

レーザープローブ法による 岩石の酸素同位体地球化学

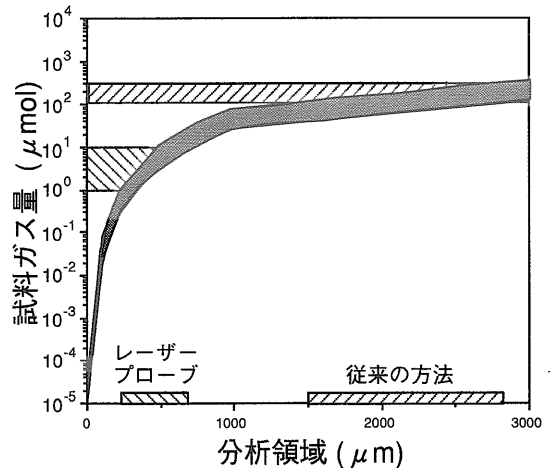
Don Elsenheimer¹⁾

1. はじめに

岩石が形成され変成・変質していく過程で流体が果たす役割について調べるためには数多くの地球化学的な手法があるが、その中で酸素同位体の研究は、非常に有用なテクニックである。この40年間に行なわれた何千もの分析によって、変質を受けていない岩石が、その種類によって(例えば、はんれい岩, 石灰岩, 結晶片岩など)比較的均一な $\delta^{18}\text{O}$ 値を持つということが示された。これらの変質を受けていない岩石の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、天然のほとんどの流体(例えば、天水, 海水, 変成流体など)とかなり異なっている。それゆえ、岩石と流体の相互作用によって岩石の $\delta^{18}\text{O}$ 値は変化し、その様子は同位体分析によって容易に識別することができる。たとえば、一般に天水起源の熱水と反応した花こう岩は、新鮮な花こう岩よりも低い $\delta^{18}\text{O}$ 値を持ち(Criss and Taylor, 1986), その中の石英と長石は同位体非平衡を示す。これらの酸素同位体組成は、熱水交換反応の温度, 熱水流体の起源, 熱水系の規模や流体の流れの様式を推定するために利用されてきた。

松久(1978a, b, c)は安定同位体地質学についての総説を行なったが、それ以来安定同位体の分析法はほとんど変わっていない。今までの、試薬として F_2 (Taylor and Epstein, 1962)か BrF_5 (Clayton and Mayeda, 1963)を使ってニッケル製の反応容器中で試料を分解する方法では、比較的多量の試料(10-20 mg, 相当する最小限の体積は 1.5 mm^3)を必要とするので、小さなスケールでの酸素同位体の変化に関する情報は得にくかった(第1図)。従来の方法で分析に必要な量の試料を得るには、何粒かの鉱物を一緒に分解することになる。その結果、結晶粒子

間,あるいは1つの結晶内での酸素同位体の不均質性について評価することができない。最近開発されたレーザープローブ法(Sharp, 1990)では、このような同位体の不均質性を調べるために必要な分解能が得られるようになった。反応容器を加熱する代わりにレーザーを使用することによって、微量(1-10 μmol)の試料の酸素同位体を分析することができる。ミリメートル以下の大きさの鉱物試料を分析出来るようになり、鉱物の累帯構造を初めて容易に分析することができるようになった。この方法では、粉碎と鉱物分離という手間のかかる難しい前処理を必要としない。



第1図 試料の大きさと、安定同位体分析用に生成される気体の量の関係。陰影をつけた部分は、一般的な造岩鉱物の範囲を示す。従来の酸素同位体分析法では、通常100-300 μmol の気体を必要とする。しかしながらレーザープローブ法では、少ない試料(1-10 μmol)で良い結果が得られる。これはおよそ500 μm の空間分解能に相当し、また1つの鉱物粒子内における値の相違を明らかにすることを可能にする。

1) 地質調査所 地殻化学部

キーワード: 酸素同位体, レーザー, 局所分析, 地球化学

最近数年間に、世界の多くの研究室が、レーザープローブのシステムを導入した。すでにこの手法を使って、珪酸塩と酸化物の $\delta^{18}\text{O}$ 分析 (Chamberlain and Conrad, 1991; Elsenheimer and Valley, 1992; Conrad and Chamberlain, 1992; Sharp et al., 1992; Kirschner et al., 1993; Elsenheimer and Valley, 1993; Kohn et al., 1993) だけでなく、硫化物の $\delta^{34}\text{S}$ (Kelley et al., 1990; Crowe et al., 1990; Crowe and Valley, 1992; Fallick et al., 1992), 炭酸塩の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ (Smalley et al., 1989; Crowe, 1990; Dickson et al., 1990; Sharp, 1992; Smalley et al., 1992) などについても、かなりの数の研究が公表されている。ここでは、University of Wisconsin のレーザープローブ (UWLP) による珪酸塩の酸素同位体分析に焦点をしばって、レーザープローブ装置と分析法や、それによって得られた流体/岩石相互作用についての代表的な結果について解説する。他のレーザープローブシステムや他のタイプの分析に関するより詳しい情報については、文末に掲げた文献を参照されたい。

