

変成岩・変形岩中の水の分布

中嶋 悟¹⁾・又吉博美²⁾・湯子卓子²⁾・増田俊明²⁾
(¹⁾東京大・理, ²⁾静岡大・理)

1. 変形岩中の水の顕微赤外分光法による測定

地殻の造構運動の際, 流体(水溶液)の果たす役割の大きさが最近注目されている. その代表例として, 石英中に含まれる水は, 塑性変形に大きな影響を及ぼす事が知られている(例えば Griggs, 1967). Kronenbergら(1986)や Doukhanら(1989)は, 含水量の異なる石英の変形実験等を行ない, 水の存在による変形に必要な差応力の低下を観測している. 従って, 天然岩石において, 異なる変形度の岩石中の石英で, 水の状態と量を調べることが必要になってくる. 最近, Kronenbergら(1990)は, quartzite, novaculite, granite, mylonites 中の石英中の水を FT-IR で測定し, それが2400-3900ppmと多く, また, その状態は, 所謂 Freezable fluid inclusion-like water に似ているとしている. しかしながら, 彼らの方法では, 100 μm 以上の粒子が必要であったし, 同一試料内での水の分布のマッピングもできなかったため, 天然試料のごく一側面しか見れなかった.

ここ数年来急速に発展してきた顕微赤外分光法は, 岩石中の微小領域(空間分解能5-10 μm)の水の測定をより実際的に顕微鏡下で行なうことが可能である. 筆者は, ここ数年この方法の鉱物・岩石への適用方法の開発と装置の改良を行ってきた^{1,2,3,4)}. そこで, 筆者らは90年夏より, 中央構造線(MTL)付近の変形花崗岩(柳沢地域の領家帯)中の石英と長石中の水を顕微赤外分光法で測定している. 測定には, 厚さ約

200 μm の岩石薄片をガラス板からはずし接着剤を有機溶剤で洗浄したものを試料とし, 顕微赤外分光計 JEOL JIR-3505+IR-MAU110(日本原子力研究所所有)にて, 50 \times 50 μm 領域を数点(各500回積算)測定した. 水の含有量を ppm として計算する際には, 3400 cm^{-1} での吸光度を用い, これを液体状の水と仮定して, そのモル吸光係数811/mol $\cdot\text{cm}$ (Thompson, 1965)を用いた.

その結果を Fig. 1 と Table 1 に示すが, 殆どすべての試料で, O-H の伸縮振動の吸収帯は 3400 cm^{-1} を中心とした幅広いもので, 所謂 Freezable fluid inclusion-like water に似ている. また, 水の量は, 同じ地点の試料内では, MTL から遠い(831, 902m) YG-8, YG-11を除いては, 大体同じ程度であり, およそ100から2000ppmまで変化する. MTL から遠い試料では, 同一薄片中の石英粒子でも不均一性がある. 水の量は, YG-2-2で560ppm さらに YG-5で約2000ppmに達する. これらを, 岩石の変形組織と比較検討中であるが, 変形度の大きいもの程水の量が多い傾向がある. 今後, さらに詳しく検討したい.

2. 変成岩中の水の顕微赤外分光法による測定

変成作用の際の流体(水溶液)の働きの重要性は, 古くから想定されており, 最近それを間接的に定量化しようとする努力も始まった(例えば Rumble, III, 1989; Lasaga, 1989). しかしな

