

インドのマランジカンド： 世界最古のポーフィリー型銅鉱床？

石原舜三¹⁾

1. まえがき

ポーフィリー型銅鉱床は古い地質時代には少なく、新しい時代に圧倒的に多く産出する。厳密に言えば白亜紀後期から古第三紀にかけて、その生成銅量が最も大きい。新第三紀から現世にかけても大量に潜在するものと思われるが、まだ露出していないので確認することが出来ない。若い時代に多い原因の一つとして、若い方が酸化型マグマに卓越し、かつその酸化度が高いと筆者は考えている。

古いポーフィリー型銅鉱床は先カンブリア系にくつか知られているが、稼行されるほど大規模で高品位なものは非常に少ない。その一つの可能性としてインドのマランジカンド(Malankhand)がある。これはインドのみならず世界的にも1970年代の最も重要な発見例の一つで、1982年時点で鉱量7.89億トン、平均品位0.83% Cu、カットオフ0.2% Cuと概算され、副産物としてはMo 0.004%、Au 0.2g/t、Ag 6g/tを含むと公表された(Sikka, 1989)。

国営のHindustan Copper Ltd.によって、これまでに3,200万トン(1.1% Cu、カットオフ0.45% Cu、銅量35万トン)の銅鉱石が採掘された。現在、従業員1,000人、ジオロジスト5人、年間採掘量225万トン(1.15% Cu、カットオフ0.45% Cu、銅量25,875トン)、436mLまで地表から採掘し、376mL以深は坑内採掘される予定である。なお社は近い内に民営化されるとのことであった。

マランジカンド銅鉱床が大規模銅鉱床であることは疑いもないが、本来のポーフィリー型か否かについては論争が行われている(Sikka, 1989; Sarker et al., 1996; Panigrahi and Mookherjee, 1998)。筆

者はポーフィリー型のような高酸化型マグマを必要とする銅鉱床がいつの時代から出現するかについて関心を持っていた。このマランジカンド銅鉱床は時代の古さとポーフィリー型か否かの点で興味深い。最近この銅鉱床の帰属をめぐってインド工科大の若手研究者Dr. M. K. Panigrahiに判定を頼まれ、同地を訪問する機会が得られたので、銅鉱床の概要と筆者のこの銅鉱床に対する判断を示してみたい。



写真1 インド工科大学があるカラグプール駅、赤褐色の駅舎が特徴的。



写真2 インド工科大学の地質・地球物理教室。庭の花がきれいであった。

1) 産総研 特別顧問

キーワード：インド、マランジカンド、原生代花崗岩類、ポーフィリー型、銅鉱床、チタン鉄鉱系、磁鉄鉱系



写真3 ゴンディア駅の構内、軌道幅が広い。



写真6 中継地点のバラガートの風景、手作り三輪トラック。



写真4 ゴンディア駅前広場。



写真7 貨客共用の牛車、バラガートにて。



写真5 ゴンディア市街、自転車と牛車が庶民の交通手段。



写真8 注文に応じてから絞るサトウキビジュース店、バラガートにて。

参考までにマランジカンドには次のルートで入山した。まず空路コルカタに到着した。これは旧英語表記のカルカッタであるが、同様な英語名から源名称への変更はボンベイからムンバイ、マドラスからチェンナイなど、多数の地名について見られる。なお帰路気付いたことであるが、コルカタ空港の免税店には若干のアルコール・煙草・お茶などを売って

いるだけであって土産物店は皆無に等しく、大都市なのに観光客は非常に少ない印象を受けた。

空港到着後、タクシーでハウラー駅に達し、超広軌道の南西鉄道を西に140km(2時間)走って、小さな大学町(人口約10万)、カラグプールに達した(写真1)。ここにはインド工科大学(Indian Insti-



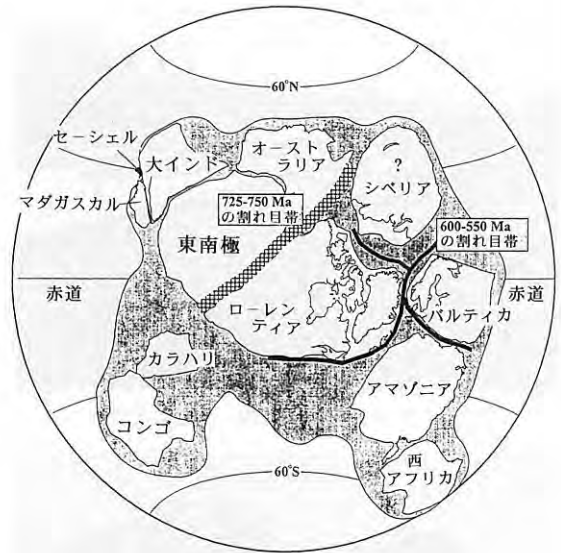
写真9 マランジカンド鉱山のゲストハウス。



写真10 ゲストハウス横の野外舞台。ゲストハウスは町の様々な行事にも使用される。

tute of Technology, IIT)の本部(学生数約5,000人)がおかれている(写真2)。他に6キャンパスがあるそうである。

鉱山に至るには、ここから更に夜行寝台列車に乗り西方へ887kmを15時間で走り、ゴンドビア(Gondia)で下車した(写真3-5)。寝台車は日本の昔の3等寝台車と似ており、3段ベッドである。ただし、車両幅が広いので窓側にも2段ベッドが設定されており、一区画の収容能力は8人である。昼間の座席では見知らぬ客同士がよく話し、カースト制度がある国であることを忘れ、また昔の古き良き日本を思い出し話に加わった。インドの鉄道切符には、料金のほか距離数が書かれており、面白い。カラグプール/ゴンドビア間は既述のように887km、所要時間は待ち時間などを入れて約15時間、時速約60kmで走ったことになる。ちなみに我が国では880kmは東京からほぼ広島であり、所要時間は11時間30分である。ただし、料金(片道)はインドが



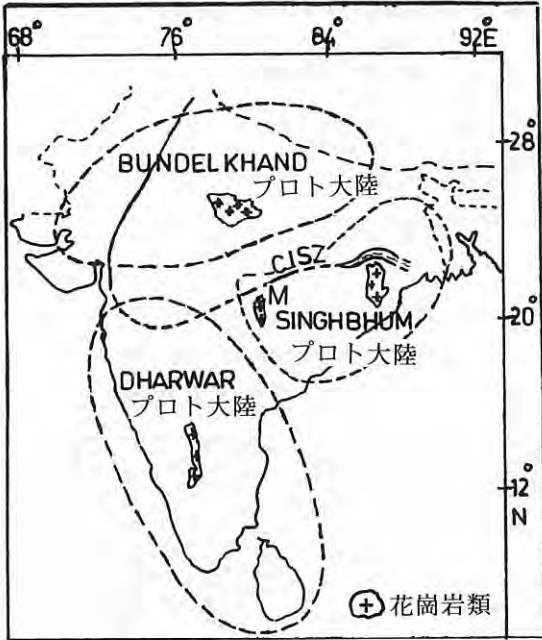
第1図 ロディニア超大陸とインドの位置。約7.5億年前(Torsvik et al., 2001)。