2. 装置の概要

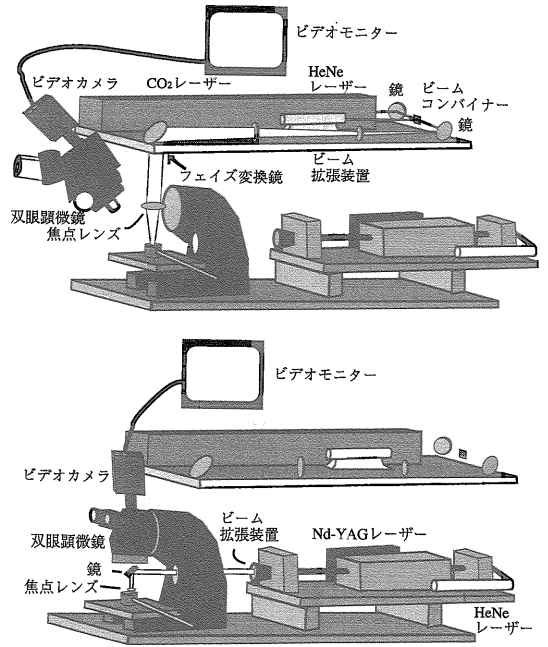
地質学的試料の安定同位体分析は、次の3段階から成っている：

- 1) 岩石や鉱物から目的の元素(炭素, 酸素, 硫黄など)をとり出す。
 - 2) とり出した元素を、質量分析計によって分析可能な気体試料(CO_2 , SO_2 , SF_6 など)に変換・精製する。
 - 3) 質量分析計によって、気体試料を分析する。
- レーザープローブによる酸素同位体分析においては、(1)の段階でレーザー光線を使う。(2)と(3)の気体精製システムと質量分析計は、松久(1978a, b, c)によって述べられたものとほとんど変わらない。以下、レーザー光、抽出ラインについて述べる。

安定同位体の分析を行うために用いるレーザーは、以下の特質を必要とする：

- 1) 鉱物に吸収される波長を持つこと。
- 2) 鉱物粒が融解されるような出力を持つこと。
- 3) 維持・取扱いが簡単なこと。
- 4) 比較的安価であること。

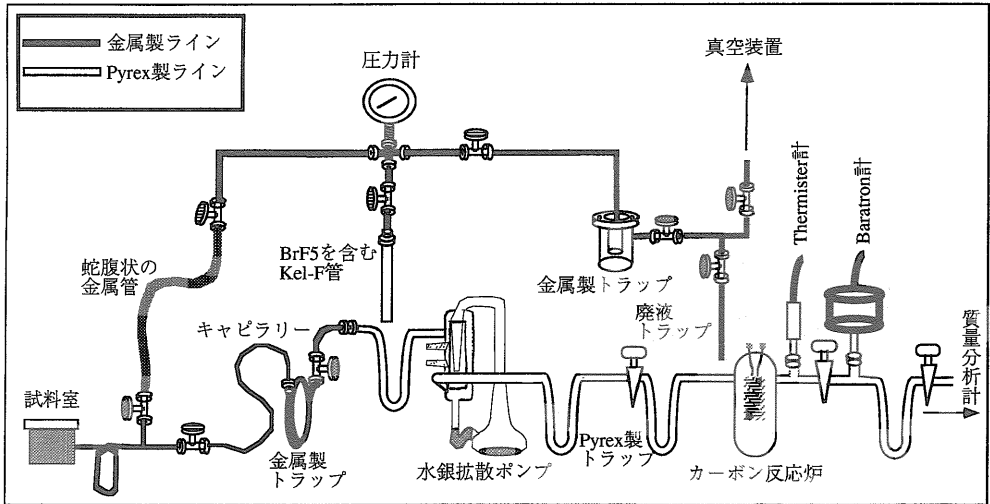
CO_2 レーザー($\lambda=10600\text{ nm}$)と Nd : YAG レーザ



第2図 UWLP の概念図。CO₂ レーザーと Nd-YAG レーザーを備えている。CO₂ レーザーの光学系は、電解処理をした金属管の内部にあるが、わかりやすくするために金属管を省略してある。Nd-YAG レーザー光線は、顕微鏡の反射光と入れ口を通して鏡筒内部の鏡で反射される。焦点レンズは、鏡筒にはめこまれたレンズホルダーに収められている。詳細は Crowe et al. (1990) と Elsenheimer (1992) を参照。

