

## 翻 訳

地質調査所月報, 第33巻 第9号, p. 469-477, 1982

553. 435 : 551. 73(510)

### 多宝山斑岩銅鉛床の変質作用と鉛化作用の特徴\*

杜 琦\*

(黒竜江省地質局地質第四隊)

岸本文男\*\* 石原舜三\*\*抄訳

訳者前書:ここに紹介する多宝山斑岩型鉛床は, 一般には数少ない古生代の鉛床であり, かつナトリウム質の花崗岩類に巨視的には関連する点で興味深いものである. 構造運動と変質鉛化作用とのからみは原典の特色であるが, 概念的で難解なところが多く, できるだけ平易に訳し, 理解しやすいようにまとめた. 場所は原典には明記されていないが, 構成岩類から推察して第1図を訳者側で用意した. 判読しづらい図3点を省略した. 6件からなる参考文献も省略した.

#### 1. 鉛床区域の地質概況

##### (1) 堆積層

多宝山鉛床区域(第1図)とその周辺には, 主として古生界の下部系と中部系が露出し, その走向は多くがNE-SWである. 鉛床区域内では, オルドビス系が主体で, おおむねNW-SEに分布する. その堆積層は下位から上位に, 次のように重なっている.

オルドビス系下部統( $O_1$ ):鉛床区域の南東部に露出し, 酸性堆積凝灰岩, 凝灰質堆積岩, 黑色頁岩, 長石質砂岩などからなる. 層厚400 m以上.

オルドビス系中部統銅山層( $O_2t$ ):鉛床区域の南東部に分布し, 濃緑色堆積凝灰岩と凝灰質堆積岩からなり, 層厚は560 mである.

オルドビス系中部統多宝山層( $O_2d$ ):主として濃緑色の安山岩とその凝灰岩からなり, 凝灰質堆積岩の大きなレンズ状層を挟有する. 凝灰質堆積岩の構成は複雑で, 分級度にいちじるしい差があり, 常に紫色砂岩, 砂質礫岩, そして少量の不純な炭酸塩岩が挟在する. 多宝山鉛床区域のいくつかの主要鉛体の頂部は多宝山層下部層に多く位置し, 銅鉛化部分はしばしば安山岩と凝灰質堆積岩の移過帯の安山岩側に賦存する. 層厚860 m.

オルドビス系上部統裸河層( $O_3l$ ):主として中性及び酸性の堆積凝灰岩, 凝灰質堆積岩, 生物碎屑成石灰岩

からなる. 層厚330 m.

オルドビス系上部統愛輝層( $O_3i$ ):層理のこまかなシルト質頁岩からなる. 層厚150 m.

シルル系下部統黄花溝層( $S_1h$ ):黄緑色及び濃灰緑色シルト質頁岩からなる. 層厚700 m.

##### (2) 貫入岩

鉛床区域内の貫入岩は, 次の様に2大別される.

花崗閃緑岩-花崗閃緑斑岩:これはNW-SEに伸びて分布し, 斑岩銅鉛化と密接に係る(第2図). その露出面積は約8 km<sup>2</sup>である. 花崗閃緑岩はK-Ar年代292 m.y., 花崗閃緑斑岩は283 m.y.を示す. この複合岩体に随伴する岩脈は石英閃緑岩, 角閃玢岩, 閃緑玢岩, スペッサルタイト, ケルサンタイトなどからなる.

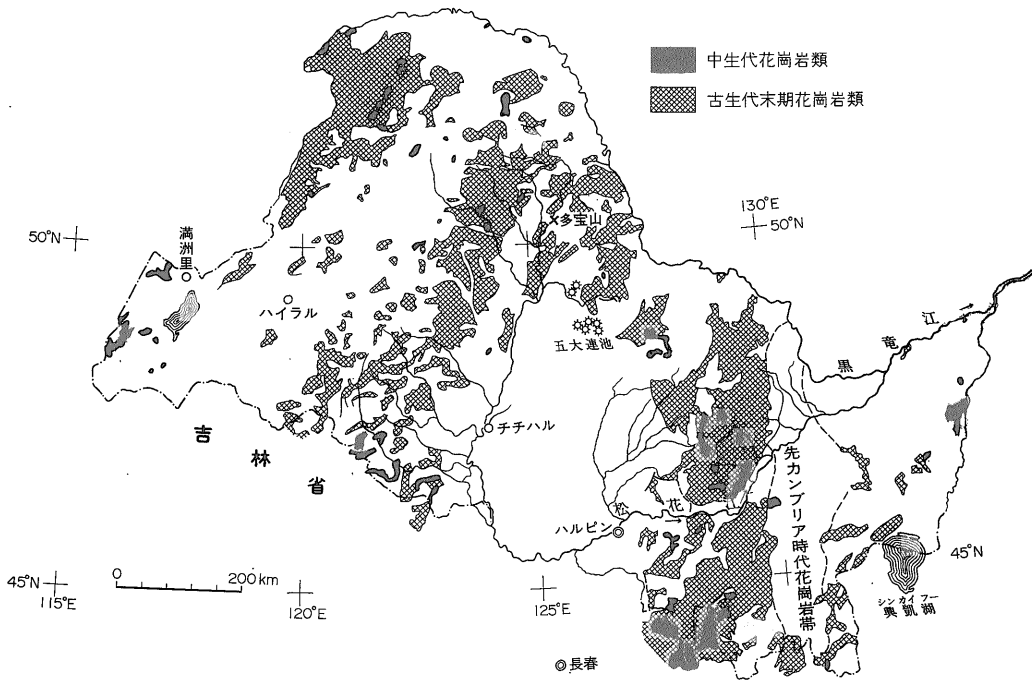
花崗閃緑岩は, さまざまな程度の圧碎作用, 片状化作用, 変質作用を受けている. 花崗閃緑斑岩は多くが斑状, ときには偽斑状構造を示し, 岩脈状にNW-SE方向の構造帯にそって花崗閃緑岩体に貫入し, 一般に圧碎による不規則形の角礫が生じ, 石英, 曹長石, カリ長石に交代充填され, 膠結されている. 珪化作用が強い部分は, 斑岩の角礫を含む石英塊で構成されている.

