View metadata, citation and similar papers at core.ac.uk
brought to you by CORE
provided by Josai University Repository of Academia

関東山地のホルンフェルスの石英組織と貫入花崗岩類の形成深度

加賀美英雄・谷口　英嗣

はじめに

これまでに筆者らは甲府深成岩体に接する四万十帯のホルンフェルスを，多摩川上流の全支流，北から一之瀬川，柳沢川，泉水谷，小菅川，および南秋川について調査し変成分帯を行った（加賀美・谷口，2004）。また，オレゴン大学の Sam Boggs, Jr. と変成岩起源石英のカソードルミネッセンス（CL）画像の共同研究を行った（加賀美ほか，2006; Boggs et al. 2007）。

変成作用を受けている石英の CL 画像の研究はいくつかあり（Seyedolali et al. 1997; Holness and Watt, 2001; Bernet and Bassett, 2005），興味ある結果を示している。

関東山地の地層中の粒状石英が再結晶した例の研究はまだ緒についたばかりであるが，ここに，我々が用いた石英組織の識別法を表示し批判を受けることにする。

また，花崗岩類の角閃石の Al 含有量に基ずく定置深度を求めたので，石英組織の研究と関連して考察した結果を報告する。

1. サンプル地点の変成分帯と地層区分

関東山地の四万十帯ホルンフェルスの変成相は，接触部からザクロ石・菫青石帯（菫青石Ⅱ帯；Yuasa, 1976），菫青石帯（菫青石Ⅰ帯；Yuasa, 1976），黒雲母（1, 2, 3）帯，緑泥石帯と分類された（加賀美・谷口，2003）。その分布とサンプル採集地点を図に示す（Fig. 1）。なお記載の文章においては，サンプル採集地点の甲府深成岩類の徳和花崗閃緑岩（Shimizu, 1986）との接触部からの距離も併示した。

フィッション・トラック年代法によると，徳和深成岩体南部の年代は 12.5±14 Ma である（Ito et al. 1989）。K–Ar 年代法によると，北部の年代は 10.1～10.8 Ma である（Shibata et al. 1984）。

四万十帯の地層は北から南へ層序的に上位の層準になる。本地域では 300 地点を越えるホルンフェルス試料を EPMA（電子プローブ・マイクロアナライザー）分析をしたが，ザクロ石を含

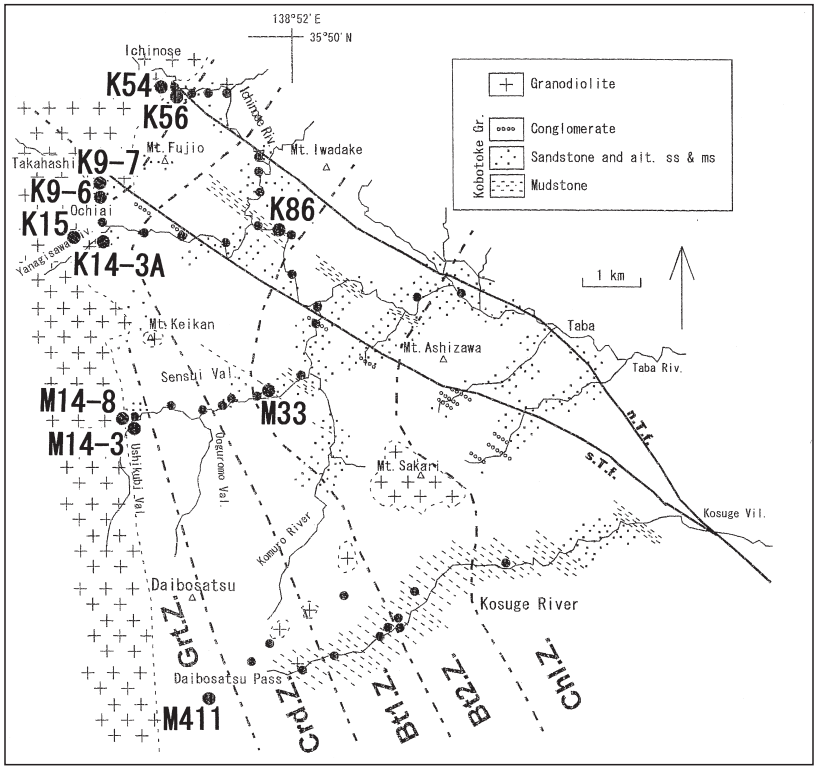

Fig. 1 Location map and metamorphic zones of hornfels at Kanto Mountains
Grt.Z. garnet-cordierite zone; Crd.Z. cordierite zone;
Bt 1. Z. biotite 1 zone; Bt 2.Z. biotite 2 zone;
n.T.f. s.T.f. Tsurukawa fault

んでいる試料は次にあげる5点のみであり，それらについてCL画像を得た上で石英組織を検討した。

なお，本論では最初はホルンフェルスの石英，つぎに石英脈の石英，そして花崗岩類の石英の順で産地について述べる。

K 56は多摩川本流・一之瀬川の塩山市一之瀬村落の河床で採集された。ザクロ石・菫青石帯に属し，接触部からの距離は50 mであった（加賀美・谷口，1999）。原岩は四万十南帯に属する小仏層群丹波層（上部白亜紀）の砂岩である（山梨県地質図編集委員会，1970）。

K 9-6は県道（青梅街道）沿いに流れる柳沢川が塩山市落合の村落から北西に分かれる高橋川に入って700 m位上流の地点で採集された。ザクロ石・菫青石帯に属し，接触部からの距離は5 mであった（加賀美・谷口，1998）。この地点では堆積岩中に貫入している径3 cm位の無数の花崗閃緑岩岩脈が観察された。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小菅層（上部白亜紀）の細粒砂岩である。

K 14-3 Aは落合の村落にあった旧落合小学校の柳沢川の河床から取られた。菫青石帯に属し，

接触部からの距離は 30 m であった。原岩は K 9–6 と同じである。

M 14–3 は塩山市泉水谷を上がり詰めて大沼沢出会いから牛首谷に入って直ぐの標高 1,255 m の地点で，沢には堰堤があるのが目印である。ザクロ石・菫青石帯に属し，接触部からの距離は 60 m であった（加賀美・谷口，2001）。原岩は四万十南帯に属する三倉層群（山梨県地質図編集委員会，1970）または小仏層群小伏層（酒井，1987）の火山灰の薄層を挟むやや粗粒の泥岩である。

K 86 は一之瀬橋（柳沢川と一之瀬川の合流地点）より 450 m 下った県道（青梅街道）の側壁である。菫青石帯に属し，接触部からの距離は 2,600 m であった（加賀美・谷口，2000）。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小菅層（上部白亜紀）の黒色泥岩である。

次に，石英脈のサンプル産地 2 地点をあげる。

M 411 は大菩薩峠西麓の長兵衛山荘より北東に上がる林道の大菩薩 2 号橋左岸の標高 1,640 m の地点で採取した。マサ状の崖に基盤が露頭するところ。ザクロ石・菫青石帯に属し，接触部からの距離は 0 m であった（加賀美・谷口，2002）。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小伏層（酒井，1987）の砂質泥岩である