($\lambda=1064\text{ nm}$)はこれらの特質をそなえており、現在多くの実験室で使われている。この2つのレーザーは、それぞれ利点と欠点を持っている。CO₂ レーザーは、透明な鉱物を含めて、ほとんど全ての鉱物に吸収される波長を有し、石英のような鉱物の分析には適している。Nd : YAG レーザーでは、透明な鉱物を加熱することは容易でない。Nd : YAG のレーザーの波長は短いため、CO₂ レーザーよりずっと小さいスポットに絞ることができる。この高い空間分解能のおかげで、硫化物の分析に非常に良い成果をおさめた (Crowe et al., 1990)。UWLP はこの両方のタイプのレーザーを備えており (第2図)、多様な試料について対応できるようになっている。

一定した、再現性の良い結果を得るためには、レーザー出力コントローラーとファンクション・ジェネレーターを用いてレーザーの出力と照射時間を正



第3図 UWLの珪酸塩抽出ラインの概念図

確にコントロールしなければならない。レーザー光源から出たときのレーザー光線の直径は、2-3 ミリメートルである。装置が高い空間分解能を持つためには、レーザー光線をより小さい径に絞らなければならないが、このための標準的な光学系はまだ存在せず、各々の研究室は、レーザーのタイプ、試料室、利用できるスペースに応じて独自のシステムを設計している。

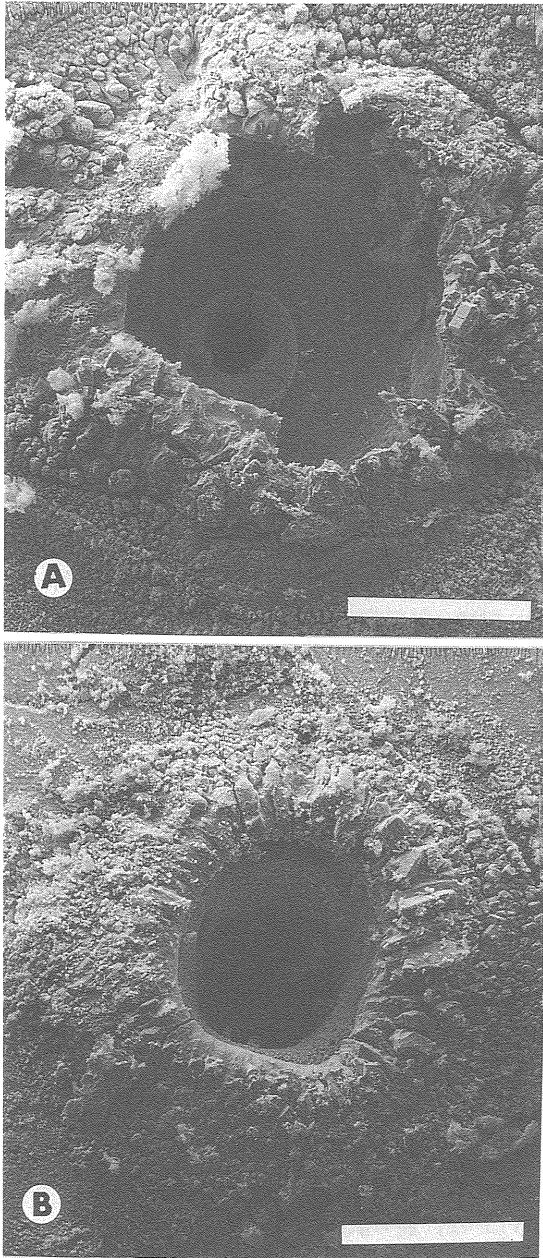
酸素同位体地球化学を目的とした分析では、試料室は、レーザー光線やハロゲン化物の試薬と反応しないような材料で作らなければならない。そのような条件を満たす材質として次のものを用いる：

