

## 宮崎県尾鈴山酸性岩類の石英の転移温度

巖谷 敏光\*

IWAYA, T. (1990) Inversion temperatures of quartz from the Osuzuyama acid rocks, Miyazaki Prefecture, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41 (2), p 93-97.

**Abstract** : Inversion temperatures of quartz in the Miocene Osuzuyama acid rocks, determined by using a DTA method, are between 570.5-572°C, variable with different rocks types. The inversion temperatures of the fragments of quartz phenocryst in welded tuffs increase with increasing SiO<sub>2</sub> of the host welded tuffs. It is supposed that the variations are possibly due to the difference of the growth environment of quartz such as temperature of magma.

## 1. はじめに

石英の転移 ( $\alpha$ - $\beta$  inversion) 温度は, KEITH and TUTTLE (1952) によって, 約 250 個の試料の実験結果から, 天然の石英の場合, 536-573.8°C の広い範囲に及ぶが, 約 95% の天然石英に限ってみると, 2.5°C の狭い温度範囲に入ることが分かっている. また TUTTLE (1949) では, 低温で生成した石英の転移温度は, 高温で生成したものより高いことについてふれている. 転移温度の違いについてはいくつかの原因が考えられている. すなわち, 転移温度は, 石英晶出時の条件, 結晶中に取り込まれる少量の不純物 (Al<sup>3+</sup> として Li<sup>+</sup> や Na<sup>+</sup> などのアルカリ金属などのイオン), 格子欠陥, 格子の ordering の程度などの因子に影響される (KEITH and TUTTLE, 1952; RODGERS and HOWETT, 1988 など). 転移温度は, 温度や成長速度などの石英晶出の際の生成条件の違いにより影響されるものと考えられる.

KEITH and TUTTLE (1952) 以降, 石英の転移温度に関していくつかの報告 (例えば, NAGASAWA, 1953; IYAMA, 1954; SMYKATZ-KLOSS, 1970; TAKASHIMA, 1974; NAKAGAWA, 1988; RODGERS and HOWETT, 1988) があるが, 火山岩類中の石英については, 一括して扱われていることが多い. 実際には, 火山岩類は, 組織や化学組成によって細分され, 同じ岩体でも化学組成が変化するが, まだ, 一連の火成活動による火山岩類とその中の石英の転移温度に関して具体的に調べた研究例はない. そこで, 本論では, 尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩及び花崗閃緑斑岩を例にとり, 石英の転移温度を測定

し, 石英の転移温度と全岩化学組成, とくに SiO<sub>2</sub> との関係述べ, 全岩化学組成の差による転移温度の違いとその意義を考察する.

本論文の全岩化学分析は, 地殻化学部後藤隼次主任研究官による. 鉱物資源部丸茂克美主任研究官には示差熱分析に関してお世話になった. ここに謝意を表します.

## 2. 実験試料

**地質の概要**: 宮崎県中央部に分布する尾鈴山酸性岩類 (第1図) は, 四万十累層群を不整合に覆う中新世の酸性岩で, その層厚は, 400 m を超える. 尾鈴山酸性岩類は, 下位より, 溶結凝灰岩 1, 火山角礫岩, 溶結凝灰岩 2 及び溶岩の貫入・溢流によってできた花崗閃緑斑岩から構成され, 周辺にはこれらとほぼ同時期の花崗閃緑岩岩脈 (宮崎県, 1981 の木城花崗岩に相当) が分布する (中田, 1978, 1980). 全岩及び黒雲母 K-Ar 年代は, 溶結凝灰岩 2 の全岩で 15±2 Ma 及び周辺岩脈の花崗閃緑岩で 13±2 Ma である (SHIBATA and NOZAWA, 1968).