M 33 は泉水谷の小室川と大黒茂谷の中間地点付近で採集された。黒雲母 2 帯に属し，接触部からの距離は 2,050 m であった。原岩は四万十南帯に属する小仏層群小菅層（上部白亜紀）の砂質泥岩である。

最後は花崗岩類のサンプル産地 3 地点である。

K 54 は一之瀬の本谷から分かれて北にあがる沢の寺の南側に当たる河床から採取した。この接触部の岩石は含カミングト閃石トーナル岩である。

K 605 は青梅街道の柳沢峠を越えて南に下った裂石の旧石切場で採取した。甲府花崗岩類の中心的な位置を占める部分を代表するサンプルとして取り上げた。この岩石は花崗閃緑岩である。なお，この地点は Fig. 1 の西方に当たるので地図上には表示されなかった。

M 14–8 は泉水谷の接触部の花崗岩類であり，M 14–3 と同じ場所である。岩石としては花崗閃緑岩である。

2. ホルンフェルスと貫入花崗岩類の石英組織について

前回の論文においてホルンフェルスの石英組織について述べたので，その延長として追加した資料を含めてまとめた。代表的な石英組織について Fig. 2, Fig. 3 に示す。石英組織の用語は Passchier and Trouw（1996）や Bernet and Bassett（2005）によった。

Fig. 2 はホルンフェルスの石英の代表的な例について示している。なお，対物レンズ x 4, x 10, x 20 は夫々写真横幅が約 11.0 mm, 4.1 mm, 2.0 mm に相当する。

K 86（DSCN 4261）（対物レンズ x 10, オープンニコル）Fig. 2-1：

中央にある石英には 2 つの特徴がみられる。1 つは中心にみられる変質部分で原石英がそのまま残っている left-over grain（相川，2002）である可能性を示す。もう 1 つは左上側の粒縁にみられる黒色のよごれで，これは dusty rim とよばれる残留性（デトリタス）石英の特徴であるといわれる。消光は vague である。これらは低温の環境で堆積性石英の存在とみなされる。黒雲母―ザクロ石地質温度計によると，410～440℃と示されている（加賀美・谷口，2000）。左下側に見られる黒い線状組織はマイクロフラクチャーと思われる。

K 14-3 A（DSCN 6440）（対物レンズ x 20, オープンニコル）Fig. 2-2：

中央の石英は，中心部に半ば熔けた left-over grain があり，周辺部は透明度のある，周密な結晶に変成している。これは結晶成長の過程ではなく，拡散による置換によって交代していると考えられる。また付近には中心まで熔けて完全に交代している小粒もみられる。縁の部分には湾入粒界がみられ，これに挟まれるように固体包有物が成長している。この写真ではないが石英多重結晶も観察された。

M 14-3（DSCN 4219）（対物レンズ x 10, クロスニコル）Fig. 2-3：

ここに見られる石英は粒径が細かく，等粒状でポリゴナール組織を有する。Sharp な消光を示す。マイクロクラックは直線状であるが，方向はランダムである。他の写真ではモザイックファブリックや波動消光を示すものもある。

K 9-6（DSCN 4241）（対物レンズ x 10, オープンニコル）Fig. 2-4：

この石英の特徴は粒界移動再結晶のために，顕著な房状粒界ファブリックを示していることである。粒内には固体包有物が多く見られ，各所に核生成が生じているケオテック状態を示している。また，細粒の石英と粗粒の石英とが混在していて，一種の破砕組織（カタクレーサイトファブリック）の状態にあることを示している。これらはいずれも動的変成作用が働いている場であることを示している。もう一つの特徴は石英再結晶後に形成されたと思われる，系統的な割れ目が見られることでマイクロフラクチャーとみられる。他の写真にはモザイックファブリックや波動消光を持つ石英が観察された。

K 56（DSCN 4235）（対物レンズ x 10, オープンニコル）Fig. 2-5：

ここに見られるホルンフェルスの石英は見事な等粒状で大粒のポリゴナールファブリックを示す。黒雲母―ザクロ石地質温度計によるとホルンフェルスは 600～710℃で形成されたことから（加賀美・谷口，1999），この石英は β 石英であることは確実である。この程度の高温になると，イオン拡散速度は速くなり，包有物は少なくなるとみられる。

