



岩手県大峰鉱山の鉱床とスカルン化作用とくに斜長石の組成変化について

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 北海道教育大学 公開日: 2012-11-07 キーワード: 作成者: 金, 忠, 秋葉, カ メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.32150/00002164

岩手県大峰鉱山の鉱床とスカルン化作用 とくに斜長石の組成変化について

金 忠・秋 葉 力
北海道教育大学岩見沢分校地学研究室

Ore Deposits and Skarnization in the Omine Mine, Iwate Prefecture,
Japan—With Special Reference to the Variation of Composition of the Plagioclase

Chun KIM and Chikara AKIBA

Laboratory of Earth Science, Iwamizawa Branch, Hokkaido University of Education

Abstract

This paper deals with the ore deposits and skarnization in the Omine Mine region, Tono City, Iwate Prefecture, Japan.

The geology around the Omine Mine region consists of Permian and Mesozoic formations together with dykes and plutonic rocks, intruding into the former sediments. The slate formation of Permian in age became hornfels by the intrusion of plutonic rocks. The Mesozoic sediments consisting of the alternation of slates, andesitic tuffs and dacitic tuffs have been correlated with Cretaceous, from the assemblage of the molluscan fossils found in the slate formation.

The copper-skarn deposits of the contact metasomatic deposits of a high temperature type are considered to have been formed by the intrusion of granodiorite into the Permian slate formation in the Mesozoic Period.

The skarn rocks can be divided into the following six types according to their occurrences and colour, viz., green skarn rocks, brecciated skarn rocks, brown skarn rocks, banded skarn rocks, white skarn rocks and skarnized quartz diorite. However, the latter three types of skarn rocks do not contain any kind of ore deposits, whereas in the former three ore deposits are very prolific. The skarnization process may be traced from the beginning to the end as follows; (1) intrusion of plutonic rocks into the country rocks, (2) production of hornfels by thermal metamorphism, (3) formation of diopside, epidote and hedenbergite to make green skarn, (4) formation of microcline by the enrichment of K_2O component to produce white skarn, (5) mineralization of garnet to form brown skarn, and (6) deposition of impregnation of sulfide minerals.

Investigations on the composition of plagioclase at each stage of the skarnization reveal that the frequent occurrence of both An 46 and An 33 is remarkable, and these two different types of plagioclases have been co-existing in the same rock facies. At the impregnation stage of the sulfide minerals, the composition of plagioclase becomes An 33, and then is thought to have been stabilized at An 24 by the addition of a K_2O component. Thus, through the process of skarnization, the plagioclase is thought to have changed from An 46 to An 33 and further to An 24. A possibility exists that a definite stability domain is present at each stage of

skarnization. Furthermore, the composition values in the case of plagioclase are not continuously changed in a state of solid solution, but change abruptly to the stable component regions.

- | | |
|---------------|--------------|
| I. 緒言 | V. スカルン化作用 |
| II. 鉱山附近の地質 | VI. 斜長石の組成変化 |
| III. スカルン化岩 | VII. まとめ |
| IV. 鉱床および鉱石鉱物 | |

I. 緒言

大峰鉱山は岩手県遠野市上郷町佐比内にあり、大正3年に金山として開発され、昭和13年ラサ工業株式会社によって銅鉱石を稼行し、昭和47年から日鉄釜石鉱業所の所有となり現在にいたっている。鉱石品位は、昭和41年で平均銅1.10~1.4%、金1.1~1.4 g/t、銀11~14 g/tであった。なお、本鉱山附近には、六黒見鉱山(金:休山)、釜石鉱山(鉄)、赤金鉱山(銅)などが知られている。大峰鉱山の鉱床については、すでに荳木浅彦(1953)、竹内常彦・南部松夫・和田成人(1953)、竹内常彦・荳木浅彦・斉藤浩三(1955)、竹内常彦・山岡一雄(1964)等の鉱床・鉱石鉱物の研究がある。

筆者等は1968年、1971年に大峰鉱山附近の一般地質および鉱床を調査する機会をえたため、特に、スカルン化作用の段階的進行とそれに伴う鉱物組み合わせ、ならびにそれに応じた斜長石の変化を追跡した。

種々の御助言をいただいた、北海道大学舟橋三男教授・金詰佑博士、北海道教育大学岩見沢分校中村耕二博士に感謝する。本文中の第2, 9, 10図は、説明に必要なためラサ工業株式会社所有の図を借用した。調査に種々御便宜をいただき、社内資料の利用をゆるされたラサ工業株式会社大峰鉱業所、とくに探査課各位に深く感謝の意を表す。

