

三波川変成帯マンガン鉱床の諸問題：変成鉄・マンガ ン鉱石の研究(Ⅲ)

宮下, 三千年
愛媛大学理学部地質学教室

<https://doi.org/10.15017/4706220>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 9 (1), pp.29-37, 1969-03-15. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

三波川変成帯マンガニ鉱床の諸問題

— 変成鉄・マンガニ鉱石の研究 (III) —

宮 久 三 千 年

Geological problems on the manganese ore deposits
of Sambagawa metamorphic zone, Southwest Japan

—Studies on metamorphosed iron-manganese ores (III)—

By

Michitoshi MIYAHISA

(Abstract)

Manganese ore deposits of Sambagawa metamorphic zone are classified into two types: (1) Muramatsu-type, i.e. colloform or crystallized braunite-piedmontite-quartz bearing schistose ores, and (2) replacement-type, i.e. various manganese oxide-silicate-carbonate ores including relict texture of the schistose braunite.

The association of the latter type as hausmannite-tephroite-rhodonite-spessartine-tinzenite-neotocite-rhodochrosite-calcite is formed in the schistose or brecciated Muramatsu type.

Geological and mineragraphical properties of these manganese deposits and their ores are described, and genetical problems are discussed in this paper.

I. ま え が き

吉村豊文教授がマンガニ鉱床の一型式として村松型動力変成鉱床を提唱されたのは 1951 年の日本地質学会総会においてであり、その会長講演で渡辺万次郎教授は近代的鉱床学研究の機運を示されたのであった。

それより10数年の間に、動力変成マンガニ鉱床の分布のいちじるしい偏在のゆえもあって、吉村教授自身によるものをのぞけば、鉱床記載の発表はごく少なく、熱変成鉱床にくらべてその内容はあまり解明されていない。しかしながら変成岩中のキースラーガーの研究が深く進展している今日、それに伴う珪質岩と密接な関係にある変成マンガニ鉱床の検討も並行してすすめ

られてこそ、地向斜金属鉱床の成因究明への道といえるであろう。

吉村教授の研究室における森山、白水、広渡、松石、早田、桃井、吉永、青木、尾崎諸氏のマンガニ鉱物の記載的研究は高い水準に達し、鉱床学専攻者にとってその内容は少なからぬ参考となった。筆者もまたそれらの驥尾に付して一、二の鉱石の検討をこころみだが、その興味はいずれかといえば鉱床成因の解明にある。

40年のながきにわたり鉱物学者として学界を指導され、また本邦マンガニ鉱床の偉大な研究を完成された吉村豊文先生の御退官にさいし小文を草して深く謝意をあらわし、また村松鉱床の鉱石をはじめで紹介して学界の注目を喚起された木下亀城先生と、亡き岡本要八郎先生とに、回顧とともに厚く敬意を表したい。

1968年7月30日受理

宮久三千年：愛媛大学理学部地質学教室

なお、現地調査にさいして愛媛県の檜垣淳技師の援助をうけ、とりまとめにあたって白石正一学士の助力を得たことを感謝する。

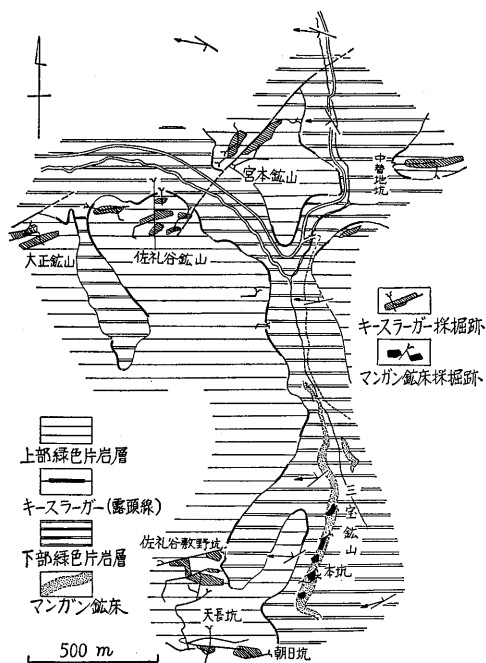
II. 四国三波川帯における変成 マンガン鉱床の地質学的位置

三波川帯のマンガン鉱床の数は少ないが、含マンガン珪質岩をもあわせるとその分布はかなり広い。しかしながら比較的好く集中して鉱床区をつくるのは四国西部愛媛県のいわゆる肱川背斜部であり、東部の徳島県がそれにつき、さらに九州西部の長崎（彼杵）変成帯に顕著な分布を見せる。四国西部においては、中央部の銅鉱床の集中する富郷向斜と中七番背斜を中心とする構造がその西端で中央構造線桜樹屈曲に切断される付近の桜樹鉱山にはじまり、面河溪にちかい成寿鉱山をへて、松山市南方の古宮、三宝の両鉱山は鉱物共生と鉱床規模の点において代表的な鉱床であり、それより西方、肱川をへて佐田岬半島に至る間に、上須戎鉱山をはじめ多くの鉱床がある。