K 56（DSCN 4239）（対物レンズ x 20,　オープンニコル）Fig. 2-6：

拡大してみた石英中には固体包有物より melt inclusion の方が多くなっている傾向が観察された。また，直線的な粒界の存在も観察できる。

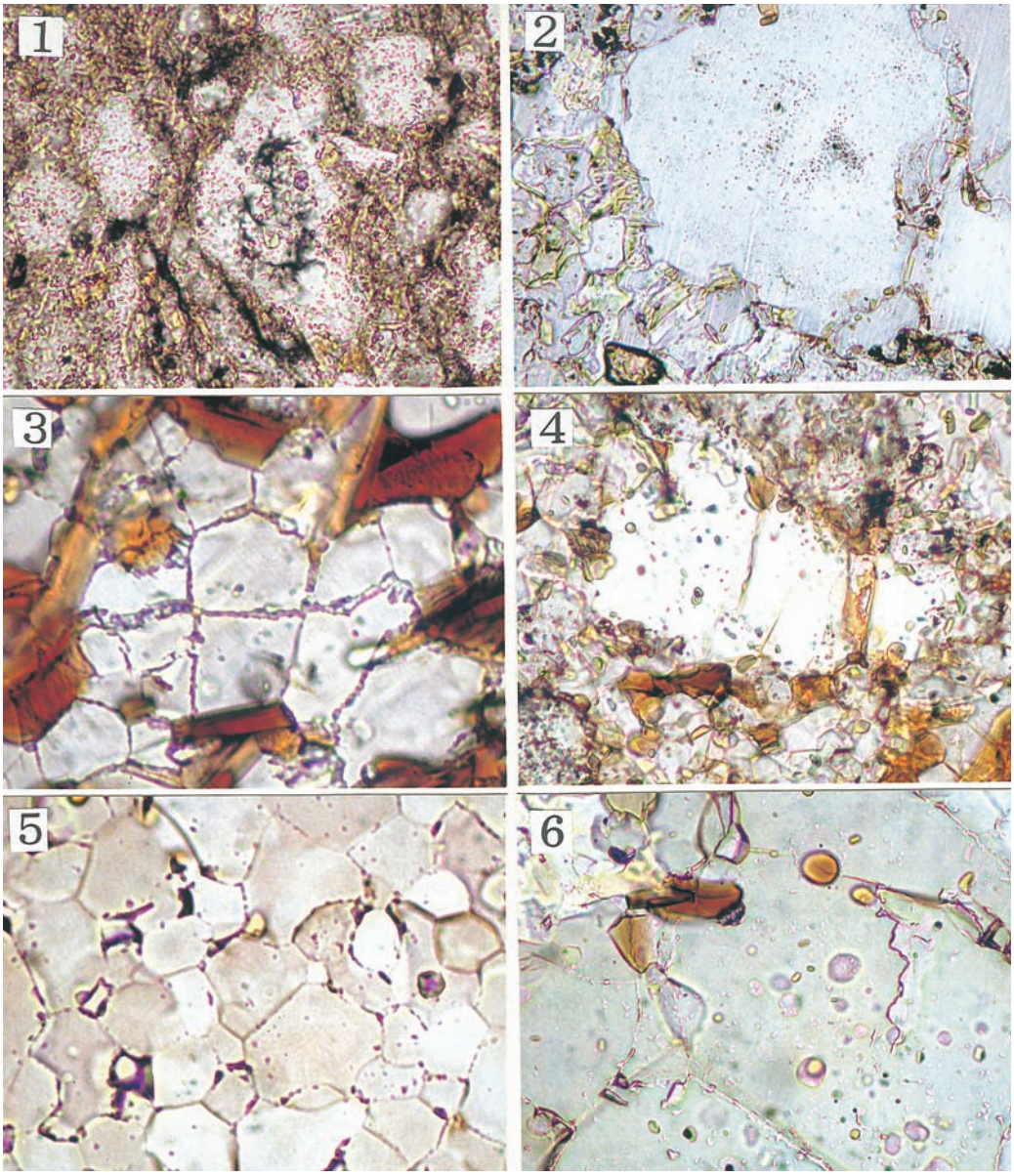

Fig. 2　Microscopic observation of hornfels quartz
1　K 86　　2　K 14-3 A　　3　M 14-3
4　K 9-6　　5　K 56　　6　K 56

次に Fig. 3 で石英脈の石英と花崗岩類の石英を観察する。

M 411（DSCN 2585）（対物レンズ x 4, オープンニコル）Fig. 3-1：

これは花崗岩類に接するホルンフェルス中に発達する大規模な石英脈である。透明感にあふれた石英である。この岩脈のなかにザクロ石が形成されており，黒雲母―ザクロ石地質温度計による計測によると，ホルンフェルスの生成は 600～680℃であることが知られた（加賀美・谷口，

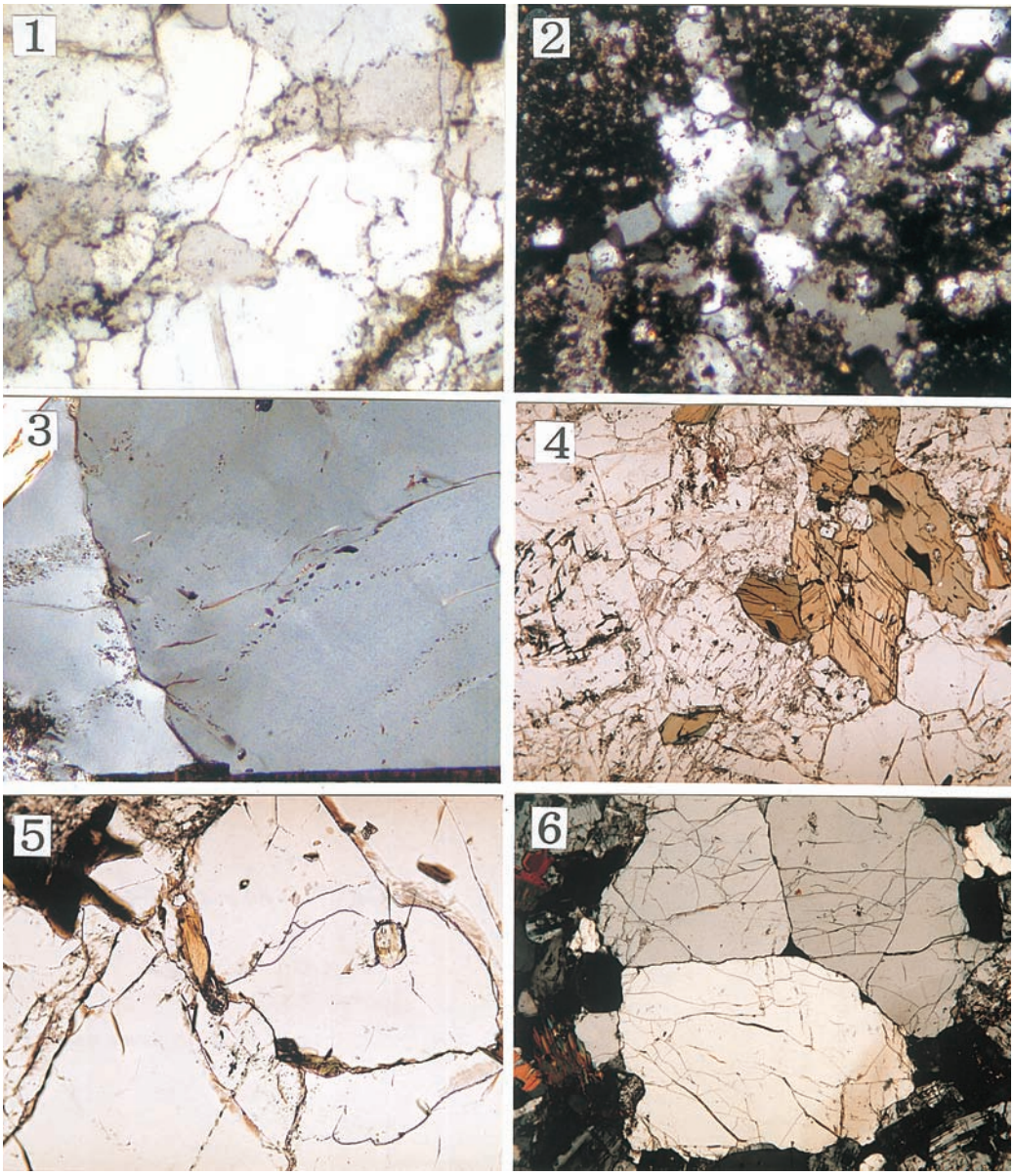

Fig. 3 Microscopic observation of quartz in veins and granites
1 M 411　　2 M 33　　3 K 54
4 K 54　　5 K 605　　6 M 14-8

2002)。この温度で生成された石英はβ石英である。脈方向を横断するように割れ目が発達しているが，マイクロクラックのようにみえる。他の写真では流体包有物跡が発達している。Sharp な消光と大きな開口性クラックがこの石英の特徴である。

M 33（DSCN 6474）（対物レンズ x 10，クロスニコル）Fig. 3-2：

ホルンフェルス中を放射状に走る石英脈である。石英は新鮮で透明感がある。石英脈を横断す

る割れ目があり，しばしば粒界と同じになっている。これは生成時に関連するもので，マイクロクラックと見てよいであろう。この場所は黒雲母 2 帯に属する低温域に相当することから，低温型石英（α 石英）と推定している。この場所のホルンフェルス中の石英には受動的包有物が多く見られることから，低温で未交代（left-over）であった石英が多く取り残されたのではないかと思われる。

次の Fig. 3–3〜Fig. 3–6 は花崗岩類中に見られる石英の組織を示している。

K 54（DSCN 6418）（対物レンズ x 10, クロスニコル）Fig. 3–3：

左右 2 つの石英結晶が接している例である。夫々の結晶中に見られる流体包有物跡は粒界に達すると立ち消える。これは各々の結晶成長の時に形成されたものであり，全てが出来た後に作られたようなものでないことを示している。また，他の写真ではマイクロクラックが観察されている。

