

周琵琶湖花崗岩体により接触変成作用を受けた 堇青石ホルンフェルスの調査

原 俊 介[†]

1. はじめに

滋賀県の地形は、琵琶湖を中心にその周辺を沖積低地、丘陵地、さらにそれらの外縁部を1,000m級の地塁山地が取り囲むという特徴をもっている。琵琶湖は六甲変動によって形成された近江盆地底が滞水してできた湖盆であり、日本最大・最古の湖である。これらの特徴から、琵琶湖とその周辺地域では、様々な分野で研究がなされてきた。地質や岩石学分野では湖東にある伊吹山地の石灰岩や、湖東コールドロンを形成する花崗岩体、湖東流紋岩、滋賀県南部で確認される古琵琶湖層群など、多岐にわたる研究がなされてきた。その中で、山地の大部分を占める美濃丹波帯及び花崗岩体との接触部で形成される接触変成岩については、その報告自体は多々あるものの研究報告例は2例しか存在しない^{1) 2) 3) 4) 5)}。

接触変成岩は鉱物種が豊富でありそれら鉱物は固溶体を示すものが多い。この特徴から、特に変成時の温度を推測することが可能だと考えられる。これにより変成作用を与える熱源の温度範囲、特に周辺に影響を与え始める貫入時の温度の下限が推測できる。

また滋賀県周辺の花崗岩体について、生成された年代や鉱物種、外部から受けた影響など多岐にわたる研究がされた一方で、温度に関する記述はほとんどされておらず、記述があったものでも花崗岩体の上限の温度を溶融実験から推測したものであり、正確な数値は求められていなかった^{6) 7) 8) 9) 10) 11) 12) 13) 14) 15) 16) 17) 18)}。

これらのことから、本研究では滋賀県周辺

の花崗岩体から熱を受けた接触変成岩の変成温度を内部鉱物から測定し、花崗岩体の下限温度を推測することを目標とする。本研究はホルンフェルス内に存在する多様な鉱物の中で、滋賀県周辺の様々な地点で出現報告が多い堇青石に特に着目し下限温度の推測を行う。

堇青石はMg, Feから構成されるサイクロケイ酸塩の一種であり、Al, Siが秩序的に配列した斜方晶系を持つ。化学式は $(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$ である。一般的に高温低圧で発生した泥質ホルンフェルスや広域変成岩に広く産出する。まれに花崗岩やペグマタイトにも産出することがある。高温時には多形であるインド石に変化することが知られている。インド石はSi, Alが無秩序に配列した六方晶系の結晶である。

また、結晶成長にインド石が関係する時、堇青石の三連双晶が生成される。堇青石の三連双晶の多くは花卉状の結晶と比喩され、8つの成長分域に分かれている。この時インド石と堇青石は同時に成長する。インド石は図1のようにc軸（上下軸）方向に成長し、花卉の軸となる2つの成長分域を構成する。堇青石は周囲の花弁として成長し、6つの成長分域を構成する（図1）。このとき、堇青石はインド石を中心とし、その結晶方位はインド石に依存した三種類になる。インド石に依存した三種類の結晶方位を持つ堇青石は、共通のc軸を持ち、60度回転した関係となる。インド石と堇青石の2相が共存する温度および化学組成（Mg, Fe比）は決まっておらず（図2）、この条件を満たす地域は限られている²⁰⁾。堇青石が非晶質または微結晶に変質することをピナイト化、変質により生じた雲母類や粘土鉱物をピナイトといい、割れ目や縁に沿ってピナイト化することが多い。特に花卉状結晶がピナイト化したものを桜石と呼ぶ¹⁹⁾。

[†] 教科教育専攻 理科教育専修
担当教員：大井修吾

滋賀県周辺地域では京都市西部に位置する大文字山周辺や長浜市北部に位置する金糞岳周辺、甲賀市中心部に位置する古城山で桜石または堇青石の三連双晶が報告されている^{17) 21)}。

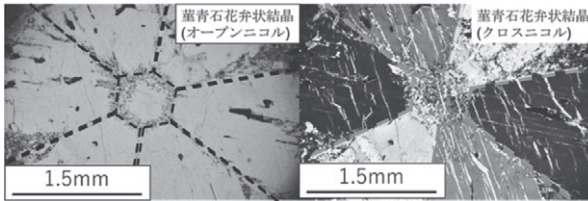


図 1：大文字の堇青石三連双晶の光学顕微鏡写真

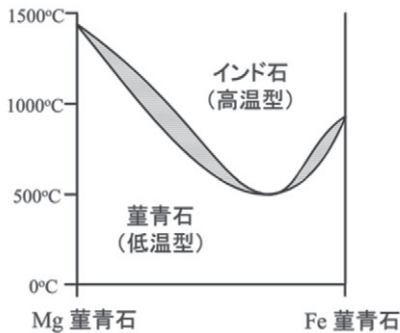


図 2：低圧条件下における Mg, Fe 堇青石の相平衡図
Kitamura and Hiroi (1986) より

II. 地質概略

試料採取は滋賀県を取り囲む山々を作る花崗岩体のうち、大規模花崗岩体である比叡、田上、鈴鹿、比良、貝月山、江若の周辺 6 地点で行った。以下に各地点の地質概略を記載する(図 3)。

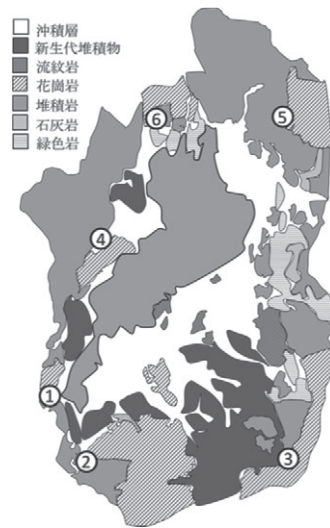


図 3：滋賀県の地質図。

1. 京都府京都市・大文字山 (比叡花崗岩)

大文字山は京都盆地を形成する山の一つである(図 3. ①)。標高の最高点は 465.4 メートルである。北部には比叡花崗岩体が位置し、白亜紀後期に形成されており K-Ar 年代測定法によって 72～68Ma という結果が測定されている¹⁾。また、一部では 96Ma という結果も出ており、本花崗岩体は滋賀県北東部に位置する貝月山花崗岩体と特徴が似ることから、この 2 種花崗岩体が他の山陽帯に属する花崗岩帯に先行して生成された可能性が示唆されている⁶⁾。