この四国西部のマンガン鉱床の層序的位置は主として三繩層上部緑色片岩層に集中する。しかしキースラーガーが三繩層下部層より上部層にわたるいくつかの層準に胚胎する（小島ほか、1956）のと同じく、マンガン鉱床もほぼそれらの層準にわたって胚胎し、緑色片岩または珪質片岩を母岩として発達する*。緑色片岩と互層をなす紅簾石英片岩中の紅簾石とブラウン鉄の濃集する部分は、いわゆる村松型の鉱物共生そのものであるが、厚い紅簾片岩層のなかに稼行にたえる鉱体を見出すことは稀である。

マンガン鉱床がキースラーガーの下位数 10m 以内の層準にあることが多いのは注目すべきことである。ただし、キースラーガーの鍾ノ内をみると、堀越毅（1967）その他によってのべられたように、下位より緑色岩→硫化物→石英および酸化物→緑色岩の順に上盤へむかって重なることが多く、このなかの酸化物には含マンガン鉱物も見出される。このことと前記の分布関係の相異は何であらうか。

キースラーガーの鍾ノ内変化も、それを含めた数 10m の厚さの地層中の銅、マンガンの上下関係も、上下の変化であるとともに横への岩相変化である筈である。



第1図 三宝鉱山付近地質図（キースラーガーとマンガン鉱床の分布関係）

この点に留意して観察すると、有力なキースラーガーの直下にマンガン鉱床が発達することはなく、水平のズレがみとめられる。愛媛県砥部町古宮マンガン鉱床は桃子滝—優量銅鉱床群の東方のおそらく下位に、中山町の三宝マンガン鉱床は寺野—佐礼谷銅鉱床群の東南下位（とくにその一部の敷野鉱床の下位 20m）に、また大洲市上須戎の鉱床は出石銅鉱床群の分布範囲内にあるがその東端にちかい薄い含銅硫化鉄鉱床の下盤にある（第1図および第2図）。

キースラーガー鍾ノ内における硫化物と酸化物の消長もたがいに compensate の関係にある場合がある。これら緑色岩、硫化物、酸化物の配列は地向斜火成活動に伴う現象として注目される。

四国西部の無点紋変成岩層は複プランジの複背斜 doubly plunging anticlinolium をなし、キースラーガーの多くはその頂部からずれて東方と西方のプランジ部分—小島（1963）の撓曲帯—に集中し、頂部には小規模な少数の鉱床があるのみであるが、マンガンは頂部にも周辺部にも同様な分布密度をもっている。このことの解釈としてつぎの2つが考えられる。

* 村松型鉱床を含む三繩層と、その南の秩父北帯古生層（穴内—富里型を多く含む）との対比について筆者らは或るていどの結論を得つつあり（宮久・鹿島、1967、1968）、三繩層の少なくとも一部は石炭紀であって、上部二疊紀～三疊紀の秩父南帯（多数の真名子型を含む）よりは古いものである。



第2図 上須戒鉱山3号坑口の硫化鉄鉱床(上盤)とマンガン鉱床(下盤)

i) 生成時はマンガンもキースラーガーもともに一様の分布密度を有したが、褶曲軸頂部の上昇と侵蝕によってキースラーガー胚胎層準が削剥除去され、下位のマンガン鉱床層準は残存した。

ii) 東西両翼(撓曲帯)のキースラーガー集中部は、生成当時から小鉱床区を形成、マンガンは頂部から翼部にかけて生成した。

前者 i) については地形、地層分布から否定され、後者 ii) を考えねばならないが、この場合重大なことは、褶曲構造形成の時期である。このドーム形態に似た複背斜構造は堆積時、そして鉱床生成時すでにその萌芽があって上記のような鉱化作用の区別があったのではないかということである。

