

ポーフィリー銅-鉛-鋅床

⑦

熱水変質作用・二次富化作用・起源物質と形成過程

石原 舜三

熱水変質帯の分帯

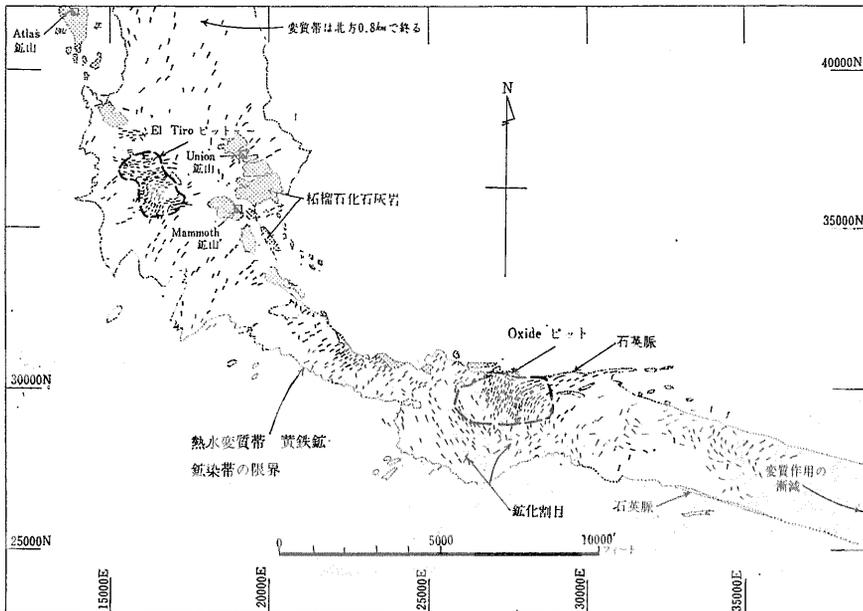
ポーフィリー銅-鉛-鋅床には 一般に貫入岩を中心として 著しい変質作用が認められ 貫入岩や被貫入岩類が比較的均一に変質作用を受け 含水珪酸塩鉱物が主として産出する。これらには サンタ・リタの項目でのべたごとく 地下水による二次的変質鉱物との識別が困難なものも含まれる。しかし 初生変質鉱物を知ることは 一般には硫化鉱物の場合より容易である。

おもな初生変質鉱物は正長石(曹長石) 石英 黒雲母 絹雲母 緑泥石 粘土鉱物(カオリナイト ハロイサイト アロフェン モンモリロン石 加水雲母など) 明ばん石 方解石を主とする炭酸塩鉱物 緑れん石類 葉ろう石などで 特殊な例としてカナネアの電気石がある。これらの変質鉱物の組み合わせから 変質作用は熱水変質作用と呼ばれている。

変質帯は初生鉱化作用の場を知る手がかりとして非常に重要であるが 変質作用は鉱化帯より一般にはるかに広くおよぶ。シルバー・ベルでは その地方の諸構造に規制されて 変質帯は西北西に細長く続いているが(第1図) これは貫入岩が同じ方向の構造に規制されているため 変質作用は貫入岩の周辺におよんでいるとみてよい。

変質帯を細分すると すでに各論の項目でのべたように 正長石 黒雲母 絹雲母などの出現が鉱化作用にとり重要であって このことはレイ鉱床でも同様である(第2図)。堆積岩の層面に規制された交代鉱床であるミッションも同様とみることができる(第3図)。Schwartz (1953) は開発当初のサン・マヌエル鉱床について 絹雲母帯が主要な鉱化物であると報告した。

一般的にいつて 変質鉱物のうち絹雲母がもっとも普遍的に産出し 岩石の割れ目や鉱物粒間などを埋め しばしば斜長石を まれには黒雲母を交代する。正長石や(褐色) 黒雲母は比較的早期の変質鉱物で 絹雲母や緑泥石(または緑泥石→黒雲母)に変質することが多い。これに対して粘土鉱物は比較的に晩期に生じたものと思われる。緑れん石と炭酸塩鉱物とは緑泥石と共に 変質帯の外縁に産出することが多い。変質鉱物を stage の概念で取り上げたものに たとえば Kerr の論文がある(Kerr ほか1950:サンタ・リタ Kerr 1951:シルバー・ベル)。変質帯は特徴的な変質鉱物を列記して一般に表現される。その古典的な一例に 長年ポーフィリー銅-鉛-鋅床の変質帯を研究した Schwartz (1947)がある。彼は変質作用をつぎの4つに分けた。



第1図
シルバー・ベル鉱床周辺の変質帯 (Richard & Courtright 原図)

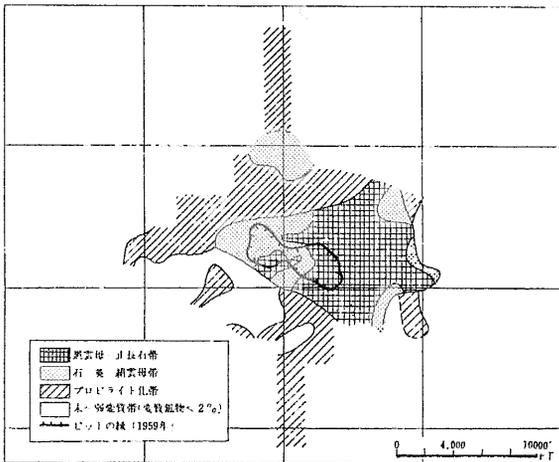
変質作用の種類	産 出 例
絹雲母-粘土鉱物(石英) 変 質 作 用	サンタ・リタ モレンシイ サン・マニ ユエル キャスル・ドーム (一部)
石 英-正 長 石 変 質 作 用	アホ バグダード イリー ビンガム (一部)
石英-絹雲母-黄鉄鉱 変 質 作 用	アイマミ・インスピレーション レイ サクラメント・ヒル (ビスビー) ビンガ ム (一部) キャスル・ドーム (一部)
黒雲母変質作用	ビンガム イリー バグダード (一部) サン・マニユエル (一部)

Creasey(1959)は変成岩の研究で一般に用いられている鉱物相の概念を適用して 変質帯を AKF と ACF 図とで表わした。 鉱床の変質帯は明らかに貫入活動に関係し その中心から外側に熱や添加物質が流動していたであろうから 全体として平衡状態にはありえない。しかし 鉱物分帯によって細分された帯の温度 圧力や移動性成分の化学ポテンシャルの値はほぼ等しいと見なし 変質作用の一面を化学平衡論的に知ることは可能であろう。 化学平衡論のなかで相律的な立場から変成岩の鉱物構成を解析した Goldschmidt (1911) の鉱物学的相律は次式で表わされる。

$$P + V = C + 2$$

ここで Pは相の数 Vは自由度 Cは成分数

変成岩をある閉じた系と考えると その温度と圧力とは一般に外的条件により決っており それに応じて平衡が成立しているから 最大の相の数は成分数と等しいことになる。



第2図 レイ鉱床の変質帯 (Mets & Rose 1966 原図)

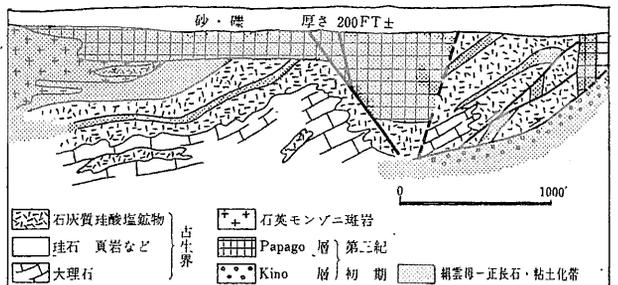
岩石を開いた系とみた場合には 完全移動性成分数が加わるが 温度と圧力とのある範囲内で しかも完全移動性成分の化学ポテンシャルの値もある範囲内で 安定な平衡のもとに共存しうる最大の鉱物数は その系の固定性成分に等しいといわれる (Korzhinskii の開いた系の鉱物学的な相律 都城1965)。

成分と鉱物との関係を図示する場合に 三角図が実用上便利である。 岩石が3分子から構成されているとそれらを頂点とする三角図上に ある定まった温度と圧力条件下で共生する鉱物 (鉱物学的相律により3つ以下) で表現できる。 しかし 実際の岩石は3成分以上からなり立っているから 種々の成分数をへらす操作がおこなわれる。 たとえば ポーフイリー-銅-鉄床の変質帯の場合に TiO_2 (ルチル) Na_2O (曹長石) $CuFeS_2$ (黄銅鉱) FeS_2 (黄鉄鉱)などは それぞれの鉱物の増減に影響するだけであるから 無関与成分とみなして除外することができ 成分と鉱物の数をつづつへらすだけであるから 鉱物学的相律は成立する。 また SiO_2 や H_2O のような過剰成分を除くことも可能である。

Creasey (1966)は このようにして変質帯の組成-共生関係を三角図表にあらわした (AKF, ACF 図の作り方は たとえば都城 1965 p. 240 参照)。 彼の分帯は propylitic argillic potassic の3つである。

プロピライト化変質作用 (Propylitic): この変質作用は鉱化作用に関係しない変質作用と一般に理解されていたが 近年では最外縁部の鉱化作用に係る変質作用とみなす人が多いといわれる。 Creasey はこれに理想的な3つの ACF 図を与えた(第4図):

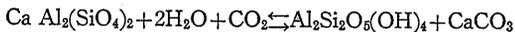
図に示された組み合わせのうち 緑泥石-一方解石-カオリナイト 緑泥石-緑れん石-一方解石 緑泥石-緑れん石などは ポーフイリー-銅-鉄床の外縁部で 母岩が珪酸に富む岩石 たとえば花崗閃緑岩にあらわれる。 緑泥石-一方解石-滑石は輝緑岩や閃緑岩などの苦鉄質な母岩で認められる。 石英はそれぞれの最終生成物としてあらわれる。 白雲母と曹長石とは K_2O や Na_2O



第3図 ミッション鉱床変質帯の概念的断面 (Kinnison 1966 原図)

