

変成作用解析への地球化学的データの適用*

B. V. PETROV and V. A. MAKRYGINA *

岸 本 文 男**訳

《広域変成作用・超変成作用の地球化学的研究》

目 次

序論
 問題の構成と解決法
 パイカル-パトム高原の地質概況

第1部 パトム高原原生界上部系岩石の累進広域変成作用とその地球化学的特徴

第1章 研究法

 § 1 拠点地区の地質

 § 2 試料採取法と試料の処理法

 § 3 分析法と分析誤差

第2章 変成岩

 § 4 堆積変成岩の層相・化学組成による分類

 § 5 メタ泥岩

 高アルミナ質メタ泥岩

 正規メタ泥岩

 高鉄質メタ泥岩

 § 6 アルコース砂岩

 § 7 カルク珪酸塩質岩

 § 8 塩基性凝灰質砂岩と同シルト岩

 § 9 メタ輝緑岩

第3章 変成岩の鉱物

 §10 ざくろ石

 §11 クロリトイドと十字石

 §12 黒雲母

 §13 緑泥石

 §14 白雲母と絹雲母

 §15 斜長石

 §16 角閃石

 §17 緑簾石族の鉱物

*B. B. Петров, B. A. Макрыгина (1975): Использование геохимических данных для анализа метаморфизма: в кн. «Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма», Из-во “Наука”, Сибирское отделение, Новосибирск, стр. 196-207
 (B. V. Petrov, V. A. Makrygina (1975): Application of geochemical data for analysis of metamorphism: in book «Geochemistry of regional metamorphism and ultrametamorphism», “Nauka” Press, Siberian branch, Novosibirsk, p. 196-207.

**鉱床部

- §18 炭酸塩鉱物
- §19 チタン鉄鉱と磁鉄鉱
- 第4章 変成作用の熱力学的条件
 - §20 共存鉱物間の岩石構成元素の配分と古温度検定の問題
 - §21 圧力
 - §22 温度
 - §23 変成作用の反応の性質、アイソグラッドの化学的意味
 - §24 藍晶石型変成系列の相の分類
- 第5章 岩石構成元素の地球化学
 - §25 珪素, アルミニウム, チタン
 - §26 鉄, マグネシウム, マンガン
 - §27 カルシウム
 - §28 カリウム, ナトリウム
 - §29 水と二酸化炭素
- 第6章 稀少元素の地球化学
 - §30 リチウム, ルビジウム, セシウム
 - §31 バリウム, ストロントリウム, ベリリウム
 - §32 スカンジウム, イットリウム, ランタノイド, タリウム
 - §33 ウラン, トリウム
 - §34 鉛, 亜鉛, 錫, 銅
 - §35 金
 - §36 コバルト, ニッケル
 - §37 クロム, バナジウム
 - §38 弗素, 塩素
 - §39 硼素, 燐
- 第7章 変成作用解析への地球化学的データの適用
 - §40 変成岩の共存鉱物間における稀少元素分布上の法則性
 - §41 変成岩の研究における比較分析法適用の見通し
 - §42 累進広域変成作用の地球化学的モデル
 - §43 地球化学的データの適用にもとづいた変成岩中での古地理復元の可能性について
- 第8章 累進広域変成作用時における有機物の地球化学
 - §44 岩石及び鉱物中の有機炭素の分布
 - §45 変成過程における遊離炭素の構造の変化
 - §46 有機化合物(瀝青類)の抽出
 - §47 各種変成帯産メタ泥岩の有機物化学組成の研究
 - §48 クロマトグラフ法による瀝青類の成分組成の研究
 - §49 有機物の組成に対する広域変成作用の影響
- 第2部 広域変成作用に伴われる脈状生成体の地球化学的特徴
 - 第9章 藍晶石-珪線石型変成作用の脈状生成体
 - §50 緑色片岩相及び緑簾石-角閃岩相の脈
 - §51 角閃岩相の斜長石ペグマタイトと花崗岩状ペグマタイト
 - §52 両長石ペグマタイト
 - §53 石英脈及びペグマタイトの鉱物組成の特徴
 - §54 石英脈及びペグマタイトの生成作用の地球化学的特徴
 - §55 藍晶石-珪線石型変成作用の脈の熱力学的生成条件と累帯配列

第10章 紅柱石-珪線石型変成作用の脈の形成と花崗岩化作用

- §56 チュイスク系岩石の広域変成
- §57 チュイスク系及びハマルダバン系岩石の低温性脈の生成と花崗岩化作用
- §58 花崗岩化作用による岩石の鉱物組成の変化
- §59 各種岩石の花崗岩化過程での造岩元素の地球化学
- §60 花崗岩化岩系における鉱物組成の変化
- §61 岩石の花崗岩化過程における稀少元素の挙動
- §62 花崗岩化作用による変成対比関係の変化と元素分散の変化
- §63 花崗岩化作用の熱力学条件に関する新資料