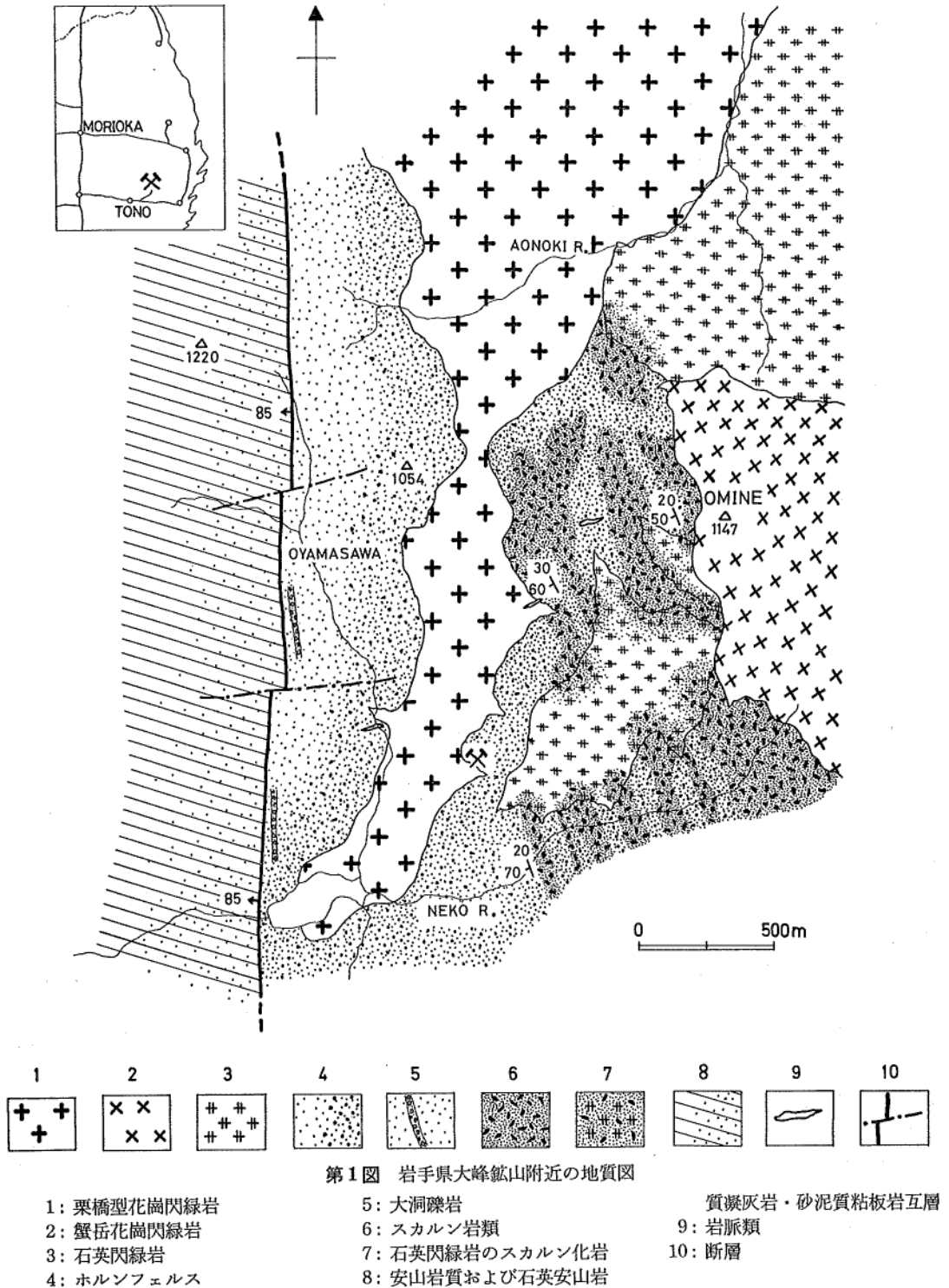
II. 鉱山附近の地質

鉱山附近においてみられる地層は(第1図および表1)、古生代二疊紀の登米層であって、粘板岩を主体とし、これに小貫(1969)のいう大洞礫岩層が狭在している。これら粘板岩は花崗閃緑岩および石英閃緑岩の進入によって、ホルンフェルスとなっている。大峰鉱山より西方約1.2 km地点でこの古生代層は、中生代層と南北の断層によって境されている。

中生代層は馬木ノ内層(小貫, 1969)と呼ばれ、猫川相および六甲子相にわけられている。本調査地域では、下部の猫川相が分布するが、上部の六甲子相は認められない。猫川相は、砂質粘板岩・泥質粘板岩および安山岩質凝灰岩・石英安山岩質凝灰岩等のケラトファイヤー質岩類からなり、粘板岩中に二枚貝・巻貝類の化石を産出している(Nakazawa and Murata, 1966)。六甲子相は本地域の御山沢上流北西部に転石として存在する。この転石は、火山碎屑岩類および短柱状の角閃石の変斑晶が顕著で、風化面ではとくに凹凸が著しい輝緑凝灰岩等のスピライト質岩類である。

火成岩類は花崗閃緑岩・石英閃緑岩の進入岩体、アプライト・ペグマタイトおよび坑内のみ見られるランプロファイヤー・斜長石珩岩などの岩脈類である。

鉱山附近は、広く花崗閃緑岩および石英閃緑岩体で占められ、花崗閃緑岩は、いわゆる栗橋型花崗閃緑岩体(加納, 1966)の東部の一部が、南に向って舌状に突きでた部分にあたる。石英閃緑岩体は、鉱山東部に位置する蟹岳花崗閃緑岩体と、それより西方側に位置する栗橋型花崗閃緑岩体との間に分布する。この石英閃緑岩体は、一部スカルン化作用を受けていることから、他の進入岩体



第1図 岩手県大峰鉱山附近の地質図

表1 大峰鉱山附近の地質層序図

時代	標準層序	本地域の層序		岩 質	火 成 岩 類
白 亜 紀	大 船 渡 層	馬 木 ノ 内 層 (750 m)	六子相	輝 緑 凝 灰 岩 火 山 碎 屑 岩 類	ベ グ マ タ イ ト ア ブ ラ イ ト ラ ン プ ロ フ ァ イ ヤー 花 崗 閃 緑 岩 斜 長 石 珩 岩 石 英 閃 緑 岩
			猫川相	石 英 安 山 岩 質 凝 灰 岩 安 山 岩 質 凝 灰 岩 泥 質 粘 板 岩 (含化石) 砂 質 粘 板 岩 (含化石)	
二 疊 紀	登 米 層	御 山 沢 層 (700 m+)		泥 質 粘 板 岩 大 洞 礫 岩 砂 質 粘 板 岩 ス カ ル ン 岩 類 大 理 石 化 石 灰 岩	

よりも古期のものと考えられる。

スカルン化作用は、花崗閃緑岩の南に舌状に突きでた部分を中心にして、東方側に強く、西方側に弱い傾向を示している。野外観察からスカルン鉱物の分布をみると、東側に位置する釜石鉱山佐比内鉄鉱床では、緑レン石・ザクロ石が多く、それより西側の大峰鉱山では、透輝石・ザクロ石が多くなっている。

鉱床は、角礫状スカルン・緑色スカルン・ザクロ石スカルン中に胚胎し、パイプ状の鉱体・不規則塊状の形態を示す。なお、下部の -425 ML では大理石化石灰岩がみられ、鉱体は部分的にこれと接触している。この大理石化石灰岩は、小貫 (1969) によって示されている北上山地の地層分布からみて、二疊紀層のものと思われる。大峰鉱山より東方約 1.2 km に位置する釜石鉱山佐比内鉄鉱床は、ザクロ石・緑レン石スカルン鉱物と共に磁鉄鉱が産出し、その形態は角礫状スカルン鉱体となっている。この磁鉄鉱鉱体は、大峰鉱山下部 (-425 ML) において、ザクロ石スカルン中に小範囲で産出するが、連続性はとぼしい。

火成岩類：調査地域における花崗閃緑岩体は、いわゆる栗橋型花崗閃緑岩であって(加納, 1965), 岩体の構造形態は“しずく状”(加納, 1965) 形態をとり、南部の細く張り出した岩体の近くに、大峰鉱山の鉱床は位置する。坑内において本岩は、ホルンフェルス・大理石化石灰岩・スカルン岩などに、脈状の分岐脈として貫入している。岩体の中心部附近は、粗粒完晶質の組織を示すが、堆積岩類との接触部附近では、比較的細粒完晶質となり、部分的に混成岩様を呈する。主成分鉱物は斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石であって、比較的斜長石の量が多い。なお、花崗閃緑岩体の絶対年代は K-Ar 法によって、110~120×10⁶年 B.P. とされ、白亜紀初期と考えられている(小貫, 1969)。

石英閃緑岩は、大峰鉱山附近の栗橋型花崗閃緑岩体より西側に分布し、花崗閃緑岩と比較して、優黒質で中~細粒の完晶質組織を示す。本岩体は、青ノ木川本流において花崗閃緑岩体と接しており、そこでは花崗閃緑岩中に石英閃緑岩のゼノリスを含んでいる。また、接触部での石英閃緑岩は、角閃石が黒雲母の集合体に置換されているため、花崗閃緑岩の接触変質を受けていることがわかる。したがって、石英閃緑岩は花崗閃緑岩よりも早期の進入と考えられる。この石英閃緑岩はスカルン化変質を受け、透輝石・緑レン石のスカルン鉱物を生じている。

斜長石珩岩は、野外調査範囲ではみられず、坑内 0 ML および -250 ML にのみにみられる。本岩はホルンフェルス化をうけ、さらにスカルン化変質を受けているため、堆積岩起源のホルンフェ