を含む系には出現し 楯石や燐灰石も追加される。また石灰質岩におよぶ場合には 石英に不足の系が生ずることもある。

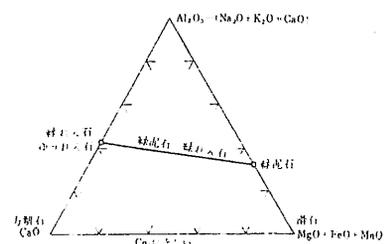
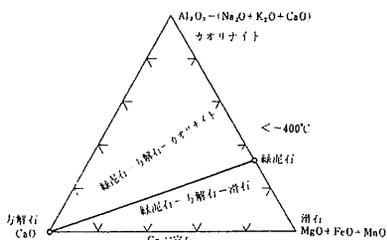
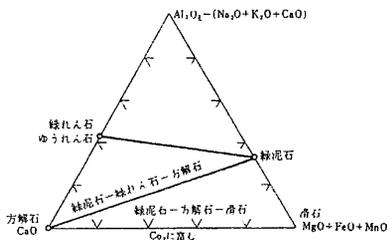
プロピライト化帯には粘土鉱物もしばしばあらわれ 緑泥石—モンモリロン石の組み合わせは一般的である。緑泥石—モンモリロン石—方解石も多分安定で 場合によってはカオリナイトがモンモリロン石に代ることもある。曹長石—カオリナイト—方解石の組み合わせも認められて 鏡下観察によると これは斜長石が変質しその An 分子が下記のように分解した結果と考えられる。



CO₂ に乏しい環境下では 斜長石の CaO はモンモリロン石に入り 後述の粘土化帯の組み合わせを生ずるのであろう。プロピライト化帯と粘土化帯とは温度と圧力条件でかなり重複し 上昇溶液の化学的性質の差が 変質鉱物に差をもたらしたものと考えられる。

粘土化変質作用 (Argillic)：この変質帯はカオリナイトやモンモリロン石類の粘土鉱物の存在で識別でき また CaO が著しく溶脱されて 緑れん石類や炭酸塩鉱物を欠く。角閃石類はプロピライト化帯と同様に不安定で存在しない。

SiO₂ と H₂O 過剰のもとでのこの変質帯は第5図のよ



← 第4図
プロピライト化変質作用の ACF 図 SiO₂ と H₂O に過剰 (Creasey 1966 原図)

→ 第5図
粘土化変質作用の ACF 図 SiO₂ と H₂O に過剰 (Creasey 1966 原図)

うに表わすことができる。安定な鉱物組み合わせは白雲母—カオリン—モンモリロン石と白雲母—緑泥石—モンモリロン石で 石英はどちらにも現れる。他の相も組成によっては 存在することもあって S を含めば 黄鉄鉱を加えて 銅を含めば黄銅鉱を TiO₂ の存在は ルチルを生ぜしめるであろう。白雲母—カオリン—緑泥石—モンモリロン石の 4 相共存が多分可能で その場合には CaO と Na₂O とがモンモリロン石の形成に必要である。

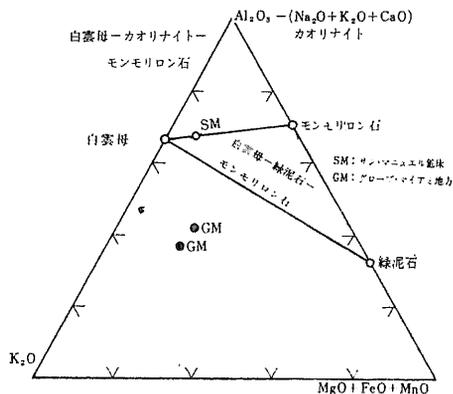
カリウム長石は粘土化作用で安定ではないが 残晶としてみられることがある。また 一部の鉱床ではカリウムの添加によって 変質作用によるカリウム長石や緑泥石の黒雲母化が観察されている。

カリウム長石は実験的に約 400°C モンモリロン石は組成にもよるがそれよりやや高温で不安定となるから この変質作用の上限は一般に 400°C~480°C 程度と思われる。この変質帯は前述のプロピライト化とあい接して現われ またどちらにも出現する鉱物が存在するから 安定な鉱物組み合わせと反応が不完全であったものとを判定することが必要である。

カリウム質変質作用 (Potassic) [黒雲母—白雲母—カリウム長石型]：この変質作用は白雲母—黒雲母—カリウム長石か それら 3 鉱物の 2 つが それぞれ現れることで識別できる。とくに新しく生じた黒雲母とカリウム長石とが重要である。

第6図は SiO₂ と H₂O 過剰における AKF 図上の白雲母—黒雲母—カリウム長石の領域で 石英はこの領域でつねに存在する。粘土鉱物はこの変質帯で不安定であるから カリウム変質帯は 400°C~480°C より高温で形成されたと思われるが K⁺ と H⁺ の濃集の割合によってはより低温でも生ずる。

一般に淡褐色の熱水性黒雲母の詳しい研究はまだ発表されていない。この黒雲母は鱗片状で薄く 散点する



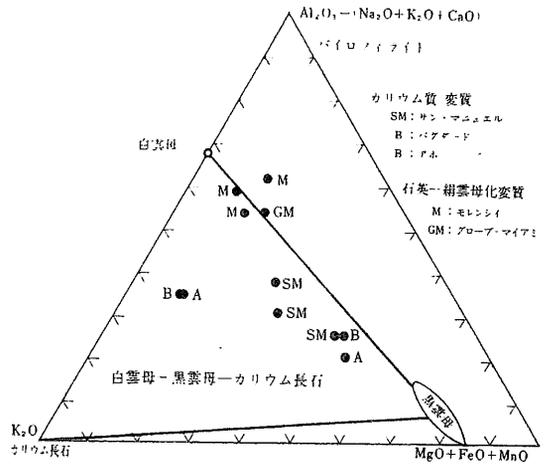
ものとクロット状に集合するものがある。

原岩のカリウム長石がプロピライト化帯に残っていることがありこれが安定または不安定であるかは厳密にはたしかでない。これに対し粘土化帯中のカリウム長石はもしカオリンが安定であるならば不安定のはずである。Hemley ほか(1961)は Na—モンモリロン石と曹長石とは安定なペアと報告しており曹長石とカオリンとが固液体を作ることから類推するとモンモリロン石とカリウム長石も安定な組み合わせと思われる。

カリウム質変質帯で新しく生じたカリウム長石は原岩のカリウム長石や曹長石の周囲に縁として単独にあるいは石英と共に細脈状にまた石英とカリウム長石との斑状変晶状として産出するから注意深く観察すれば原岩のものと容易に識別しうる。一般にカリウム長石は斜長石よりもはるかに変質作用におかされにくいから鏡下観察だけではカリウム長石の安定性を論ずることは危険で合成実験による裏付けが必要である。曹長石はカリウム質変質作用で安定なようであるが不安定であるかも知れない。曹長石は原岩の斜長石の残晶としてみられ鏡下観察では変質せずまた新しい曹長石を晶出した形跡も認められない。

黄銅鉱がカリウム変質帯で普遍的な唯一の初生銅鉱物でニュー・コルネリア(アホ)バグダードサン・マヌエルでは二次富化作用がなくてもこの変質帯が稼行品位に達している。同じくこの変質帯に普遍的に出現する黄鉄鉱は Fe 総量が変化していないかあるいは減少していることから推察して原岩の苦鉄質硫酸塩鉱物と鉄酸化物とが硫化鉱物化をうけて生じたものであろう。二次富化帯は一般にカリウム質変質帯で薄く粘土化帯で厚い。これはおそらく粘土化帯に黄鉄鉱が多いことによると思われる。たとえばサン・マヌエルでは粘土化帯中の黄鉄鉱は10~20% (重量)でこの量はカリウム質変質帯の全硫化物量の約2倍に達する。第5と6図で葉ろう石はあらわれない。Al₂O₃—SiO₂—H₂O 系で葉ろう石は570~585°C 5000~25000psi で脱水される。K₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O 系で Hemley (1959)はカオリナイト+石英→葉ろう石の反応で水が動くのは電解液中で約350°C 純粋な水中でより高温と報告している。白雲母+石英→葉ろう石の反応も同様に>350°C で生ずる。

実験データからは葉ろう石は粘土化あるいはカリウム質変質帯にあらわれ葉ろう石—白雲母(または Na—雲母)やおそらく葉ろう石—モンモリロン石などが容易にみられそうである。しかし葉ろう石はポーフィリー銅—銅—銅床の変質帯にほとんど確認されていない。



第6図 カリウム質変質作用の AKF 図 SiO₂ と H₂O に過剰 (Creasey 1966 原図)

これは多分粘土化変質作用の温度はカオリナイトから水がぬけて葉ろう石になるためには不十分でカリウム質変質作用では K⁺ 濃度があまりに高すぎた結果と考えられる。また葉ろう石の同定が不正確で他鉱物に誤認されている可能性もある。

石英—絹雲母—黄鉄鉱からなる組み合わせは多くのポーフィリー銅—銅—銅床で観察できる。もし粘土鉱物が加わるとこの組み合わせは前述の粘土化変質作用にもしカリウム長石が現れるとカリウム質変質作用に含まれる。Creasey は現在の知識では独立させた方がよいとべている。そしてアリゾナ州の主要銅床の変質帯を分帯し各鉱床の形成温度を推定している(第1表)。Creasey(1959)と同様な扱いは Burnham(1962)も試みて彼は argillic (プロピライト化モンモリロン石化カオリナイト化)と phyllic (白雲母化と黒雲母化)とに分けた。また AKF 図には水 (H) を加えている。

変質作用による成分の移動

ポーフィリー銅—銅—銅床の変質帯には前述のように多量の新しい鉱物が生じているから化学成分の移動が予想できる。この変質帯ではたとえば鉱脈鉱床の盤際変質帯の如く明瞭な一線でもってある狭い範囲に未変質と変質岩とが接していない。したがって変質作用による成分の増減を非常に厳密には知りにくい。しかし原岩として比較的均質な貫入斑岩類のできるだけ未変質な岩石とその変質岩とを比較して成分の増減が古くから検討されている。

