

同位体地質学の鉱床探査への応用

松久幸敬 (鉱床部)

Yukihiko MATSUHISA

1. プロローグ

鉱床形成過程には 堆積作用から火成作用に至るあらゆる地質学的過程が関与しているが わけても 熱水性鉱床における 熱水と岩石の反応 熱水からの鉱物の晶出過程は重要なものである。 そのような熱水性鉱床の場合 鉱化溶液はどこから来たか 鉱化作用はどのような広がりを持っているか 鉱物が晶出する時の物理的・化学的条件はどのようなものか といったことがらを明らかにする事は 既存の鉱床の未知の部分への広がりを予測するうえでも重要な基礎的作業である。

ところで 鉱化溶液として種々のイオンを運ぶ水は水素と酸素から成っており 又 岩石のおよそ $\frac{1}{2}$ は酸素原子である。 一方 鉱化作用では金属イオンの多くは硫化物の形で沈澱する。 つまり 酸素や硫黄は熱水系で陽イオンが移動する際の運び屋となっている。 炭酸イオンの形をとる炭素や 水や水酸化物の中で酸素と行動を共にする水素も 熱水系における運び屋の間と言っている。 このような運び屋の元素は いくつかの所謂安定同位体から成っていて(地質ニュース282号参照)熱水と岩石の反応や 熱水から鉱物の沈澱が起る際に 溶液と鉱物の間で同位体分別(異なる同位体比への分配)を起こす。 近年 熱水系におけるこれらの元素の同位体分別については基礎的知識が蓄積されてきているので それをもとに 鉱化作用における運び屋元素の起源(あるいは鉱液そのものの起源)や 運び屋元素が溶液と鉱物に分配された時の条件を知ろうという試みがなされているのである。

2. 鉱化溶液はどこから来たか

鉱化溶液(鉱液)の起源というのは 鉱床の成因を考える場合の永遠の話題のひとつのようである。 ひと口に熱水といっても その可能な起源は 地下水 層間水 海水 マグマ水 といった風に多岐にわたっている。 又これらの水が種々の温度で岩石と反応すれば その性質を変化させることも起る。

水の酸素同位体比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比)や水素同位体比($^2\text{H}/^1\text{H}$ 比)は 地殻における水の循環の過程で起る同位体分別によって大きく変化し たたとえば天水と海水あるいはマグマ

水が その同位体比によって容易に識別される(地質ニュース289号)。 一方 ある鉱物が晶出した時に共存していた熱水の同位体比は 同位体平衡温度と平衡定数(同位体分別係数)の温度依存性から求めることが出来る。 この場合 平衡定数の温度依存性はあらかじめ実験的に求めておかねばならず 又 同位体平衡温度を知るにはこのようにして温度スケールの求められた鉱物が 最低一組平衡に共存していなければならない。 熱水系に普遍的にみられて この目的に適しているのは 石英 長石 白雲母 方解石 といった鉱物である。 しかしながら天然では平衡であったかどうかは必ずしも保証されておらず 平衡温度や熱水の同位体比が常に一義的に定まるというわけではない。

ここでは 個々の例について詳述するスペースがないが これまでに我々が手がけた例でいうと 所謂浅熱水性の鉱床では 天水の役割が重要のようである。 これに対して 深熱水性鉱床やポーフィリ型鉱床では 明らかにマグマ水の存在が認められている。 ここでマグマ水というのは 地表に一度も現われたことのない所謂処女水に限らず マグマの温度に近い高温でマグマ又は岩石と平衡に存在した水を指している。

3. 熱水作用のひろがり

熱水と岩石が反応して同位体交換が起る時 岩石(あるいは水)の同位体比は 水/岩石比と温度の関数として変化する。 たとえば酸素同位体比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比)についてみると 温度が一定であれば 水/岩石比が大きくなる程岩石の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は低くなる。 水/岩石比が一定であれば 温度が高い程岩石の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は低くなる。 従って熱水変質地帯で岩石の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比のゾーニングがみられれば $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の低い場所程 熱水の活動が活発であったと考えられる。 すなわちそれは 熱水又は鉱液の主要な供給口に対応するであろうから 鉱液がどちらから来てどの方向に広がって行ったかを推定することが出来る。 その結果は 鉱床地域で将来の探鉱がどこへ向うべきかを考える際の指針となろう。

図1は 山陰の浜田地域の古第三紀のカルデラを構成する岩石にみられる $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比のゾーニングで カル

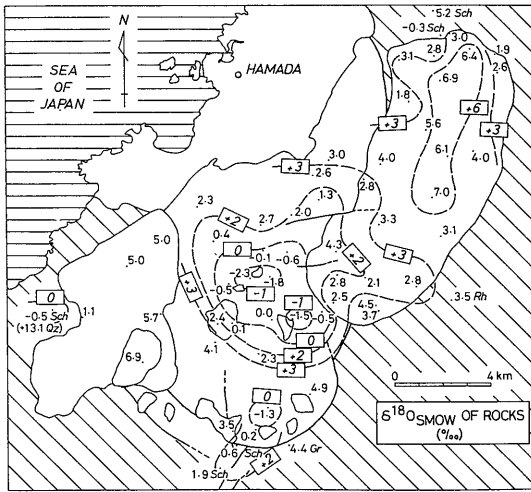


図1 浜田カルデラにみられる岩石の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ のゾーニング (Matsuhisa 他 1980).