ルスとの境界は不鮮明である。顕微鏡下では、組織が細い等粒状モザイク構造を呈し、点紋状の斑状変晶斜長石が特徴的であり、その多くはソーシユライト化している。また、スカルン化変質を受けている部分では、ザクロ石・緑レン石・透輝石などのスカルン鉱物が晶出している。

アプライトおよびペグマタイトは、ホルンフェルス・スカルン岩および火成岩中にそれぞれ網状～細脈状に貫入し、正長石・石英・斜長石・黒雲母・電気石などによる鉱物組み合わせをもつ。なお、ペグマタイト脈には輝水鉛鉱が伴う。

ランプロファイヤーは、野外調査範囲ではみられず、坑内（-150 ML）でホルンフェルス中に貫入している（幅 30 cm）。本岩は黒色を呈し、斑晶は、長さ 0.04 mm～0.07 mm の針状角閃石および径 0.01 mm 内外の黒雲母からなり、基質は斜長石・正長石および多量の細い自形の角閃石からなる。

地質構造：調査地域での堆積岩類は、全体として単斜構造を示し、走向は N 30°W、傾斜は 50°～80°W である。御山沢の西部には、古生代層と中生代層を境する NS、80°～90°W の断層がある。この断層は早池峰構造帯、土淵一盛構造線などと平行に走り、構造単元の区切りとなるような断層である。また、この断層を切って 60°W～EW の走向を示す小断層の発達があり、これとほぼ平行に岩脈類が貫入している。坑内において、走向 NE・SE、傾斜 80°E の断層と、これを切って走向 NW—SE、傾斜 70°～80°SW および走向 NE、傾斜 80°S ないし 90° の断層ないし剪断系とが発達している。後者はスカルン岩類、鉱体、ホルンフェルス、石英閃緑岩等を切っていることから、栗橋型花崗閃緑岩体の構造的運動の影響と考えられる。栗橋型花崗閃緑岩体の分布形態は、北上花崗岩類の分布方向 NNW—SSE に一致している。この岩体の南部に NNW—SSE にそって延びた、特異な形態を示す突出部があり、この突出部にそって大峰鉱山の鉱床は胚胎している。

III. スカルン化岩

大峰鉱山の鉱床においては、原岩をホルンフェルスとするスカルン化された岩石が、鉱床の母岩となっている。また、石英閃緑岩も一部このスカルン化作用をこうむっている。スカルン化岩は、肉眼的観察から次のように分類できる。

緑色スカルン岩

縞状スカルン岩

角礫状スカルン岩

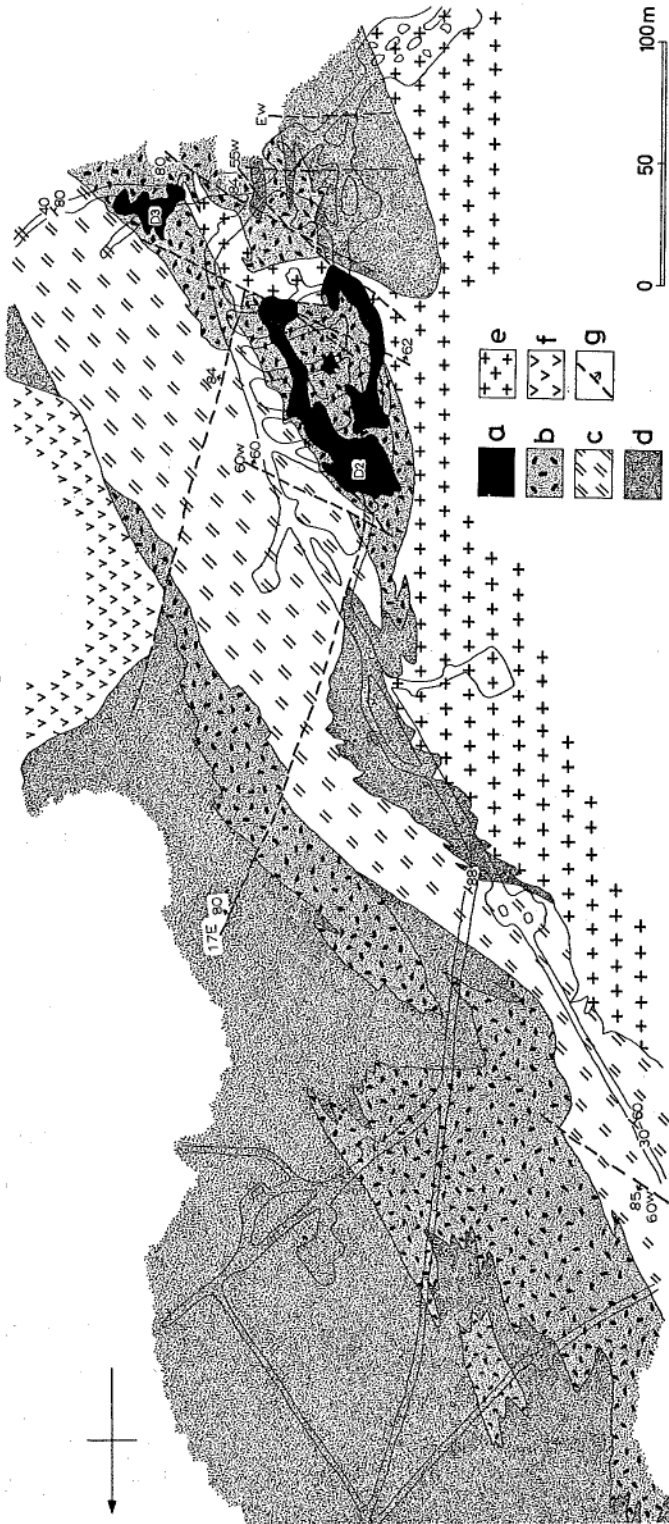
白色スカルン岩

茶褐色スカルン岩

石英閃緑岩のスカルン化岩

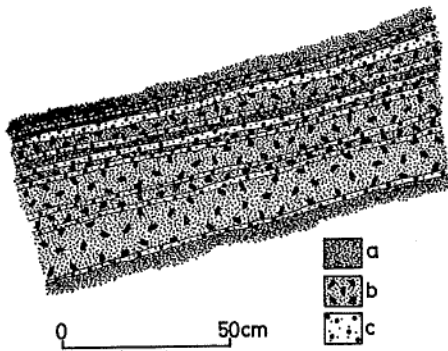
緑色スカルン岩：分布はスカルン岩類の中で、比較的広い分布範囲を持つが（0 ML～-425 ML）、-200 ML から下部にいくにしたがって本岩にかわって、茶褐色のザクロ石スカルン岩が多くなる。本岩は淡緑色ないし濃緑色を呈し、その鉱物組み合わせは、透輝石—緑レン石—斜長石—カリ長石—（ザクロ石）である。鉱床附近での本岩は、濃緑色のスカルンとなり、ヘデンベルグ輝石—透輝石—緑レン石—カリ長石—斜長石—（ザクロ石）の組み合わせで、淡緑色から濃緑色のスカルンになるにしたがい、透輝石からヘデンベルグ輝石にかわっているのが特徴である。なお、上部の角礫状スカルン、およびその外縁にあたる縞状スカルン中の緑色スカルンは、一般に透輝石が主で、ヘデンベルグ輝石がすくなく、細粒～中粒の自形ないし半自形を呈する。