この複背斜(脇川背斜または脇川ドームとよばれる)の中央部から西にかけてのブランジ部の佐田岬半島をみると、幾本かの小褶曲軸はいずれも西に沈むとともに、三縄層緑色片岩と互層をなす珪質片岩(紅簾石英片岩〜赤鉄石英片岩)の発達中央部にいちじるしく、西方に落す部分の或る範囲まではかなりの発達を示すが、西へむかって次第に劣化してゆく。

この佐田岬半島はわが国においてキースラーガーが最も密集した地域で、全長40kmにわたる細長い半島部の全面によく発達しているが、背斜構造中央部をはなれるに従って、①キースラーガーと珪質片岩の接近、②マンガン鉱床の発達、の2点がともに見られなくなる。もしも複ブランジの複背斜すなわちドーム形態に近い構造の形成が前述のように地向斜時代にすでにその傾向をみせるものであり、かつ銅やマンガンの鉱化が地向斜時代(造山時以前)であるとすれば、そのような丘状部にちかく珪質岩とマンガン鉱床が、側方沈下部に銅・硫化鉄鉱床が形成されたのであるかも知れない。このことは海水の pH, Eh その他の地向斜底の自然環境と大きい関係をもつものである。

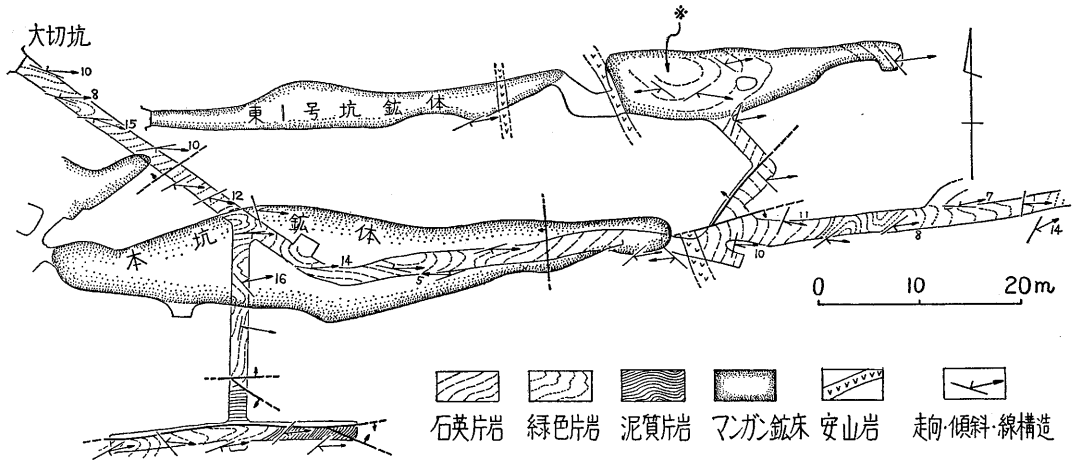
三波川帯の北限をなす中央構造線とマンガン鉱床との関係を筆者はつぎのように考える。：現在みられる中央線は低部時階すなわち漸新世後〜上部中新世以前のものであるが、結晶片岩中のマンガン鉱物とくにブラウン鉄と紅簾石は post-metamorphic と考えることはできず、中央線との成因の関係はないものと思われる。なぜならば、三波川系を不整合におおう古第三系久万層群、さらにそれを切る中央線のスラスト、久万層群と不整合または貫入関係にある中新統石鎚層群などの時代にまでブラウン鉄の鉱化がまたがることは考えられないからである。

III. 紅簾石—石英—ブラウン鉄

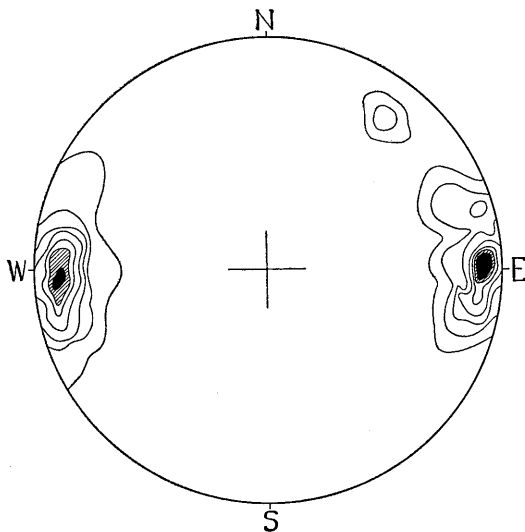
鉱床の形態と構造

三波川系の紅簾石英片岩層のなかにブラウン鉄が小斑点、小レンズ状をなして伴われることがあるが、それが多く濃集して鉱床をつくったのが吉村(1951)の村松型である。吉村分類は鉱物共生をもとにし、それに成因解釈を加えたものであって、形態、規模、地質環境は第二義的なものとなるが、村松型鉱床のみはきわめて特徴ある型式といえよう。