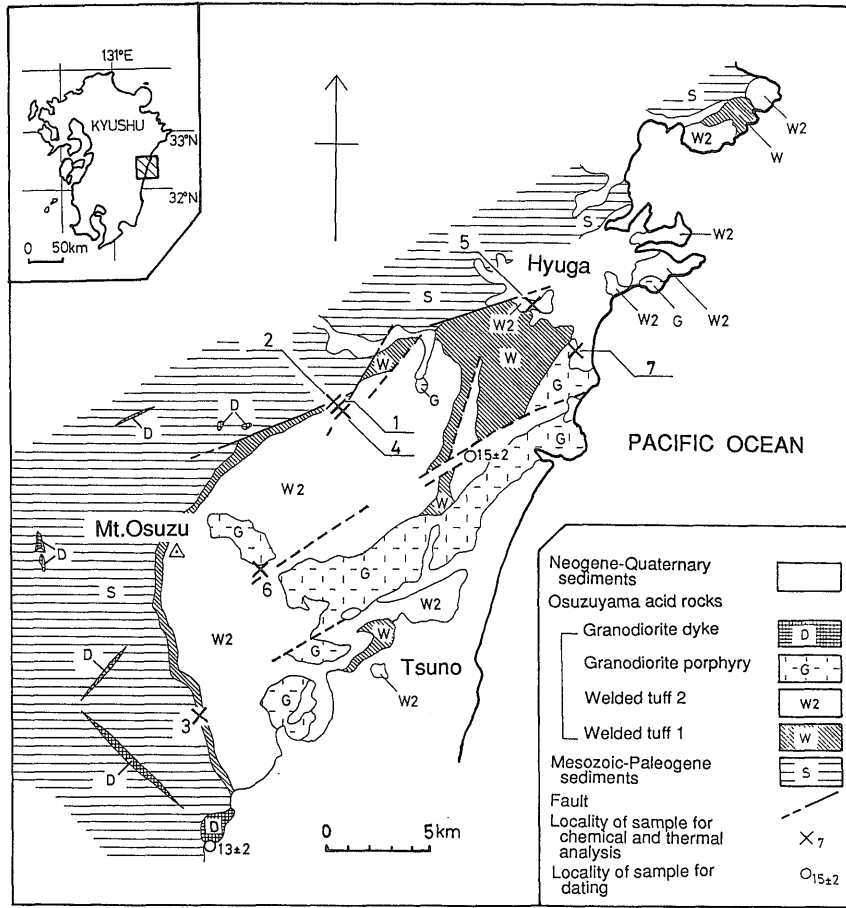
**分析試料**: 実験に用いた試料は 7 個で, 溶結凝灰岩 1 から 3 試料, 溶結凝灰岩 2 から 3 試料, そして花崗閃緑斑岩から 1 試料を選んだ. これらの採集位置を第1図に示す.

溶結凝灰岩 1 (Loc. no. 1, 2, 3) は, 黒雲母流紋岩質溶結凝灰岩である. 主に堆積岩起源の岩片を含む.

結晶片は, 約 0.05-2.6 mm 大の石英, サニディン, 斜長石, 黒雲母からなる. 結晶片は, 容量比およそ 10% である. 斜長石の一部は, 変質を受けてセリサイト, 緑泥石に交代されている.

基質は, ユータキシチック組織を示すが, 脱はり化を受けており, 0.1 mm 以下の隠微晶質の珪長質鉱物・セ

\* 地質部



第1図 地質概略図。NAKADA (1983) にもとづく。数字は、分析試料採集地点番号を示す。測年試料採集地点と年代は、SHIBATA and NOZAWA (1968) を引用。

Fig. 1 Simplified geological map of the Osuzuyama acid rocks and their surrounding area. This map is based on NAKADA (1983). The numbers show locality of the analyzed rocks. The locality of sample for dating and its data are quoted from SHIBATA and NOZAWA (1968).

リサイトなどに交代されている。

溶結凝灰岩 2 (Loc. no. 4, 5, 6) は、斜方輝石デイサイト質溶結凝灰岩である。また、主に堆積岩起源の岩片を含む。

結晶片は、約 0.05-5.5 mm 大の斜長石、石英、斜方輝石 (仮像で緑泥石化しており、一部は残存) である。結晶片は、容量比およそ 30% である。斜長石の一部は変質を受けて、セリサイト、緑泥石、石英などに交代されている。

基質は、ユータキシチック組織を示すが、脱はり化を受けており、粗粒なもので約 0.02-0.05 mm、他はおよそ 0.01 mm 以下の珪長質鉱物などに交代されている。基質

の変質鉱物が粗粒の場合、ユータキシチック組織は不明瞭になる。

花崗閃緑斑岩 (Loc. no. 7) は、肉眼で斑状構造の分かる細粒岩である。主に堆積岩起源の捕獲岩を含む。

斑晶は、約 0.05-2.8 mm 大の斜長石、石英、斜方輝石 (緑泥石に交代された仮像) である。斑晶は、容量比およそ 30% である。斜長石の一部は変質を受けており、緑泥石などに交代されている。