- 1) ステンレスかニッケル製の本体
- 2) 耐ハロゲン性をもつO-リング(Kalrez など)
- 3) BaF_2 または $ZnSe$ 製の窓

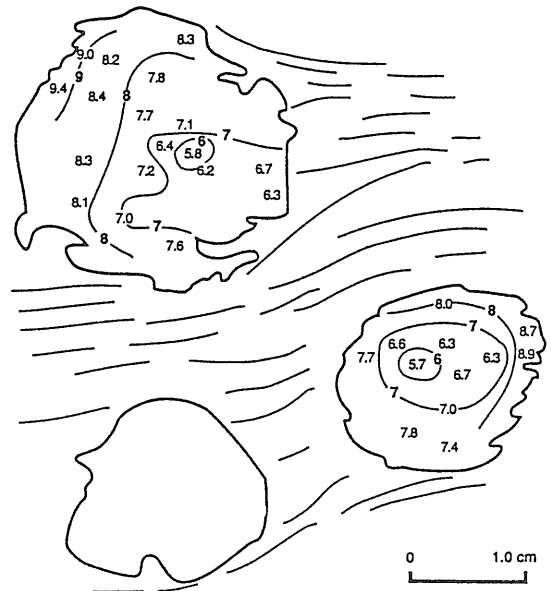
Nd : YAG レーザーのみを使用する場合は、簡単なシリカ・ガラスの窓で充分である。窓は、試料容器内にレーザー光を通すことと、レーザー光で加熱する試料をモニターするために必要である。安全を考慮して、レーザー加熱を直接目で見ないために、通常ビデオカメラが使われる。ビデオカメラを顕微鏡と組み合わせることにより、目標の鉱物の像を1 mm 以下の視野で見ることができる。

現在用いられているレーザープローブシステムでは、気体の精製装置は互いに非常に類似しており、それらは本質的には Clayton and Mayeda (1963) の設計に基づいている。UWL の抽出ライン(第3

図) では、試料室は顕微鏡の可変ステージの上に固定されており、ステージを動かすことによって試料の異なる部分にレーザー光を当てることができる。試料室は、フレキシブル・ステンレス管によって冷却トラップに連結している。次に、パイレックス製の冷却トラップ、グラファイトを用いた O_2-CO_2 コンバーター、さらに一定容積のパイレックス製の冷却トラップが続いている。試料の反応に伴って生成した F_2 は、加熱した水銀と反応させることにより、とりのぞかれる。ほかの研究室のレーザープローブシステムでは、ここで KBr トラップを使っている場合もある。気体試料の量は Baratron 計マノメーターにより測定される。その後、気体試料は同位体分析のために質量分析計に直接導入される。UWL は、質量分析計として小型の試料導入部をそなえた Finnigan MAT251 を使用している。UWL は、前の試料の質量分析を行なっている間に次の試料のレーザー加熱を行なうことができるように設計されている。したがって1試料につき15分という短い時間で分析することが可能であり、1日に70個の未知試料と標準試料を分析することができる。他の研究室では、レーザーと抽出装置は質量分析計に直接に接続していないで、気体試料はいったん捕集容器に集められ、あとで質量分析計によって分析される。この場合1日に分析できる試料は10-20試料で、前記の方法に比べて能率は下がる。しかしながら、2日間で10試料を分析する今ま



第4図 レーザープローブのその場分析法によって磁鉄鉱に形成されたピットの走査電子顕微鏡写真。バーの大きさは100 μm。Nd-YAG レーザー(A)とCO₂ レーザー(B)によるもの。両者のピットとも、BrF₅ 雰囲気中で1秒のパルスのレーザーで形成された。Nd-YAG レーザーのビーム径はCO₂ レーザーよりも小さいが、酸化した領域や周囲の変質部の規模はほぼ等しい。

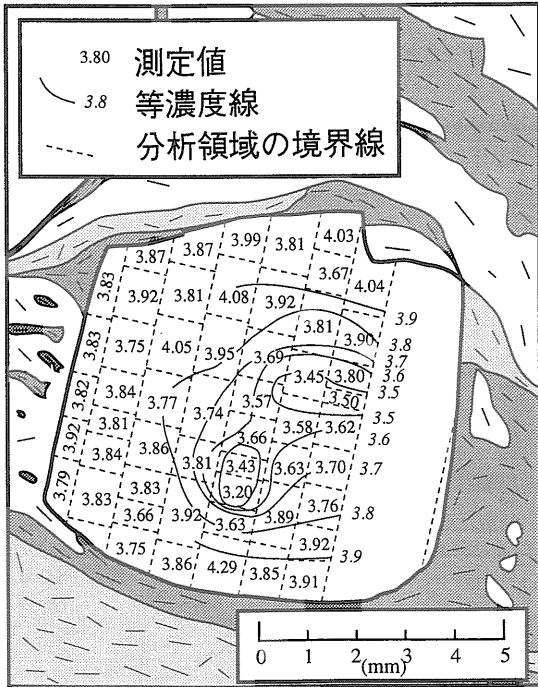


第5図 Pinney Hollow Formation(パーモント州, USA)の変成ざくろ石に見られる酸素同位体の累帯分布。ざくろ石内の数字は、その場分析で得られたδ¹⁸O値、同じざくろ石内の曲線はδ¹⁸Oの等値線(Chamberlain and Conrad, 1991)。