ブラウン鉄、赤鉄鉄、石英、含マンガン雲母および紅簾石などが片理と線構造を有して一種の変成岩をつくる。ブラウン鉄が集中して鉱床をつくるものの代表例は愛媛県成寿、古宮の両鉱山と長崎県松村一三重鉱床群であり、その鉱床形態はおおむね片理に平行するとともに母岩線構造に調和したレンズ状〜棒状の伸びをもつ* (第3図)。第4図にみる2つの線構造集中の



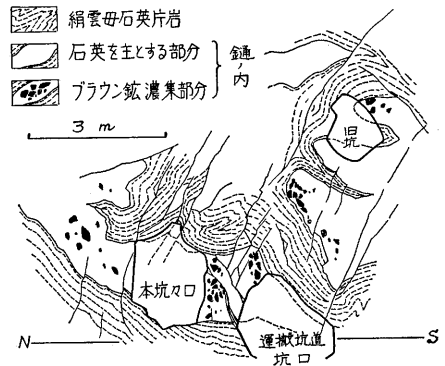
第3図 古宮鉱山鉱床平面図（結晶片岩の線構造と鉱体の伸長方向とが一致する例。
※印は上盤母岩線構造測定の富鉱部）



第4図 古宮鉱山東1号鉱体富鉱部の上盤母岩線構造のファブリックダイヤグラム

極大点は、古宮鉱山の紡錘形をなす富鉱部の東西両端の落しに一致している。

単独の棒状～レンズ状鉱体の場合と、同斜褶曲にちかい折りたたみを示して重複したため肥大した場合とがあるが（第5図）、いずれもそれらのブランチへの伸びは結晶片岩のいわゆるb方向に調和しているのである。四国西部三波川帯におけるb構造方向はEWを

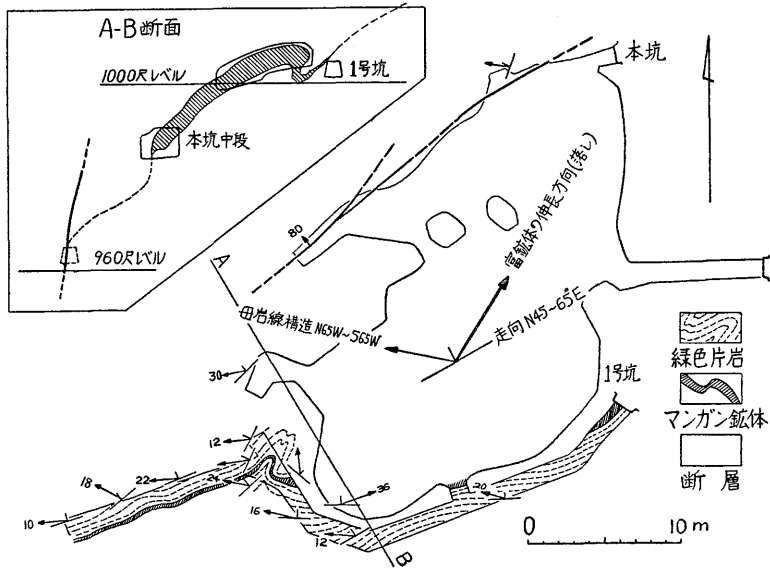


第5図 成寿鉱山本坑マロ付近露頭にみられる鉱体の折りたたみ褶曲

中心とし、ENE-WSW または WNW-ESE の偏りを示し、それに調和するマンガン鉱床富鉱体の伸びも同様であるが、一部の鉱床（たとえば第6図の三宝鉱床）のように、それに斜交する軸をもつ褶曲に支配されて2方向のブランチを有するレンズ状鉱体の集合するものもある。

b方向に落しの軸をもつ褶曲によって鉱体が折りたたまれると、その肥大部すなわち同斜褶曲によってみかけの厚さが増したり、S字状にうねる部分では、鍾ノ内の片状構造がこわされ、角礫構造すなわち紅籐石-ブ라운鉱-石英共生体の礫または大小不規則破片