2,688ルピー(約7,300円)であるのに対し、日本は21,000円(但し現在の2段ベッド料金)である。

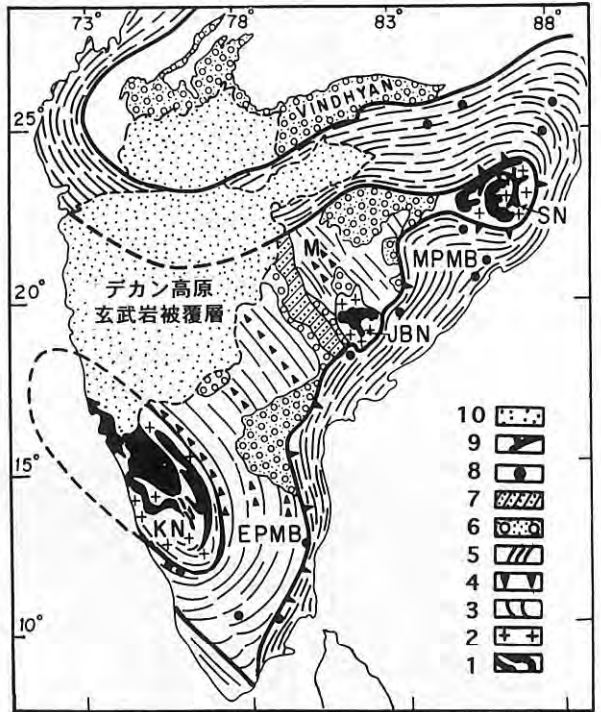
ゴンドビアからは鉱山側で運行している乗り合いバスにより北上してバラガートに達し(写真6-8)、小休憩の後、東方へ標高600mの高原に登って、鉱山に達する。全行程は約120km、4時間程のドライブでマランジカンド鉱山のクラブに着いた(写真9, 10)。道路は一応舗装されていたが細かい凹凸が多く、途中の休憩時間を含めて平均速度は時速30km位しか出せず、日本の昭和30年代の非舗装時代の東海道、国道1号線のドライブを思い出した。

2. 地質的背景

インド半島は基本的には先カンブリア紀地塊の集合体であり、ロディニア超大陸時代には東南極大陸と接していた(第1図)。それを半島の西域で白亜紀最末期のデカン高原玄武岩が覆い、その後の半島の北進によってヒマラヤの衝突帯と世界最高峰の高山地帯とを生んだ。先カンブリア界は南部のダールワー(Dharwar)、北部のブンデルカンド(Bundelkhand)、東部のシンブウム(Singhbhum)の各プロト大陸に分けられる(第2図)。最古の中核部はカルナタカ(第3図, KN)、ジェイポアーバスター(同, JBN)、シンブウム(同, SN)などに見られ、このうちカルナタカ中核部では始生代のグリーンスト



第2図 インドにおける3プロト大陸とマランジカンド(M)の位置(Rai and Venkatesh, 1993).



第3図 インド半島の地質概要(Naqvi and Rogers, 1987). Mはマランジカンド, JBNはジェイポアーバスター中核部, KNはカルナタカ中核部, SNはシンブウム中核部. 1.古期中核の変成岩類, 2.トナル岩質片麻岩, 3.花崗閃緑岩(同片麻岩)・原生代早期変動帯(EPMB)のグラニュライト, 4.原生代早期のカリ花崗岩, 5.原生代中期変動帯(MPMB)のグラニュライトと片麻岩類, 6.原生代中期堆積盆地, 7.ゴダヴァリリフト帯の Gondwana 堆積物, 8.原生代早-中期変動帯間に貫入したアノソサイト, 9.東ガート/スクンダ/シンブウム衝上断層, 10.デカン高原玄武岩被覆層.

ン帯やナトリウム質のトナル岩～花崗閃緑岩(“TTG”)が発達し, 多数の金鉛床を伴う. またカリウム花崗岩は東ダールワーに特徴的に分布する.

マランジカンド鉛床は, ジェイポアーバスター中核部の北西縁に当たり, 1990年に提案された中央インド縫合帯(Central Indian Suture Zone, CISZ)の南部に位置する(第2, 3図のM). これは古期原生代の諸岩石にマランジカンド花崗岩体が広く(1,500km²)貫入する地域に当たり, 花崗岩類は更に新期原生界に不整合に覆われる. なおこの構造帯は銅・ウラン鉛化作用で知られている Singhbhum 破碎帯を包括する.

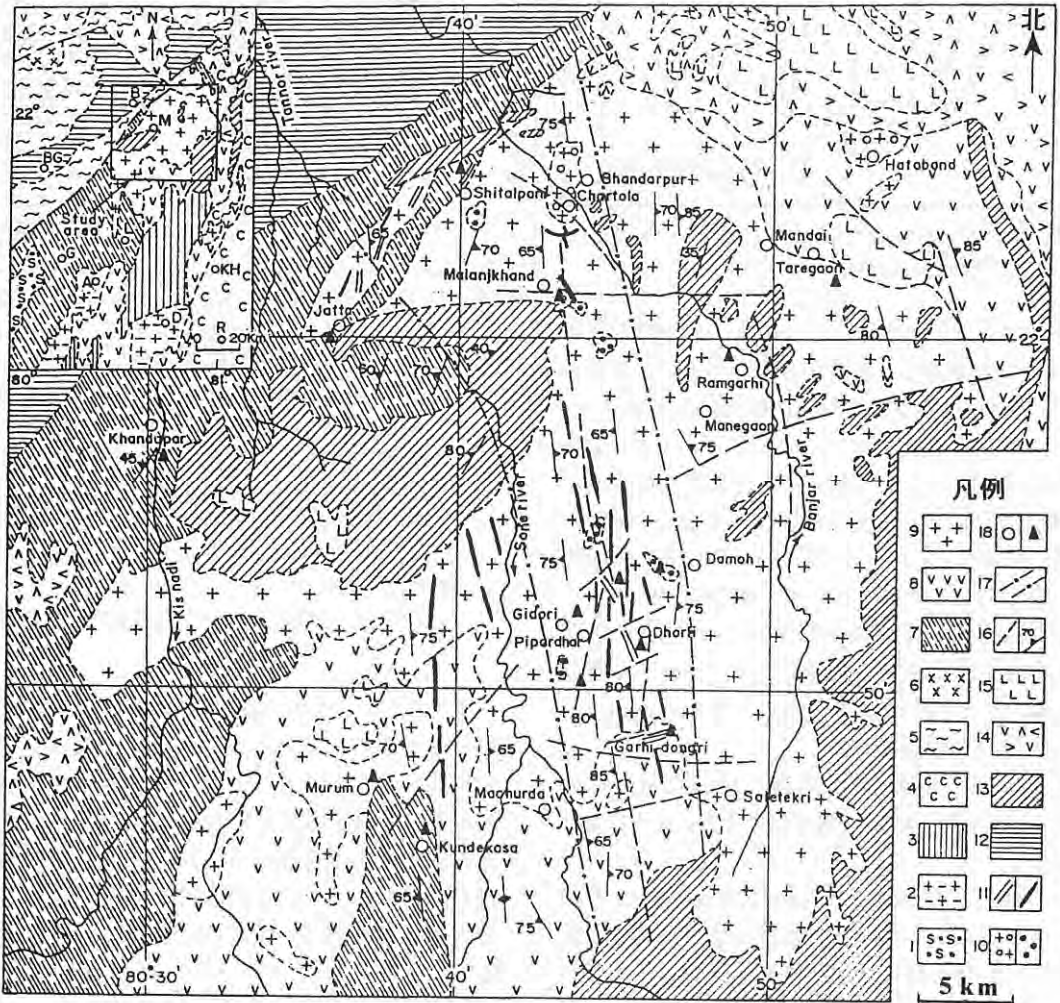
マランジカンド地域とその南方150km付近の鉛微地ドンガルガー地区の層序は第1表のようにまとめられる.