での方法よりは能率的である。

3. 試料の前処理と分析

レーザープローブ法では、分離した鉱物粉末や個々の結晶片を分析することもできるし、また、岩石の板状試料を用いてその場分析することもできる。その場分析は、鉱物分離に伴う労力を必要としないエレガントな方法であるが、いくつかの欠点もある。レーザーで形成されたくぼみ(ピット)の周囲に変質した部分が蓄積し、空間分解能を低下させることがある(第4図)。また、ピットの縁に沿って目的とする元素が一部失われる場合があり、その際同位体分別が起きる可能性がある(Crowe et al., 1990; Elsenheimer and Valley, 1992; Chamberlain and Conrad, 1993)。この弊害を避けるためには、薄刃のカッターで切った鉱物片を分析する方法が有望である(Elsenheimer and Valley, 1993; Kohn et al., 1993)。500 mmの厚さの岩石の薄い板を100 mm幅の刃のダイヤモンド・カッターで薄い小片に切り分け、500 mmの分解能に相当するような小片に砕く。その後レーザー加熱することによって各



第6図 レーザープローブ法による Cordiera Darwin 変成複合岩体(Tierra del Fuego, チリ)のざくろ石の $\delta^{18}\text{O}$ 値. 薄刃のダイヤモンド・カッターを用いた試料作成により, 高密度の分析が可能である(第5図とのスケールの違いに注意). 結晶中心部から周縁部へのわずかな変化(0.5%)は, 外部からの流体が存在しない状態でざくろ石が成長したことによって, 最もよく説明できる. Kohn et al. (1993)より一部修正.

々の小片を完全に分解する.

4. 結果

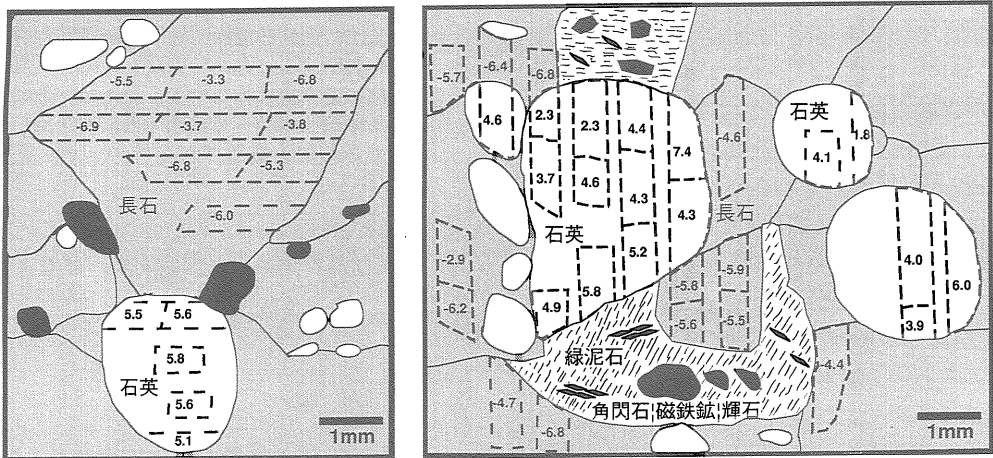
レーザープローブによる研究は, 鉱物中に酸素同位体の累帯分布が存在するか否かを明かにし, 変成作用や熱水作用における岩石と流体の相互作用についての新しい知見を与えた.

4.1 開いた系での挙動(角閃岩相の結晶片岩の例)

Chamberlain and Conrad (1991, 1993)は, アメリカ合衆国ニューハンプシャー州・パーモント州の角閃岩相の結晶片岩に含まれる大きなざくろ石結晶(径1-3 cm)において, 酸素同位体の累帯分布を発見した(第5図). 1つの結晶内で $\delta^{18}\text{O}$ 値が累帯状に3%程度変化し, 結晶の周縁部より中心部で低い値を示す. 興味深いことに, 同じ地域の, 高い $\delta^{18}\text{O}$ 値をもつ結晶片岩との境界付近に産する他のざくろ石は, 第5図のざくろ石の周縁部の値に近い, 高く均質な $\delta^{18}\text{O}$ 値を持っている. このことは, 変成作用の際に, 高い $\delta^{18}\text{O}$ 値をもつ流体が周囲の地層からざくろ石片岩の中に浸透し, ざくろ石結晶と酸素同位体交換を行なったことを示している.

