琵琶湖博物館研究調査報告

33号 2021年3月



● 編集:中野聰志・里口保文





琵琶湖博物館研究調査報告

第33号

田上ペグマタイト

編集:中野聰志·里口保文

滋賀県立琵琶湖博物館

2021年3月

The Tanakami pegmatite Editors: Satoshi Nakano and Yasufumi Satoguchi Research Report of the Lake Biwa Museum, no. 33 Published by Lake Biwa Museum 1091 Oroshimo, Kusatsu Shiga 525-0001, Japan phone: +81-77-568-4811 fax: +81-77-568-4850 (c) Lake Biwa Museum, 2021 All right reserved Printed in Japan by

表紙写真:笹間ヶ岳中腹尾根での花崗岩トア(岩塔)(中野,2013 での使用写真). トア根元部には花崗 岩の層状構造が見える。トア左後方に堂山が見える。本地点では、ペグマタイト、MME、球状花崗岩が 観察される。(中野聰志(2013)京都東南部地域の地質,第4章 白亜紀深成岩類,地域地質研究報告(5 万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター,22-54.)

序言

田上山とは、大津市南部の田上地区から大石地区にかけて連なる山々の総称であり、山肌が露出した一 大禿山の景観から湖南アルプスとも呼称される。ほぼ全域が花崗岩を主体としており、縦横に走るペグマ タイト岩脈中に見られる晶洞中に発達する鉱物結晶の宝庫である。特に田上のトパーズは、明治時代にそ の価値に気がついた外国人が地元民を動員してかき集め、明治年間に数百キロを持ち出したこともあって、 海外の自然史系の博物館に展示されており国際的にも有名である。いまでも田上山は日本における三大ペ グマタイト産地の一つであり、田上ペグマタイトは、研究者はもとより一般の鉱物収集家の間でも垂涎の 的となっている。隣の京都市に生まれ育った小職としても、鉱物に興味を持った少年時代から憧れの地で、 実際に中学・高校生の頃は電車とバスを乗り継いでよく鉱物採集に訪れたものである。なかなか晶洞を開 けるには至らず、道端や河原に転がっている煙水晶やトパーズのかけらを拾うのがメインだったが、大い に楽しませてもらった。麓の天神川沿いに建つ田上鉱物博物館にも何度か訪館させていただき、ペグマタ イトの学習をさせていただくとともに目の保養もさせていただいた。最近は田上山から足が遠のいてはい るが、どれもが懐かしい想い出である。

日本においては、花崗岩の研究に比較して、それに伴うペグマタイトに関する研究は乏しい。産出鉱物 の各論的な研究が中心となっていて、特にフィールド記載に根ざした岩石学的な研究が著しく乏しいとい う現状であった。本書は、その現状を踏まえて、とにかく田上山のペグマタイトの露頭記載を丁寧に遂行 して、それに鉱物研究や田上鉱物標本の紹介などを組み合わせた内容の報告書となっている。長年の研究 成果が詰まったもので、おそらくは田上ペグマタイトに関する最初の総合的・系統的な研究報告書である といっても過言ではなかろう。滋賀県の関係者のみならず新進気鋭の若手研究者や博物館関係者らも寄稿 されており、多様な内容を含んでいる。第1章を執筆された白勢氏の総説などは、ペグマタイトは平衡分 化作用によって生じた熱水の徐冷条件下のゆっくりした成長であるといった従来からの成因論に加えて、 メルトからの生成を含めた急冷条件下での非平衡急速成長の産物であるとの最近の成因論までを紹介する ことを基調にしたもので、そのまま岩石学の教科書にしても良いような優れた解説となっている。それを 筆頭にした内容は、"石好きの"読者を飽きさせることはなかろう。まさに小職が中学・高校生から初学 者の頃に出会いたかった解説書である。

本書は、滋賀県内外の多くの方々の長期間にわたる研究調査の成果を基礎に、「ペグマタイト研究会」 における調査・学習により企画が検討され、最終的に琵琶湖博物館での活動(中野特別研究員 = 編集者) を通してできたものである。このような報告書として多くの成果をまとめられた方々の努力に心から敬意 を表し、今後本書を一つのステップとして田上ペグマタイトの研究がさらに発展することを願っている。

2020年10月1日

京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 地質学鉱物学分野 主任教授 下林 典正

田上ペグマタイト

目 次

1) 序言・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・下林典正	3
--	---

岩石としてのペグマタイト

2)	ペグマタイト	ト概詞	命 ・	•••	•••	•	•	•••	•	•	• •	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	白勢洋平				5
3)	田上ペグマタ	タイト	トの	産状	•••	•	•	•••	•	•	• •	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	中野聰志	・西村	貞浩・		18
																					多賀 優	・花田	遙平·		
																					澤田一彦	・横井	(西村)	彰子	
4)	田上花崗岩体	本・学	金勝 :	地域	のへ	ペグ・	7)	タイ	\mathbb{P}	•	• •	• •	•••	•	•	•	•	•	•	•	福井龍幸				96

ペグマタイト鉱物・関連鉱物の研究・紹介

5)	田上ペグマタイト産水晶のカソードルミネッセンス観察・・・・・大井修吾・松本義弘	98
6)	田上ペグマタイト帯状構造における黒雲母の組成変化・・・・・花田遙平	104
7)	田上ペグマタイト長石の色と微細組織・・・・・・・・・・・・中野聰志	111
8)	野洲・苗木花崗岩体ペグマタイトの文象組織・・・・・・・・牧野州明・高橋 康・	123
	水野・樹・高橋龍平	
9)	田上ペグマタイトに産する電気石の産状および記録・・・・・・高谷真樹	132
10)	田上ペグマタイト産繊維状電気石・・・・・・・・・・・・・・・・・白勢洋平	135
11)	田上ペグマタイトの電気石・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・福井龍幸	138
12)	田上ペグマタイト産トパーズ発見・記載の歴史・・・・・・・・多賀 優	140
13)	田上ペグマタイト産トパーズの色変化・・・・・・・・・・・中野聰志	142
14)	田上ペグマタイト産傘状ジルコン・・・・・・・・・・・・・・・・・・中野聰志	147
15)	田上ペグマタイト産ウラン・トリウム含有鉱物・・・・・・・・中野聰志	149
16)	田上花崗岩体に産する球顆花崗岩・・・・・・・・・・・・・・・・・・・高阪一慧・大井修吾	152
17)	田上花崗岩体の接触変成作用による菫青石・・・・・・・・・・原 俊介・大井修吾	157

田上ペグマタイトとその鉱物標本

18)) 田上ペグマタイト : 鉱物研究への自然の手引き・・・・・・・・大西政之	163
19)	苗木地方と田上地方:共通点の多いペグマタイト産地・・・・・大林達生	165
20)	明治期の鉱物コレクションに見られる田上ペグマタイト鉱物・・・白勢洋平	167
21)	琵琶湖博物観所蔵の田上ペグマタイト鉱物・・・・・・・・・里口保文	171
22)	あとがき(編集後記)・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	175

ペグマタイト概論

Introduction to pegmatite mineralogy and petrology

白勢 洋平1

Yohei Shirose¹

ペグマタイトとは

研究者や鉱物好きを魅了する岩石の一つに「ペ グマタイト」という岩石がある。巨大な水晶や長 石の結晶が花崗岩の中から顔を出している様子を 想像してほしい。ペグマタイトは、深成岩中に発 達する周囲よりも大きな自形または半自形の結晶 が発達する岩石の名前である。この岩石は古く は「巨晶花崗岩」と呼ばれていたように、主に花 崗岩組成の岩石に伴われることが多い。本著にお いてもペグマタイトという言葉は花崗岩ペグマタ イトのことを指し示すこととする(図1・図2)。 なぜペグマタイトが多くの研究者や鉱物好きを魅 了してやまないのかを考えたときに、特徴や成因 とも深く関連する二つの要素が挙げられる。それ は、「ペグマタイトの構造・組織」と「希元素の 濃集」である。



図1 花崗岩中のペグマタイト



図2 ペグマタイト岩脈



図3 ペグマタイト鉱物(a)トパズと石英(煙水晶)、(b)褐簾石、(c)正長石、(d)トパズ、(e)鉄礬柘榴石、(f)チンワルド雲母 ・京都大学総合博物館所蔵

1. 愛媛大学理工学研究科

ペグマタイトは、前述したように極めて粗粒な 結晶を含むことで特徴づけられる。多くのペグマ タイトは石英、長石といった鉱物が主体であり、 これは花崗岩においても同様である。花崗岩との 大きな違いとして、ペグマタイトでは石英や長石 の結晶がときに数メートルもの大きさにまで発達 する。特にペグマタイトの中心近くでは、晶洞と 呼ばれる空洞がみられることがあり、石英(水晶)、 長石、雲母などの美麗な自形結晶がみられる(図 3)。この晶洞とは水などの揮発性成分が含まれて いた跡で、水などの揮発性成分は結晶を大きく発 達させ、花崗岩マグマの中にペグマタイトを作り 出す重要な役割を担っている。ペグマタイトの構 造的特徴は、組織と鉱物組み合わせから分帯でき る内部での著しい岩相変化(帯状構造)を有する ことである。周囲の岩石からペグマタイト中心部 に向かって、母岩→境界部→壁部→中間部(文象 帯)→中心部→(晶洞)といったように分帯する ことができる。このうち特に粗粒な結晶となるの は中間部から中心部にかけてである。ペグマタイ トに特徴的な文象帯の岩石の多くは、石英と長石 からなる連晶組織からなり、脈の中心に向かって

粗粒化する鉤爪状の組織を持つ(文象組織)。こ れはマグマからの急冷過程で形成された組織であ る。ペグマタイトの形は一般に岩床状あるいは岩 脈状であるが(図4)、晶洞性のペグマタイトでは、 球状、塊状、脈状などに組織が発達する(図5)。 ペグマタイト中では、均質で粗粒な珪酸塩鉱物を 形成することが多いことから、窯業、ガラス原料 として長石や珪石の採掘が行われてきている。そ のようなペグマタイト鉱床は、かつては国内にも 多く存在していた。

ペグマタイトの二つ目の特徴は、普通の岩石の 造岩鉱物には入りにくい希元素が濃集する点であ る。その結果、希土類元素、ウラン、トリウム、 リチウム、ベリリウム、セシウム、ニオブ、タン タル、フッ素といった元素を含む珍しい鉱物が産 出する。普通の岩石中では見られない希元素を含 む鉱物が大きく成長するのは鉱物学的のみならず 資源的に極めて重要である。このような化学組成 上の特徴は、花崗岩マグマが固化する際に、晶出 する岩石(鉱物の集合体)よりも、メルト中に希 元素が多く残り、濃集していくために生じる。ペ グマタイト岩体内部でも、形成時に希元素は残存



図4 脈状のペグマタイト。(a)変成岩に伴うペグマタイト (優白色部)。(b) 福岡県長垂ペグマタイトの岩脈。(c)図 4b の分帯構造。(d) 希元 素ペグマタイト中のリチウム濃集部。



図5 晶洞を伴うペグマタイト (a) 脈状のペグマタイト、(b) 塊状のペグマタイト、(c) 不定形のペグマタイト、(d) ミアロリティックキャビティ

メルト中により濃集するため、中間部から中心部 といった最後に晶出する部分において希元素に富 む鉱物がより多く産出する。それぞれの産地ごと に産出する希元素鉱物は大きく異なるので、どの ような元素が濃集しているかを明らかにすること は、それぞれの地質環境でのペグマタイトメルト の起源を探る重要な手掛かりとなる。国内外での ペグマタイト研究の駆動力は、基本的にはその資 源的(鉱床学的)価値にある。日本でもかつては ペグマタイト長石が採掘されていたが、現在では ほんのわずかである(島根県馬谷鉱山、新潟県金 丸鉱山等)。ウラン資源については、かつて福島 県石川地域のペグマタイトが対象とされ、滋賀県 田上ペグマタイトも一時その視点で調査された が、その後は行われていない。また、リチウム資 源として、福岡県長垂ペグマタイトからリチウム 鉱石が採掘されたが戦後閉山して久しい。日本の ペグマタイト鉱床は総じて小規模であるので、そ れがペグマタイト研究の制約条件になっていると 言える。たとえば、米国ロッキーのシェラネバダ 花崗岩中に数 km 続くペグマタイト岩脈があると 聞くと、私たちはびっくりすることになる。しか

し、小規模で資源採掘の対象にならないからと言 って、科学的研究の対象にならないということは ない。実際、日本のペグマタイト鉱物研究は大き な成果を蓄積してきている。一方、残念ながら、 世界で行われているような岩石学的研究が、日本 では乏しいと言わざるを得ない。前述の資源を目 的とした鉱床としてのペグマタイト研究は比較的 良く調査されていたものの、戦前、戦時中のもの であるため、概念、分析手法等は前時代的と言わ ざるを得ない。近年日本で行われているペグマタ イト研究の多くは記載鉱物学的な研究であり、こ れらの研究に岩石学的な視点を取り入れていくこ とで、日本という独自の地質背景をもとにした新 たなペグマタイト学を切り開いていくことができ る。また、地域の自然や人の文化を考える上でも、 ペグマタイトには価値がある。前述の福岡県長垂 や福島県石川地域のペグマタイトなどは天然記念 物として指定されているが、日本に分布する数多 くのペグマタイトも自然や科学を考えるきっかけ となるかけがえのない教材の宝庫であり、その地 域の人々にとっては古くから暮らしに根付いてい る共通の財産でもある。

人々を魅了してやまない美しい結晶や興味深い 希元素鉱物の宝庫であるペグマタイトは、同時に、 大地の変動をその身にとらえた地球の歴史を紐解 く重要な手がかりである。今なお発展をとげるペ グマタイト研究の歴史と現状を以下に紹介する。

ペグマタイト研究の歴史と現状

ペグマタイトの形成論やその地球科学的な位置 づけは近年どのような変遷を経ているのだろう か。前節で述べたように、ペグマタイト中には通 常の岩石中にはごく微量にしか含まれないリチウ ム(Li)や希土類元素(REE)などの希元素が 濃集することが確認されている。ペグマタイト中 の希元素の起源は、花崗岩質マグマの由来、つま りは大陸形成のテクトニクスと結びつけることが でき、広大で捉えることの困難な花崗岩の性質を 端的に表しているとも言える。また、ペグマタイ トの特徴といえる岩体内部の組織は、花崗岩質マ グマの置かれた環境やその物性を大きく反映す ると考えられている (e.g. Martin and De Vito, 2005; Nabelek et al., 2010)。近年、合成実験によ る Li ペグマタイトの組織の再現から、メルトの 過冷却とフラックス成分の存在が、組織形成の要 因になるといったモデルが考案された(London, 2008; London, 2014)。上記のように、ここ十数年 で従来の徐冷かつ平衡条件や熱水環境で形成され ると考えられていたペグマタイト形成理論は大き な転換を迎えてきた。本節では、London (2008, 2014)、London and Morgan (2012) などを中心と した非平衡なペグマタイト形成論を中心として、 現在のペグマタイト研究の背景と現状について紹 介する。

ペグマタイトの内部組織と形成論

ペグマタイトは、組成的、組織的に最も進化 した火成岩であり、花崗岩マグマの分化の最終到 達点と考えることができる。組成的な特徴として 希元素の濃集などを例に挙げてきたが、希元素を 含む「複雑な」組成のペグマタイトはペグマタイ ト全体の中の 1% 未満に過ぎないという重要な事 実がある。例えば、London and Morgan (2012)は、 ノースダコタ州 Black Hills に分布する約 24000 個のペグマタイト岩体のうち、希元素鉱物であ る緑柱石を含むものは 32 個のみであり、Li に富 むものはたったの 7 個のみである事実を述べて いる (Page et al., 1953)。逆に言えば、世界のペ グマタイトの大部分は、長石、石英 (NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-Al₂O₃-SiO₂系)からなる、つまりは花 崗岩に近い「単純な」組成なのである。一般的に 副成分鉱物として、柘榴石、電気石、燐灰石、雲 母、Fe-Ti 酸化物を少量含む程度である。すなわ ち、ペグマタイトという岩石の本質と特徴を考え る上では希元素に着目するためにも、その組織的 な特徴を明らかにする必要がある。

はじめにペグマタイト岩脈について考察して みよう。ペグマタイト岩脈とよく似た組織に熱 水脈がある。珪酸塩メルトからの晶出による岩 脈 (dike) と、水流体からの晶出である脈 (vein) の違いとは何だろうか。いずれもきわめて粗粒で あり、脈の内側ほど粗粒になる特徴を持ち、岩 体接触部に垂直に結晶が伸長する(櫛状組織; comb texture)特徴を有する。その結果、岩体 接触部から平行な鉱物帯を形成し、ときに鉱物 単相からなる鉱物帯をも形成する(帯状構造; zoning)。しかし、両者の大きく異なる点は、珪 酸塩メルトからの晶出であるペグマタイト岩脈は 文象組織を有しているが(図6)、熱水脈にはそ れが欠けているという事実である。すなわち、こ の文象組織の有無が決定的な相違点であり、重要 な鍵となってくる。



図6 長石と石英による文象組織

現在、ペグマタイトは珪酸塩メルトからの晶 出物であると理解されているが、かつてはペグマ タイト形成の説明として、単独の火成作用による 結晶化、開いた割れ目での熱水鉱化作用、熱水に よる粗粒化、または花崗岩の熱水交代作用や、水 流体と花崗岩メルトとの相互作用による結晶化な ど多岐にわたるモデルが提起され熱水の役割が重 視されてきた。その後、フラックス(可溶性を増 す成分)やゲルの存在などの多くの仮説が生まれ ることになるが、過去一世紀にわたる研究の中で、 主に二つの仮説(モデル)が古典的平衡論に基づ くペグマタイト形成のプロセスの主流となってい た。すなわち、「フラックスを含む花崗岩メルト の分別結晶作用」と「水流体と花崗岩メルトの相 互作用」である。それらはペグマタイト研究の歴 史において非常に重要な二つの主張である。

一つ目の仮説(モデル)は、Cameron et al. (1949)にみられるが、ペグマタイト岩体内部の鉱 物組合わせの変化についての記載研究がもとにな っている。それらの観察事実から、ペグマタイ トの組成的、組織的な発展は、岩体内部に向け ての分別結晶作用によって生じると考えられた。 戦時中、アメリカ地質調査所は資源開発のため、 1939-1945年にかけてペグマタイト形成モデルの 発展を目的とした大規模な野外調査を行った。こ こで得られた成果の一つがこのモデルである。そ のモデルによると石英や長石がペグマタイト縁辺 部に沿って初期に晶出し、それらの結晶は残液と 平衡をなすことがないと考える。外側から結晶化 が進むと、残液ではフラックスや不適合元素の濃 度が徐々に増加していく。その結果が、外側から 中心に向かって、マグマ分化の結果である帯状構 造を示す岩脈となる。Cameron らのチームの一 員であった Jahns はこの研究の延長として、「末 期の熱水活動の有無にかかわらず、ペグマタイト の分帯の全ての特徴は、粘性の低いメルトからの 結晶化に基づいて合理的に説明できる」とした (Jahns、1953)。なお、このようにメルトからの ペグマタイトの晶出を説明した Jahns は、のち に C.W. Burham との共同により熱水の存在を前 提とする全く異なる見解に至ることとなる。

Jahns and Burham (1969) は、「ペグマタイト の生成において水流体の存在が最も重要である」 と説明し、実験的な再現をもとにしたこれまで とは異なるペグマタイト成因論を提示した。こ のJahns-Burham モデルは、水流体がKに富 み、メルトが Na に富むというアルカリ元素の不 均一な分配が主軸になっている。彼らのモデルで は水流体が、下部のメルトから不適合元素を洗い 出し、移送し、巨晶や希元素鉱物の形成のために 再分配する。これにより岩体内では化学的な分帯 が形成される。初めは静的な水流体が溶質を輸送 するための駆動力として温度勾配を提示していた が、後に Jahns (1982) は駆動力としての温度勾 配という考えを棄て、水流体の泡の浮かび上がり を考えた。アルカリの再分配により、ペグマタイ ト岩体の上下両側の淵に沿って、下部には Na に 富む斜長石、上部には K に富むアルカリ長石の ゾーンが補完的に作り出されることになる。さら に、石英と長石の共融点での結晶化が生じること を考慮すると、ペグマタイト岩体の中心部にはそ れと対応する浮かび上がった石英の「円盤状のレ ンズ」が同時にできることになる。この Jahns-Burham モデルを打ち出した研究は実験岩石学 的なペグマタイト研究の先駆けともいえる研究で あるが、メルトではなく、そこから分離した水流 体からできるという仮説であった。

このように、最近まで、Cameron et al. (1949) のメルトからの分別結晶作用とJahns and Burham (1969)の水流体による元素の分配とい った二つの概念のペグマタイト形成モデルが存在 し、それは広く受け入れられてきた。しかしなが ら、現在ではこれらの歴史的経緯の中で大きな転 換をむかえ、「メルト」重視の「非平衡論」に基 づくペグマタイト形成論が展開されている。

ペグマタイトにみられる重要な組織が、すで に述べたように文象組織(graphic texture)で ある。Fenn (1986)は実験岩石学的な研究を行い、 H_2O 未飽和の花崗岩メルトがそのリキダス温度 を十分下回って冷却される際(過冷却条件)に、 石英・長石の文象状連晶が形成されることを報告 した。Fenn (1986)の実験では、文象状連晶の形 成には 300-400 MPa で、700-750 \mathbb{C} のリキダスに 対する 145-165 \mathbb{C} の過冷却(Δ T で示される)を 伴う。ただし、この Δ T が大きくなりすぎると 粘性が増大し核形成を妨げもする。250 MPaH₂O 条件では、一般的な組成の花崗岩メルトに関して は Δ T が約 200 \mathbb{C} で核形成及び結晶成長が最も 促進される。この時、石英、長石が同時晶出する ことで、石英、長石が個別に成長する、より小さ い Δ T よりも成長速度が 8-50 倍程度大きくなる (Evenson, 2001)。また、この200 \mathbb{C} という Δ T は、 ペグマタイト岩脈の貫入時の温度勾配シミュレー ションともよく一致する (London, 2008)。

ペグマタイトの内部構造(帯状構造)の発達に ついては、1980年代以降のLondonと共同研究 者による実験岩石学の成果によって、メルトから の非平衡急速成長がそれを作ることが多くの論文 で提示されている(London, 2008を参照)。また、 ペグマタイトにおける希元素の濃集現象につい ては、Londonのフラックスメルトの帯域精錬モ デルが現在最も有力である(London, 2008, 2009; London and Morgan, 2012)。これは、Cameron et al. (1949)やJahns and Burham (1969)を再構 築し非平衡論に基づいた考えであり、フラックス に富むケイ酸塩メルトがペグマタイト形成の原動 力であることを強く主張している。

ペグマタイト形成におけるフラックスの重要 性は岩石学研究の始まりから考えられてきたが、 その存在量がほとんど多くのペグマタイトにおい て低いことが問題であった。最も化学的に発達し たペグマタイトでさえもその含有量は1 wt% 未 満のホウ素 (B)、リン (P)、フッ素 (F) であ り (Stilling et al., 2006)、一般的なペグマタイ トではさらに低い濃度である。ペグマタイト形成 メルト中のH₂Oの量も、固化の末期にのみ蒸気 が離溶する程度に低いとみえる。London et al. (1989)は、H、B、P、Fを添加した花崗岩メル トからペグマタイト組織を再現することに成功し たが、Fenn (1986) で述べられたように、文象組 織が特徴的なペグマタイト外帯は過冷却条件に支 配されていることが確認された。それに対し、粗 粒で塊状なペグマタイト内帯は、「フラックスの 濃集したメルトからなる境界層」が結晶の成長前 面に形成され、その結果、単結晶からなる帯が形 成されていくことを提示した。この過程を説明す るのに London (2008) は、CZR (組成的帯域精錬; constitutional zone refining) という言葉を用い ている。CZR とは、「不純物の入った金属」を部 分的に加熱しフラックスを用いて溶融させ、メル トの位置を移動させることで、「純粋な金属」と 「不純物」に分離する冶金過程であり、不純物は 狭い範囲のフラックスメルトに濃集していく。ペ グマタイトでは、晶出する結晶成長前面とメルト の間の狭い境界にフラックスに富むメルトがで き、そこに不適合元素を濃集していく。CZR モ デルは生じる不適合元素の濃集に関する点でも、 Cameron et al. (1949)の主張した平衡論的分別 結晶作用のモデルとは大きく異なる非平衡論であ る。最終的に岩石中のより狭い範囲により高い希 元素の濃集が生じることになる。ペグマタイト中 の希元素の分布は、CZR から推測されるパター ンと一致し、化学的に「単純な」ペグマタイトか ら「複雑な」ペグマタイトへの推移は急激に生じ る。具体的なイメージを挙げてみると、フラック スに富む境界層のない場合は、不適合元素はイン クルージョンや流体包有物として成長する母相中 にも捉えられる。一方、フラックスに富む境界層 が存在する場合は、不適合元素はその層に濃集し、 母相自体は純粋な組成に近くなる。Jahns and Burham (1969) のモデルでも粘性の低い流体の存 在を仮定しているが、水流体では説明が難しい。 CZR モデルのようにフラックスに富む珪酸塩メ ルトならば水流体に比べ、流体ボリューム単位あ たり 10³-10⁴ 倍の溶解物質を移送できる。それは、 ペグマタイトがメルトから結晶化する短い時間の 中で大きな珪酸塩結晶を成長させるために必要な 条件である。さらに Al は水流体にはほとんど溶 けないが、アルカリとフラックスに富むメルト にはとても溶けやすい (Anderson and Burham, 1983; Tagirov et al., 2002)

ペグマタイトの分帯

ここまでペグマタイトの組織的特徴とその形 成モデルを紹介してきた。ペグマタイトは周囲の 母岩部からペグマタイト中心部に向かって、境 界部(border zone) → 壁部(wall zone) → 中間 部(intermediate zone) → コア(core) といっ たように、鉱物組み合わせと内部組織から分帯 することができる(図7)。上記のような境界部、 壁部、中間部、コアが基本的な構成であるが、実 際にはこれらに加えて、割れ目充填部(fracture fillings)、交代部(replacement bodies)、層状 アプライト(layered aplites)、小空隙(ミアロ リティックキャビティ; miarolitic cavities)

などが存在することがある。London (2014) 等に 基づいて、以下でその各帯の特徴について記述す る。

境界部は数 mm·cm の薄い層であり、ペグマタ イト岩体と母岩の接触部に存在し細粒(2-5 mm 以下)な粒状組織からなる。一方、壁部は境界部 とほとんど同じ組成だが結晶の伸長方向がそろっ たやや粗粒な結晶(数 cm - m 以下)からなり、 数 cm - m の厚い層である。壁部では、斜長石、 石英、パーサイトが主となり白雲母、黒雲母、カ リ長石、石榴石、電気石、燐灰石、緑柱石、コル ンブ石などを副成分鉱物として伴う。ペグマタイ トの縁辺部となる境界部や壁部は急冷縁である。 しかし、火成岩の一般的な急冷縁とは異なり、ペ グマタイト形成メルトの全岩組成を表しているわ けではない。過冷却条件下で、境界部の粒状結晶 が壁部では中心方向へ向かって一方向に急速成長



図7 ペグマタイトの分帯構造

する。その際の特徴として、一般的な各鉱物の伸 長方向とは異なる特有の方向に結晶が成長する。 例えば、等価な a 軸の一方向に沿って成長する短 冊状の雲母や、文象組織中で珍しい面に垂直に成 長する石英、a 軸方向に伸長する緑柱石など。こ れらの伸長方向に垂直な格子面の原子密度は低 く、付加するイオンが最小で済むため、単方向で の成長においては最も成長速度の大きい方位であ る(London, 2008)。結晶化に伴ってメルトの過 飽和度が低下し、フラックス境界層が形成されて いき粘性、拡散性が増加すると、結晶成長は促進 されるとともに、石英の c 軸方向への成長のよう に一般的な成長方向に立ち戻る。

壁部から中間部への変化は、石英、長石の連 晶組織から単晶の発達への変化で示される。中間 部では粒径の急激な増加が生じ、1-2 種程度の鉱 物が支配的である。パーサイト、斜長石、白雲 母、リチア輝石、ペタル石、モンブラ石などが塊 状の石英と共生する。また、中間部は非対称であ ることも多い。長石温度計では、ペグマタイト形 成メルトが結晶化の終わりまで、バルクメルト組 成のソリダスに対して非常に過冷却状態であった ことを示している。それゆえに、中間帯における 粒径の増加は、過冷却度の変化による拡散速度の 上昇や成長速度の低下ではなく、メルト境界層で のフラックスの濃集による効果が大きいと考えら れる。希元素鉱物はこの中間帯からコアにかけて 多く分布する。