縞状スカルン岩：野外においては、猫川本流右岸およびそれに沿う林道切割りに、本岩が露出するが、他種スカルンとの関係は明らかでない。坑内では本岩がよく観察され、特に、通洞坑 0 ML



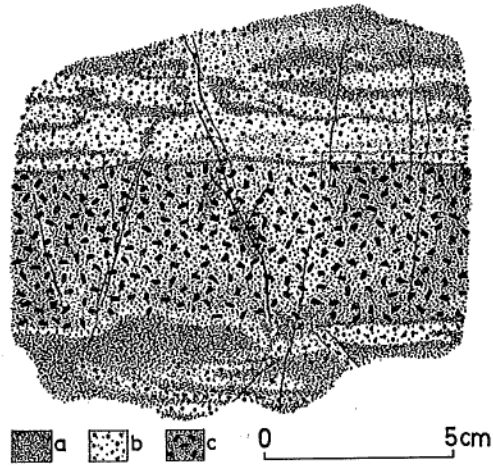
第2図 坑内 OML 地質平面図

- a: 鉱体
- b: 緑色スカルン岩
- c: 縞状スカルン岩 (角礫状スカルン岩を含む)
- d: ホルンフェルス
- e: 花崗閃緑岩
- f: 石英閃緑岩
- g: 断層



第3図 縞状スカルン岩

- a: ホルンフェルス
- b: 緑色スカルン
- c: 白色スカルン



第4図 縞状から角礫に移行するスカルン岩

- a: ホルンフェルス
- b: 白色スカルン岩
- c: 緑色スカルン岩

から -150 ML 間に発達しているが (第2図), -200 ML では緑色スカルン岩および茶褐色スカルン岩中に、ブロック化して残存するものがみられ、それ以下のレベルではみられなくなる。黒雲母ホルンフェルスと互層をなす縞状スカルン岩の縞は、ホルンフェルスの層理に並行し N30°W の走向で 70°W の傾斜をもつ。しかし、縞の連続性はなく、後述する角礫状スカルン岩に移行する。縞状スカルン岩は、褐色の黒雲母ホルンフェルス、白色ないし桃色を呈する白色スカルン、緑色スカルンが、それぞれ 2~10 cm 幅で互層状をなしている (第3, 4図)。縞状スカルン岩のそれぞれの鉱物組成は、次のような組み合わせを持ち、一様な粒度でモザイク組織を呈する。

黒雲母ホルンフェルス

黒雲母—斜長石—正長石—(石英)

緑色スカルン

透輝石—緑レン石—斜長石—カリ長石—角閃石—(ヘデンベルグ輝石)

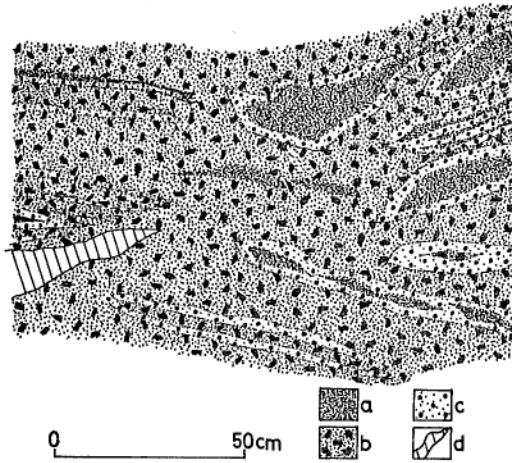
白色スカルン

正長石—微斜長石—斜長石—(透輝石)

角礫状スカルン: 縞状スカルン岩と同様に、分布域に限られ、坑内 0 ML~-150 ML および -200 ML でよくみられる。本岩は黒雲母ホルンフェルスを角礫状に残し、そのまわりを正長石・微斜長石の白色スカルンが取り囲み、それらの間を透輝石・ザクロ石などのスカルン鉱物が充填したものである。時に、角礫状のホルンフェルスは、内部まで完全に白色スカルン岩によって交代されて、ホルンフェルスが残留していない状態までになっている。この白色部はほとんど微斜長石のみから構成され、斜長石は少なく、石英は全く伴わない。

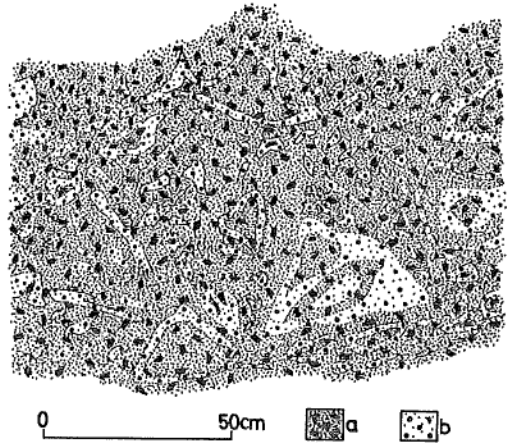
角礫状スカルンの成因については、ホルンフェルスの破砕帯に深部から鉱化、ならびにスカルン化の流動体が滲入交代したとする竹内・山岡 (1965) に対して、ホルンフェルスの角礫状を含む石灰岩として堆積したものが、スカルン化を受けたとする加納 (1965) の討論がある。

角礫状スカルンは鉱体上部 (0 ML~-200 ML) に限られ、特に、青ノ木坑道の 0 ML において、縞状スカルンと角礫状スカルンとの関連が観察される (第4, 5図)。そこでは縞状スカルン中の微斜長石を濃集する白色スカルンが、透輝石および透輝石・ザクロ石を主体とする緑色スカルン中