K 54（Area 6）（対物レンズ x 4, オープンニコル）Fig. 3–4：

右側に見える有色鉱物はカミングト閃石である。左側を占める無色鉱物は斜長石で双晶が発達している。カミングト閃石の下側にみられる透明な鉱物が石英で，ポリゴナルな粒界が観察される。この地点に接する K 56 の黒雲母―ザクロ石地質温度計が示す変成温度は 600〜710℃を示しているから，このトーナル岩の定置温度はこの地域では最高であったとみることができる。

K 605（Area 4）（対物レンズ x 10, オープンニコル）Fig. 3–5：

クロスニコルでみると，この石英は右上，右下，左の 3 つの結晶からなることが判る。しかもそれらの粒界はポリゴナルの組織を示す直線的である。粒界に沿って固体包有物（黒雲母）が形成されており癒合クラック（healed crack）となっている。この 3 つの石英結晶を切ってリング状のマイクロクラックが発達している。同様なリング状マイクロクラックは M 14–8 でも観察されたので，これは深成岩類に特徴的な組織ということができる。

M 14–8（Area 1）（対物レンズ x 4, クロスニコル）Fig. 3–6：

ポリゴナル組織を示す 3 個の石英巨大結晶が一種の斑状変晶を形成している。石英結晶内を走る割れ目系は粒界を越えて続かないので，それぞれ成長時またはその直後に独自に形成されたマイクロクラックであろう。

以上に観察した石英組織を Table 1 にまとめた。通常は原岩ファブリック（模様）として他形，自形などの項目が最初にくるのが一般であるが，ここではホルンフェルスということで割愛する。再結晶ファブリックには，房状粒界ファブリック（interlobate）が上げられる。これは粒界の移動を伴う動的再結晶が行われたもので，粒径は細粒化を示している。ポリゴナルファブリックは，直線的粒界ファブリックを持つ他形〜半自形の結晶よりなり，多結晶かつ巨大化を示す。これは静的再結晶の特徴といえる。モザイックファブリックは石英多結晶を示す。その他の形態としては定向配列，覆瓦構造などがあるが，表にはあげなかった。なお，石英脈として透明（clear），

Table 1 Quartz textural features and 'Major quartz types' from hornfels, veins and granites

Textural Features		Hornfels					Vein		Granites			Qtz Type
		K 86	K14-3A	M 14-3	K 9-6	K 56	M 411	M 33	K 54	K 605	M 148	
	Interlobate				C	C						Metamorphic
Recrystallized fabric	Polygonal			C		C	C				C	Metamorphic/Plutonic
	Mozaic	P	P	P	F	C						Metamorphic
Vein quartz	Clear						A	A		P		Volcanic
	Sharp		F	F	C	F	C	F				Plutonic
Extinction	Vague	F(*)		F								Metamorphic/Sedimentary
	Undulose			C	C	C						Metamorphic
	Passive		P	F	P	P						Metamorphic
Inclusion	Solid	F		C		P		F	F	F	F	Plutonic
	Melt			P			F					Volcanic
Fluid Inclusion Trail					C	F	C		A		P	Plutonic
Zoning	Relict											Volcanic
	Replace	F		P	F		P					Metamorphic
Microcrack	Open-healed			C		F	F		C	C	C	Plutonic
Microfracture	Open-healed	F	F		C	F	C	C				Metamorphic
Major Quartz Type												
Plutonic		F	F	C	C	C	C	F	A	C	A	
Volcanic				P			A	A		P		
Metamorphic		F	C	C	C	C	C	C			C	
Sedimentary		F										

Following abbreviations are in descending order. (*) accompanied by dust rim.
A: Abundant, C: Common, F: Few, and P: Present.

均質（homogeneous）の特徴を示した。

消光（extinction）に関してはsharp, vague, 波動消光（undulose）の3区分に分けて観察した。

包有物（inclusion）に関してはpassive, solid, meltと共にfluid inclusionも含めて観察した。受動包有物（passive inclusion）というのは包有された基質の断片を受動的に含むものとしているが，ここでは透明性に欠く‘取り残し’石英粒子（left-over grain）が粒の中心に観察されるものと考える（相川，2002）。つまり交代反応に参加していない古い石英が取り残されて包有されているのである。周囲が透明性の高い新鮮な石英に置換されている場合も知られている。固体包有物（solid inclusion）というのは中心まで再結晶が進み小鉱物粒子を含有しているものである。温度が上がり孤立的な核生成が生じて粒成長が起こったものをいう。溶融包有物（melt inclusion）というのは珪酸塩ガラスが石英中に取り込まれているもので，マグマ起源の火山岩や花崗岩にみられる。流体包有物（fluid inclusion）というのは，流体相の存在する環境で，石英が成長するときや，あるいは石英生成後にできた割れ目が閉じるときに流体が捕獲されてできる包有物である。

帯状構造（zoning）に関しては，relictとreplaceがある。relictというのは‘取り残し’石英粒子が持っていた帯状構造である。replaceというのは縁の部分で新鮮な石英に置換することによって一見は帯状構造を示す場合があるものを指す。

割れ目（microcrack/microfracture）に関しては，マイクロクラックは深成岩・火山岩に見られる割れ目系であり，マイクロフラクチャーは変成岩に見られる割れ目系である。

さて，これらの項目が全ての岩石に普遍的に観察されるのか，または特徴的に識別されるのかは重要な問題である。この点に関してBernet and Bassett（2005）を参照した。

彼らによると，各岩種毎に特定の石英組織（quartz type）が認められた。岩種としては，深成岩種（pultonic quartz），火山岩種（volcanic quartz），変成岩種（metamorphic quartz），岩脈種（vein quartz），堆積岩種（sedimentary quartz），および顕微晶種（microcrystalline quartz）である。夫々の特徴を述べると，深成岩種では，3結晶よりなる巨大結晶の存在，マイクロクラックの存在，流体包有物の存在，波動消光は殆ど無いこと，帯状構造は稀なことが特徴である。火山岩種では，無垢な均質結晶（homogeneous）の存在，帯状構造の存在，溶融包有物の存在，大きな開口性クラックの存在などで特徴付けられる。変成岩種には3つの区分があり，低変成（＜400℃）では，マイクロフラクチャーが認められる。中変成（～700℃）では，変形バンドや波動消光が認められる。高変成では再結晶でモザイックファブリックを示す。脈岩種は火山岩種に似ている。溶融によって極めて均質な（homogeneous）透明（clear）外観を示す。帯状構造は彼らの報告では5%以下の極めてわずかな例であると記されている。堆積岩種では石英の縁にdust rimが観察されるのが特徴である。および顕微晶種はchalcedony様組織を示す。

これらの考察を勘案して，Table 1 の右端に示した石英タイプを決めた。関東山地の変成岩（ホルンフェルス），脈岩，および花崗岩類（plutonic）の実例も示した結果，Bernet and Bassett の分類基準はかなり信頼性をもって利用できると考えている。