まとめ

第7章 変成作用解析への地球化学的データの適用

§40 変成岩の共存鉱物間における稀少元素分布上の法則性

筆者らは、3種のタイプの岩石、すなわち各種変成帯中のメタ泥岩 (metapelite)s, 凝灰質シルト岩 (tuff-silt stone)_{p1}, マール (marl) isの造岩鉱物間における稀少元素の配分を検討し、共存鉱物中のこれら稀少元素の濃集値を判定できるいくつかの要素を考察した。それら各稀少元素の場合、次のような鉱物系列 (左から右に含有率が少なくなる順) が認められる。

- Rb — [黒雲母, 白雲母], 斜長石 (角閃石, 十字石, ざくろ石, 緑簾石, 炭酸塩鉱物, 緑泥石, クロリトイド) :
- Li — [白雲母, 黒雲母], 炭酸塩鉱物, 斜長石 (十字石, ざくろ石, クロリトイド, 緑泥石, 緑簾石, 角閃石) :
- Sr — [緑簾石, 斜長石, 方解石, 苦灰石, 菱鉄鉱, 白雲母] (十字石, ざくろ石, 黒雲母, クロリトイド, 緑泥石, 角閃石) :
- Sc — [角閃石, ざくろ石, 白雲母, 黒雲母], チタン鉄鉱, 緑泥石 (十字石) :
- Y — [ざくろ石, 角閃石, 緑泥石, クロリトイド] (斜長石, 白雲母, 黒雲母, 十字石) :
- Ce — [緑泥石, 黒雲母, 角閃石], 白雲母, 斜長石, 十字石, クロリトイド (ざくろ石) :
- La — [緑泥石, クロリトイド, 角閃石], 黒雲母, 白雲母, 十字石, 斜長石 (ざくろ石) :
- Nd — [十字石] (緑泥石, ざくろ石, 黒雲母, 白雲母, 斜長石, クロリトイド, 角閃石) :
- Co — [黄鉄鉱, 十字石, 黒雲母, 緑泥石, チタン鉄鉱, 角閃石, クロリトイド, ざくろ石], 白雲母 (緑簾石, 斜長石) :

- Ni — [黄鉄鉱, 黒雲母, 緑泥石, 十字石, 角閃石, クロリトイド, ざくろ石, チタン鉄鉱], 白雲母 (緑簾石, 斜長石) :
- Cr — [緑簾石, 白雲母, クロリトイド, 緑泥石, 黒雲母, 角閃石, 十字石, ざくろ石, チタン鉄鉱, 黄鉄鉱] :
- V — [角閃石, 黒雲母, 白雲母, 十字石, 緑泥石, クロリトイド], 緑簾石, ざくろ石 (黄鉄鉱) :
- F — [磷灰石, 黒雲母, 角閃石, 白雲母, 緑泥石]

[] 内の鉱物は当該元素の含有率が母岩の場合よりもはるかに高い鉱物であり, () 内の鉱物は当該元素の含有率がはるかに低い, 多くは分析感度の限界にある鉱物である。後者の鉱物では, () 内の配列順序に意味はない。そのほかの列挙した鉱物の中で当該元素の含有率にとくに特徴のある, 異常に高い含有率を示す鉱物にはアンダーラインが引いてある。上述の順序系列は, 幅広い変化を示す, 稀少元素の含有率絶対値によるものではなく, 鉱物の相互比較によって組み立てられたもので, 当該諸鉱物が一緒に産出しない場合には, 鉱物と岩石の同一元素の含有比をあらわす濃度係数 K_k から割りだされている。したがって, 岩石によっては上記の鉱物の順序系列が少し変わるかも知れない。

ある鉱物の結晶格子中にある元素が入りこむ量は, 何よりも第一に, その鉱物の結晶化学的要素に規制される。たとえば, ルビジウムはメタペライト及びカルク珪酸塩岩では比率 2 : 1 でもって, バリウムは 1 : 5 でもって黒雲母と白雲母にそれぞれ分配され, 両元素とも雲母中ではカリウムを置換する。

2・3の元素の場合, 少数ながら当該元素の濃集鉱物

が存在する。たとえば、ルビジウムとバリウムは黒雲母と白雲母に集中し、ストロンチウムは緑簾石、斜長石、炭酸塩鉱物に濃集するが、ただし、ストロンチウムは、緑簾石など上記3種の鉱物が欠除する場合に限って、かなりの量が白雲母に集まっている。その他の元素の場合には、はっきりした濃集体鉱物がなく、その元素は多くの共生・共存鉱物中にほぼ平均して分配されている。