第5図 縞状スカルン岩を残す角礫状スカルン岩

- a: ホルンフェルス
- b: 緑色スカルン岩
- c: 白色スカルン岩
- d: 方解石脈

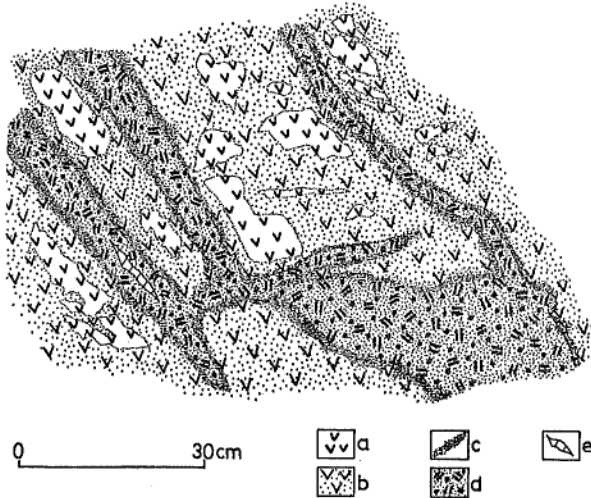


第6図 角礫状スカルン

- a: 緑色スカルン
- b: 白色スカルン

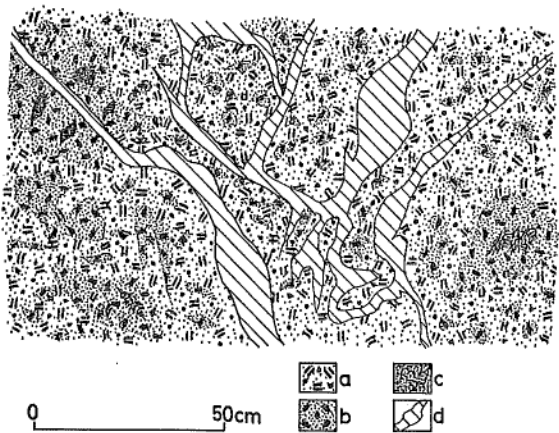
に、脈状ないし網状に注入し、in situ の黒雲母ホルンフェルスの残留を取り巻いて角礫状スカルンとなり、あるいは、交代作用が極度に進行し、微斜長石を主とする白色スカルンとなったものと考えられる。この完全な交代作用による白色の角礫状スカルン岩は、坑内 -100 ML~-200 ML で顕著にみられ(第6図)、角礫状スカルンを母岩とする鉱床では、この白色の角礫状スカルン中に硫化鉱物(黄銅鉱—キューバ鉱)の濃集がみられる。

茶褐色スカルン岩: 分布は野外で緑色スカルン岩に次ぐ分布範囲をもつが、坑内の上部では 0



第7図 坑内 0 ML の石英閃緑岩を切る茶褐色スカルン岩

- a: 石英閃緑岩
- b: 石英閃緑岩のスカルン化岩
- c: 緑辺部の濃緑色部分
- d: 茶褐色スカルン岩
- e: 方解石



第8図 緑色スカルン岩を残す茶褐色スカルン岩

- a: 茶褐色スカルン岩
- b: 緑色スカルン岩
- c: ホルンフェルス
- d: 方解石脈

ML～-200 ML の範囲に局所的な分布を示し、緑色スカルン・角礫状スカルンおよび石英閃緑岩のスカルン化岩等に脈状または層状に注入している（第7図）。下部特に -425 ML では、茶褐色スカルン岩が広く発達し、緑色スカルン岩を交代している（第8図）。本岩の主要鉱物はザクロ石であって、粒状自形～他形の集合組織を持ち、ヘデンベルグ輝石・透輝石・緑レン石・カリ長石・斜長石などをザクロ石が置換している。角礫状スカルンおよび緑色スカルン岩と同様にザクロ石スカルン岩も鉱床の母岩となっている。

石英閃緑岩のスカルン化岩：石英閃緑岩のスカルン化は、青ノ木坑道の 0 ML および -425 ML で特によくみられる。本岩中にもザクロ石スカルンの注入が認められ、縁辺部には濃緑色スカルンが形成されている（第7図）。スカルン化による原岩の角閃石と、スカルン化によって生じた透輝石とはポイキロプラスティック組織を呈し、スカルン化をこうむった部分には、原岩の黒雲母がみられないのが特徴である。また、ザクロ石スカルンの注入縁辺部の濃緑色部分は、花崗岩様組織を示さず、透輝石・緑レン石・ヘデンベルグ輝石の集合による細～中粒モザイク組織を呈する。下部（-425 ML）の石英閃緑岩は灰黒色を呈し、その部分ではスカルン化作用を受けずに、直接黄銅鉱・キューバ鉱の鉱石鉱物の濃集部が胚胎している。

IV. 鉱床および鉱石鉱物

鉱床の形態は大きくみて鉱筒状で、局部的に不規則塊状、鉱染状などになっている。鉱体は D1, D2, D3, D4, D5 と名付けられている。各鉱体の特徴は次の如くである。

D1 鉱体：かつては第1露頭で金を採掘していたが、下部で銅鉱体となる。鉱体は鉱筒状～塊状を呈し、水平の幅 30 m, 上下の延長 90 m であり、母岩は角礫状スカルン岩である。銅の平均品位は 1.07% である。

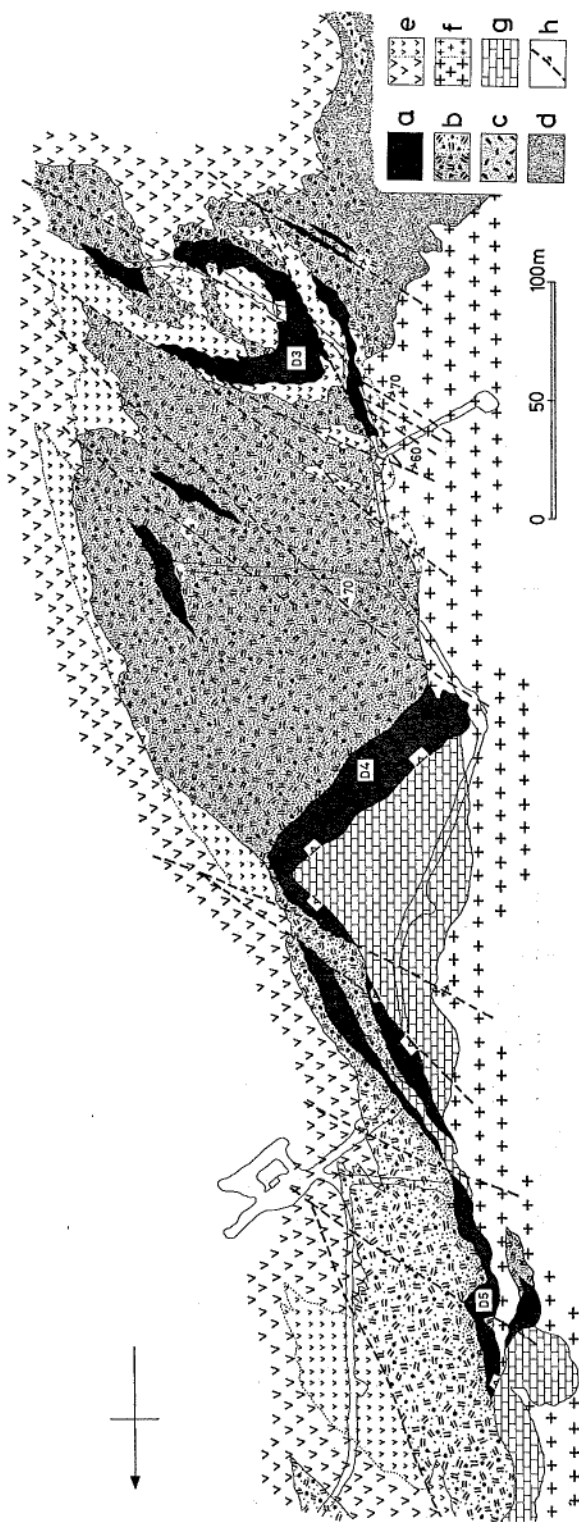
D2 鉱体：鉱筒状の形態を呈し、幅 40 m, 上下延長 85 m の分布を示し、-150 ML から5つの鉱筒状鉱体に分かれている。-200 ML からは 60°W 方向に5枚の脈状の形態をとる。母岩は -150 ML まで角礫状スカルン岩で、それより下部では緑色～ザクロ石スカルン岩である（第2図）。銅の平均品位は 1.10% である。