比叡花崗岩体は等粒状黒雲母花崗岩と花崗斑岩からなり、黒雲母花崗岩の東部で花崗斑岩が貫入している。比叡花崗岩の分布範囲は確認できるだけで 5～7km とされている。大文字山北縁部では比叡花崗岩体から接触変成作用を受けており、その範囲はおよそ 1.5～2km とされている。変成作用の熱源となる花崗岩体からの距離によって生成される鉱物が異なり、北部から順に堇青石帯、黒雲母帯、緑泥石帯と変化する。主にホルンフェルスが確認されるが、接触部から離れた地点では粘板岩も確認される。ホルンフェルスについては露頭が観察されることから多くの研究が行われてきた。なお、当地点が変性作用を受けた際の温度範囲はグラファイトの生成条件から 560～590℃ほどであり、最低でも 530℃以上でないとい出現できないことが

知られている。そのため、当地域では最低でも530～590℃の範囲内で変成作用を受けたと考えられる²¹⁾。

2. 滋賀県大津市・大石地域 (田上花崗岩)

大石地域は滋賀県南部に存在し、琵琶湖から約10km離れている。また、琵琶湖から大阪湾に流れ込む河川の源流である瀬田川のそばに位置している(図3.②)。

周辺には母岩が花崗岩である田上山が北東～東に存在している。花崗岩体の範囲は瀬田川沿い、瀬田川西部にも広がっている。変成部付近ではこれら岩石が変成作用を受けホルンフェルスをはじめとした接触変成岩となっている。特に大石地域周辺の泥質ホルンフェルスからは猪瀬山周辺の黒雲母帯や当採取地点の堇青石帯、一部地域では紅柱石帯など、多様な鉱物が報告されている¹⁵⁾。田上山の母岩である花崗岩は、K-Ar年代測定法によって約76～67Maに生成されたと報告されている³⁾。そのため、後期白亜紀に、マグマが地下の深いところで冷えて固まって出来たと考えられる。

3. 滋賀県甲賀市・山女原 (鈴鹿花崗岩)

本地域は滋賀県と三重県の県境に位置する鈴鹿山脈の南部に存在する(図3.③)。

本地域の花崗岩体は鈴鹿花崗岩と呼ばれている。鈴鹿花崗岩体は黒雲母花崗岩であり、その全長は約34kmに及ぶ。東部、西部で中、古生層に変成作用を与えている。また、Rb-Sr年代測定法により76～68Maの間にできたとされている¹¹⁾。採取地点より西には野洲川層群の一部である、前期中新世に堆積した鮎河層群が広がっている。鮎河層群は野洲川流域から東西10km、南北8kmに広がっており、貝化石を主とし、様々な植物・動物化石が確認出来る⁹⁾。

鈴鹿花崗岩体東部と西部でホルンフェルスが確認されているが、滋賀県側では変成度は低く、そのほとんどが原岩の鉱物及び岩石組織をそのまま残している。ただし例外的に、土山町山女原東部(本採取地点)では完全に再結晶化しており、白雲母、黒雲母、ピナイト化した堇青石を含むことが報告されている¹⁴⁾。

4. 滋賀県高島市・岳山周辺部 (比良花崗岩)

本地域は滋賀県西部の比良山脈に属する岳山付近に存在する(図3.④)。

本花崗岩体は滋賀県中西部に存在する花崗岩体であり、比良山脈の大部分を構成する。丹波帯のジュラ紀付加コンプレックスおよび新期領家花崗岩類を貫いている。本花崗岩体を横断するように、北西から南西にかけて断層が走っている。そのため、南北で岩層が異なり、南ほど地下深く、北ほど浅い岩層が確認できる。本花崗岩内には花崗斑岩・流紋デイサイトがそれぞれ貫入している。また、北部花崗岩類については熱水の作用を受けていると考えられている¹⁰⁾。

Rb-Sr全岩アイソクロン測定では78Ma、K-Ar年代測定法では73～71Maとされている。西部地域には武奈ヶ岳をはじめとした丹波帯の付加堆積物を母岩とする山々が連なっている。

5. 滋賀県長浜市・金糞岳 (貝月山花崗岩)

金糞岳は滋賀県北東部の長浜市と岐阜県との県境に位置する(図3.⑤)。その最高点は滋賀県内で伊吹山に次ぐ1317mである。主に泥岩が優勢であり、東部地域では花崗岩体が貫入したとされる。

東部に位置する花崗岩体は貝月山花崗岩であり、その生成時期はK-Ar年代測定法によりおよそ99～95Maとされている¹⁾。南北14km、東西11.5kmに広がり、主として角閃石を含んだ粗粒黒雲母花崗岩からなる。

貝月山花崗岩体から2.5～3km程度の距離で変成作用を受けており、特に1～2km程度の範囲を堇青石帯、2～3kmの間を黒雲母帯としている。その際、ホルンフェルスからは花弁状の結晶について報告がされている¹⁷⁾。

6. 滋賀県高島市・白谷 (江若花崗岩)

当地域は滋賀県のマキノ町北部、福井県県境からおおよそ2、3km南部に位置する(図3.⑥)。主に丹波帯の付加堆積物からなり、北部～西部にかけて花崗岩が確認出来る。

花崗岩体は江若花崗岩体からなり、黒雲母花崗岩体を主としている。年代測定はされていないが、周辺地域の花崗岩体へのK-Ar年代測定では63～59Maと言う結果が出ており、江若花崗

岩体も同年代に生成されたと推測されている¹⁸⁾。新生代古第三紀頃に生成されたと考えられ、他地点と比較して最近の出来事である。採取地点周辺には江若花崗岩体を母岩とした赤坂山が位置している。

III. 研究手法

各地域で採取した堇青石ホルンフェルスから薄片を作成し、偏光顕微鏡による観察、走査型電子顕微鏡及び電子プローブマイクロアナライザ (SEM-EPMA) による化学組成分析、後方散乱電子回折 (EBSD) による結晶方位解析を行った。