鉱物中の稀少元素含有率のオーダーを左右する要素は、多くの具体例からうかがい知ることができる。たとえば、凝灰質シルト岩 P_1 の緑簾石-角閃石相と角閃石相での唯一のストロンチウム濃集体となるのが斜長石である。

第31表*で明らかなように、斜長石中のストロンチウム含有率も K_k^{sc} 値も幅広く変動し、最小含有率は 9n (0.039%)、最大含有率は 5n (0.101%) であるが、母岩岩石の場合は、それぞれ 0.011%、0.010% と近い数字になる。その原因は、9n の試料で 30%、5n の試料で 10% を占めるといふ、斜長石含有量の差にある。

いずれの場合にも、濃集体鉱物の量はその中の微量成分含有率にかなりの影響を与える。とくにマール中の黒雲母 16 is は、化学組成の点でも含 Fe 率の点でも、緑簾石-角閃石相や角閃石相の黒雲母と別に変わってはいない。鉱物共生関係上の特徴も変わらないのに、16 is の黒雲母は Rb, Li, Ni, Cr, V, F, すなわち、黒雲母に濃集しやすい元素の含有率及び濃度係数がはるかに高い。この事実は、試料 16 uc の黒雲母含有率がわずか 6% であるのに対し、緑簾石-角閃石相及び角閃石相の試料では 20-25% に達していることを考えれば、簡単に理解できる。これに反して、黒雲母 16 is 中の Ba と Sr の含有率は緑簾石-角閃石相及び角閃石相の岩石試料の黒雲母の場合よりもはるかに小さく、Ba は白雲母中に、Sr はカルク炭酸塩岩 is の炭酸塩鉱物中に濃集している(第30表参照)。

そのカルク珪酸塩岩 is では、Ba は黒雲母と白雲母の中間に位置を占める。第38図で明らかなように、当該鉱物の組成を示す点は、ネルンスト-プランクの定理をグラフで表現した直線上にのり、ペグマタイト脈をあらわしている IV 帯の場合だけ、この法則性が乱れる。その IV 帯では、黒雲母中の Ba 含有率がかなり高く、黒雲母の白雲母化が始まり、黒雲母と白雲母との間の化学平衡が破られる。第36図からも明らかなように、雲母中の Ba 含有率は変成作用の程度に左右されず、岩石の組成だけに規制される。同様な、共存する角閃石と黒雲母との間の V の平衡分配について、R. Kretz (1959) がケベック州

の片麻岩の場合を記載している。

鉱物共生関係上の特徴、すなわち別の濃集鉱物体の存否は、ある鉱物中の微量成分含有率に強い影響を与える。たとえば、黒雲母と共生して十字石が存在すると、その黒雲母は Zn に乏しくなる。それは、十字石が事実上岩石の Zn のほとんど全量を集めているからである。メタペライト中の黄鉄鉱と黒雲母の平衡共生現象は、黒雲母中における Co と Ni の含有率のオーダーをいちじるしく低下させるという特徴を生じる。同時に、is グループのカルク珪酸塩岩中に黄鉄鉱がみられれば、黒雲母などの鉱物中の Co・Ni 含有率は変化していない(Makrygina et al., 1969)。

is グループのマール中における黒雲母の晶出にともなう、マール中の Li 含有率がほとんど変化しないのに、緑泥石中の Li 含有率が 1/3 に低下することが確認できる(第28表参照)。角閃石片麻岩 m_1 では、Sc が比率ほぼ 2 : 1 でもって、主として角閃石とざくろ石に分配され(第34表参照)、ざくろ石の K_k^{sc} は 0.63 から 0.80 の範囲にある。角閃石を欠くメタペライト s では、ざくろ石の Sc 含有率も K_k^{sc} 値 ($K_k^{sc} = 1.85-3.0$) もかなり高い。しかし、角閃石片麻岩では、角閃石とざくろ石の間の Co・Ni・V の分配係数は、その片麻岩中に黒雲母がみられなくなると直ちに变化する。これら列挙した諸例は、それぞれ変成作用の或る同一相に属するもので、熱力学的条件の変化に結びつくものではない。

濃集鉱物体の主要元素組成による変種は、その中に含まれる微量元素の含有率に大きな変化を与えない。たとえば、マグネシア-鉄珪酸塩鉱物(緑泥石、ざくろ石、角閃石、十字石)中の Co, Ni, Cr, V, Sc の含有率は、その Fe 含有率などの化学組成のパラメータと全く関係がない(Makrygina et al., 1969)。雲母中の Rb と Ba も同様である。3 グループの岩石の雲母は Ca 含有率が互いに類似するが、Rb と Ba の含有率及び K/Rb 比、K/Ba 比はかなり異なる。同じタイプの岩石でも、雲母の Rb と Ba の含有率は倍・半分以上も差があり、当該岩石試料全体の Rb・Ba 含有率を左右することさえある。