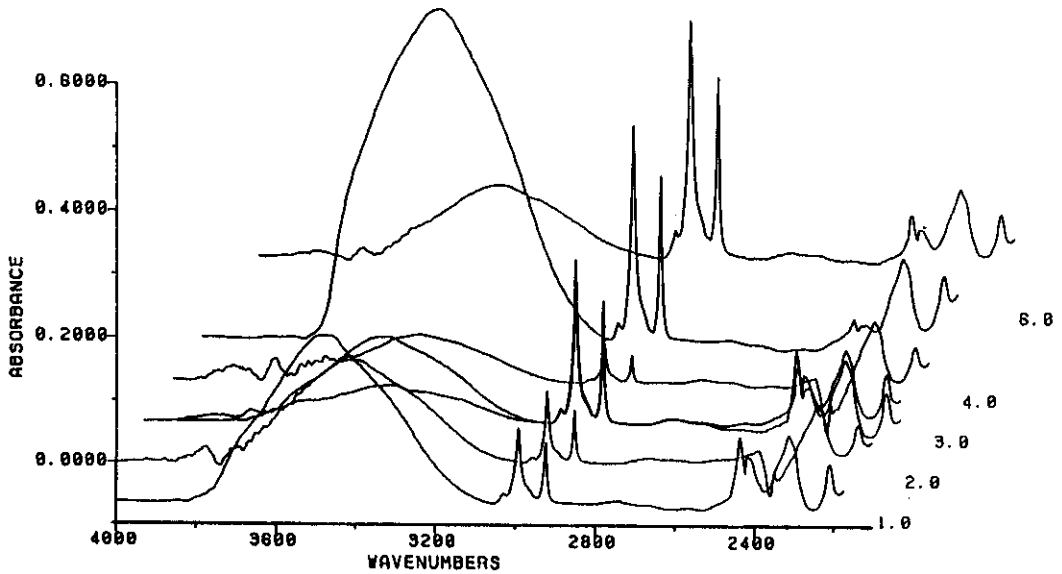


Fig. 1 柳沢変形花崗岩マイロナイト中の石英中の水の50×50mm 領域の顕微赤外吸収スペクトル

Table 1 顕微赤外分光法による柳沢花崗岩マイロナイト中の石英中の水の測定結果

	Thickness(um)	Scanning Points (Quartz)	Scanning Points (Feldsper)	Weight % of H2O in Qz (ppm)
Y G - 2 - 1	190~220	5	2	599.2±43.8
Y G - 2 - 2	190~210	5	—	559.0±27.9
Y G - 3	210~220	3	1	268.3±6.2
Y G - 5	200~240	3	1	1961.9±178.4
Y G - 8	200~250	3	3	195.6±21.7 96.5±10.7
Y G - 1 1	170~240	5	2	471.8±80.5

がら、変成岩自身に残されている水を実測した例は、筆者の知る限りでは皆無である。一般的に、変成温度が高くなる程、変成岩中に残る水の量は少ないと考えられている。そこで、筆者らは、90年夏より、変成度の異なる様々な変成岩中の石英粒子中の水を、上記と同じ顕微赤外分光法で測定している。

まず、三波川変成帯の四国汗見川沿いの変成岩について、chlorite zone, garnet zone, albite-biotite zone, oligoclase-biotite zoneの試料について、厚さ約200 μmの岩石薄片をガラス板からはずし接着剤を有機溶剤で洗浄したものを試料とし、顕微赤外分光計JEOL JIR-3505+IR-MAU110(原研)およびBomemDA3+Spectra-

Scope(秋田大)にて、約 $50 \times 50 \mu\text{m}$ 領域を数点(各100-500回積算)測定した。水の含有量は、 3400cm^{-1} での吸光度と液体状の水のモル吸光係数 $811/\text{mol}\cdot\text{cm}$ (Thompson, 1965)を用いた。また、今回は、熔融石英およびめのうの薄片の厚さの異なるものを用いて検量線を作成した。

その結果を Table 2 に示す。O-H の伸縮振動の吸収帯は 3400cm^{-1} を中心とした幅広いものが主だが、時に 3620cm^{-1} により鋭いピークが共存する。これは、厚い薄片中の雲母質層をひっかけている可能性があるが、石英自身の内部のものもありそうなので、現在、検討中である。 3400cm^{-1} を中心とした幅広い吸収帯は、上記のマイロナイト中のものと同様に、所謂 Freezable fluid inclusion-like water に似ている。水の量は、この吸収帯の吸光度のみを用いて計算した。同じ地点の試料内では、水の量は大体同じ程度であり、各変成度での平均値は、820から180ppmまで変化し、高温程水が少ない傾向が明らかに確認された。

また、南極 Napier 岩体や Greenland, Isua (Archean) の試料についても同様の測定を行っている。Napier では、同一薄片のマッピング測定をしてみた(Fig. 2)。石英中では 3400cm^{-1} の吸収帯のみで、水の量は約40ppm程度と非常に少ない。この岩体はGranulite相の最高変成度の Super Dry Rock とされており、上記の変成度と水の関係の延長上にある。長石では概して水が石英より格段に多い。一方 Isua の礫中の石英では、 3200cm^{-1} に弱い吸収帯があるのみである。その水の状態は現在検討中である。