この地域で最古の岩石はアムガオン統の角閃岩, 角閃石片岩, 石英-黒雲母片岩, 石英-絹雲母片岩, 縞状片麻岩, 眼球片麻岩である. すなわち, 泥質岩に乏しい基盤を持つようである. 角閃岩捕獲岩と岩脈がマランジカンド花崗岩体の北西部や西部の変成岩類中に多産する. 変成岩類は一般に北西-南東走向, 30-40°北落ちの片理面を持つ. マランジカンド花崗岩に貫入される.

ナンドガオン火山岩類は花崗岩体の南部と東部に見られるのみである(第4図). 岩質は玄武岩, 安山岩, デイサイトで, 一部で珪岩を伴う. 更に南方延長上では流紋岩と礫岩を伴う. ドンガルガー地区の同様な火山岩類からは23-25億年の年代値が得られており, これは古期原生代に相当する. これら火山岩類は南北～北北西-南南東方向の破碎化を強く受けており, マランジカンド花崗岩もその方向に貫入する. ナンドガオン火山岩類は南北方向のドレライト岩脈の貫入を, また岩脈自身も破碎化と緑泥石化を受ける. 岩脈はナンドガオン火山岩類とは異なる時期の苦鉄質マグマ活動に由来するものと考えられる.

第1表 マランジカンドとドンガルガー地域の層序表. Bhargava and Pal (2000) を簡略化.

マランジカンド地区		ドンガルガー地区	
ラテライト、デカントラップ 不整合		Chattisgarh超層群 (-900Ma) 不整合	
Chilpi層 上部層：石英脈、千枚岩珪質砂岩、 長石質砂岩、礫岩		カイラガー統：コディマ火山岩類、ゴガラ火山岩類、 マンギクタ火山岩類	
下部層：千枚岩、頁岩、炭質千枚岩 不整合		カルトラ層 シタゴタ火山岩類 (1,367Ma) ポアタラオ層 基底頁岩 (1,534Ma) 不整合	
貫入岩類 苦鉄質岩脈 (1,330±53Ma) 微花崗岩 (2,106±102Ma) 石英脈 (鉍化)			
マランジカンド花崗岩類 (2,362±58~2,467±38Ma)		ドンガルガー花崗岩類 (2,270±90~2,465±22Ma)	
ナンドガオン統 玄武岩、安山岩、安山岩質玄武岩、 流紋岩、礫岩、珪岩		ピテバニ火山岩類、ビジリ流紋岩 (2,180±25~2,503±35Ma)	
アムガオン統 縞状片麻岩、眼球片麻岩、結晶片岩、角閃岩		片麻岩類とミグマタイト、結晶片岩、角閃岩、珪石、角閃石片岩	



第4図 マランジカンド鉍床周辺の広域地質図 (Bhargava and Pal, 2000). 1.Sakali統, 2.Dongargarh花崗岩, 3.Khairagarh統, 4.Chattisgarh統, 5.Tirodi片麻岩, 6.花崗岩類, 7.Amgaon片岩と片麻岩, 8.Nandgaon火山岩類, 9.灰色と桃色マランジカンド花崗岩類, 10.石英脈/苦鉄質岩脈, 11.Sausar片岩, 12.Chilpi, 13.デカン高原玄武岩, 14.ラテライト, 15.破碎帯, 16.構造・火成活動帯, 17.鉍化地域 A, Amgaon, Bg, Balaghat, C, Chilpi, D, Dongargarh, G, Gondia, L, Lanji, M, Malanjkhanda, R, Rajnandgaon, S, Sakoli.



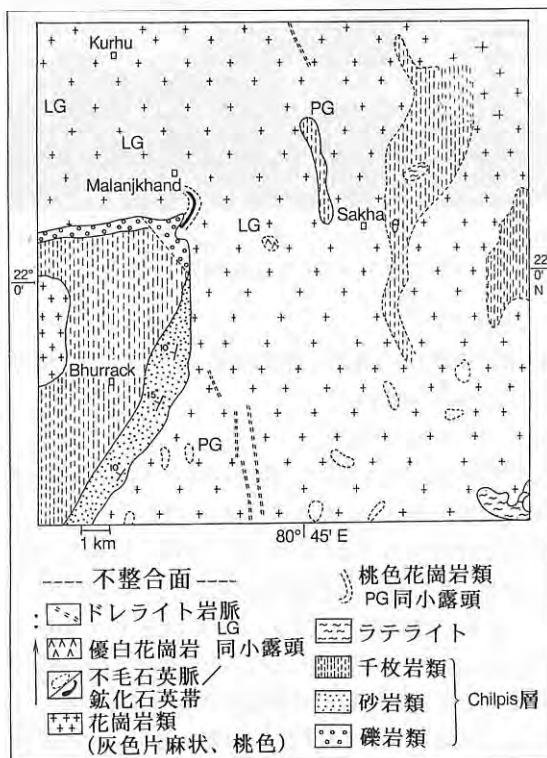
写真11 マランジカンドの農村風景。チャートラ丘にて撮影。

3. マランジカンド花崗岩類

マランジカンドは標高500-600mの高原にある鉱山町である。地形は平坦で(写真11)、花崗岩を不整合に覆う原生代の砂岩・礫岩類がわずかにマウンド状に丘をなす。また開発前の鉱化帯もその珪化作用のために突起していたそうである。花崗岩類は広くバソリス状に分布する(第5図)。最新のジルコン年代は案内者のM. K. Panigrahiによると $2,476 \pm 8\text{Ma}$ であり、第1表の値より少し古い。マランジカンド花崗岩類はアムガオン統の變成岩類の捕獲岩を周辺部に伴う。またナンドガオン統の火山岩類には地域南部で舌状分岐岩体が明らかに貫入しており、マランジカンド花崗岩類は両統より後期である。岩体全般に苦鉄質捕獲岩が多く含まれる。