D3 鉱体：鉱筒状～脈状で4枚みられ、幅 15 m, 上下延長 80 m の分布を示す。母岩は -100 ML まで角礫状スカルン岩であって、それより下部は緑色スカルン岩～ザクロ石スカルン岩である。-200 ML 以下になると、ザクロ石スカルン岩中にも鉱体は胚胎する（第2, 9図）。銅の平均品位は 0.85% である。

D4 鉱体：鉱筒～塊状の形態をなし、幅 60～50 m, 上下延長 200 m の分布を示し、母岩は緑色～ザクロ石スカルン岩である（-200 ML～-300 ML）。-425 ML で鉱体は層状～扁平状および塊状を呈する。この層状～扁平状部は大理石化石灰岩と接触しており、銅鉱体中の磁硫鉄鉱が、大理石化石灰岩の接触面とはほぼ平行に縞状にのびている。銅の平均品位は 1.08% である。

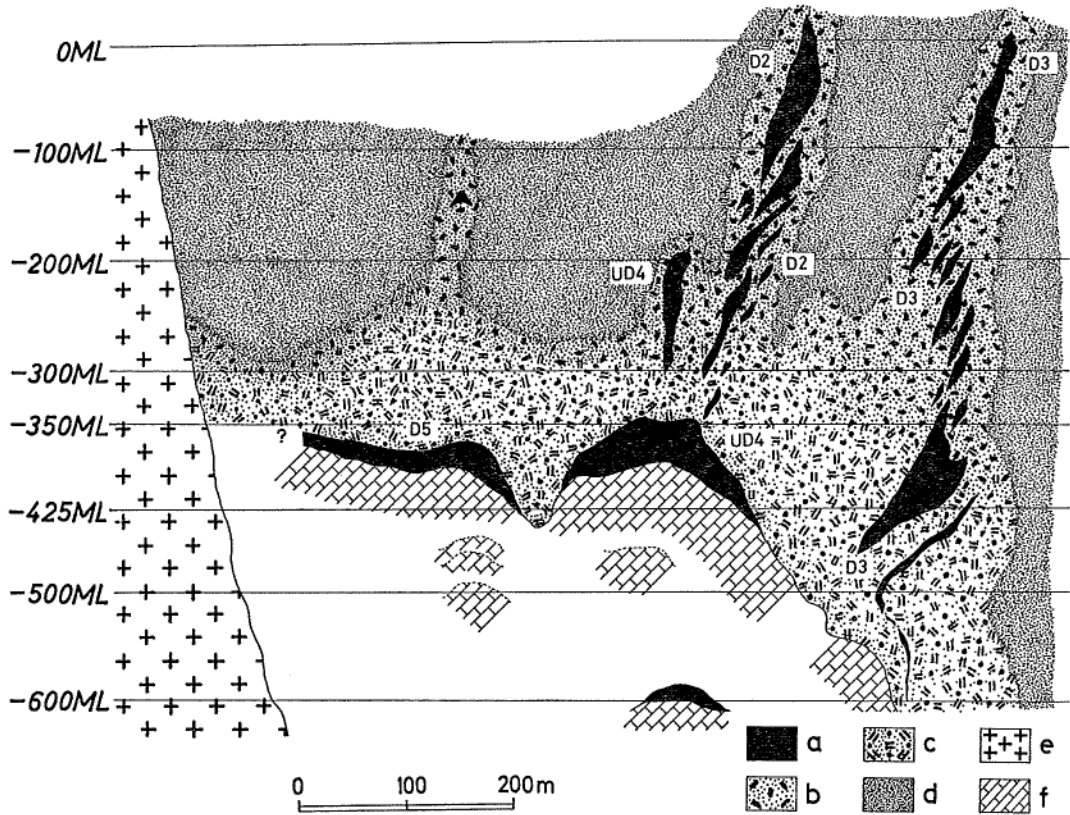
D5 鉱体：層状～塊状を呈し、幅 15 m, 上下延長 120 m の分布を示し、母岩は緑色スカルン～ザクロ石スカルン岩である。-425 ML で、D4 鉱体と同様に大理石化石灰岩と鉱体とは接触している（第9, 10図）。同レベルで鉱体は、灰黒色の塩基性石英閃緑岩中に、一部プール状に濃集する（第9図）。銅の平均品位は 1.12% である。

鉱石鉱物：主な鉱石鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・キューバ鉱で、斑銅鉱（初生鉱物）・輝水鉛鉱が局部的にみられる。キューバ鉱は黄銅鉱と共生して産することが多いが、局部的にキューバ鉱のみが集合し、緑色スカルン岩中に脈状となって産することもある。その他の鉱石鉱物としては、閃亜鉛鉱・ペントランド鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・輝コバルト鉱・輝蒼鉛鉱・ウィッチヘン鉱・自然金な



第9図 坑内 -425 ML 地質平面図

- a: 鉱体
- b: 茶褐色スカルン岩 (緑色スカルン岩を含む)
- c: 緑色スカルン岩
- d: ホルンフェルス
- e: 石英閃緑岩 (一部灰黒色石英閃緑岩を含む)
- f: 花崗閃緑岩 (一部混成岩を含む)
- g: 大理石化石灰岩
- h: 断層



第10図 大峰鉱山鉱床模式透視図 (N 30°W)

- a: 鉱体
 b: 緑色スカルン岩
 c: 茶褐色スカルン岩 (緑色スカルン岩を含む)
 d: ホルンフェルス
 e: 花崗閃緑岩
 f: 大理石化石灰岩
 UD 4: 鉱筒状 D 4 鉱体
 LD 4: 扁平状 D 4 鉱体

どがある。顕微鏡下において鉱石鉱物は、黄銅鉱—磁硫鉄鉱、黄銅鉱—キューバ鉱、キューバ鉱—磁硫鉄鉱、キューバ鉱—ペントランド鉱、磁硫鉄鉱—ペントランド鉱、黄銅鉱—閃亜鉛鉱、閃亜鉛鉱—磁硫鉄鉱、キューバ鉱—紫ニッケル鉱、ヴァレリー鉱と黄銅鉱・キューバ鉱・磁硫鉄鉱との共生など、鉱石鉱物の種々の共生関係が認められる。

以上の共生関係についての詳しい研究、とくにキューバ鉱葉片組織に関しては、すでに竹内・荻木・南部 (1952, 1953) などによって報告されており、また、各鉱石鉱物の離溶生成温度についても、竹内・山岡 (1964) 等によって詳しく研究されている。

V. スカルン化作用

各スカルン岩の形態上の相互関係から、初期から末期にわたる一連のスカルン化作用として、次のように組み立てることができる (表 2)。

表 2 スカルン鉱物の晶出概念表

Skarn minerals	early \longrightarrow later
Diopside	
Hedenbergite	
Epidote	
Microcline	
Garnet	
Tourmaline	
Sulfidated minerals	