4.2 閉じた系での挙動(角閃岩相の結晶片岩の例)

Kohn et al. (1993)は, UWLPを用いて Tierra del Fuego (チリ)の角閃岩相の結晶片岩中のざくろ

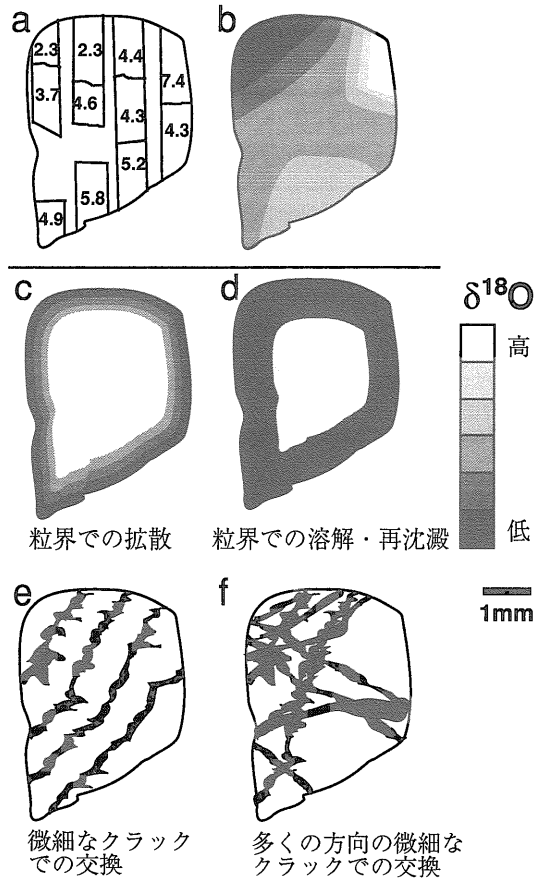


第7図 熱水変質を受けた花こう岩の板状試料のスケッチと, 薄刃のダイヤモンド・カッターでカットして分析された石英と長石の $\delta^{18}\text{O}$ 値の分布. 2つの試料は, 同じ露頭から採取された. 有色鉱物の集合体は角閃石と磁鉄鉱と普通輝石からなり, 一部変質して緑泥石に変わっている. 左図の長石は, 長さ12 mmの斑晶の半分である.

石と十字石の分析を数多く行い、変成作用の過程で外部から流体の浸透が起らなかった例を示した。第6図で見られるように、ざくろ石の結晶において中心部と周縁部の $\delta^{18}\text{O}$ 値の差は小さい(約0.5%)。この小さい差は、外部から流体が流入しない状態でざくろ石が平衡に晶出したというモデルによく一致する(Kohn, 1993)。第6図に示されるように、ざくろ石の鉱物粒子内にミリメートルのスケールで0.1%位の等値線を記すことができるということは、この最新の技術が2つの重要な利点を持つことを示すものである。すなわち、第1に、ざくろ石のレーザープローブ分析は、UWLPによる標準試料の繰り返し分析が示すように、0.1%(1 σ)の精度を持っている。次に、薄刃のカッターを用いた試料調製法は、その場分析法よりも非常に密なポイント进行分析することができる(第5図と第6図のスケールの違いに注目)。

4.3 開いた系で熱水変質作用を受けた花こう岩の例

Elsenheimer and Valley (1993)は、UWLPを用いてスコットランドのスカイ島の Maol na Gainmhich Epigranite 中の石英と長石のレーザープローブ分析を行ない、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が1つの結晶内で複雑に変化しており、ミリメートル以下のスケールで大きな同位体不均一があることを見出した。第7図は、石英と長石に見られる酸素同位体不均質を示す。これらの値の範囲は、同じ貫入岩体の異なる場所からとった試料について従来の方法によってもとめられた値の範囲(Forester and Taylor, 1977)よりも広い。同じ場所からとった2つの岩石では、石英の平均の $\delta^{18}\text{O}$ 値はほぼ等しく、長石の $\delta^{18}\text{O}$ 値の範囲も類似している。しかしながら、レーザープローブ法で分析した結果、その2つの岩石の石英の酸素同位体の様子が非常に異なっていることがわかった。一方の岩石では石英の $\delta^{18}\text{O}$ は結晶内で均質な値を示すのに対し、もう一方の岩石では、石英は結晶内で不均質な $\delta^{18}\text{O}$ 値を有している(第7図)。第5図のざくろ石中の酸素同位体の累帯分布は、それが拡散によるものであれば溶解・再沈澱によるものであれ、結晶の境界に沿った同位体交換モデルで説明できるが、第7図の石英の酸素同位体の値は説明することができない。第7図の結果は、結晶内に不均質に分布する小さい割れ目や孔などの存在によ



第8図 Skye 島産石英の熱水変質における同位体変換のメカニズム。a) 石英粒のレーザープローブ分析による $\delta^{18}\text{O}$ 値の分布(第7図)。b) 同じデータの大きなコンター図。結晶の境界における拡散(c)、結晶の境界における溶解・再沈澱(d)、あるいは、均質に分布する微細なクラック(e)を通じた同位体交換では、観察された同位体分布を説明することができない。それに対し、粒子内に不均質に分布する、見えない微細なクラックや細孔に沿って拡散が再結晶作用が起きたのであれば、観察されたパターンを説明できる(f)。