SEM-EPMA (JXA-8230) による化学組成分析ではエネルギー分散 X 線分光法 (EDX) 及び波長分散 X 線分光法 (WDX) を使用した。EDX は SEM による鉱物同定に用いた。また堇青石については WDX も用いて定量分析を行った。WDX 分析は、加速電圧 15kV、電流値 10nA、スポットサイズ 3 μ m で行い、堇青石に含まれやすい Si、Mg、Fe、Al、Mn、Cr、Na、Ti の 8 原子について分析した。薄片ごとに複数の堇青石から化学組成を測定し、その平均値を各地点の化学組成とした。

消光位が三種類に分かれているが花弁状結晶が確認できない堇青石に EBSD を行った。SEM-EBSD (Quanta200 3D+) は京都大学大学院理学研究科鉱物学講座にて行った。加速電圧 15kV、電流値 2.6nA で行った。

堇青石の結晶構造は六方晶系のインド石と類似する。c 軸を中心に 60 度回転させた結晶と比較したとき、Al と Si が入れ替わるのみでほとんど同じ結晶構造を持つ。そのため EBSD で堇青石の方位を決定する際、共通の c 軸を中心に 60 度回転した 3 方位が結晶方位の候補として挙がり、EBSD のみで結晶方位を決定することは困難である。一方それぞれの方位を持つ結晶を通った光の偏光方向は異なり、偏光顕微鏡下で消光位の違いとして判断できる。そこで本研究では EBSD パターンから結晶方位の候補を 3 種類に絞り、ステレオネットを用いてそれぞれの場合の偏光方向を作図し、偏光顕微鏡で消光位を観察することで堇青石の結晶方位を 1 つに決

定した。

IV. 観察・分析結果

表：各地点の MgO、FeO の化学組成測定結果
(上：質量パーセント 下：陽イオン数)

	大文字(比叡花崗岩体)	大石地域(田上花崗岩体)	山女原(鈴鹿花崗岩体)
Element	Wt(%)	Wt(%)	Wt(%)
SiO2	47.97	48.80	48.41
Al2O3	33.47	33.88	33.25
TiO2	0.01	0.01	0.01
Cr2O3	0.01	0.01	0.01
Na2O	0.29	0.26	0.65
MgO	6.89	7.12	7.10
FeO	9.94	9.83	8.58
MnO	0.54	0.60	0.94
Total	99.11	100.51	98.97
Element	Cation	Cation	Cation
SiO2	4.95	4.96	4.98
Al2O3	4.07	4.06	4.03
TiO2	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.06	0.05	0.13
MgO	1.06	1.08	1.09
FeO	0.86	0.84	0.74
MnO	0.05	0.05	0.08
Total	11.04	11.04	11.06
MgO+FeO	1.92	1.91	1.83
MgO	55.26	56.32	59.60
FeO	44.74	43.68	40.40

	金葉岳(貝月山花崗岩体)	白谷(江若花崗岩体)
Element	Wt(%)	Wt(%)
SiO2	48.72	48.01
Al2O3	33.77	32.90
TiO2	0.01	0.01
Cr2O3	0.01	0.01
Na2O	0.29	0.31
MgO	7.37	6.17
FeO	9.87	11.32
MnO	0.29	0.34
Total	100.32	99.07
Element	Cation	Cation
SiO2	4.96	4.98
Al2O3	4.05	4.02
TiO2	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00
Na2O	0.06	0.06
MgO	1.12	0.96
FeO	0.84	0.98
MnO	0.03	0.03
Total	11.05	11.04
MgO+FeO	1.96	1.94
MgO	57.09	49.30
FeO	42.91	50.70

1. 京都府京都市・大文字山 (比叡花崗岩体)

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

偏光顕微鏡及び SEM-EPMA 観察の結果堇青石ホルンフェルスは基質と斑状変晶から構成されており、斑状変晶の大半は堇青石の花弁状結

晶であった。他鉱物と比べて堇青石花卉状結晶は顕著に大きかった。基質部分は細粒であり、100 μm 以下の石英や一方向に伸びた形状の鉄チタン鉱物が観察できた。

SEM-EPMA 観察から不透明鉱物は鉄-チタン酸化物だと確認できた。基質部分は白雲母や石英、黒雲母、カオリナイト等の粘土鉱物が存在しており、自形ではないことが多かった。

(b) 堇青石について

薄片内の堇青石はおよそ2~3mm程度であり、花卉状結晶は最大で8mm程度であった。堇青石の大半が花卉状結晶になっており、その消光位は3方向に分かれていた。SEM-EPMAから堇青石の化学組成は $\text{MgO} : \text{FeO} = 55 : 45$ (mol比)であった(表)。また、インド石と堇青石の成長分域の間に化学組成の差は確認できなかった。本地点では花卉状であるインド石由来の堇青石三連双晶及び桜石が報告されており²¹⁾、本研究で観察したのもインド石由来の堇青石三連双晶だと考えられる(図4)。クロスニコル下で堇青石内部および外縁部に黒雲母が観察でき、自形ではなかった(図4c, d, f)。

堇青石結晶の外縁部および内部には鉄チタン酸化物や黒雲母、白雲母、石英が確認できたが、その量は少なく、基質と同様の大きさのものが多かった。

堇青石花卉状結晶の外縁部には雲母類をはじめとし、粘土鉱物が存在していた。これらの鉱物は花卉状結晶の形状を保っていたため、堇青石がピナイト化して生成されたと考えられる。当地域のピナイトは黒雲母、白雲母を主体とし、カオリナイトなどの粘土鉱物から構成されていた。白雲母は針状結晶が集合しているような形状をしており、消光をはっきりと確認することができなかった。