変質作用による成分の増減は既存岩石のある容積中の物質の出入りである。一般の化学分析値は一定重量中の各成分の重量比 (%) で表わされているから個々の

第 1 表 アリゾナ州ポーフィリー銅床の変質作用の一覧表

鉱床と地名	母 岩	型	重要な鉱物組合せ	珪酸塩鉱物と炭酸塩鉱物	初生硫化物 酸化物 ほか	推定最高温度
ア ホ	コルネリア石英 モンゾニ岩 火 山岩類	1 カリウム質 2 プロピライト化	Mus-Bt-Kf-Chl- Zos	1 Qz Kf Bt Ch 2 Qz Ab Chl Ser Zos	1 Mg 2 Py Cp Bo Tet Sp Spe Mo	600-800°C <600°C
バグダード	石英モンゾニ岩	カリウム質	Mus-Bt-Kf	Bt Ab Qz Ser Or	Py Cp Mo Gl Sp Ba	<625°C >400-480°C
ビスビー (交代鉱床を 除く)	花崗斑岩	1 粘土化 2 プロピライト化	1 Mus-Kaol 2 Chl-Epd-Cal	1 Qz Ser Kaol Allo Alu Hydromus 2 Chl Epd Cal Ser	Py Cp Bo	<400°C
グローブ マイアミ地域	ロスト・ガルチ 石英モンゾニ岩 パイナル片岩	1 粘土化 2 プロピライト化 3 石英-絹雲母	1 Mus-Mont 2 Chl-Epd-Cal 3 Qz-Ser	1 Mont Ser 2 Chl Epd Cal Ser Clinozos 3 Qz Ser	Py Cp Mo Sp Gl	1 <400-480°C 3 <625°C
モレンシイ	花崗斑岩, 閃緑 斑岩	1 粘土化 2 プロピライト化 3 石英-絹雲母	1 Mus-Kaol- Mont	1 Qz Ser Kaol Mont 2 Chl Epd Cal Talc grn Bt Hb (針状) Ser 3 Qz Ser	Py Cp Mo Sp	1 <400°C 3 <625°C
ピマ地方	堆積岩類, 石英 モンゾニ斑岩, 貫入火山岩	不 明	不 明	Qz Bt Chl Clays Ser Epd ス カルン	Py Cp Mo	不 明
レイ	Granite Mtn 斑岩 パイナル 片岩 輝緑岩	1 カリウム質 2 粘土化 3 プロピライト化	1 Mus-Bt-Kf 2 Mus-Kaol 3 Chl-Epd-Cal	1 Bt Qz Ser Kf 2 Qz Ser Kaol 3 Chl Epd Ab Carb Mont	Py Cp Mo	<400-480°C
サン・マニュ エル	花崗閃緑斑岩 石英モンゾニ岩	1 カリウム質 2 粘土化 3 プロピライト化	1 Mus-Bt-Kf 2 Mus-Kaol 3 Chl-Epd-Cal	1 Mus Bt Kf Ab Qz 2 Sev Kaol Qz 3 Chl Ab Epd Cal Ser Clays	Py Cp Mo	<400-480°C
シルバー・ ベル	アラスカイト 石英安山岩 石 英モンゾニ斑岩	1 カリウム質 2 粘土化 3 プロピライト化 4 石英-絹雲母	1 Mus-Kf 2 Mus-Kaol 3 Chl-Cal-Mont 4 Qz-Ser	1 Qz Kf Ser Hydromica 2 Qz Ser Hydromica Kaol 3 Chl Cal Hydromica Ser Mont 4 Qz Ser	Py Cp Bo Tet Mo	1 — 2 <400°C 3 <400-480°C 4 <625°C

Qz: 石英 Kf: カリウム長石 Or: 正長石 Ab: 曹長石 Mus: 白雲母 Ser: 絹雲母 Bt: 黒雲母 Chl: 緑泥石 Hb: 角閃石 Epd: 緑簾石 Zos: ゆう簾石 Kaol: カオリナイト Mont: モンモロロン石 Allo: アロフェン Cal: 方解石 Carb: 炭酸塩鉱物 Mg: 磁鉄鉱 Py: 黄鉄鉱 Spe: 鏡鉄鉱 Cp: 黄銅鉱 Bo: 斑銅鉱 Tet: 四面銅鉱 Mo: 輝水鉛鉱 Sp: 閃亜鉛鉱 Gl: 方鉛鉱

重量比にその岩石の見かけ比重（一般の変質岩で 空隙率をほとんど 0 とみなしてよい場合には 粉末を測定した真比重でも一般にはかまわない）を割じて 単位容積当りに含まれる各成分量を求め その値の多少によって成分の増減を議論することが一般におこなわれている。

Anderson ほか (1955) は彼ら自身のバグダード鉱床の結果と他の 4 つの鉱床（キャスル・ドーム アホ ビンガム イリー）の未変質貫入岩と同岩を原岩とする変質岩との各成分を mg/cc で表わし 成分の増減を比較

検討した。 その結果はつぎのように総括できる。

- 1) Ca Na とともに減少するが Ca の方がより著しい
- 2) K は一般に増加する
- 3) Mg は増加することもあるが 一般に減少し ある変質相では著しく減少する
- 4) Fe は一般に増加せず 硫化鉱体中에서도減少することが多い
- 5) Si と Al とは一般に変化せず Al はやや減少している場合がある 変質帯で一般に石英が多いのは他鉱物の分解により SiO₂ がはき出された結果であろう

Creasey(1959) はこれらに サン・マニュエルとサンタ・リタを加え 7 鉱床について各成分の増減図 (gain & loss charts) を作成し(第7図) 個々の報告者による変質分帯中の増減をも明らかにした。Siは増加あるいは減少している。Al はほぼ一律に減少している。変質作用により たとえば長石→絹雲母や粘土鉱物の如く Al の少ない鉱物が多いものにも変わる場合でも 岩石の比重が低下することにより 岩石全体として Al は減少の方向を示すであろう。

Fe と Mg とは中程度に減少する。ポーフィリー・銅鉱床の変質作用で 原岩の苦鉄鉱物はたとえそれが黒雲母であっても不安定であるから これらの分解によって両元素は減少したのであろう。原岩の Fe と Mg とは 低変質帯で安定あるいは準安定な緑泥石 白雲母-黒雲母-カリウム長石帯で熱水性黒雲母として残存した。また Fe は黄鉄鉱や黄銅鉱としても残り これらの Fe はすべて原岩に由来したものである。

Ca は各変質帯ですべて減少しており その程度はプロピライト化帯を除き 変質度に比例している。Na も減少する。これらに対して K OH (水) S は一般に増加し とくにSの増加が著しい。

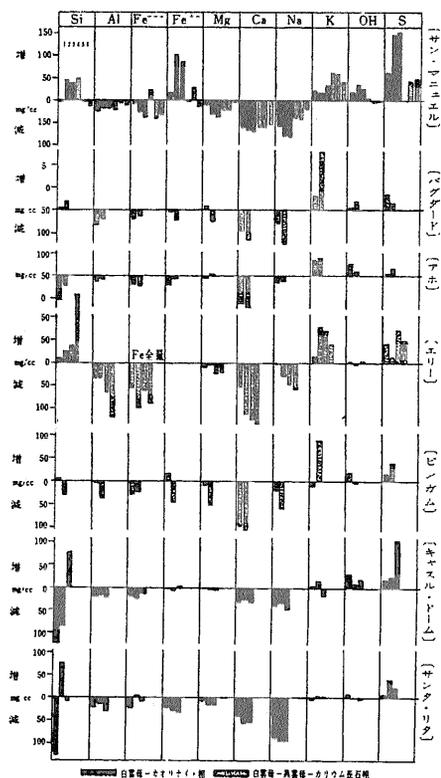
成分の増減は全体としてよりも個々の変質分帯について有意義なことがある。たとえば 白雲母-黒雲母-

カリウム長石帯のKの増加量は平均値で 51mg/cc(76%増)であり 粘土化帯中の 8mg/cc(15%)増より大きい。サン・マニュエル鉱床では同様に 60mg/cc(90%増)と 20mg/cc(30%増)で カリウムを含む珩酸塩鉱物帯でKの増加率が高い。白雲母-黒雲母-カリウム長石帯で曹長石は局部的に安定(または準安定)と思われるがこの帯の Na の減少は平均 48mg/cc(47%減)であって 粘土化帯中の 94mg/cc(86%減)よりも その減少量は小さい。

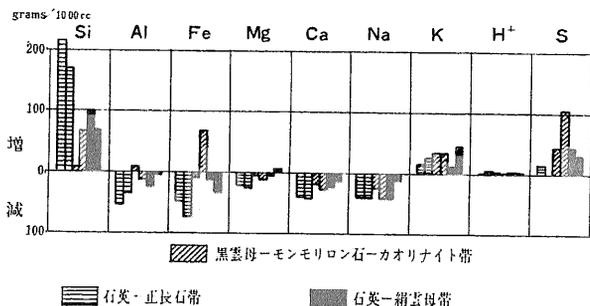
二次硫化物 富化作用

ポーフィリー・銅鉱床の銅品位は 一般に地表からある厚さの不毛帯あるいは低品位帯を経て上昇し ふたたび減少する。そして高品位部は垂直的よりも水平的にはるかに広く分布する。この形は初生鉱床形成後の風化作用で地表近くの銅が下降し 二次的に銅硫化物を酸化帯の下位に生じるためと考えられている。これらの作用は二次硫化物富化作用(secondary sulfide enrichment) 略して二次富化作用と呼ばれる。

酸化帯の一部に高品位銅酸化鉱が産出することもあり 世界最大のポーフィリー・銅鉱床である チリーのチュキカマタ(Chuquicamata) 鉱床では 多量の銅硫酸塩鉱物が産出する。しかし 合衆国で一般に二次富化作用と呼ばれる場合に これは硫化物の富化作用を意味している。硫化物は輝銅鉱を主とし 少量のコペリンなどを伴う。高品位部は層状またはレンズ状で 全体として薄皮状であるから 二次富化鉱床は chalcocite blanket としばしば呼ばれている。輝銅鉱帯は著しい銅品位の上昇をもたらす 鉱業的に非常に重要である。初期の頃 二次富化作用の識別法としてRansome(1910)は輝銅鉱またはコペリンの存在を挙げた。しかし 初生の輝銅鉱はビュート ローデシア銅鉱床帯 その他で非常に多く報告されている。また 二次富化鉱床の一典型例と一般にはみなされているサンタ・リタについても Kerr ほか(1950)は 初生の輝銅鉱が二次的にやや形を変えたにすぎない としている。



第7図 主要7鉱床の変質作用による成分の増減 (Creasey (1959) 原図)



第8図 サンタ・リタ鉱床の変質作用による成分の増減 Nielsen (1968)

第2表 鉱化帯と溶脱帯の厚さ

鉱床名	溶脱帯の平均厚さ (フィート)	鉱化帯の平均厚さ (フィート)	二次富化の程度
ビンガム	115	2,500	中
カッパーシティーズ	100	200	低
マイアミーンスピレーション	250	300	高
レイ	250	150	高
サン・マニユエル	600	900	低
バグダード	150	100	高
キャスル・ドーム	80	135	中
ニュー・コルネリア	55	425	無
サンタ・リタ	150	700	中