後退変成作用段階に生成した諸鉱物の微量成分の研究は、多くの場合、当該鉱物が初成平衡共生関係にあることを明らかにしうる法則性を確かめることになる。たとえば、黒雲母とその他 2・3 のマグネシア-鉄に富む鉱物から生じた 2 次成緑泥石は、その全成分組成からみると、初成緑泥石と同じであるが、平衡共生の緑泥石に特有の微量成分(Co, Ni, Li, F など)に乏しいことがそうである。

後退変成鉱物集合の共生関係にみられる、上記のよう

* 以下、表と図は紙数の関係上省略する。原著は地質調査所資料室に所蔵されているので、それを見ていただきたい。

な現象はそのほかの鉱物中の微量元素の含有率レベルと分布特性に対して影響してはいない。すでに述べたように、マール uc 中の重複した黄鉄鉱の存在は全試料中の Co と Ni の含有率をかなり変えているが、黒雲母と緑泥石中の Co-Ni 含有率には何ら影響していない。

以上のように、変成鉱物中の微量元素含有率は岩石中の当該元素の総含有率、当該元素を濃集した鉱物の量、鉱物共生関係の性質によって決定できる。変成度の変化は、それが鉱物共生関係の変化と関係なければ、稀少元素の分布に直接影響しない。一定の鉱物共生関係が数帯に分帯しているような場合にも、2種の鉱物間における稀少元素配分係数は一定のままである。それに対し、あるサブファシース範囲内での鉱物共生関係の変化は、微量元素の分布と濃集率を大きく変える。

上述の諸法則性の多くは、筆者やその他の研究者 (Albee, 1965 c) によって、変成岩構成鉱物間の造岩元素配分の研究の際に明らかにされ、その際、いくつかの鉱物 (ざくろ石、白雲母、斜長石、角閃石) の組成が妨害要素を考慮すれば、十分に PT 条件の変化の情報になり得ることも明らかにされた。鉱物中の微量元素率の変化を変成期における温度の推定に用いることはできないが、その代りに稀少元素の分布上の特徴は、当該鉱物が結晶する際に、その変成岩が閉鎖-平衡系であったかどうかを証明してくれる。非平衡系が確認できる場合は、後退変成段階に属するか、さもなければ、より後期の変成作用の重複に結びついている。周知のように、この種の非平衡性は通常の岩石学的方法によって証明できる。

以上のように、閉鎖-平衡系では、稀少元素の配分は地質温度計の役を果し得ない。その原因は、おそらく、多くの場合に稀少元素濃集鉱物の飽和限界まで同元素が含まれていないことにあるのであろう。それは、変成岩構成鉱物間の造岩元素・稀少元素配分特性の基本的な差ということにつきる。

当該鉱物中における微量元素の配分率と含有値に対する圧力の影響については、まだ未解決のままになっている。弗素の場合には、否定的な結果が出されている (Petrov et al., 1972)。ストロンチウムの場合には、マール is 中の後期変成脈産炭酸塩鉱物中で含有率が明らかに高くなっている。このことは、おそらく、圧力の急減と関係があり、その圧力の急減が炭酸塩結晶の格子中で $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Sr}^{2+}$ という類質同像置換が促進されるものと思われる。最終回答は、紅柱石-珪線石相系の鉱物間における微量元素の配分特性を系統的に研究した後に得られることになるだろう。

§41 変成岩の研究における比較分析 法適用の見通し

統計的な方法を適用しないで広範な地球化学資料を細かく計算することが不可能なことは、はっきりしている。統計的な方法によってのみ、事実の数量が提起する仮説の基礎とするのに十分かどうかを評価し、多くの結論の根拠とすることができるのである。このことは疑う余地もなく、証明も要しない。したがって、変成岩の研究に比較分析法を適用した際に得られた 2・3 の結果についてだけ、詳しく述べることにする。

造岩元素と稀少元素 (25前後の元素) の間における線形比較係数の計算は、電子計算機を用いれば可能である。この計算は、データの処理に必要な時間と準備操作を考えに入れなければ、BESM-4型電子計算機で約10時間の計算時間を要した。設定された課題の解決をこの電子計算機がどれだけ助けるかを評価するためには、研究対象の特徴のいくつかを前もって記録しておかねばならない。