花崗閃緑岩及び花崗閃緑斑岩と側岩との接触面はジグザグに入り乱れ, 多くの岩枝が側岩中に貫入し, 花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩の岩体内に側岩がたれ下がり, あるいは捕獲されている. 主鉛体の両側には, 岩漿角礫岩が発達していることがある. 花崗閃緑岩内の捕獲岩と岩漿角礫岩の分布範囲は1,000 mに達する可能性があるが, その熱変成現象はきわめて微弱である.

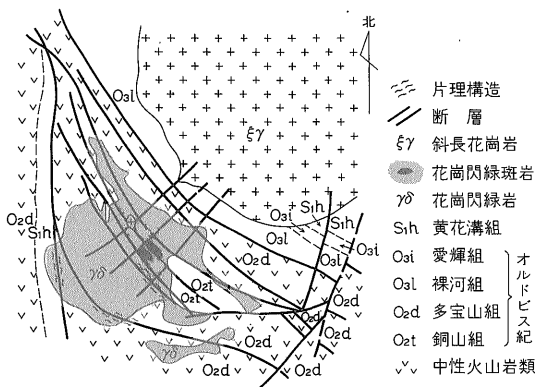
花崗閃緑岩は内部で斜長花崗岩質, 縁辺部で石英閃緑

\* 杜 琦(1980):多宝山斑岩銅鉛床変質と鉛化特征:《地質学報》, 第4期, 310-323頁 (Du Qi (1980): The alteration and mineralization features of the Duobaoshan porphyry copper deposit: «Di Zhi Xue Bao», no. 4, p. 310-323, in Chinese)

\*\* 鉛床部



第1図 黒龍江省における花崗岩類の分布と多宝山鉱床の位置。近くにはアルカリ玄武岩で著名な五大連池がある。  
1/400万中国地質図(1971)より簡略化。



第2図 多宝山鉱床付近の地質略図

岩質である。これらの岩石は一般に等粒組織を示すが、非等粒組織や斑状類似の組織に変わる場合も多い。大多數の斑岩銅鉱体及び大型斑岩銅鉱体の中部と下部は、いずれも花崗閃緑岩内に賦存する。

花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩の生成当時の構造環境は不安定、かつ比較的開放性であったと考えられる。両岩はマグマの内圧が比較的低い状態のまま既成の張力割目にそって移動、貫入した。この様な環境下で貫入した岩石は圧砕されやすく、容積拡大作用を生じやすい。張力構

造作用と圧縮構造作用が交互に働くと、マグマ期後期—マグマ期後の流動体は大規模な移動を起しやすく、大規模な変質作用と鉱化作用を生じやすい。したがって、多宝山鉱床区域の花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩の貫入条件は、斑岩銅鉱床の変質作用と鉱化作用をもたらす重要な条件の一つである。

斜長花崗岩：鉱床区域の東北に大型岩体として分布するが、鉱床区域中部の構造線交叉部にもその小岩体がいくつか認められる。これらの岩体内には側岩の捕獲が存在せず、岩石としては中粒構造を示し、完晶度は比較的高く、側岩との接触面は整然と現れ、岩体の規模が小さくてもその側岩の熱変成現象と同化混生現象は明瞭で、幅200-300 mのホルンフェルス化帯を形成している。K-Ar法によるその同位体年代は一般に240-250m.y.で、斑岩銅鉱床生成後に貫入したことは確かである。しかし、多宝山鉱床区域の西北方の同種岩体では、外接触帯にスカルン化と銅・鉄鉱化がみられる。

この斜長花崗岩のマグマは閉鎖条件下、マグマの主動的な機構で貫入した性質のものである。

上記の花崗閃緑岩と斜長花崗岩の化学分析結果は、第1表の通りである。花崗閃緑斑岩は全体的に強い変質作用をうけており、未変質岩の分析値はまだ得られていない。

第1表 多宝山地域花崗岩類の化学分析値 (重量%)

| 岩石名   | 重量 (%) | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|-------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 花崗閃緑岩 |        | 61.78            | 0.36             | 16.42                          | 2.23                           | 3.43 | 0.08  | 2.69 | 4.40 | 4.43              | 2.06             | 0.20                          |
| 斜長花崗岩 |        | 70.78            | 0.16             | 15.92                          | 0.79                           | 0.96 | 0.075 | 0.59 | 2.23 | 5.28              | 2.28             | 0.10                          |

### (3) 構造

多宝山鉱床は、大治複背斜の東北翼の第2オーダーの褶曲軸近くに位置する。鉱床区域の構造はかなり複雑で、NW-SE, NWW-SEE, NE-SW, E-Wの4系の圧縮ねじり構造とN-Sの張力ねじり構造がある。鉱床区域は種々の構造体系が複合した部分に位置する。

まずNW-SE方向の圧縮ねじり構造帯が形成され、それが鉱床区域の基本構造の形をとり、ねじり運動方向はその西南側が時計の逆まわり方向にねじりを生じるような方向であった。NWW-SEE方向の構造はいくつかの片状化帯を形づくり、その片状化帯の多くは大型レンズ状を呈し、平面的には右ずれの雁行配列を示し、そして常にNW-SE方向の圧縮ねじり構造帯に重なっている。いずれの片状化帯も、それぞれ変質過程を経過したのち、常に一条の絹雲母化帯を持つ。

NE-SW方向の圧縮ねじり構造は反復活動で特徴づけられる。一般にNE-SW方向の構造がNW-SEとNWW-SEEの構造をきる。NE-SW方向の構造の活動は、一方ではNE-SW方向の構造的節理、裂か、断裂を形成し、他方ではNW-SE方向とNWW-SEE方向の圧縮ねじり構造を開口させている。多宝山鉱床区域の花崗閃緑岩、花崗閃緑斑岩の貫入、主な変質作用と鉱化作用は、NE-SW方向の構造の活動によってNW-SE方向とNWW-SEE方向の構造が開口した期間に生じた。