Bateman (1951) による

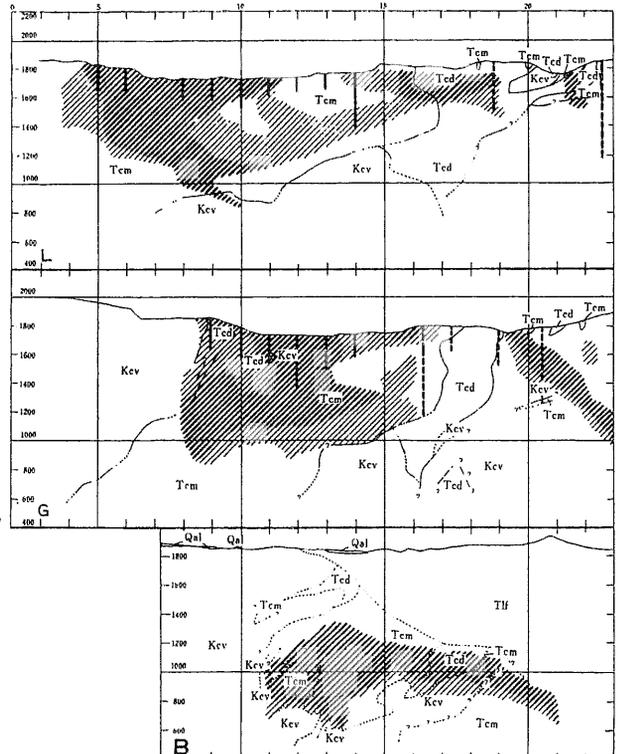
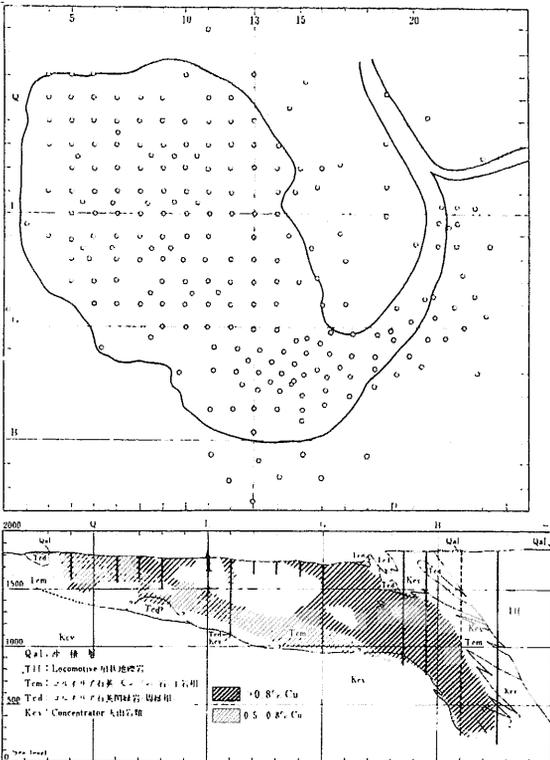
一般に“やけ”を伴う溶脱帯があり少量の銅酸化鉱物を含みその下位に輝銅鉱やコペリンを主とする高品位の銅硫化物帯が存在しさらに下位に黄銅鉱を主とする初生鉱体 (protore) がある場合に二次富化作用が生じたと判定されている。鉱物としては Bateman (1951) が指摘しているごとく煤状輝銅鉱の出現がその基準としてもっとも適格である。合衆国のポーフィリーカッパー鉱床には以上の条件を備えたものが多い。

Bateman(1951) は彼の教科書に溶脱帯の厚さ 鉱化帯の厚さ 二次富化作用の程度などをまとめた(第2表)。一部の鉱床には二次富化作用がほとんど認められないも

のがある。ニュー・コルネリアでは斑銅鉱と黄銅鉱とが基本的にはコルネリア石英モンゾニ岩の形に支配されて鉱化帯を形成し(第9図 A, B) 局部的に二次富化帯(第2報 No.163) が産出するにすぎない。サン・マニユエル カッパー・シティーズ サフォードなどは同様に二次富化作用に乏しくピマ ミッション キャスル・ドームなども交代鉱床を主とすることもあって二次富化帯の発達が悪い。

初生のポーフィリーカッパー鉱床が風化作用をうけると黄鉄鉱や黄銅鉱などの硫化物は酸化され金属元素はイオンや硫酸塩となり硫酸酸性水に含まれる。この水溶液が酸性である限り銅の多くは硫酸塩としてよりも Cu^{2+} として溶存しこれは地下水により運ばれるがおもに下降する。下降中に水中の溶存酸素は硫化物の酸化に消費され地下水面に達するまでにほとんど消失する(第10図)。

この水が初生鉱床と接すると初生硫化物と反応を起こすがその場合に銅硫化物よりも溶けやすい硫化物 (FeS_2 , ZnS など 第3表の最終欄) とまず反応しやすい。この反応の場は還元性であることが必要で黄鉄鉱や黄銅鉱などのSは還元性をより強めるであろう。黄鉄鉱との反応式はつぎのようにあらわされる。



第9図 ニュー・コルネリア鉱床の南北断面(A)と東西断面(B) ビットの線(実線)は開発当時の地表の高品位部の形を示す Gilluly (1946)

くは 酸化帯中で一般的な陰イオンと結合した形 あるいは他の金属元素の置換によりイオンの形で 地表水または地下水により途中でとどまることなく流出するものと思われる。

二次富化作用は以上のように 各元素の基本的な化学性質で単的に説明しうる。そして 理論的な予測 実験結果 野外観察の3者がよく一致している。一般論として Cu と Ag とは二次的硫化物を作りやすく 他の元素は特殊な環境下で少量の二次的硫化物を生ずるにすぎない。

二次富化作用で最初の過程は既述のように酸化作用である。Spencer(1917)は 地下水中の溶存酸素だけでは二次富化鉱床を形成するに不十分で 空気中の酸素が岩石の空隙などを通じて寄与したと考えた。Lovering(1948)は 南西部のような地下水面の低い乾燥～半乾燥地域では 地下水の下降よりも 気圧の変化で岩石の隙間に生ずる空気のポンプ現象(“地球の呼吸”)の方が 酸化作用をより促進させるとのべている。

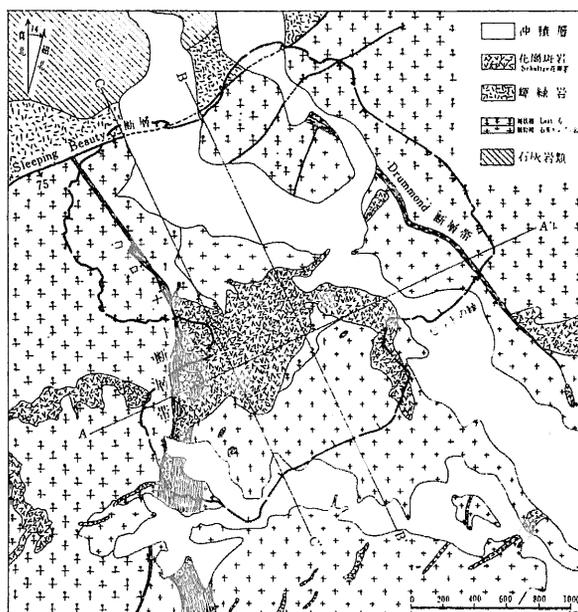
二次富化作用に地下水が重要な役割りを果していることは一般に認識されていて Locke(1926)は単純な場合には 二次富化帯の上限が地下水面に達しない もし地下水面より上位で輝銅鉱が生じたのであれば $Fe_2(SO_4)_3$ の加水分解により褐鉄鉱が混在しているはずであると考へた。この考へは正しいであろうが すでにサンタ・リタでのべたごとく 二次富化帯の上限と下限とは一般に不調和で その産状は不規則なこともあり 単純な地下水面で説明しうる鉱床例が少ない。混合鉱の出現

は地下水面の移動を物語り 深所で局部的に産出する二次富化鉱は断層などにより 地下水の流れにみだれが生じていたことを示している。

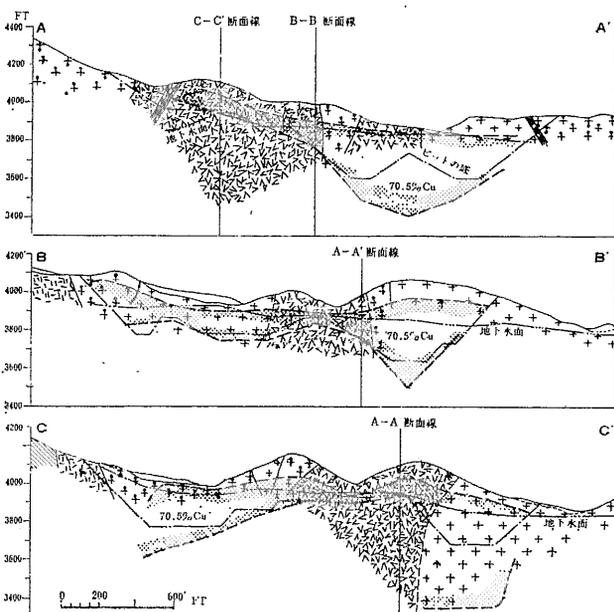
キャスル・ドームでは 輝銅鉱帯の上限は現地形に一致し 全体は現在の地下水面より上にある。鉱床中にはLockeが考へたように褐鉄鉱が産出する。Petersonほか(1951)によると 現在の地下水面の近くでは まだ十分な富化がおこなわれていない。これは 稼行規模の二次富化作用の形成には 長い地質時代的な時間が必要であったことを示している。

銅パー・シティーズでも キャスル・ドームと同様に 二次富化帯は現世で生じたと考えられている。輝銅鉱帯の上限は現在の地形を非常によく反映しているし(第12 13図) 鉱床の上部の輝銅鉱(帯)は 酸化帯の直下でも比較的少なく 下方に漸減する。また 最上部の輝銅鉱帯でも 輝銅鉱に完全に交代された黄銅鉱は少なく 黄鉄鉱に至ってはほとんど交代していない。これらは初生鉱床の露出が比較的現在に近く 現世の気象条件に規制されて 二次富化作用がわずかに進行した結果と解釈できる。

その他の鉱床では 現世の二次富化作用は局部的のみられるにすぎず 銅量の多くは第三紀前半の地質時代に生じたと推察されている。その証拠は より後期の堆積物に酸化鉱石が含まれる より後期の岩石におおわれ 鉱床が深部にあるにもかかわらず二次富化鉱が存在する。現在の地形と地下水面とが二次富化鉱床の形態に不調和である などである。前2者については すでに各論の項目について2・3の例を挙げたので 後者の一例を