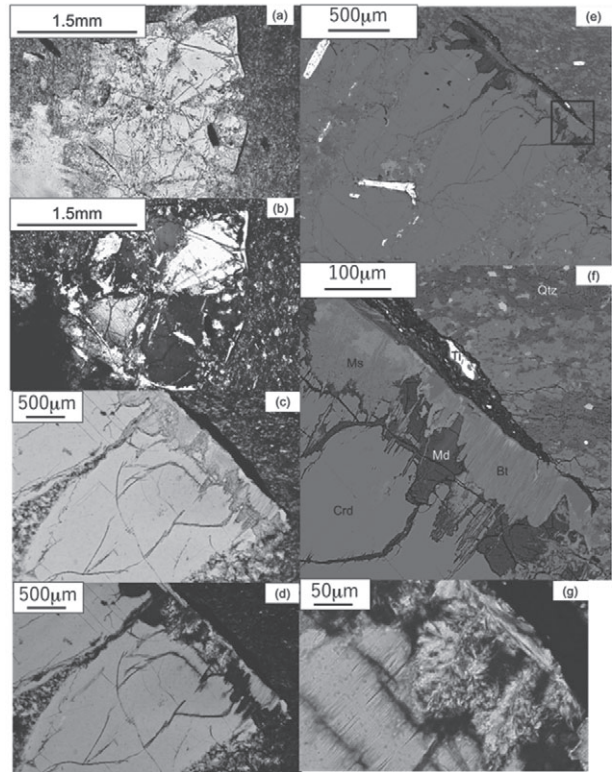


図4：大文字山・薄片で確認できた花卉状結晶。

(a)：オープンニコル像。(b)：クロスニコル像。(c)：外縁部のオープンニコル像。(d)：外縁部のクロスニコル像。(e)：後方散乱電子像。(f)：(e)内四角(外縁部)の拡大図。凡例記載(白雲母：Ms、黒雲母：Bt、粘土鉱物：Md、鉄チタン酸化物：Ti、堇青石：Crds、石英：Qtz)(g)：白雲母のクロスニコル像。針状結晶が集合しているような形状をしている。

2. 大津市・大石地域(田上花崗岩体)

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

偏光顕微鏡及びSEM-EPMA 観察の結果大文字山と同様に基質と斑状変晶から構成されていた。

斑状変晶の大半は堇青石で構成されていた。

基質を構成する鉱物の大半は黒雲母、石英であった。またこれら以外にも、白雲母やアパタイト、粘土鉱物、鉄チタン酸化物が存在していた。これらのうち白雲母、アパタイトは細粒だった。鉄チタン酸化物は不透明鉱物であった。

(b) 堇青石について

薄片内の堇青石は最大1~2mm程度の斑状変晶であり、ホルンフェルス中の他の鉱物と比較して大きかった(図5)。また、クロスニコル

下で堇青石斑状変晶は波動消光を示していることが多かった。SEM-EPMA から堇青石の化学組成は $MgO : FeO = 56 : 44$ であった (表)。堇青石斑状変晶は黒雲母や白雲母、石英の基質を包有しているものもあり、中には細粒の黒雲母や白雲母、石英、アパタイトを多量に包有しているものもあった。包有物の多い堇青石は偏光顕微鏡のオープンニコル下では堇青石斑状変晶とわからないがクロスニコル下ではほぼ同時に消光していた。包有物と基質の構成鉱物及び粒径はほとんど同じであった。

堇青石斑状変晶には3種類 (方位 A、B、C) の消光位からなるものが観察できた。細粒な鉱物を多量に包有しているため観察しにくい、中には花卉状結晶と疑わしいものも存在した。

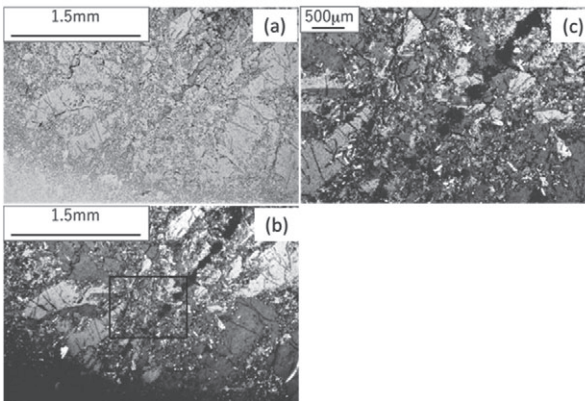


図5：鹿跳橋の堇青石斑状変晶。

(a)：オープンニコル像。(b)：クロスニコル像。(c)：クロスニコル像拡大図。

(c) EBSD による結晶方位解析

上記の花卉状結晶と疑わしい堇青石に対して EBSD による結晶解析を行った。波動消光があり結晶に歪みが生じていると考えられるため、離れている領域においては方位解析に歪みが反映されることが予想される。そのため EBSD パターンは方位 A の分析点と隣接する方位 B、C を1組として20組取得し、オイラー角 ϕ 、 θ 、 ψ を全て0とした時の方位 A に対する方位 B、C の (100)、(010)、(001) をステレオネットにプロットした (図6)。

(001) のステレオネットから、方位 B、C ともに方位 A と c 軸を共有していることが分かっ

た。また (100)、(010) のステレオネットから方位 B、C の a 軸、b 軸は方位 A の a 軸、b 軸から c 軸を中心に 60° 回転させた方位であることが分かった。このことから方位 A、B、C は結晶学的な関係を持っており、それらの方位を持つ堇青石斑状変晶は独立に核形成したわけではないということが分かった。

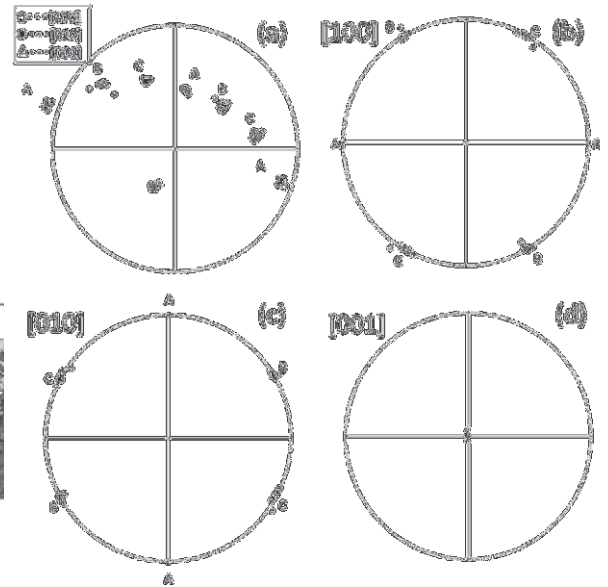


図6：堇青石の [100][010][001] のステレオ投影。

A、B、C はそれぞれ方位 A、B、C に対する方位解析の結果を示す。(a)：薄片鉛直方向に対するそれぞれの堇青石の方位。(b)：隣接する A の堇青石に対する B、C の [100] のステレオ投影。(c)：隣接する A の堇青石に対する B、C の [010] のステレオ投影。(d)：隣接する A の堇青石に対する B、C の [001] のステレオ投影。