割目の“切る”、“切られる”という関係からみると、多くの場合にNE-SW方向の構造がNW-SE方向とNWW-SEE方向の構造を切っていることになるが、NW-SE方向とNWW-SEE方向の構造がNE-SW方向の構造を切っていることもある。そのため、多宝山鉱床区域のNW-SE方向、NWW-SEE方向の構造とNE-SW方向の構造は交互に活動したという特徴を備えている。鉱床区域では比較的強い変質作用と鉱化作用が、空間的にはいくつかの構造の交會部ないし2系の構造の交叉部に働き、時間的には数系の構造が交替しながら活動期間内に進行している。

NE-SW方向の構造はさらに発展して、E-W方向の圧縮ねじり構造とN-S方向の張力ねじり構造をもたらした。これらはいずれもくり返し活動したのが特徴で、大

部分は鉱床生成前に形成されたが、鉱床生成後もさらに継続、活動している。

## 2. 変質鉱物と変質岩のタイプ

変質鉱物としては40以上のものが存在し、量が比較的多く、かつ変質帯上主要な鉱物は、黒雲母、緑泥石、緑簾石、絹雲母、石英、カリ長石、曹長石、炭酸塩鉱物で、いずれも一般に数種の産状を有する。一例として、8種の産状を有する絹雲母をあげる。(1)小鱗片状に斜長石の表面に分布するもの。緑泥石化花崗閃緑岩内に産出。(2)微細な小鱗片の集合体。花崗閃緑斑岩中の斜長石を均質に交代、石英・カリ長石、曹長石と共生。外見は淡緑色。(3)片状化帯中に生じ、生成温度が320℃前後である結晶。(4)原岩中の暗色鉱物の緑泥石化の後、さらに絹雲母化した産状。常に鉄・チタンの酸化物を含有。(5)黄鉄鉱・石英と共生し、結晶度が比較的高い結晶。(6)石英・炭酸塩鉱物・緑簾石・緑泥石・銅硫化物と共生する産状。(7)比較的大型の鱗片状結晶。黄銅鉱を交代。(8)斜長花崗岩内の斜長石に弱く、かつ均質に生じ、ときに炭酸塩鉱物を伴うもの。

変質鉱物の組合せにもとづき、変質した花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩は次の10タイプに分類される。

(i) 緑泥石化花崗閃緑岩：圧碎は比較的弱く、原岩の構造・組織はほぼ完全に残り、暗色鉱物はほとんどすべてが緑泥石化、緑泥石の含有率は5-10%。斜長石はわずかに絹雲母化され、ときにはごくわずかに炭酸塩化、緑簾石化。本岩石の多くは変質帯のもっとも外側に分布する。

(ii) 黒雲母化花崗閃緑岩：変質による黒雲母の小鱗片集合体を含有し、鱗片の径は多くが0.01×0.03mm。黒雲母は褐色ないし暗緑色、斜長石と石英の粒間を充填し、あるいは細かな割れ目に沿って産出。含有率は5-10%である。随伴鉱物は一般に磷灰石と磁鉄鉱である。珪化(石英化)・カリ長石化が見られると、黒雲母は認められない。これは、カリ長石化作用が黒雲母化作用よりもあとに行われたためと思われる。また、緑泥石化・緑簾石化花崗閃緑岩の近くでは、黒雲母化花崗閃緑岩内に緑簾石化された縞がみられることがある。すなわち黒雲

母化は緑泥石化及び緑簾石化よりも前と考えられる。

(iii) 珪化(石英化)・カリ長石化花崗閃緑岩-花崗閃緑斑岩: 変質作用によるカリ長石を含有し, その含有率は一般に5%前後であるが, 30%に達することもある。一般に細脈状及び細粒集合, 斜長石と石英を交代する。随伴鉱物は一般に石英と曹長石である。

変質作用の生成物としての石英は多くが脈状を呈し, 含有率は変動が激しく, 高いものは20%に達する。曹長石は主として割れ目に沿ってカリ長石と斜長石を交代した細粒集合体で, 一般にその含有率は5-15%である。斜長石は比較的弱い淡緑色絹雲母交代作用を受け, その絹雲母含有率は5-10%である。

(iv) 珪化(石英化)花崗閃緑斑岩-花崗閃緑岩: これは大量の網状石英脈を含有し, 多くの場合, その石英脈は上記岩石の体積の70-80%に達し, 最低でも20%を占める。その脈と脈の間は, 圧砕及び角礫化された花崗閃緑斑岩と花崗閃緑岩である。その脈幅は薄く, 多くは0.1-1cmで, 基本的にはカリ長石を含有した早期の高温石英脈と曹長石・方解石を含有した後期の低温石英脈で構成されている。このほかにノジュール状の細粒石英集合体もある。高温石英は粒径が一般に0.2cmと大きく, 波状消光を示す。岩石中の暗色鉱物は残存しない。斜長石はすべて, 比較的弱いながらも, 淡緑色絹雲母化作用を受ける。

(v) 珪化(石英化)・絹雲母化花崗閃緑岩: これは, 絹雲母含有率が40%, 微粒石英含有率が5-10%である。石英を除くと, 岩石構成鉱物はすべて, 程度の差こそあれ絹雲母に交代される。その絹雲母化の強さは, 岩石の圧砕及び片状化の強さにほぼ正比例する。残存石英は扁豆状を呈し, 片理方向に伸びている。そのほか, 炭酸塩鉱物も産出し, その含有率は変化が大きいが, 一般的には5%前後である。

(vi) 緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩: これは, 片状化と絹雲母化の強さが珪化・絹雲母化花崗閃緑岩の場合よりも平均して低い花崗閃緑岩である。原岩中の暗色鉱物はいずれも緑泥石化し, 緑泥石含有率は一般に10%前後である。斜長石は絹雲母化し, 絹雲母含有率は20-30%, 珪化作用によって生じた微粒石英は多くとも5%をこえない。