花崗岩類は著者によって3~5スイートに分けられているが、筆者は次のように分けるのが良いと思う。まず灰色花崗岩類と桃色花崗岩に大きく2分する。前者はバソリス状に広く分布し、後者は鉱体の周辺などに散点的に見られるので、前者の変質岩と解釈する。灰色花崗岩類を更に次の5岩相に分けられるが、いずれも $3.0 \times 10^{-3}\text{SI}$ 以下の低い帯磁率を示す。

1. 細粒石英斑れい岩(写真12)。次の主岩相にブロック状に包有される。
2. 中粒~粗粒石英閃緑岩ないし閃雲花崗閃緑岩



第5図 マランジカンド周辺の地質概略図。花崗岩類が広く分布する点に注目(Panigrahi and Mookherjee, 1997)。

(写真14-18)。岩体の大部分を占める。

3. カリ長石巨晶を持つ斑状黒雲母花崗岩。鉱床の



写真12 灰色花崗岩類中の最苦鉄質相, 石英斑れい岩, チャートラ丘.



写真13 丘の上のヒンズー教会. ヒンズー教人口は総人口(11億人)の83%を占める.

北側に分布.

- 4. 細粒微優白花崗岩. 鉍化期後(?)のプラグ状貫入岩体(写真19, 20).
- 5. アプライト. 岩脈状.

細粒石英斑れい岩は, 共同研究者が角閃岩と呼ぶものであるが, 片状構造を持たず塊状であり, 火成岩の性格を有する(写真12). 中粒~粗粒石英閃緑岩ないし閃雲花崗閃緑岩は正長石, マイクロクリン, 石英, 斜長石, 角閃石, 黒雲母を主成分とする. これは粗粒・等粒状とインドの文献では記載されているが, 細粒部分や弱斑状部分もあり, 例えば日本の領家帯のIタイプ花崗岩類よりもかなり細粒であり, 鉍床付近では少なくとも浅成の印象を受けた. 苦鉄質包有物が多く含まれ, それが伸長することもある(写真16). 部分的に片状構造を伴い, この花崗岩類が部分的に偏圧を受けて固結したことが明らかである. Bhargava and Pal (2000) のモード分析によると, 主岩相は主に石英モンゾ閃緑



写真14 マランジカンドの露岩風景. 高原にぼつりと現れる灰色花崗閃緑岩.



写真15 灰色花崗岩は主にIタイプチタン鉄鉍系花崗閃緑岩. 苦鉄質包有物が多く含まれる.

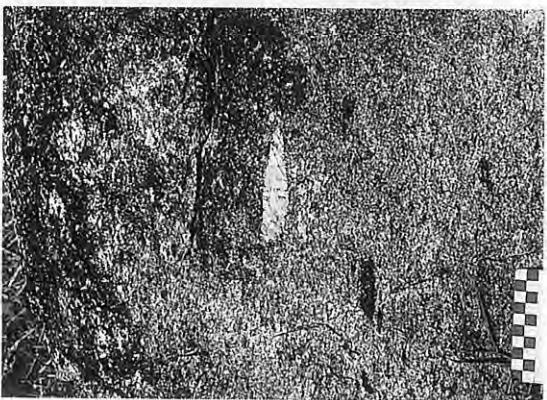
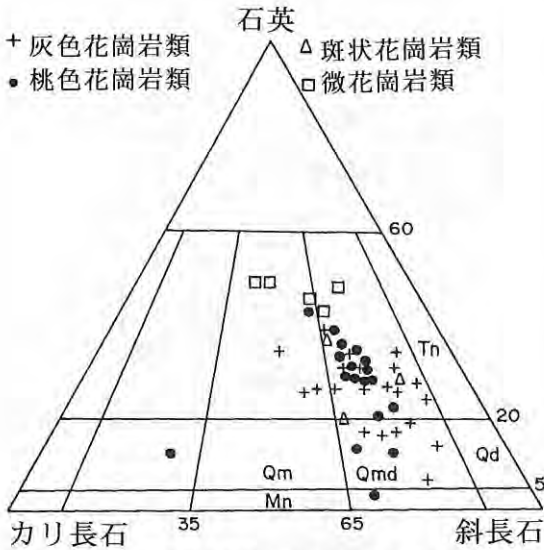


写真16 片理構造が最も発達する灰色花崗閃緑岩. 白色レンズは石英捕獲岩.

岩-モンゾ花崗岩質の範囲に分布するが, 多くは花崗閃緑岩質である(第6図). その帯磁率は 2.0×10^{-3} SI以下, 変質作用としては緑簾石化が目立ち, 緑泥石化も見られる.

桃色花崗岩は上記の石英閃緑岩~閃雲花崗閃緑岩のカリ長石の桃色-褐色化が目立つもので(口



第6図 マランジカンド花崗岩類の鉱物容量比 (Bhargava and Pal, 2000).



写真18 一般の灰色花崗閃緑岩.



写真19 優白花崗岩の全面露頭(中央部).



写真17 片理面が弱い灰色花崗閃緑岩と苦鉄質包有物.