って、再結晶作用や拡散が局部的に促進されたと考えると、よりよく説明できる(第8図)。

5. ま と め

レーザーを使った新しい安定同位体分析法により、ケイ酸塩結晶と酸化物結晶中の $\delta^{18}\text{O}$ 値を、100–800 μm の空間分解能と誤差0.2%(1 σ)以下の精度で分析することが可能になった。必要な試料の

量は非常に少なく(0.1-1 mg), 細かい結晶の集合や, 1つの結晶内の中心部から周縁部へ横断方向の分析をすることができる。レーザープローブ法は, 他にも利点を持っている。まず, 難溶性鉱物(e.g. ざくろ石や十字石)を分析することができる。また, 非常に迅速で, 1つの試料について15分で分析でき, 1日で70試料を分析することが可能である。試料の前処理も簡単である。また, 装置の組み立てや実際の分析にかかる費用は, イオンプローブ法と比較すると少なくすむ。さらに, 変成岩や火成岩に含まれる鉱物の, 結晶間や1つの結晶内での $\delta^{18}\text{O}$ 値の変化をとらえることができるので, 岩石と流体との相互作用を評価するために非常に有用である。レーザープローブ法は, 地殻がどのように形づくられまた変化していくかという問題に対して, 新たな視点を切り開きつつある。

謝辞: UWLPによる筆者の研究は, University of Wisconsinにおいて, John Valley教授の指導のもとで行った博士号取得のための研究の一部をなすものである。この研究の成功は, Valley, Doug Crowe, Kevin Baker, Mike Spicuzza, Matt Kohnの諸氏の大変な労力と援助に負うところが大きい。UWLP製作にあたっては, Gas Research InstituteとNSF (EAR89-05101, EAR91-05709)による財政的援助を受けた。本稿は, 筆者がSTAフェローとして地質調査所に滞在中に書かれた。NSF (INT91-02949)の援助も受けている。この原稿を日本語へ翻訳するにあたって, Mary Grady-Elsenheimer, 松久, 氏家, 三田, Paul Fonsの諸氏の援助を受けた。

文 献

- Chamberlain C. P. and Conrad M. E. (1991) Oxygen isotope zoning in garnet. *Science*, **254**, 403-406.
- Chamberlain C. P. and Conrad M. E. (1993) Oxygen isotope zoning in garnet—a record of volatile transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 2613-2629.
- Clayton R. N. and Mayeda T. K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 43-52.
- Conrad M. E. and Chamberlain C. P. (1992) Laser-based, in situ measurements of fine-scale variations in the $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal quartz. *Geology*, **20**, 812-816.
- Criss R. E. and Taylor H. P. Jr. (1986) Meteoric-hydrothermal systems, *In Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds. J. W. Valley et al.) Rev. in Mineral., Vol. 16, pp. 373-422, Mineral. Soc. America.
- Crowe D. E., Valley J. W. and Baker K. (1990) Microanalysis of sulfur-isotope ratios and zonation by laser microprobe. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2075-2092.
- Crowe D. E. (1990) Geochemistry of volcanogenic massive sulfide and high-grade Au granite-hosted ore deposits, southern Alaska, and development and application of laser microprobe techniques for analysis of sulfur, carbon, and oxygen isotope ratios. Unpublished Ph.D. dissertation, Univ. of Wisconsin.
- Crowe D. E., and Valley J. W. (1991) Laser microprobe study of sulfur isotope variation in a seafloor hydrothermal spire, Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge, Eastern Pacific. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **101**, 63-70.
- Dickson J. A. D., Smalley P. C., Raheim A., and Stijfhoorn D. E. (1990) Intracrystalline carbon and oxygen isotope variations in calcite revealed by laser microsampling. *Geology*, **18**, 809-811.
- Elsenheimer D. (1992) Development and application of laser microprobe techniques for oxygen isotope analyses of silicate minerals, and characterization of fluid-rock interaction in the Highland Southwestern Complex, Sri Lanka. Unpublished Ph.D. dissertation, University of Wisconsin, 187pp.
- Elsenheimer D. and Valley J. W. (1992) In situ oxygen isotope analysis of feldspar and quartz by Nd:YAG laser microprobe. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **101**, 21-42.
- Elsenheimer D. and Valley J. W. (1993) Sub-millimeter scale zonation of $\delta^{18}\text{O}$ in quartz and feldspar, Isle of Skye, Scotland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 3669-3676.
- Fallick, A. E., McConville, P., Boyce, A. J., Burgess, R., and Kelley, S.P. (1991) Laser microprobe $\delta^{34}\text{S}$ measurements on geologic materials: some experimental considerations. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **101**, 53-62.
- Forester R. W. and Taylor H. P. Jr. (1977) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H, and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ studies of the Tertiary igneous complex of Skye, Scotland. *Am. J. Sci.* **277**, 136-177.
- Kelley S. A. and Fallick A. E. (1990) High precision spatially resolved analysis of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides using a laser extraction technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 883-888.
- Kirschner, D. L., Sharp, Z. D., and Teyssier, C. (1993) Vein growth mechanisms and fluid sources revealed by oxygen isotope laser microprobe. *Geology*, **21**, 85-88.
- Kohn, M. J. (1993) Modeling of prograde mineral $\delta^{18}\text{O}$ changes in metamorphic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**, 249-261.
- Kohn M. J., Valley J. W., Elsenheimer D., and Spicuzza M. (1993) Oxygen isotope zoning in garnet and staurolite from Tierra del Fuego, Chile: Evidence for closed system mineral growth during regional metamorphism. *Amer. Mineral.*, in review.
- 松久幸敏(1978a): 酸素と水素の同位体地質学(その1), 地質ニュース282号, 14-21.
- 松久幸敏(1978b): 酸素と水素の同位体地質学(その2), 地質ニュース285号, 5-13.
- 松久幸敏(1978c): 酸素と水素の同位体地質学(その3), 地質ニュース289号, 26-39.
- Sharp Z. D. (1990). A laser-based microanalytical method for the