(vii) 珪化(石英化)・緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩: これは, 上述の(v)と(vi)のタイプの間中型で, 浅緑色を呈し, 片理が発達し, 新たに生成した少量の片状斜緑泥石を含有し, 絹雲母含有率は一般に25-40%である。

(viii) 緑泥石化・緑簾石化花崗閃緑岩: これは暗緑色の岩石で, 原岩の組織は比較的明瞭で, 弱い圧砕作用を受

ける。原岩中の黒雲母はすべて緑泥石化し, 同時に白チタン石, チタン石, 金紅石を生じ, 角閃石の大部分は緑簾石, 一部分は緑泥石に変質し, 斜長石は絹雲母, 緑泥石, 炭酸塩鉱物に交代され, カリ長石はその後の曹長石化による格子構造が明瞭である。緑簾石含有率は5-10%, 緑泥石含有率は10%前後, 絹雲母含有率も10%前後である。

(ix) 緑簾石化・緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩: これは, 上述の(vii)と(viii)のタイプの間中型の花崗閃緑岩である。

(x) 炭酸塩化・絹雲母化花崗閃緑岩: これは淡肉色ないし灰白色を呈する岩石で, 絹雲母を20-30%, 炭酸塩鉱物を5-10%含有し, 暗色鉱物は消失している。鉱体の部分では, 斑銅鉱, 黄銅鉱, 石英, 炭酸塩鉱物, 曹長石, 絹雲母などを含む多くの網状細脈を有する。

以上のほか, 花崗閃緑岩の貫入を受けた安山岩と凝灰岩も変質している。常に認められる変質鉱物は緑泥石, 緑簾石, 絹雲母, 硫酸塩鉱物, 石英などである。変質安山岩としては, 黒雲母化安山岩, 珪化・カリ長石化安山岩, 青盤化安山岩, 絹雲母化安山岩, 珪化安山岩, 炭酸塩化安山岩などがある。

変質岩の化学分析の結果は, 第2表に掲げた通りである。

以上のような変質鉱物の相互関係, 生成温度測定資料, 岩石の化学分析結果によると, 花崗閃緑斑岩の鉱化変質作用はおおむね2段階に分けることができる。第1段階はマグマ期後期のもので, 生成した変質鉱物は主として斑岩岩体内及びその周囲に分布し, 温度は450-340°Cで, 当該変質岩は上述の(ii), (iii), (iv)の岩石である。この変質過程では, 大量の珪酸が添加され, 珪酸量が増大するにしたがって, Fe, Mg, Caの含有率は低くなる。第2段階はマグマ期後の段階で, 熱水溶液の温度は350-250°C, 形成された変質岩は, (v), (vi), (vii), (ix)のタイプである。その変質過程では, 珪酸が添加されるにしたがって  $K_2O$  が増加し,  $Na_2O$  が減少し,  $K_2O+Na_2O$  の総量と Fe, Mg などの含有率の変化は小さかった。

### 3. 各期の貫入岩に伴う変質作用と変質累帯

上述の変質鉱物と変質岩タイプは, 空間的に貫入岩と明瞭な関係を有することが多い。

#### (1) 花崗閃緑岩に伴う変質

マグマ期後期以後の熱水活動で次のような変質が生じている。

(i) 花崗閃緑岩と安山岩の外接触帯に認められるまばらな黒雲母化。

第2表 多宝山鉱床区域変質岩の化学分析値

| 番号 | 岩石名称                | 試料数 | 分析結果 (重量%)       |                  |                                |                                |      |       |      |      |                   |                  |                               |      |
|----|---------------------|-----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|
|    |                     |     | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 灼熱減量 |
| 1  | 弱変質花崗閃緑岩<br>(緑泥石化)  | 2   | 61.78            | 0.36             | 16.42                          | 2.23                           | 3.43 | 0.08  | 2.69 | 4.40 | 4.43              | 2.06             | 0.20                          |      |
| 2  | 黒雲母化花崗閃緑岩           | 2   | 67.26            | 0.35             | 14.77                          | 1.55                           | 2.82 | 0.04  | 1.79 | 1.64 | 3.84              | 2.95             | 0.18                          | 2.46 |
| 3  | (石英化)カリ長石化花崗閃緑斑岩    | 5   | 72.85            | 0.16             | 13.84                          | 0.62                           | 1.28 | 0.03  | 0.86 | 1.15 | 4.29              | 3.17             | 0.14                          | 1.39 |
| 4  | (珪化)カリ長石化花崗閃緑岩      | 5   | 67.46            | 0.33             | 13.82                          | 1.24                           | 2.25 | 0.04  | 1.53 | 2.16 | 3.28              | 3.95             | 0.22                          | 3.60 |
| 5  | 珪化花崗閃緑斑岩            | 1   | 80.08            | 0.11             | 10.21                          | 0.79                           | 0.81 | 0.01  | 1.48 | 0.78 | 1.50              | 2.58             | 0.06                          | 1.93 |
| 6  | 珪化・絹雲母化花崗閃緑岩        | 3   | 69.52            | 0.27             | 12.88                          | 1.34                           | 2.35 | 0.32  | 1.56 | 1.96 | 0.61              | 4.70             | 0.15                          | 3.58 |
| 7  | 珪化・緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩   | 3   | 67.09            | 0.32             | 15.6                           | 0.93                           | 3.62 | 0.085 | 2.64 | 1.09 | 0.85              | 4.49             | 0.18                          |      |
| 8  | 緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩      | 7   | 63.81            | 0.39             | 15.68                          | 1.58                           | 3.12 | 0.06  | 2.86 | 2.56 | 2.34              | 3.93             | 0.21                          | 3.54 |
| 9  | 緑簾石化・緑泥石化・絹雲母化花崗閃緑岩 | 2   | 63.85            | 0.44             | 16.41                          | 2.05                           | 3.57 | 0.18  | 2.52 | 3.47 | 2.13              | 3.53             | 0.23                          | 2.84 |
| 10 | 緑簾石化・緑泥石化花崗閃緑岩      | 6   | 62.87            | 0.41             | 16.13                          | 2.34                           | 2.91 | 0.09  | 2.25 | 3.79 | 4.18              | 2.63             | 0.19                          | 2.36 |
| 11 | 炭酸塩化・絹雲母化花崗閃緑岩      | 1   | 63.28            | 0.36             | 15.59                          | 0.38                           | 3.26 | 0.03  | 1.87 | 2.37 | 4.43              | 2.79             | 0.19                          | 4.48 |