絵11参照), マイクロクリンと黒雲母が特徴的である。黒雲母には褐色と緑色の2種類がある。褐色黒雲母は初生的で主に灰色花崗岩に産し、所によっては変形を受けている。緑色黒雲母は角閃石を交代し、しばしば緑泥石化を受ける。

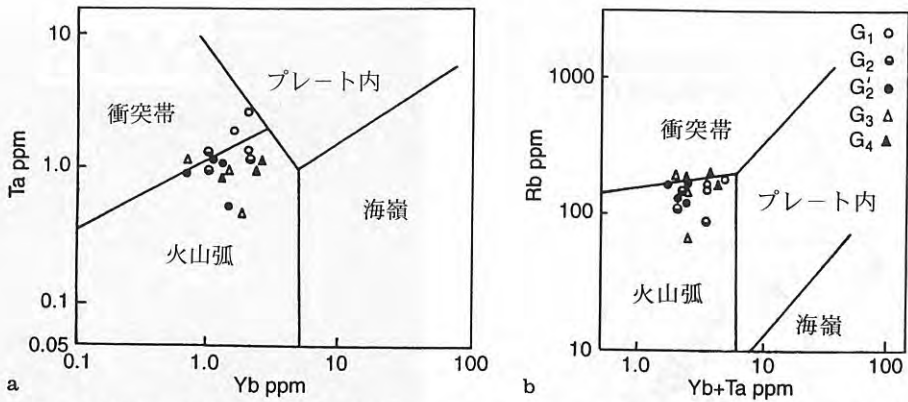
斑状黒雲母花崗岩はマランジカンド鉱床北方3～4km²の大きさで分布するのみである。主岩相との接触関係は露出が悪く認められていないが、おそらく漸移するものと考えられる。斑晶はカリ長石で、細粒の石英-カリ長石からなるマトリクスに埋められ、主岩相よりやや珪長質である。

微優白花崗岩は1km²以下のプラグ状で、北北東-南南西方向の構造線に沿って貫入する。桃色、灰色花崗岩類に遅れて貫入した、細粒、苦鉄鉱物

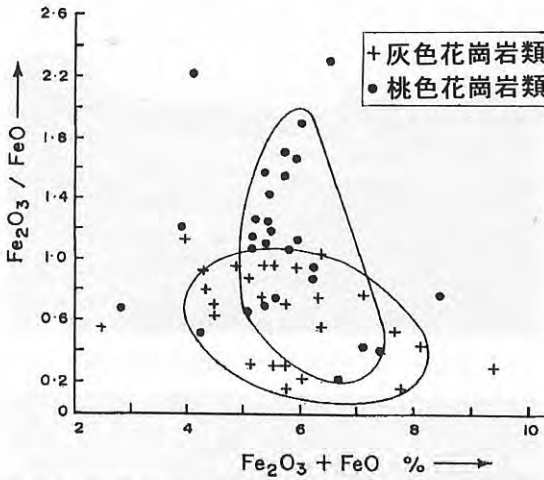


写真20 優白花崗岩はチタン鉄鉱系であり、磁硫鉄鉱が含まれる(左側の酸化鉄被膜の部分)。

をほとんど含まず優白色を呈するが長石比は花崗閃緑岩～花崗岩を示す。カリ長石はマイクロクリンである。微量の硫化物が新鮮な岩石でも含まれているため、“やけ”(酸化鉄被膜)が目立つ(写真20)。これまでに黄銅鉱、黄鉄鉱、輝水鉛鉱、磁硫鉄鉱が認められている。アプライトは鉱山のピット内で岩脈として認められるに過ぎない。



第7図 マランジカンド花崗岩類の生成環境評価図 (Sarker et al., 1996). G₁斑状黒雲母花崗岩, G₂石英閃緑岩～閃雲花崗閃緑岩, G₂'桃色花崗岩, G₃優白花崗岩, G₄アプライト.

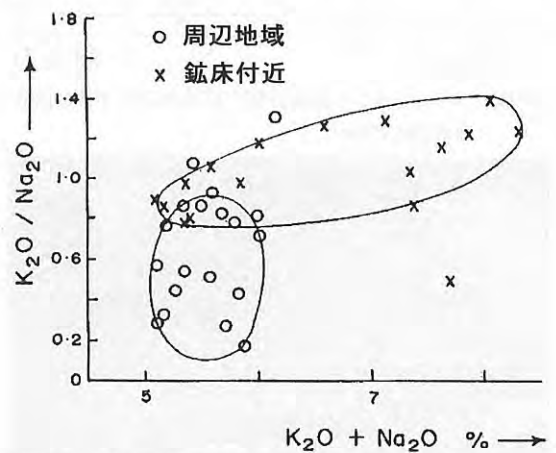


第8図 灰色と桃色花崗岩類の鉄総量と酸化度. $Fe_2O_3/FeO=0.5$ が磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界に相当する (Bhargava and Pal, 2000).

以上の花崗岩類はモード鉱物組成でその多くが花崗閃緑岩に相当する長石比を持ち、石英含有量が異なる石英モンゾ閃緑岩～花崗閃緑岩～モンゾ花崗岩の岩質を示す。主岩相、斑状、桃色のそれぞれの花崗岩類で明瞭な差は認められない。しかし微優白花崗岩は明らかに石英に富む領域を占める (第6図)。

Sarker et al. (1996) は花崗岩類の微量成分に基づき、これら花崗岩類が主に火山弧花崗岩類の領域に、一部が衝突帯花崗岩類の範囲にプロットされることを示した (第7図)。

灰色、桃色花崗岩の総鉄含有量と Fe_2O_3/FeO 比は第8図のように示される。灰色花崗岩は $Fe_2O_3/FeO=0.5\sim1.0$ に集中し、これが主に磁鉄



第9図 桃色花崗岩のアルカリ総量とアルカリ比 (Bhargava and Pal, 2000).

鉱系に属することを暗示するが、この結果は筆者の帯磁率測定結果と一致しない。何が原因で高い Fe_2O_3/FeO 比が得られたかは、今後の検討課題である。桃色花崗岩の Fe_2O_3/FeO 比は灰色花崗岩のそれより高いが、これは灰色花崗岩マグマが固結後の変質作用により微細な赤鉄鉱がカリ長石に生じ、桃色花崗岩に変化したものと考えられる。赤鉄鉱の存在はX線解析によっても確認されている (Bhargava and Pal, 2000)。

アルカリ総量と K_2O/Na_2O 比も上記の変質起源の考察を裏付けている (第9図)。一般の灰色花崗岩が $K_2O+Na_2O=5\sim6\%$ であるのに対し、鉱床近傍の桃色花崗岩は同量が8%に達し、 K_2O/Na_2O 比も高くなる。これは熱水変質作用により K^+ が富化されたことを意味し、カリ長石-石英脈の存在と調和的である。



写真21 マランジカンド鉱山本部.



写真22 マランジカンド鉱山の採鉱事務所.