デラ内に貫入している小岩株と断層に沿って低い $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の目玉が出来ている。また $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比のゾーニングに対応して岩石中のCuの濃度分布がみられ熱水の活動にともなって銅の濃集が起きたと考えられる。この場合 求められる熱水は天水起源である。

鉱液が地下水起源である場合 熱せられた地下水はどこかで岩石と反応して金属イオンを溶出してくるはずである。しかし 図1 にみられる現象は 水/岩石の反応と金属イオンの沈澱との対応であって 金属イオンの溶出過程ではない。ここでは熱水との反応で長石がセリサイト・緑泥石へと変化すると共に $\text{Cu}\cdot\text{Fe}$ の硫化物が沈澱している。同様の反応は ポーフイリ型鉱床の石英・セリサイト変質帯においてもみられる。では金属イオンはどこから来るのだろうか。これは今後に残された課題である。

4. 鉱化作用の条件

同位体平衡にあるひと組の鉱物が得られれば 同位体平衡温度が求まることはすでに述べた。同位体平衡定数は圧力に依存しないので 圧力効果のある流体包有物均一化温度と組み合わせることによって 深熱水性鉱床の圧力を求めることができる。

鉱化作用の条件としては 温度・圧力ばかりでなく 鉱液の化学的性質も重要である。炭素や硫黄を含む化学種は鉱液中に最も普遍的に存在するイオンのひとつであるが これらは温度と共に溶液の酸素や硫黄のフュガシティー 水素イオン濃度といったものに敏感で 種々の形態をとる。又その異なった化学種ごとに同位体的性質も変ってくる。

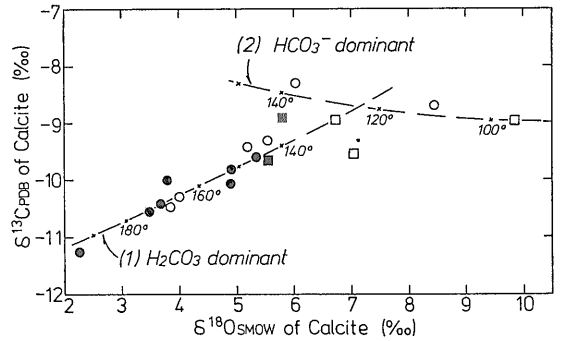


図2 串木野金銀鉱脈中の方解石の酸素及び炭素同位体比の変化 (松久・森下 1981).

図2は 串木野金銀鉱脈中の方解石の酸素及び炭素同位体比のダイアグラムである。方解石の酸素同位体比は溶液の水の酸素同位体比と温度によって支配されているが 炭素同位体比は溶液中の炭酸によって支配されている。140°C付近で勾配が急に变化して $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の増加に対して $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が緩やかに減少しだすのは 溶液中の炭酸が重碳酸イオンに変化したことと対応している。このことから溶液の温度と水素イオン濃度の変化の様子を再現できる。

又ポーフィリ型銅鉱床の初生鉱化作用のように硫化物と硫酸塩が平衡に晶出する場合には 両者の硫黄同位体分別と硫黄同位体比 ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 比)の関係から 溶液中の全硫黄の硫黄同位体比と溶液中の硫化水素と硫酸イオンの比が求まる(地質ニュース328号参照)。こうして求められたチリのエル・テニエンテ鉱床の鉱液の $\text{H}_2\text{S} : \text{SO}_4^{2-}$ 比は およそ1 : 3である。この時50°C付近ではリザパーの全硫黄と硫化物の硫黄同位体比の差は7~8パーミルとなる筈で チリのポーフィリ型銅鉱床の関係火成岩の岩石硫黄について実測した値と良い一致を示す。

一方日本の花崗岩類と関係する鉱床についてみると 岩石と鉱床の硫黄の同位体比の差はおおよそ3パーミルとなり 溶液の酸化状態が著しく異なっていることがわかる(地調月報31巻9号 第142回研究発表会要旨<佐々木>)。

5. エピローグ

鉱床の成因論及び探手法における同位体的研究はまだ緒についたばかりである。現在は概論に関して一応の仕事が終った段階で 今後個々の鉱床について詳細な解析が進めば その面白さ 有用さは増大するものと思う。とりわけ他の研究手段 鉱物共生や元素の収支 流体包有物からの知見と組み合わせることによって 鉱床形成に関する理解は格段に進むものと期待される。