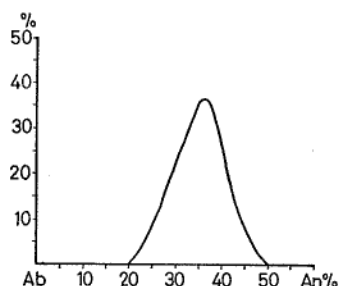
白亜紀初期において、石英閃緑岩およびそれにややおくれで花崗閃緑岩体の深成岩類の侵入があった。それらの一部は大峰鉱山附近の古生代層中にも侵入し、泥質および砂質粘板岩をホルンフェルス化した。

花崗岩類の後火成作用によって、初期は多量の透輝石・ヘデンベルグ輝石・緑レン石を主とする緑色スカルン化作用がおこなわれた。下部(-425 ML~-200 ML)においてはホルンフェルスを交代し、上部(0 ML~-200 ML)においては角礫状および縞状スカルン岩を交代し、透輝石を主とする緑色部が形成された。次に、 K_2O 成分を主とする後火成作用としての物質供給を受けるとともに、 FeO 、 Fe_2O_3 、 MgO 成分が除去される交代作用によって、残留ホルンフェルスの周縁は微斜長石によって交代され、時には内部まで完全に微斜長石岩となり、角礫状スカルンとなった。さらにこの K_2O 成分は、外縁帯に分布する縞状ホルンフェルスの片理面(おそらく原岩の層理面)にそって、ホルンフェルスの岩質の違いに応じて、選択的交代作用がおこなわれ、微斜長石の白色部を形成し、縞状スカルン岩となった。さらに次の段階には、各スカルン岩に残留するホルンフェルス、およびスカルン岩の周囲に分布するホルンフェルスにも、 K_2O 交代作用の影響がおよび、さらに電気石の生成がおこなわれ、それらのホルンフェルスは粒状自形の斜長石-カリ長石-電気石の組成となった。最終期にいたって、ザクロ石スカルン化作用がおこなわれ、緑色スカルン岩を交代して、下部(-425 ML)から上部にわたり形成された。上部(0 ML~-200 ML)では、ザクロ石成分が、脈状~層状または散点状に緑色スカルン岩および石英閃緑岩のスカルン化岩中に注入した。鉱化作用期は、ザクロ石スカルン化作用形成後に行なわれ、ザクロ石・透輝石・緑レン石・ヘデンベルグ輝石・斜長石・カリ長石等を交代置換し、硫化鉱物の形成が進行したと思われる。

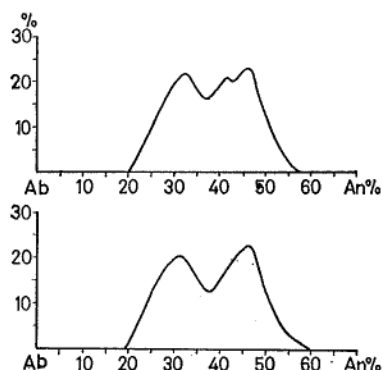
VI. 斜長石の組成変化

大峰鉱山において、母岩のホルンフェルスやスカルン化作用にともなう一連のスカルン化岩には、全て斜長石が含まれている。したがって、各岩相の生成による影響がそれぞれの斜長石の性質に反映しているものと考えられる。このような見地から、各岩相にみられる斜長石の組成値を、ユニバーサルステージによって決定した。この結果、斜長石の組成変化には、次に述べるような規則性のあることが見出された。

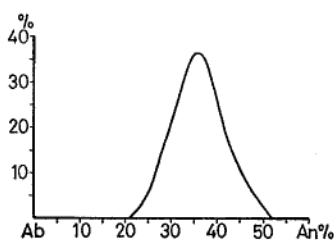
黒雲母ホルンフェルス: スカルン域の最外縁に位置するホルンフェルスは、通常の黒雲母ホルンフェルスの鉱物組み合わせをもつが、その組織は一般のそれにくらべはるかに粗粒で、むしろスカル



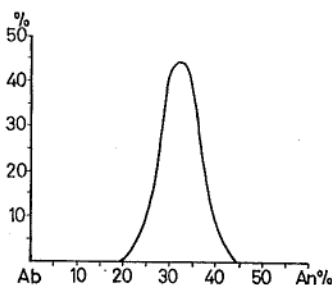
第11図 黒雲母ホルンフェルス（原岩）の斜長石組成頻度



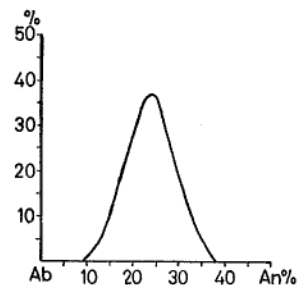
第12図 縞状スカルン岩中の黒雲母ホルンフェルス部分（上図）と透輝石スカルン部分（下図）の斜長石組成頻度



第13図 角礫状スカルン岩の硫化鉱物を伴わない透輝石—ヘデンベルグ輝石スカルン部分の斜長石組成頻度



第14図 硫化鉱物鉱染を伴う部分の斜長石組成頻度



第15図 白色スカルン岩の斜長石組成頻度

ン化部分と同一の粒度を示している。そのなかの斜長石は粒状自形～半自形を呈し（径 0.02～0.07 mm）、ほぼ均一に散点する。一薄片中から 188 個の斜長石を測定した。An 成分の頻度曲線を描くと、第 11 図の通りで（縦軸は頻度、横軸は An %、以下同様）、その極大は一つで、An 36 のところにある。

縞状スカルン岩：スカルン化作用で述べたように、黒雲母ホルンフェルス・微斜長石スカルンの白色部・透輝石を主とする緑色スカルン部からなる縞状の岩石で、これらのうち黒雲母ホルンフェルス部分および緑色スカルン部分にわけ、それぞれの斜長石を測定した。

黒雲母ホルンフェルス部分の斜長石（測定 282 個）の成分頻度は An 33, An 42, An 46 に極大を示している（第 12 図の上図）。An 42 の極大は、原岩の組成をもつ斜長石が残留しているため、An 46 の極大を示す曲線と重なって生じたものと考えられる。透輝石スカルン部分の斜長石（測定 224 個）の成分頻度は An 33, An 46 の 2 つの An 成分に極大を示している（第 12 図の下図）。この場合、黒雲母ホルンフェルス部分とはちがって、An 42 附近の極大はみられない。このことは、おそらく、斜長石のレリックがすくないか、あるいは存在しないものと思われる。

角礫状スカルン岩：本岩は鉱床母岩の一つであるが、硫化鉱物の鉱染を伴わない、緑色スカルン中の斜長石（測定 172 個）の成分頻度は、An 36 を極大とする単一正規分布を示している（第 13 図）。

硫化鉱物鉱染部：緑色スカルン中に黄銅鉱・キューバ鉱・磁硫鉄鉱等が鉱染している部分では、上述したスカルン岩中の斜長石とくらべ、斜長石が径 0.2～1 mm と粗粒化し自形であり、直接硫化鉱物と共生している。この共生している斜長石（測定 124 個）の成分頻度は、An 33 を極大と

する単一正規分布を示している (第 14 図)。

白色スカルン岩：本岩は微斜長石を主とするもので、径 0.02 mm の粒状モザイク構造を呈する。斜長石 (測定 140 個) の成分頻度は An 24 を極大とする単一正規分布を示している (第 15 図)。これはスカルン化作用の段階的変化のなかで、より酸性化していることを示し、硫化鉱物の鉱化作用期を経て、安定相となったものと考えられる。