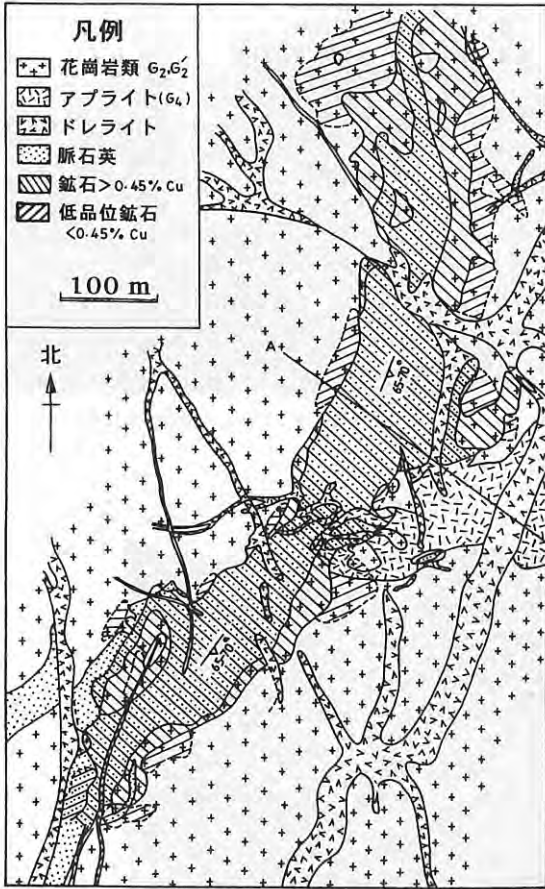
写真23 マランジカンド鉱山のピット中央部より南方を見る.

4. マランジカンド鉱床

マランジカンド鉱床はほぼ南北方向の走向、緩い弧状を呈し(写真23, 口絵1, 4), 東に65-70°傾斜する(第10図). 鉱化変質帯は最大長1.8km, 最大幅800mである. 母岩は灰色花崗岩類が赤色化を受けた桃色花崗岩である. 鉱体内では赤色化が特に著しい(口絵5, 6参照). 中央東側の一部ではアプライトが不規則脈状に産出する. 高品位鉱体(0.45%Cu以上)は中心部で最大幅160m, 南北に約1km確認されている(第10図). 深部へは細くなりながら300m以上連続している(第11図). 酸化帯は地表下40-80mまで知られているが, 酸化鉱の分

布は割目に規制されて不規則で, 二次富化輝銅鉱帯の発達にも乏しい. その一因に黄鉄鉱が少ないことが上げられる. 輝水鉛鉱のRe-Os年代は2,425~2,495Maである(M. K. Panigrahi, 私信).

マランジカンド鉱床は広域的なプリトルダクタイト破碎帯に銅-珪化作用が及ぶことにより生じたと考えられる(写真24-26). 珪化が著しい鉱化の上部の塊状石英はしばしば石英リーフ(reef)と呼ばれている. その鉱化様式はストックワークとも呼ばれているが(Sikka, 1989; Ramanathan *et al.*, 1990), 筆者の観察によると, 上部の細脈発達部でも厚さ数cmの鉱脈が0.5~1m間隔で分布するに過ぎず(写真25, 26), 全体として脈状~ネットワーク



第10図 マランジカンド銅床平面図 (Sarker et al., 1996).

第2表 マランジカンド556-484mLベンチの硫化物の硫黄同位体比 (Sarker et al., 1996).

試料番号	鉱物	試料数	平均 $\delta^{34}\text{S}$ (‰)
1	黄鉄鉱	6	+0.7
	黄銅鉱	6	+1.7
2	黄鉄鉱	1	-0.4
	黄銅鉱	4	+1.6
3	黄鉄鉱	2	+0.7
	黄銅鉱	3	+2.3
4	黄鉄鉱	7	+2.9
	黄銅鉱	8	+1.9
5	黄銅鉱	5	+0.1

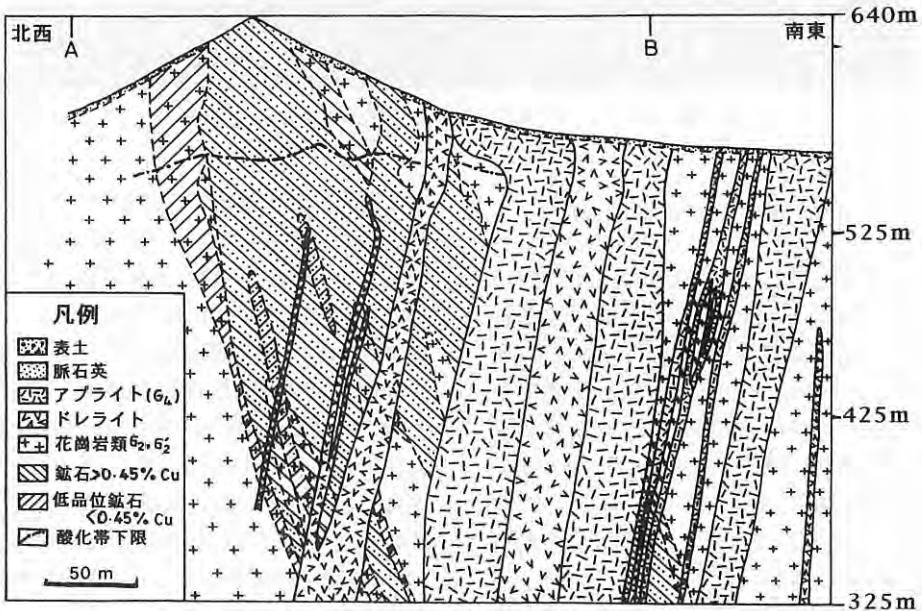
(モスクワIGEM分析)

ク状である。

銅脈規制の場合は、(1) 花崗岩類中の破碎割目、(2) アムガオン結晶片岩の片理面、(3) アムガオン結晶片岩・火山岩類/花崗岩類の境界、に分けられる。また一部の石英脈はN-S、E-W断層の交差部に胚胎している。銅体は、ドレライトまたは著者によっては輝緑岩と呼ばれる苦鉄質岩脈による貫入・切断を受ける(写真27)。

4.1 銅化作用

マランジカンド銅床の最上部は酸化帯であり(口絵10参照)、1.5倍程度の二次富化作用を受けているが、これらは採掘済みである。割れ目沿いなど部分的に輝銅鉱の富化作用は見られるが(口絵12)、一



第11図 マランジカンド銅床断面図 (Sarker et al., 1996).



写真24 ピット最上部の最も網状脈組織が発達する部分.



写真26 508mLベンチ北部の緩傾斜派生割れ目を充たす石英細脈.



写真25 472mLベンチ南部の石英細脈.



写真27 鉱化後のドレライト岩脈. 幅80cm. 472mL下盤側.