コアはペグマタイト岩体の最も内側であり、単 体の塊である場合や、同様の鉱物組み合わせが一 連の分帯の中心に複数表れることもある。コアの 大部分は石英単相からなることが多いが、Liペ グマタイトにおいてはリチア雲母と曹長石からな る希元素鉱物を伴うコアが形成されることもあ る。組成的に分化したペグマタイトでは、コアに 純粋な石英の塊を伴うことが多く、この石英は個 別の結晶の粒径や成長方向について形態的な特徴 を欠く。この石英コアに対して、小空隙や組成的 に最も分化したリチア雲母と曹長石からなる部分 は、その外側に配列する。これらの関係性は、最 終的なペグマタイト形成メルトは石英コアと長石 中間帯との間に存在すると考えられる。希土類元 素を含むペグマタイトにおいても、石英コアと中 間帯との間に希土類元素鉱物が分布するような産 状を確認することができる。

割れ目充填部については、ペグマタイト由来 のものとしては、コアなどから帯を越えて石英に 加え電気石やリチア雲母が割れ目を充填している ことがある。また、交代部は初生的なペグマタ イト鉱物が置換されたものであり(London and Burt, 1982)、初生的な鉱物の仮晶組織が残され ている場合もある。ペグマタイトのコアにおいて 最終的にフラックスを含む鉱物が晶出すると、メ ルト中からは急速に水流体の離溶が生じる。その 場合、岩体内の結晶と水流体は強い非平衡にさら され交代変質反応が生じる。これらの交代変質反 応の発生にはペグマタイトの規模や定置深度が大 きな影響を与えると考える。

細粒な粒状鉱物が層状に配列したアプライ トについては、ペグマタイトに伴われるもの の、Cameron などのモデルではペグマタイトの 形成プロセスと共には考えられてこなかった。 Cameron et al. (1949) が当時調査した主要なペグ マタイトにおいては、アプライトの量や規模が小 さかったので重要視はせず、交代変質や母岩の再 結晶とみなした。しかし、サンディゴ地域のペグ マタイトなどでは層状アプライトは普遍的に存在 しており、Jahns and Tuttle (1963) はアプライ ト・ペグマタイト岩脈として扱い、アプライトは ペグマタイトの初生的な特徴であり基本的な構成 要素であると再定義した。層状アプライトはナト リウムに富む組成であり、多くの場合ペグマタイ ト岩体の下盤に配置している。彼らのモデルでは、 細粒のアプライトは、カリウムが水流体に分配さ れる際のペグマタイトメルトの組成的な急冷によ るものであると述べている。ただし、現在のモデ ルでは、過冷却とフラックスに富む境界層の概念 からなっており、結晶作用に先立って H₂O が飽 和することは考えにくい。Nabelek et al. (2010) は花崗岩メルトについて、過飽和に達しない程度 のH₀Oを含有することで生じる性質について着 目し、花崗岩、アプライト、ペグマイトを一連の

生成物として捉えた。過飽和ではない H₂O を含 有する花崗岩メルトが貫入すると、母岩との境界 部は過冷却度が大きい状態で細粒なアプライトが 形成される。この時点では核形成密度、成長速度 共に大きい状態であるが、アプライトの晶出によ りメルト中の H₂O の含有量が上昇し、成長速度 はより大きいまま結晶成長前面での核形成密度が 低下しペグマタイトの形成段階へと推移する。ま た、アプライト中の苦鉄質鉱物の有無による縞状 組織については、拡散速度の遅い元素を含む鉱物 の晶出による結晶成長全面での元素の枯渇が理由 と述べている。

ペグマタイト中の小空隙については、従来ペグ マタイトメルトが固結する際に捉えられた水流体 の泡と考えられてきた。この小空隙の形成は二次 的な交代変質作用によるものではなく、メルトか らの連続的な結晶化の最終段階である。London et al. (2014) は、ペグマタイト形成条件では最終 的に超臨界含水珪酸塩流体が作り出され、それが 空間を充填していたと考えた。「乾燥」して「空 間の開いた」、粘土などに充填されていない大き な晶洞においても、もともとは粘土に充填され ていたことになる。London はそれを裏付ける証 拠として、晶洞中の数トンもする長石と石英の 綺麗な結晶が、より小さい綺麗な結晶の上に積 み重なりそこに衝撃の痕がない産状を挙げてい る。低粘性の水流体では、天井から大きな結晶が 数m落下する衝撃を緩和するのには十分でない。 London はこのような大きな結晶はもともと密度 のある粘土に浮いており、それが地下水などに侵 食され静かに静置したと考えた。その粘土はフラ ックスに富む含水珪酸塩流体が結晶化した最終生 成物であると述べている。このような晶洞粘土に ついては、Foord et al. (1986) などによる晶洞中 の粘土の記載研究を除きほとんど着手されてこな かった。ペグマタイトの形成条件やフラックス、 希元素の最終的な振る舞いを解明するためには、 これらの粘土鉱物や交代変質作用についても今後 着目していく必要がある。

ペグマタイトの分類と起源

ペグマタイトの分類については古くから多くの 提案がなされてきたが、今なお多くの議論が続 いている問題の一つである。ここでは主にČerný らによって提唱されてきたペグマタイトの分類の 概念を説明する。

Černý (1991) は、関連性を持つペグマタイト岩 体同士を、一つのペグマタイトグループとみなし た。ペグマタイトグループは共通の花崗岩が起源 であるため、空間的、地理的な関連性や、時間的 な繋がりを持つ。しかしながら、起源となるプル トンが推定できる場合もあれば、できない場合も あり、一つのペグマタイト地域が複数のペグマタ イトグループからなることもある。また、ペグマ タイトグループは共通の起源を持つが、ペグマタ イトの内部の構造と組成はグループの中でも大幅 に変化する傾向にある。Černý (1991, revised by Černý and Ericit, 2005)は続いてペグマタイトグ ループ内の分帯構造の特徴を、起源的性質、定置 深度、化学的分化の程度と結びつけた。さらに、 希元素に富むペグマタイトについては、その化学 的、鉱物学的特徴に基づいて、クラス (class)、 タイプ (type)、サブタイプ (subtype) と分類した。

クラス(Class)	特徴的な微量元素	変成条件(温度圧力)	花崗岩との関連性
サブクラス(S	Subclass)		
深成(Abyssal; A	/B)		
AB-HREE	HREE, Y, Nb, Zr, U, Ti	(upper amphibolite to) low- to high-P	none (?) (segregation of
AB-LREE	LREE, U, Th, Ti	granulite facies; ~400 to 900MPa, ~700 to	anatectic leucosome)
AB-U	U, Th, Zr, LREE	800°C	
Ab-BBe	B, Be		
白雲母(Muscovi	ite; MS)		
	no rare-element mineralization (mica and ceramic minerals)	high-P, Barrovian amphibolite facies (kyanite-silimanite) 500 to 800 MPa, ~580 to 650 °C	none (anatectic bodies) to marginal and exterior; locally poorly defined
白雲母-希元素(Muscovite-Rare-element; MSRE	L)	
MSREL-REE	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta	moderate to high P, (T) amphibolite	interior to exterior; locally
MSREL-Li	Li, Be, Nb	facies; 300 to 700 MPa, ~520 to 650°C	poorly defined
希元素(Rare-ele	ement; REL)		
REL-REE	Be, Y, REE, U, Th, Nb>Ta, F	variable, largely shallow and postdating regional events affecting the host rocks	interior to marginal (rarely exterior)
REL-Li	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb- Ta, B, P, F	low-P, Abukuma amphibolite (andalusite- sillimanite) to upper greenschist facies; ~200 to 400 MPa, ~450 to 650°C	(interior to marginal to) exterior
ミアロリティック	イ (Miaroritic; MI)		
MI-REE	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	very low P, postdating regional events that affect the host rocks	interior to marginal
MI-Li	Li, Be, B, F, Ta>Nb	low-P amphibolite to greenschist facies,	(interior to) marginal to exterior
		150 to 300 MPa, 400 to 500°C	

表1 花崗岩ペグマタイトの分類(Černy and Ercit, 2005 修正)

この提案に至るまでの過程を簡単に紹介する と、もともとは Landes (1933) がペグマタイトの 最初の分類を作り、花崗岩組成に近い化学的に 「単純なペグマタイト (simple pegmatite)」と、 熱水交代作用による希少な鉱物を含む「複雑なペ グマタイト (complex pegmatite)」とに分けた。 その後、Ginsburg (1984) は四つのペグマタイト のクラスを提唱した。「深成 (abyssal)」、「白雲 母 (muscovite)」、「希元素 (rare-element)」、「ミ アロリティック(小空隙を伴う; miarolitic)」の 4つであり、それらは主に鉱物学的特徴、組織的 特徴を定置深度と関連付けたものである。Černý (1991, Černý and Ericit, 2005) は、このクラスを 他のデータと結び付けることで改善を行った。そ の結果、「深成 (abyssal)」、「白雲母 (muscovite)」、 「白雲母 - 希元素(muscovite-rare-element)」、「希 元素 (rare-element)」、「ミアロリティック (小 空隙を伴う; miarolitic)」の5つのクラスが提示 された(表1)。結びつけたデータとは、例えば、 アルミノ珪酸塩鉱物やリチウムアルミノ珪酸塩鉱 物の相図、花崗岩の溶解度曲線、その他の温度圧 力条件などである。この構想は Černý (1991) に よって作られ、Černý and Ericit (2005) が改訂し、 その後広く普及することになる。次に、提唱され た各クラスについて紹介していく。

深成クラス(abyssal class)の「abyssal pegmatite」は、もともとその母岩の変成度が高いことを表す言葉であり、「中程度の深さのペグ マタイト」と「高温角閃岩相を超える」の意を含む(Černý and Ericit、2005)。鉱物学的特徴や組織よりも、それらの母岩が角閃岩的か片麻岩的か によって定義される。また、深成ペグマタイトは 複雑な組織的な特徴を多く持つ。

白雲母クラス(muscovite class)は、Landes (1933)の単純ペグマタイトに対応し、いわゆる 一般的なペグマタイトを含む。Černý and Ericit (2005)は、「Barrow 地域の変成相に典型的な藍 晶石・珪線石累進作用に特徴づけられる高圧の角 閃岩層からなる母岩に、局所的に変形しているも のの、大部分は整合的であり……。そのペグマタ イトは部分溶融により形成される……」と述べて いる。しかし、この記述では、深成クラスのペグ マタイト(Černý and Ericit, 2005)とは基本的 には区別できない。

白 雲 母 · 希 元 素 ク ラ ス (muscovite-rareelement class) は、Černý and Ericit (2005) が追 加した新しいクラスであり、それ以前は白雲母ク ラスのペグマタイトの一部として扱われていた。 白雲母クラスは母岩に対してほとんど整合的であ り、母岩の部分的な再溶融によるものであると考 えられているのに対し、白雲母 · 希元素クラスは 花崗岩から希元素ペグマタイトへの連続した岩体 の一部をなす貫入岩体である。

希元素クラス(rare-element class)のペグマ タイトは、緑色片岩や角閃岩といった変成相の低 圧部と対応するピーク変成を記録した母岩に貫入 している。このような分化の進んだペグマタイト は、その起源の微量元素の特徴を強く反映し、最 も組成的な多様性を持つ。Landes (1933)の述べ る複雑ペグマタイトに対応するが、熱水交代によ る一般的でない鉱物の集合といったもともとの意 は含まない。

ミアロリティッククラス (miarolitic class) は、 開いた空隙、粘土で満たされた空隙、結晶の並ん だ空隙などの、「miaroles」と呼ばれる小空隙の 豊富さによって区別されたものである。このクラ スの産状としては、同心円状な分布の垂直貫入岩 体から、浅い傾斜の層状岩脈の貫入ペグマタイト まで様々なタイプがある。宝石質な鉱物の産する ペグマタイトとしては代表的である。Ginsburg (1984)の分類では、ミアロリティックペグマタイ トはその豊富な空隙を持つ特徴から、比較的浅い レベルに定置したことを反映していると想定さ れた。メルト中の揮発性物質の溶解度は減圧に 伴い小さくなり (Burham, 1979)、蒸気が占める 体積は圧力低下に伴い増加する (e.g., Burham、 1969)。そして、珪酸塩メルトから離溶した水ま たは炭酸の蒸気が、結晶化しているペグマタイト メルト中で泡としてとらえられ、多くの空隙がペ グマタイト中に固まるという考えである。

また、Černý (1991) は、"LCT"と"NYF"と 省略された二つの岩石成因論的なファミリー (family)を提案した。それは、化学的に他のも のと区分できるペグマタイトグループであり、分 化による特徴的な元素濃集に対応するものであ る。LCT は lithium-cesium-tantalum といった 特徴的な元素の頭文字を取っており、白雲母に富 む変成堆積岩を起源とする S タイプ花崗岩が起 源とされる。NYF は、niobium-yttrium-fluorine の頭文字で、一般的に A タイプ花崗岩が起源と される。

LCT ファミリーは、Li、Cs、Ta といった元 素に加え、Be、B、F、P、Mn、Ga、Rb、Nb、 Sn、Hfに富む。パーアルミナスであり、白雲母、 電気石、満礬柘榴石、ごくまれに亜鉛スピネル、 トパズ、紅柱石の存在によって特徴づけられる。 Li 鉱物は、Li アルミノ珪酸塩(リチア輝石、ペ タル石)、次にリチア雲母、モンブラ石・アンブ リゴ石、リチア電気で特徴づけられる。NYF フ ァミリーは、Nb、Y、F といった元素に加え、重 希土類(HREE)、Be、Ti、Sc、Zr に富む。緑 青色のアマゾナイト的なカリ長石が一般的に産出 することも特徴的である。

しかし、Černý et al. (2012) などが、近年 LCT と NYF のハイブリッドタイプについても報告し ており、その後もペグマタイトの分類について は議論がなされている。IMA(国際鉱物学連合) 2018 年大会においては、ペグマタイトの分類法 について、特徴の表れているよく研究がなされた 特定のペグマタイトの名称をタイプ名に付け、さ らにそのペグマタイトフィールドを模式地とする ことを提唱する発表もなされているが、未だペグ マタイトの分類は着地点が見えてきていない。

日本のペグマタイト研究

ここまで紹介してきた多くの研究によるペグ マタイトの形成論は、形成年代の古い大陸的なペ グマタイトの観察が中心となっている。通説で は、Liペグマタイトは変堆積岩起源のSタイプ 花崗岩から形成され、火成岩起源のIタイプ花崗 岩からは形成されないと考えられている(Černý et al., 2012)。しかし、日本ではIタイプ花崗岩

がほとんどであるにもかかわらず(石原,2009)、 実際には西南日本内帯や東北日本にも Li ペグマ タイトが形成されている。このように現代のペグ マタイトの形成論ですべての形成場が説明できる とは限らない。日本では古くは、長垂ペグマタ イト(柴田,1934)や苗木ペグマタイト(柴田, 1939) について岩脈や鉱物の記載が詳細になされ たが、現代のペグマタイト形成論とは対応してお らず、また近代の分析手法を取り入れていく必要 もある。しかしながら、近年の日本のペグマタイ トの研究状況は、鉱物の産出報告は数多くあるも のの岩石学的な見地も取り入れた詳細な研究例が ない。今後は、日本のペグマタイトについて、鉱 物の産状や性質を詳細に調べるとともに、周囲の 花崗岩や変成岩の性質といった地質背景も取り 入れていく必要がある。ここまで紹介してきた London らによる最新のペグマタイト形成モデル を取り入れて日本のペグマタイトを観察していく ことで、新たな側面が見出されるであろう。

また、ペグマタイト研究の分野においては、 ペグマタイト組織の形成モデルなど、化学組成や マクロな鉱物組み合わせに着眼しているものが多 く、鉱物中の微細組織の発達や、結晶学的な作用 についてはあまり考慮されていない。特に、最終 的にフラックス成分や希元素が濃集したメルトか らどのような条件で、ペグマタイト岩体中心部の 希元素鉱物の集合を形成するかなども未だ定かで はない。ペグマタイト鉱物中の離溶組織や交代組 織などを詳細に観察することでその条件に制約 を加えることが可能となる(e.g. 河野ほか, 2008; Shirose and Uehara, 2018)。

さらに、ここでもう一つ提起したいのは、Li を少量のみ含む鉱物(電気石やチンワルド雲母な ど)の産出する化学的な発達の程度が低いペグマ タイトの解釈についてである。西南日本内帯のイ ルメナイト系列花崗岩中のペグマタイトや、西南 日本外帯の花崗岩からは特徴的に、Liを少量含 む鉱物の産出や花崗岩の全岩組成でLiが多く含 まれることが報告されている(e.g., 長島・長島, 1960; 西村, 2010)。ペグマタイトへの希元素の濃 集過程を明らかにするには、希元素の濃集の程度 が異なるペグマタイトがどのようにして形成され るのか、花崗岩中でどのような鉱物にどの程度希 元素が含まれているのか、といった疑問を明らか にする必要がある。西南日本内帯のペグマタイト である、岐阜県苗木地方や滋賀県田上山のペグマ タイトなどは、規模が大きくペグマタイト組織が よく発達しているが、リチア雲母や含 Li アルミ ノ珪酸塩鉱物などは産出せずに、チンワルド雲母 や益富雲母、電気石が産出し、代わりにトパズの 産出で特徴づけることができる。これらのペグマ タイトの鉱物学的な特徴と、原岩の花崗岩の特徴 を関連付けてその成因を追求していきたい。

引用文献

- Anderson, G.M. and Burnham, C.W. (1983)
 Feldspar solubility and the transport of aluminum under metamorphic conditions.
 Amer. J. Sci., 283-A, 283-297.
- Burham, C.W. (1979) Magmas and hydrothermal fluids. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (2nd edition, H.L. Barnes, ed.), John Wiley and Sons, New York, 71-136.
- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A.H. and Page, L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. Econ. Geol., Monograph 2, 115 pp.
- Černý, P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geosci., Canada, 18, 49-67.
- Černý, P. and Ercit, T.S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. Canad. Mineral., 43, 2005–2026.
- Černý, P, London, D. and Novák, M. (2012) Granitic pegmatites as reflections of their sources. Elements, 8, 281–287.
- Evensen, J.M. (2001) The geochemical budget of beryllium in silicic melts & superliquidus, subliquidus, and starting state effects on

the kinetics of crystallization in hydrous haplogranite melts. Unpublished Ph.D. dissertation, University of Oklahoma, Norman, Oklahoma, 293 pp.

- Fenn, P.M. (1986) On the origin of graphic granite. Amer. Mineral., 71, 325-330.
- Foord, E.E., Srarkey, H.C. and Taggart, J.E.Jr. (1986): Mineralogy and paragenesis of "pocket" clays and associated in complex granitic pegmatites, San Diego County, California. Amer. Mineral., 71, 428-439.
- Ginsburg, A.I. (1984) The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. International Geological Congress, 27th, Proceedings 15, 245-260.
- 石原舜三 (2009) 花崗岩類の S, I, A タイプとリン 含有量 - スロバキアと日本の場合-. 地質ニ ュース, 663, 47-55.
- Jahns, R.H. (1953) The genesis of pegmatites.I. Occurrence and origin of giant crystals.Amer. Mineral., 38, 563–598.
- Jahns, R.H. (1982) Internal evolution of pegmatite bodies. Granitic Pegmatites in Science and Industry (Černý, P. ed.), Mineral. Association of Canada, Short Course Handbook, 8, 293-327.
- Jahns, R.H. and Burham, C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Geol., 64, 843-864.
- Jahns, R.H. and Tuttle, O.F. (1963) Layered pegmatite-aplite intrusives. Mineral. Soc. Amer., Special Paper 1, 78–92.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正 (2008) 滋賀県・ 田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石 の形成過程.地質雑, 114, 435-446.
- Landes, K.K. (1933) Origin and classification of pegmatites. Amer. Mineral., 18, 33-56.
- London, D. (1989) Lithophile rare element concentration in silicic rocks: the alkaline

trend in granitic systems. Geol. Mineral. Associations of Canada, Program with Abstracts, 14, A21.

- London, D. (2008) Pegmatites. Canad. Mineral., Special Publication 10, pp. 368.
- London, D. (2009) The origin of primary textures in granitic pegmatites. Canad. Mineral., 47, 697-724.
- London, D. (2014) A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, 184–187, 74–104.
- London, D. and Burt, D.M. (1982) Alteration of spodumene, montebrasite and lithiophilite in pegmatites of the White Picacho District, Arizona. Amer. Mineral., 67, 97–113.
- London, D. and Morgan VI, G.B. (2012) The pegmatite puzzle. Elements, 8, 263–268.
- Martin, R.F. and De Vito, C. (2005) The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. Canad. Mineral., 43, 2027–2048.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G. and Sirbescu, M.C. (2010) The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: Resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. Contrib. Mineral. Petrol., 160, 313–325.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本希元素鉱物.長 島乙吉先生祝賀記念事業会,京都,436pp.
- 西村光史(2010)高隈山花崗岩体.日本地質学会 (編),日本地方地質誌,8九州・沖縄地方, 朝倉書店,東京,331-332.
- Page, L.R., Norton, J.J., Stoll, W.C., Hanley, J.B., Adams, J.W., Pray, L.C., Steven, T.A., Erickson, M.P., Joralemon, P., Stopper, R.F. and Hall, W.E. (1953)
 Pegmatite investigations, 1942–1945, Black Hills, South Dakota. US Geol. Surv. Professional Paper, 247, 228pp.
- 柴田秀賢(1934) 福岡縣糸島郡今宿村長垂産リシ ウムペグマタイト.地質雑,41,582-603.

- 柴田秀賢(1939)美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩 類及びペグマタイト.地質学雑誌,46,465-480, 503-518,547-559,583-593.
- Shirose, Y. and Uehara, S. (2018) Microtexture investigation of amblygonite-montebrasite series with lacroixite: Characteristics and formation process in pegmatites., American Mineralogist, 103, 75-84.
- Stilling, A., Černý, P. and Vanstone, P.J. (2006) The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVI. Zonal and bulk compositions and their petrogenetic significance. Canad. Mineral., 44, 599-623.
- Tagirov, B., Schott, J., Harrichoury, J.-C. and Salvi, S. (2002) Experimental study of aluminum speciation in fluoride-rich supercritical fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 2013-2024.

田上ペグマタイトの産状

The occurrences of the Tanakami pegmatite, Otsu City, Shiga Prefecture, southwest Japan

> 中野聰志¹•西村貞浩²•多賀 優³• 花田遥平⁴•澤田一彦⁵•横井(西村)彰子⁶

Satoshi Nakano^{1,} Sadahiro Nishimura², Masaru Taga³, Youhei Hanada⁴, Kazuhiko Sawada⁵ and Akiko Yokoi (Nishimura)⁶

はじめに

大津市田上地域は、田上花崗岩体の西縁部にあ たる(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,2000; 中野・原山、2003)。そこは、日本有数のペグマ タイト産地の一つ(長島・長島, 1960; 大林, 2002; Rakovan et al., 2009) であり、トパーズ や水晶の美晶の産出や新鉱物・益富雲母の発見 (長島ほか, 1975) で知られるばかりでなく、市 民が気軽に出かけられる鉱物採集地として親し まれてきた(関屋, 1999; 西村・中野, 2003; 河 野・中野,2012)。これらのことに象徴されるよ うに、ペグマタイトと言えば、"鉱物"のことに 話題と焦点が集中する。しかし、美晶・巨晶鉱 物や希元素鉱物が産するペグマタイトの実体は、 鉱物集合体としての岩石である。鉱物の集合体 として考えることが、ペグマタイト理解の基本 である(たとえば、London, 2008)。花崗岩質 ペグマタイト(花崗岩体中に産しているかそう ではなくても特定の花崗岩体から由来して周囲 の岩石中に貫入しているペグマタイトを含めて) は、まぎれもなく花崗岩の一種である。花崗岩体 の中で、なぜどのようにしてペグマタイトがで きるのかは、資源的価値の高さから世界的に古 くから研究され、現在に至ってその成因論を含 めた岩石学的研究が極めて盛んに行われている (たとえば、Schaller,1926: Jahns, 1953; 瀧本, 1969; Jahns and Burnham, 1969; Burnham and Nekvasil, 1986; London, 1986, 1996, 1997, 2005, 2008; London and Morgan, 2012) (注:旧ソ連~ 現ロシアでも多くのペグマタイト研究が行われ 大きな研究成果が得られている(たとえば、小西 (訳), 1958; 原著: Zavaritskii, 1955) が、本稿 での知見は基本的に欧米系のものに限られてい る)。野外での産状調査は、地質学的研究の出発 点であり、土台である。かつては、日本でも戦前 から資源採掘の目的でペグマタイトの産状につ いての調査研究(鉱床学)も行われていた(戦後 間もない頃の地質調査所(現、産業総合研究所地 **質調査総合センター)発行の地質調査所月報や地** 質調査研究報告に多々公表されている)が、輸入 資源に頼る現在そのような研究はほとんどない。 のみならず、ペグマタイトの岩石学的研究-特に 産状に基づいた岩石学的研究-は、日本ではかね てよりほとんど行われておらず、管見の限り、戦 前の柴田(1939 a,b,c,d)の苗木ペグマタイトに ついての研究が目立つのみである。なお、ペグマ タイトの産出は花崗岩体に限られているもので はないが、その圧倒的な存在量から、一般的にペ グマタイトは花崗岩質ペグマタイトを意味する。

このような歴史的経緯のなか、日本三大ペグマ タイト地域として知られる他の二つのペグマタイ ト産地(福島・石川地域の阿武隈花崗岩体と岐 阜・苗木地域の苗木花崗岩体)のペグマタイトの 産状についてはまとまった産状の記録が写真あ るいはスケッチを含む報告書や学術論文として まとまって残されている(たとえば,柴田,1939 a,b,c,d;福島県石川町教育委員会,2000,2002) が、田上花崗岩体中のペグマタイト(以下、田上 ペグマタイトと呼称)にはそれに匹敵するものが ない。ただし、田上ペグマタイトについても、産

1 滋賀県立琵琶湖博物館・特別研究員,2 草津市立新堂中学校,3 龍谷大学,4 滋賀県立膳所高等学校,5 大津市立仰木中学校,6 大津市

出する鉱物記載中の記述を含めて、これまで断片 的には産状に関わる記録が残されているので、そ れらについては、「田上ペグマタイトのこれまで の記録」の章で言及する。敗戦後間もない時期に は、全国的にウラン・トリウム資源探査が行わ れ、上記石川・苗木地域のペグマタイト鉱床につ いても、たとえば、石川については松原(1960) や小関・郷原(1956)、苗木については浜地・堀 内(1956)調査結果が報告がされている。一方、 田上花崗岩体中のペグマタイト産出地域について は、1975-1979頃にウラン資源の観点から注目さ れた(動力炉・核燃料開発事業団,1988;動力炉・ 核燃料開発事業団中部事業所,1994)が、筆者た ちが知る限り詳しい記録は見当たらない。古くは、 Asayama (1954) も、田上花崗岩体のウラン含有 量について調べているが、ペグマタイトとの関連 はない。田上花崗岩体中では、これまで数多くの ペグマタイトが知られてきている(たとえば、長 島・長島, 1960)が、最近では 1974 年に発見さ れた通称"中沢晶洞"と呼ばれているペグマタイ トが代表である(中沢, 1984)。"晶洞"(pocket) は、一般的に大なり小なり空洞を含む、周りの花 崗岩(母岩)より相対的に大きい自形結晶を含む 部分であり、ペグマタイトの最大の特徴である。

この"中沢晶洞"は各種鉱物の美結晶・大結晶 や稀産鉱物が採集された大きなペグマタイトであ り、現在は大量の鉱物採集の結果そこに大きく 空洞が広がっている(長径 10 m を越える)。一 方、多くの田上ペグマタイトは空隙の有無に関わ らず長径数 10cm 程度の塊状ないしは同じ程度の 幅(厚さ)の岩脈(岩床)が多く一般に小規模で ある。そのような大小の田上ペグマタイトの花崗 岩中での産状を一口で表現するのは難しい。しか し、敢えて概括的に表現するならば、周囲の花崗 岩とは異なる細粒の花崗岩脈が横方向や垂直方向 等に伸び (繋がり)、その一部に大きな美形の結 晶が見られるというパターンが一般的である。こ のような岩石全体をペグマタイトと考えると、ペ グマタイトは内部的に岩相変化(岩石の顔つきの 変化)の極めて大きい(特殊な)花崗岩というこ とになる。この見方は、その内部に周囲の花崗岩



図1 田上花崗岩体位置図(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2005 を改変)