第12図 カッパー・シティーズ鉱床周辺地質図と断面の位置 Peterson (1962) 原図



第13図 カッパー・シティーズ鉱床断面図と地下水面の位置 Peterson (1962) 原図

紹介しよう。

バグダード鉱床では(第14, 15図) 一般的にいて二次富化帯の上限はヒラ礫岩の基底部に沿っており 現在の地形に關係していない。南北断面でみると 両者とも北にゆるく傾斜し その頭を現地形で列られた形を示している。この産状から Anderson ほか(1955)は二次富化作用は 明らかに第三紀末期頃のヒラ(?)礫岩の堆積以前に生じ 多分礫岩の堆積中も進行していたと推定した。

さきに二次富化作用に乏しい鉱床名をあげた。これらは 初生鉱床形成後まもなく火山岩類でおおわれた鉱床である あるいは石灰岩交代鉱床である などの地質条件の相違のほか 初生鉱床が地表にあらわれる時期が比較的最近で その作用が十分に進行する時間が地質時代に生じたものより短かく また気象条件も異なっていた などの理由で説明できる。しかし これらに属さない例もある。

ニュー・コルネリア鉱床は 開発初期の頃にその鉱石のほとんどが孔雀石を主とする酸化鉱であったことで示されるように 酸化帯を伴う。酸化帯と初生鉱床との境界は比較的に明瞭で 混合鉱帯は薄い。Gilluly (1946)は現世の酸化作用で長い間にわたり地下水面が動かなかつたに違いないと考えた。酸化帯の直下で輝銅鉱はやや増加し 下方に減少するが 一般に輝銅鉱帯とよべるものは存在しない。

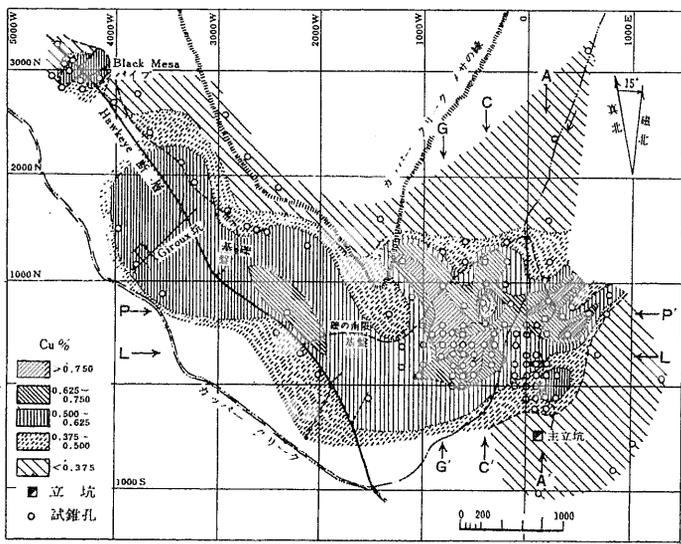
鉱床の南端で Locomotive 扇状地礫岩基底に沿いに南に急斜する鉱床(第9図 断面の右側)は典型的な輝銅鉱帯で 赤銅鉱や自然銅を含む褐色風化帯におおわれる。これは第三紀中期(?)のこの礫岩の堆積以前に

形成されたものである。局部的な輝銅鉱帯は現世の風化作用でも生じていて Joralemon(1914)は鉱床東端の銅に乏しい黄鉄鉱帯で5~10フィートの輝銅鉱帯を溶脱キャップの下に報告している。

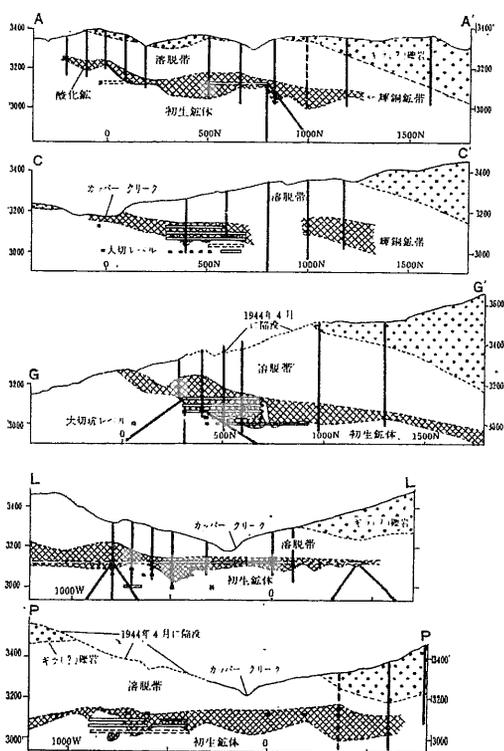
Gilluly(1946)は 現世の風化作用で輝銅鉱帯の発達に乏しい理由として 現世と第三紀前半との気象条件の相異もあるであろうが 主鉱体中の黄鉄鉱の少ないことを第1に挙げている。Blanchard(1939)は 母岩の長石類に富む性質が硫酸酸性水の中和に強く働き 銅の移動を制限したとのべている。おそらく以上のそれぞれが集約された結果として 現世の風化作用における輝銅鉱体の発達が制限されたものと思われる。

サン・マニエール鉱床では 二次富化帯は変化に富み一般にその発達が悪い。しかし酸化鉱石の発達は著しく Schwarts(1949)は珪孔雀石を主とする鉱量(0.7% Cu)を6,600万トンと見積っている。酸化鉱体や二次富化帯は断層により動かされ また現在の地形や地下水面との關係を示さないから(第16図) これらはかなり古く形成されたものと思われる。

二次富化帯が酸化作用をうけることがあり 酸化帯の下部で輝銅鉱が赤銅鉱や珪孔雀石にかわっている。これと厚い酸化帯の発達とは地下水面の移動を示していると思われ また珪孔雀石の多さから地下水中に多量の溶



第14図 バグダード鉱床の品位分布と断面図の位置 (Anderson ほか 1955). 銅品位はヒラ礫岩から下500フィートまでの酸化鉱と硫化鉱すべての平均値。



第15図 バグダード鉱床の二次富化帯の断面 (Anderson ほか 1955).

存珪酸分の存在が考えられる。上盤側の少量の黄鉄鉱と銅鉱物とが酸化帯中の銅鉱物の起源であるが これら初生鉱物量が低品位であったことが 二次富化帯を乏しいものにした主因である と Schwartz はのべている。

初生鉱床の起源物質

ポーフィリー-銅-鉱床は これまでの記述で明らかのように 斑状貫入岩によりもたらされたことは間違いない。この貫入岩はマグマから固結したものである。一部の貫入岩について ごく一部の研究者は広義の花崗岩化作用の産物を認めているが (たとえば Stringham 1953)。このような考え方は大勢をしめていない。だから 鉱床形成質の起源はマグマの起源と関連づけてよいであろう。

鉱床に關係する貫入岩を含めて 合衆国西部の中生代中～後期の貫入岩は圧倒的に花崗閃緑岩～石英モンソニ岩質である。これらは地下深所で発生し 上昇・固結したのであろうが (たとえば Turner & Verhoogen 1960)。この考えは単なる概念としてとどまっていた。MIT の研究者が発表した Sr 同位体の論文 (Faure & Hurley 1963) は この種の問題の解決に一つの糸口を与えた。

Sr には 原子量 86 87 88 の 3 種があって Sr⁸⁷ は Rb⁸⁷ の自然崩壊により生じたものである。したがっ

て Rb と Sr に関して閉系を考える限り Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ の増加率は Rb/Sr 比に比例する。Rb は たとえばマントル上部で発生したと考えられている物質よりも いわゆる地殻物質中に多いことが経験的に知られているから Sr⁸⁷ も地球の表面に近い所で生じた物質中で多いであろう。Sr⁸⁷ は既述のように Rb⁸⁷ の自然崩壊によっても生ずる。だから 測定岩石の年代を他の同位体年代測定あるいは地質的に求めて Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ の初生の比率を求めれば その岩石が同比の低いマントル上部で発生したものか または同比の高い地殻物質の再溶融により生じたものであるかわかるはずである。

Faure & Hurley の論文は花崗岩の起源の問題に画期的であったが 彼らはこのような考え方は K⁴¹ が Ca⁴¹ に崩壊する仮定にたつて Holmes (1932) によって指摘されたが Sr⁸⁷ については長い間無視されていた のべている。初生値の求め方 その他の詳細については近年多くの紹介がある (たとえば 牛来 1966 倉沢 本紙 No. 167)。

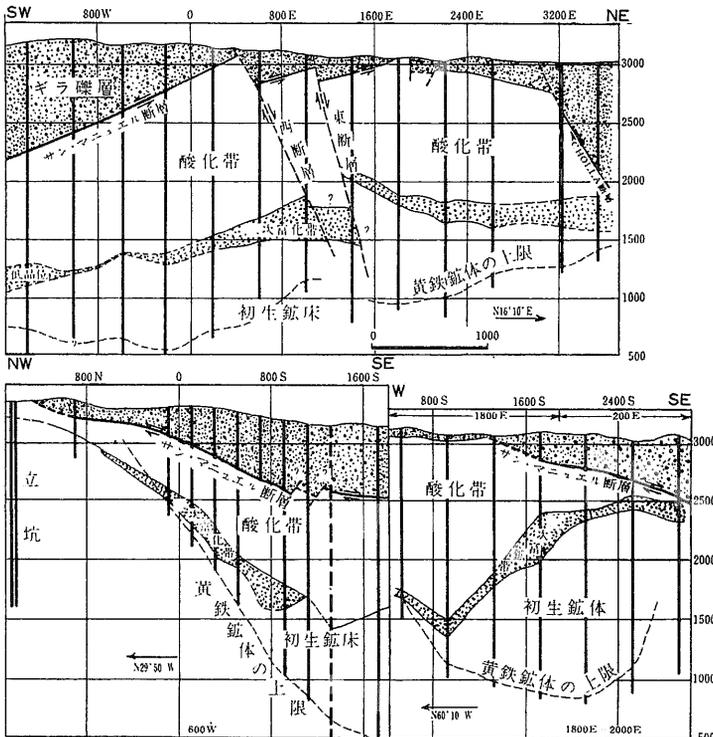
Moorbath ほか (1967) は上記の考えを合衆国西部の鉱床地帯に適用した。彼らは基盤を代表させてコロラド州 Sawatch 山地の花崗岩質片麻岩 (16～17億年) の 5 個をえらび 全岩の Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0.76～0.80 をえた。

また 鉱床に關係する貫入岩 5 個の斜長石から 初生 Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0.706～0.708 をえた。とり上げられた地域には サンタ・リタ フィロ・ハノーバー レイ ビンガム (以上ポーフィリー-銅-地域) Pb—Ag 鉱床の Sawatch 山地 Au—Ag 鉱床のクリップル・クリークが含まれる。