定の深度で層状に発達する輝銅鉱ブランクセットは認められていない。

初生鉱石は平均1.25% Cu (カットオフ0.45% Cu), Mo<100ppmであるが, 部分的にはCuが数倍, Moが北部で2,000ppmに達する所がある。主要な鉱石鉱物は黄銅鉱, 黄鉄鉱(早期, 後期), 磁鉄鉱(早期, 後期)であり, 黄鉄鉱は黄銅鉱より少ない印象を受けた。

鉱石の帯磁率測定によると, 最高 149×10^{-3} SIが得られた。これは磁鉄鉱量に換算して約5容量%である。少量成分として赤鉄鉱, 閃亜鉛鉱と輝水鉛鉱が含まれる。他に微量の輝銅鉱-ダイジェナイト, 斑銅鉱, ヘッス鉱-stuetzite ($Ag_2Te/Ag_{5-x}Te_2$), empressite ($AgTe$), clausthalite ($PbSe$), 自然金を伴う(Panigrahi and Mookherjee, 1998)。金は黄銅鉱に包有される(Panigrahi and Mookherjee, 1998)。硫化物の硫黄同位体比は-0.4~+2.9パーミルであり, “マントル値”に近い(第2表)。閃亜鉛鉱の鉄含有量(X_{FeS})は低く(0.03-0.08), 鉱液の硫黄フェガシ

第3表 マランジカンド鉱床556~484mLベンチにおける脈石英の酸素同位体比(Sarker et al., 1996)。

試料番号	試料数	$\delta^{18}O$ (‰)
1	10	+8.4
2	8	+7.5~+7.2
3	1	+7.2
4	6	+7.1~+7.0
5	7	+5.9~+5.8
6	6	+8.0~+7.8
7	4	+8.8~+8.7
8	3	+8.1~+7.3

ティ, 酸素フェガシティが共に高かったものと推定される。

4.2 変質作用

母岩の変質作用は珪化・カリウム変質・プロピライト化に3分される。珪化は典型的には脈石英として見られ, 幅数十cmから数mmの脈状に産する。一般には白色を呈し(口絵2, 3参照), その酸素同位体比は+5.8~+8.8パーミルで, 比較的高い値を

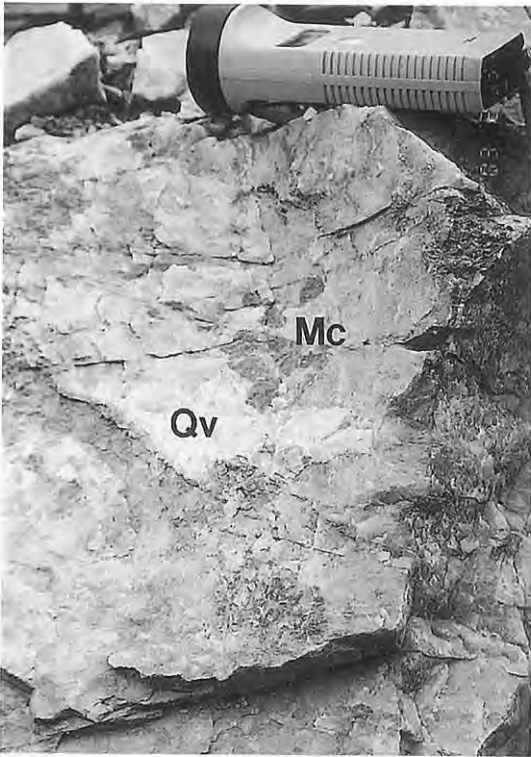


写真28 赤色のマイクロクリン(Mc)を含むペグマタイト性石英脈(Qv), スケールは19.5cm.

示す(第3表). 一部ではカリ長石含有石英脈(“ペグマタイト性石英脈”)として産出する(写真28).

カリウム質変質はマイクロクリン・緑色黒雲母・絹雲母・赤鉄鉱・蛍石・石英の変質鉱物で示される. マイクロクリンは原岩の斜長石を交代するか, 他鉱物の間隙に産出する. 著しい場合には, マイクロクリンのみからなる産状を示す(口絵6参照). 緑色黒雲母は角閃石をKの添加によって置換し, また一般の黒雲母を交代して広範囲に認められる. 絹雲母は斜長石を交代して産する. 赤鉄鉱はマイクロクリンに散在するか, あるいは石英粒間を充たす.

プロピライト化は原岩組織を残す桃色花崗岩類に広く認められる. 緑泥石は苦鉄鉱物を交代し, かつ微細脈としても見られ銅鉱化と密接である. 緑簾石は斜長石を交代するか, 他形の集合体として産する. 方解石は緑泥石化が著しい部分で細脈状に, また空隙を充たして産出する.

石英中の流体包有物は次の4タイプに分けられる(Panigrahi and Mookherjee, 1998).

I型 : 水2相(L+V), 最も一般的.

II型 : 水-炭酸2相(L水-L炭酸水±V炭酸水).

III型 : 炭酸2相(L炭酸水±L炭酸水).

IV型 : 多相(L水+V水+方解石/石膏).

I型包有物が各鉱石に一般的に産出し, II型とIII型は細脈とペグマタイト質鉱石に産出するに過ぎない. 花崗岩中の石英にはI型のみが見られる. 鉱石のI型の流体包有物は150-275℃の均質化温度(補正済み)を持ち, 塩濃度は4-12重量%である. これらの値は花崗岩中の石英に見られる温度(185-327℃)よりやや低い.

5. マランジカンドはポーフィリー型か?

ポーフィリー型鉱床の定義は時代とともに変化し, 二次富化帯の輝銅鉱ブランケットが採掘の中心であった1900年代前半では, 水平的な拡がり, 鉱量の多さなどが, 地質条件に勝るとも劣らないものとして重視された. しかし採掘が初生鉱体に及び始めた1950年代以降は初生鉱化作用の性格に基づいて評価されている. それは典型的には磁鉄鉱系の揮発性成分に富む花崗岩質マグマが浅所に貫入して斑状岩として固結し, 周囲に急激な水蒸気圧変化に伴う微細で(mm幅)密な(cm幅)ストックワーク割れ目や爆裂による角礫パイプを生じ, その空隙やマトリックスに黄銅鉱ほかの鉱石鉱物が沈殿するものである(石原, 2003参照).

マランジカンド鉱床についてみると, 母岩の花崗岩類は, 厳密には細粒~粗粒の石英斑れい岩ないしアプライト, 主に中粒の花崗閃緑岩である. この主岩相に対してSarker *et al.* (1996, p.421)は, その帯磁率は $213 \sim 497 \times 10^{-6}$ emu/g(試料数11)と報告し, したがってこの灰色花崗岩類はIshihara (1981)の磁鉄鉱系に属すると述べている. Sarker *et al.* (1996)のこの値は, SI値では $8.7 \sim 22.4 \times 10^{-3}$ に相当し, 磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界値である 3.0×10^{-3} SIよりはるかに高い.