黒竜江省地質局第四隊実験室の分析による

(ii) 接触帯付近にみられることのあるざくろ石と磁鉄鉱の存在。

(iii) 花崗閃緑岩体内の斜長石指標の全般的低さ (An 3-7)、比較的石灰質の斜長石を交代した曹長石の存在、外側のほぼ同期貫入の花崗閃緑岩に常に見られる黒雲母化とカリ長石化。多宝山鉱床区域では、花崗閃緑斑岩にこのカリ変質が加わったため、花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩カリ変質部分との識別はきわめて難しい。

(iv) 普遍的に広がる弱い青盤岩化。花崗閃緑岩はほとんどが緑泥石化花崗閃緑岩に変質し、暗色鉱物は緑泥石と緑簾石に交代され、磁鉄鉱を伴うこともある。青盤岩化は広く安山岩にも及んでいる。

(v) 普遍的に広がる微弱な絹雲母化と炭酸塩化。ときには曹長石化もみられる。

(2) 斜長花崗岩に伴う変質

鉱床区域中部の斜長花崗岩は、鉱床生成後に貫入した小岩株である。マグマ期以降の熱水作用によって、

(i) 幅約 200-300 m のホルンフェルス化帯(黒雲母化帯)の形成、

(ii) 接触帯付近における多くの長石-石英岩脈の貫入と K, Na, Si による交代現象、

(iii) 外接触帯付近におけるいくつかの含水珪酸塩鉱物(緑泥石、緑簾石)の形成、

(iv) 岩体内に普遍的に広がる微弱な絹雲母化、

(v) 局地的に構造規制を受けた、微弱な炭酸塩化、が

生じている。これらの変質作用はすでに生成していた銅鉱化帯内の Cu 品位をはっきりと低下させ、既成の銅鉱体を破壊している。

(3) 花崗閃緑斑岩に伴う変質

本鉱床区域本来の変質帯は、花崗閃緑斑岩のマグマ活動後期以降の数回にわたる熱水作用によって形成された。その変質過程では、まず花崗閃緑斑岩岩体をほぼとりまく幅300-400 m の黒雲母化帯が形成され、その黒雲母は燐灰石と磁鉄鉱を伴う。その後、斑岩岩体付近にカリ長石化作用、曹長石化作用、珪化作用(石英化作用)が生じた。珪化作用は長期間に及ぶが、石英の大部分は早期の曹長石とカリ長石が生じたのちに生成し、多くは斑岩岩体部分に分布する。カリ長石と曹長石は常に斑岩内の斜長石を交代し、石英とともに黒雲母化帯内に入りこんだ脈状に産出する。その脈の数・量は斑岩岩体から離れると明らかに減少する。以上の鉱物の分布範囲は生成順に、黒雲母→カリ長石→曹長石→石英と次第に狭くなる傾向がみられる。

黒雲母化帯をとりまいて分布するのは比較的強い緑簾石化・緑泥石化帯で、そのうちの大部分は緑簾石、一部分が緑泥石である。これは、カリ長石-曹長石-珪化(石英化)作用の後期に生じた可能性が大きい(第4図)。

花崗閃緑斑岩岩体内とその付近には、比較的均質な淡緑色絹雲母化作用が働き、その絹雲母は石英とカリ長石を交代し、あるいは切っている。微細な割れ目にそって

斜長石を交代した絹雲母も認められる。

主な絹雲母化期は花崗閃緑斑岩固結後、一定の時間が経過してからである。このことは花崗閃緑斑岩岩体をほとりまく分布上の特徴や、主要絹雲母化期の絹雲母が明らかに NW-SE 方向の構造帯、とくに NWW-SEE 方向の片状化帯の規制を受けていることなどで示される。

以上の他、最末期には炭酸塩化も認められる。

(4) 花崗閃緑斑岩体を取りまく変質累帯

本鉱床の変質累帯は基本的には NW-SE 方向の構造に沿い、花崗閃緑斑岩体を心核として長細い環状の配列を示し、内から外に向かって以下の4変質帯に分けられる(第3図、第4図)。

(i) 珪質心核体：珪化花崗閃緑斑岩からなる。斑岩銅

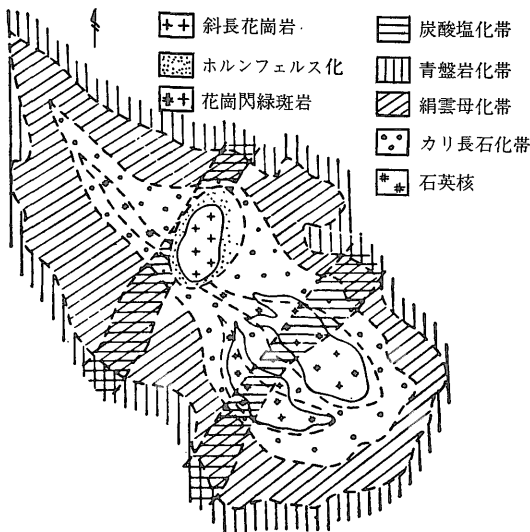
鉱床は中心の花崗閃緑斑岩体とその周縁に分布し、この珪質心核体内の銅鉱化作用は微弱であるが、ときには Mo 品位が比較的高い。