上記の鉱床をもたらしたと思われる貫入岩の初生比は第三紀以降の玄武岩の値にほぼ等しいかやや高い程度である。

Moorbath ほかは そのマグマは玄武岩質マグマの発生場所かその周辺 (多分上部) に由来し 基盤のプレカンブリア紀花崗岩質片麻岩の再溶融ではない と結論した。

貫入岩を形成したマグマはマントル上部に由来しても 鉱床中の金属元素はマグマの上昇過程で周囲からとり込まれたかも知れない。クリップル・クリークの鉱脈中の螢石の Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 比は 0.706 であつて 貫入岩と同様に低く 同じく深所起源を思わせる。鉱床に關係する



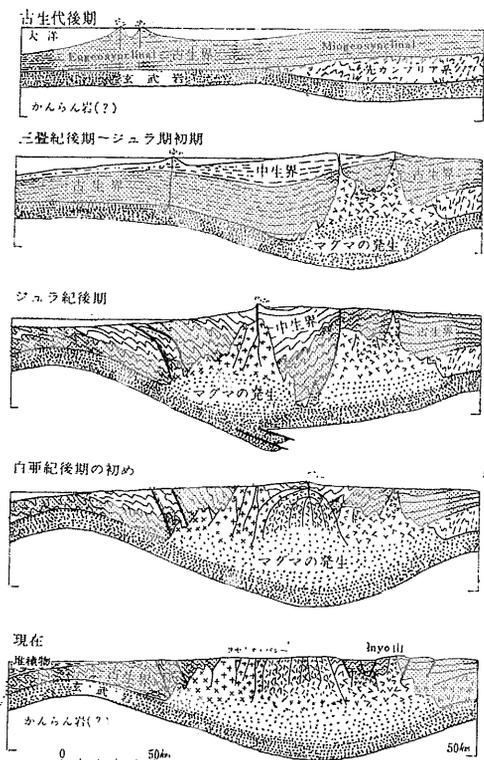
第16図 サン・マニエル鉱床 長軸沿いの中心部 (1300E) および短軸沿いの西寄り (600W) と東寄り (1800-2000E) の断面 Schwartz (1953) 原図。

岩石の同位体研究の場合に S Pb などを含めて総合的に行なうことが望ましく Moor bath ほかこの点を強調している。

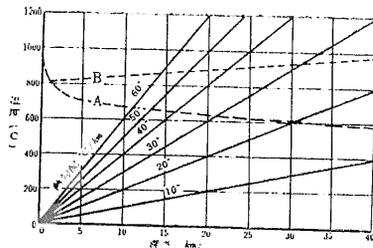
鉱床に関する同位体研究はまだ不十分であるが Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 比に限っても その値がある特定の値を示すのであれば 非常に興味ぶかい。 鉱床学には 地球形成の比較的初期に 現在地球内部に考えられているような分帯が表面に近い所でより小さな単位で生じて 個有の金属元素を含み それぞれの部分熔融によりマグマが発生したために個有の鉱床を形成した とする考え方が古くからある。 マグマが特定の層に由来すれば 貫入岩は特定の同比を示すであろう。

既述の合衆国西部の例は比較的到低いものである。スコットランド北西部 Skye 島の第三紀花崗岩類は均一に高い同比を示し 地殻物質の再熔融起源と考えられている (Moor bath & Bell 1965) これは鉱床を伴わない。 タスマニアの Heemskirk 花崗岩の同比はばらつき なかには著しく高いものがあって これには母岩の混成作用が考えられている (Brooks & Compston 1965 Heiev & Brooks 1966)。 この花崗岩は鉱化作用を伴う。

ポーフィリー銅-鉛-亜鉛-銀-鋳床は合衆国西部の深成岩活動の側面であろうから 沿岸よりのバソリスの成因を知



第17図 シエラ・ネバダバソリス形成のモデル
Bateman & Eaton 1967.



第18図 種々の熱勾配と花崗岩の溶融領域
A: 十分な水を含む花崗岩物質の溶融線
B: 2%の水を含む同物質の完全溶融線
C: Tuttle & Bowen (1958)

ることが必要である。 Bateman & Eaton (1967) は地震波による地殻の断面 P波に関する高温・高圧下の実験結果 野外地質的資料 合成実験 Sr 同位体比などを総括し シエラ・ネバダバソリスの形成にもっとも都合のよいモデルを提案した(第17図)。 そのモデルでは

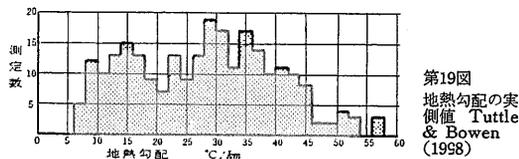
- 1) 地向斜下部の玄武岩層と地殻最下部付近(-25~45km)でマグマは発生した
- 2) マグマは単一個所 単一地質時代でなく 異なった場所と時期に生じた

地震波断面や既存の野外資料によると シエラ・ネバダは巨大な向斜部の軸に存在する。 向斜の下部はかなりの深さに達するから そこでは溶けやすい物質が溶融して花崗岩質マグマを生ずる温度 圧力条件に達するであろう。 またバソリスの岩質は大きく二分でき その周囲の岩石の性質も異なっている。 これらから Bateman & Eaton は地殻物質も加わった造山帯下部でのマグマの発生を考えた。 これは一種の anatexis とみることができる。

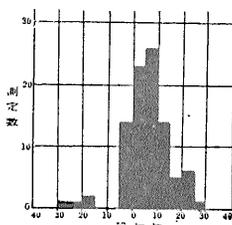
Moore (1959) の石英閃緑岩線の東側では プレカンブリア紀の珪岩 雲母片岩 角閃岩 花崗岩質片麻岩などの厚い地殻物質が発達しているから これらに最下部物質が加わったマグマで説明できるし 西側では塩基性火山岩類を伴う厚い地向斜堆積物に 超塩基性~塩基性岩も貫入しているから おもに古生代~中生代の地殻物質に最下部あるいはマントル上部の物質も加わってマグマが生じたもの とみることができる。

この考え方は最近の Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 初生比でも支持されていて シエラ・ネバダ中央部で石英閃緑岩線の西側の方が東側より同比が低い。 すなわち ジュラ紀後期の El Capitan 花崗岩は Sr⁸⁷/Sr⁸⁶=0.704 Hurley ほか (1965)の東側の白亜紀後期 ジュラ紀初期 三疊紀のものは 0.707 である。

マグマ発生を場を具体的に指示する場合に 平面的な場所 地質的時期などの設定の仕方が重要な意味をもつ。 これらは熱源としての放射性元素の多少や圧力に影響す



第19図
地熱勾配の実測値 Tuttle & Bowen (1958)



第20図
地熱勾配の深部における変化 Tuttle & Bowen (1958) 一般に増加(+)の傾向を示す

る浸食量に關係する。Bateman & Eaton は地球の内部要因に關連して大陸の周辺にまず沈降部が生じ堆積作用によりそれは加速され下部でマグマが発生し上昇する。この輪廻は地向斜の發展につれていろいろな場所と時期に生じたと考えた。

Tuttle & Bowen (1958) の実験結果から 640°C を十分な水を伴う花崗岩質マグマがとけ始める温度と仮定すると熱勾配が 30°C/km の場合にその深さは 21km である。もしその勾配に 1km 当り 6°C/km の増加が深部で生ずるならその深さは 12km に低下する(第18図)。F などの揮発しやすい元素の存在は上記の2条件を下げるであろうが現象としてみられる限りシエラ・ネバダ周辺には少量の石英脈やスカルン帯がみられるにすぎない。

地殻内の温度分布状態は 1km 以内の浅い所を除いてまだ十分にわかっていない(第19, 20図)。安定な地殻で一般の熱伝導のみで熱が地表に運ばれる場合に 630°C に上昇するには 30~50km の深度が必要と思われている。しかし地向斜は特殊な環境であるし堆積作用により多量の U Th K などが集まり熱源を提供するであろう。

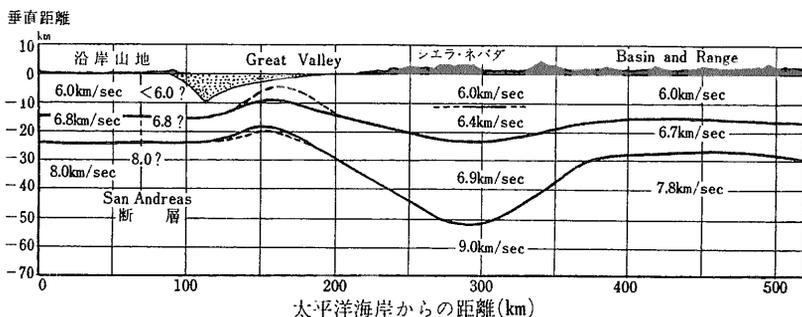
Lachenbruch によると地向斜物質の発熱量を $1.67 \times 10^{-13} \text{ cal/cm}^{-3}/\text{sec}^{-1}$ 基盤表面からの溶剤の場合を $1.2 \mu\text{cal/cm}^{-2}/\text{sec}^{-1}$ と仮定すれば 20~30km 下部の岩石は堆積作用後マグマ発生の際に 630°C に上昇するであろう。またマントル上部に $0.3 \mu\text{cal/cm}^{-2}/\text{sec}^{-1}$ の発熱量を残り地向斜堆積物以前の地殻に求めた計算で 45km の深部は上記と同じ時期に 900°C に達するであろうとのべている。

地向斜堆積物の下半部はこのようにして部分熔融を生じ最初に水に富む珪長質マグマを次第により苦鉄質なマグマを生ずる。溶融体は残存した融点が高い鉱物集合体より小さい密度を持つから上方に移動しその多くは比較的深所で固結した。より後期の深成岩ほど珪長質であり同心円的に中央部ほど珪長質な野外現象を Bateman & Eaton はマグマ分化作用で説明し広域的や地質時代による岩質の差についてはマグマの発生場所 時期 原物質の相違に起因すると考えた。

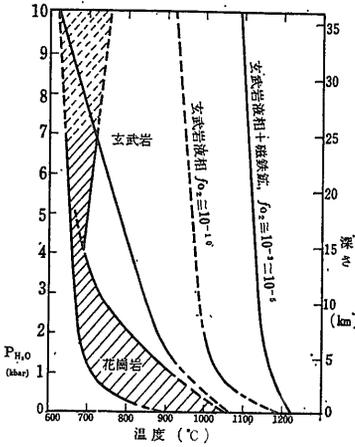
ポーフイリーカップー鉱床をもたらしたマグマには2つの可能性が考えられる。

- 1) 地向斜下部で発生したマグマが東方に動きおくれて貫入した
- 2) 貫入の場付近の下部でマグマが個々に発生した

前者の可能性はポーフイリーカップー鉱床地帯のみならずさらに東方の貫入岩を含めると数十 km の深さで発生したマグマが数百 km 移動することになるからほとんど水平的にマグマが動いたことを意味し現実的ではなさそうに思われる。しかしこの考え方が可能であるならば広域的な金属元素の分布をマグマ分化作用で説明できる利点がある。Sr 同位体の研究者はマグマの発生から固結までを数百万年以下の比較的短時間または数千万年以上の長時間と考えているようで発生したマグマがどの程度の地質時間後に固結の場に達するかはよくわかっていない。