石基は、等粒状の組織を示し、0.02-0.05 mm の微晶質の珪長質鉱物からなる。

## 3. 実験方法

**全岩化学分析:** 東芝製 AFV-202 F 型蛍光 X 線自動分析装置を用いて、粉末加圧成形法により定量し (後藤・金谷, 1985), FeO は過マンガン酸カリを用いた容量分析法により定量した。

**石英の転移温度:** 示差熱分析法による。示差熱分析 (DTA) においては、同一計測機器を用いた場合でも、試料の量、試料の詰め方、加熱速度などの条件を変えると、試料の吸熱反応を示す温度とピークの形が変化することが良く知られている (下田, 1985 の表 5-2)。したがって、計測上の問題点を検討した上で次の条件を設定した。

1) **測定試料:** 岩石を 16-32 メッシュの大きさに粉碎した後、なるべく自形で、基質と接する本質の斑晶石英と考えられるものをハンドピッキングにより、選別分離。この石英の結晶片又は斑晶は 250 メッシュ以下に微粉碎し、測定対象とした。試料重量は、30-50 mg。

2) **計測機器:** 理学電機製差動形示差熱天秤 (マイクロ DTA) と TAS-100 システム。

3) **測定条件:** 測定温度範囲は、室温一約 620°C。サンプリング・タイムは、0.1 秒。加熱速度は、10°C/分。

4) **転移温度の測定:** ピーク温度 (第 2 図の A 点)。標準物質は用いていない。

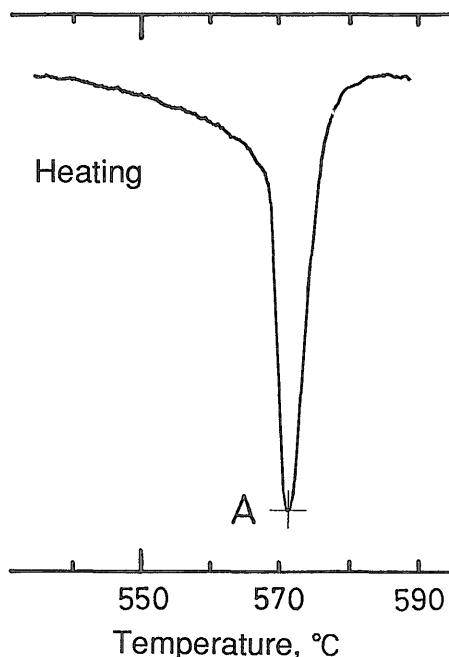
5) **測定上の問題点:** 本研究においては、試料重量約 40 mg と約 3 mg の測定結果を比べると、後者は低温側へ約 1°C のピークのずれを確認している。加熱速度が 20°C/分と 10°C/分の 2 通りの場合、前者は約 0.5-1.5°C 高温側にピークがずれる。また同一試料を計測機器へ装填したまま加熱・冷却・加熱・冷却と繰り返した場合、ピーク温度の再現性は、±0.1°C の範囲であった。試料は、石英以外のピークを除くために、一度高温 (850°C) まで加熱処理を行ったものを測定した。以上の検討結果に基づき、上記の測定条件とピーク温度を転移温度と決めた。

## 4. 測定結果

全岩の化学組成と石英の転移温度との測定結果を第 1 表に示す。

1) **全岩化学組成:** 溶結凝灰岩 1 の SiO<sub>2</sub> は、約 74.7-77.7 wt. % である。溶結凝灰岩 2 の SiO<sub>2</sub> は、約 67.3-70.0 wt. % である。花崗閃緑斑岩の SiO<sub>2</sub> は、約 67.9 wt. % である。

2) **石英の転移温度:** 尾鈴山酸性岩類の石英の転移温度は、570.5-571.9°C の範囲に入り、その温度幅は、1.4°C である。転移温度を地質区分に基づいて比べると、溶結凝灰岩 1 の 3 個は、571.8-571.9°C で温度差は 0.1°C と



第 2 図 石英 (Locality no. 5) の示差熱分析曲線。A: ピーク温度。

Fig. 2 Differential thermal analysis curve of quartz (Locality no. 5). A: peak temperature.

少なく、溶結凝灰岩 2 の 3 個は 570.5-571.4°C で 0.9°C の広い温度幅を持ち、対照的である。花崗閃緑斑岩の転移温度は、溶結凝灰岩の中の低温側に入る。

## 5. 考察

第 3 図は、尾鈴山酸性岩類の溶結凝灰岩と花崗閃緑斑岩の結晶片及び斑晶の石英の転移温度を横軸にとり、全岩の化学組成の SiO<sub>2</sub> の量を縦軸にとって、測定結果をプロットしたものである。