12のタイプの各岩石試料は、それぞれ、きわめて均質な試料である。造岩元素の場合の変動係数は、一般に小さく、Si では 3-15%、Al では 5-20%、Ti では 7-20% である。そのほかの元素の場合の変動係数は、それぞれ適当な範囲を示している。変動係数が小さいことが、すなわち、採取試料の適正さの規準となる。すでに述べたように (§ 3 参照)、多くの造岩元素にとって大きな特徴となっているのは、分析誤差が小さく、ほとんどが相対誤差 ± 5% をこえないことである。同時に、多くの稀少元素の定量的な方法による分析に際しての分析誤差値は、相対誤差 15-20%、ときにはそれ以上である (第 1 表参照)。いうまでもなく、稀少元素の場合の総散布度 (試料の自然散布度と分析散布度を含む) は、造岩元素の場合の総散布度をはるかに越えている。そのことは、試料が比較的少量のときには、数学的な処理では両種の元素の間に、実際には存在するにしても、比較関係の成り立たないことを示す場合が多いという結果をもたらす。

その例として、変輝緑岩中のカリウムとルビジウムの含有率に関する資料をあげてみよう。変輝緑岩中のカリウム含有率は 0.031% から 0.272%、ルビジウム含有率は 0.45 g/t から 12.2 g/t の範囲で変動する。まず、両元素ともソ連科学アカデミーシベリア支部地球化学研究所で炎光度計を用いた普通の方法によって分析された。しかし、このように低い K-Rb 含有率を決めるには、その分析誤差が大きすぎ、相対誤差は ± 50% にも達した。その数学的処理の結果は、K と Rb との間に比較関係が成

立しないことを示している。そこで、両元素はソ連科学アカデミー先カンブリア時代地質学・地質年代学研究所で感度のほぼ2桁高い方法を用いて分析され、相対誤差値はわずかに±5%であった。そして、K-Rb比較係数はきわめて高く、各種の変成帯で+0.80から+0.95までであることがわかった。以上のように、分析誤差値が大きいと、とくに均質な試料での分析誤差値が大きいと、試料の自然散布度が小さい場合に元素間の地球化学的な結びつきを完全にばやかしてしまう。

他方、分析上の原因によって見かけの比較関係が生じる可能性は十分にある。多くの元素は一緒に分析され、そのスペクトルは同一の測定器で同時に撮映される(第1表参照)。操作中における測定器の「ゆらぎ」は全元素群にわたって測定含有率の同じような変動をもたらし、基準線が比較的まれにしか撮像されないと、その変動は明らかにされないままになり得る。その場合、当該元素群の元素間には、見せかけのプラスの比較関係が生じることもあり得る。

当面する問題の純粋に数学的な見地は忘れ去られることが少なくないし、比較係数が0に等しければ、2種の元素の値の間に関係がないと考えられることも稀ではない。実際には、2元素の値は関数的な関係さえあり得るのである(Dunin-Barkovskii, Smirnov, 1965, p. 170)。非線形比較関係の可能性も除外してはならない。上述のすべてのことは、計算機の複雑さが適用する方法そのものに発する誤差を映し出さない以上、多くの比較解析をことわる以外にないことにさせてしまう。加えてフォーマライゼーション(formalization)は、得られた値の物理的な本質を解釈し得ないレベルに達している。比較分析結果の解釈が深い慎重さを要することは、もちろんである。

得られた資料全体の検討からひき出される重要な結論は、一つの変成帯から別の変成帯に移るとき、鉱物共生関係の変化に伴って元素間の比較関係の大部分が変化するということである。したがって、比較関係の性格は主として岩石を構成する鉱物の組合せに左右される。似たような結論を証明する例は、研究対象元素のそれぞれについて記載するときに引用済みである。岩石の鉱物組成を知られば、その中にどのような比較関係が存在しなくてはならないかを大きな確率で予測することが可能となる。したがって、造岩元素の場合、比較分析は通常の岩石学的研究と同じ結果をもたらす。造岩元素と稀少元素の相互関係を解析することは、さらに興味深い。現在のところ、変成岩中の微量元素濃集鉱物はほとんど研究されていない。その比較分析を行うことは、ある稀少元素

を濃集する、もっとも可能性の高い鉱物を指摘できるチャンスを与えてくれ、さらにこの結論を直接法によって証明できるチャンスも与えてくれる。

変成岩中では、堆積岩や火成岩に特有な全ての比較関係が実際上完全に消えている。なかでも、出発化学組成を保存している変輝緑岩では(広域変成度が高いにもかかわらず)、玄武岩にみられた比較関係がなくなっている。したがって、比較分析法の適用は古地理の復元には役立たない。2・3の論文(Burkov, 1971)では、変成岩中の諸元素間の比較関係の変化が変成過程における当該元素の挙動の証拠として用いられている。このような純粋に形式的な結論は筆者らの資料によって完全に論破されるだろう。元素の移動の証拠となり得るのは、岩石学的な原因に無関係とすれば、ある変成帯から別の変成帯に向って当該元素の含有率が変化することだけである。

確実に役に立つのは、変成作用の際の元素の地球化学的親近性を把握するために比較分析法を適用する場合である。たとえば、鉄属の諸元素と金との比較関係を確かめることは、これらの元素の共同移動の一つの証拠となり得るのである。