さらに、増田らによって分類された応力状態の異なる変成岩について同様の測定をした。その結果は、今のところ予備的段階なので、応力と水の量の関係ははっきりしない。

このように、顕微赤外分光法による変形岩・変成岩中の水の測定は、有力な研究手段となってきたので、今後、さらに系統的な研究を継続したい。

Table 2 三波川変成帯四国汗見川ルートの変成度の異なる変成岩中の石英の顕微赤外分光法による水の測定結果

metamorphic grade	sample No.	H ₂ O(ppm)	Min.-Max.	Mean
oligoclase-biotite zone	Asemi 01A-1	110		
	01A-3	150		
	01B-1	270		180
	03A-1	320		
	03A-2	270		
	03A-3	220	110-320	270
albite-biotite zone	05-1	220		
	05-2	220		
	05-3	480	220-480	310
garnet zone	07-1	420		
	07-2	830		
	07-3	440	420-630	500
chlorite zone	10-1	590		
	10-2	700		
	10-3	530		810
	13B-1	970		
	13B-2	710		
	13B-3	780	530-970	820

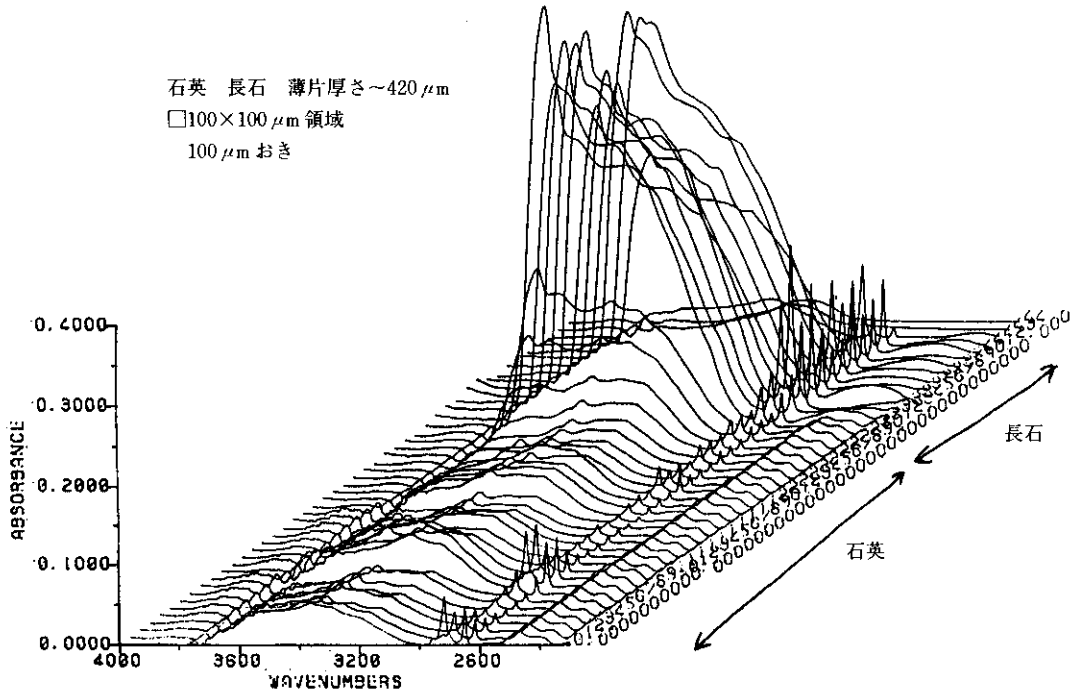


Fig. 2 南極 Napier 岩体 "Super Dry Rock" (Granulite 相)中の岩石薄片(厚さ約420 μm)の100 μm おきの線分析結果(100 μm ×100 μm 顕微赤外吸収スペクトル)

文 献

- 1) 中嶋 悟, 1987, 鉱物の顕微赤外分光法—地球科学における新しい顕微状態分析法 日本電子ニュース, 27, 12-17.
- 2) NAKASHIMA, S., OHKI, S. and OCHIAI, S., 1989, Infrared microspectroscopy analysis of the chemical state and spatial distribution of hydrous species in minerals. *Geochem. J.*, 23, 57-64.
- 3) NAKASHIMA, S. and NAGANO, T., 1989, Long-term reaction path modeling of radionuclide fixation in geosphere by spectroscopic methods. *Proc. 1989 Joint Intl. Waste Manag. Conf. Vol.2*, (eds. S.C.SLATE et al.), p.341-346, A.S.M.E., New York.
- 4) AKIYAMA, M. and NAKASHIMA, S., 1991, Infrared microspectroscopy analysis of pollen for an organic maturation study. In: *Organic Geochemistry, Advances and Applications in Energy and the Natural Environment*. (ed. D.A.C. Manning), pp.609-610, Manchester University Press, Manchester.
- 5) NAKASHIMA, S. et al., 1994, accepted, Infrared microspectroscopy analysis of water distribution in deformed and metamorphosed rocks. *Tectonophysics*