* かつて報告した愛媛県用ノ山鉱床は弱変成古生層中であつて母岩千枚岩の微褶曲に示される線構造に美事に調和した富鉱体を有するところの、初成ブ라운鉱-かつおぶし鉱、後成炭マン鉱化の重複鉱床である（宮久，1964）。



第 6 図 三宝鉱山本坑炭マン鉱体坑内平面図



第 7 図 成寿鉱山本坑東部の角礫質鉱体スケッチ

と、それらの間をうづめる白色石英（脈石英質）とからなるいわば赤白珪石に似た鍾ノ内構造となる（第 7

図）。とくに鉱体の中央部にその構造があって上下盤へ近づくとともに鉱石もしだいに片状となる例は多い。

このような角礫構造の形成が變成作用の進行途次のどの段階で行なわれたのであろうか。鍾ノ内の鉱物配列が角礫化によって乱され、それぞれの破片ブロックごとに方向をかえる一方、折りたたまれた鉱体を取りまく母岩線構造にはなんらそのような変化がみられない。同斜褶曲と線構造の形成がほぼ同時に行なわれる變成作用の途次、鍾ノ内の一部分はある時期には展張力がはたらいて角礫化し、 SiO_2 の分泌とともに圧縮ストレスから解放されたのであれば、母岩の變成による鉱物粒の粗粒化と対象的に鍾ノ内の鉱物が片状構造を有しながらも細粒であることや、その一つである細粒ブラウン鉱にみる後述のようなコロフォーム組織の残存の説明がつく。

變成岩中のマンガン鉱床において採掘粗鉱量の多いものがある反面、高品位鉱に乏しく、開山から終掘にいたるまでつけて有利に稼行し得た鉱山が無いのは、このような SiO_2 の分泌（鉱体への注入、珪化）による Mn 品位低下が原因であろう。そして後期に、重複して行なわれた再生的熱水鉱化は、角礫構造を保存したまま各種マンガン鉱物を晶出させ、そのようにして鉱質変化した富鉄部が抜き掘りされることを付記する。

IV. ブラウン鉱の環状～環礁状 組織の意義

ブラウン鉱は三波川帯変成鉱床のなかで最もふつうに見られるマンガン鉱物である*。ブラウン鉱はきわめて微細で、従来フェルト状～ダスト状とよばれ、粒径が 50μ をこえることはあまり無い。自形結晶を示すことは多く、最も早期の鉱物であって、他の鉱物を交代することは無い反面、ハウスマン鉱その他によって交代されるのをしばしば見る。

ブラウン鉱は環礁 (atol)～リングに似た組織を示し (宮久, 1964), これが色々なていどに結晶化 (結晶粒の粗大化) してゆる各段階 (アトール→該晶状→自形結晶) が反射顕微鏡下に見とめられる (第8図)。しかもそれが同一鉱体内において結晶化するすんだ部分と原組織にちかい部分とがある。このようなアトール状の成因はいくつか考えられる。たとえば静かな低温のコロイド環境の生成物とみればこれはコロフォームであり、結晶中心部が交代をうけたり変質したりすれば core-replacement である。

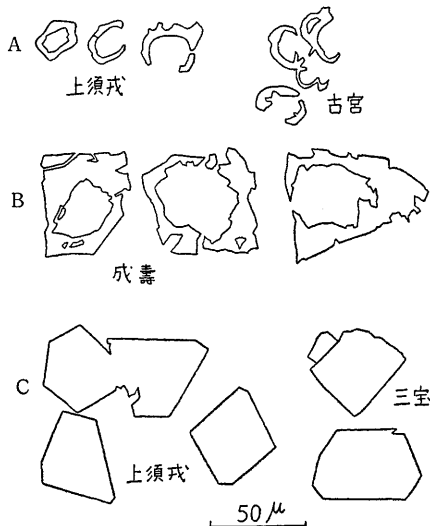
ブラウン鉱におけるこのような組織は、実は変成鉱床のみでなく、三波川帯の南にあるいわゆる御荷鉢帯から弱変成秩父帯にかけての穴内・富里型マンガン鉱