溶結凝灰岩 1 の場合、SiO<sub>2</sub> の量 74.7-77.7 wt. % に対する転移温度は 571.8-571.9°C であり、溶結凝灰岩 2 の場合、SiO<sub>2</sub> の量 70.0-67.3 wt. % に対する転移温度は 570.5-571.4°C であり、明瞭に 2 つに分かれてプロットされている。つまり、SiO<sub>2</sub> の多いものは、転移温度が高く、SiO<sub>2</sub> の少ないものは、転移温度が低くプロットされる。花崗閃緑斑岩のプロットは、溶結凝灰岩 2 の範囲の中に入る。

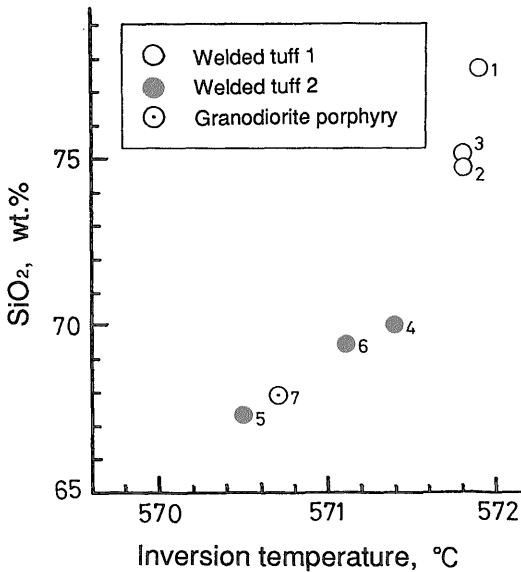
この測定が正しいものとすれば、第 3 図での転移温度の違いは、それぞれの石英の生成条件の違いによるものと考えられる。転移温度が変化する原因の一つに石英中の不純物が考えられ、例えば石英中の Al の量の増加に

第1表 尾鈴山酸性岩類の全岩化学組成と石英の転移温度。全岩化学組成は、後藤準次氏による。Locality no. は、第1図と同じ分析試料採集地点番号を示す。

Table 1 The summarized chemical compositions and inversion temperatures of quartz in the Osuzuyama acid rocks. The analyst of chemical composition is GORO, Hayaji. The numbers show the locality numbers (See Fig. 1).

| Locality no.                                    | 1      | 2       | 3          | 4      | 5       | 6      | 7      |
|---|--------|---------|------------|--------|---------|--------|--------|
| Chemical composition (wt. %)                    |        |         |            |        |         |        |        |
| SiO <sub>2</sub>                                | 77.72  | 74.73   | 75.24      | 70.00  | 67.33   | 69.43  | 67.92  |
| TiO <sub>2</sub>                                | 0.14   | 0.33    | 0.17       | 0.58   | 0.72    | 0.64   | 0.79   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                  | 12.97  | 15.17   | 12.93      | 13.98  | 14.67   | 14.03  | 14.23  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                  | 0.22   | 0.15    | 1.16       | 1.13   | 0.79    | 0.95   | 1.52   |
| FeO   | 0.21   | 0.80    | 0.52       | 2.75   | 4.22    | 3.10   | 3.41   |
| MnO   | 0.00   | 0.00    | 0.01       | 0.05   | 0.09    | 0.07   | 0.10   |
| MgO   | 0.06   | 0.39    | 0.10       | 1.34   | 1.66    | 1.63   | 1.89   |
| CaO   | 0.30   | 0.60    | 0.40       | 2.20   | 2.50    | 2.25   | 2.63   |
| Na <sub>2</sub> O                               | 0.73   | 0.48    | 2.52       | 2.99   | 2.87    | 2.97   | 3.08   |
| K <sub>2</sub> O                                | 5.20   | 3.84    | 5.15       | 3.61   | 3.21    | 3.62   | 3.29   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                   | 0.16   | 0.11    | 0.18       | 0.16   | 0.16    | 0.16   | 0.18   |
| Ign. loss                                       | 2.31   | 4.35    | 1.53       | 1.77   | 1.92    | 1.78   | 1.77   |
| Total   | 100.02 | 100.95  | 99.91      | 100.56 | 100.14  | 100.63 | 100.81 |
| Inversion temperature of quartz phenocryst (°C) | 571.9  | 571.8   | 571.8      | 571.4  | 570.5   | 571.1  | 570.7  |
| Sample no.                                      | OS 11  | OS 11 N | OS 155 LLF | OS 12  | OS-CD 8 | OS 197 | OS-GP  |
| Rock name                                       | Wt 1   | Wt 1    | Wt 1       | Wt 2   | Wt 2    | Wt 2   | Gp     |

Wt 1: Welded tuff 1 (biotite rhyolitic welded tuff); Wt 2: Welded tuff 2 (orthopyroxene dacitic welded tuff); Gp: Granodiorite porphyry.