3. 甲賀市・土山町山女原 (鈴鹿花崗岩体)

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

試料採取時に本地域の試料は全体的に風化しているように感じられ、その表面には最大で1cm程度 of 白く変色した結晶が多数存在していた。

偏光顕微鏡観察及び SEM-EPMA 観察の結果、基質と斑状変晶から構成されていることがわかった。図7のようにオープンニコルで花卉状に見える結晶は存在したが、ほとんどのものは黒雲母や白雲母、粘土鉱物から構成されており堇青石がピナイト化した可能性が高い。粘土鉱物は 大文字山 と同様 Al : Si は約 1 : 1 で後方散乱電子像下では石英よりも輝度が低かった。

粘土鉱物は花卉状結晶内部のみでなく、堇青石の周辺にも出現しており、自形でなかった。また図8のようにピナイトに囲われるように1~2mm程度の堇青石斑状変晶が確認できた。堇青石斑状変晶をクロスニコル下で確認すると、その消光位が斑晶内で3種類に限られていることがわかった。

堇青石は薄片観察も含めて薄片内に2地点しか確認できなかった。堇青石周辺には雲母類を中心としたピナイトが多く存在していた。

基質は石英を中心に黒雲母、白雲母、鉄チタン酸化物から構成されていることがわかった。これらは自形を持たないことが多かった。

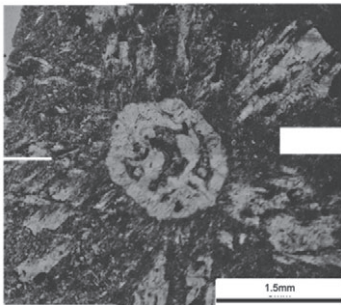


図7：山女原・花卉状に見える結晶（オープンニコル）。ピナイト化しており堇青石は確認できなかった。

(b) 堇青石について

ピナイト化した花卉状結晶は全体で6~8mm程度であり、それぞれの成長分域は2~3mm程度であった。

ピナイトに囲われた堇青石は偏光顕微鏡において円筒状に見え、一つの斑晶内で3方位の消光位を持っていた。これは堇青石花卉状結晶におけるインド石の成長分域と類似した特徴であり、当地域の花弁状結晶はインド石を由来とした堇青石が元になった可能性が高い。当地点でも堇青石の花弁状結晶や風化生成物の桜石が存在する可能性があると考えられる。

堇青石三連双晶に対し化学組成分析を行った。結果は表のようになっており、 $MgO:FeO = 60:40$ (mol比)となっていた(表)。また、当地域では他地域と比較し堇青石に Na_2O と MnO が多く含まれていた。

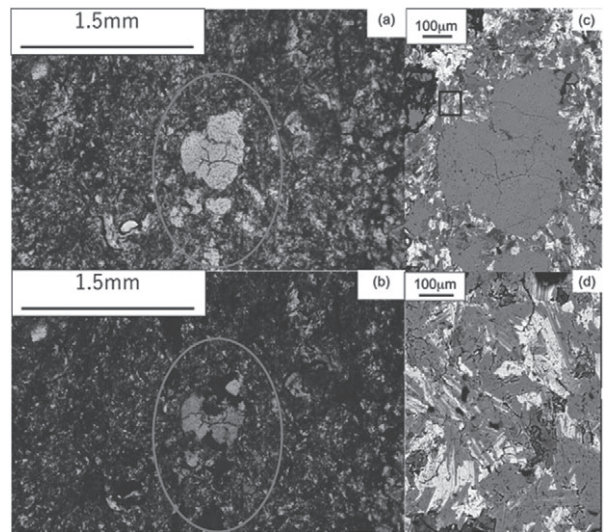


図8：山女原・堇青石斑状変晶（赤丸の範囲）。
(a)：オープンニコル像。(b)：クロスニコル像。同一斑晶内で3種類の消光位が観察できる。(c)：後方散乱電子像 (d)：(c)の四角部分の拡大図

4. 高島市・岳山北部（比良花崗岩体）

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

偏光顕微鏡で観察した結果薄片の大半は基質で埋められており、他地点と比較して斑晶は少なかった。斑晶の多くは石英やピナイト化した黒雲母、白雲母であり、堇青石は確認できなかった。石英は薄片全体で観察できるが一つ一つの斑晶は小さく、大きいものでも1mm程度であった。雲母類は複数の結晶が集まって構成されていた。一部の雲母類の多結晶は堇青石に形状が似ており、その大きさは2mm程度となっていた。クロスニコル下で観察したところ、大半が雲母類の針状結晶であり、その間に常に消光する結晶が存在した。針状結晶は大文字山や土山町山女原地域試料内のピナイト化した堇青石と類似する。

基質は黒雲母、石英を中心に構成されており、その一部は白雲母や鉄チタン酸化物だと判明した。これら鉱物は自形を持たず、薄片内に点在していた。

(b) 堇青石について

当地域で作成した薄片内で堇青石の斑状変晶は確認できなかった。一方、雲母類が薄片内

で多数確認できており、大文字山で確認できた堇青石花卉状結晶のインド石の成長分域に形状が類似するものもあった（図9）。SEM-EPMA 観察より、上記の黒雲母結晶は他にも白雲母やカオリナイト等の粘土鉱物からなる事が判明した。その形状はSE 土山町山女原で観察できた花卉状結晶に類似しており、堇青石がピナイト化した可能性が高い。一方、堇青石はSEM-EPMA 観察からも確認できなかった。ピナイト化した堇青石と類似する鉱物組織も観察できたことから当地域でも堇青石の生成があったと推測でき、上記雲母類は堇青石がピナイト化した可能性が高い。