全体として、統計的モーメントの計算が変成岩の研究に全く欠くことができないなら、莫大な労力を要する計算を根本的に軽減する適当な技術があることによるのみ比較分析が合理的に行われることは明らかである。この結論が当面する問題の検討すべき環である。

§42 累進広域変成作用の地球化学的モデル

組成のさまざまな堆積岩の累進広域変成作用の時代には、 Σ Fe, Mg, Co, Ni, Mn, Cu, Au, Uの再配分ないし添加が行われる。その堆積岩の脱水作用と脱炭酸塩作用、これは広域変成作用の際の主な過程である。変成度が緑色片岩相から藍晶石-鉄鋳ざくろ石相に高まった結果として、砂-泥質岩中に主要揮発成分の出発含有率(第39表参照)の約40%だけ残る。硼素の含有率も同様に急減する。カリウムとルビジウムは後退変成期に移動し始め、構造断層に沿って移動する。主な変成作用期には、岩石学的な理由による組成の変化があるとみれば、他の造岩元素や稀少元素の大部分と同じように、KとRbはあらゆる変成帯で不活性であり、含有率も変わらない。

2・3の元素が移動する距離は、数km (many kilometers)と測定されている。もちろん、このような規模は結晶格子を経て元素が分散するには全く非現実的である。それは、そのような分散の係数がきわめて低い値を

特徴としているからである (Feyfe et al., 1962). 元素の運搬が堆積岩の変成時にしぼり出された水溶液によって行われるという考え方は、残っている。

周知のように、広域変成作用は多量の熱量を要し、強力な熱流量の存在と密接な関係をもっている。バイカル-パトム高原では、推定によると、熱は深部裂かから供給され、そのような裂かの一つがマムスク複向斜の軸に沿って走っている (Velikoslavinskii et al., 1964). 本研究地域における類似裂かの存在は、地球物理探査資料によって証明され、当該広域変成過程の長さは、絶対年代測定資料によると、ほぼ 50 m. y. である。

堆積岩層は、高温帯に入って水と 2 酸化炭素を失う。その熱の流れは圧力の低い部分、すなわち低温帯の側に向う。藍晶石-珪線石型変成相系中では、おそらく、高い圧力勾配がかなり長期にわたって維持されただろう。当該岩層から分離される気体成分は主として平らな成層面に沿って移動し、急速な熱の移動と堆積岩層全体の加熱を保証する。岩層間の根本的な揮発成分の交換はみられない。既述のすべての地球化学的な資料は、堆積岩層のそれぞれが多かれ少なかれ独立した化学系であることを示している。気相の組成は、多くの場合、移動の特性を左右する。Fe, Mg, Co, Ni, Cu, Au のような元素は水溶液によってだけ移動し得るもので、炭酸塩岩中では移動しないまま残留する。ウランの場合には、炭酸ガス溶液ないし水溶液による移動程度の差が認められない。ほかの気体に比較して水の活動性が高いことは、過臨界条件下におけるその特殊な構造に原因する。

気相の圧力の減少は、軸面の裂か (剪断裂か) が広く発達する、高温性緑色片岩相ないし緑簾石-角閃岩相の部分で生じる。裂かの発達範囲は岩石の変成度、力学的性質、地域の構造運動の特徴に左右されるが、緑色片岩相では裂かが全岩石にわたって認められ、褶曲は裂か型に属する (Petrov, 1964)。

裂かの発達範囲では、揮発成分の移動がその構造帯沿いに局限される。緑色片岩相の岩石では、物質の移動が生じて、その現象はすべての岩層をまきこむことはない。したがって、そこでは元素含有率は保持され、堆積岩に特有の当該元素間の比較関係も保持される。緑色片岩相中の変成帯累帯の翼部では、高温帯から分離された元素が部分的に定着する。ポグダイ地区で代表的な、金鉱床と関係の深い硫化物鉱化作用・マグネシア鉄炭酸塩生成体は、広域変成作用の後期段階と生成の時代を同じくするが、そのことを示しているのは、金-石英脈の鉱物の鉛法絶対年代測定で得た絶対年代値である (V. V. Polikarpochkin の資料、口述)。

上述の変成過程の地球化学的モデルは、次のような諸事実によって確証できる。すなわち、1) いちじるしい物質の移動が温度勾配 (及び圧力勾配) 最大の、ほぼアイソグラッドに近いウガハン地区で観測できること、2) 物質の移動が低温帯の方向にだけ行われていること、3) 各層中での元素の移動がそれ自体の特性を備えていること、4) 物質の最大の移動が水に富んだ泥質岩中で記録され、水が分離されないだけでなく、変成期間中にも水の添加を受ける変輝緑岩中では物質の移動が全く行われていないこと、5) 揮発成分の早期放出を助ける曳裂構造が強く発達したマラカン地区の岩石中では、元素の移動がほとんど行われていないことである。