(ii) カリ変質帯(カリ長石-黒雲母化帯)：花崗閃緑斑岩岩体と珪質心核体を取りまいて分布し、主として珪化-カリ長石化花崗閃緑岩と黒雲母化花崗閃緑岩からなる。珪化-カリ長石化花崗閃緑岩亜帯はカリ変質帯の内側に分布し、珪化花崗閃緑岩及び珪化花崗閃緑斑岩の過渡的な関係を示す。珪化が弱まり、カリ長石化が強まると、この亜帯に移り変わる。黒雲母化花崗閃緑岩はカリ化帯の外側部分に分布し、珪化-カリ長石化花崗閃緑岩内の石英とカリ長石が減少し、黒雲母が増加すると、黒雲母化花崗閃緑岩亜帯に移行する。

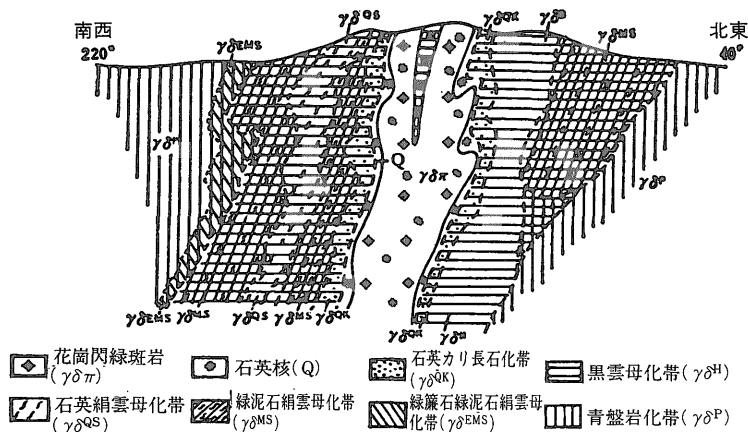
珪化・カリ長石化花崗閃緑岩が斑岩銅鉱床を胚胎する場合の特徴は珪化花崗閃緑斑岩の場合とほぼ同様である。黒雲母化花崗閃緑岩亜帯は、多くの場合、外側で絹雲母化帯と接している。しかし、花崗閃緑斑岩体の下盤側の地表下400-500 m のところでは、黒雲母化花崗閃緑岩亜帯は緑泥石と緑簾石が量的に漸増して、石英-カリ長石-黒雲母-緑簾石-緑泥石組み合わせに変わり、ところによっては緑泥石化-緑簾石化花崗閃緑岩と直接接する。

(iii) 絹雲母化帯(ないし絹雲母化-緑泥石化-珪化帯)：これは、カリ変質帯と青盤化帯との間に分布する。この絹雲母化帯には、(v)、(vi)、(vii)、(ix)、(x)の5種があり、比較的后期の構造規制を受けた(x)の岩石を除くと、残る4種はいずれも NW 方向と NWW-SEE 方向の片状化帯の規制を受けている。絹雲母化帯内では、片状化の強さと絹雲母化の強さは中心部から外方に向かって次第に弱くなる。

中心部付近は珪化-絹雲母化亜帯で、珪化-絹雲母化



第3図 多宝山鉱床の変質分帯平面図



第4図 多宝山鉱床の変質分帯断面図

花崗閃緑岩が主体であり、その中に少量の珪化-緑泥石化-絹雲母化花崗閃緑岩と緑泥石化-絹雲母化花崗閃緑岩が挟在する。両側に向っては緑泥石化-絹雲母化亜帯で、主として緑泥石化-絹雲母化花崗閃緑岩からなり、その中に珪化-絹雲母化花崗閃緑岩と緑泥石化-緑簾石化-絹雲母化花崗閃緑岩が細長く分布する。さらに外側は緑泥石化-緑簾石化-絹雲母化亜帯で、主として緑泥石化-緑簾石化-絹雲母化花崗閃緑岩で構成され、その中に比較的多数の緑泥石化-絹雲母化花崗閃緑岩と緑泥石化-緑簾石化花崗閃緑岩が挟在する。絹雲母化帯中の珪化-絹雲母化亜帯と緑泥石化-絹雲母化亜帯は大部分が黒雲母化帯上面に疊重し、緑簾石化-緑泥石化-絹雲母化亜帯は主として青盤岩化帯上面に分布する。

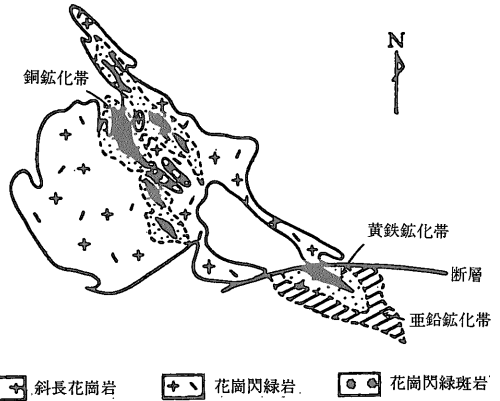
絹雲母化帯内では、中心部から両側に向って絹雲母化の強さが漸減する傾向にあるが、強変質岩と弱変質岩がしばしばくりかえし産出する。片状化が比較的強い珪化-絹雲母化花崗閃緑岩はその両側の片状化の弱い部分に緑泥石化-絹雲母化花崗閃緑岩を、さらにその外側に弱圧砕化の緑泥石化-緑簾石化花崗閃緑岩を伴う。この種の現象は熱水溶液が構造割れ目の比較的密集した片状化帯にそって活動し、その両側に拡散し、片状化が最も強いところで流入熱水量が最も多く、交代作用も最も著しかったことを示している。