床群や、さらに南方の未変成秩父帯南帯の真名子型鉱床群を通じて見出されるのである。共生鉱物は玉ずい質石英とペメント石であり、この組織が微細粒 (数 10μ) であることと、高温生成を示す鉱物の共生が無いことなどから、コロフォームとみなし、沈澱にせよ交代にせよ、鉱床生成環境としては低温膠状体と考えるのが妥当である。さらにすすんで、筆者はブラウン鉱こそ SiO_2 にとむ環境で最初に生じた酸化マンガン鉱物であり、動力変成と熱変成には安定で再結晶化のみがすすみ、熱水変質には不安定となって分解するものとする。炭酸マンガン鉱を主とする鉱体の初成酸化マンガン鉱物は緑マンガン鉱 MnO であり、この二つの酸化物が変質してハウスマン鉱 Mn_3O_4 を主とするチョコレート鉱～栗色炭マンに変化するであろう。

変成作用をうけながらも微細な初成の組織をとどめ、点紋帯の結晶片岩中においてさえも、結晶化したブラウン鉱粒子にアトール組織が残っているのは、褶曲によって錘ノ内が角礫化し、 SiO_2 の分泌によって全体として流動状となり、ストレスの解放またはそれにちかい静水圧環境に支配されて再結晶化を比較的まぬかれやすかったためと解したい。

V. 熱水作用による重複変質～ 交代作用

結晶片岩中のマンガン鉱床には、ブラウン鉱—紅簾石質すなわち典型的な村松型鉱石のほか、やはり片状構造を有する微細綿状ばら輝石—濁ぼんざくろ石—石英共生体もある。しかしながら、それらほかに粗粒ばら輝石をはじめ多くの種類の酸化物、炭酸塩および珪酸塩鉱物の集合からなる線構造や片理などの orientation のみられない珪マン～炭マン鉱石がある。その著例は愛媛県古宮、三宝、上須戎の3鉱床であってそれぞれ規模も大きく、鉱物学的研究が吉村 (1967), 吉永 (1964) などにより行なわれている。それらの鉱石の性質—鉱物組成や鉱石組織—は本質において非変成古生層中の各型式のマンガン鉱床と変わるところがなく加蘇型 (古宮, 新宮**), 加蘇一穴内型 (三宝), 加蘇一大和型 (上須戎) などがみられる。三波川帯には熱変成による焼野型はないが、福岡県～佐賀県の三郡変成帯には、花崗岩体の進入によっていくつかの興味深い鉱物共生を示す焼野型マンガン鉱床がある (広



第8図 ブラウン鉱の鉱石顕微鏡スケッチ (A→B→Cの順に結晶化するすむ段階を示す)

* 本邦産ブラウン鉱については渡辺ほか (1954), 松石 (1956) などの鉱石顕微鏡的研究がある。

** 愛媛県新宮キースラーガーの下盤にあるばら輝石—ざくろ石—テフロ石—マンガン斧石共生のレンズ状集合体は「新宮紅石」とよばれ、鑑賞石として珍重されている。

渡, 宮久 1955, 宮久, 1957)。

このように村松型に対して穴内一加蘇一大和型が重複する鉱床でも, 新旧両型式の鉱物共生が鉱床のなかを占める割合は色々であって, つぎにその例を示す(カッコ内は三波川帯以外の変成帯の鉱床)。

ブラウン鉱—紅簾石—石英(村松型) 鉱床……………

徳島県眉山, 愛媛県成寿, (福岡県の野, 長崎県村松, 三重)

鉱床のうち, 一部または大部分が後期鉱石で占められるもの……………

愛媛県古宮, 上須戎, (福岡県河内)

まったく後期鉱石よりなり, 変質したブラウン鉱がレリックとしてのみ, みられるもの……………

愛媛県三宝, 新宮, 足山, 桜樹, 大喜多, 秋葉山, 出海, 石畳, (福岡県則坂, 佐賀県厳木)

これら後期生成の鉱石にはつぎのように交代作用と脈の形成がふつうにみられる。

塊状集合体をなす鉱物組合せ

i) ばら輝石—満ばんざくろ石—石英(低品位珪マン鉱石)

ii) ハウスマン鉱(ブラウン鉱後)—テフロ石—ばら輝石—菱マンガン鉱(高品位炭マン鉱石)

脈状集合体をなす鉱物組合せ

iii) 方解石—菱マンガン鉱—斧石—ばら輝石—緑簾石—曹長石—赤鉄鉱(鏡鉄鉱)—ヤコブス鉱—ペンヴィス石(ネオトサイト?)

