞レベルでは、変質岩には、緑泥石・氷長石の特徴的な鉱物が認められ、鉱石鉱物には緑泥石の共生が認められる。そのほか地域上の位置などからも判断し、このレベルの鉱脈の深さは、中部程度と考えられ、下部の探鉱は主要な課題である。北部にはなお鉱脈の延長が認められるので鍾押探鉱が必要である。この鉱脈の南部は

細脈化し消滅しており、鉍化帯での鉍脈の発達の様子からみても見込みは比較的薄いものと思われる。

東部鉍脈群の南部 (14号鍾) はさしあたって下部の探鉍が必要と考えられるが、鉍脈の性質からあまり期待はもてない。

中央部鉍脈群には、1号鍾・2号鍾・4号鍾・8号鍾・9号鍾などの鉍脈があり、これらは位置的にも上部相をしめる。大豊鍾は、本鉍脈群中の下部相をしめすが、その変質、鉍脈の性質から稼行に耐えられるものではない。6号鍾には少量の鉍石鉍物を伴うので若干の期待はかけられる。またこの点から1号・2号・4号・8号・9号鍾の下部の探鉍は一応必要と思われるが期待薄である。

したがって、この地域で直接探鉍の課題となるものには東部地域の14号鍾の下部、15号鍾の北部、下部があり、特に本地区の北東部種川上流地域の広域調査は緊急な問題である。

(昭和36年7月調査)

文 献

- 1) 秋葉力・他：北海道後志国今金町北東部地質鉍床調査報告書，今金町，1933
- 2) Creasey, S. C. : Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of Porphyry copper deposits, *Econ. Geol.*, Vol. 54, p. 351~373, 1959
- 3) 小林英夫：飛騨変成帯の研究 (其の3) 一岐阜県吉城郡坂上村岸奥にみられる石灰岩の交代変成作用，*地質学雑誌*，Vol. 62, p.529~540, 1956
- 4) Коржинский, Д. С. : Д-Ифференциальная Подвижность Компонентов и метасоматическая, Зональность при-метаморфизме.

Report of the Eighteenth Session, Great Britain, part III, p. 73~80, 1948

- 5) Коржинский, Д. С. : Очерк метасоматических процессов Основные проблемы в учени о магматогенных рудных месторождениях, Институт геологических наук, Академии наук СССР, Москва. 1, p. 335~369, 1955
- 6) 成田英吉：宮城県温湯湯附近にみられる新第三紀完晶質岩石，*岩石鉍物鉍床学会誌*，Vol. 44, p. 152~161, 1961
- 7) Narita, E. : Wall rock alteration in the Kanoko vein swarm, Hosokura mine, Miyagi prefecture, north-east Japan, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, Vol. 11, p. 59~75, 1962
- 8) 成田英吉：余市郡大江村余市川上流地区大然別沢周辺地質鉍床調査概報，特殊地帯地下資源調査資料，10, p 35~42, 1962
- 9) Reynolds, D. L. : The sequence of geochemical changes leading to granitization, *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, Vol. 102, p. 389~446, 1949
- 10) 高島 彰：後志国今金鉍山銅鉛亜鉛鉍床調査報告，*地質調査所月報*，Vol. 1, p. 199~204, 1949
- 11) Uruno, K. : Optical study on the ordering degree of plagioclases, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, Vol. 8, p. 171~220, 1963
- 12) 吉村尚久：新第三紀火山岩の変質の一形式——グリンタフの変質に関する研究 (その1) ——，*地球科学*，No. 52, p. 19~29, 1960