絹雲母化帯内には、後期の構造運動に伴う炭酸塩化作用が加わり、炭酸塩化-絹雲母化花崗閃緑岩が形成する。炭酸塩化は他の岩石にもみられるが、きわめて弱い場合が多い。

(v) 青盤岩化帯：基本的には、緑泥石化-緑簾石化花崗閃緑岩と緑泥石化花崗閃緑岩からなる。前者は比較的多くの緑簾石を含有し、絹雲母化帯をほぼとりまいて分布する。絹雲母化帯が下部に向って尖滅する場合、青盤岩化帯は黒雲母化帯に直接することがある(第4図)。黒雲母化帯にごく近い部分の緑簾石はカリ長石や黒雲母より後期の生成であるが、接触交代期の生成物と考えられる。緑泥石化花崗閃緑岩の変質は弱い、形成時期は比較的早期で、分布範囲はきわめて広く、基本的には花崗閃緑岩及びその外接触帯の範囲と全く一致し、その変質の強さと花崗閃緑斑岩とは空間的に関係しない。これは花崗閃緑岩のマグマ期後の流動体の活動と関係すると推測される。

#### 4. 鉱化累帯

本鉱床の金属鉱物は20種以上に及ぶが、量的に多いものは黄鉄鉱、黄銅鉱、斑銅鉱、輝水鉛鉱、閃亜鉛鉱だけである。輝水鉛鉱は珪化帯内に比較的集中する。銅鉱物



第5図 多宝山鉱床の鉱化分帯平面図

は主として絹雲母化帯に濃集し、黄鉄鉱は常に銅鉱化帯をとりまいて断続分布し、黄鉄鉱化帯付近及びその外周縁部には亜鉛鉱化帯が分布するところもある(第5図)。

鉱物晶出関係の研究と包有物の温度測定資料によると、黒雲母化は早期珪化及び絹雲母化よりも少しあとで、炭酸塩化期にも及び、2・3の硫化物の生成を伴っている。黄鉄鉱と黄銅鉱の生成温度はかなり幅があり、400℃に近いものから200℃までである。

各変質帯の試料の化学分析資料を統計処理した結果によると、珪化-カリ長石化帯内にはCuが一般に300 ppm含まれ、黒雲母化帯では、Cu含有率は300 ppmないし10,000 ppm以上である。絹雲母化帯では、金属元素含有率は比較的高いが、Cu-Moがきわめて微量で、100-300 ppm Cuの絹雲母化帯もいくつかある。また、硫化物の含有率が比較的高いものもある。銅鉱体の絹雲母化帯では、銅鉱物の多くは片状化の片理にそって産出し、鉱化作用は不均等に拡がり、銅品位は200-300 ppmないし10,000 ppmである。青盤岩化帯では、硫化物の総含有率が1%をこえるものは極めて少なく、Cu含有率も大部分が100 ppm以下である。

Cu含有率が最も高いのはある種の絹雲母化花崗閃緑岩で、黒雲母化花崗閃緑岩がそれに次ぐ。しかし後者のCu含有量は不均等で、大きい銅鉱体を形成しない。高品位の絹雲母化帯は、そのほとんど大部分が早期に形成された黒雲母化帯上部に重なり、黒雲母化帯を交代したものである(第4図)。これに反し、青盤岩化帯上部に重複した絹雲母化帯は、絹雲母化が強くてもCu含有率は低い場合が多く、全般的に著しく低品位である。

銅鉱体の絹雲母化帯では、銅の多くが絹雲母化帯の上部と中部に濃集する。絹雲母化帯は下方に連続すること

があるが、銅鉱体は常に下方に向って縮薄し、尖滅する。銅鉱化帯鉱物の包有物の相対量を測定することによって、鉱床中央の珪化-絹雲母化亜帯が発見されたが、包有物の量は斑岩銅鉱の含有量とほぼ正比例関係にある。

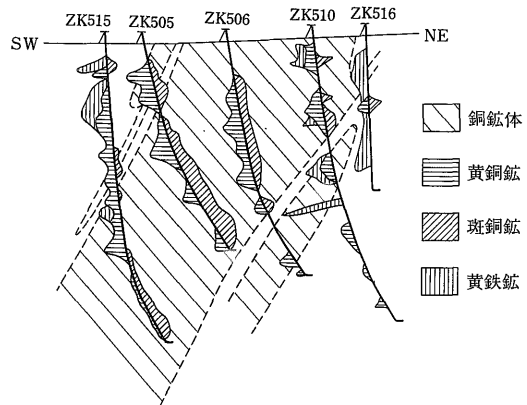
絹雲母化帯中部の珪化-絹雲母化亜帯中における硫化物の産状には、次の4種がある。

- (a) 大量の黄鉄鉱の生成、
- (b) 大量の黄鉄鉱が一定量の黄銅鉱を随伴し、両側が黄鉄鉱、
- (c) 斑銅鉱を主とし、両側は黄銅鉱、その外側が黄鉄鉱、
- (d) 珪化-絹雲母化亜帯中で全く硫化物を欠き、両側に向って次第に斑銅鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱が増加

硫化物の生成順序と温度測定の結果からみて、絹雲母化帯中部の黄鉄鉱は硫化物中では最も生成時期が早く、生成温度は300°C前後である。斑銅鉱と黄銅鉱は一般的にはこの黄鉄鉱よりも後期で、絹雲母化帯の外圍黄鉄鉱はさらに後期で、その生成温度は150-230°Cにすぎない。

銅鉱化帯中の銅硫化物に随伴される変質鉱物は、付近の側岩中の変質鉱物と大体同じである。たとえば、珪化-絹雲母化亜帯中の、銅鉱物と共生する鉱物は石英、絹雲母、炭酸塩鉱物であり、緑泥石化-緑簾石化-絹雲母化亜帯中の銅鉱物と共生する鉱物は常に緑泥石と緑簾石である。銅硫化物と共生する変質鉱物から推察して、主絹雲母化期の絹雲母化作用後に形成されたこれら硫化物の構成物質は遠来のものでなく、鉱化帯の下部及びその付近に由来したものと考えられる。