iv) 白鉄鉱—辰砂—方解石—ネオトサイト

そのほか, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 黄鉄鉱, 毛鉱などの硫化物, 重晶石, 緑泥石, ステルブノメレン, パンペリー石, 黄色輝石などの変成鉱物—造岩鉱物をみとめる。



第9図 初成ブラウン鉱(黒色)とそれを交代する後期生のテフロ石(灰色)およびそれを切る方解石(白色脈状)×1.5

このような交代性鉱石中に残存するブラウン鉱は縞状(片状)または角礫状の構造をとどめ, 変成ブラウン鉱—紅簾石共生体由来したことは明らかで, 一方, ばら輝石などよりなる交代性鉱石は明らかに変成作用よりもあとの生成物である。

このような後期の交代性鉱石は方解石を多く含み, 母岩およびその変質帯が Fe, Mg にとむにかかわらず, 鉱石は Fe, Mg にとぼしく, Ca が多くなっている。Ca-rich のばら輝石が交代鉱床に多いという桃井齊(1964)の結論とも考えあわせて興味深い。このような成分元素の分化の傾向を三宝鉱山の各試料の分析値で示す(第1表)。

第1表 三宝鉱山の母岩および鉱石の化学成分

	1 緑色岩	2 変質帯ざくろ岩	3 鍾ノ内ざくろ石	4 ばら輝石
SiO ₂	36.42	43.26	47.44	45.80
TiO ₂	1.23	n.d.	0.05	tr.
Al ₂ O ₃	15.19	27.78	15.95	0.84
Fe ₂ O ₃	6.61	2.19	1.45	tr.
FeO	5.52	0.12	0.88	tr.
MnO	6.69	21.22	28.09	45.02
MgO	8.61	2.40	0.62	0.01
CaO	8.35	none	5.09	6.50
BaO	n.d.	0.69	n.d.	n.d.
Na ₂ O	1.33	0.02	0.02	0.42
K ₂ O	0.62	0.04	0.02	0.25
P ₂ O ₅	0.10	n.d.	<0.01	tr.
H ₂ O ⁺	7.11	} 2.35	0.25	0.27
H ₂ O ⁻	1.17		0.03	0.97
CO ₂	n.d.		n.d.	n.d.
計	98.95	100.07	99.90	100.08

- 1 ばら輝石鉱体下盤の塊状緑色岩(石橋澄分析)
- 2 ざくろ石よりなる赤褐色赤盤類似の変質部(菊池克之分析, 吉村(1967)より)
- 3 少量のばら輝石を混える美黄色細粒ざくろ石質鉱石(石橋澄分析)
- 4 紅色細粒のばら輝石(同上)

VI. 後 記

三波川結晶片岩層のマンガン鉱床は, 初成の村松型変成ブラウン鉱—紅簾石—石英質片状鉱石と, 後成の熱水変質交代型珪マン—炭マン鉱石とからなり, 後者はかならず前者の村松型に重複して生じている。

村松型は変成前にあった何らかのマンガン鉱床が動力変成作用をうけて生じたものであろう。それらは三波川帯の背斜部から撓曲帯の一部にかけて分布し, 硫化物鉱床は主として撓曲帯に集中する傾向にあるが,

堆積作用にせよ交代作用にせよ, **pre-orogenic, pre-metamorphic** の地向斜時代の生成であるなら海底の深さ, 火山活動中心からの距たり, 海水の環境などに密な関係をもつであろう。海水の pH, Eh はその表面に高く底にむかって低下する。HUBER (1958) による鉄化合物の pH, Eh 安定領域は, pH, Eh の低い方から高い方へ $\text{FeS} \rightarrow \text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeCO}_3$ (high Eh) および Fe_3O_4 (high-pH) $\rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$ の順に変化するが, Fe_2O_3 の安定領域は広く, Mn-oxide もほぼその範囲に入るので, 硫化物にくらべるとマンガンはより浅い部分に生じてよい。

前述のような微細なブラウン鉱の組織はおそらくコロフォームで, 地向斜の海底付近に沈積した珪酸ゲルまたは何らかの珪酸マンガン(ベメント石質?)や炭酸マンガン物質などと共に, 浅い低温の条件で生じたものであろう。変成作用をうけてもお原組織をとどめるのは, 前述のように変成時の SiO_2 の分泌の環境下におけるストレスからの解放を考えた。キースラーガーのコロフォーム組織が, 加圧によって可塑性~流動性をおびるとみられる黄銅鉱鉱石に包まれる黄鉄鉱の部分にとくに存在するのと同じ理由ではあるまいか。