(母岩) と異なる岩相を示している岩石としての 層状構造全体をペグマタイトと呼ぶべきであると のLondon(2008)の見解と一致する。田上地域に おいては、このようなペグマタイト岩(花崗岩) が、水平方向~低角方向に伸びる岩層(岩床)ま たは垂直方向~高角方向に伸びる岩脈(縦長)と して見られる。一方、最近の調査により、ペグマ タイトの境界部とその近傍には細粒優黒質包有岩 (中野,2013)、黒雲母濃集帯(黒雲母シュリーレ ンを含む)や日本では珍しい球状花崗岩(球顆状) (稲垣, 1966; 竹本ほか, 1977; 中野, 2013) が伴 っていることがわかってきた。それらの産状は、 それらの成因がペグマタイトの成因との共通点を 有している可能性を示唆している。本稿では、ペ グマタイトに随伴するあるいは近傍に産するこれ らの関連岩石の産状も総合的にまとめ、田上ペグ マタイトの全体像を可能な限り記録する。

なお、田上花崗岩体中では、熱水変質作用によってできた長石鉱床が戦前から順次発見・採掘されてきた。現在ではほとんどの鉱山が休止・閉山

の状態であるが、その多くについて詳しい研究が なされており(瀧本ほか,1964;瀧本,1973;須 藤,1991,2001)、それらの鉱床・鉱体にはペグマ タイトが伴われ場合がある(須藤,1991,2001)。 長石鉱床の多くは、一部を除き栗東市〜湖南市〜 甲賀市区域に分布している。本稿では長石鉱床の 記載は省略するが、ペグマタイトとの関係では非 常に重要であるので、ペグマタイト成因論との関 係において最後の「要約:田上ペグマタイト」の 章で言及する。

滋賀県には琵琶湖を囲む後背山地には丹波-美 濃帯の堆積岩とそれに白亜紀後期に貫入した花崗 岩体が分布している(図1)。各花崗岩体には、 大なり小なりペグマタイトの産出が知られてい る。たとえば比良花崗岩体では正面谷や高島附近 のペグマタイト、あるいは江若花崗岩体では明 王の禿のペグマタイトが有名である(辻・北原, 1979)。各花崗岩体中のペグマタイトおよび熱水 変質岩についての詳しい研究が進めば、各花崗岩 体の性格づけの一指標となるであろう。

ペグマタイトの産状を記録する

地質学(鉱物学や岩石学を含む)においては、 「産状」(occurrence)が非常に大切である。産状 を知ることは、調査研究の対象が自然(大地)の 中でどのような状態で存在しているかを知ること である。それは、なぜそこにそれがあるかという 問題に直結している。たとえば、大きな傷の少な いダイアモンド(鉱物)が発見されれば「宝石」(商 業価値)としては絶大な価値があるが、それがど こでどのような状態であったかという知見がなけ れば科学的(鉱物学)な価値としては非常に低い。 "同じ種名"で呼ばれる鉱物や岩石は一部稀有な ものを除き世界のどこかしこにあるが、ところが 変われば見かけも性質も異なり、見栄えがどうあ ろうともそのいずれもが固有の地球科学的(歴史 的)価値を有している。

田上山は過去に大きな3期(古代(600-850)・ 中世(1050-1550)・近世(1570-1670))にわたる 森林収奪の場となった(タットマン, 1998)。記 録に残る明治初年には、田上山一帯は広大な禿げ 山と化していた。そこから100年以上に渡る植林 (砂防事業)が開始され、現今ではそれと意識し なければわからないほど緑が見られる状態となっ た(2015年国土交通省砂防事業終了)。その砂防 事業の始まった明治初期より、田上山は特にトパ ーズの美晶が産することで世界的に知られる場所 となった。それは、多くの美晶が海外流出したた めであるが、ペグマタイトの露頭が森林収奪によ り露出していたからに他ならない。

そのような明治期に、トパーズや水晶の産状は もとよりその母体であるペグマタイトの産状が少 なからず記録として残されていれば良かったので あるが、残念ながら産状についての記録は残され ていない。のみならず、その後も現在に至るまで、 ペグマタイトの野外での産状については、簡単な 言及に留まり充分な記載がない。

野外で自分たちの目に入る観察物が実際どのよ うな産状であり、それがどうしてそのような状態 になったのかを、ひとまず教科書的な見方を置い て、自分達自身の立場で考えることは、極めて大 事なことである。ところが、ペグマタイトについ ては、そこに美しい鉱物や珍しい鉱物が採集出来 ることから、産状の観察は二の次になりやすい。 その結果、一部の鉱床学・岩石学の研究を除いて は、ペグマタイトはこれまで鉱物の眼で見られる ことが通常であり、岩石の眼で見られることは日 本では極めて少なかったことは既に述べた通りで ある。しかし、柴田(1939a)は既にアジア太平 洋戦争直前に、『ペグマタイトの研究はその母岩 たる花崗岩の研究を第一にする必要がある』とし、 岐阜・苗木地域の花崗岩の産状を報告している。 また、福島・石川地域についても、敗戦まもない 時期のウラン調査に際し、松原(1956)は「塊状 ペグマタイト」と「脈状ペグマタイト」を区別し てその産状に言及している。福島・石川地域につ いては、その後、福島県石川町教育委員会(2000, 2002)により、いくつかのペグマタイト鉱床の産 状が写真とスケッチで紹介されている。しかし、 このようなペグマタイトの産状への視点は、筆者 たちの知る限りほかにはあまり見当たらない。

美しい鉱物や珍しい鉱物が採集できなくても、 ペグマタイトという「岩石」の産状の観察は「不 思議なもの」の楽しい観察体験である。それは、 「なぜそこにそのようなペグマタイトがあるのか」 から始まり次から次へと素朴な疑問が湧いてくる からである。「ペグマタイトとは?」、「ペグマタ イトとはどのような岩石なのか?」、「ペグマタイ トはどうしてできるのか」等の現在世界において 最新の研究が進められている問題にも繋がってい る。

ペグマタイトには、後で具体的に引用するよう に、生成地下深度や母岩の違いによる多様な環境 や産出鉱物群の違いによる多様なタイプがある (Černý, 1994, 2005;石原, 2003)。しかし、日本 列島でのペグマタイトは、阿武隈型として知られ る石川地域 (Černý, 1994) と福岡市長垂 (Shirose and Uehara, 2018) 以外、基本的に浅所貫入型 花崗岩体中のミアロリティックペグマタイトであ り、良く知られている諸外国のペグマタイトに比 べるとその規模は一般的に格段に小さい。それに もかかわらず、産状的にはアメリカ西海岸カリフ オルニアの花崗岩体に伴うペグマタイトとの類縁 性が認められる。すなわち、北米のペグマタイト を中心に研究を進めている London (2008) によれ ば、ペグマタイトは基本的に岩脈状(火成岩が水 平面に垂直ないしは斜交して貫入している形状) ないしは岩床状(火成岩が地層のように水平ない しはそれに近い状態で貫入している形状)に産す る岩石である。多くは伸張方向に垂直な岩相変化 を伴い、中心部に晶洞が生じている産状が代表的 である。その岩石としての基本的特徴は、細粒(斑 状) 花崗岩-文象花崗岩-巨晶花崗岩(晶洞)の組 み合わせによる帯状構造を示すことである。すな わち、ペグマタイト岩脈(岩床)の中に晶洞が存 在するという基本的認識がある(London, 2008)。

一方、日本では、一般的にペグマタイトの産 状が"脈状ペグマタイト"と"塊状ペグマタイ ト"とに区分されている(たとえば、長島・長 島,1960;名古屋鉱物同好会(編),1996;細野・ 牧野,2002)。脈状ペグマタイトは、細く伸びる ペグマタイト脈の一部に晶洞が存在するものであ

り、塊状ペグマタイトは晶洞が単独で存在してい るものとされる。前者は、規模の違いと内部構造 (帯状構造)の有無を無視すれば、ペグマタイト 岩脈として認識できるであろう。一方、塊状ペグ マタイトは、三次元的ペグマタイト産状の把握が できない脈状ペグマタイトの一部である可能性も 排除できないが、少なくともペグマタイト産状の 見かけ上の1類型として意味がある。田上ペグマ タイトのなかでは、よく知られている通称"中沢 晶洞"(中沢, 1984)は、既に述べたように塊状 ペグマタイトの代表とされている。本稿では、こ れまでの一般的な扱いに基づいて、脈状ペグマタ イトととともに、塊状ペグマタイトを区別して記 載するが、脈状ペグマタイトについては、既述し たように岩床状(水平ないしはそれに近く伸びて いる場合)と岩脈状ペグマタイト(水平方向に対 し垂直ないしはかなりの角度で伸びている場合) とを区別して記載する。

これまでは、花崗岩体中の優白質の細粒花崗岩 脈にたいして、野外ネームとして半花崗岩(アプ ライト= aplite)という用語が広く使われてきて いる。ところが、田上花崗岩体中のアプライトを 化学分析した結果、その化学組成は母岩の花崗岩 とほとんど変わらない(中野, 2013)し、黒雲母 も小さいものがかなり点在している。したがっ て、国際地質科学連合(IUGS)が推奨している用 語法(Le Maitre, 2002)にしたがうと、アプラ イトは細粒黒雲母花崗岩と呼ぶべきである(中野 ,2013)。さらに、田上ペグマタイト地域の細粒 黒雲母花崗岩脈(アプライト脈)は、大なり小な り粒度(鉱物結晶の大きさ)が不均質で相対的に 大きい結晶を斑晶状に含む細粒斑状花崗岩(脈) と呼ぶべきものが多い。しかし、本稿では、斑晶 がほとんどなく石基が非顕晶質緻密な細粒黒雲母 花崗岩にたいして、ペグマタイト関連の野外ネー ムとしてアプライトという用語を便宜的に使用す る。また、本稿では、ペグマタイトと産状的に密 接に関係している花崗岩質岩脈(層)(ペグマタ イトの内部構造の一部である場合を含めて) につ いては、アプライト・細粒黒雲母花崗岩・細粒斑 状黒雲母花崗岩の用語を併用する。なお、中野

Class	Family	典型微量元素	変成環境	花崗岩との関係
深所型	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo	(上部角閃岩相~)低~高圧グラニュライト相	無し、anatexisによる
			4–9 kb, 700–800°C	優白部の分離
白雲母型	-	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, NbTa	高圧、バロヴィアン型角閃岩相(藍晶石一	同上、花崗岩体の
			珪線石)、5−8 kb, 580−650℃	周縁部·周辺部
希元素白雲母型	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, NbTa,	低圧、阿武隈型角閃岩相~上部緑色岩相	(花崗岩体の内部~
		B, P, F	2–4 Kb, 500–600°C	周辺)から外部
	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, NbTa, F		花崗岩体の内部~周辺
晶洞型(浅所型)	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, NbTa, F	浅所~亜火山性、1−2 kb	花崗岩体の内部~周辺

表 1 Černý (1994) によるペグマタイト分類表

(2013)は、田上花崗岩体中のペグマタイトとの 関係が考えられる岩脈類を、細粒黒雲母花崗岩・ 細粒斑状黒雲母花崗岩・非顕晶質細粒優白質花崗 岩(岩脈・岩床)などと記述している。このうち の非顕晶質細粒優白質花崗岩が、上記野外ネーム としてのアプライトに当たる。

ペグマタイト関連岩脈の問題として、次のこと にも触れておきたい。それは、花崗岩体中の随所 に見られる花崗斑岩脈との違いである。花崗斑岩 (granite porphyry)という名前も、上述の Le Maitre (2002)では推奨されておらず非顕晶質細 粒斑状花崗岩となるので、田上花崗岩体中および 山科~石山地域のジュラ紀付加体堆積岩中に貫入 している花崗斑岩には、その名称が採用されてい る(中野,2013)。田上花崗岩体において大小の 規模で存在している花崗斑岩脈(特に、中粒斑状 黒雲母花崗岩分布地域)において、これまでの観 察の限り、ペグマタイト晶洞を有するものはない。 岩脈としての共通性はあるが、ペグマタイト記載 の観点から、本稿では花崗斑岩脈については言及 しない。

ペグマタイトとは

20世紀初頭から第2次世界大戦時期までの 初期のペグマタイト研究では、瀧本(1969)と London(2008)における歴史的な研究総括をまと めると、マグマ冷却に伴って鉱床ができる段階を、 マグマ期(800-700℃)→ペグマタイト期(700-500 ℃)→グライゼン期(500-400℃)→熱水期(400-100℃)と区分してきた。しかし、最近の研究は、 個々のペグマタイトがいずれもマグマ期から低 温の熱水期までの過程にわたる多様な履歴を有 していることが明らかになっている(たとえば、 London, 2008;河野ほか, 2008)。第二次世界大 戦後、ペグマタイトの実験岩石学的研究が始ま り、その結果、マグマ冷却後期において集積・分 離した熱水から徐冷条件下での平衡反応でできる というモデルが提起されて世界的に広く受け入れ られてきた(たとえば、Jahns, 1953; Jahns and Burnham, 1969; Burnham and Nekvasil, 1986) しかし、このような古典的範疇(熱力学的平衡論) のペグマタイト成因論は、最近のアメリカ・カナ ダの研究者による実際の産状(明瞭な帯状構造を 示す岩脈・岩床:図2)と実験岩石学に基づいた ペグマタイトの成因論の展開により革新されてき ており、現在では世界的にもペグマタイトは平衡 結晶作用ではなくて急冷条件下・急速成長によっ てできたものとの非平衡反応すなわちカイネティ ックスの立場からのペグマタイト成因論の時代 に移ってきている (London, 2008; London and Morgan, 2012; 白勢, 本研究調査報告書参照)。

この間のペグマタイトの産状およびペグマタイ トの分類についての代表的な研究を、以下に簡約 する。Jahns and Burnham (1969)は、複雑なペ グマタイト生成過程を詳細に区分し、ペグマタイ トーアプライトの密接な共生関係(帯状構造)を 示した。Černý et al. (1984)は、ペグマタイト (Vezna pegmatite) 岩床の壁帯→文象帯→ブロ ック状カリ長石帯→空洞部という帯状構造の各 層準を時間軸(温度軸)にアルカリ長石の変化 を跡づけ、空洞部形成時代の交代作用によって





開放性裂開中で曹長石(クリーブランダイト= 葉片状曹長石)や氷長石ができることを示した。 一方、Černý(1993,1994)は、ペグマタイトが 多様な地質学的(温度・圧力条件)および地球 化学的特徴を示すことに注目して、ペグマタイ トの産状と特徴を整理分類した(表1)。すなわ ち、一口にペグマタイトと言っても、生成条件 の違い(地下深くの高温・高圧条件~地下浅所 での低圧条件)や主要な希元素鉱物の種類分け に基づいた希元素組成の違いにより分類される ように、形成過程と鉱物組み合わせ(多様な希 元素組成)が異なる多くのタイプが存在するこ とが明らかになっている。

日本のペグマタイトは、古典的産地とされるカ リフォルニア・サンディエゴ地域のペグマタイト (London, 2008) と同じく、そのほとんどが地下 5 km 以浅(2kb 前後までの圧力)の花崗岩マグ マに由来する浅所型のミアロリティックペグマタ イトであるとされる(図3:石原, 2003)。これは、 Ginsburg (1984)の「地下浅所で(花崗岩質)マ グマが定置してできたペグマタイト」という元の 定義にしたがっていることになる。なお言えば、 田上ペグマタイトは NYF タイプ(表1)という



ことになるであろう。また、Černý (1994) によ ると、ミアロリティックペグマタイトは、粘土に 充填されているかあるいは充填されていない空間 が結晶で埋められたペグマタイトともされてい る。

一方、日本でのそれ以外のペグマタイトとし て、「阿武隈型」ペグマタイトとして知られる 石川地域のペグマタイトがあり、希元素的には LCT タイプとされる(表1)。最近、Shirose and Uehara (2018)により、福岡市長垂のペグマタイ トも LCT タイプとして記載されている。

London (2008) は、歴史的にペグマタイト概念 を整理し、ペグマタイトの再定義として次のよう に述べている。すなわち、『ペグマタイトは、大 きいが変化に富むサイズの鉱物結晶や骸晶・文象 または著しい定向配列を示す結晶の多産により他 の岩石から区別される、通常は花崗岩質の火成岩 である』。そのうち、主要な宝石鉱物の産出ペグ マタイトとしてのミアロリティックペグマタイト については、次のように述べている。『ミアロリ ティックペグマタイトは、結晶が並んだ cavity を主要部分として含んでいる』。さらに、「cavity は、ペグマタイトが結晶する最後の部分であり、 ほとんどの場合、伸長結晶あるいは骸晶・文象 結晶を含む異方的な鉱物集合組織(fabric)がミ アロリティック cavity に向かって成長している」 と述べている。



図4ペグマタイト脈内部の帯状(層状)構造を示す写真(中沢和雄氏標本)



図5 田上・堂山東方の小ペグマタイト岩脈試料

London and Kontak (2012) では、ペグマタイ ト(pegmatite)の語源は『「互いに結びつける ことによって堅固にする」というギリシャ語で あるとし、「ペグマタイト pegmatite」はメルト (融液:熱水ではない)が母岩(そこに既に存在 していた岩石)に貫入した深成岩の変種である (組織=鉱物の集合状態が異なる)としたうえで、 London (2008) と重複的にペグマタイトの特徴を 以下のように述べている。1. ペグマタイトの必 要条件は、大きい結晶の存在だけではない。その 他の fabrics (縁辺部から中心に向かっての結晶 サイズの粗大化、周辺から内部に向かっての明瞭 な累帯構造(図4・5)、layeringや非常に定向性 のある結晶成長を含む異方的な fabrics (図5)、 文象花崗岩 (graphic granite) と称される石英 と長石の graphical な共生組織(=文象組織)(図 6) は、ペグマタイトを特徴づける。2. ペグマ



図6 文象構造(文象花崗岩)。通称"中沢晶洞"付近の斜面 転石試料:河野・中野(2012)参照

タイトの全体組成は、石英、(Na に富む) 斜長 石、(Na に富む) アルカリ長石がほぼ等量存在 する花崗岩系における最低溶融点付近のものであ る。Li, Cs, B, P, Ta のような元素を主成分とし て含む稀元素鉱物の集合体(稀元素ペグマタイト) は、ペグマタイト全体の1%以下の割合でしかな い(世界的には、ペグマタイトは長石や石英の石 材資源や希元素資源として極めて重要であること を前提にすると理解しやすい特徴であろう)。

既に言及したように、Jahns (1953) あるいは Jahns and Burnham (1969) などに代表される 古典的なペグマタイト成因論(平衡に近い状態で のマグマの結晶分化作用+分離した熱水からの結 晶晶出(=徐冷))は、現在世界的には非平衡論・ 非熱水成因論の観点から大きく革新されつつあ る。特に、London グループが実験岩石学的研究 から提起しているペグマタイトの成因論=「揮発 性成分に富むメルトからの結晶成長+非平衡での 急速結晶成長」が広く実証的に受け入れられてき ている(London and Kontak, 2012)。それを以 下に、簡単に紹介する(表2参照)。

地下のマグマ溜まりは、メルト(珪酸塩溶融 体)だけの状態から温度低下を基本とする各種条 件の変化に伴う晶出鉱物(結晶)の増加とそれに 見合って減少する残存メルトからなる状態になる が、その最終固結までには多様な過程があり得る (たとえば、Bachmann and Huber, 2016)。その 間の最終固結段階に至るまでの揮発性成分に富む メルトの挙動が、現在のペグマタイトの成因論の

表 2	新旧ペグ	マタイト成因論の比較	
-----	------	------------	--

	Opinion leaders	化学論	冷却状態	形成過程
1940's 旧モデル	Jahns and Burnhnam	化学平衡論	徐冷	分別結晶作用
↓ 1980's 新モデル ↓	London and Morgan	非平衡論	急冷 (過冷却)	帯域溶融
	母相	産状	重要な触媒	普及
1940's 旧モデル I	熱水	岩脈・岩床ほか	熱水	世界
、 1980's 新モデル ↓	融液(メルト)	岩脈·岩床	揮発成分 (熱水以外)	世界 (日本以外)

前提である(Brisbin, 1986; London, 1996, 1997; Nabelek et al., 2010; Bartels et al., 2011; etc.)。 すなわち、マグマ(メルト+結晶)から分離した 熱水の存在がペグマタイト生成の直接の要因では なく、メルトの性質が問題である。そして、徐冷 ではなく急冷条件、すなわち非平衡条件下で、揮 発性分の挙動によりペグマタイトの帯状構造と巨 晶が形成される(触媒作用)。また、希元素を含 むペグマタイトに特有な各種鉱物の形成は、金属 冶金学における帯域溶融(zone melting)理論の 応用によって説明されている。

最近の多くの他のペグマタイト研究も、 London グループの成果を踏まえ、実験岩石学的 データをもとに、従来のペグマタイト成因論を 検討し新しい成因論を展開している。たとえば、 Nabelek et al. (2010) は、「ペグマタイト成因論 における水の重要性」(Jahns and Burnham, 1969)は変わりないとしながら、部分的に結晶化 したマグマ中のメルト(融液)としての急速な定 置と平衡固相線より下での巨晶の急速成長におけ る水の重要な役割を強調して、メルトからの急速 成長論のメカニズムを詳細に展開している。すな わち、ペグマタイトが個々の地域でも多様な組織 パターン(岩相)を示し、また個々のシートで は(垂直的に)非対称な組織を示し、それらの結 晶作用の温度は< 400 ℃ - 700 ℃<と推測してい る。この場合のシート(岩床)は、カリフォルニ アの延長数 100 m 規模、岩脈は幅 15 m 規模のも のが想定されている。なお、このような低温での ペグマタイト生成が起こることについては、地殻 での水を含む珪酸塩マグマ・メルトが 350 ℃程度 まで存在していることが既に明らかにされている (Sirbescu and Nabelek, 2003)。なお、これに関 連して、河野ほか(2008)は、田上小ミアロリテ ィックペグマタイト中のアルカリ長石を解析し、 200 ℃までの熱史を復元している。このように、 構成鉱物・サイズ・組織等において極めて岩相変 化に富む(帯状構造)ペグマタイトは、現在は、 古典的な"ペグマタイト期"などという枠組みで はなくて、高温のメルト条件下から低温熱水条件 下までの幅広い温度履歴の非平衡反応により形成 された複雑な岩石としての理解が進んでいる。

なお、花崗岩の一種としてのペグマタイトの化 学組成は、微量成分を除いて母岩の花崗岩とほ とんど同じである(下田・石丸,1967;London, 2008;中野,2013)。このことは、ペグマタイト の産状に密接に関係している後述する細粒〜細粒 斑状黒雲母花崗岩(本稿でも一部使用するが、こ れまで一般に使われてきたアプライトを含む)に ついても同様である。

ペグマタイト関連用語

晶洞 (druse, geode, vug, vugh, pod, pocket)

晶洞は、地団体研究会(1996)によると、対 応する英語は「druse」であり、『鉱脈・鉱体あ るいは岩石内に生じた空洞。「がま」(vug)とも。 空洞の壁に沿って鉱物が配列し、同心球状の殻が 形成されたり、脈石鉱物・鉱石鉱物の自形結晶が みられる。』とある。ちなみに同じ事典の中で、 ペグマタイトは『花崗岩とほぼ同じ組成をもち、 著しく粗粒で、正長石・微斜長石・パーサイト・ アルバイトなどと石英が文象構造をなす岩石』と 説明されている。日本学術振興会(1993)による と、晶洞に対応する英語は「druse, geode, vug, vugh」である。Druse は、「自形結晶が突出して いる火成岩体あるいは鉱脈中の空隙」となってい る (Allaby and Allaby, 1991)。したがって、晶 洞は教義(字義)通りであれば「空隙」を意味す ることになるが、実際のペグマタイトの記述にお いては、ほとんどの場合、空隙の有無を問わず自 形結晶が成長しているペグマタイト巨晶帯を含め て晶洞とされている。London (2008) は、ペグマ

タイトにおいては、空洞の有無は基本的な問題で はないとしている。彼は、『空洞がペグマタイト を作るマグマの結晶作用の過程でできる気相が 存在していた場所とすると、ミアロリティック cavity のない場合は気相(揮発性分)がなくても できるペグマタイトなのか、気相(揮発成分)に 飽和した状態から出発したペグマタイトは必ずあ る程度はミアロリテュック(cavity あり)でな ければならないのかと問いかけたのち、閉鎖系と して最初から水に飽和したメルトからできるペグ マタイトは本質的なミアロリティック void space (空洞)を含んでいなければならないはずだが実 際はほとんどそうなってはいない』としている。 田上ペグマタイトにおいても、空洞のないペグマ タイトも多い。それらの見かけ上空隙のほとんど 見当たらないペグマタイト岩床・岩脈にも明瞭な 帯状構造があり、中心部では巨晶とは呼べないが 周りの花崗岩母岩の鉱物の大きさに比べて相対的 に大きい結晶集合部が存在する。これらにたいし て、本稿では晶洞部あるいは"相対的巨晶(部)" という用語を用いる。以上のように、すなわち、 本稿では、"晶洞(部)"を、空隙部分の大小や有 無に関わらず、母岩に比べて相対的に大きい結晶 が集合している部分について広く用いている。後 述するように、London (2008) は、日本で通常 "晶洞型"と呼ばれる脈状に伸びておらず単独で 存在している塊状ペグマタイトを、pod としてい る。London(2008)中で記述されている pocket は、 その部分の実体としてはほぼ同じものであるとも 思われるが、脈状ペグマタイトの帯状構造の一部 として限定的に使用されているようである(その 部分を区切るのが pocket line)。これらのことか らすると、miarolitic pegmatite が "晶洞型" ペ グマタイトとされている(石原,2003)ことには、 その理解に注意が必要である。

空洞あるいは隙間(cavity, void, vug)

上述のように、晶洞中の空洞部分を示すが、 実体はほとんどわかっていない。空洞部分は、 cavityと呼ばれることが多いが、vugとも表され る (London, 2008)。ペグマタイト模型では、非 常に大きい空洞が設定されているが、晶洞中の巨 晶帯のさらに内側(中心部)には多くの場合粘土 物質等の脆弱な物質が充填されており、その部分 は晶洞の採掘につれて崩壊するので、それらが晶 洞巨晶帯内側のどれ程度の部分を占めていたのか 知るのは一般には困難である。これまでは、採掘・ 採集の際における空洞そのものへの記述はほとん どない。

ミアロリティック (miarolitic)

隙間(空間)(miarole)の形容詞形。浅所 深成岩(または火成岩)に見られる空間(void space)あるいはポケット(pocket)で特徴づ けられる組織にたいして使われる(Allaby and Allaby, 1991)。しかし、この用語をペグマタイ トに適用する場合、基本的に空洞の有無(大き さ)は問題ではない(London, 2008)。空洞に向 かって宝石結晶が成長している"晶洞"がミア ロリティックペグマタイトの大きな特徴である (London, 2008)。Černý(1993, 1994)は、それ を浅所貫入の花崗岩から生ずる多様な産状と温度 履歴を有するペグマタイトであると分類している (表 1)。



図7 田上新免ミアロリティック小ペグマタイト (河野ほか,2008)

河野ほか(2008)は、地学事典(地学団体研究 会,1996)にしたがい、田上花崗岩体の天井相と 位置づけられる部分(中野,2013のGt1相)に 散在する空洞を有する小晶洞部分をミアロリティ ック小ペグマタイトとする(図7)一方、天井相 全体をミアロリティックペグマタイト(相)とし た(図8)。 晶洞の用語中で紹介したように、石原(2003) はミアロリティックペグマタイトを"晶洞型"ペ グマタイトとしたが、地下浅所から深所までの多 様な環境で生成するペグマタイトはいずれも"晶 洞部"を有するので、注意が必要である。

ミアロリティックペグマタイト (miarolitic pegmatite)

上述のように、Černý (1993, 1994)による温度・ 圧力状態を基準にしたペグマタイトタイプの分類 上の用語(石原, 2003 参照)であり、空洞・空 隙(cavity)を有するペグマタイトのことである。 本稿では、小さな隙間(void, cavity)を有する 局所的なあるいは小規模な(数 cm 径程度)個々 の晶洞ペグマタイトについてもミアロリティック ペグマタイトの用語を用いるが、上述のように田 上ペグマタイトが全体としてミアロリティックペ グマタイトである。なお、London(2008)では、 ミアロリティクペグマタイトには、希元素ペグマ タイトとほとんど同じ鉱物組み合わせを有するそ れからの派生物としての第2のタイプがあること に言及している。



図 8 Gt1 部分がミアロリティックペグマタイト (河野ほか, 2008)

岩脈状・岩床状ペグマタイト (pegmatite dyke and sill (sheet))

岩床状(sheet:水平ないしは水平に近い状態で) ないしは岩脈状(dyke:垂直ないしはそれに近 いかある程度斜めに)に伸びる細粒〜細粒斑状黒 雲母花崗岩を含む花崗岩部分に晶洞部分が点在す るペグマタイト(アプライトーペグマタイト集合 体)。詳細は、London (2008)にある。以下の本 稿では、脈状ペグマタイトを、層状または岩床状 ペグマタイトと岩脈状ペグマタイトに区分して記 述する。日本では、これまで、対応する小規模な ものに脈状ペグマタイトあるいは晶腺状ペグマタ イトと記述されていることが多い。