以上のように、斜長石の組成変化は 5 段階に分類でき、このことから次の過程が考えられる。スカルン化作用の初期の段階では、An 33 および An 46 で極大を示すように、2 種の組成をもつ斜長石が一岩相中に共存している。それが鉱化作用期で An 33 の単一組成となり、さらに K_2O 成分の富化する白色スカルン化の時期には、斜長石は An 24 の組成となって、より酸性化し安定相となる。

VII. ま と め

① 大峰鉱山の銅—スカルン鉱床は、鉱床の胚胎状態、母岩の性状などから、深成岩類の後火成作用による接触高温型交代鉱床と考えられる。

② 深成岩類のうち、石英閃緑岩体は白亜紀初期と考えられている花崗閃緑岩体よりも、早期に進入した岩体で、一部の鉱体を胚胎し (-425 ML)、花崗閃緑岩体とは同一の岩体ではない。

③ 各スカルン岩の分布および形態の相互関係によって、火成作用からスカルン化作用にいたる過程は、次のような段階にわけられる。即ち、深成岩類の進入→古生代層粘板岩のホルンフェルス化→透輝石・ヘデンベルグ輝石・緑レン石 (緑色スカルン) の生成→カリ富化による微斜長石 (白色スカルン) の生成→ザクロ石スカルン (茶褐色スカルン) の生成→硫化鉱物の鉱染、の段階である。

④ 角礫状スカルンおよび縞状スカルンは上部 (0 ML ~ -200 ML) に限られ、角礫状および縞状スカルン中の微斜長石を主とする白色部は、花崗岩類からの物質供給、特に、 K_2O 成分が供給され、 FeO 、 Fe_2O_3 、 MgO が除去されるような交代作用によって、形成されたものと思われる。

⑤ スカルン化の後期には、スカルン岩類と接するホルンフェルス、およびスカルン中に残存するホルンフェルスにまで、 K_2O 富化の影響がおよび、通常のホルンフェルスとは違い、粒状斜長石—カリ長石—電気石の鉱物組成をもつ、比較的粗いモザイク構造のホルンフェルスとなっている。

⑥ 鉱化作用は、スカルン化作用末期のザクロ石スカルン形成以後であり、鉱床は上部 (0 ML ~ -200 ML) で鉱筒状を主とし、下部 (-200 ML ~ -425 ML) で塊状、鉱染状、網状、層状~扁平状となる。上部の鉱筒状鉱体は、角礫状スカルン帯に選択的な濃集部を形成したものと思われる。

⑦ スカルン化作用の各段階における斜長石の組成を測定した結果、An 33 および An 46 の組成が出現する頻度が著しく高く、一岩相中に 2 つの組成が共存して生成されたと考えられる。硫化鉱物鉱染期では、斜長石の組成は An 33 となり、さらに K_2O 成分のカリ富化により An 24 となって安定したものと考えられる。

⑧ スカルン化作用の過程で、斜長石の An 成分は An 46→An 33→An 24 と変化する。これはスカルン化作用の各段階に、一定の安定領域が存在することを示している。また、斜長石の組成値の変化は、固溶体としての連続的変化ではなく、安定な組成域への飛躍的変化であることを示している。

⑨ 各スカルン化段階で斜長石の秩序化度がどのように変化するかは、次の機会に報告したい。しかし、各スカルン化段階において、斜長石の組成が変化するにもかかわらず、斜長石の粒度には

変化がみられない。この原因については、今後の問題として残されている。

参 考 文 献

- 相沢直人 (1969): 大峰鉱山の金銀について。日鉱誌, Vol. 85, No. 976, p. 660-665.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1963): Rock forming minerals. Vol. 2, p. 42-74, Longmans.
- De Vore, G. W. (1956): Al-Si positions in ordered plagioclase feldspars. Zeits. Kristallogr., Band 107, s. 247-264.
- Kalinin, D. V. (1969), 岸本文男訳 (1972): スカルン化作用の物理化学的条件の実験的研究, 1, 2. 地調月報, Vol. 23, No. 2, p. 51-75; No. 3, p. 23-57.
- 加納 博 (1965): 岩手県大峰鉱山の“角礫状スカルン”の成因についての新解釈。岩鉱, Vol. 54, No. 3, p. 104-108.
- 加納 博 (1965): UMP A-Zone における 2, 3 の intrusive granite の構造と形態 (概要)。UMP A-Zone, 地質構造部門連絡紙, No. 5, p. 2-16.
- 金 喆佑 (1961, 1962): 含ニッケル磁硫鉄鉱鉱床を中心とする斑禰岩類の岩相変化 (I, II)。岩鉱, Vol. 46, No. 5, p. 178-186; Vol. 47, No. 5, p. 175-187.
- 盛合禰夫 (1961): 釜石鉱山地域の地質構造。鉱山地質, Vol. 13, No. 5, p. 58-59.
- Nakazawa, K. and Murata, M. (1966): On the lower Cretaceous fossils found near the Omine Mine, Iwate Prefecture, Northeast Japan. Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. 13, Vol. 32, No. 4, p. 302-333.
- 南部松夫, 他 17 名 (1971): 広域調査報告書 (遠野地域)。通産省, p. 1-35.
- 岡田 茂 (1956): 花崗岩質岩石の貫入に伴う接触変成作用の地球化学的研究。地質雑, Vol. 62, No. 735, p. 688-699.
- 小貫義男 (1963): 構造発達史からみた北上山地の特徴。地質学会第 70 年総会討論会資料, p. 1-13.
- 小貫義男 (1967): 東北地方における接触鉱床の母岩の層準について。柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 272-277.
- 小貫義男 (1969): 北上山地地質誌。東北大地古研報, No. 69, p. 39-129.
- 萱木浅彦 (1953): 大峰鉱山産黄銅鉱中のキューバ鉱葉片に関する熱的研究。岩鉱, Vol. 37, No. 2, p. 51-58.
- 竹内常彦・南部松夫・和田成人 (1953): 大峰鉱山の地質鉱床。岩鉱, Vol. 37, No. 1, p. 1-9.
- 竹内常彦・萱木浅彦・南部松夫 (1953): 大峰鉱山銅鉱石における離溶共生について。岩鉱, Vol. 37, No. 1, p. 9-21.
- 竹内常彦・萱木浅彦・南部松夫 (1953): 大峰鉱山産銅鉱石の形成について。岩鉱, Vol. 37, No. 2, p. 59-65.
- 竹内常彦・萱木浅彦・斎藤浩三 (1955): 大峰鉱山産キューバ鉱について。岩鉱, Vol. 39, No. 3, p. 99-102.
- 竹内常彦・山岡一雄 (1964): 岩手県大峰鉱山の鉱床と成因について, (I, II)。岩鉱, Vol. 52, No. 2, p. 39-54; No. 3, p. 90-102.
- 竹内常彦・山岡一雄 (1965): 加納教授の所見に答えて。岩鉱, Vol. 64, No. 3, p. 109-112.
- Tröger, W. E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, s. 57-63, 98-100, Stuttgart.