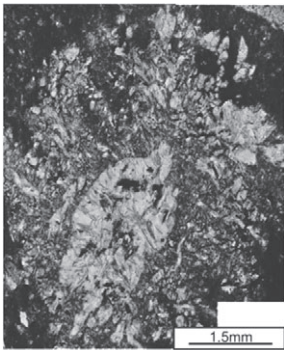


図9：岳山・雲母の結晶（オープンニコル）。山女原で確認できた花卉状結晶と形状が似ている。

5. 長浜市・金糞岳周辺（貝月山花崗岩体）

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

偏光顕微鏡観察の結果、先行研究で報告されている通り斑晶の大半は堇青石の花卉状結晶であり、クロスニコル下では消光位が三方位に分かれていた（図10）。黒雲母や石英も多く観察できた。黒雲母は大文字と同じく堇青石の外縁部に存在していることが多かった。また石英は1mm前後の大きさで脈状に分布することが多かった。また、茶色く変色した部分が脈状に含まれていた。このような部分は堇青石の外縁部にも含まれていた。

SEM-EPMA 観察で茶色く変色している部分は石英よりも低い輝度を示した。化学組成に多少の差があるものの、Al:Siがおよそ1:1となっていることからカオリナイトなどの粘土鉱物と考えられる。全体的に堇青石が薄片の大半

を占めており、その外縁部には黒雲母や白雲母、石英や粘土鉱物が存在していた。

基質は石英や黒雲母、白雲母、粘土鉱物によって構成されている事がわかった。その形は大半が自形ではない。またこれら鉱物の基質は堇青石の斑状変晶周辺に多く存在していた。堇青石周辺の基質は他のものと比べて大きかった。

(b) 堇青石について

当地域では堇青石の花卉状結晶が報告されており、観察からも確認できた。大きさは最大6mm程度であり、各成長分域はおよそ1~3mm程度である。肉眼観察ではこれよりも大きいガラス質の結晶を確認できた。消光位は3種類に分かれており、三連双晶の形成がされている。また、花卉状結晶は大文字山のものと比較して小さく、形が歪であった。

堇青石は一部に茶色く変色した部分が含まれることが多かった。変色した部分はクロスニコル下では暗くなっており、常に消光していた。これは花卉の一部を構成しているため、堇青石がピナイト化している。また、黒雲母や針状の白雲母が確認できており、これらもピナイト化により生じたものと考えられる。当地域のピナイトは粘土鉱物を主体としており、少量の黒雲母や白雲母から構成されている。また堇青石外縁部および内部には基質を構成する鉱物である黒雲母や白雲母、石英、粘土鉱物が確認できた。これら結晶は外縁部に広く存在し、堇青石がピナイト化した際に生じた可能性がある。

当地域の堇青石の化学組成はMgO:FeO=57:43 (mol比) となっていることがわかった（表1、2）。

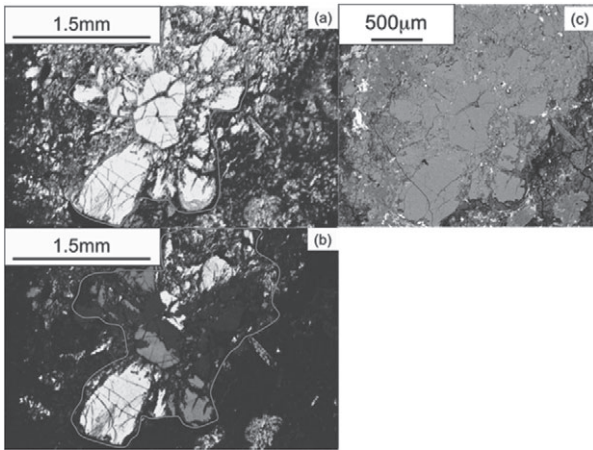


図 10：金糞岳・堇青石花弁状結晶。(赤色で囲んでいる範囲)
(a)：オープンニコル像。(b)：クロスニコル像。(c)：後方
散乱電子像。

6. 高島市・マキノ町白谷（江若花崗岩体）

(a) ホルンフェルスの構成鉱物

偏光顕微鏡で薄片を観察したところ、1mm 程度の堇青石の花弁状結晶が多く確認できた。堇青石の斑晶内で消光位が三方位に変化する結晶が確認できた。1mm 程度の雲母類や 1mm 満たない大きさの石英も存在していた。含まれている斑晶の全てが他の地点と比べて小さかった。薄片全体では堇青石の花弁状結晶が大半を占めていた。

SEM-EPMA 観察では斑状変晶の大半を堇青石が占めており、次いで雲母類、石英が確認できた。堇青石斑状変晶内に黒雲母や白雲母、石英が確認できたが、その量は少なかった。

斑状変晶に比べて基質の占める割合が多く、ほとんどが石英によって構成されていた。石英以外にも黒雲母、白雲母、カリ長石、アパタイトが存在しており、自形ではなかった。また粒径は 100µm 未満であり、他地域と比較して小さかった。

(b) 堇青石について

薄片全体を通して 1mm 前後の花弁状結晶が複数確認できた。3 種類の消光位を観察でき、それぞれの成長分域は 1mm 未満である。成長分域は 6 つ確認でき、対角の成長分域の消光位が一致し、隣接した成長分域で異なっていた。こ

のような結晶の報告例はなく、本研究で初めて当地点でも堇青石の花弁状結晶を観察した。他地点の花弁状結晶と比べて当地点のものは小さかった。また堇青石の外縁部に常に消光したように見える鉱物組織があり、後方散乱電子顕微鏡下で石英よりも暗い像を持っていた。化学組成は Al : Si が約 1 : 1 となっていることからカオリナイトなどの粘土鉱物が存在すると考えられる。ピナイト化した雲母も堇青石内部に少量だが存在した。