後成の珪マン~炭マン鉱体はおそらく中新世の造構造運動(火成活動, 剪断作用)にともなう熱水の上昇により, 村松型が変質, 交代をうけたものと考え。それが村松型と一連の鉱化作用の産物とも, また後期に新たにマンガンを含む鉱液の添加があったとも考えがたく, 熱水の上昇によって既存鉱体が再生的に再配列, 再結晶したのものとして矛盾がない。

ここで問題となるのは, 村松型鉱石は少量の炭酸塩を伴うことはあっても, いずれもブラウン鉱を主とした珪質鉱石であるが, もしも既存鉱体が MnCO_3 を主とした炭マン鉱石であるなら, いかなる変成鉱床を生ずるかということである。目下のところ, たとえば石灰質片岩に相当するような片状の炭マン鉱床は三波川変成岩中に見出されていない。しかし, さきののべた三宝, 上須戎のように炭酸塩鉱物(白炭マン)にとみ, Ca-rich のばら輝石を含む後成の鉱床は, あるいは既存鉱体そのものが炭マン質ではなかったかと推定する。また, 初成鉱物としておそらく多少とも存在したであろうベメント石の, 変成にさいしての挙動についても, 一応ざくろ石化やブラウン鉱化が考えられるが詳細を論ずるデータにとぼしい。

マンガン鉱物の変成作用あるいは熱水変質作用における挙動は, 他の金属の化合物にくらべて複雑であり多彩である。Mn をふくむ輝石やざくろ石が周囲の変

成相と不調和に生じていることの解釈について見解がわかれるが, このことの解決がマンガン鉱床成因論の1つの大きい課題である。

引用文献

- 広渡文利・宮久三千年(1955): 佐賀県巖木マンガン鉱山産 Jacobsite. 鉱山地質, 5, (16), 95-101.
- 堀越毅(1967): 別子型鉱床の層序, 鉱石研究会連絡紙, (9), 26-29.
- HUBER, N. K. (1958): Control of Sedimentary Iron Minerals. *Econ. Geol.*, 53, (2), 123-140.
- 小島丈児・秀敬・吉野言世(1956): 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序的位置. 地質雑., 62, (724), 30-45.
- (1963): 三波川結晶片岩帯の基本構造について. 広島大地研報, (12), 173-182.
- 松石秀之(1956): マンガン鉱石鉱物の反射顕微鏡的研究(第1報). 西南学院大学文学論集, 2, (2), 1-30.
- 宮久三千年(1957): 2,3 の本邦産ヤコブス鉱, ピクスビ鉱および酸化鉄・マンガン鉱物(変成鉄・マンガン鉱石の研究I). 愛媛大紀要, II, 2, (4), 91-105.
- (1963): 四国西部変成岩中のマンガン鉱床(予報)(演旨). 地質雑, 68, (802), 395.
- (1964): 愛媛県用山マンガン鉱山のブラウン鉱-ガノフィル石共生鉱石(変成鉄・マンガン鉱石の研究II). 愛媛大紀要, II, [D], 5, (1), 17-25.
- ・鹿島愛彦(1967): 四国西部古生界の地質構造とマンガン鉱床分布(演旨). 鉱山地質, 17, (81), 50.
- ・———(1968): 愛媛県小田町南方の地質. 小田町の自然と人文, 105-110.
- Momoi, H. (1964): Mineralogical Study of Rhodonites in Japan, with Special Reference to Contact Metamorphism. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], 15 (1), 39-63.
- 渡辺武男・木村守弘・高須新一郎(1957): 日本産ブラウン鉱の産状と共生(演旨). 全国鉱業大会(於福岡市)講演要旨, 15.
- (1957): 日本の層状含銅硫化鉄鉱床ならびに層状マンガン鉱床の成因について. 鉱山地質, 7, (24), 87-97.
- 吉永真弓・吉永英子(1964): 日本のマンガン鉱床に産出する若干の曹長石について. 九大理研報, [地質], 7, (1), 91-97.

吉村豊文(1951)：マンガン鉱床の型式(演旨). 地質雑.,
57, (670), 337-338.

——(1952)：日本のマンガン鉱床. マンガン研究
会.

——(1958)：村松型マンガン鉱床. 鈴木醇教授還
暦記念論文集, 371-378.

——(1967)：日本のマンガン鉱床補遺. 前篇. 九
大理研報, [地質], 9 (特別号), 1-485.