変質鉱物の研究によれば熱水活動の重複が明らかで、どの時期の熱水活動も多少ともCuを伴っている。花崗閃緑斑岩の貫入後に形成された黒雲母化はかなり明瞭に銅鉱化作用を伴い、カリ長石化と珪化は弱い鉱化作用を伴う。主絹雲母化作用期の絹雲母化は、NWW-SEE方向の圧縮ねじり断層帯に主として生じ、NWW-SEE構造の再活動後に、NE-SW方向を主とする構造運動が出現した。この期にはNW-SE、NWW-SEE、NE-SW方向の構造が交互に活動することが多い。その活動開始時には、まず絹雲母-石英-黄鉄鉱組合せが生じ、その後多種の変質鉱物と随伴銅硫化物との組合せが生じた。含銅熱水溶液が絹雲母化帯中央部を通して周囲に拡散したことは、明白である。含銅熱水溶液の流動過程では、Cu、Fe、S、Znなどの元素はそれぞれの活性が異なるので、移動にも差が生じ、通路の中心にはSとFeに乏しく、かつCuに富んだ斑銅鉱帯が形成され、両側には主として黄銅鉱、その外側にはCuに乏しく、かつSとFeに



第6図 試錐にみる黄銅鉱、斑銅鉱、黄鉄鉱の量的変化

富んだ黄鉄鉱化帯が形成されたと考えられる(第6図)。

絹雲母化帯内に銅鉱体が生じた原因として、もとの黒雲母化帯の銅含有率が高かった、また鉱体下位から銅硫化物が活化・移動して再濃集したことが考えられる。重複熱水作用による銅再移動の好例はNE-SW方向の構造の運動後期に主として一次熱水活動によって炭酸塩化が行われ、その過程で鉱体上面に銅鉱物が濃集している事実である。そのほか、鉱体に貫入した雲母-斜長石煌斑岩などの岩脈の両側には、常にいくらか銅・モリブデン鉱化現象がみられる。また、鉱体生成後の一条の断裂帯内に多くの銅鉱石の角礫が含まれ、その角礫中の小さな割れ目を多数の銅硫化物、モリブデン硫化物の細脈が充填している。この事実は、主鉱化期の鉱化作用後に火成活動と構造運動によって先に生じた銅硫化物、モリブデン硫化物が第2次・第3次的に移動した現象と解される。

## 5. 結 論

以上の記述は以下の6項目にまとめることができる。

1) 花崗閃緑岩と花崗閃緑斑岩は既成構造を通路として貫入し、張力性構造あるいは圧縮性構造と張力性構造がひんばんに交替して活動する条件下で流動体となり、移動するにいたったものである。このような環境は岩石の破碎現象や大規模な流動体移動を生み易く、斑岩型の変質鉱化作用を形成する上で有利である。

2) 3時期からなる大規模貫入活動ではそれぞれの構造的背景に基づく固有の貫入機構と変質作用を伴うが、その火成活動はおおむね次のような過程をたどっている。

(イ) マグマは上昇後に熱変成作用を生じてホルンフェルス化岩を形成するが、その強さは岩体によって異な



り、貫入が比較的開放的な条件下では、しばしば黒雲母化帯を形づくる。黒雲母化作用には少なくとも2期あって、その持続時間もかなり長い可能性がある。

(ロ) 貫入が比較的閉鎖的な条件下では、斑岩体内及びその付近に、曹長石化作用、カリ長石化作用、珪化作用を生じる。SiO<sub>2</sub>などが側岩に浸透して、珪化帯とスカン化帯を形成する。

(ハ) 比較的開放的な条件下で青盤岩化現象が生じ、比較的閉鎖的な条件下で含水珪酸塩鉱物が生じる。

(ニ) 斑岩銅鉱床内には常に幅の広い絹雲母化帯が形成され、比較的閉鎖的な条件下ではしばしば内接触帯縁辺部の限られた範囲に絹雲母化帯が形成され、ときには一定量の銅鉱化がみられる。

(ホ) 熱水期の後期に炭酸塩化作用が行われる。

斑岩型鉱化体とスカン型鉱化体が場所を異にする原因は、

(イ) 両者の側岩条件が異なり、

(ロ) 両者の貫入方式と流動体浸透環境が異なる、ためである。スカン型の変質-鉱化体を形成した流動体は、一般に性質の異なる岩層の境界面にそって流動するが、斑岩型においては、比較的閉鎖的で静かな条件下で生成したといえる。

3) 各貫入期によってマグマの性質と構造地質環境は異なるため、多くの火成岩体はマグマ期後期以降のすべての段階でもれなく大量の流動体の活動、すなわち大量の変質鉱物を生成、あるいは明瞭な変質帯をつくることできない。一般に一回の火成活動は1ないし2タイプ

の明瞭な変質鉱物組合せを生じるにすぎない。鉱化と密接な花崗閃緑斑岩は他の貫入岩と貫入環境が異なるため、多くの段階で好ましい条件を得て、大量の流動体転移が可能であった。その結果、鉱体と関係するカリ変質（曹長石化作用、珪化作用）と絹雲母化作用の規模と強さが他の火成岩体の場合より著しく大きく、斑岩岩体をとりにくく明瞭な変質-鉱化累帯が形成された。

4) 本鉱床の各熱水期における変質作用は火成活動及び構造運動に関係する。カリ変質（曹長石化、珪化）と花崗閃緑斑岩とは明瞭な同源関係を有する。マグマ期後の絹雲母化とその後の炭酸塩化は花崗閃緑斑岩と密接でなく、主として構造運動と関係がある。

5) 鉱床側岩の変質は流動体の長期間のくり返し活動の産物で、主鉱化期の鉱化作用は熱水活動期内における「間奏曲」である。本鉱床のカリ変質（曹長石化、珪化）期には、大規模な低品位銅・モリブデン鉱化作用が生じたが、鉱体を形づくるには至らず、強絹雲母化期とその少し後期にカリ変質帯に分散していた銅鉱物の再濃集により稼行価値のある鉱体を形成した。

6) 鉱体の形成後においても、鉱体付近に火成活動、構造運動及びそれによってひき起される流動体の活動があったところには、硫化物の移動が生じ、原鉱体の品位の上昇や低下をもたらした。

本鉱床の変質帯と鉱化帯のほとんどすべてが数次にわたる変質作用の産物であり、添加と「改造」の結果であると考えられる。