各サンプル地点で観察された複数の石英タイプは Table 1 の縦の列に示されている。A は多い，C は普通にある，F は少ないながらある，P は全く無いわけではない，という頻度を示している。この列の下側の欄にサンプル地点の石英種の出現頻度を示し，これを Bernet らは major quartz type「主石英タイプ」と呼んだ。このTable 1 では例えば，花崗岩類の主石英タイプは深成岩種であり，脈岩の主石英タイプは火山岩種であり，そしてホルンフェルスの主石英タイプはふらつきが大きいが深成岩種と変成岩種からなるということが識別できた。このホルンフェルスの場合，火山岩種や堆積岩種は殆ど再結晶してしまい残っていないとみられる。

3. 貫入花崗岩類の形成深度

角閃石の Al 圧力計を用いた花崗岩類の形成深度を求めた。角閃石の Al 含有量は，角閃石の結晶化作用時の圧力をよく反映しているといわれる（Hollister et al. 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992）。提案されている圧力計の式はそれぞれ次のようになる。

$$P = -3.92 + 5.03\,(Al^{T}) \quad \cdots\cdots (1)$$

ここで，P は圧力で単位は Kbar である。（Al^{T}）は角閃石の全アルミ量（$Al^{IV} + Al^{VI}$）であり，23-O に対応している。

$$P = -3.46 + 4.23\,(Al^{T}) \quad \cdots\cdots (2)$$

$$P = -3.01 + 4.76\,(Al^{T}) \quad \cdots\cdots (3)$$

これらの式の適応圧力範囲と誤差は，（1）Hollister らでは 200〜800 MPa±100 MPa,（2）Johnson らでは 200〜800 MPa±50 MPa，そして（3）Schmidt では 250〜1300 MPa±60 MPa となっている。

測定した角閃石は自形であり，塑成変形作用によって作られる組織は認められなかった。また，結晶内に汚濁帯は認められないことからマグマ混合などは生じていないと考えられる。従って，塑性変形作用やマグマ混合に由来する再平衡時期の圧力ではなく，正常のマグマ固結時の圧力であったと判断する。

一之瀬の母岩に接触する花崗岩類のサンプル K 54 は含カミングト閃石トーナル岩であるが，この岩石中の普通角閃石の化学組成の分析値を Table 2 に示す。Table 2 の下段には(H)Hollister et al.，(J)Johnson and Rutherford，(S)Schmidt らの式によって求めた花崗岩類の定置圧力

Table 2 Chemical analysis (by EPMA) of hornblende from K 54 and calculation of average crustal depth (km)

K 54 Hornblende																
No.	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO2	46.57	46.62	47.42	46.43	46.50	45.87	46.51	47.91	47.13	47.48	46.07	46.14	46.52	46.57	46.26	46.88
TiO2	1.25	1.45	1.54	1.50	1.30	1.52	1.50	0.35	1.54	0.66	1.26	1.19	1.59	1.17	1.63	1.68
Al2O3	6.70	6.63	6.86	6.64	6.78	7.00	6.76	6.04	6.60	6.20	7.08	7.28	7.13	6.92	7.15	6.73
FeO	18.38	17.77	17.19	17.60	17.92	18.86	18.17	18.57	17.34	19.18	19.59	18.91	17.00	18.86	17.35	16.24
MnO	0.70	0.61	0.33	0.36	0.52	0.71	0.61	0.58	0.54	0.76	0.55	0.65	0.31	0.73	0.39	0.33
MgO	10.67	11.04	11.86	11.35	11.35	10.48	11.14	11.55	11.57	11.01	10.42	10.30	12.16	10.33	11.77	12.64
CaO	10.72	11.09	11.02	10.94	11.01	10.90	11.10	10.99	10.99	10.78	10.62	11.01	11.13	10.88	11.11	11.31
Na2O	1.16	1.13	1.35	1.28	1.15	1.15	1.17	0.92	1.23	1.05	1.16	1.11	1.29	1.12	1.27	1.49
K 2O	0.54	0.51	0.60	0.53	0.50	0.59	0.59	0.48	0.56	0.55	0.52	0.63	0.61	0.54	0.64	0.53
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
V 2O3	0.09	0.12	0.10	0.08	0.10	0.06	0.09	0.03	0.10	0.03	0.07	0.10	0.13	0.12	0.10	0.08
NiO	0.00	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.04	0.00	0.00	0.11	0.02	0.00	0.03	0.11	0.07	0.00
P 2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.78	97.01	98.34	96.74	97.20	97.20	97.68	97.46	97.60	97.82	97.36	97.32	97.91	97.37	97.73	97.90
O No.	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.06	7.03	7.02	7.02	7.01	6.96	6.99	7.19	7.04	7.14	6.98	6.98	6.93	7.04	6.92	6.96
Ti	0.14	0.16	0.17	0.17	0.15	0.17	0.17	0.04	0.17	0.08	0.14	0.14	0.18	0.13	0.18	0.19
Al	1.20	1.18	1.20	1.18	1.20	1.25	1.20	1.07	1.16	1.10	1.26	1.30	1.25	1.23	1.26	1.18
Fe	2.33	2.24	2.13	2.22	2.26	2.39	2.28	2.33	2.17	2.41	2.48	2.39	2.12	2.38	2.17	2.02
Mn	0.09	0.08	0.04	0.05	0.07	0.09	0.08	0.07	0.07	0.10	0.07	0.08	0.04	0.09	0.05	0.04
Mg	2.41	2.48	2.62	2.56	2.55	2.37	2.49	2.58	2.58	2.46	2.35	2.32	2.70	2.32	2.62	2.80
Ca	1.74	1.79	1.75	1.77	1.78	1.77	1.79	1.77	1.76	1.74	1.72	1.78	1.78	1.76	1.78	1.80
Na	0.34	0.33	0.39	0.37	0.34	0.34	0.34	0.27	0.36	0.31	0.34	0.33	0.37	0.33	0.37	0.43
K	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12	0.10	0.12	0.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.42	15.42	15.45	15.46	15.46	15.47	15.46	15.41	15.43	15.44	15.46	15.45	15.50	15.42	15.50	15.52
H Mpa	209.91	200.96	210.65	202.73	213.26	237.56	210.29	145.49	192.88	160.12	243.39	260.69	237.83	227.83	241.85	200.51
Km	7.79	7.46	7.82	7.53	7.92	8.82	7.81	5.40	7.16	5.95	9.04	9.68	8.83	8.46	8.98	7.44
J Mpa	160.18	152.65	160.80	154.14	163.00	183.43	160.50	106.01	145.85	118.31	188.34	202.88	183.66	175.25	187.04	152.27
Km	5.95	5.67	5.97	5.72	6.05	6.81	5.96	3.94	5.42	4.39	6.99	7.53	6.82	6.51	6.94	5.65
S Mpa	268.60	260.13	269.30	261.80	271.77	294.76	268.96	207.64	252.48	221.49	300.29	316.65	295.02	285.56	298.83	259.70
Km	9.97	9.66	10.00	9.72	10.09	10.94	9.99	7.71	9.37	8.22	11.15	11.76	10.95	10.60	11.10	9.64