第21図
合衆国西部の地震波による一断面 Bateman & Eaton (1967)



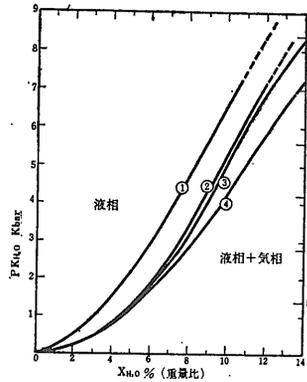
第22図
 熔融温度に水が与える影響 (Burnham 1967) 花崗岩の屈曲点(約 4kb)は白雲母の出現により生ずる(Vaughan 1963)

地震波による現在の合衆国西部の断面では(第21図) Basin & Range 地方の地殻はシエラ・ネバダ下部と非常に異なっている。6.7~6.9km/秒の玄武岩層は(玄武岩—斑岩質岩 角閃岩などを意味する Kuno 1967)。シエラ・ネバダよりも薄く その上位は石英モンゾニ岩花崗岩などの 6.0km/秒で その間にシエラ・ネバダで細分帯されたほどの閃緑岩 石英閃緑岩 石灰質花崗閃緑岩などの相が存在しない。

マグマは個々の場所で発生したのであろうが その機構はシエラ・ネバダの場合と違った性格のものであったに違いない。鉱床担当者には 鉱床付近の貫入岩の下部に大きなバソリスを考える人が多い。P波の測定ではプレカンブリア紀の珪長岩石と中生代末の深成岩との識別はできないが 鉱床地帯の下部には深成岩の量は少なく 少なくともシエラ・ネバダと同様な構成を示す深成岩は存在していないであろう。

シエラ・ネバダの花崗閃緑岩には塩基性捕獲岩が多く包有され これは玄武岩層などの熔融しなかった部分がとり込まれた結果と考えられている(Bateman ほか1963)。このような塩基性包有物は鉱床地帯の貫入岩に少ない。これは そのような岩石が存在しない所でそれを取り込まない機構で マグマが発生したことを示していると思われる。既述の鉱床に關係する貫入岩の Sr^{87}/Sr^{86} は玄武岩の一般の値よりやや高いから マグマは玄武岩層の上限付近で局部的に小規模に発生したものと思われる。

地殻下部の岩石は1~2%以下の水を含むと考えられており 水はその熔融温度を著しく下げる(第22図)。温度と圧力により生ずる最初の溶融体は その場の Pt (全圧力)と Pe_{H_2O} (H_2O の液相としての平衡状態下の圧力)とに規制されて 水に飽和しているであろう。 $Pe_{H_2O} = Pt = 5kb$ の状態で その水は8~10%(重量比)



第23図
 珪酸塩溶融体中の水の最大溶解度 Burnham (1967) ①コロンビア河玄武岩 1,100°C ②Hood 山地安山岩1,100°C ③NaAlSi₃O₈ (曹長石) 690~870°C ④Harding ベグマタイト 660~720°C

であり(第23図) 実際にふさわしい状態として $Pt = 10kb$ $Pe_{H_2O} = 5kb$ を想定すれば 水8%以下で その時に生ずる溶融体は10~20% (原岩の水1%として) 程度と推定される(Burnham 1967)。しかし 水はOHとして角閃石に含まれるであろうから 実際は上記の値より低いと思われる。

800°C以上 ($Pt = 10kb$) では溶融体がふえ Pe_{H_2O} は低下する(第22図)。875°Cでは Pe_{H_2O} は約2kbとなり 溶融体は2倍にふえるであろう。875~900°Cでは角閃石が消失するから Pe_{H_2O} と溶融体とはやや増加するものと思われる。

地殻物質の熔融は とけやすい鉱物が多く含まれているから はるかに容易である。Burnham は 650°C $Pe_{H_2O} = 7kb$ で Poldervaart(1955)の雲母片岩は34%のPettijohn(1949)のグレイワッケ砂岩は56%の液相をそれぞれ生じるとのべている。地殻中の熔融の場合 $T = 650°C$ $Pt = 7kb(25km)$ と仮定すると 実験的には約22%のノルム石英 22%のカリウム長石 46%の曹長石 12%の水からなる溶融相を生ずる。その水の溶解度はカルク~アルカリ岩系マグマでは 圧力によって著しく左右され とくに1~2,000b (<6.0%重量 H_2O)で最大の影響をうける。

マグマの発生総量は 原物質の成分 鉱物組み合わせ(たとえば Na と Ca とが斜長石か曹長石+緑れん石であるなど) そして水の総量と溶融体中の Pe_{H_2O} などに規制され とくに第3の条件が重要であったと考えられている。

鉱床の形成過程

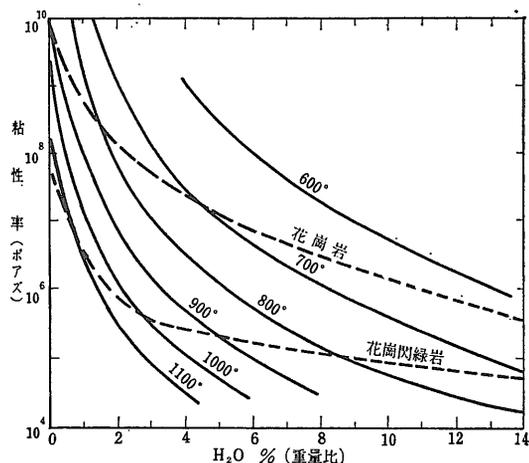
ポーフィリーカップー鉱床をもたらしたマグマは 以上のようにして玄武岩層の上部付近で 地殻物質の影響も受けながら発生したものらしい。発生したマグマは

おそらく100~1000万年の単位内の時間で ゆっくりと上昇し 結晶分化作用を伴ったものと思われる。一輪廻の深成活動で初期やある岩体の周縁で苦鉄質であることは この分化作用で未固結な部分がまだ移動しやすく後期貫入の産状を呈したものと考えられ これは比較的に地表近くの現象に起因したものと推察される。

貫入関係には上記と逆なものや 岩質との間に規則性が認められないものが一部にはあって これらは上昇過程の初期に複雑な経路を経て 一部は低圧力部に停滞した可能性やマグマの発生が同一個所であっても2回以上にわたった可能性を示している。

このマグマは比較的浅い所で発生した あるいは何らかの理由で初生的に多量の水を含んでいた。酸素同位体の研究によると 温泉수에占める初生水の割合は5%以下といわれるが (Krauskopf 1966) 熱水性鉱床の O^{18}/O^{16} 比はほとんど初生水の値 ($\delta=7.5\sim 9$) に等しく一部は非常に異なる値を示すといわれる (Taylor 1967)。ポーフィリー銅鉱床には広く熱水変質帯が認められ その中の H_2O OH に加えて 地表に逸散した水の量を考慮に入れると マグマはその固結末期に多量の水を含んでいたであろう。鉱床をもたらすようなマグマは 発生段階で 少なくとも鉱床を伴わない貫入岩のマグマより 多量の水を含んでいたに違いない。水はマグマの粘性を著しく高めるから (第24図) 鉱床をもたらしたマグマは比較的容易に基盤の弱線帯に貫入したのである。

貫入マグマは地表に近い所で固結するであろうが その場合に水の量と組成とが重要である。珪酸塩熔融体に溶解する水はベグマタイトなどの特殊な例を除き 15%以下といわれる (Burnham & Jahns 1962)。水と液相と共存する成分のうち CO_2 は実験的には全溶解成分量を少なくし その程度は CO_2 量は比例する。



第24図 花崗岩質熔融相の粘性率におよぼす溶存水分の影響
Burnham (1967) 熔融相の粘性は 7.5kb までは基本的には圧力に無関係である

主成分元素については $Si \geq Al < K \leq Na < Ca$ の順で溶解度を低くめる。接解交代鉱床で貫入花崗岩の近くにアルカリ長石その他が はなれて Al ととくに Si を含むスカルン鉱物が生じるのはこのためと思われる。

Fは晶出物(とくに雲母)および珪長岩熔融物と共存しやすい性質をもち 水溶液相では重要な役割を果たさない。火成岩中のF量(一般に0.1%以下)はもとのマグマの量にほぼ等しいとみてよい。また HF も高温水溶液ではごくわずかにイオン化されるから (Franck 1961) 液の酸性度に大きくは影響しない。これに対して Cl^- は水溶液相に残り イオン化しやすいアルカリとともに液相の溶質に著しい影響を与える。

全塩化物量が 0.1M をこえないような 高温(マグマ期)の水溶液相は希釈水溶液で その全溶存成分量は 1.7M以下であり その85%以上は Si と Al と考えられるが塩化物量が多ければ Al と Si とが減じ Na+K+Ca 量が比例的に増加する。早期に生じた液相はより後期のものより 塩化物に富む傾向があり したがって K Na Ca などは Al と結合して長石を作ってなお過剰な程度に多く含まれる。しかし 早期の液相には CO_2 が著しく濃集され これは既述のように K+Na+Ca 量を少なくする。これらは相反する要素であるから Cl^- と CO_2 との相対的な比率により 主成分の挙動が決定される。鉱床の変質帯で K Na Ca などの再配置が著しい場合は Cl^- の 貫入岩周辺の石灰岩交代鉱床では明らかに CO_2 の影響が大きかったと考えられる。

水溶液中のノルム石英/曹長石+正長石比は圧力と逆な相関を示すから 一般に珪化作用は低圧下 長石化は高圧下の現象と推察されている。これに Cl^- の実験結果を加えると Cl^- はとくに低圧側でアルカリ交代作用を増大せしめ その機構を複雑にする。しかし アルカリ-塩化物交代作用は Ca の著しい再配置を伴い 高圧下のアルカリ交代作用はそれを伴わないからこれらの識別は可能である。温度は Cl^- 含有水溶液の組成にとくに低圧部で著しい影響を与えるから 水溶液が珪長岩と接している場合に その温度変化によって岩石成分の多量の移動をもたらすであろう。 $K=Fe>Si$ はより低温部に $Ca(Sr)>Na$ はより高温部か あるいは可能な場合には多分より低温部に移動する。