塊 状 ペ グ マ タ イ ト (massive pegmatite or pegmatite pod)

母岩の花崗岩中に晶洞が単独で存在していると 考えられる(ミアロリティック)ペグマタイト。 日本国内の文献では、よく見受けられる用語であ る(図9・10)。晶洞型ペグマタイトと同義であ る。晶洞部だけが母岩と接して存在する場合もあ るが、ある程度の大きさの晶洞の場合は内部に帯 状構造を示す場合が多い(高田,1993)。この大 きい例が、後述の中沢晶洞である。

なお、London (2008) では、massive pegmatite





図 10 苗木地域・蛭川・田原ペグマタイトの産状(名古屋鉱物 同好会(編),1996)

という記述はなく、ペグマタイトの産状として、 dyke(岩脈)・sill(岩床)・podを挙げている。 Podは、(豆などの)さやあるいはさや状のもの と訳されるので、これが日本で言う塊状ペグマタ イト塊状ペグマタイトに相当するのであろう。な お、塊状ペグマタイトも、場合によっては、ペ グマタイト岩脈の中の晶洞部(pegmatite pod or pocket)が現在の露頭部での(断面の違い)によ る見かけ上の産状である可能性はあろう。河野ほ か(2008)の数 cm 規模のミアロリティック小晶 洞部(小ペグマタイト)は、それぞれ独立して散 在しているが、いずれも細粒斑状花崗岩相(天井 相)中にあるので、既に述べたように細粒斑状花 崗岩相全体がミアロリティックペグマタイト(岩 床)とした方が妥当である。

(黒雲母) シュリーレン (schrielen)

苦鉄質鉱物(黒雲母や角閃石などのマグネシウ ムや鉄に富む鉱物)が母岩中におけるよりもより 高密度に濃集している筋状、線状、平面状、円 盤状の集合体組織(構造)である(Allaby and Allaby, 1991)。田上ペグマタイトの場合、岩脈 (岩床)中にはその帯状構造の一部に,特に外縁 部に黒雲母の濃集層の黒雲母 layering(レアリ ング)が一般的に存在する(田上ペグマタイトで は特に)。したがって、花崗岩体中の黒雲母シュ リーレンは黒雲母レアリングとの関係性が考えら れ、ペグマタイトの成り立ちを調べる上で重要と 思われる(Kubo, 1976;久保, 1987, 2000; Reid et al., 1993)。火成岩中の層状構造(layering) は、特にアルカリ岩中で著しく認められており、 その成因が詳しく議論されている重要な構造(組 織)である(Parsons, 1987)。黒雲母シュリーレ ンの存在は、琵琶湖周辺ではほかに信楽花崗岩体 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982)、鈴 鹿花崗岩体(周琵琶湖花崗岩団体研究 グループ, 2008)等で知られている。

細粒暗色包有岩(MME)

MMEは、苦鉄質細粒エンクレーブ(包有岩)(あ るいは細粒苦鉄質包有岩) (mafic microgranular enclave (or microgranular mafic enclave): Barbarin and Didier, 1992) · 苦鉄質火成包有 岩 (mafic magmatic enclave: Barbarin, 2005) • 細粒火成包有岩 (microgranular magmatic enclave: Slaby et al., 2004, 2008) などの略語で ある。本稿では、MMEを中野(2013)にしたが い細粒暗色包有岩とするが、花崗岩体中に存在す る細粒の苦鉄質鉱物(主に黒雲母や角閃石)の濃 集した部分をいう。形は、ブロック状のものを 含め丸みを帯びており、一般に紡錘状~球状で ある。大きさは、数 cm から m 級まで幅がある が、田上花崗岩体では10cm オーダーのものが多 い。その成因として、従来からの捕獲岩説のほ か、最近広く喧伝されている苦鉄質マグマとの混 交物説(たとえば、Vernon, 1984, 1990; Wada et al., 2004; Barbarin, 2005 ほか)のほか、同一マ グマからの早期晶出説(たとえば、Esna-Ashari et al., 2011; 中野ほか、2013 ほか) と多様である (中野ほか, 2013 参照)。田上花崗岩体では、ペ グマタイト・アプライト・黒雲母シュリーレン・ 球顆花崗岩等との産状関係から詳しく述べている ように、揮発成分の挙動とも関連していると考え られる(中野ほか, 2013)ので、ペグマタイト産 状の記述として不可欠なものである。田上花崗岩 体中の MME は、苦鉄質鉱物としては黒雲母の

みであることが特徴である。田上ペグマタイト地 帯での黒雲母濃集体である MME は、これまで 黒雲母クロットとして記載されている花崗岩中の 数 mm ~数 cm の黒雲母小集合体(周琵琶湖花崗岩 団体研究グループ,1982)との関係も注目される (中野,2013)。

アプライト (aplite)

アプライトは、アプライトーペグマタイト 複合体であることが多く(柴田,1938; Jahns and Burnham, 1969; London, 2008; Neiva and Ramos, 2010)、田上花崗岩体に限らないが、花 崗斑岩や流紋岩とは異なる肉眼的にやや優白質に 見える小岩脈を一般的にアプライトと呼んできて いる。日本では半花崗岩と呼ばれ、『ほとんどア ルカリ長石・石英・斜長石からなる優白質、完晶質、 他形、粒状の岩石。多少の黒雲母・白雲母・ザク ロ石・電気石を含む。花コウ岩・閃緑岩などにと もなって岩脈状の岩体をなして産出する。以下 略』(地学団体研究会、1996)とされている。また、 同事典では、有色鉱物や鉄分の少ないものは陶磁 器原料として用いられるとあり、代表的産地の一 つとして信楽地域(田上花崗岩地域:筆者注)が 挙げられている。しかし、これまでアプライトと 呼ばれてきた岩石は、肉眼的見かけ上"黒雲母が ほとんどない"とされてきているが、実際はある 程度の黒雲母を含む(5%以下)。また、化学組 成上は母岩の花崗岩とほぼ同じであり、少量成分 (特に Fe) や微量成分は異なるが SiO₂ や Al₂O₃、 Na₂OやK₂Oの主要成分含有量はほとんど変わら ない(下田・石丸, 1967; 天白, 1991; London, 2008;中野, 2013)。

既に述べたように、IUGS(国際地質科学連合) のサブコミッションがまとめた岩石命名法(Le Maitre, 2002)でもアプライトはほぼ地学事典同 様の定義であるが、この用語は IUGS による推 奨岩石名には入れられていない。それにしたがっ て記述を行っているのが中野(2013)である。そ こでは、アプライトは「非顕晶質細粒斑状花崗岩」 (地質図凡例:脇田ほか, 2013)あるいは「非顕 晶質細粒黒雲母花崗岩」(中野, 2013)として一 括されている(非顕晶質細粒〜細粒斑状黒雲母花 崗岩)。

本来は本稿でも Le Maitre (2002)・中野(2013) にならって記述するのが望ましい。しかし、それ にならうと類似の名称になり産状も同じ岩脈状を 示す花崗斑岩(この用語も Le Maitre (2002)では 推奨されておらず、それにしたがうと非顕晶質細 粒斑状花崗岩となる(中野、2013))ので紛らわ しい。これまでアプライトとされてきた岩石は、 既にのべたように、斑晶が目立たたず極めて細粒 の脈岩に野外ネームとして使用されている。本稿 でも、斑晶を含めて粒度変化の大きい細粒斑状黒 雲母花崗岩と区別して、斑晶のほとんどないより 細粒緻密な脈岩に対してアプライトの用語を一部 使用する。したがって、本稿での細粒斑状黒雲母 花崗岩脈は、花崗斑岩脈を含まない。

花崗斑岩(granite porphyry)

花崗斑岩は、地学事典によると『花崗岩と同じ 鉱物・化学組成をもつ斑状岩。石英・アルカリ 長石(ふつうは正長石)および少量の鉄苦土鉱 物(黒雲母・角閃石など)も斑晶と、微花崗岩質 石基とからなる』とされている(地学団体研究 会, 1996)。花崗斑岩は、IUGS 推奨命名法にし たがうと、非顕晶質細粒斑状花崗岩になるが、こ の命名法では花崗岩体中のほかの岩脈の名称と紛 らわしくなる。山科~石山地域の花崗斑岩と区 別するため、中野(2013)は田上花崗岩体中の 花崗斑岩を田上花崗岩のGt1相として一括した が、岩相的にはこれらの岩脈は水口図幅(中野ほ か,2003) での田上花崗岩体中の花崗斑岩脈およ び上記京都東南部図幅山科~石山地域における珪 長質岩脈のうちの Pg(非顕晶質細粒斑状(黒雲 母) 花崗岩=花崗斑岩) と同じと考えてよい。本 稿では、既に述べたように、アプライト(IUGS 命名法では非顕晶質細粒斑状花崗岩)を野外ネー ムとして使用することもあり、田上花崗岩体での 花崗斑岩脈は現時点でペグマタイトとの野外での 直接的な関連性が確認されていない。したがっ て、繰り返し述べてきたように、本稿では花崗斑 岩岩脈には言及しない。ただし、他地域では、ペ

グマタイト地帯の花崗斑岩にも cavity (void)を 有する場合があることが報告されており(柴田, 1939a,b,c,d)、今後の調査研究が必要である。

花崗岩天井相(天井層)(ceiling facies in granite pluton)

マントル上部〜地殻下部で発生したマグマが上 昇して地下数 km ~ 20km 程度の深所のマグマ溜 まりで花崗岩マグマとなった場合、それが地下で 固まれば花崗岩体となる。そのマグマ溜まりの上 部にある岩石を roof rock (屋根岩) と呼び側面 にある岩石を wall rock (壁岩) と呼ぶ。屋根岩 に近いマグマ溜まり上部は下部(内部)に比べて 早く冷えるので、構成鉱物の粒度(結晶の大きさ) が小さくなったりその中に多少大きい結晶が混じ る斑状組織が生じたりして、細粒花崗岩質になる。 早く冷えるのは熱伝導のほか組成的過冷却(たと えば熱水が逃げると過冷却の状態になるという 例)の要因が考えられている(たとえば、細野・ 牧野,2002)。この結果生じたマグマ溜まり上部 の細粒花崗岩質の部分を、天井相と言う(基本的 にマグマ溜まり上部での層状部分に相当するので 天井層とも言える)。天井相は、琵琶湖周辺の鈴 鹿、田上、比良、野洲等の花崗岩体で一般的に存 在することが確認されており、全体として粒度が 不均質であることも確認されている(周琵琶湖 花崗岩団体研究グループ, 1990, 1997, 2000, 2005) が、ペグマタイトとの関連性は直接記述されてい ない。しかし、組成的過冷却には、マグマ中の水 (熱水)だけでなく他の揮発成分(フッ素、ホウ素、 塩素、燐等)の濃集とその逸散が寄与しているの で、同じく揮発性成分が重要な成因的役割を果た すペグマタイトとの関係が問題である。

なお、地下で花崗岩マグマが貫入した際にその 上の屋根に当たる部分にあったもとの岩石=roof rock(屋根岩:琵琶湖周辺花崗岩体の場合、丹波 -美濃帯の堆積岩類)が比較的大きなブロック状 に残ったものをルーフペンダントと呼び、マグマ 溜まりに落ちて残ったものを捕獲岩(xenolith) と呼ぶ。現在では、捕獲岩を含めて花崗岩中の優 黒質包有物(岩)をエンクレーブ(enclave)と 呼ぶようになっており、捕獲岩とするには細粒苦 鉄質エンクレーブ(MME)との識別が必要であ る(たとえば、中野ほか,2013)。

長石鉱床(熱水変質岩)

花崗岩マグマは、数%から(一般的)多いもの では10%に近い水分を含む。花崗岩マグマの冷 却とともに、結晶作用が進み黒雲母のほかに長石 類や石英が析出すると、残りのマグマは相対的に 水分(+その他の揮発成分)に富むようになる。 最終的に残った熱水が既に固結しつつある(固結 した)花崗岩を作り変えた場合(変質作用、置換 作用、交代作用)、長石質の花崗岩になる。熱水 変質長石質花崗岩は、資源的価値(釉薬、陶磁器・ ガラス等の原料)が高いので鉱床となる。花崗岩 を変質させる熱水には、もともとの花崗岩由来の マグマ水のほか、冷却途中の浅所花崗岩体の熱で 暖められた循環する天水(地表水)がある。田上 花崗岩体の場合、相対的に高い含有量の放射性元 素(U,Th)の崩壊熱が循環する天水に作用した 結果の長石鉱床ではないかとの指摘がある(石原・ 村上,2006)。

田上花崗岩体では、かつて南郷地域と栗東・三 雲~信楽地域で多くの長石鉱床が発見・採掘され ていたが、そのほとんどに一部「ペグマタイト」 が伴われていることが記述される(須藤,1991, 2001)とともに、ペグマタイト長石鉱床にも分類 されている(南郷地域については、ペグマタイト 珪石鉱床も記述されている)(瀧本,1973)。中野 ほか(2006)は、花崗岩母岩と熱水変質岩との関 係を栗東・三雲~信楽地域で調べた。しかし、そ れらの文献においてもペグマタイト自体の詳しい 産状記録はない。



図 11 田上花崗岩体地質図(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,2000)

田上花崗岩体の地質

田上花崗岩体全体の地質が図11である。京都 東南部図幅域に分布する田上花崗岩体西半部は、 大きく三つの岩相に分かれる:細粒斑状黒雲母花 崗岩(Gt1相)、中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2相)、 中~粗粒等粒状黒雲母花崗岩(Gt3 相)(図12: 中野,2013)。このうち、ペグマタイトの産出と 密接な関係を有する細粒~細粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt1)は、岩脈としてはGt2・Gt3 相中に認めら れるが、天井相(層)としてのまとまった分布(中 野,2003;河野ほか,2008)と明瞭な層状(岩床 状)のGt1相はGt3 相中に限られる。

中野(2013)では、長石鉱床(南郷井上など) やペグマタイト部分とを含めて「細粒〜細粒斑 状黒雲母花崗岩(Gt1相)」として一括している (図12)。この定義は、野外でペグマタイトとの 直接関係が明らかになっていない場合も含めて、 Gt1相全体がペグマタイト岩相であるとして整理 した結果である。すなわち、田上花崗岩体にお いて、中〜粗粒黒雲母花崗岩(Gt3相)分布域で は、この細粒黒雲母花崗岩〜細粒斑状黒雲母花崗 岩(Gt1相)が標高の相対的に高い尾根部に広く 認められ(図11:周琵琶湖花崗岩団体研究グル ープ,2000;中野,2013)、花崗岩体の天井相(層) =ミアロリティックペグマタイト相と位置づけら れる。京都東南部図幅では、表現上、このような 観点から、岩床状・岩脈状を問わずある程度の広 がりのある分布域(ペグマタイト部分を含む)と して Gt1 相を示している(中野,2013)。

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000)にお いて天井相と位置づけられた田上花崗岩体北東部 (大納言~鳥ヶ獄~飯道山地域)に分布する細~ 中粒斑状黒雲母花崗岩(中野・原山,2003のGt2 相)(図11)は、中野(2013)(図12)における 中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2相)とは岩相の異な る田上花崗岩体西部域のGt1相である細粒斑状 黒雲母花崗岩・非顕晶質細粒黒雲母花崗岩に相当 している。両図幅を比較する場合には、このこと に留意が必要であることを付言したい。

既に述べたように、田上花崗岩体西縁部の北 部にレンズ状に分布している中粒斑状黒雲母花 崗岩(Gt2相)分布域では、天井相としての細粒 黒雲母花崗岩〜細粒斑状黒雲母花崗岩(Gt1相) は存在せず、それらはいずれも大小の岩脈とし て現れている。このGt2相部分にもペグマタイ トが頻出している。したがって、以下の田上ペ



図 12 田上花崗岩体京都東南部図幅地域でのペグマタイト岩相としての Gt1 花崗岩(中野, 2013)



図 13 田上花崗岩体における熱水変質花崗岩鉱床(黒三角)・熱水変質長長石鉱床(黒四角)・アプライト鉱床(黒星印) と熱水変質花崗岩露頭(黒丸)の分布図(中野ほか,2005)

グマタイトの産状記載は、中・粗粒黒雲母花崗 岩(Gt3)分布域と中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2) 分布域とに分けて行う。両者ともに、既に言及 した密接な産状関係を示す細粒苦鉄質包有岩 (microgranular mafic enclave: MME)や黒雲母 シュリーレンを含んでいるが、球状花崗岩はGt3 相花崗岩中の3箇所で知られているのみである。 繰り返しになるが、これまで田上花崗岩体においてペグマタイトは花崗岩分布域(花崗岩体)の 西端部に集中して産することが知られている(図 12)(京都東南部図幅地域:中野,2013)。一方、 西端部以外の田上花崗岩体の他の部分(水口図幅 地域:中野・原山,2003)においては、長石鉱床(熱 水変質花崗岩)が広く分布している。鉱床地区以

外における肉眼的に風化変質花崗岩と区別して見 分けた熱水変質花崗岩の分布も、ペグマタイト地 域でない田上花崗岩体東半分に集中している。田 上ペグマタイト地帯としてよく知られてきた地域 では長石鉱床はこれまでほとんど認められていな いが、田上花崗岩体の西南端部(笹間ヶ岳付近) と西側延長部に当たる瀬田川右岸の南郷地域とに はペグマタイトと併存(共存)していることが知 られている(図12・13)。ペグマタイトも長石鉱 床もともに花崗岩体中での水を主体とする揮発性 分の作用の大きな働きによる産物と考えられてい るので、両者が分布上・成因上どのような関係を 有しているのかは重要な問題である。この点で、 前述の南郷地域での田上花崗岩体延長部が注目さ れる。すなわち、田上地域から離れた南郷地域で も、田上花崗岩の延長部として、その主たる岩相 である中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2)と中~粗粒 黒雲母花崗岩(Gt3)がいずれも岩脈状に伸びた 露出形態を示して特徴的であるが、特に Gt3 部 分において、細粒~細粒斑状花崗岩(Gt1)とと もにペグマタイトや熱水変質花崗岩(長石鉱床) が随所に産出している(図14)。両者の成因的関 係を考える上での重要なことである。実は、それ らの長石鉱床に伴ってアプライト岩脈(細粒斑状 黒雲母花崗岩)や小規模なペグマタイトが伴われ ていることが既に報告されている(瀧本, 1969; 須藤, 1991)。この点については、既に述べたよ うに、最後の要約の章で言及する。



田上ペグマタイトのこれまでの記録

田上ペグマタイトの産状を述べる際の主な用語 について上記で説明したが、本章における過去の 記録の要約においては、原文にしたがっているの で、上記用語法とは異なることに注意が必要であ る。なお、以下に引用していない田上ペグマタイ ト鉱物の記載については、辻・北原(1979)が参 照できる。辻・北原(1979)以降の鉱物記載につ いては、高田・小林(1984)、小林(1989)、高 田・松原(1989)、Nakano(1997)、鶴田(2002)、 中沢ほか(2005)、中沢(2006)、Nakano and Makino(2010)等がある。

中司 (1929)

『田上山とは滋賀縣栗太郡田上、下田上、大石 の三箇村に亘れる一大禿山で、赤褐色の花崗岩よ り成る。傾斜急な嶺及谷には縦横に走るペグマタ イト岩脈があって中に晶洞をなして、(以下略)』 と記述されている。

妙見山(大石)、小竹生ヶ獄(笹間獄)、矢筈獄、 国見(太神山北西高さ五三三米)、堂山(下田上 村森)、荒戸山(上田上村中野)、天神山(上田上 村平野)、六箇山、駒坂山が各種鉱物を産出する 山地として主たる産出鉱物とともに列記されてい る。

各鉱物誌としての記載の中に、多少の産状についての記載がある。

中司 (1932)

中司(1932)は、上記田上花崗岩体西縁部のペ グマタイト地帯を、主な河川を境にして、第1地 帯(天神川以南):笹間ヶ岳~:、第2地帯(天神 川以北吉祥寺川以南):堂山~太神山地域、第3 地帯(吉祥寺川以北大同川以南):、第4地帯(大 戸川以北);水晶山~狛坂山~竜王山地域に分け た。

中司 (1945)

晶洞のタイプ分けと図解:田上ペグマタイトの 晶洞ペグマタイトを、産出鉱物の違いにより3種 類(正長石晶洞、トパーズ晶洞、水晶晶洞、)に 分けそれぞれの産出鉱物の特徴を晶洞の中央部分 と外側別に上層部-中層部-下層部の帯状区分を行 い記載している。また、それぞれに模式的な晶洞 の図を描いている。晶洞図については、辻・北原 (1979)に再録されている。アルカリ長石と水晶 の形態と双晶様式が、上記3タイプの晶洞につい て記述されているほか、晶洞に粘土が伴っている ことが明確に記述されているのが特徴である。

注目されるのは、「I. 緒言」にある以下の産状 記録である。すなわち、『所謂田上山地方とは滋 賀縣栗太郡上田上・下田上・大石の3村に跨がる 廣域の花崗岩露出地帶を云い、之れを貫いて縦横 に走る巨晶花崗岩々脉及び晶洞よりは多種の鉱物 を産するーーー』、『晶洞はペグマタイト岩脉の一 部に出来る空洞であって晶洞とペグマタイト岩脉 との関係は串刺にされた團子に似ている。改めて 説明する迄もなく團子は晶洞を串はペグマタイト 岩脉に相当する。』

長島・長島(1960)

上田上新免町吉祥寺川上流水晶谷のペグマタイ トについて以下の記述がある。

『東海道線を走る列車が琵琶湖ののどくびの瀬 田川鉄橋を渡る頃、南の車窓にうつる一帯の禿山 の地帯が、福島県石川地方、岐阜県苗木地方と共 に日本三大ペグマタイト鉱物産地として謳われる 田ノ上山地方である。かつては禿山はもっとひど く、白い花コウ岩肌の反射は積雪かと旅人の眼を そばたたしめたものだが、砂防工事の進渉、植樹 の努力にしたがい次第に緑化が進み、上田ノ上方 面はまだまだの感あるも下田ノ上の連山は殆んど 緑の衣で包まれてしまった。ここは明治年間、世 界的トパズの産地として 2000 余貫が採掘され海 外に流出したほか莫大な水晶・長石その他の鉱物 を産出したが、その後濫掘と砂防工事の進展に伴 ない鉱物の産出はドカ減りに減り今は殆んど獲れ なくなり、日本三大産地の地位から落伍したかた ちである。田ノ上地方には石川の如きケイ長石採 掘を対象とするような巨大なペグマタイトが少 く、また苗木の如き花コウ岩の石切場が少いので

一層これらペグマタイト鉱物発見の機会を少くし ているとも云える。-中略-。 水晶谷のペグマタ イトは脈状をなし走向 NE、傾斜はほぼ直立し、 幅約10mはある。脈の上は突き抜けておらず、 普通の花コウ岩になっている。脈の内部は外側か ら文象帯、晶塊ペグマタイトに漸移し、晶塊ペグ マタイトは側方の盤肌とは垂直状に(即ち水平状 に)上から長石帯、石英帯、斜長石帯の順に重なり、 脈性トパズは斜長石帯に限って産する。前記傘状 変種ジルコンやサマルスキー石・イットロタンタ ル石はこの脈性トパズの結晶の表面に半ばを埋没 して出で、又は近くの斜長石中にも見出される。 脈性トパズは大きいものでは径 10cm 長さ 60cm に達するが、大体c軸を帯の方向に横たえて出る ことが多く、大小の個体がいくらか放射状に集合 しているように思われる。(以下、略)』

向坂ほか(1963)

本報告は、田上花崗岩体の延長部である瀬田川 西方南郷地域におけるペグマタイト(鉱物)の産 出の記録であり、筆者たちが知る限り当該地域で の唯一の具体的なペグマタイトの記録である。新 道路開設のための工事露頭での産出とのことであ るが、地形図上では、わずかに一言ペグマタイ トの産出に言及されている溪井南郷鉱床(瀧本. 1973;須藤,1991,2001)に隣接する地点であり、 熱水変質鉱床とペグマタイトとの関係において貴 重な記録である。ペグマタイトについては、『ほ とんど水平状に横たわる晶洞が隣接して3ヶあ るのを発見した。各晶洞の間口は幅20 cm 位で、 タガネとハンマーで口を開き、長石、煙水晶、曲 面白雲母などを次々と採り出していくうち美しい トパズの結晶を続々と見出して雀躍りした次第で ある。これらの晶洞の奥行は晶洞によって深浅あ りて 15~40 cm あり、晶洞の外側は長石、石英 の粗大な不規則集合の晶塊ペグマタイトに移って いた』とある。

稲垣(1966)

本論文はペグマタイトを記録したものではない が、田上ペグマタイトの産状に関する重要な知見 が記述されている。稲垣(1966)は、球顆花崗岩 の記載を詳細に行ったが、注目すべきことに球顆 岩の産出と母岩との関係やペグマタイト部分との 関係を平面図として示している(図15)。また、 球顆花崗岩が中~細粒黒雲母花崗岩(本稿での細 粒~細粒斑状黒雲母花崗岩)に層状にあるいは岩 脈状に存在していること、球顆岩シート(層)に ほぼ平行に走る部分的なペグマタイトの細脈があ ること、付近の花崗岩中に局部的にペグマタイト 質の部分があること、球顆の充填部(球顆と球顆 の間の部分)が粗粒であることが述べられている。 これらのことは、筆者たちの観察とも整合的であ る(図版 I-D)とともに、全体として花崗岩天井 相としてのミアロリティクな性格を具体的に示し ている。

長島ほか(1973)

国見岳の西北西約 200m とされるペグマタイト について、

『このペグマタイトは巾 50cm、長さ数 m のレ ンズ状脈をなし、石英、微斜長石、黒雲母等から なっている。-中略-。またペグマタイトの周縁部 に近い空隙は粘土で満たされており、(以下略)』 の記述がある。



図 15 笹間北東球顆花崗岩露頭付近の地質図(稲垣, 1966)

高田・小林(1984)

ベルトラン石を伴う晶洞は以下の特徴を示す。 1. ほとんどの場合、針状・柱状の不規則な形 をした緑柱石が伴う。

2. 同じペグマタイト脈で、ごく近くの晶洞に トパーズがみられる場合でも、ベルトラン石 を伴う晶洞にはトパーズは見られず、様相が 異なる。

3. 晶洞壁を形成する鉱物のうち、煙水晶は結 晶面の光沢の美しい結晶であるのに対し、カ リ長石(ほとんど正長石)は結晶の形をとど めない程粗雑になっていることが多い。

4. 晶洞粘土(カオリナイトが主成分)中に中 心部が黒く周辺部が白い1~5 mm 程度の雲母 の六角板状結晶がよく見られる。

中沢 (1984)

中沢和雄氏が 1972 年に発見した大ペグマタイ ト晶洞が、記述されている。本ペグマタイトは、 その後発見者に因んで一般に中沢晶洞と呼ばれ ている。発見当初は小さな穴が木のない花崗岩 斜面に見られる程度の規模であった(図16)が、 中沢(1984)によれば幅1.6 m高さ0.7m奥行き 6.5 m程度のペグマタイト晶洞(人為的な空洞部 分)が記録されている(図17)。本ペグマタイト 晶洞は、その後のペグマタイト鉱物採集ための採 掘の結果さらにひろがった空間(図18)の壁に ペグマタイト内部の層状構造が現在も観察でき る。その状態は、次章と図版(I-O-1, 2)で記述 する。



図 16 発見当初の通称"中沢晶洞"の写真(益富地学会所蔵)
本晶洞産の鉱物については、未確認鉱物3種(内 2種は強い放射能あり)を除いて、16種の鉱物 種が記載されている。ペグマタイトについては、 『ペグマタイトの厚さは、晶洞上部で50~70 cm を越え、晶洞の底部は10~20 cm である。晶洞 上部の厚いペグマタイト中には小晶洞と、多量の 脈性トパズ、――』、『晶洞内部の鉱物は、カリ長 石とトパズが一つのブロックになり、このブロッ クはそれぞれ50~100 cm 離れて5箇所に晶出 し、この5箇所のブロックの間は煙水晶が晶出し ている。』とある。





図 18 2000 年当時の中沢晶洞断面図(田中、2000)

鶴田(2002)

田上山不動寺の北約1kmの地点のペグマタイトについて、

『数十年以前のペグマタイト採掘跡で、2000に 京都府加茂町の中畑博文氏と同木津町の原隆三氏 によって再発見された(写真1)(写真1によれ ば、ペグマタイトは、幅数10cm 高さ約50cm 奥 行き50cm 程度の塊状タイプである:筆者注)』、 『ペグマタイトの周囲には晶洞から掘り出された 砂が多く残っており、その中からおびただしい数 のトパーズが見つかった。トパーズの多くは、直径 5mm 以下の小さなものではあるが最大 20mm 位の物も見いだされた。』との記述がある。