今回の私達の現地調査で得られた帯磁率結果は次のように纏められる. 坑外の11カ所の露頭では灰色花崗岩類が $0.1 \sim 1.5 \times 10^{-3}$ SIを示し, 3.0×10^{-3} SIを越える値は得られなかった. また, ずり場の灰色花崗岩類も21個のブロックについて $0.2 \sim 2.9 \times 10^{-3}$ SIの低い値が得られたにすぎない. 含ま



写真29 積み込み用のパワーシャベル、容量10m³。



写真32 一次破碎から二次破碎室へのベルトコンベア。



写真30 鉱石運搬車、80トンと50トン積みを使用。

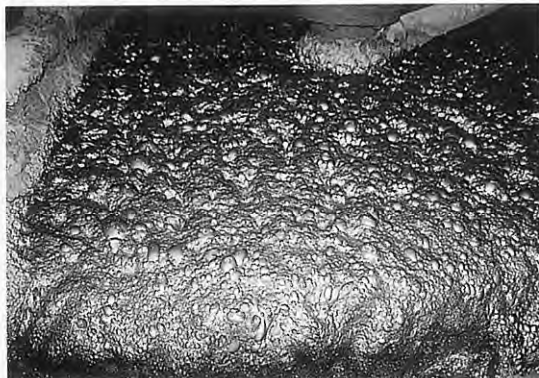


写真33 浮遊選鉱、黄銅鉱のみ採取する。



写真31 クラッシャー室への鉱石積み下ろし風景。



写真34 坑外ボーリング、ポーフリー型鉱床の概念で探鉱されている。

れる苦鉄質包有物(MME)も 0.4×10^{-3} SI以下であった。優白花崗岩やアプライトは更に低く、 0.1×10^{-3} SI以下である。なお鉱化後のドレライト岩脈も $0.3 \sim 0.9 \times 10^{-3}$ SIであった。すなわちマランジカンド鉱床近傍の岩石はすべてチタン鉄鉱系に属するものであった。

一方、鉱脈には磁鉄鉱が明らかに多産するので、

桃色花崗岩をずり場とピット内で測定した。一般の弱変質桃色花崗岩は16個のブロックについて14個が $0.2 \sim 2.5 \times 10^{-3}$ SIの値を、2個が $9 \sim 10 \times 10^{-3}$ SIを示し、変質作用による磁鉄鉱を含むものが少量あることが判明した。これらの事実から、帯磁率から見るかぎりマランジカンド周辺の諸岩石はすべて

チタン鉄鉱系であり、一般のポーフィリー鉱床の関係火成岩とは異なることが指摘できる。

第2に、ポーフィリー型鉱床はその名の通りに斑岩類を伴う。マランジカンドの諸岩石はすべて完晶質である(写真17, 18)。優白花崗岩とアプライトは細粒ではあるが完晶質であり(写真20)、斑岩とは呼べない。火山性の岩石は鉱化後のドレライトのみである。また角礫パイプや角礫岩も皆無であって、これらの事実も亜火山性のポーフィリー型鉱床の生成環境とは異なることを指示する。

第3にストックワーク組織が見られない。細脈は幅数cmのオーダーでその間隔は数十cmから1mである(写真24, 口絵7)。以上の観察事実からマランジカンド鉱床は、結局灰色花崗岩類中の広域的破碎帯に発達した鉱脈～ネットワーク状熱水性銅鉱床であると結論できる。破碎帯の小割れ目に沿って熱水循環が起こり、おそらくマグマ水が地表水と混合することにより鉱脈は生成した。そのために流体包有物の充填温度は低く、かつ塩濃度も低かったものと思われる。

破碎化花崗岩類を母岩とし、カリ長石化と磁鉄鉱・赤鉄鉱化を伴う銅鉱床としてはオーストラリアの原生代のオリンピックダム鉱床がある。この鉱床の成因は大陸性堆積物中のClやSが破碎帯を熱水循環する過程で玄武岩中のCuや花崗岩(狭義)中のUなどを抽出し、角礫岩のマトリックスに沈殿せしめたものである(石原, 1999)。マランジカンド鉱床の場合は、Cuは深部の灰色花崗岩類の苦鉄質相に由来するのであろうが、その存在量を調べる必要がある。鉱床近傍にはUに富む狭義の花崗岩は存在しないので鉱床にUは伴わず、かつ蒸発残留岩を含む地層が少なかったために、Cl, Sなどの濃度が低く、沈殿Cu量もオリンピックダム鉱床ほど大量にはならなかったものと思われる。

文 献

- Bhargava, M. and Pal, A. B. (2000) : Cu-Mo-Au metallogeny associated with Proterozoic tectono-magmatism in Malanjkhand porphyry copper district, Madhya Pradesh. *Jour. Geol. Soc. India*, v.56, 395-413.
- Naqvi, S. M. and Rogers, J. J. W. (1987) : Precambrian geology of India. *Oxford Monogr. Geol. Geophys.*, 6, 223p.
- Ishihara, S. (1981) : The granitoid series and mineralizations. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., 458-484.
- 石原舜三(1999) : オーストラリアのオリンピックダム鉱床. *地質ニュース*, no.536, 7-18.
- 石原舜三(2003) : SEG, 世界の資源探査 2002 : 鉱床発見に至る蓄積された探査手法, および北米大陸西部のポーフィリー型銅鉱床について. *地質ニュース*, no.581, 44-57.
- Panigrahi, M. K. and Mookherjee, A. (1997) : The Malanjkhand copper (+molybdenum) deposit, India: mineralization from a low-temperature ore-fluid of granitoid affiliation. *Mineral. Deposita*, v.32, 133-149.
- Panigrahi, M. K. and Mookherjee, A. (1998) : The Malanjkhand copper (+molybdenum) deposit, India: mineralization from a low-temperature ore-fluid of granitoid affiliation - a reply. *Mineral. Deposita*, v.33, 430-432.
- Rai, K. L. and Venkatesh, A. S. (1993) : Geological setting and nature of copper-molybdenum mineralization in the intra-continental acid magmatic regime of Malanjkhand, central India. *Resource Geol. Spec. Issue*, no. 15, 285-297.
- Ramanathan, A., Bagchi, J., Panchapakesan, V. and Sabu, B. K. (1990) : Sulfide mineralization at Malanjkhand - a study. *Spec. Publ. Geol. Soc. India*, v.28, 585-598.
- Sarker, S. C., Kabiraj, S., Bhattacharya, S. and Pal, A. B. (1996) : Nature, origin and evolution of the granitoids-hosted early Proterozoic copper-molybdenum mineralization at Malanjkhand, central India. *Mineral. Deposita*, v.31, 419-431.
- Sikka, D. (1989) : Malanjkhand: Proterozoic porphyry copper deposits, M. P. India. *Jour. Geol. Soc. India*, v.34, 487-504.
- Torsvik, T. H., Ashwal, L. D., Tucker, R. D. and Eide, E. A. (2001) : Neoproterozoic geochronology and palaeogeography of the Seychelles microcontinent: the India link. *Precambrian Res.*, v.110, 47-59.

ISHIHARA Shunso (2003) : Malanjkhand copper deposit in India - The oldest porphyry type ?

<受付 : 2003年2月24日>