マグマの最末期には 上述のような Cl^- に富む水溶液が水を含む珪酸塩熔融体から分かれ 鉱床の形成に重要な役割を果たしたのである。珪長質マグマ内で水が移動してある部分に集まる場合に 拡散は水の拡散速度

が遅すぎて 現実的ではないと考えられている (Burnham 1967). 水は水溶液の泡としてマグマの上部に濃集し結果としてマグマ体内に熱の対流を生じたであろう Shaw 1965). Burnham は結論として 水溶液相は珪長質マグマから明らかに分かれ それは珪酸塩熔融体中で平衡な P_{H_2O} が Pt をこえた時に生じたであろうとのべている. 実験結果からは その分離は突然的であった. そこでマグマの各成分は共存する各相の個々の系で自由エネルギーを小さくするように動くから 各相で個々の組成の化学ポテンシアルが均しくなる方向にむかう. したがって 水溶液の組成は 温度 圧力もとのメルトの組成 共存する相の性質により決定される. 水溶液が珪酸塩熔融相から分離した直後の状態は古くから考えられている水の臨界状態の問題 (合成実験では存在しない) や二次沸騰の問題と関係して 具体的にはよくわからない. カナネア地方の (第5報) のように 石灰岩で閉ざされていた鉱床では 揮発性成分はほとんど逸散しないであろうから 二次沸騰が考えやすい. ポーフイリーカッパー鉱床に特徴的な細かい割目の発達 (shattering) や角礫パイプ (岩) の存在も同様な現象を暗示するが これはマグマの stoping によって生じたのかも知れない.

ポーフイリーカッパー鉱床は貫入岩の頂部に近い所にあり 硫化物には鉱染状で造岩鉱物をおき換えた産状を呈するものも多いから 珪酸塩熔融相から分離した水溶液はその場の近くで冷却したものと思われる. 固結の場所は後述の野外資料から 比較的浅所と考えられる. だから 分離の場は低温 低圧の状態であったと予想できる. しかし 貫入岩の周辺は単なる鉱液の通路であって 深部の鉱液だまりのような所から鉱液は由来したと考える人も一部にはある. Spurr (1923) の Ore magma の概念はその存在の立証が困難で また初生鉱石の産状から ポーフイリーカッパー鉱床にはもともと

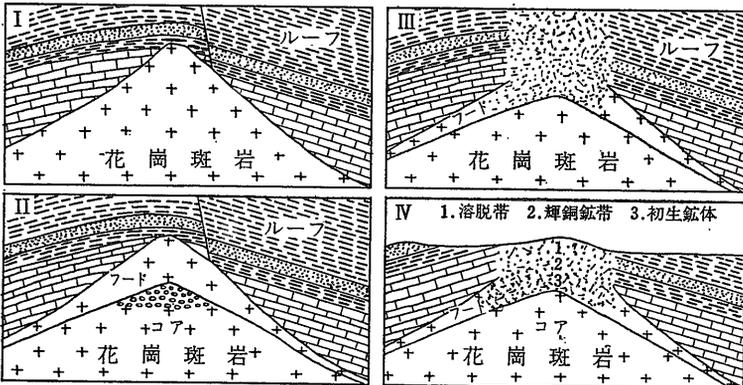
適用しにくいと思われる. (しかし Sales (1954) はカナネア地方のラ・コロラダパイプの成因を Ore magma の概念で説明している).

以上のようなモデルに立つと 諸金属元素の運搬の問題は比較的簡単である. 一般的にいつて ポーフイリーカッパー鉱床では Fe Cu Mo などが貫入岩のごく近くに分布しているから たとえば Mississippi Valley 型の Pb・Zn 鉱床にくらべて 金属元素の運搬の問題は一般に話題とされない. しかし ミッションやビスビーの例のごとく 石灰岩が周辺に存在する場合には Fe Cu Pb Zn などがややはなれて濃集し 交代鉱床を形成している.

Burnham(1967) は Kilinc の実験 Cl^- 含有水溶液に 2% づつ以下の輝水鉛鉱 黄鉄鉱 黄銅鉱 閃亜鉛鉱 方鉛鉱を入れ 0.1% S を加えて花崗岩物質と均一化し それと 0.1M HCl を追加した結果との比較などにもとづき マグマからの水溶液が石灰岩に接して水溶液中の $H^+ + HCl$ 活動度に著しい低下がおこり Fe Cu Zn Pb の多量の沈殿がそこに生じたとのべている.

水溶液相に分離した金属元素が貫入岩内や周辺の小割目を埋め 固結した深さは比較的浅い所であつたらしい. Gilluly(1946) はニュー・コルネリアで 貫入岩の固結と変質および鉱化作用との間には 大きな時期的な差はなかったであろうとし 鉱床の形成は深さ1~3.3km 約 2km 付近でおこなわれたと考えた. ニュー・コルネリアではペグマタイトが産出し これは貫入岩マグマと鉱液との中間物と考えられている.

既述のサフォード鉱床では (第2報 No. 163) 鉱化作用とはほぼ同時期の火成作用でマグマが噴出した部分 (噴出口) を 爆発により地表付近で生じたと思われるデブリが埋め 鉱化をうける破砕帯がその中を走る. したがって 鉱化作用は浅い所で生じたらしい. クエスト鉱床地域では 貫入時の貫入岩頂部の火山岩類の厚



第25図
Fimmons(1940) が鉱床の形成に与えたモデル

さと類似の貫入岩が火山岩に移化する所の地質的な高さの2つから 鉱床は 1.0~1.6km の深さで形成されたとされている (Ishihara 1967). クェスタ鉱床は Mo 鉱床であるが 大局的にはポーフィリー-銅-鉛-鋅床と同様に扱ってよい.

鉱床形成の温度については 深度よりも資料が不十分である. 変質鉱物を合成実験結果に適用した例では (第1表) その上限の温度が花崗岩質マグマの固結温度程度(630~650°C) または400~480°C以下である. Creasey (1966) がまとめた硫化物の実験結果でも 同様に高い温度を示す. 実験結果は天然の多相平衡下の条件をそのままの形ではまだおこなわれていない. 一般には鉱床はもっと低い温度で形成されたものと信じられている. Lindgren (1933) はポーフィリー-銅-鉛-鋅床を中温熱水性鉱床に含め 175~300°C 深さ 1.3~4 km で形成されたものと推定している.

Emmons(1940) はポーフィリー-銅-鉛-鋅床の形成をつぎのように概念化した(第25図). まず 巨大な花崗岩体の一部として 岩株状に花崗斑岩が貫入した[I]. その頂部が厚さ 1.5~2km 以下でまず固結し hood が生じた[II]. この固結部分と上位の被貫入岩に割目が発達し そこに初生鉱床が生ずる[III]. 浸食が始まり溶脱帯と二次富化帯が形成された[IV].

筆者のこれまでの記述を総括すると 鉱床形成史は下記のようにまとめることができる.

- 1) 地殻の最下部で構造的な弱線が部分溶融をおこし 珪長質マグマが発生し それは弱線沿いに上昇した.
- 2) マグマの金属元素量は原物質の組成と発生時の諸条件により 異なった比率であったが その濃度に大きな差は生じなかった.
- 3) マグマの上昇過程で マグマより小さな単位の地殻上部の構造線と それ自身の結晶分化作用に規制された. 地殻上部に達した時には 主および微量成分について 異なった単位に マグマは分化していた. ノルム長石比について 斜長石/カリウム長石=2/1に分化したマグマがもっとも Cu を濃集していた.
- 4) マグマの上昇には停滞があり これは結果としてマグマと周囲の岩石との温度の大きい所で 周囲の岩石に割目の発達を促進させた.
- 5) マグマの上昇中に その中の水分はより速く上部に移動しこの水は溶存する陰イオンの種類を反映した主お

よび微量成分を含んでいた.

- 6) 地表近くで マグマ中の高融点鉱物はすでに晶出しはじめており マグマは粘性を失ないつつあり 小さな割目が生じ始めていた. マグマ中の FeH_2O がある深さで Pt をこえる時 水は珪酸塩溶融相をはなれ 突然的に水溶液相に分かれた. これは下からの水の上昇により 1回以上生じた. 鉱床によっては地表水混入の影響が十分に考えられる. 分離時の金属元素の分配係数が鉱床中の有用元素の総量と量比との決定にもっとも重要な要因であった.
- 7) 水溶液相の分離は その容量の増大によって その周囲とくに外方に 水蒸気爆発的な影響をおよぼし割目をさらに発達させ その場で冷却し多くの鉱物を生じた. 金属元素にとって水溶液中の陰イオンからの Cl と S および周囲の石灰岩からの CO_2 が重要であった. 固結の場合は地表下 1.5km 付近であった.
- 8) 適当な雨量を伴う半乾燥気候が続き 露出した初生鉱床から金属元素の溶脱が続いた. Cu と Ag とは酸化帯の陰イオンと結合してその溶解度が高く 硫化物としてその溶解度が低いために 下降して還元環境に濃集した. Cu は初生鉱体に多量であるために 著しい二次富化帯を形成した.

・ 7回にわたったポーフィリー-銅-鉛-鋅床の紹介を 今回で一応終了することにしたい. ポーフィリー-銅-鉛-鋅床の探査は進んでいるにもかかわらず この種の鉱床の解説記事が国内誌に少ないので 紹介を試みた. 筆者はほとんどふれていない硫化物を含めて 成因論的あるいは別の観点から 大学および会社の方がこの問題を扱って下されば幸である.

・ この紹介を書くにあたって 三井金属鉱業株式会社の西脇親雄博士には多くの事例について教えていただいた. また文献を集めるにあたり 名古屋大学渡辺武男教授 東京大学今井秀喜教授 立見辰雄教授 津末昭生博士 金属鉱物探査促進事業団浜地忠男博士には たいへんお世話になった. 以上の皆様方に厚くお礼申し上げます.

・ 引用した文献は完記の方が親切であるが 著者名と年号がわかれば合衆国で出版させている文献目録で知ることができるので そのようにした. 引用文献のほとんどは アリゾナ大学出版の Geology of the Porphyry Copper Deposits Barnes ed. (1967): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits Holt, Rinehart & Winston, Inc. および1966年以降の Economic Geology をみて下さればわかる.

・ 地質の解説は今回で終了するが この紹介は会社関係の実際に探査に従事されている人を念頭にしているので 終りに鉱床探査についてふれたい. 化学探査を当所の東野徳夫氏に 物理探査を小野吉彦氏にお願いしているので 次回以降を期待していただきたい. (筆者は鉱床部)