当地域の堇青石の斑状変晶は他地域と異なり、オープンニコル像のみで成長分域を見分けることができなかった。

これらの堇青石に対して化学組成分析を行ったところ、MgO : FeO = 49 : 51 (mol 比) となっていた (表)。

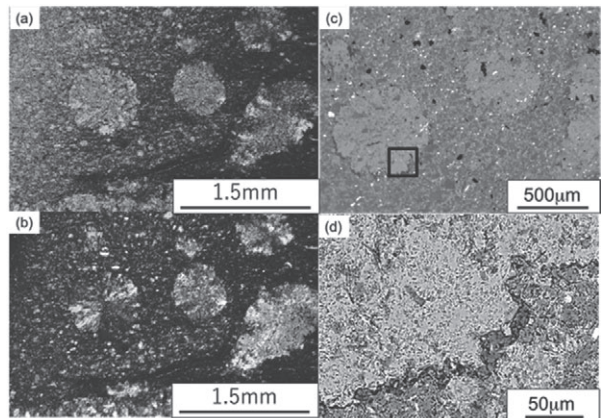


図 11：マキノ町白谷・堇青石花弁状結晶。
(a)：オープンニコル像。(b)：クロスニコル像。(c)：後方
散乱電子像。(d)：(c) 内四角の範囲の拡大図

V. 考察

1. 堇青石の結晶構造に関する考察

(a) インド石と堇青石の成長分域の両方が観察できた試料

大文字山と金糞岳ではそれぞれ Nakamura (1995)、斎藤と沢田 (2000) に堇青石三連双晶が報告されている。本研究でも同様にインド石と堇青石の成長分域からなる花弁状結晶が観察することができた (図 4、10)。

山女原ではすべてがピナイト化してしまっているもののインド石と堇青石の成長分域を明

確に見分けることができる斑状変晶が観察できた(図7)。また、インド石の成長分域は堇青石として残っているものの、堇青石の成長分域はすべてピナイト化しているような斑状変晶も観察できた。

このように、上記3地点では花卉状結晶やその芯に当たるインド石の成長分域が確認できた。

岳山北部で確認できた堇青石がピナイト化したように見える黒雲母は、中心付近に周辺と比較して大きい黒雲母が確認できており、その内部はピナイト化により生じたと考えられる針状の黒雲母や白雲母で充填されている。また、その周辺には基質に混じったピナイトが確認できた。これは土山町山女原で観察されたピナイト化した花卉状結晶と同様の特徴を持つ。そのため、当地域でも堇青石が生成された可能性が高く、インド石を由来とする堇青石が出現する可能性がある。特にピナイトにより充填された黒雲母は花卉状結晶の芯にあたるインド石の成長分域に相当すると考えられる。

(b) インド石と堇青石の成長分域の片方しか観察できなかった試料

白谷で確認できた堇青石はすべてが六角柱状になっており、三連双晶を示している一方で、インド石の成長分域にあたる芯の部分が確認できなかった。この結晶は消光位が同一の斑晶内で三方位になっていた。インド石が堇青石に相転移する際、その結晶方位は3種類に変化し、これは消光位として観察できる。堇青石単相で成長した場合ではこのような性質は持たないため、インド石が関与している可能性が高い。このことを踏まえると、当地点の堇青石の成長過程として2説を示唆することができる。1つはインド石が先に核形成し、その後堇青石の安定相で同時成長して花卉状結晶が形成された可能性である。もう1つは、インド石が単相で生成・成長し、その後堇青石に相転移した可能性である。白谷地域の六角柱状結晶は大文字山のインド石の成長分域(図1)と類似していることから、後者の方が有力と考えられるが、決定的な根拠ではないためより詳細な観察が必要である。どちらの説においても堇青石の三連双晶が確認できたため、インド石が関与していると

いえる。

大石地域の堇青石はEBSDによる結晶方位解析と偏光顕微鏡観察から堇青石の斑状変晶はc軸を中心に60°回転した方位関係の結晶から構成されることが判明した。そのため、本研究で観察したこの堇青石斑状変晶は三連双晶を形成しているといえる。当地域ではこのような堇青石の報告例がなく、本報告が初である。同様に大石地域において桜石の報告例もないが、本研究が示したとおりインド石由来の堇青石は存在するため、桜石もまたこの地域で発見される可能性がある。

(c) 滋賀県内の堇青石ホルンフェルスの特徴

堇青石が確認できた5地点ではそれぞれ堇青石花卉状結晶やインド石を核として成長したとみられる堇青石が確認でき、堇青石のピナイト化が起きたと考えられる岳山北部でもインド石を由来としている堇青石が出現する可能性が高いといえる。また、国立公園に指定されており採取を行えないため除外した、滋賀県甲賀市中心部に位置する古城山でも堇青石花卉状結晶が報告されている。これらのことから、滋賀県周辺の花崗岩体において堇青石とインド石の2相共存を満たす温度範囲だと推測できる。これに伴い、花卉状結晶やその風化生成物である桜石は花崗岩体との接触変成部において一般的に確認できると言える。

2. 各地域の変成温度に関する考察

本研究で取得した6地点の試料から堇青石の三連双晶が存在し、これらはインド石を由来としている可能性が高い。そのため、採取地域6地点ではインド石が核形成したのちに堇青石の安定領域もしくは2相共存領域で成長したと考えられる。

大文字山に出現する堇青石の化学組成の平均値は $MgO:FeO = 55:45$ (mol比)となった。そのため、大文字山の堇青石の場合2相共存の温度範囲はおよそ550~600°Cになる。大文字山では炭質物のグラファイト化から変成温度の推測がされており、その温度範囲は530~590°C程度と考えられている²¹⁾。先行研究内の変成温度範囲と花卉状堇青石から推測したものはほぼ同

様になっており、その他地域の変成温度も堇青石花卉状結晶や三連双晶の化学組成と図2の相平衡図から推測が可能だと考えられる。このことより、花卉状結晶が確認できた他の4地点の変成温度を相平衡図より推測すると、大石地域で550～600℃、土山町山女原では600～650℃、金糞岳周辺では600～650℃程度となった。

大石地域の堇青石斑状変晶の中には石英や雲母類、アパタイトを多量に包有しているものがあつた。包有された鉱物の大きさや鉱物種は結晶外の基質と同様であつた。これらのことから当地域の堇青石は基質を包有するように堇青石が成長したものと考えられる。そのため、堇青石の結晶が急成長するような環境にあつたと考えられる。

土山町山女原に出現する花卉状結晶には堇青石が残っておらず化学組成分析が行えていないため、Mg-Fe比は実際の花卉状結晶とは異なっている可能性がある。今後試料採取を行い検証していく必要があるだろう。

マキノ町白谷の堇青石三連双晶は大文字山や金糞岳で観察できた花卉状結晶のインド石領域に類似しており、インド石が単体で成長した可能性がある。そのため、本地点では2説に分けて温度範囲を推測する。