第3図 尾鈴山酸性岩類の石英の相転移温度と全岩のSiO<sub>2</sub>との関係を示す図。数字は、第1図と同じ分析試料採集地点番号を示す。

Fig. 3 Relationship between the  $\alpha$ - $\beta$  inversion temperature of quartz and SiO<sub>2</sub> in the Osuzuyama acid rocks. The numbers show the locality numbers (See Fig. 1).

より、転移温度が低下するとされており (SMITH and STEELE, 1984 など)、マグマから晶出する石英の生成温度の違いは転移温度に関連するものと考えられている (例えば TUTTLE, 1949)。尾鈴山酸性岩類の場合、転移温度の変化を説明できる直接的なデータはないが、石英の転移温度の違いは、岩石の化学組成の違いとの関連で以下のように説明できるかもしれない。

一般に SiO<sub>2</sub> の多い岩石は、SiO<sub>2</sub> の少ない岩石よりもマグマの温度が低い、尾鈴山酸性岩類のマグマの温度についてもそのことがあてはまりそうである。NAKADA (1983) によれば、2長石温度計及び斜方輝石-イルメナイト温度計を使い、およそ 830-930°C の温度範囲で、溶結凝灰岩 1、溶結凝灰岩 2、花崗閃緑斑岩の順にマグマの温度が高くなると推定されている。仮りに、溶結凝灰岩及び花崗閃緑斑岩の噴出後の過程で石英の転移温度が変化しなかったと考えた場合、低温のマグマから結晶化した石英ほど高い転移温度を示し、高温のマグマから結晶化した石英ほど低い転移温度を示すと考えることができよう。

以上のように、尾鈴山酸性岩類の石英の転移温度は、岩種によって異なり、その母岩の全岩化学組成によって

異なる。TUTTLE(1949)などによる、マグマから晶出する石英の生成温度の違いが転移温度に関連するとの見方は、尾鈴山酸性岩類の岩石の場合においても化学組成と転移温度との関係から示唆される。

文 献

- 後藤隼次・金谷 弘(1985) 粉末法による岩石および鉱物中の諸成分のけい光X線分析 第2報—主成分元素の定量法—。地調月報, vol. 36, p. 453-461.
- IYAMA, T. (1954) High-low inversion point of quartz in metamorphic rocks. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, vol. 9, p. 193-200.
- KEITH, M. L. and TUTTLE, O. F. (1952) Significance of variation in the high-low inversion of quartz. *Amer. Jour. Sci.*, Bowen Vol. p. 203-280.
- 宮崎県 (1981) 20万分の1宮崎県地質図及び同説明書「宮崎県の地質と地下資源」. 72 p.
- NAGASAWA, K. (1953) Differential thermal analysis studies on the high-low inversion of vein quartz in Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 1, p. 156-176.
- 中田節也(1978) 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, vol. 84, p. 243-256.
- (1980) 外帯 S-type 珪長質火成岩類中にみられる I-type 火成岩起源ゼノリス—尾鈴山岩体の場合—. 九大理研報(地質), vol. 13, p. 163-171.
- NAKADA, S. (1983) Zoned magma chamber of the Osuzuyama acid rocks, Southwest Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 24, p. 471-494.
- NAKAGAWA, M. (1988) Cell dimensions, minor element composition and high-low inversion of quartz in the Amakusa pottery stone. *Mineral. Jour.*, vol. 14, p. 37-47.
- RODGERS, K. A. and HOWETT, N. M. (1988) Inversion temperatures of quartz crystals from the Haast Schist Belt, New Zealand: A preliminary survey. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, vol. 159, p. 1-21.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1968) K-Ar ages of Osuzuyama acid rocks, Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 229-232.
- 下田 右(1985) 粘土鉱物研究法. 創造社, 243 p.
- SMITH, J. V. and STEELE, I. M. (1984) Chemical substitution in silica polymorphs. *Neues Jahrbuch Miner. Mh.*, jg. 1984, p. 137-144.
- SMYKATZ-KLOSS, W. (1970) Die Hoch-Tiefquartz-Inversion als petrologisches Hilfsmittel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 26, p. 20-41.
- TAKASHIMA, I. (1974) The measurement of inversion temperature of quartz by differential scanning calorimeter (DSC) and its applications to a geothermometer and an indicator of growth environment. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 75-80.
- TUTTLE, O. F. (1949) The variable inversion temperature of quartz as a possible geologic thermometer. *Amer. Mineral.*, vol. 34, p. 723-730.

(受付: 1989年7月31日; 受理: 1989年11月20日)