高田(2004a~c, 2005a, b)

天神川以南の笹間岳~矢筈岳一帯に分布するペ グマタイトについて、以下の記述がある。

『15年ほど前には、砂防工事と植林がどんどん 進む中、田上山ではこれがラストチャンスと思 い、かつて 30~40年前に歩き回って晶洞を幾つ か開けた付近を一人で集中的に歩き回ったことが あった。』、『その後、この場所で約半年間、10回 にわたり集中的にペグマタイト脈を追い続けたと ころ、遂にトパーズの入った径数+ cm の晶洞を 見つけることが出来た。』(高田, 2004a)。

『そのとき聞いた中司館長(故人、田上鉱物博 物館館長中司 稔氏:筆者注)の話は』非常に興 味深く、断片的ではあるが、筆者の記憶に今もは っきりと残っている。一中略一。私(中司)の若い 頃(大正~昭和初期)は、長石や煙水晶、それに トパーズなどは禿げ山の尾根や斜面に転がってい た。一改行-ハンマーやタガネは不要で、採集は拾 うだけである。』、『(笹間岳への)途中の道では、 禿げ山の素晴らしい景色と、垂直に切り立った大 きな花崗岩の壁面に付いたペグマタイト脈や、小 さな晶洞を幾つも観察することができた。一改行-着いた場所は、ほとんど木の生えていない禿げ山 で、あちこちにペグマタイト脈が観察された。』(高 田,2004b)。

『風化が激しく"マサ土"となっている場所で、 ペグマタイト脈を幾つか追いかけ、漸く有望な 太いペグマタイト脈を見つけることができた。』、 『結局、見つけた晶洞はその1つだけであったが、 ペグマタイト脈を表面から数十 cm ほど追いか け、径 20cm ほどの晶洞を開けることができた。 そして、そこからは径 3~4 cm、長さ5~6 cm の煙水晶、径 4~5 cm の微斜長石、それに自 雲母~チンワルド雲母などを採集した。』(高田, 2004c)。

『筆者の見つけた 1cm ほどの細いペグマタイト 脈は、追いかけると数 cm ほどの幅になった。』、 『田上山では、ペグマタイトの脈は太くなっても、 また細くなってこれで終わり、ということが多 い。ほとんどがそうである。』、『ペグマタイト脈 が膨れると晶洞になるが、大きな晶洞の場合、そ の周囲、特に晶洞の上下方向には何本もペグマタ イト脈が見られる。』、『ペグマタイト脈を見つけ れば、晶洞を見つけることはできるのであるが、 すでに掘り尽くされた晶洞の下に続いていた脈の 場合もあり、そこを掘っても晶洞には当たらず、 やがて細くなって終わってしまう。』、『筆者の見 つけた脈は、さらに 30cm ほど追いかけると、い きなり10cmほどの晶洞になった。晶洞の周囲の ペグマタイト部分は薄く、煙水晶が主体の晶洞で ある。-中略-。-風化した花崗岩のペグマタイト と晶洞は褐色の粘土で汚れていて、-。』(高田, 2004a)

『少し掘り進むと周囲には2、3本のペグマタ イト脈が現れ、下に大きな晶洞があることをい っそう確信させた。-改行-間もなく、径15cm ほどの晶洞に当たる。この晶洞の周囲には、数 cm~10cm ほどの厚さの巨晶帯と文象帯があり、 一部にはこれらと対照的で極めて細粒の鉱物から なる半花崗岩が見られた。』、『ペグマタイト脈は 依然堅調。』、『ペグマタイト脈はいっそう太くな ったが、晶洞はなかなか現れてこない。脈幅が 20cm ほどになると、さすがに堅く、追いかける のは容易ではなく、長さ10cmの大きな微斜長石 (バベノ式双晶) 1個と、チンワルド雲母、それ に小さな煙水晶が出てきた。--改行-こんなに小さ なほとんど隙間のない所から、どうしてこんなに 大きな微斜長石が出てきたのか不思議である。(わ ずかな隙間の粘土のなかから1cm ほどのトパー ズ:筆者注)』、『ペグマタイトはさらに広がって、 脈の幅は 30cm を越えるようになった。ペグマタ イト中の長石、石英などの粒径は、大きいもので は3、4 cm になっている。『(掘り進むと:筆者注) 実はもう、そこが晶洞であった。この晶洞は"湯 たんぽ""鏡餅"のような形態をしていて、長径 が約 40cm、短径が 30cm なのに、上下方向の厚 さが、僅か数 cm しかなかった。-中略-。ペグマ タイトの太い脈だと思って、下に向かって追いか け、割っていたのは、10cm を越える分厚い"晶 洞の壁"であった。-改行-"湯たんぽ"のような 晶洞の晶洞壁を、上から割っていたのである。』(高 田,2004b)。

なお、このような高田(2004a~c)の記すペグ マタイト脈中の長径数10cmの晶洞ペグマタイト (中~粗粒黒雲母花崗岩(Gt3)中)は、琵琶湖 西方比良花崗岩体中のペグマタイト晶洞(図9) と同じような産状を示しているものと考えられ る。細く続くペグマタイト脈は記述の限りでは周 りの母岩の鉱物サイズより大きい結晶集合体脈の ようであり、アプライト岩相を伴っているペグマ タイト岩床ないしは岩脈とは異なり、本稿で示す アルカリ長石結晶の連なるペグマタイト細脈の可 能性が高い。

河野(2007)

『今回報告する満礬ザクロ石は、上田上平野及 び桐生周辺に小規模に分布する、中粒斑状黒雲母 花崗岩(Gt2 岩相:筆者注)中の塊状ペグマタイ トから産したものである。』、『粗粒斑状黒雲母花 崗岩(Gt2 岩相:筆者注)には、幅10 センチメ ートル程度の小規模な脈状ペグマタイトや、長径 10 センチメートル程度の塊状ペグマタイトが見 られる。満礬ザクロ石は、塊状ペグマタイト2ヶ 所から産した。塊状ペグマタイトは、それぞれ長 径 40cm、短径 35cm、奥行き 20cm 程度、及び長 径 15cm、短径 15cm、奥行き 35cm ほどで、田上 山産の塊状ペグマタイトとしては標準的な大きさ である。--改行--塊状ペグマタイトは、中粒斑状黒 雲母花崗岩との境界部から中心部に向かって、ア プライト帯、文象帯、巨晶帯、晶洞とほぼ同心円 状の構造を示す。アプライト帯はペグマタイトの 最外部に位置し、3cm 程度の厚さである。黒雲 母が極めて少なく、微細である。文象帯は主とし て石英と長石からなり、黒雲母をわずかに含む。 巨晶帯・晶洞はセンチメートルサイズの石英、ア ルカリ長石、斜長石、チンワルド雲母、白雲母か らなる。巨晶帯ではメタミクト化した針状変種ジ ルコンを少し産する。』

河野ほか(2008)

ペグマタイト関連用語の章で述べたように、日本的用語(地学団体研究会,1996)としてのミア ロリティックな小ペグマタイト(微小晶洞タイプ) の典型的な産状とその小キャビティに産する自形 アルカリ長石の特徴が詳しく報告されている(荒 戸山地域)(図7・8)。周りから晶洞部にかけて の岩相変化が認められないこともあり、田上新免 を流れる吉祥寺川の北にあたる本地域全体が、天 井相(層)としてのペグマタイト胚胎層とも考え られる。他地点での粗粒黒雲母花崗岩中の天井相 と考えられる岩床状細粒斑状黒雲母花崗岩(アプ ライト)層の産状との関係が問題である。

田上ペグマタイトの現在の産状

以下に、筆者たちが直接観察できたペグマタイト 露頭の概要を、地点あるいは地域ごとに、中~ 粗粒黒雲母花崗岩中(Gt3相)のペグマタイトに ついては図19中のA~O地域(図版I-A~O)に 分けて、中粒斑状黒雲母花崗岩中(Gt2相)の ペグマタイトについては図19中のA~G(図版 II-A~G)に分けて述べる。図19中のすべてで はないが、多くの露頭あるいは地域での一連の産 状の写真は、別途本稿後半部に上述の図版(I・ II)としてその説明とセットで収録した。また、 図 19には、可能な範囲で前章の記載地点・範囲 も示してある。これらの記述においては、既に述 べたように、岩石としてのペグマタイトをできる だけ幅広い観点で理解するために、球顆花崗岩・ MME・黒雲母シュリーレンなどの関連する産状 についても注意を払った。

中~粗粒黒雲母花崗岩中(Gt3 相)の ペグマタイト

I-A 南郷地域

南郷晴嵐台奥砂防ダム(図版 I-A)

背後の袴腰山頂部は堆積岩からなるが、花崗岩 との境界はその中腹にある。以下の記録は、団地 の砂防工事の際に現れた転石の観察によるもので ある(土石流堆積物からの礫も含む)。ここで観 察したペグマタイトおよびその関連岩石が、堆積 岩との境界部における岩体の天井部ないしは壁部 からの産出であることは明らかである。

幅の狭い細粒黒雲母花崗岩脈が粗粒黒雲母花崗 岩に貫入している近傍には、黒雲母クロット程度 の小さな黒雲母集合体から MME と呼べる大き さの黒雲母集合体が見られる。



図 19 田上花崗岩体における今回記録したペグマタイト露頭・地域分布図(国土地理院発行5万分の1地形図「瀬田」・「水口」を使用)

一方、いくつかのペグマタイト転石(長径 40cm以上)には見事な帯状構造が見られた。こ の帯状構造は、London(2008)の表紙に示され ている帯状構造のパターンに匹敵する。 南郷平津井上長石鉱床:熱水変質花崗岩

南郷の井上平津長石鉱床や近隣の鉱床は、細粒 黒雲母花崗岩(これまではアプライトと呼称)岩 脈の貫入に伴う産物と考えられる。平津長石鉱床 では、母岩の粗粒黒雲母花崗岩中に細粒黒雲母花 協岩が岩脈として貫入しており、母岩にも熱水 変質作用が及んでおり、後者とはほぼ重なって 長石鉱床が発達している(瀧本ほか,1964;港, 1974;小早川,1991)。長石鉱体は、熱水変質花 崗岩としてのサブソルバス閃長岩である(須藤, 1991, 2001;中野, 2013)。須藤は、後述するよう に信楽花崗岩体阿山鉱床においてペグマタイトと 熱水変質花崗岩の産状関係を具体的に示したが、 ここでは熱水変質花崗岩とペグマタイトの直接の 関係は公表されていない。ただし、長石鉱体中の ところどころにペグマタイトが認められるとの記 述がある(瀧本,1973)。

I-B 笹間ヶ岳林道(図版 I-B-1, 2)

笹間ヶ岳林道(笹間林道/旧国土交通省管轄、 現在大津土木事務所管轄)は、低所から山頂部ま での至る所に晶洞を伴う小ペグマタイトが存在す るペグマタイト林道である。林道沿いのペグマタ イトは、草に覆われている部分も多い。しかし、 ところどころで小ミアロリティックキャビティ (小空隙)を有する小晶洞が見られる。ほとんど の場合岩脈状のあるいは層状の粒度不均質な細粒 斑状黒雲母花崗岩を伴っているが、露頭の制約上 それが連続してのびているもの(岩床状)かどう かはほとんど確認できない。観察できた範囲では、 それほど連続性のない不規則脈状のものが多い (図版 I-B-1)。その脈中に相対的に結晶の大きい 巨晶部(晶洞あるいペグマタイトポケット)が存 在している場合が多い。脈とは離れた場所で、小 晶洞が見られる場合もある。大きな露頭の場合(図 版 I-B-2)、層厚 10 cm 内外の細粒斑状黒雲母花 崗岩層が粗粒黒雲母花崗岩中に繰り返して入って

いるのが観察される。笹間ヶ岳山頂付近は細粒斑 状黒雲母花崗岩が岩床状に存在している部分(天 井相)である。

なお、本林道以西の各所にもペグマタイト露頭 があったことが、長島・長島(1960)の45-1図 に示されている。

I-C 笹間林道東谷筋上流~笹間林道方向北東斜面:MME (図版 I-C)

田上花崗岩体での MME は、最初、石原・村 上(2006)により、第1期新名神高速道路(以下、 新名神)工事ルートで玉石状の中粒斑状花崗岩(中 野,2013の Gt2 花崗岩)転石から見いだされた ものであるが、その後の調査で本地域の粗粒黒雲 母花崗岩(中野,2013の Gt3 花崗岩)中にも広く 存在することがわかった。本地域では同一露頭で のペグマタイトとの共存は確認できていないが、 本地域自体がペグマタイト多産地域であるので、 両者の成因的関係が重要である。

I-D 天神川昭和堰堤南尾根コース~球状花崗岩露 頭(図版 **I-D**)

尾根筋に球状(球顆)花崗岩が分布している(稲 垣,1966)が、球状花崗岩部分はほぼ水平な層状 (岩床状)細粒花崗岩の一部分であり、ペグマタ イト的な部分も共存している(稲垣,1966;中野 ,2013)。球顆と球顆の充填部には相対的に大き な結晶がある(以下、"相対的巨晶部")のでペグ マタイト的であるとも言える。

I-E 天神川昭和堰堤右岸斜面(図版 I-E)

晶洞らしい晶洞は見られないが、岩床状の細粒 斑状花崗岩(厚さ数メートルと見積もられる)中 のところどころにペグマタイト的な相対的に大き な結晶の集合部分が存在する。このような岩床状 細粒花崗岩の部分が上方に向かって数回繰り返し ている。その繰り返しは、数 mm から数 cm の 厚さの黒雲母の濃集層の存在で明瞭となる。次に 述べる堂山~その東方尾根部に見られるペグマタ イト含有岩床状細粒黒雲母花崗岩や笹間ヶ岳北斜 面の球状花崗岩とペグマタイトを含む岩床状細粒 黒雲母花崗岩等の産状と同様に、天井相的である。

I-F 田上森町~羽栗町:堂山西方:球状花崗岩転 石

かつて 1980 年代に採集された転石としての小 型球顆花崗岩であるが、堂山地域の産出として間 違いない(中野, 2013)。本地域でも、ペグマタ イトの産出が知られている。

I-G 堂山

厚さ数十mにわたる堂山頂部全体が細粒花崗 岩相と判断される。堂山山頂部から山麓部にかけ てそれに伴なわれるペグマタイトが分布している とのことであるが、現時点では筆者たちの調査が 及んでいない。

I-H 堂山西南方(図版 I-H)

天神川昭和堰堤上流側直近の河原から堂山に向 かって右側(東)方面の谷筋を北方の尾根筋に上 がって行くルートの数カ所で、谷壁あるいは河床 を切る数10 cm 幅のアプライト岩脈が見られる。 岩脈のところどころに、粗粒結晶の集合したペグ マタイト部分が存在する。特に、アルカリ長石結 晶は長径3 cm に達する場合があり見事である。 これらのペグマタイト部分には空洞部分は存在し ない。

一方、コース中に、堂山付近では最大ではな いかと思われるペグマタイトが見られる(図版 I·H)。露頭が限られているためその全体像(水 平方向への広がりと下方への広がり)は不明であ るが、露頭上方から下方に向かって、母岩(粗粒 黒雲母花崗岩)→優黒質細粒(斑状)黒雲母花崗 岩帯→巨晶帯(晶洞部)というペグマタイト内部 構造が明瞭に見られる。この巨晶帯にはアルカリ 長石主体であるが、大きい石英・黒雲母のほかに まれに白雲母の大きい結晶が見られる。アルカリ 長石部分は、かなり粘土化している。

I-I 堂山東方:鎧ダムへの尾根筋西側斜面(図版 I-I)

図版 I-H コースのさらに高所側にある尾根部

の露頭では、多数の MME と比較的大きなペグ マタイト岩床が見られる。球状の MME (優黒質 斑状黒雲母花崗岩 (アルカリ長石斑晶))のほか に、やや角張った相対的に大きな MME が観察 された。尾根トップに近い露頭では、岩床状細粒 黒雲母花崗岩(ペグマタイト)層が球状花崗岩産 地の尾根筋での産状(図版 I-D-a.b)と同じように、 細粒層と粗粒層とからなる構造が見られる(図版 I-I-a, b)。その一部に、代表的なペグマタイト岩 床(厚い層状)が見られる。ペグマタイト晶洞部(巨 晶部:アルカリ長石・石英最大5 cm径)の周り の花崗岩の岩相変化はかなり複雑であり、細粒斑 状花崗岩層の内部にも粗粒部がある。本露頭では、 ペグマタイト巨晶部には優黒質斑状黒雲母花崗岩 ではなく斑晶のない細粒黒雲母濃集層が発達して いる。ペグマタイト多産コース(地帯)でのこの ような産状は、ペグマタイト内部の層状構造に見 られる黒雲母濃集と MME 中への黒雲母濃集と の成因的類縁性を示唆する。

I-J 田上・森町から堂山南(図版 I-J)

他の地域あるいはコースの状況と同じく、風化 の進んだ露頭が途切れ途切れに続いている。いく つかの場所で細粒斑状花崗岩層が見られ、その中 に小規模なペグマタイトが伴われている。

I-L 荒戸山地域:ミアロリティック小ペグマタイ ト

ミアロリティック空隙といっても、その大きさ は色々であり(たとえば、London (2005))、晶洞 を有するペグマタイト全般をミアロリティックペ グマタイトと呼ぶ(Černý, 1993, 1994)。したが って、田上ペグマタイト全体をそのように呼ぶの が正しいが、既に用語の説明のところで述べたよ うに、ここでミアロリティックペグマタイトとし て強調して記述するのは、河野ほか(2008)で既 に報告されているように、最大径数 cm の小規模 な空間(cavity)に長径 1 cm 程度の主としてア ルカリ長石自形結晶が産するタイプのものが本地 域の花崗岩体天井相としての細粒斑状黒雲母花崗 岩(Gt1 花崗岩(中野, 2013))中に広く分布し ているからである。

すなわち、小晶洞が普遍的にあるのは中〜粗粒 黒雲母花崗岩(Gt3)の上位にまとまって分布し ている細粒黒雲母花崗岩(Gt1)中である。同じ タイプの小晶洞は、他の図版でも示されているよ うにGt2・Gt3花崗岩中にも見られるが、このよ うな天井相でのミアロリティック空隙に富む小ペ グマタイトの産出は田上地域ではほかにはない。 ただし、既に図版I-Dで示した球状花崗岩を含む 細粒黒雲母花崗岩層は天井相としての位置づけは 同じである。天井相としての広いミアロリティッ ク小ペグマタイト分布範囲において、MME、球 状花崗岩、黒雲母濃集部とも考えられる特徴的な 部分が見られるのが注目される(中野, 2013)。

I-M 鎧不動奥林道:黒雲母レアリングおよびシュ リーレン(図版 I-M)

岩床状、岩脈状、塊状を問わず、ペグマタイト 内部には黒雲母の濃集帯(層)や方向性のある黒 雲母の配列が見られる。それらは、花崗岩中には 通常見られない特徴であり、ペグマタイトの特有 のものとして理解される。また、一部に晶洞(ペ グマタイト)を有する層状細粒斑状黒雲母花崗岩 の一部に、黒雲母の濃集層が見られる。一方、花 崗岩を特徴づけるものとして、最大径 1cm 程度 の黒雲母集合体である黒雲母クロットが知られて いるが、大きさの違いはあれ MME との関連性 が問題となる。さらに、これまで黒雲母シュリー レンとして知られている黒雲母の脈状・帯状配列 は、上記ペグマタイト内部あるいは近傍における 黒雲母濃集層・脈とよく似ているので、成因的関 係が示唆される。このように、花崗岩中の黒雲母 による特徴的な組織(模様)は、ペグマタイトの 産出に関係するものとして、注目する必要がある。

本林道奥の尾根平坦部(Rakovan et al. (2009) での禿げ山状態写真の撮影場所付近)には、小さ な塊状ペグマタイトの堀跡が数カ所で見られる が、筆者たちが観察した限りでは、2箇所の露頭 でそれぞれ厚さ1m前後の細粒斑状花崗岩(ア プライト)岩層(岩床)があり、その一部に小さ な晶洞が見られた。

I-N 太神山北方(図版 I-N)

小さな塊状ペグマタイトと思われる堀跡が数カ 所で見られる。筆者たちが林道沿いに観察した限 りでは、2箇所の露頭でそれぞれ幅1m前後と幅 5mほどの細粒斑状黒雲母岩脈が確認できた。そ の岩脈の一部にところどころ小さな晶洞がある。

I-O 中沢晶洞:塊状ペグマタイト) (図版 I-O-1, 2)

田上山では、明治初期には大きな晶洞がいくつ も発見され、大量のトパーズ・水晶等が掘り出さ れた(長島・長島、1960:「田上花崗岩体の地質」 の章参照)。しかし、それらに匹敵する大きなペ グマタイトとして現在確認できるのは、ここで述 べる通称"中沢晶洞"だけである。本ペグマタイ トは、塊状ペグマタイトと考えられている。本晶 洞のような塊状の晶洞ペグマタイト自体もミアロ リティックペグマタイトであるが、田上ペグマタ イト全体がミアロリティックペグマタイトである (Černý, 1994)。

中沢(1984)の記録にある空洞部分あるいは現 在見られる空洞部分のほとんどは主としてペグマ タイト文晶帯~巨晶帯であったはずである。当初 の空洞の様子は、その有無を含めて今となっては 全く不明である。既に述べてきたように脈状ペグ マタイトはもちろん塊状ペグマタイトも大小を問 わずペグマタイトはそのほとんどが内部に帯状構 造を示している(本稿第 IV 章参照)。本ペグマ タイト晶洞も例にもれず、複雑ではあるが極めて 明瞭な帯状構造を有している。すなわち、周囲の 粗粒黒雲母花崗岩との境界部から、細粒黒雲母花 協岩体-文象花崗岩帯-巨晶帯と続く。現状では 巨晶帯はほとんど存在せず、文象花崗岩帯が広く 見られる状態になっている。この文象帯自身も何 帯かに分かれ(オレンジ色帯(オレンジ色のア ルカリ長石が主体であり、長径5cm以上の大き なアルカリ長石の中に楔形の石英が配列してい る)-白色帯(白色長石主体、ときに断面の長さ 数 cm の黒雲母薄片が帯状構造の方向に垂直に配 列している)-黒雲母濃集帯)、それらの帯が複 雑に組合わさっている帯もある。母岩との境界部 分には、黒雲母の薄い濃集帯(数mm~1cm程

度)が見られる部分もあり、文象帯の黒雲母の濃 集部分と合わせて、黒雲母の濃集とペグマタイト の関係が強く示唆されるので、他の露頭での黒雲 母の濃集パターンと共通している。

このような帯状構造が少なくとも 15 m は続い ているのであるから、その先がどのように変化し ているかが興味あるところである。これまで塊状 ペグマタイトとして考えられているが、その詳細 は不明である。

中沢晶洞では、巨晶帯から産した多くの巨晶・ 美晶(水晶やトパーズ等)が産しているが、上記 で述べたように、文象花崗岩帯の発達がもう一つ の特徴である。非常に美しい文象模様を含むアル カリ長石巨晶(ただし、巨晶帯の鉱物のような自 形ではないので形は美しくないが、割れた破片で は劈開面がきれいに出ている場合も多々ある)や ピンク~オレンジ色のアルカリ長石に白い(葉片 状の)曹長石が集合して共存している様々な文象 帯の花崗岩が、斜面にズリとして大量に散在して いる。

中粒斑状花崗岩中のペグマタイト

II-A 上田上桐生地域桐生南方・水晶山(図版 II-A)

a~d:母岩は中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2)で あり、母岩ー細粒黒雲母花崗岩帯ー晶洞部の層状 構造を有するレンズ状の岩脈状ペグマタイトであ る。巨晶帯からは、アルカリ長石のほか水晶・ジ ルコン・電気石が産出した。

e~h:上記ペグマタイトより小規模な水平方向 にやや伸びるレンズ状ペグマタイトであり、同じ く母岩ー細粒黒雲母花崗岩帯ー巨晶帯の層状構造 を示している。

II-B 牧地区東大戸川左岸一帯

牧2丁目~3丁目にかけての大戸川左岸の山腹 から山頂にかけて、多数の細粒斑状黒雲母花崗岩 脈が貫入しており、それに付随して小ペグマタイ トが多産している。また、それに伴って、MME が分布している。 Ⅱ-C 田上平野~牧地区新名神工事側道(図版 Ⅱ-C)

本地区の工事用側道での母岩である中粒斑状黒 雲母花崗岩中に、小規模ではあるが多くの細粒黒 雲母花崗岩が岩脈状に(垂直ないしはそれに近い 方位で)入っているのが観察された。また、幅数 cm以下の石英脈も同じような方位で入っていた。 内部の明瞭な帯状構造は認めらないが、粒度が非 常に不均質である。その一部に、比較的サイズの 大きい結晶を含む(ペグマタイト的)相対的巨晶 部(空隙を有しない)が見られる。MME 類似の 黒雲母濃集部分がペグマタイト部分と共存してい る。

II-D 田上牧地区新名神工事側道~牧集落(図版 II-D)

工事側道から牧集落へ繋がる道路の風化花崗岩 の壁補強工事の際の露頭で存在していたペグマタ イトである。長径 35 cm 短径 29 cm 程度の小規 模な塊状ペグマタイトである("中野晶洞")。母 岩の中粒黒雲母花崗岩も著しく風化し茶褐色に変 質しているので、一見晶洞とはわからないが表 面に1cm 強の自形アルカリ長石が現れていた。 アルカリ長石主体のペグマタイトであり、長径 5cm 短径 3cm 高さ 3cm 程度の熱水変質したピン ク色のきれいな形のアルカリ長石に葉片状の白い 曹長石が群生している長石(図20)が最大の大 きさであった(ただし、かなりの熱水変質作用を 受けている)。晶洞部分は回りの母岩より変質が 激しく粘土状の部分も多く見られた。ペグマタイ ト期末期の粘土化変質を受けた結果かもしれな い。空洞を有するペグマタイトに見えたが、粘土 で充填されていたのかもしれない。幅数 10m 高 さ3m程度の露頭には、上記ペグマタイトの下部 に幅 1cm 程度のアルカリ長石細脈が水平に近い 方向でうねりながら数 m 続いているのが観察さ れた。



図 20 "中野晶洞"からのアルカリ長石巨晶

II-E 新名神建設工事ルート牧地区カーブ橋脚工 事部露頭(図版 II-E)

牧カーブ橋脚工事部側道北端では、中粒斑状花 崗岩中に、比較的大きな塊状ペグマタイト(晶洞) が見られた。筆者の1人(中野)がこのペグマタ イトに遭遇した時には既に大きな堀跡が存在して いた(図版 II-E-a~d)。掘られたところにどのよ うな鉱物があったかは不明である。母岩と巨晶部 の間に細粒花崗岩帯はなく直接両者が接してい る。現在の晶洞部は主としてアルカリ長石の巨晶 の集合体であり、内部には曹長石葉片(クリーブ ランダイト)+雲母集合葉片が交互に重なったボ ール状集合体が認められた(図版 II-E-d)。一方、 牧カーブ橋脚工事部側道沿いの連続露頭でも。ア ルカリ長石ペグマタイト晶洞(巨晶部)が見られ た(写真 e)。そのほか、同じようにアルカリ長 石主体のペグマタイト脈(アルカリ長石の結晶が 連結して幅 1~2 cm 程度で続いている)が随所に 見られた (図版 II-E-f~h)。

II-F 新名神建設工事ルートおよび大戸川河床 新名神建設工事ルート(転石)(図版 II-F-a~d)

新名神工事ルートでは、風化中粒斑状花崗岩中 の玉石が数カ所に渡り集積されていた。中粒斑状 黒雲母花崗岩(Gt2相)中の小さなミアロリティ ック晶洞が新名神工事ルートからの玉石中に見ら れた。同じ中粒斑状黒雲母花崗岩玉石中には、た くさんの大小の MME(中野ほか,2013)ととも に、黒雲母レアリングおよびシュリーレンが見ら れた。

大戸川ダム建設予定地河床(図版 II-F-e, d)

中粒斑状黒雲母花崗岩(中野,2013のGt2相) 中に、径数 cm から 10 cm 程度の MME が点在 している。その近傍に、"アプライト"(普通の細 粒斑状黒雲母花崗岩と比較して、非常な堅牢緻密 なより細粒:斑晶をあまり含まない)がほぼ垂直 に貫入している。

II-G 大戸川発電所奥ルート(図版 II-G)

大小のアプライト脈が存在する。その一部に、 小さなミアロリティック晶洞やペグマタイト的な 部分(アルカリ長石の相対的巨晶部)が見られる。 それらに伴って、MME が多産しているのが、本 ルートでの特徴である。

他地域のペグマタイトの産状

国外でのペグマタイトの産状の調査研究結果 は、London (2008) ほかに集約されており、本稿 でも既に紹介した。ここでは、国内のいくつかの 代表的なペグマタイトの産状を紹介し、田上ペグ マタイトとの比較に供する。