B. V. Shergin の資料 (口述) によると、Au の含有率ももっとも高いのはヴェッシュスカヤ累層の粘板岩の一つの特徴である。それにもかかわらず、どのような金属鉱床もこの粘板岩と関係がなく、この粘板岩中には金鉱脈が存在していない。この粘板岩の 85-95% は石英からなり、水をほとんど含んでいない。すなわち、これは炭質粘板岩の「乾いたもの」で、変成期間中にその中で Au が移動し得なかったといえる。

上述の仮説からすると、tectonic な構造の主方向とアイソグラッドが一致する範囲では物質の移動が行われないと結論づけなくてはならない。類似の例が変成帯累帯配列の発達する地域に広く拡がっているので、一般的な岩石組成変化は著者らの研究した地域の場合よりもいちじるしく小さいとしなくてはならない。

共生鉱物間における造岩元素と稀少元素の配分は、晶出期には変成岩が閉鎖・平衡系であったことを示している。この結論は、変成過程で移動することが証明済みの稀少元素 (たとえば、Co と Ni) にも及ぶ。なお、生じた矛盾は、元素の移動が晶出初期段階で行われ、その移動終了後に或る時間の間、高温が保たれ、その際に系は新しい化学的環境下で平衡状態に達すると考えれば、解決するはずである。岩石学的な考察も、このような可能性を否定するものではない。しかしながら、決定的な役割を演じるのは、おそらく、変成過程の長さであろう。

「移動性」元素の濃集の結果として、岩石が平衡状態にうまく到達するように徐々に変化する。この推論が正しければ、貫入岩、とくに小岩脈をとりまく接触変質帯が形成される際に、その小岩脈などの外接触帯には鉱物間の元素配分が非平衡な区域がなくてはならない。

このような結論は、地球化学の観点からすると広域変成作用と接触変成作用が多くの点で互いに似てはいるが、後者の作用期間が前者の場合よりもはるかに短いという事実にも従わなくてはならない。実際に、タマラク

花崗岩貫入体の接触変成帯における元素の挙動は、広域変成過程の場合に驚くほどよく似ている。文献では、鉱物間の平衡が達成されなかった変成帯が岩脈接触部に存在し得ることを示している(Yakovleva et al., 1972)。全く同じように、移動性成分を有する系の中で化学平衡が確認できる場合の時間の要素の意味が強調できる。

そのほかの鉱物結晶格子中に元素が入ることは、その元素の移動する能力を消してしまう。したがって、ある地区で、自由水を失った岩石に2相の変成現象がみられることは、同岩石の化学組成をある程度ははっきりと変えているものとしてはならない。

変成作用の際に何故ある限られた元素群が移動するか、については、まだわからない部分が残っている。しかし、そのような元素群は偶然のものでなく、研究領域の特殊性で片づけられるものでもない。文献資料は、変成岩と結びつくのが Au, Cu, Ni, Co, U, 白雲母, 金雲母も含めた、狭義の変成源鉱床の一部だけであることを指摘している。

§43 地球化学的データの適用にも とついた変成岩中での古地理 復元の可能性について

変成岩での古地理復元の問題は、近代地質学におけるもっとも実際的な問題の一つである。この問題は本題ではないので、簡単にその2・3の見方について触れるだけにする。主な困難と多くの論争が生じているのは、変成作用による岩石の化学組成変化の数値を見積ることができる、信頼できるデータがないためである。そこで変成作用によって移動する可能性の大きい元素群を分析し、その移動の強さを検討したところ、岩石の化学組成は変わるには変わるが、出発岩石の性質を根本的に変えるほど大きく変わっていない。原則的には、変成岩と堆積岩での古地理の復元は互いに多くの共通性をもっている。例をあげて、地球化学的方法によって解決できる問題をざっと示してみよう。

正角閃岩と準角閃岩の差 角閃岩相条件下にある凝灰質シルト岩 p_1 と p_2 (準角閃岩) は外見が変輝緑岩 d (正角閃岩) にかなりよく似ている。その鉱物組成上の差は、準角閃岩中には石英の含有率が高く、緑簾石と斜長石が少量で、常にざくろ石が存在するという点につきる。しかし、岩石 p と d の化学組成を比較した結果は、両者がはっきり異なることを示している。本質的には、変輝緑岩 d は典型的なソレイトと全くといってよいほどよく似ている(第23表参照)。準角閃岩に比較して、変輝緑岩は Co, Ni, Zn, V, Cu, Sc の含有率が高