No.	24	63	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	80		
SiO2	46.86	46.93	47.58	47.01	47.97	47.49	45.73	46.27	46.96	46.98	47.24	47.13	46.99		
TiO2	1.55	1.01	0.56	0.95	0.35	0.34	1.23	1.49	1.54	1.59	1.52	1.58	0.77		
Al2O3	7.07	6.57	6.22	6.61	6.08	6.01	6.70	6.93	6.71	6.74	6.81	6.69	6.27		
FeO	17.95	19.68	19.26	19.53	19.11	19.66	18.65	17.72	16.69	16.62	16.71	16.11	18.35		
MnO	0.34	0.86	0.78	0.67	0.81	0.67	0.65	0.60	0.30	0.27	0.29	0.28	0.57		
MgO	11.82	10.90	11.37	10.98	11.25	11.32	10.69	11.46	12.19	12.92	12.78	13.09	11.57		
CaO	10.96	10.40	10.94	10.63	10.95	10.60	10.84	11.17	11.22	11.25	11.18	11.18	11.01		
Na2O	1.46	1.04	0.96	1.22	0.95	1.01	1.03	1.16	1.29	1.34	1.31	1.38	1.02		
K 2O	0.61	0.51	0.39	0.51	0.49	0.44	0.51	0.54	0.64	0.53	0.51	0.51	0.45		
Cr2O3	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05		
V 2O3	0.12	0.08	0.03	0.08	0.04	0.07	0.07	0.12	0.08	0.09	0.14	0.06	0.09		
NiO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.08		
P 2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	98.75	98.10	98.07	98.19	97.99	97.63	96.17	97.51	97.63	98.35	98.48	98.01	97.21		
O No.	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23		
Si	6.95	7.05	7.12	7.05	7.18	7.15	7.00	6.95	7.00	6.95	6.97	6.98	7.08		
Ti	0.17	0.11	0.06	0.11	0.04	0.04	0.14	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.09		
Al	1.23	1.16	1.10	1.17	1.07	1.07	1.21	1.23	1.18	1.18	1.18	1.17	1.11		
Fe	2.23	2.47	2.41	2.45	2.39	2.48	2.39	2.23	2.08	2.06	2.06	1.99	2.31		
Mn	0.04	0.11	0.10	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07		
Mg	2.61	2.44	2.53	2.45	2.51	2.54	2.44	2.57	2.71	2.85	2.81	2.89	2.60		
Ca	1.74	1.67	1.75	1.71	1.75	1.71	1.78	1.80	1.79	1.78	1.77	1.77	1.78		
Na	0.42	0.30	0.28	0.35	0.28	0.30	0.31	0.34	0.37	0.39	0.37	0.40	0.30		
K	0.12	0.10	0.07	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.09		
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
V	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01		
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	15.52	15.45	15.44	15.48	15.42	15.46	15.45	15.48	15.48	15.52	15.49	15.51	15.46		
														Av (29)	Range
H Mpa	229.15	192.79	160.38	195.54	147.14	144.87	215.45	225.04	201.41	199.21	203.94	194.99	168.49		
Km	8.51	7.16	5.95	7.26	5.46	5.38	8.00	8.36	7.48	7.40	7.57	7.24	6.26	7.52	5.38～9.68
J Mpa	176.36	145.78	118.53	148.10	107.40	105.48	164.84	172.91	153.03	151.18	155.16	147.63	125.35		
Km	6.55	5.41	4.40	5.50	3.99	3.92	6.12	6.42	5.68	5.61	5.76	5.48	4.65	5.72	3.92～7.53
S Mpa	286.81	252.40	221.73	255.00	209.20	207.05	273.84	282.92	260.56	258.47	262.95	254.48	229.41		
Km	10.65	9.37	8.23	9.47	7.77	7.69	10.17	10.50	9.67	9.60	9.76	9.45	8.52	9.71	7.69～11.76

（MPa）と深度（km）を示した。定置圧力とは花崗岩類が上昇してきて周囲の圧力と平衡に達した時の圧力を示すと考える。測定した定置圧力の範囲と換算されたその時の深度平均値を述べると次のようになる。

(H)Hollister et al. では 144.87～260.69 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 5.38～9.68 km の範囲で，平均値は 7.52 km であった。(J)Johnson and Rutherford では 105.48～202.88 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 3.92～7.53 km の範囲で，平均値は 5.72 km であった。(S)Schmidt では 207.05～316.65 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると，7.69～11.76 km の範囲で，平均値は 9.71 km であった。なお，計測圧力の深度換算は 100～500 MPa の範囲で岩石密度を 2750 kg/m^3 と仮定して計算した（西脇・奥平，2007）。

この結果を見ると，いずれも許容範囲を超えて低圧領域にはみ出している。従ってその精度はかなり低いとみてよい。このような制約はあるものの K 54 の定置深度は平均値として 5.72～9.71 km の範囲に入り，極めて浅い値を示した。このような例は他にあるのであろうか。

領家変成帯に分布する花崗岩類は母岩である地層群に対する接触変成作用の有無と，母岩である地層群と花崗岩類の構造要素の調和性によって，古期花崗岩類と新規花崗岩類に区分されている。古期花崗岩類は周囲の地層群に接触変成作用を与えず，両者の構造要素は調和的である。これに対して，新規花崗岩類は周囲の地層群に接触変成作用を与えており，両者の構造は調和的でない（奥平ほか，2000；西脇・奥平，2007）。そして古期花崗岩類の定置深度は 16～20 km±3 km であり，一方，新規花崗岩類の定置深度は 9～13 km±3 km と指摘されている。

この報告を参照すると，サンプル K 54 の定置深度は領家変成帯の新規花崗岩類の圧力範囲に入り，その中でも特に浅い方に集中していることを示していると言うことができる。

サンプル K 15 は落合の村落にある旧落合小学校西の県道の崖で採集した（Fig.1）。地図上では K 14-3 A の西側に位置する。岩石としては花崗閃緑岩である。この岩石中の普通角閃石の化学組成の分析値を Table 3 に示す。測定した定置圧力の範囲と換算されたその時の深度平均値を述べると次のようになる。

(H)Hollister et al. では 105.47～346.81 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 3.92～12.88 km の範囲で，平均値は 9.88 km であった。(J)Johnson and Rutherford では 72.35～275.30 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 2.69～10.22 km の範囲で，平均値は 7.70 km であった。(S)Schmidt では 169.76～398.15 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると，6.30～14.78 km の範囲で，平均値は 11.95 km であった。サンプル K 15 の定置深度は平均値として 7.70～11.95 km の範囲に入り，極めて浅い値を示した。

また，落合の村落から高橋川に入って直ぐのサンプル K 9-7 の普通角閃石の化学組成を Table 3 に示す。サンプル K 9-7 と K 9-6 は同一地点である。サンプル K 15 と K 9-7 の両地点は接近していることから，分析値は殆ど同じ値を示している。測定した定置圧力の範囲と換算されたそ

Table 3 A part of chemical analysis of hornblende from K 15 and K 9-7 and calculation of average crustal depth (km)

K 15 落合小学校西

No		49	50	53	54	55	56	57	58		
Al		1.40	1.31	1.38	1.41	1.38	1.47	1.12	0.99	Av (8)	Range
H	Mpa	313.71	267.43	302.14	317.83	303.35	346.81	171.99	105.47		
	Km	11.65	9.93	11.22	11.80	11.26	12.88	6.39	3.92	9.88	3.92～12.88
J	Mpa	247.47	208.55	237.74	250.94	238.76	275.30	128.29	72.35		
	Km	9.19	7.74	8.83	9.32	8.86	10.22	4.76	2.69	7.70	2.69～10.22
S	Mpa	366.83	323.04	355.88	370.73	357.02	398.15	232.72	169.76		
	Km	13.62	11.99	13.21	13.76	13.26	14.78	8.64	6.30	11.95	6.30～14.78