福島・石川地域のペグマタイト

ここまで既に使用してきた塊状ペグマタイトと 脈状ペグマタイト(岩脈状・岩床状)の区別に基 づいて、松原(1956)は本地域の典型的な両者の 産状をスケッチで示している。塊状ペグマタイト は、脈状に伸びるペグマタイトの巨晶部として示 されている(図21)。その内部構造として、第1 帯(葉片状黒雲母+文象構造が特徴)~第2帯第 3帯の岩石組織(鉱物集合組織)の違いを述べて おり、第3帯が中心部の巨晶帯に当たる。脈状ペ グマタイトは、層状(岩床状)とされており各層 の上下に相対的に薄い黒雲母の特に多い部分(本 稿の黒雲母濃集層に相当)が伴われている(図 22)。



図 21 松原(1956)中のペグマタイト産状図1



図 22 松原(1956)中のペグマタイト産状図2

福島県石川町教育委員会(2000,2002)の記録 では、ペグマタイトについての詳細な産状スケ ッチと豊富な産状写真が示されており(図23~ 25)、石川地域でのペグマタイトが田上ペグマタ イトに比べて規模が大きいことがわかる。本文と 写真の対応が不明瞭な場合があるが、示されてい る両者の産状を総括的に理解すると、石川ペグマ タイトは基本的に規模の大きい岩床状ペグマタイ



図 23 石川ペグマタイトの産状図1 (石川町教育委員会, 2002)



図 24 石川ペグマタイトの産状図2(石川町教育委員会, 2002)



図 25 石川ペグマタイトの産状図3(石川町教育委員会,2002)

ト(一部は岩脈状)であり、塊状ペグマタイトは その一部であると理解される。

なお、既に述べたことであるが、日本の多くの ペグマタイトが浅所生成の晶洞型(ミアロリテイ ックタイプ)とされるなか、代表的な阿武隈型の LCT 希元素タイプとされている(石原,2003)。

岐阜・苗木地域のペグマタイト

柴田(1939a)は、藥研山の縞状晶腺の産状と して、『-殆ど直立して平行に幾條もの緑色の雲 母と黄玉とから成る縞状晶腺が花崗岩中に並列 し、幅1 cm から 15 cm 位の間を膨縮する』と述 べるとともに、1枚の写真を示している。ただ し、その他の産状に関する写真・スケッチ等はな い。写真を見る限り、雲母の濃集脈が白色脈と交 互に繰り返して全体としてペグマタイト岩脈とし てあるように見える。また、藥研山東方におい ても同様の晶腺があるとし、その線上には黄玉・ 鉄満俺重石を産するペグマタイト石英脈が諸所 に産すると述べている。注目されるのは、『石英 に富む部分が granite-greisen あるいは feldspargreisen に當る』として、ペグマタイトとグライ ゼンの関係に言及している点である。このことに 関連して、「晶腺の附近では部分的に珪雲岩化作 用 (greisenization: グライゼン化作用:筆者注) を受けた所があり」とも述べている。『幅1 cm の晶腺においても幾分帯状構造が見られる』、『晶 腺中晶洞の部分は現在は montmorillonite 様微晶 質の鉱物を以つて充たされ』として、ペグマタイ トの層状構造に注目し、特にその構成鉱物種の違 いを詳しく述べている。なお、珪雲岩化作用に関 して、ルーフとしての堆積岩との関係(injection gneiss = 注入片麻岩等:筆者注)が検討されて いるが、直接の関係は認められないと結論されて いる。

総括的に『苗木附近のペグマタイトは少数のも のを除いては晶洞式であって、割合に小粒の結晶 群から成る。此の産状は塊状晶腺部の産状とよく 一致する。』と述べられているが、全体の一連の 記述からはペグマタイト晶腺(主に岩脈状と思わ れる:筆者注)の中に部分的に晶洞部や塊状晶腺 部が存在すると理解される。鉱物種の違いによる 帯状構造の解析等から、ペグマタイトとグライゼ ン化(気成期:筆者注)の関係に留まらず、交 代作用(metasomatism)、後期変質(deuteric stage =初生熱水変質:筆者注)や礬土化作用に 渡る高温~低温期に渡る複雑なペグマタイト冷却 史に言及している内容は、現在のペグマタイト研 究に繋がる貴重な研究結果である。

柴田(1939b)は、冒頭で「晶洞ペグマタイト」 と「脈状ペグマタイト」の区別に言及する一方、『苗 木地方は有名なるにも拘らずそのペグマタイト及 びその母岩たる花崗岩の研究は全然なされて居な かった』として、花崗岩体中のペグマタイト産状 の詳しい記載を行った(図 26)。



図 26 柴田(1939b)中の苗木地方ペグマタイトの産状を示すス ケッチ(論文中図を集約・語句追加)

そこでの『半花崗岩及びペグマタイトは暗灰色 石英斑岩・花崗斑岩・灰色石英斑岩・花崗岩の凡 てを貫き珪長質石英斑岩に依って貫かれる』との 記述から、花崗岩・岩脈類とペグマタイトの関係 が意識されていることがわかるとともに、半花崗 岩(アプライト)(=本稿では田上地域のものに ついては一部を除き基本的に細粒斑状黒雲母花崗 岩(脈・層)としている:筆者注)とペグマタイ トの密接な産状関係がわかる。母岩の花崗岩との 関係では、城山型斑状花崗岩について、『時に文 象構造を示し、特に城山西方御立場石切場におけ る miarolitic cavity の多い部分に著しく、』と述 べている。毛呂窪型花崗岩については、『木曽川 及び中津川に於ける花崗斑岩との接触部に於いて は細粒となって終に半花崗岩に移化して花崗斑岩 中に尖入するか、又は半花崗岩とペグマタイト相 との縞状を呈することもある』と述べている。苗 木型細粒花崗岩については、miarolitic cavityの 存在に言及するとともに、『苗木型花崗岩には晶 洞式ペグマタイトが多く、殊に苗木町八幡石切場・ 山ノ田石切場に多い』としている。なお、(黒雲母) シュリーレンについても記載されている。

一方、半花崗岩については、『半花崗岩脈とペ グマタイト脈とは屢々複合脈の如き状態を呈する

部分がある。付知川知原橋下流に於いてはペグマタ イトの中央をなす半花崗岩がペグマタイトの尖滅部 に於いて之を破って外に出るものがある』とし(図 26)、『半花崗岩とペグマタイトの相違はその冷却 の「時間の長短」でもなく、「脈の大小」でもなく、 一に「溶液の濃度の相違」に歸せしめる』と解釈し ている。さらに、ペグマタイトと半花崗岩の関係を 示す複合脈を3種に分け(図26)、『実際半花崗岩 は岩脈としてのみ存在し、通例ペグマタイトによっ て切られ、ペグマタイトを切ることは稀である』と するとともに、『此等が縞状に何回も繰返へされる ものがあるが、此等は何れも岩漿進化の途中で揮発 性成分が移行したことを示すものである』、『斯る複 合脈を形成するペグマタイトは花崗岩質でペグマタ イト分化中の早期に屬するもので未だ稀土含有鉱物 等を産しないものに限られている』としている。

また、柴田(1939c)は、晶洞ペグマタイト(druse pegmatite)について、産出鉱物を中心に詳しく記 載している。晶洞ペグマタイトは、その構成鉱物種 の相違により、通常型晶洞ペグマタイト、鐵橄欖石 晶洞ペグマタイト、曹長石晶洞ペグマタイトの3種 に分類されているが、いずれも、晶洞周囲に幅10 cm以下の灰色の細粒部-粗粒の文象部-ペグマタイ ト主部(晶洞部)の帯状構造(層状構造)を有して いる。ペグマタイト周囲の細粒部は明に晶洞ペグマ タイトの前驅をなすこと、ペグマタイト文象部は初 生的なもので岩漿分化の結果であると解釈されてい る。

滋賀県野洲花崗岩中のペグマタイト

細野・牧野(2002)は、田上花崗岩体の北方に位 置する野洲花崗岩中のペグマタイトについて記載し ている。以下に、ペグマタイトの部分について引用 するが、花崗岩自体の岩相区分については周琵琶湖 花崗岩団体研究グループ(2005)に基づくべきであ る。

細野・牧野(2002)は、野洲花崗岩体ペグマタイ トについて、『アプライトを伴った晶洞(ガマ)状 のペグマタイトが多い』こと・『脈状ペグマタイト は細粒アプライト質花崗岩に密接に伴い、脈の中心 に向かって石英、カリ長石(アルカリ長石:筆者 注)、斜長石、黒雲母の結晶(1~2 cm)が伸長する』 ことを述べ、岩体におけるペグマタイトとアプ ライトの分布図を示している。細野・牧野(2002) では、晶洞状ペグマタイトは独立した塊状(ボー ル状)として提示されている(キャビティなし 図 27)。一方、脈状ペグマタイトは伸長するアプ ライト岩脈の一部にレンズ状に膨長した晶洞部が 示されている(キャビティあり、図 27b)。なお、 大小のアプライト岩脈(基本的には細粒(斑状) 黒雲母花崗岩:筆者注)は、化学組成的には鉄分 が少ない以外は花崗岩とほぼ同じであることが示 されている(細野・牧野, 2002)。

細野・牧野(2002)は、「ペグマタイトマグマ は結晶、H₂Oに飽和したメルト、H₂Oを主体と した流体からなり、花崗岩マグマ固結過程におい て水に濃集した残液(メルト)から固結直前に生 み出され」、その「ペグマタイトマグマは集積あ るいは花崗岩中に貫入して晶洞や脈状ペグマタイ トを形成する」と考えられると述べた。ペグマタ イトを生み出すこの水が濃集したマグマ残液(メ ルト)に関連して、周琵琶湖花崗岩団体研究グル ープ(2005)が天井相とした細粒斑状花崗岩とペ グマタイトの成因に関して、細野・牧野(2002) は過冷却条件を考え、その要因として(1)組成の 急激な変化・(2)マグマ温度の急激な低下・(3)マ グマ水蒸気圧の急減を挙げ、このうちの(3)マグ マ水蒸気圧の急減が大きな役割を果たしたと結論 づけ、水を主とする揮発成分の逸散の効果(組成 過冷却)を指摘した。既に本稿前半部で再三指摘 したように、ペグマタイト(特に晶洞(巨晶部))



図 27 細野・牧野(2002) による野洲花崗岩体中でのペグマタイトの産状

はゆっくり冷えてできた(徐冷条件)とするこれ までの古典的モデルが、日本ではいまだ多くの表 記で見られかつ一般的な理解として続いてきてい る。

したがって、この指摘は、ペグマタイト岩脈の 冷却は非常に早い(早かった)という一連の最近 の研究結果(London, 2008; London and Kontak, 2012)とも整合的な日本では先駆的かつ重要な指 摘であると評価できる。

なお、本調査報告書中の牧野ほか論文では、田 上ペグマタイトについても当てはまる研究とし て、野洲花崗岩ペグマタイトに苗木花崗岩ペグマ タイトを加えて、石英と長石類の詳しい解析結果 からペグマタイトの帯状構造の形成条件・形成過 程を明らかにしている。

広島花崗岩中のペグマタイト

西南日本内帯には中生代白亜紀末の火山岩が広 範に分布している。滋賀の花崗岩体も、それに属 する。天白(1991)は、中国地方の大きな底盤状 花崗岩体として知られている広島花崗岩の岩石学 的研究を進めるなかで、ペグマタイトの産状にも 注目してスケッチを示している(図 29)。



温度(℃)

図 28 細粒・斑状花崗岩は A から C への熱的過冷却(急冷)、 ペグマタイトは A から B への組成的過冷却を示す模式図(細野・ 牧野, 2002)



要約:田上ペグマタイト

田上ペグマタイトの産状

田上ペグマタイトは、全体としてミアロリティ ックペグマタイトの位置付けになる。田上地域で のペグマタイト岩脈・岩床(層)は、全体が一様 ではなくて特有の内部構造(縞模様)を示してい るのみならず、細粒~細粒斑状黒雲母花崗岩(か ってアプライトと呼ばれていたものも含む)の岩 床(火成岩が地層のように水平ないしはそれに近 い状態で貫入している形状)ないしは岩脈(火成 岩が水平面に垂直ないしは斜交して貫入している 形状)の中に、部分的にペグマタイト部分が存在 する場合が多い。また、その随所に黒雲母濃集帯 (層)が出現するという内部構造を呈している。 ペグマタイトは、巨晶、美晶、稀産結晶を産する 晶洞部分(空洞の有無は問わない)として定義さ れがちであるが、田上ペグマタイトの産状からは、 晶洞部や相対的巨晶部等を含む岩床状ないしは岩 脈状の細粒斑状黒雲母花崗岩全体をペグマタイト として理解することが必要である。既に紹介した ような現在のペグマタイトの岩石学的研究の到達 点からみても、そのような内部構造全体を有する 岩石としてペグマタイトを定義しなければならな 1

田上ペグマタイトの産状は、ペグマタイトを岩 脈として表現している London (2008) における北 米ペグマタイトの産状とかなりの共通点を有して いる。すなわち、"塊状ペグマタイト"(晶洞)は、 London (2008) \mathcal{O} pegmatite pocket ($^{\mathcal{O}}\mathcal{I} \bigtriangledown \mathcal{I} \land$ トポケット) 部分に相当するが、ペグマタイトポ ケットは岩脈・岩床ペグマタイト中の一部に存在 する。福島・石川や岐阜・苗木ペグマタイトの産 状記録を参照しても、このことが当てはまる。し たがって、既に述べたように、塊状ペグマタイト は産状の実体として今後さらに検討すべきであろ う。繰り返しになるが、ペグマタイト(岩脈・岩 床)は、空洞の有無を問わずその一部に周りの母 岩より相対的に大きい結晶集合体(晶洞)を有す る、細粒斑状黒雲母花崗岩脈(層、床)(細粒黒 雲母花崗岩脈 (層、床):一部極細粒緻密な場合"ア

プライト")として理解すべきであろう。まさに、 中司(1945)の述べる『晶洞とペグマタイト岩脉 との関係は串刺にされた團子に似ている。改めて 説明する迄もなく團子は晶洞を串はペグマタイト 岩脉に相当する』の通りである。さらに言及する と、晶洞部が現在直接見られない細粒斑状黒雲母 花崗岩脈(層、床)(細粒黒雲母花崗岩脈(層、床): 一部極細粒緻密なアプライト)をも広義のペグマ タイト関連岩脈として理解することが、有効では ないかと考えられる。水平方向あるいは垂直方向 への連続性が現在確認できないが、その延長部に ペグマタイト晶洞部がある(あった)可能性があ るからである。

一方、田上ペグマタイトの場合、アルカリ長石 主体の晶洞が多いのが特徴の一つに挙げられる。 また、同じくペグマタイト脈として位置づけられ るアルカリ長石結晶主体の細い脈が随所に出現し ているのも、田上ペグマタイトの特徴になる。黒 雲母の濃集現象に関しては、黒雲母シュリーレ ンや MME がペグマタイト近傍に見られるのも、 田上ペグマタイト関連の産状の一部として理解さ れる。さらに、球状花崗岩の産出も、田上ペグマ タイトを補足的に特徴づける。

以上本稿で記述した田上ペグマタイトの産状 は、これまで報告されてきた国外・国内のペグマ タイト岩脈-特にミアロリティックペグマタイト ーの産状と比較すると、小規模であるにもかかわ らずそれらと多くの共通点を有する一方、これ まで他地域であまり記載されていない長石鉱床、 MME、黒雲母シュリーレン、球状花崗岩との産 状親近性が顕著であるという特徴を示している。

田上ペグマタイトと熱水鉱床

以上比較要約したような特徴を有する田上ペグ マタイトは、大津市南郷から栗東市・湖南市に広 がる餅盤状の田上花崗岩体の西側部に集中してい る(中野,2013)。一方、低温熱水作用の産物で ある熱水変質花崗岩は、現在のペグマタイト分 布域の東方にあたる田上花崗岩体の中央部から 東に分布しており(須藤,1991,2001;中野ほか, 2006)、その分布域が極めて対照的である(図12 ~14)。ただし、例外的に、両者の分布が重なる 地域として、田上花崗岩体西側の南端部での堆積 岩との境界付近から瀬田川を越えてさらに西側に 分布する田上花崗岩体の延長部である南郷~大石 付近がある。これらの熱水変質岩(鉱石)は、特 に"井上長石鉱山"としてかつて知られていたよ うに長石質に熱水変質した変花崗岩である。この 熱水変質岩と母岩の花崗岩との境界部分にペグマ タイトが産していることが、報告されている(港, 1974;図 30)。

一方、田上花崗岩分布域のほぼ東側半分に当たる甲西~信楽~朝宮近辺での長石鉱床産地の産状 の調査から、それぞれの長石鉱床(鉱山)の一部 ではそこにペグマタイトが産出していることが 既に報告されている(瀧本,1973;須藤,1991, 2001)(図31)。また、福島・石川ペグマタイト 等においても、ペグマタイトと熱水変質鉱床(長 石鉱床、珪石鉱床)の共存産状が報告されている (福島県石川町教育委員会,2000,2002)。



図 31 長石質資源の形成環境を示す模式断面図(須藤, 2001)



図 32 鉱床の形成過程を示す模式図(須藤, 1991)

田上花崗岩体においては、両者の産状に基づい て、長石鉱床とペグマタイトとの2段階での成因 的関連を示したモデルが既に提起されている(須 藤,1991,2001;図32)。図31の関係でも、花崗 岩中でのアプライト・ペグマタイトと熱水変質長 石鉱石・花崗岩の成因関係は2段階と推測できる が、その前後関係等についてのさらなる検討が田 上ペグマタイト成因論の観点から重要であると思 われる。

そのような観点から、田上花崗岩体で注目され るのは、ペグマタイト地帯の北東縁とされている 上田上・桐生地域における白石谷珪石鉱床の存 在(増富ほか,1959;福井,2017)である(図版 III-A)。益富ほか(1959)は、「この珪石山は黒 雲母花崗岩中に胚胎する石英ペグマタイト」とし ている。滝本(1973)によると、珪石(鉱床)は、 ペグマタイト質珪石、炉材珪石、結晶片岩中の珪 石に3大別されている。近畿における"ペグマタ イト珪石"鉱床として京都府中郡地区・奈良大阪 地区(生駒)・滋賀県大津市石山地区・三重県阿 山地区があげられており、京都府中郡の大成ペグ マタイト鉱床の帯状構造のスケッチが引用されて いる(原口ほか, 1960 原図)が、石山地区のペグ マタイト珪石については具体的には不明である。 このようなことからも、ペグマタイトと(熱水変

質) 珪石(鉱床) との産状関係および成因関係に 注目する必要がある。

田上花崗岩体大津市桐生の白石谷珪石鉱床につ いて筆者たちが最近観察した範囲では、そこには 色の異なる微晶質~陰微晶質の石英質の2層の互 層からなる珪質岩縞状構造が明瞭に認められ、明 らかに筆者たちがこれまで観察してきた特徴的な 内部構造や文象構造や巨晶帯を有するペグマタイ トともまた長石鉱床の産状とは異なるものである (図版III-A)。すなわち、このような現在の様子は、 益富ほか(1959)が述べている「ペグマタイトの 上盤に接する花崗岩の一部は帯状にグライゼン化 し、花崗岩中の長石は緑色の絹雲母となり、全体 として強い珪化作用を受けている」としている記 述に合うように思われる。現在空洞になっている かつての採掘部分に何が存在したのかは今となっ ては知ることができないが、一部層状構造の中に 巨晶部(撮影した写真を見る限りでは、図版の葉 片状曹長石+雲母結晶集合体に似る)と思われる ブロックがあり、入口天井部分は巨晶集合部にも 見えるので、益富ほか(1959)の「石英ペグマタ イト」の記述とも合うのかもしれない。いずれに せよ、かつて柴田(1939a)も言及したようにペ グマタイトとグライゼンまた熱水作用の成因的関 係の問題(揮発性成分の挙動)として、白石谷珪 石鉱床の産状をさらに解析することも必要と考え られる。

以上のように、田上花崗岩体におけるペグマタ イトや熱水変質花崗岩・長石鉱床の多産は、田上 花崗岩体マグマにおいて水を主とする揮発性成分 の活動が活発であったことを意味している。この ような田上花崗岩体マグマ冷却中の揮発性成分・ 熱水活動を活発にしたのは、「母岩そのものが持 つ放射性元素の崩壊熱が、花崗岩の隆起に伴う循 環地表水を熱することによって熱水変質機構が発 達し、脱鉄化・雲母粘土化をもたらした可能性を 指摘しておきたい」との指摘がある(石原ほか, 2005)。この指摘は、ペグマタイト生成と花崗岩 の特性との関係から重要なものと考えられる。

ペグマタイト晶洞が巨晶を産するがためであろう "花崗岩マグマ(メルト)から分離独立した熱 水からゆっくり冷えてできた"とする世界を席巻 してきたかつてのペグマタイト成因論は、ペグマ タイトは"花崗岩メルトが急速に冷えてできた" という成因論に取って代わられつつある(表2)。 マグマ・メルトから急速にペグマタイトができる その原動力は、水はもちろんであるが、フッ素・ 塩素・リン・ホウ素といった揮発性成分とアルカ リ元素の役割も極めて重要であり、それらを触媒 とする非平衡条件下(過冷却状態)での結晶成 長(帯域成長ほか)であると考えられる(London (2008)参照)。本稿で報告した田上ペグマタイト においては多くの希元素鉱物が産出しているが、 希元素あるいは揮発性成分等の元素の挙動に注目 した今後の地球化学的研究が期待される。

謝辞

故・小林うさ氏には、筆者の1人(中野)が滋 賀大学教育学部で研究生活を始めた当初、田上ペ グマタイトについて種々教えをいただきまた採集 鉱物標本等も多くいただいた。本稿をまとめるに 当り、故・中沢和雄氏には、大変親切にご指導を いただいた。数度にわたり自宅のペグマタイト鉱 物標本を拝見させていただき、野外でも一緒に議 論していただき、ペグマタイト研究会・琵琶湖博 物館地学発表会では多くの知見をご教示いただい た。本稿も一緒にまとめさせていただく予定であ ったので、筆者たちにとって氏が突然逝去された ことは本稿をまとめるに当り大きな痛手であっ た。河野俊夫氏には、10数年に渡り田上ペグマ タイトについて度重なる野外での案内を含めて 多大なご教示をいただくとともに、その産出鉱 物(ザクロ石・アルカリ長石・ジルコン等)につ いて共に研究させていただいた。また、ペグマタ イト研究会会長としての氏のご援助ならびに共同 作業は、本稿と本調査報告書の作成に大きな一里 塚となった。本稿は琵琶湖博物館を調査・研究の 重要な拠点にしてまとめたものでもあり、琵琶湖 博物館・地学研究室の皆様には、多くのご支援を いただいた。特に、里口保文博士には、本稿と本 調査報告書出版までの労をとっていただいた。以 上の方々、ならびにこれまで多大なご教示、ご協 力をいただいたたくさんの方々に深い感謝を捧げ ます。最後に、図の引用の許可をいただいた以下 に示す各関係学協会・研究機関・出版社・同好会 の方々、石川町教育委員会、公益財団法人益富地 学会館、日本地質学会、資源地質学会、髙田クリ スタルミュージアム(髙田雅介氏)、東京アカデ ミー七賢出版株式会社、名古屋鉱物同好会(下坂 康哉氏・石川誠治氏)、日本鉱業会、須藤定久氏、 天白俊馬氏にお礼を申し上げます。

引用文献

- Allaby, A. amd Allaby, Mi. (1991) The concise Oxford dictionary of earth sciences. Oxford paperbooks, Oxford University Press, 410pp.
- Asayama, T. (1954) Radium content and chemical composition of granitic rocks in Japan, especially in the Tanakami-Mikumo and Hiei regions, Shiga and Kyoto Prefectures. Mem. Fac. Ind. Arts, Kyoto Tech. Univ., Sci. & Tech., 3, (B), 25-54.
- Bachmann, and Huber, (2016) Amer. Mineral., 101, 2377-2404.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, 80, 155-177.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci., 83, 145-153.
- Bartels, A., Vetere, F., Holz, F., Behrens, H. and Linnen, R.L. (2011) Viscosity of flux-rich pegmatitic melts. Contrib. Mineral. Petrol., 162, 51-60.
- Brisbin, W.C. (1986) Mechanism of pegmatite intrusion. Amer. Mineral., 71, 644-651.
- Černý, P. (1993) Ore deposits models, II. Geosci.

Canada, Reprint Ser., 6, 29-47.

- Černý, P. (1994) Evolution of feldspars in granitic pegmatites. In Feldspars and their reactions (Parsons, I. Ed.). pp. 650, NATO ASI Series C, 421, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 501-540.
- Černý, P. and Ericit, T.S. (2005) The classification of granite pegmatites revisted. Canad.Mineral.,43,2005-2026.
- 地学団体研究会(編)(1996)新版 地学事典. 平凡社,1443pp.
- 動力炉・核燃料開発事業団 (1988) 日本のウラン 資源 (II), 59pp.
- 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所(1994)酸 性貫入岩に伴うタイプ-琵琶湖周辺地域-.日本 のウラン資源,動力炉・核燃料開発事業団中部 事業所,375-378.
- Esna-Ashari, A., Hassanzadhe, J. and Valizadeh, M.-V. (2011) Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generatio by rapd crystallization of cogenetic granitoid
- Burnham, C.W. and Nekvasil, H. (1986) Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. Amer. Mineral., 71, 239-263.
- 福井龍幸(2017)近江の平成雲根志−鉱山・鉱物・ 奇石. 琵琶湖博物館ブックレット5,サンライ ズ出版,121pp.
- 福島県石川町教育委員会 (2000) 塩ノ平周辺ペグ マタイト鉱床産出鉱物報告書.石川町鉱物調査 報告,3,109pp.
- 福島県石川町教育委員会 (2002) 和久・観音山・ 入山鉱山ペグマタイト鉱床産出鉱物報告書.石 川町鉱物調査報告,4,177pp.
- 原口九万・武市敏雄・塚脇裕次・竹内忠雄(1960) 奥丹後地方のウラン鉱ーペグマタイトとこれに 伴う放射性鉱物-.地質調査所月報,11,733-742.
- 浜地忠男・堀内惠彦 (1956) 岐阜県苗木地方ウラン調査報告.地質調査所月報,7,271-278.

- 細野高啓・牧野州明 (2002) 琵琶湖南部,後期白 亜紀野洲花崗岩体の岩相変化. 地質学雑誌, 108,1-15.
- 稲垣絋武(1966)田ノ上山産花崗岩質球顆岩について.地学研究,益富記念号,129-142.
- 石原舜三 (2003) ペグマタイト鉱床. 資源地質学 会編,資源環境地質学,資源地質学会,17-22.
- 石原舜三・中野聰志・寺島滋 (2005) 近畿地方田 上花崗岩の化学的特性-特に放射性元素と希土 類元素の役割-. 地質調査書研究報告, 56, 93-98.
- 石原舜三・村上浩康 (2006) 西南日本花崗岩類の レアアース特性:足摺岬の新第三紀深成岩類と 山陽帯の後期白亜紀花崗岩類.地質調査研究報 告,57,89-103.
- Jahns, R.H. (1953) The genesis of pegmatites:I. Occurrence and origin of giant crystals.Amer. Mineral., 38, 463-598.
- Jahns, R.H. and Burnham, C.W. (1969)Experimental studies of pegmatite genesis:I. A model for the derivation and crystallization of granite pegmatites. Econ.Geol., 64, 843-864.
- 小林うさ(1989)田上から. 京都地学会会誌, 43, 97-102.
- 小早川隆(1991) 井上平津鉱床の鉱化作用. 滋賀 県自然誌(滋賀県自然保護財団), 809-846.
- 河野俊夫 (2007) 滋賀県田上山産満礬ザクロ石に ついて.地学研究, 56,97-103.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正(2008)滋賀県・ 田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長 石の形成過程.地質雑,114,435-446.
- 河野俊夫・中野聰志(2012)田上山学習のすすめ (2) -教育実践の新展開とそれについての一考 察-. 滋賀大学教育学部附属教育実践センター 紀要,20,1-7.
- 小西善治(訳)(1958)火成岩と鉱脈との中間生 成としてのペグマタイト(Zavaritskii, A.N. (1955)).地質調査所月報, 9, 893-903.
- 小関幸治・郷原範造(1956)福島県石川町猫啼地 区ペグマタイト鉱床調査報告.地質調査所月報,

7, 93-110.