堇青石とインド石の2相共存領域で安定して成長したと仮定した場合、相平衡図から求めた当地点の温度範囲は500～550℃程度となる。これは他地点と比較して低い。また、インド石が単相で安定して成長したと仮定すると、相平衡図から求めた当地点の温度範囲は600℃以上と考えられ、他地点とほぼ同じである。

当地域では堇青石の結晶が他地点よりも小さく、多量に点在していることから、核形成頻度が高く、一つ一つの結晶は成長できない環境であると考えられる。このことから、温度がより高い状態で変成作用を受けた可能性がある。また、Mg-Fe比は他地点と比較してFe量が多くなっており、インド石の単相で成長しやすい環境にあつた可能性が高いと考えられる。しかし、両説とも否定する根拠を提示することができない。堇青石が生成された過程については今後の課題となるだろう。

以上のことから、滋賀県を構成する花崗岩体

からの変成温度はどこ地域においても600℃前後であり、花崗岩の貫入時の温度も同様であると考えられる。この変成温度は比較的高い温度であるが、いずれの地域においても堇青石の三連双晶が観察できた事実とは整合的である。また図2の相平衡図から推測された変成温度は定量性の低い議論ではあるものの、滋賀県内の様々な地域の花崗岩の生成温度について、本研究により初めて具体的な値を求めることができた。

VI. まとめ

薄片観察の結果から田上花崗岩体、鈴鹿花崗岩体、江若花崗岩体で採取した試料から花卉状結晶ないしは堇青石三連双晶が確認できた。これらの3地点ではこのような結晶の報告例がなく本研究が初めてである。

今回着目した花崗岩体6地点中5地点で堇青石の三連双晶、花卉状結晶が確認できたことになる。また、信楽花崗岩体から熱を受けたとされる甲賀市古城山でも堇青石及び花卉状結晶が報告されている。これらのことから、滋賀県内の花崗岩体ではその接触変成部付近において堇青石の三連双晶は一般的なものだと考えられる。

マキノ町白谷地域では堇青石の成長過程において、堇青石とインド石の共存相で成長した可能性とインド石が単相で成長した可能性の2説を本研究より提示することができた。

堇青石三連双晶の化学組成分析と薄片観察、Mg-Fe 堇青石相平衡図から、滋賀県周辺の花崗岩体5地点は600℃前後の範囲で変成作用を受けたと推測した。また、これらの採取地点は全てが変成部付近であるため、比叡、田上、鈴鹿、貝月山、江若花崗岩体は600℃前後で周囲に影響を及ぼしたと考えられる。

参考文献

- 1) 宮村学, 吉田史郎, 山田直利, 佐藤岱生, 寒川旭 (1980)
亀山地域の地質・第4章
地域地質研究報告 地質調査総合センター発行
- 2) 脇田浩二, 竹内圭史 (2013)
京都東南部地域の地質・第3章, 第4章
地域地質研究報告 地質調査総合センター発行

- 3) 中野聰志 (2013)
京都東南部地域の地質・第4章
地域地質研究報告 地質調査総合センター発行
- 4) 斎藤眞・沢田順弘 (2000)
横山地域の地質・第5章
地域地質研究報告 地質調査総合センター発行
- 5) 中江訓, 吉岡敏和 (1998)
熊川地域の地質・第4章
地域地質研究報告 地質調査総合センター発行
- 6) 杉井完治, 沢田順弘 (1999)
琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体
島根大学地球資源環境学研究報告 18, 69-84
- 7) 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫 (2013)
滋賀県琵琶湖南部・田上山崗岩体中の細粒暗色
包有岩
地質調査研究報告, 第64巻, 第1/2号 p.25-49
- 8) 沢田順弘, 加々美寛雄, 松本一郎, 杉井完治, 中
野聰志, 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (1994)
琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールド
ロン
地質学雑誌 第100巻 第3号 217-233
- 9) 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2000)
琵琶湖周辺の花こう岩質岩体一その5. 田上地域
の花こう岩類
地球科学 54巻, 380 ~ 392
- 10) 中野聰志, 吉見典浩, 富田克敏 (2006)
滋賀県田上山崗岩体の熱水変質
自然科学 No.54 35-49
- 11) 沢田順弘, 板谷徹丸 (1993)
琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar
年代-巨大コールドロンにおける冷却誌-
地質学雑誌 第99巻 第12号 975-990 ページ
- 12) 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2008)
比叡花崗岩体の形成史と白亜紀火成活動史にお
ける位置付け
地質学雑誌 第114巻 第2号 53-69 ページ
- 13) 末岡 茂・梅田浩司・安江健一・丹羽正和・八木
公史・島田耕史・石丸恒存・檀原徹・岩野英樹
(2016)
複数の熱年代学的手法に基づいた江若花崗岩敦
賀岩体の冷却・削剥史
地学雑誌 125 (2) 201-219
- 14) 吉田史郎 (1978)
滋賀県鈴鹿山脈西麓の鮎川層群
地調月報 vol.29 p441 ~ 460
- 15) 澤田一彦, 吉田源市, 藤井 (高島) 里香 (1997)
琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩体
地球科学 51巻 401 ~ 412
- 16) 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (1990)
琵琶湖周辺の花崗岩類: その2. 鈴鹿花崗岩体
地球科学 44巻 4号 184-195
- 17) 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (1997)
琵琶湖周辺の花こう岩質岩体-その4. 比良山地
の花こう岩類
地球科学 51巻, 188 ~ 198
- 18) 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2005)
琵琶湖周辺の花こう岩質岩体-その6. 野洲花崗
岩体
地球科学 59巻, 89 ~ 102
- 19) J. Rakovan, M. Kitamura and O. Tamada (2006)
Sakura Ishi (Cherry Blossom Stones): Mica
Pseudomorphs of Complex Cordierite-Indialite
Intergrowths from Kameoka, Kyoto Prefecture,
Japan.
Rocks & Minerals. 81.284-292
- 20) M. Kitamura and Y. Hiroi (1982)
Indialite from Unazuki Pelitic Schist, Japan, and
Its Transition Texture to Cordierite.
Contributions to Mineralogy and Petrology.
80.110-116
- 21) Daisuke Nakamura (1995)
Comparison and interpretation of graphitization
in contact and regional metamorphic rocks
The Island Arc 4, 112-127