K 9-7 落合・高橋

No		15	23	24	25	26	30	31	32		
Al		1.26	1.21	1.32	1.13	1.27	1.29	1.26	1.31	Av (8)	Range
H	Mpa	239.47	215.37	273.22	176.81	244.30	258.76	239.47	268.40		
	Km	8.89	8.00	10.14	6.56	9.07	9.61	8.89	9.97	8.90	6.56～10.14
J	Mpa	185.04	164.77	213.42	132.34	189.10	201.26	185.04	209.36		
	Km	6.87	6.12	7.92	4.91	7.02	7.47	6.87	7.77	6.90	4.91～7.92
S	Mpa	296.58	273.77	328.51	237.28	301.14	314.83	296.58	323.95		
	Km	11.01	10.16	12.20	8.81	11.18	11.69	11.01	12.03	11.01	8.81～12.20

の時の深度平均値を述べると次のようになる。

(H)Hollister et al. では 176.81～273.22 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 6.56～10.14 km の範囲で，平均値は 8.90 km であった。(J)Johnson and Rutherford では 132.34～213.42 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると 4.91～7.92 km の範囲で，平均値は 6.90 km であった。(S)Schmidt では 237.28～328.51 MPa の圧力範囲であり，深度に換算すると，8.81～12.20 km の範囲で，平均値は 11.01 km であった。サンプル K 9-7 の定置深度は平均値として 6.90～11.01 km の範囲に入り，サンプル K 15 に近い値を示した。

4. 考　察

変成岩の石英変成による再結晶を具体的に議論した例は極めて限られており，熱水変成による石英形成の研究には遅れをとっている（Batkhishig et al. 2005）.

ここでは，低変成度変成岩において固体―固体反応で石英が再結晶する温度範囲を推定することと，中変成度変成岩において高温型石英（β 石英）が結晶成長する例を議論する。

低温での変成石英の再結晶：低温変成地域では，黒雲母のように産出したり，しなかったりす

るので，鉱物のアイソグラッドを決めるのに苦労する例は京都府和束地域にみられる（竹内・王，1999）。低変成度変成作用ではしばしば非平衡状態にあるので，変成温度は一サンプル中でも幅広い値を取ることがあり，厳密に温度を決めることは困難な場合がある。

熱水変成においては石英脈が形成される限界温度は 350℃であると，流体包有物分析から決めている（Batkhishig et al. 2005）。この流体相の変成温度に比べると，固体変成をする場合にはもっと温度幅を有することが指摘されている（都城，1994）。

M 14–3 では，黒雲母を取り巻くように石英が成長している。これが接触変成作用の主時階に形成されるとしたら，石英は 350～500℃の温度範囲で作られたということができる。M 14–3 のホルンフェルスの変成温度はザクロ石・黒雲母地質温度計によると 490～500℃と求められた（加賀美・谷口，2001）。なお，この石英が後退変成期に post-metamorphism の作用で形成された可能性は，この M 14–3 に限り平均化学組成値（全岩分析値）に異常な数値が見られないことから，期待できない。

黒雲母のアイソグラッドは 440℃以上と日本中の例をまとめた報告がある（Nakamura, 1995）。これからみると M 14–3 では石英の再結晶は 440～500℃の範囲で形成されたものと推定される。また，この見方が正しいならば，黒雲母を取り巻く湾入石英組織（embayment texture）は，石英の再結晶化を示していると判断される。

K 68 のホルンフェルスの変成温度はザクロ石・黒雲母地質温度計によると 410～440℃と求められた（加賀美・谷口，2000）。K 14–3 A も菫青石帯に属することから同じような状況であったと思われる。なお，K 68 や K 14–3 A の石英周縁にみられる帯状構造は流体浸透が生じた例である。K 14–3 A には受動的包有物が認められたことから，低温のため古い石英が残存していたと考えられる。その温度の下限は 410℃程度であったとみられる。また，K 68 には堆積岩種に特徴的な dust rim が観察されたことから，未変成岩屑性石英が存在していると考えられる。なお，流体の確固たる証拠があっても，次に述べる高温域では，石英周縁の帯状構造は形成されてないことから，結晶は中心まで完全に再結晶していると見られる。

高温での変成石英の再結晶：高温型石英（β 石英）へ転移する温度は 1 気圧では 573℃と知られている。接触変成作用の主時階と石英脈形成が同時か，または後退期に属するかの問題については次のように考える。K 9–6 と M 411 で示されるように，ザクロ石は石英脈中に産し，その黒雲母―ザクロ石地質温度計での変成温度は 600～700℃の高温を示している（加賀美ほか，2006）。これは本地域の変成主時階に近い値であり，このことから接触変成作用と石英脈形成とは同時期であったと考える。脈岩産のザクロ石が接触変成作用の主時階に形成されたとする例は，京都市の大文字変成岩でも報告されている（Nakamura, 1995）。

高温で形成された石英は，変成温度からみて全て高温型石英である。そのことは K 56 の岩石顕微鏡写真（Fig. 3）に示されるようにグラノブラスチックーポリゴナール組織を有しているが，

これこそ高温型石英の環境を跡付けている。この高温型石英には結晶の周縁に発達するゾーニングは認められず，石英本体が黒雲母を取り巻く組織を形成している。このことから高温型石英は完全に再結晶していると結論された。なお，変成温度が高くなるほど透明感のある純粋な石英になっている。

サンプル K 54 の定置深度は平均値として 5.72〜9.71 km の範囲に入り，極めて浅い値を示した。落合に見られるサンプル K 15 と K 9-7 の花崗閃緑岩の定置深度は，K 15 の場合は平均値として 7.70〜11.95 km の範囲に入り，また K 9-7 の場合は平均値として 6.90〜11.01 km の範囲に入り，K 15 に近い値を示した。これを一之瀬のサンプル K 54 のトーナル岩と比べると，1〜2 km 深いという結果が示された。しかし，この違いはトーナル岩と花崗閃緑岩という成分の違う岩体に由来するものかも知れず，また次に述べるような理由もあって簡単には結論が出せない。それはサンプル K 54 では形成温度が若干高く，石英組織としては polygonal で代表される静的な環境であった。一方，サンプル K 9-7 では細かいマグマ性岩脈が多く観察され，水蒸気圧が高かったと推定されているからである。これを示す石英組織として房状境界ファブリックであること，破砕組織がみられることは，まさしくその状況を正確に反映している。

廣瀬花崗岩類の定置深度を比較のために領家変成帯の花崗岩類と比べると，領家帯古期花崗岩類の定置深度は 16〜20 km±3 km であり，一方，新規花崗岩類の定置深度は 9〜13 km±3 km と指摘されている。これを見ると，新規花崗岩類に比べても 2〜4 km 程度，関東山地は浅い定置深度を示していると云うことができる。多分この違いが関東山地のホルンフェルスに紅柱石/珪線石帯を欠く理由になっているのであろう。

謝　辞

本研究を進めるに際して，多くの方々から種々の援助をえた。

EPMA 分析に関しては，元東京大学海洋研究所の石井輝秋氏に大変お世話になった，心から感謝の意を表する。この分析は海洋研の共同利用プログラム No. 40（1997 以降）によったが，その間に同研究所の佐藤暢（現専修大学理系研究室）・町田嗣樹氏に大変お世話になった。

関東山地のホルンフェルス情報に関しては，防災科学技術研究所の松田達生氏，山梨大学教育人間科学部自然科学科地学教室の角田謙朗氏，総産研の竹内圭史氏，湯浅真人氏から貴重な助言と文献を頂いた。以上の方々に記して感謝の意を表する。

城西大学学生の磯貝洋平氏には，野外調査や実験室で大変おせわになった。この研究に要した費用は，城西大学教官研究費と実験実習費の一部を使った。記して感謝の意を表する。

引用文献

相川信之（2002）石英における微構造の発達．岩石鉱物科学，31, 42-45.