- Kubo, K. (1976) Layered structure in the basic intrusive mass in the aji islet, Miyagi prefecture, northeast Japan. Journal of the geological society of Japan, 82, 423-440.
- 久保和也 (1987) 花崗岩の集積構造.地質ニュー ス, 398, 口絵 1-4.
- 久保和也 (2000) 累帯深成岩体の貫入固結過程. 月刊地球, 号外 30, 153-160.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) Igneous rocks: A classification and glossary of terms, 2nd edition. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, 236pp.
- London, D. (1986) Formation of tormalinerich gem pockets in miaroritic pegmatites. Amer. Mineral., 71, 396-405.
- London, D. (1996) Granitic pegmatites. Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Science, 87, 305-319.
- London, D. (1997) Estimating abundances of volatile and other mobil components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibriq. Jour. Petrol., 38, 1691-1706.
- London, D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. Lithos, 80, 281-303.
- London D. (2008) Pegmatites. Canad. Mineral., Special Publication 10, 347p.
- London, D. and Kontak, D.J. (2012) Granitic pegmatites: Scientific wonders and economic bonanzas. Elements, 8, 257-261.
- London, D. and Morgan VI,G.B. (2012) The pegmatite puzzle. Elements, 8, 263-268.
- 益富寿乃助・高岡公昭・荒木孝治(1959)滋賀県 桐生白石谷産モリブデン鉛鉱.地学研究,11, 120-121.
- 松原秀樹 (1956) 福島県石川町附近のペグマタイ ト調査報告, 地質調査所月報. 7,335-348. 松原秀樹 (1960) 福島県雲水峰周辺地域の地質お

よびペグマタイト調査報告 - ウラン・トリウム 資源調査の基礎資料-, 10, 191-200.

- 港 種雄(1974)近畿地方の長石アプライト鉱床. 日本鉱業会昭和49年度合同秋季大会(大阪) 分科研究会資料,1-8.
- 日本学術振興会(1993)文部省 学術用語集 地 学編,415pp.
- Nabelek, P.I., Whittingen, A.G. and Sirbescu, M-L. (2010) The role of H2O in rapid emplacement and crystallization of granitic pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. Contrib. Mineral. Petrol., 160, 313-325.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本の希元素鉱物.長 島乙吉先生祝賀記念事業会,京都,436pp.
- 長島弘三・関根広子・原田一雄・中沢和雄(1973) 滋賀県田上山産加水白雲母.地学研究, 24, 41-42.
- 長島弘三・原田一雄・本田真理子 (1975) 滋賀県
 大津市田ノ上山産新鉱物益富雲母. 地学研究,
 26, 319-324.
- 名古屋鉱物同好会(編)(1996)東海鉱物採集ガ イドブック. 七賢出版, 315pp.
- Nakano, S. (1997) Calcium distribution in a microperthite from the Nango pegmatite, Otsu City, Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 51, 51-59.
- 中野聰志・原山 智(2003)水口地域の地質,第 4章 後期白亜紀火成岩類,地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅).産総研地質調査総合セ ンター,12-40.
- 中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木 哲一・小村良二・木村克己 (2003) 水口地域の 地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 83pp.
- 中野聰志・吉見典浩・冨田克敏 (2006) 滋賀県田 上山花崗岩体の熱水変質, 滋賀大学教育学部紀 要(自然), 56, 35-49.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010) Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pluton, southwest Japan. Journal of

mineralogical and petrological sciences, 105, 45-56.

- 中野聰志(2013)京都東南部地域の地質,第4章 白亜紀火成岩類,地域地質研究報告(5万分の 1地質図幅).産総研地質調査総合センター.
- 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫(2013) 滋賀県琵琶湖南方・田上花崗岩体中の細粒暗色 包有岩.地質調査研究報告,64,25-49.
- 中司 稔 (1929) 田上山の鑛物. 地球, 11, 330-344.
- 中司 稔(1932)田ノ上山の鑛物の分布状態につ て. 我等の鑛物, 1, 196-206.
- 中司 稔 (1945) 滋賀県田上山地方の晶洞につい て. 日本鉱物趣味の会研究報告, 2, 1-14.
- 中沢和雄(1984) 滋賀県田ノ上,及び高島地方産 の変形水晶について.地学研究,36,107-113.
- 中沢和雄・鶴田憲次・高田雅介 (2005) 滋賀県田 上の中沢晶洞から産出したトール石とその結 晶形態,ペグマタイト, 72, 2-4.
- 中沢和雄(2006) 滋賀県大津市田上山産泡蒼鉛. 地学研究, 55, 171-172.
- Neiva, A.M.R. and Ramos, J.M.F. (2010) Geochemistry of granitic aplite-pegmatite sills and petrogenetic links with granites, Guarda-Belmonte area, central Portugal. Eur. Jour. Mineral., 22, 837-854.
- 西村貞浩・中野聰志 (2003) 田上山学習のすすめ. 滋賀大教育学部教育実践総合センター紀要, 11,63-70.
- 大林達生(2002)田上地方のペグマタイト鉱物-日本のペグマタイト産地 その1-. 中津川市 鉱物博物館, 20pp.
- Parsons, I. (ed.) (1987) Origin of igneous layering. D. 419-436, Reidel Publishing Company.
- Rakovan, J., Ono, M. and Francis, C.A. (2009) Tanakamiyama; a classical Japanese Pegmatite district. Rocks and Minerals, 84, 520-527.
- Reid, Jr. J.B., Murray, D.P., Hermmes, O.D. and Steig, E.J. (1993) Fractional

crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it? Geology, 21, 587-590.

- 向坂 準・清水朝一・益富寿之助・高岡公昭 (1963) 瀬田川西岸地域で発見されたトパズについて.地 学研究, 14, 16-20.
- Schaller, W.T. (1926) Mineral replacements in pegmatites. Amer. Mineral., 12, 59-63.
- 柴田秀賢(1939a)美濃國恵那郡蛭川村藥研山産鐵リシア雲母黄玉縞状晶腺中の礬土鉱物.地質雑, 46,69-83.
- 柴田秀賢(1939b)近江国北平白岩谷産晶洞ペグマタ イト中の鉄橄欖石.地質雑,46,538.
- 柴田秀賢(1939c)美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩 類及びペグマタイト(3).地質雑,46,547-559.
- 柴田秀賢(1939d)美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩 類及びペグマタイト(4).地質雑,46,583-593.
- 下田信男・石丸幸造(1967)ペグマタイトに関する 地球化学的研究→ペグマタイト周縁の花こう岩(山 ノ尾および比良)のペグマタイトからの位置によ る化学組成の変化について一.柴田秀賢教授退官 記念論文集,81-85.
- Shirose, Y. and Uehara,S.(2018) Microtexture investigation of amblygonite- montebrasite series with lacroixite: Characteristics and formation process in pegmatite' s. Amer. Mineral., 103, 75-84.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982) 琵琶湖周 辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類・地質 雑。88,289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990)琵琶湖 周辺の花こう岩質岩体-その2. 鈴鹿花崗岩体. 地球科学,44,184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2000)琵琶湖周 辺の花こう岩質岩体-その5.田上地域の花こう 岩類.地球科学,54,380-392.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2005)琵琶湖周 辺の花こう岩質岩体-その6.野洲花こう岩体. 地球科学, 59, 89-102.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(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づ け.地質雑,114,53-69.

- Sirbescu, M-L.C. and Nabelek, P.I. (2003) Crustal melts below 450 °C. Geology, 31, 685-688.
- Slaby, E. and Gotze, J. (2004) Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathode luminescence and geochemical modeling-a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland). *Mineral. Mag.*, 68, 561-577.
- Slaby, E., Gotze, J., Worner, G., Simon, K., Wrzalik, R., and Smigielski, M. (2008) K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves :A cathode luminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. Lithos, 105, 85-97.
- 須藤定久(1991)滋賀県南部~信楽地区の長石質 資源−鉱床の分布とその地質.日本セラミック 協会見学資料,11pp.
- 須藤定久(2001)滋賀県南部~信楽地区の長石質 資源−鉱床の分類とその地質.地質ニュース, 559,41-49.
- 関屋敏隆(1999)水晶さがしにいこう―ひけつと こころえ,童心社,32p.
- 高田雅介・小林 進(1984) 滋賀県田上産ベル トラン石について.地学研究, 35,7-12.
- 高田雅介・松原 聰(1989) 滋賀県田上新免産・ ヒンガン石.地学研究, 38,7-14.
- 高田雅介 (1993) 滋賀県比良山のペグマタイト-その1-. ペグマタイト, 93-2, 11.
- 高田雅介 (2004a) 滋賀県田上山にトパーズを求め て-その1-. ペグマタイト, 66 (04-3), 17-20.
- 高田雅介 (2004b) 滋賀県田上山にトパーズを求め て-その2-. ペグマタイト, 67 (04-4), 16-20.
- 高田雅介 (2004c) 滋賀県田上山にトパーズを求め
- て-その3-. ペグマタイト, 69 (04-6), 12-16. 高田雅介 (2005a) 滋賀県田上山にトパーズを求め
- て-その4-. ペグマタイト,70(05-1),17-20. 高田雅介(2005b)滋賀県田上山にトパーズを求め

て-その5-. ペグマタイト,71 (05-1),14-17. 竹本健一・吉田源市・中野聰志 (1977) 滋賀県大 津市田上山における球顆花崗岩の新露頭の発 見.地球科学,31,130-131.

- 瀧本 清・港 種雄・佐野義則(1964)滋賀県石 山平津鉱床の鉱床学的研究(1),とくに母岩 および鉱石の鉱物組成について、水曜会誌, 15,237-240.
- 瀧本 清(1969)新版鉱床学. 丸善, 341p.
- 瀧本 清(編)(1973)日本地方鉱床誌 近畿地方.朝倉書店,436pp.
- 田中敏男(2000) 滋賀県田ノ上山"中沢大晶洞" の近況報告.地学研究,49,179-180.
- タットマン・コンラッド(熊崎 実訳)(1998) 日本人はどのように森をつくって来たのか. 築 地書館,200pp.
- Thomas, R., Davidson, P. and Badanina, E. (2009) A melt and fluid inclusion assemblage in bery from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia: implications for pegmatite-forming melt systems. Mineral. Petrol., 96, 129-140.
- 天白俊馬 (1991) 広島花こう岩中の小ペグマタイト. Magma, 84, 8-14.
- 辻 一信・北原隆男 (1979) 滋賀県下のおもな鉱物・ 鉱床, 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, 479-541.
- 鶴田憲次 (2002) 滋賀県田上山産コルンブ石.地 学研究, 51, 29-30.
- Vernon, R.H. (1984) Microgranitoid enclaves: G lobules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 304, 438-439.
- Vernon, R.H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. Jour. Geophsy. Res., 95, 849-859.
- Wada, H., Harayama, S. and Yamaguchi, Y. (2004) Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. Geol. Soc. Amer. Bull., 116, 788-801.

以下にこれまで田上ペグマタイトから報告されている産出鉱物の一覧表(中野,2013)を示す。さらに、 それ以降のページには、上記本文中で言及した各ペグマタイト露頭のうち、中・粗粒黒雲母花崗岩(Gt3相) については図版 I-A~O、中粒斑状花崗岩(Gt2相)については図版 II-A~E)として、図版中の各写真の 説明とセットで示す。また、白石谷珪石鉱床についても図版 III-A として産状写真を示す。

	分類名	鉱物名	化学式	英語名	晶系
1	硫化鉱物	方鉛鉱	PbS	Galena	立方晶系
2		閃亜鉛鉱	ZnS	Sphalerite	立方晶系
3	1	磁硫鉄鉱	Fe ₁ -xS(x=0.1-0.2)	Pyrrhotite	単斜晶系
4	1	黄鉄鉱	FeS ₂	Pyrite	立方晶系
5	1	輝水鉛鉱	MoS ₂	Molybdenite	六方晶系
6	酸化鉱物	金紅石	TiO2	Rutile	正方晶系
7	1	轟石	(Mn²⁺, Ca) M⁴⁺₃Oァ∙(2±x)H₂O	Todorokite	単斜晶系
8	1	錫石	SnO₂	Cassiterite	正方晶系
9	1	軟マンガン鉱	MnO ₂	Pyrolusite	斜方晶系
10	1	コルンブ石	(Fe,Mn)(Nb,Ta)₂O₅ (Nb>Ta)	Columbite	斜方晶系
11	1	イットロンタンタル石	(Fe,Mn)(Ta,Nb)2O6 Ta>Nb(Y,U,Fe ²⁺)(Ta>Nb)2O4	Yttrotantalite	斜方晶系
12		フェルグソン石	Y(Nb,Ta)O₄	Fergsonite	正方晶系
13	1	サマルスキー石	(Y,Er,Ce,U,Ca,Fe,Pb,Th)(Nb,Ta,Ti,Sn)₂O₅	Samarskite	単斜晶系
14	1	石英(水晶)	SiO2	Quartz	三方晶系
15	1	玉滴石	SiO2nH2O	Opal	非晶質
16	1	磁鉄鉱	Fe₃O₄	Magnetite	立方晶系
17	ハロゲン化鉱物	蛍石	CaF₂	Fluorite	立方晶系
18	炭酸塩鉱物	方解石	CaCO ₃	Calcite	三方晶系
19	1	菱鉄鉱	FeCO ₃	Siderite	三方晶系
20	1	バストネス石	(Ce,La)(CO₃)F	Bastnaesite	立方晶系
21	1	泡蒼鉛	(BiO) ₂ (CO ₃)	Bismutite	斜方晶系
22	タングステン酸塩鉱物	鉄まん重石	(Fe,Mn)WO₄	Wolframite	単斜晶系
23	リン酸塩鉱物	モナズ石	(Ca,La,Na)PO₄	Monazite	単斜晶系
24	1	ゼノタイム	YPO₄	Xenotime	正方晶系
25	ネソ珪酸塩鉱物	ガドリン石	Be ₂ FeY ₂ O ₂ (SiO ₄) ₂	Gadolinite	単斜晶系
26	1	鉄ばん石榴石	Fe3 ²⁺ Al2(SiO4)3	Almandine	立方晶系
27	1	満ばん石榴石	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	Spessartine	立方晶系
28	1	褐簾石	(Ca,Ce,La)₂(Al,Fe²+,Fe²+)₃Si₃O¹²(OH)	Allanite	単斜晶系
29	1	ジルコン	ZrSiO₄	Zircon	正方晶系
30	1	トパーズ	Al ₂ SiO ₄ (F,OH) ₂	Topaz	斜方晶系
31	1	トール石	TnSiO₄	Thorite	正方晶系
32	1	ベルトラン石	Be₄(OH)₂Si₂O7	Bertrandite	斜方晶系
33	1	葡萄石	Ca2Al2Si3O10(OH)2	Prehnite	斜方晶系
34	1	ヒンガン石	(Y,Nd,Ce,La,Sm,Gd)BeSiO₄(OH)	Hingganite-(Y)	単斜晶系
35	シクロ(リング)珪酸塩	電気石	Na(Mg,Fe)3Al6(BO3)3Si6O18(OH,F)4	tourmaline	三方晶系
36	鉱物	緑柱石	Be3Al2Si6O18	Beryl	立方晶系
37	1	ミラライト	K2Ca4Al2Be4Si24O60 • (H2O)	Milarite	六方晶系
38	フィロ珪酸塩鉱物	白雲母	KaAl₂AlSi₃O10(OH)₂	Muscovite	単斜晶系
39	1	黒雲母	K(Fe,Mg,AI)3(Si3~2.5Al1~1.5)O10(OH)2	Biotite	単斜晶系
40		チンワルド雲母	K₂(Fe,Li,Al)₅~₀(Si,Al)₀O₂₀(OH,F)₄	Zinnwaldtite	単斜晶系
41		益富雲母	KLi(Mn,Fe)AlSi₃O₁₀(F,OH)₂	Musutomilite	単斜晶系
42		鉄リチア雲母	K2Li3Fe3 (AISi3O10) (O,OH,F)	Proto-lithionite	単斜晶系
43		モンモリロナイト	Na0.33 (H2O)4 (AI,Mg)2[(OH)2 SI4O10]	Montmorilonite	単斜晶系
44		緑泥石	(R ²⁺ ₆ -x- ₃ yR ³⁺ x+2y)(AlxSi ₄ -x)O ₁₀ (OH) ₈	Chlorite	単斜晶系
45	テクト珪酸塩鉱物	アルカリ長石	(K,Na)AlSi₃O₅	Orthoclase	三斜~単斜晶系
46		曹長石	NaAlSi ₃ O ₈	Albite	三斜晶系
47		輝沸石	(Ca₀.₅,Na,K)₀(Al₀Si₂7O₂) • ~24H₂O	Heulandite	単斜晶系

田上山ペグマタイト産の鉱物種(中野(2013)の第4.4 表を転載)

図版 I-A



図版 I-A の説明

a: 工事用ビニールシートの隙間に見られる本露頭は袴腰山南麓に位置する。袴腰山の頂上部は丹波帯ジ ュラ紀付加帯の堆積岩であり、本露頭は花崗岩体の天井部に近い場所に相当する。露頭の花崗岩は真砂化 が進んでいるが、岩相上は中粒黒雲母花崗岩であることが判別できる。黒雲母が相対的に多くやや優黒質 であるが、斑状組織を有しないので、田上花崗岩のGt3 相(中野, 2013)に相当する。

b: 泥質岩(ホルンフェルス化)中の典型的なアプライト(Le Maitre (2002)の、細粒(斑状)黒雲母花崗 岩)岩脈の写真(転石)。本露頭を含めて本稿では、アプライトの用語は、肉眼的に黒雲母がほとんど認 められない「優白質細粒緻密な斑状花崗岩」としての野外ネームとして使用している。岩脈中の中央部に は石英帯が見られる(写真左端の上から枝分かれした細脈中)。

c: 花崗岩体天井相に相当すると考えられる粒度が不均質な細粒斑状黒雲母花崗岩中には、レンズ状の苦鉄 質細粒エンクレーブ(mafic microgranular enclabe=MME)(苦鉄質鉱物は黒雲母)が点在する。

d: 細粒斑状花崗岩(転石)。優黒質部に小規模ながらレンズ状のペグマタイト部(長石-石英集合体)が 共存している(写真左端部中央付近)。

e:細粒斑状花崗岩黒雲母花崗岩中の黒雲母が多い部分(多少 MME に似ている)の写真(転石)。隣接して、 ペグマタイト部分が共存している。

f: 母岩の粗粒黒雲母花崗岩と優白質細粒斑状花崗岩(アプライト的)が接している転石。

g: 優白質細粒斑状花崗岩中の脈状ペグマタイト(転石)。

h: ペグマタイト転石。この転石が露頭でのどのようなペグマタイトに由来しているのかは不明である。 本写真は転石を二分した切断面のものである。きれいな帯状構造ではないが、全体として下から上に向か ってアルカリ長石結晶が並ぶゾーン・黒雲母の濃集した黒色ゾーン・アルカリ長石結晶が密集したゾーン が識別できる。中央部で層状構造の乱れが見られるが、最下帯の部分では、さらに優黒質黒雲母花崗岩層 とアルカリ長石結晶が横方向へ連結している互層構造が見られる。これらの帯状構造は、London (2008) による「ペグマタイト」単行本の表紙を飾るアメリカ・カリフォルニア・San Diego のペグタイトの層状 構造に似ている。 図版 I-B-1



図版 I-B-1 の説明

a:メジャー部分(約50 cm)が細粒斑状花崗岩層である。

b: これは露頭の下部にあったペグマタイトの転石である。細粒優黒質花崗岩部分の中央部にアルカリ長 石結晶が二つ上下方向に並んでいる。さらにその上方にはペグマタイト的な部分が見られる(相対的に白 い部分)。

c:細粒斑状黒雲母花崗岩中のミアロリティックペグマタイト。アルカリ長石結晶に囲まれて小空洞が見られる。

d: 細粒斑状黒雲母花崗岩の黒雲母が多い優黒質の部分に胚胎されている小ペグタイトレンズ。アルカリ 長石質ペグマタイトである。優黒質部は、ペグマタイトの左から上方部に続いているが、ペグマタイト部 の下方は黒雲母がやや多い細粒斑状黒雲母花崗岩相である。

e:細粒斑状黒雲母花崗岩中に黒雲母の濃集した1cm程度の薄層が見られ、その右下半分にはそれと平行 したアルカリ長石結晶が配列した層も見られる。転石中央部のこれらの薄層下にはアルカリ長石結晶が集 合した小ペグマタイト部分(石英-長石質)が存在している。また、左下の部分にも、回りの細粒斑状黒 雲母花崗岩との境が不明瞭ながら、晶洞部(ミアロリティックペグマタイト)中にアルカリ長石巨晶部が 認められる(次の写真fで拡大)。

f: 写真 e 中央下部の拡大写真である。

図版 I-B-2



図版 I-B-2 の説明

a:本露頭は、かつて露頭のかなり上部までペグマタイト部分が確認できた場所であるが、現在では全面 ネットで覆われてしまっている。露頭の下部から林道を挟んだ谷側斜面平地状の部分にかけて、粗粒黒雲 母花崗岩中に存在する細粒斑状黒雲母花崗岩(層)とその中にある層状の優黒質部・晶洞部が観察できる。 なお、この露頭の左側奥の反対側斜面にも風化黒雲母花崗岩中の細粒斑状黒雲母花崗岩層およびそれに伴 っているペグマタイト(主に長石質)が広がっている。

b: ネットで覆われて見にくいが、かつて掘られた晶洞部分が大小の空洞(数 cm ~数+ cm)として残っている。

c: 以下fまですべてネット露頭の林道を挟んだ反対側斜面の露頭の写真である。道端直下でペグマタイト 岩脈(岩床状)が露出している。石英-長石質の特にアルカリ長石結晶がつながっている相対的巨晶部が わかる。

d: 上記で述べたペグマタイト産状を示す露頭写真である。水平に近い露頭面を斜め上方から撮った写真 であり、細粒斑状黒雲母花崗岩層とペグマタイト層が横に広がっている産状がわかる。アルカリ長石の数 cm 大の結晶が密に集合していることがわかる。

e: 細粒斑状黒雲母花崗岩に伴われているペグマタイト部分であるが、両者の境界は不明瞭である。この ペグマタイト部分には、黒雲母濃集部(MME的)が見られる。

f:細粒斑状粗粒黒雲母花崗岩中には、ミアロール(=ミアロリティックキャビティ)が見られる。

図版 I-C



図版 I-C の説明

a: 天神川昭和堰堤下流左岸の谷筋(笹間林道の東側)を上った斜面の露頭。至る所に禿山状態が残り、 砂防100年事業(2015年終了)による田上山の植生回復も道半ばという感が残る。母岩の粗粒黒雲母花 崗岩中に、ペグマタイトとともに MME が随所に出現している。この斜面の花崗岩はかなり風化が進ん でおり、まとまった MME 試料の採取は極めて困難である。風化した母岩の粗粒黒雲母花崗岩中には、 ところどころペグマタイト鉱物を採集した堀跡ではないかと思われる空洞が見られる。

b: ところどころに見られる細粒斑状黒雲母花崗岩中には、黒雲母が多い優黒色部とミアロリティックな 空隙を有するアルカリ長石の粗粒部(相対的巨晶部)が混在している。

c: 平滑面(直線)と湾曲面(半円)の両方を有する不規則形状の MME。MME 上端左側で、平滑面を湾 状に押し込んで粗粒花崗岩が侵入していること、その湾入部中央に MME に比べて大きい黒雲母結晶の 小さい集合体(黒雲母クロット)が存在していることがわかる。同じような黒雲母クロットは MME 右 側上方にも存在している。

d:写真 c の MME 左上方部の拡大接写写真。MME が主として黒雲母と長石の細粒集合体であることがわ かる。湾入部のクロットの黒雲母サイズが、MME 中のそれと比べて大きいことが明瞭である。

e: a~d 露頭のさらに上方の東側壁面露頭の写真。母岩は粗粒黒雲母花崗岩である。大きいレンズ状の MME が垂直方向に伸びている。MME のさらに上方には、ペグマタイトが見られ、粗粒黒雲母花崗岩中 での両者の共存関係を示す露頭である。

f:同じく粗粒黒雲母花崗岩中の MME。田上花崗岩中 MME に共通しているが、内部にアルカリ長石斑晶 を有している。

g: 中粒黒雲母花崗岩中の MME。中央部に 1cm 大の MME が見られるが、その左側下方部に向けてやや 黒みの少ない数 cm の MME が伴われており、一種の2重構造になっている。母岩の中粒黒雲母花崗岩は、 粗粒黒雲母花崗岩の局所的な岩相変化である。

図版 I-D



図版 I-D の説明

a: 球状(球顆)花崗岩露頭の北側尾根筋から北方・堂山方向での露頭写真。尾根筋先端部には花崗岩地 形特有のトアが見られる。この付近一帯が細粒斑状黒雲母花崗岩であり(稲垣,1968)、その中に球状花 崗岩が多産しているとともに、小規模なペグマタイトが共存している。細粒斑状黒雲母花崗岩は、トア下 部に見られる凹凸を伴う縞状構造に見られるように、粗粒黒雲母花崗岩と層状に繰り返している。球顆密 集部を含む層状部分はメートル規模の厚さと推定される。

b: トア部に見られる繰り返し層状構造の拡大写真。上部の厚い層部分は、粗粒黒雲母花崗岩と推定される。

c:写真 a と b の右側(東側)斜面上の小トアの斜面側根元部分の写真。写真中央部付近には、矢印で示 してある球状花崗岩や MME が見られる。また、写真中央部ある窪みは、かつてのペグマタイト鉱物採 集の堀跡であろう。本露頭を含めて付近の尾根部では、細粒斑状黒雲母花崗岩、球状花崗岩、ペグマタイ ト、MME が共存している。写真中の球状花崗岩は、田上花崗岩体特有の球顆構造ではない同心円構造を 示しており、その中の黒色部分は黒雲母濃集部と考えられるので、MME の一種の可能性もある。

d:写真 c 露頭の地面の転石の写真。粗粒黒雲母花崗岩と細粒斑状花崗岩が層状に接している。両者の境 界部に、アルカリ長石の大きい結晶を含む相対的巨晶部が存在している(ペグマタイト部)。下端部にも 長径 2cm 大のアルカリ長石巨晶が見られる。

e:写真 d に示されている細粒斑状花崗岩とペグマタイトの共生関係を示す露頭写真。細粒斑状花崗岩か ら漸移的にペグマタイト部分(アルカリ長石の大きな結晶)に変わっている。

f: 球顆花崗岩の密集する尾根部の東斜面に見られた粗粒黒雲母花崗岩に含まれている小 MME。

g: 写真 a のトア部南側尾根部には風化した球状崗岩が密集している場所がある。表面が黒ずんでいるので、 写真では MME に見えるが球顆花崗岩である。球顆の直径は大きくても 5~6cm であり、今まで知られて いるよりものよりも小型であり、その大きさは中野(2013)で報告されている堂山地域で見つかった小球 顆相当である。

h: 写真gの尾根部西斜面に見られる天然記念物級球顆花崗岩露頭の一部写真。写真gと同じく、表面が 黒ずんでいるので一見 MME に見えるが球顆花崗岩である。直径 10cm 程度の球顆がほとんど隙間なく密 集している。

図版 I-E



図版 I-E の説明

a: 天神川昭和堰堤上流側右岸斜面に見られる露頭である。細粒斑状黒雲母花崗岩(層=岩床)の一部に 母岩に比較して相対的に大きいアルカリ長石の集合帯(以下、本稿では相対的巨晶部(ペグマタイト)と 呼称)が見られる産状である。風化が進んでおり、ぼろぼろと真砂が崩れ落ちており露頭の観察は容易で はないが、この露頭より上部に向かってメートル規模の細粒斑状黒雲母花崗岩層が粗粒黒雲母花崗岩中で 繰り返して出現している。

b: 写真 a 中の露頭(水平方向 10m 程度連続する。田上花崗岩体を通して共通のことであるが、植林事業のため少なくともまばらに木が繁茂しているため、花崗岩の水平・垂直方向の岩相変化を追跡するのは極めて困難)の上方の写真。ぼろぼろと真砂が崩れ落ちており、箒でそれらを払い落として観察することが必要であった。細粒斑状黒雲母花崗岩層の一部にアルカリ長石質の相対的巨晶部(小晶洞的)が見られる。 アルカリ長石結晶を多数含む厚させいぜい 1cm の細脈が横につながっている。このような細脈は、他の 露頭でもしばしば見られるものである。

c: 露頭右端斜面の写真。後方に見えるのは堂山。斜面に現れている段差構造は、ペグマタイトを含む花崗 岩の層状構造による。この露頭部分の拡大が、写真 e である。

d: 中央水平方向に窪みを伴う段差が出来ている。その上下ともに、細粒斑状黒雲母花崗岩があるので、 細かい岩相の違いによるものとも見えるが、人工的に掘った可能性が高い。下半分のより白い部分には、 アルカリ長石の長径 1cm 大の斑晶が見える。

e: 写真 a の露頭近傍では、美しい水晶やきれいな形のアルカリ長石を採集できたのではないかと想像できるかなり深い堀跡が点在しているのが見られる。

f:写真 e の中央部下方に見られる堀跡の拡大接写写真。母岩は細粒斑状黒雲母花崗岩であるが、その一部 にアルカリ長石巨晶部(晶洞部)が見られる。

g: 細粒斑状黒雲母花崗岩の接写写真。大きい結晶はアルカリ長石である。細粒斑状黒雲母花崗岩と長石 質ペグマタイトの密接な産状関係を知ることが出来る。

h:写真gで述べたような密接な細粒斑状黒雲母花崗岩と長石質ペグマタイトの密接な産状関係を示す写 真。細粒斑状黒雲母花崗岩部分と長石質ペグマタイト部分との境界は定かではなく、両者渾然一体となっ ているように見える。