- in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1353-1357.
- Sharp, Z. D. (1991) Determination of oxygen diffusion rates in magnetite from natural isotopic variations. *Geology*, **19**, 653-656.
- Sharp, Z. D. (1992) In situ laser microprobe techniques for stable isotope analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **101**, 3-20.
- Sharp, Z. D., Essene, E. J. and Smyth, J. R. (1992) Ultra-high temperatures from oxygen isotope thermometry of a coesite-sandine grosspyrite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **112**, 358-370.
- Smalley P. C., Stijfhoorn D. E., Raheim A., Johanson H., and Dickson J. A. D., (1989) The laser microprobe and its application to the study of C and O isotopes in calcite and aragonite. *Sediment. Geol.*, **65**, 211-221.
- Smalley P. C., Maile C. N., Coleman, M. L. and Rouse, J. E. (1992) LASSIE (laser ablation sampler for stable isotope extraction) applied to carbonate minerals. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **101**, 43-52.
- Taylor H. P. Jr. and Epstein S. (1962) Relationships between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals in igneous and metamorphic rocks, Part I: Principles and experimental results. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **73**, 461-480.
-
- Don Elsenheimer (1993): Oxygen isotope geochemistry by means of laser microprobe.
-
- 〈受付：1993年5月31日〉

——— 学術シンポジウム「地圏環境システム—地質科学からの展望」 ———

主催 日本学術会議：

地質学研究連絡委員会

地質科学総合研究連絡委員会

後援 日本地質学会

期日：1993年12月17日(金)9：30～18：00

場所：日本学術会議大会議室

(東京都港区六本木7-22-34,

地下鉄千代田線乃木坂駅より徒歩1分)

*参加無料

プログラム

9：30～12：30

1. シンポジウムを開催するにあたって
佐藤 正 (地質学研連委員長)
2. 科研費分科細目「地圏環境システム」
植村 武 (学術会議会員, 新潟大学)
3. 地質環境と地球環境
楡井 久 (千葉県地質環境研究室)
4. 環境地質学の研究課題
小出 仁 (地質調査所環境地質部)
5. 山地崩壊と土石流
高浜信行 (新潟大学)

6. 九州の集中豪雨とシラス崩壊

岩松 暉 (鹿児島大学)

13：30～15：45

7. 地球科学系教室における地球環境に関わる新設講座がめざす研究と教育

大場忠道(北海道大学)・斉藤常正(東北大学)

渡辺 堯(茨城大学)・伊藤谷生(千葉大学)

塚原弘昭(信州大学)・新妻信明(静岡大学)

田崎和江(金沢大学)・沖村雄二(広島大学)

波田重熙(高知大学)

16：00～18：00

8. 総合討論：地質科学における地圏環境の研究

9. おわりに

諏訪兼位 (学術会議委員, 日本福祉大学)

このシンポジウムに関する問い合わせ先

〒390 松本市旭3-1-1

信州大学理学部地質学教室

秋 山 雅 彦 (地質学研連委員)

FAX 0263-33-5323

TEL 0263-35-4600(内4170 or 4161)