Batkhishig, B., Bignall, G. and Tsuchiya, N. (2005) Hydrothermal quartz vein formation, revealed by coupled SEM-CL imaging and fluid inclusion microthermometry: Shuteen Complex, South Gobi, Mongolia. *Resource Geology*, 55, 1, 1–8.

Bernet, M. and Bassett, K. (2005) Provenance analysis by single-quartz-grain sem-CL/optical microscopy. *J. Sedimentary Research*, 75, 3, 492–500.

Boggs, Jr. S., Kagami, H. and Taniguchi, H. (2007) Cathodoluminescence study of quartz recrystalization in contact-metamorphosed rocks of the Shimanto Supergroup, Kanto Mountains, Japan. *Josai University Bulletin of Liberal Arts* (*Natural Science, Health and Physical Education*), 30, 15–32.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, 72, 231–239.

Holness, M. B. and Watt, G. R. (2001) Quartz recrystallization and fluid flow during contact metamorphism: a cathodoluminescence study. *Geofluids*, 1, 215–228.

Ito H., Sorkhabi, R. B., Tagami, T. and Nishimura, S. (1989) Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan: New evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, 166, 331–344.

Johnson, M. C. and Rutherford, M. C. (1989) Experimental calibration of the alminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841.

加賀美英雄・谷口英嗣（1998）関東山地の四万十帯のホルンフェルス ── 塩山市落合付近の産状と変成鉱物の化学組成 ──．城西大学研究年報（自然科学編）22, 23–74.

加賀美英雄・谷口英嗣（1999）関東山地の四万十帯のホルンフェルス ── 塩山市一之瀬付近の産状と変成鉱物の化学組成 ──．城西大学研究年報（自然科学編）23, 1–56.

加賀美英雄・谷口英嗣（2000）関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅢ ── 塩山市落合付近の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 ──．城西大学研究年報（自然科学編）24, 11–47.

加賀美英雄・谷口英嗣（2001）関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅣ ── 塩山市泉水谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 ──．城西大学研究年報（自然科学編），25, 1–37.

加賀美英雄・谷口英嗣（2002）関東山地の四万十帯のホルンフェルスⅤ ── 北都留郡小菅谷の泥質岩変成鉱物の産状と化学組成 ──．城西大学研究年報（自然科学編），26, 1–45.

加賀美英雄・谷口英嗣（2003）関東山地四万十帯ホルンフェルスの変成鉱物モードと変成流体相の特徴．城西大学研究年報（自然科学編），27, 11–47.

加賀美英雄・谷口英嗣（2004）関東山地三頭山地域の四万十帯ホルンフェルスの化学組成．城西大学研究年報（自然科学編），28, 27–56.

加賀美英雄・谷口英嗣・Boggs, Jr. S.（2006）関東山地接触変成岩の石英カソードルミネッセンス画像．城西大学研究年報（自然科学編），29, 1–27.

都城秋穂（1994）変成作用．岩波書店，東京，256 p.

Nakamura, D. (1995) Comparison and interpretation of graphitization in contact and regional metamorphic rocks. *The Island Arc*, 4, 112–127.

西脇仁・奥平敬元（2007）近畿中央部，初瀬深成複合岩体の定置過程．地質学雑誌，113, 249–265.

奥平敬元・大友幸子・早坂康隆（2000）領家変成帯からみた白亜紀西南日本のテクトニクス．地団研専報，49, 67–80.

Passchies, C. W. and Trouw, R.A.J. (1996) 鳥海光弘・金川久一訳「マイクロテクトニクス」シュプリンガー・フェアラーク東京，1999, 277 p.

酒井彰（1987）五日市地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所，75 p.

Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304–310.

Seyedolali, A., Krinsley, D. H., Boggs, Jr., S., O'Hara, P. F., Dypvik, H. and Goles, G. G. (1997) Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis. Geology, 25, 9, 787–790.

Shibata, K., Kato, Y. and Mimura, K. (1984) K-Ar ages of granites and related rocks from the northern Kofu area. *Bull. Geol. Survey Japan*, 35, 19–24. (in Japanese with English abstract).

Shimizu, M. (1986) The Tokuwa Batholith, Central Japan. University Museum Bull., Tokyo University, 28, 146 pp.

竹内圭史・王革凡（1999）京都府和束地域の低変成度領家変成岩．地質調査所月報，50 (8), 527–534.

山梨県地質図編集委員会（1970）山梨県地質図，2 葉，1：100,000.

Yuasa, M. (1976) Contact metamorphic aureole around the Kaikoma–Hoo granodiorite pulton in the northern part of Akaishi Mountains, Central Japan. Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 71, 157–176.

Quartz Textures of the Hornfels and Emplacement Depths of the Tokuwa Granites, Kanto Mountains, Japan

H. KAGAMI and H. TANIGUCHI[1]

Abstract

Information gained from optical microscopy allows distinction of different quartz types among hornfels, veins and granites. Important feature visible by optical microscopy is left–over grain or passive inclusion. The old dirty crystal is replaced by new clear quartz at the periphery. The new quartz contains much fewer inclusions and its boundary is not definitely identified, because it is formed by solid diffusion of ions. We propose temperature range to form the lefr–over grain or the passive inclusion between 410 and 500℃ obtained by garnet–biotite geothermometer.

Based on the amphibole chemistry, emplacement depth of the Tokuwa granites is estimated as follows. The crustal depth of 5〜9 km is obtained from tonalite at Sample K 54 near Ichinose, and that of 6〜11 km from granodiorite at Samples K 15 and K 9–7 near Ochiai. These values are 2 to 3 km shallower than the younger granites in the Ryoke metamorphic belt, central Kinki Province, SW Japan. This shallow emplacement depth may explain the reason why andulusite/sillimanite zones did not develop in the Kanto Mountains.

The emplacement depth of Ichinose tonalite is 1 to 2 km shallower than that of Ochiai granodiorite, although the former site situates deeper horizon than the latter in geologic succession. To explain this difficulty, intrusions of numerous dykes of Ochiai granodiorite could have forced to increase total Al content in hornblende. Interlobate fabric of quartz grain observed at hornfels of Ochiai may indicate dynamic deformation of the sample took place.

1. Institute of Geology, Faculty of Science, Josai University