く、その含有率は玄武岩の場合に一致する(Turekian, Wedepohl, 1961)が、Zr と Ba の含有率は低い。変ソレイト d 中では、玄武岩に特有の Cr と Cu の含有率が高い散布度を保っている(Smirnova, Al'mukhamedov, 1967)。このような指標をすべて利用すると、現在成因がいろいろ議論されている(Predovskii et al., 1967: など)ラドガ湖北岸地域の角閃岩類の大部分が正角閃岩に入れられるべきものと考えられることができる。アディロンダックの角閃片麻岩についても、同じことが言える(Engel, 1958)。

泥質岩の古地理 泥岩の地球化学は、ほかの堆積岩の場合よりもはるかに詳しく研究されている。その組成が規則的に変わることが確認済みで(Vinogradov, Ronov, 1956)、とくに、新期の泥岩では Sr 含有率が明らかに増大し、CaO/MgO 比と SiO_2/Al_2O_3 比の値が増大し、 K_2O 含有率が減少している。パトム高原(東シベリア)には2種のタイプの泥岩がある。1は典型的な海成緑泥石-加水雲母粘土岩、1はカオリナイト-加水雲母粘土岩で、後者は再沈殿風化殻である。両者の間には総化学組成、稀少元素(Co, Ni, Li, Zn, 希土類, P_2O_5)含有率、さらに、後者にいちじるしい、ほとんど全元素の分散値に大きな差がある。

堆積盆地の古塩度の決定には、一般に B 含有率と Sr/Ba 比が用いられる(Keit, Degens, 1961; Harder, 1960; Lebedev, 1967; Kabanova, 1969)。すでに述べたように、変成度が高くなるにしたがって、B 含有率ははっきりと減少するので、絹雲母-緑泥石亜相ではこの元素の含有率だけが利用できるわけである。上記前者のタイプの泥岩を沈殿した盆地の塩度はかなり低い、ボダイボ複向斜(東シベリア)の中心に向ってははっきりと増大し、中心部では B 含有率が 500 g/t に達している。なお泥岩 sp は、淡水湖に堆積したものである。

研究したすべての泥岩試料の Sr/Ba 比は、0.2 前後である。この値は、Ba 含有率が高く Sr 含有率が低い先カンブリア時代泥岩に特有のものである。この比は堆積盆地の塩度値そのものをあらわしてはいないが、研究対象岩石の地質時代の古さの証拠となる。

岩石の層相の差違 この研究目的のために Sr/Ba 比を用いることができる。この Sr/Ba 比が泥岩-砂岩-マール-石灰岩系列の左から右に向って大きくなるからである。周期的成層生成体の研究によって、その周期縞の砂部分が粘土部分に比較して常に Zn と Zr を除く稀少元素に乏しいことが判った(Petrov et al., 1965; Alekseev, 1969)。この法則性は、大型単一周期縞を構成する砂岩 bp と頁岩 bs(第25・第26・第27・第38表参照)との比較に

よって確認される。

岩石 is と k は、炭酸塩岩周期の 2 つの部分である。両者の比較検討の結果から、石灰岩はマールの場合よりも Sn, U, Sr を除くすべての元素に乏しいことが判る。いうまでもなく、これらの資料は、1 累層に属する岩石に適用できる。

物質の移動方向の決定 物質の移動源から離れるにしたがって各元素の含有率が変化する現象は、西シベリアの泥岩にも現われている (Lebedev, 1967; Kontorovich, 1965)。変成岩の場合、変成鉱物が含有率に影響しないすべての元素がこの研究目的に利用できる。ジュヤー地区とピチム地区は古水蝕地区として知られているが、この 2 地区の場合、古水蝕部から離れるにしたがって Cr, V, Ni, Au, Sr の含有率と Sr/Ba 比の値が規則的に変化することが確認済みである。

層序断面の対比 変成累帯配列が発達する地域の地質図幅作製に当って、地質専門家の前には異なる変成帯に

入る地質断面の対比に一定の困難が生じている。たとえば、バイカル-パトム高原の場合、すでに数10年もマーマ複向斜とボダイボ複向斜の岩層対比とさらにアンガラ-レナ凹地の岩層との対比について疑問が続いている。ある変成帯から別の変成帯に累層が決して常に直接延長するとは限らない。このような課題を解決するため、地球化学は、層相-層位学的方法及び構造地質学的方法とあわせて使用すべき客観的なデータを与えてくれる。基本地質断面の変成岩の化学組成・微量元素組成の研究は、半定量分析による場合でも、それぞれ相互に比較することによって進めることができる。石灰岩 k, 頁岩 sp などのような鍵層でも、どのような変成帯にあっても正確に知ることのできる微量元素組成から他の岩石との違いがかなりはっきりする。

上述のすべてのことが、変成岩群での古地理学的及び層位学的課題の解決に地球化学的な方法を広く適用するよう促がしているのである。