図版 I-H



図版 I-Hの説明

a: 天神川昭和堰堤上流の谷筋のルート(堂山の東側に向かう北東方向)を登っていくコースには、谷底 および谷壁に岩脈状の細粒斑状黒雲母花崗岩・ペグマタイトが各所で見られる。本コース上流部にある 堂山南西の砂防ダムの上流側の平坦面には、細粒斑状黒雲母花崗岩が岩脈として現れている(写真 a~e)。 本写真中央ほぼ上下方向に、細粒斑状黒雲母花崗岩と粗粒黒雲母花崗岩との境界が走っている。細粒斑状 黒雲母花崗岩脈の幅は、堆砂のため不明であるが少なくとも1m以上と見積もられる。流路左岸にあた る場所での写真である。

b: 細粒斑状黒雲母花崗岩脈は本地点の流路にも続いており、岩脈内部の構造がわかる。

c:写真 b 中央部の拡大接写写真。細粒斑状黒雲母花崗岩脈のところどころに、アルカリ長石の巨晶(長径 2 cm 程度)が密集している。

d: 細粒斑状黒雲母花崗岩脈中の石英--長石質ペグマタイト部分の写真。左端の細粒斑状黒雲母花崗岩とペ グマタイト部分の境界は不明瞭である。ペグマタイト部には、ミアロリティッックな空隙があるように見 える。

e:細粒斑状黒雲母花崗岩脈の中で、アルカリ長石の巨晶(最大長径2cm程度)が密集している様子。ア ルカリ長石が矩形に見えるのが特徴的であるが、これは見ている方向によるのであろう。黒雲母の多い優 黒質部分と共存している。これらと細粒斑状黒雲母花崗岩ととの境界は不明瞭であり、両者渾然一体の感 がある。

f:写真 a~f の露頭からさらに高所にある見事な岩床状ペグマタイトの露頭写真。ペグマタイト岩床内部の上下方向での層状構造(細粒斑状花崗岩-巨晶部(一部文象的)-細粒斑状花崗岩)が明瞭である。露頭は、風化変質のためかなりボロボロになっている。

図版 I-I



図版 I-I の説明

a: 尾根頂上部近くの露頭写真(尾根の西側が鎧堰堤の谷筋である)。写真中央より左側のトア部では水平 からやや左上がりの、右側ではやや右上がりの節理面が明瞭である。これらの水平に近い節理面は花崗岩 の岩相変化境界面(層状構造)と一致している場合が多い。これらの準水平構造は、写真 1-D-a などと同 じく遠目にも明瞭である。

b:写真 a の右側花崗岩ブロックのさらに右側露頭の写真である。粗粒黒雲母花崗岩の中に細粒斑状黒雲 母花崗岩層が繰り返し挟まっているが、層の一部が途切れたり枝分かれしたり厚さが変化したりしている。

c: 写真 b の下の段の細粒斑状黒雲母花崗岩層中のペグマタイト晶洞部分の写真。中央部下方に晶洞(ポ ケット)があり、その一部が掘られた跡が明瞭である。晶洞部はさらに左側に伸びているが、崩壊物に覆 われていている。細粒斑状黒雲母花崗岩層の厚さ(幅)は少なくとも 50cm 以上あり、岩相変化がある。

d: 同じ細粒斑状黒雲母花崗岩層中の写真 c から少し離れた場所での晶洞部を伴うペグマタイト内部の層 状構造を示す写真。アルカリ長石の大きい結晶(1 cm 以上)が集まった小規模な巨晶帯がある。それ以 外の石英-アルカリ長石の共生部分も中~粗粒であり、細粒斑状相とは異なる。

e:細粒斑状黒雲母花崗岩層中のペグマタイト巨晶帯の写真。写真 c の一部拡大写真である。
図版 I-J



図版 I-Jの説明

a:田上·森三丁目から堂山西方向へ向かう山道にも、いくつかの場所で細粒斑状黒雲母花崗岩(岩床)中に、 小さい晶洞部分やペグマタイトに伴う他のいくつかの特徴が見られる。すなわち、アルカリ長石斑晶(長 径 1-2cm 程度)の集合ないしは配列、細粒斑状黒雲母花崗岩と異なる石英-長石集合体(以上、相対的 巨晶帯)、ミアロリティックな空隙の存在等である。本写真は、細粒斑状黒雲母花崗岩の小さなブロック が地面に突き出た様子を示しており、これまでの図版でも見られたように田上花崗岩体粗粒黒雲母花崗岩 分布域では特徴的な産状である。このブロック状露頭でも色々な模様があるように見えるが、表面の風化 の違いやこけ等のつき具合による二次的なもので、花崗岩自体の模様ではない。岩石を野外で観察する時 には、気を付けなければならない点である。

b: 細粒斑状黒雲母花崗岩中のアルカリ長石巨晶の写真。ここまで示してきた田上花崗岩体での細粒斑状 黒雲母花崗岩(岩床および岩脈)は、野外岩石名としてすべて"アプライト"とされる可能性がある。

c:山道斜面での細粒斑状黒雲母花崗岩の露頭。2段にわたって突き出した細粒斑状黒雲母花崗岩のブロックがあるが、上段の棚状ブロックが水平な岩相境界を示している。

d: ほとんど真砂化している露頭である。細粒斑状黒雲母花崗岩中で、小ペグマタイト晶洞(石英-アルカリ長石)が点在しているが、細い脈を通して連結している部分もある。そこかしこにミアロリティックな空隙が見える。

e:写真dと同じ産状のペグマタイト写真。ほぼ中央に丸い形の石英-アルカリ長石集合体(小ペグマタイト晶洞)があり、ミアロリティックキャビティが伴っている。

f:小ペグマタイト的な部分は明瞭ではないが、細粒斑状黒雲母花崗岩のなかでの著しい岩相変化を示す写真。

図版 I-M



図版 I-M の説明

a: 天神川上流の鎧不動(鎧堰堤ルートの入り口)からさらに東奥、田上不動寺への山道とは左に分かれ た林道沿いの小晶洞およびペグマタイト関連構造。林道は、図版 1-B に示した笹間林道と同じく、かつ ては国土交通省管轄であったが砂防事業終了のため現在は大津土木事務所管轄に代わっている。林道沿い の中腹西側斜面に唯一ぽつんと残っている露頭では、アプライト的な細粒黒雲母花崗岩の層状構造中に一 部ミアロリティックな小晶洞が見られる。本露頭で見られる層状構造は黒雲母が多い優黒色な薄層の存在 に支配されているが、その一部は黒雲母シュリーレン的な模様や小 MME 的である。

b:写真 a 中の長方形で囲ってある部分の拡大写真。急崖の高い場所であり直接の観察は不可能であるが、 細かい層状構造の繰り返しが見てとれる。

c: 反対側の山側斜面にある(本写真のみ)細粒黒雲母花崗岩層露頭の写真。厚さ1m程度の層が、5m以上林道沿いに連続している。その内部構造は明らかではない。

d: 西側露頭(写真 a) 下部の細粒斑状黒雲母花崗岩層中の層状構造。中央やや上方部にミアロリティック な部分がある。

e:上下の粗粒黒雲母花崗岩中のほぼ中央部横方向に薄いミアロリティックな層がある(転石)。

f: 細粒斑状黒雲母花崗岩~中粒黒雲母花崗岩層中の薄層構造。アプライトは、図版 I-A の場合と同様 Le Maitre (2002) にしたがって「細粒(斑状) 黒雲母花崗岩」とすべきであろうが、本露頭(転石を含む) において細粒斑状黒雲母花崗岩層内部にさらに細かい岩相変化が認められるので、そのうちのより優白質 細粒な部分を明示するため使用している(写真においても同様である)。

g: ペグマタイト特有の帯状構造を示している細粒斑状黒雲母花崗岩層の写真。上方から細粒緻密な層(黒 雲母少なくアプライト的)→黒雲母の多い優黒質層→細粒緻密なアプライト層→アルカリ長石主体の巨晶 部という帯状の岩相変化が明瞭である。

h: 粗粒黒雲母花崗岩(写真下部)とその上方の層状構造を示すペグマタイト部(細粒斑状黒雲母花崗岩 中にアルカリ長石が点在)(写真上部)の写真。写真中央部やや右下がり方向に両者の境界面が認められ る。その境界面沿いには黒雲母濃集部分(小 MME が連結しているような組織)がアルカリ長石の大き い結晶を挟んで横に配列している。その上の細粒斑状黒雲母花崗岩中ではアルカリ長石巨晶を介在して黒 雲母の弱い濃集部が散在している。粗粒黒雲母花崗岩上方部分全体が、ペグマタイト特有の帯状構造(模 様)である。

図版 I-N



図版 I-N の説明

a:田上不動寺と通称"中沢晶洞"との中間地域にあたる林道でも、花崗岩の風化は進んでいるが、随所 でペグマタイトの産状が観察できる。本写真は、"玉石"状の花崗岩を残している風化露頭を示している。

b:本露頭の転石中にも、ペグマタイト細脈(幅約3cm)がみられる(写真中央やや右下がりの部分)。石 英とアルカリ長石からなるペグマタイト脈であり、写真中央部に小晶洞がある。

c:幅15~20 cm程度の細粒斑状黒雲母花崗岩脈が中央ほぼ垂直方向に伸びているが、その下端地面際のところには、ペグマタイト鉱物採集の堀跡が深く残っている。

d: 細粒斑状黒雲母花崗岩脈中には、本写真のようなアルカリ長石結晶主体の不規則形状のペグマタイト 晶洞部(巨晶部)が見られる(両者の境界は明瞭)。

e:写真 d の近傍での垂直方向に伸びる小規模な細粒斑状黒雲母花崗岩脈のアルカリ長石質ペグマタイト 晶洞部の写真。

f:転石花崗岩に見られる層状構造。上部から粗粒黒雲母花崗岩→中粒黒雲母黒雲母花崗岩→細粒斑状黒雲 母花崗岩という層構造であるが、粗粒黒雲母花崗岩部の右端に小さな球状の黒雲母濃集部(小 MME)が 見られる。

g: 細粒斑状黒雲母花崗岩に接する粗粒黒雲母花崗岩中に黒雲母クロットとも小 MME とも見える球状の 黒雲母濃集部(径 1cm 強)が存在する。この地域の粗粒黒雲母花崗岩中には、この大きさの黒雲母濃集 体が散在している。

h:粗粒花崗岩中の径 2 cm 程度の小 MME。

図版 I-O-1



図版 I-0-1 の説明

a: 図版 I-M に示した露頭のある鎧不動北東林道(大津土木事務所管轄)を登り琵琶湖が眺められる尾根 部 Rakovan et al. (2009)に写真が載っている田上花崗岩体中バッドランド地形撮影地点)を越え林道終 点近くの沢筋を下りさらに別谷筋を登っていくと、1972年に中沢和雄氏が発見した大晶洞(大ペグマタ イトポケット)の通称"中沢晶洞"に行き着く。発見当初は、草木のない花崗岩斜面に小さな空洞が開い た状態であったが、現在では優に人の背丈はある大きな三角形に開いた空洞がその入り口になっている。 奥にある現在の空洞はペグマタイト鉱物採集の掘削の結果である。残念ながら、採掘部分におけるペグマ タイト内部の岩相変化は不明である。以下、現在の中沢晶洞の状態を2図版に分けて示す。

b: 晶洞入り口付近の最大横幅約4mの空洞部分の主に右側斜め壁面が写っている写真である。さらに奥の空洞部(人物が写っている)が見えている。左端の壁面を含めて、人為的にできた段差がわかる(層状構造に沿っている)。以下に、これまでの図版写真と同じくペグマタイトの層状構造を中心に記述を行うが、現在空洞になっているかつて色々なペグマタイト大晶・美晶・稀産鉱物が存在した産状については記録がない。

c: 写真 b の右側壁面の近接写真。鉱物採集者による強力な掘削による窪みや段差構造が明瞭である。このような凹凸は、鉱物集合状態の何らかの違いにも由来している。写真右側中央部の突き出たテラス部分 壁に層状構造が存在する。

d:写真bの空洞奥部分の近接写真。右側壁面から天井部を通って左壁面まで、粗粒花崗岩(母岩)-細粒 斑状黒雲母花崗岩-ペグマタイトポケット(巨晶部)-の層状構造が現れている。

e:写真 c のテラス様中央部の拡大近接写真。テラス壁面には、粗粒花崗岩(母岩)-細粒斑状黒雲母花崗 岩-ペグマタイトポケット(巨晶部)の層状構造と、その中での黒雲母の集合状態による線状模様が存在 している。

f:写真 e 中央部の縦長長方形で囲んだ部分の近接拡大写真。上から下に、粗粒花崗岩(母岩) −細粒斑状 黒雲母花崗岩−ペグマタイトポケット(巨晶部)の層状構造が明瞭である。写真 e での黒雲母濃集層は、 近接して見ると黒雲母がそれほど多くないことがわかる。ペグマタイト巨晶部には、方位を異にした棒状 の大きい黒雲母が点在している。

g:写真 e 中央部右の横長長方形で囲んだ部分の近接拡大写真。細粒斑状黒雲母花崗岩-ペグマタイトポケット(巨晶部)の境界部(写真左下)に、大小の棒状黒雲母が点在している。

図版 I-O-2



図版 I-0-2 の説明

a:中沢晶洞奥空洞部の写真。奥には、さらに右に続く空洞(採掘による)が見えている。

b: 写真 a の人物背後の壁部分の写真。三つの段差で区切られている4段構造の壁面におけるペグマタイ ト内部の岩相変化が見られるが、単純なペグマタイト層状構造には対応しておらず、その内部構造はかな り複雑である。

c:写真上部(切れ込み段差より上)には、一部黒雲母の多い部分を伴う文象花崗岩帯がある。それより下 は、ペグマタイト巨晶部であるが、黒雲母は少なく不定形石英が大きくなっている。長石にはピンク〜オ レンジ色系(基本的にアルカリ長石)さらには白色系(おそらく曹長石)を含めた色変化があり、それが 本写真の長石部の濃淡としても現れている。また、前図版の説明に記したように、これらの長石主体の巨 晶部は、文象様巨晶帯部分とも言えるような組織を呈している。

d:写真 c の下段左側壁面の近接写真。左側では大きい石英の不定形集合体が長石中に点在している(文象様)が、右側ではその巨晶部が途切れて複雑な岩相変化をしている部分に変わっている。

e:写真dの左半分の近接写真。アルカリ長石中に石英が散在している。

f:写真 e に続く場所の近接写真。石英と長石の巨晶部分が中央部分には見られるが、左上方と右下方では 粒度が下がり一部にミルメカイト模様(組織)(小型文象組織)がある。かつてトパーズや水晶の巨晶が 産出した部分(帯)の産状は不明であるが、中沢晶洞の現存する巨晶帯全体が文象的である。

図版 II-A



図版 II-A の説明

a:本図版以降は、中粒斑状黒雲母花崗岩(Gt2相)中のペグマタイトの産状を示したものである(図版中には、多くの場合簡便のため中粒斑状黒雲母花崗岩=中粒斑状花崗岩として黒雲母を省略して記入している)。本地域のGt2相中のペグマタイトは、これまでほとんど記録がなかった。新名神高速道路建設工事によって出現した露頭と転石(玉石)が、多くの観察の機会を提供した。

本露頭は、新名神高速道路建設ルート上の者ではなく、田上・桐生集落から建設ルートに至る進入道路 沿いのものである。田上花崗岩体・中粒斑状黒雲母花崗岩中に 20~30cm 程度の岩脈状ペグマタイトが写 真中央部で伸びている。

b:写真 a 中央部の近接拡大写真。露頭全体の花崗岩の風化が進んでいるため、ぼろぼろと簡単に崩れ観察しにくい。本写真のように、溝状に大きく削られているところにペグマタイト晶洞部分が位置する。ペ グマタイト晶洞部分は粘土化している部分やミアロリティック空隙の存在から回りの花崗岩よりもろくなっており、深い溝が出来ている。

c: 写真 b の中央部の近接拡大写真。

d: 写真 b の上方にある本ペグマタイト部は、中央部にある臣晶帯(晶洞部)を細粒斑状黒雲母花崗岩が 挟む帯状構造を示している。

e:以下の写真のペグマタイトは、写真 a の工事露頭とは異なる道路沿いの露頭のものである。写真 a の ペグマタイトとは異なり、岩脈や岩床状の産状ではなく、いずれもレンズ状の独立した産状に見える。た だし、これらが露頭には現れていない細いペグマタイト(関連脈)を通してさらに伸びている可能性は否 定できない。本写真のペグマタイトは上下方向に伸びた比較的大きいアルカリ長石質ペグマタイトである。

f: 上方がすぼんでおりさらに上に続いていた可能性もあるが、塊状ペグマタイトであろう。回りの(母岩の) 中粒斑状黒雲母花崗岩との境界部を含めて層状構造は認められない。

g:小型の独立している(塊状)ペグマタイトの写真(曲線で囲んだ範囲)。回りの(母岩の)中粒斑状黒 雲母花崗岩との境界部を含めて層状構造は認められない。ミアロリティック空隙も見られる。

h: 自形アルカリ長石の集合体であることがよく分かるペグマタイト晶洞の写真。写真fおよびgのペグマ タイトと同じように、層状構造は認められない。ミアロリティック空隙が大きく広がっているように見え るが、もとはどうであったか不明である。粘土鉱物等が充填していた可能性もある。 図版 II-C



図版 II-C の説明

a: 新名神高速道路建設用側道沿い(平野~牧カーブ)の全面露頭には。幅1 cm 程度の石英脈や幅数 cm から幅1 m 以上までの大小の細粒斑状黒雲母花崗岩岩脈が、色々な方位で垂直方向ないしは非常に高角 度で中粒斑状黒雲母花崗岩中に貫入している。本図版の露頭は、そのうちのひとつである。本写真中の2 本の直線の範囲が細粒斑状黒雲母花崗岩岩脈である。岩脈の中に、一部ペグマタイト的な粗粒部分が認め られる。写真 c より露頭から少し離れた場所からさらにやや斜め方向で撮影している。

b:写真 a 中の右下の横長の長方形で囲んだ部分の近接写真。小 MME がいくつか点在している。母岩の 中粒斑状黒雲母花崗岩は、斑晶が典型的な岩相ほど大きくない。。

c:写真 b の長方形で囲んだ部分の近接写真。2本の直線で範囲が細粒斑状黒雲母花崗岩岩脈である。中 央部にアルカリ長石巨晶部(晶洞部)がある。

d: 写真 c 中の長方形で囲んだ部分の拡大写真。中央に、アルカリ長石質晶洞部がある。本写真のさらに 右側は、側面に面したほぼ直交方向方向の側道に面するようになっている(写真 e~g)。

e:写真f中の大きい縦長の長方形で囲んだ部分の近接写真。中央部から上方にかけて小 MME が見られる 一方、その周囲のアルカリ長石斑晶は自形度がよくないが相対的に大きくかつ繋がっている。また、その 下方(写真下端)には中心にミアロリティックな空隙を有するアルカリ長石質小晶洞が見られる。小規模 な範囲で岩相変化が激しいことが分かる。

f:写真dの右側に当たる側道に面した露頭面での中粒斑状黒雲母花崗岩の岩相変化を示す写真。アルカリ 長石巨晶部と小 MME を含み、複雑な岩相変化が分かる。

g:写真f中の小さい横長の長方形で囲んだ部分の近接写真。ミアロリティック空隙を有するアルカリ長石 質晶洞が右下半分に見られる、回りの岩相も変化し、左上部分にもアルカリ長石集合部がある。

図版 II-D



図版 II-D の説明

a: 牧1丁目集落から新名神高速道路側道に至る道路(河川)の改修に伴って現れた露頭(ビニールシートで覆われている)。中央矢印の部分にペグマタイト晶洞がある。本露頭は、風化が著しく進んで、全体が真砂状態であった。

b: ビニールシートの隙間から長石質晶洞が顔を出している状態であり、全体に真砂状・粘土状であって、 僅かな空隙部分がなければ発見できなかった可能性がある。

c: ペグマタイト部分の空隙を少し掘って広げた状態を示す写真。落ちてきた真砂が少しかぶっていること もあり、ペグマタイトの輪郭がはっきりせず、ペグマタイト的な外観もない。この後ペグマタイト部分を 手でぼろぼろと崩すと、ピンク色アルカリ長石の美晶(長径5cm大)やそれに付着するやや緑がかった 白色の葉片状曹長石が出現したが、空隙の存在状態や粘土質物質の存在状態は明らかにすることが出来な かった(粘土質部分が空隙に向かって充填していた可能性がある)。掘る途中で空隙の実体に注意を払っ たが、晶洞内の空隙と充填粘土部分との関係を明らかに出来なかった.

d:写真下部にはアルカリ長石の自形結晶が集合しており晶洞部分であることがわかる。観察した限りでは、空隙部分がないように見えた。

e: 母岩の中粒斑状黒雲母花崗岩は風化のせいか肉眼的にかなり優黒質に見える状態であった。新名神道路付近の本岩は、アルカリ長石斑晶がよく目立つ特徴的な岩相を有しているが、本露頭ではアルカリ長石の斑晶にはそれほど目立つものがなく、優黒質の細粒斑状黒雲母花崗岩に近い。黒雲母が多いように見えるが、風化の状態に支配された見え方の違いかもしれない。中央部やや下方には、アルカリ長石結晶がつながっている細脈(せいぜい1 cm 厚)が横方向に伸びている。

f: 写真 e のアルカリ長石ペグマタイト細脈の近接写真。細脈中にはアルカリ長石だけがあるのではなく、 アルカリ長石結晶の隙間には回りの花崗岩部分が局所的に入り組んでいるように見える。

図版 II-E



図版 II-E の説明

a: 新名神高速道路の田上ジャンクション予定地付近の工事側道には、中粒斑状黒雲母花崗岩中にいくつ かのペグマタイト晶洞(塊状ペグマタイト)が存在した(いずれも基本的に長石質ペグマタイト)。写真 a~dの4枚は、同一ペグマタイトの写真である。本ペグマタイトは、粗粒黒雲母花崗岩との境界部付近の 中粒斑状黒雲母花崗岩中に産しているものである。写真ペグマタイト部に見られる窪みは自然に生じたよ うに思われる。

b:本写真は、ペグマタイト晶洞上端部を写したものである。ペグマタイトと回りの(母岩の)中粒斑状 黒雲母花崗岩との境界は不明瞭であるとともに、ペグマタイト内部の層状構造が認められないことが分か る。

c:本写真は、写真 a 中ペグマタイトの窪み付近の近接写真である。層状構造はないが、ペグマタイト内部において、長石類が部分ごとに異なる方向に伸長しまたその集合状態が部分的に異なる内部構造の変化が認められる。

d:写真 c 中の長方形で囲んである部分の近接写真。写真 c においても晶洞部分の複雑な組織(模様)が分かるが、本写真はこの部分を少し掘った状態のものである。写真中央部から下方にかけてのこんもりとしたブロックには、白色葉片状の曹長石(別名、クリーブランダイト cleavelandite)が立体的な丸い形に 見合うように方位を変えて集合している。曹長石葉片と葉片との間には、(黒)雲母集合体が介在している。

e: 中粒斑状黒雲母花崗岩中の別のペグマタイトの写真。晶洞(巨晶部)には、ラグビーボール状に長石 類が詰まっているが、長石結晶(アルカリ長石)の向きはやや上下方向が卓越しているように見える。

f: アルカリ長石結晶の並んだペグマタイト細脈が見られる。本写真は、写真gとhの細脈と同じく垂直方向に伸びたアルカリ長石ペグマタイト細脈を示している。ただし、写真gとhの細は建設工事路面のものであるが、本写真は壁面露頭でのものである。

g:本写真は、写真fと異なり、新名神高速道路工事路面の写真である。中粒斑状黒雲母花崗岩中に細粒斑 状黒雲母花崗岩脈が不規則に貫入している。写真中央部で途切れている中粒斑状黒雲母花崗岩脈先端部か ら、ペグマタイト細脈が右下方に向かって伸びている。同じようなペグマタイト細脈が、中粒斑状黒雲母 花崗岩岩脈の中で中央部から左上方に向かって伸びている。2本の細脈は、お互い途切れているように見 える。

h:写真gのペグマタイト細脈の近接拡大写真。アルカリ長石結晶の集合体であることが明瞭である。写 真中央部で、母岩を挟んで枝分かれしているように見える。

図版 II-F



図版 II-F の説明

a: 新名神高速道路の牧カーブ(図版 II-E)から金勝トンネル方向の工事路面上には、中粒斑状黒雲母花 崗岩玉石が各所で集積されていた。それらの中には、ペグマタイトとそれに密接に産する MME、黒雲母 シュリーレンがたくさん見られた(写真 a~d)。本写真の玉石中には、きれいな黒雲母シュリーレンが右 下方に見られるとともに、中央部左端部にもその先端部が見える。右下方の黒雲母シュリーレンには、黒 雲母濃集程度の違いによる細かい層状構造が明瞭である。黒雲母シュリーレン層の下側には細粒斑状黒雲 母花崗岩層(緻密堅牢であり、アプライト的)がある。細粒斑状黒雲母花崗岩層のやや左の玉石底部には、 球状の MME(黒雲母濃集レンズ)が見られる。

b:本写真の中央部から下方に、境界と形状が不明瞭であるが、中粒斑状黒雲母花崗岩中に非常に粗粒な 部分が観察される。中粒斑状黒雲母花崗岩中のペグマタイト巨晶部(晶洞)と言える。

c: 中粒斑状黒雲母花崗岩は、局所的にかなりの岩相変化を示すこと、MME を多数伴っていることが特徴 である。本写真中央部に、ややいびつな形の MME が存在するとともに、その上方写真上端に径 1cm 弱 の小 MME(黒雲母クロット)が観察される。写真下端中央の白い部分は、ピックハンマー木製柄の先端 面(長径約 3cm)。

d:本写真の中央から左側半にかけて上下に二つの小 MME が認められる。それらの周囲でも黒雲母の分 布状態とアルカリ長石の大きさが異なる岩相変化が著しい。たとえば、中央の MME の周りはペグマタ イト的(アルカリ長石が巨晶的)である。

e:写真 e と f は、大戸川ダムサイト予定地(国土交通省)での大戸川河道露頭の写真である。本写真の中 粒斑状黒雲母花崗岩にはかなりの濃淡の岩相変化があるように見えるが、表面状態の違いによる見かけ上 のものである。写真中央部下方には、大小二つの MME が親子のように存在している。

f: 写真 e に隣接する場所を斜め上から撮った写真。花崗岩の大きなブロックの平坦面(実際は多少の凹凸 がある)を高角度で切る幅 5 cm 程度の細粒黒雲母花崗岩の岩脈が左側左端部上下方向に伸びている。非 常に堅牢緻密細粒な岩脈であるので、これまでアプライトとされてきているが、黒雲母をかなり含んでい ることが明瞭である。中央部から下方に向かって球状に黒く見えている部分(MME様に見えているが)は、 節理面が暗く写っているためである。湾曲したその左側上面に、斜め方向のためレンズ状に見えているが 実際はほぼ球状の MME が存在している。 図版 II-G



図版 II-G の説明

a: 牧3丁目集落から渓谷に約1km入った大戸川の南岸に揚水発電所がある。その西側の南に伸びる谷筋 を数100 m 登って、今度は西側方向の小さな谷筋に入ると、落差約5 m の小さな滝に出会う。以下は、 この滝およびその下流側の露頭での写真である。本写真は、滝手前の川底で観察される幅10 cm のアプ ライト(図版 II-F と II-G)中では、岩脈が非常に堅牢緻密である上斑状組織が弱いのでこれまでの野外 での呼び名にしたがっているが、実際は他の図版と同じく細粒(斑状)黒雲母花崗岩)脈と、それに接し てレンズ状に取り込まれているようにも逆に貫入しているようにも見える不規則レンズ状 MME を示す。 写真下部右側には、水流に洗われている丸い MME がある。

b:本写真は、滝までの河岸に見られる幅約1mのアプライト(細粒斑状黒雲母花崗岩)脈を示す。右端の切り立った面が貫入面である。

c: 中粒斑状黒雲母花崗岩中に伸びる幅 1cm 程度のアプライト(細粒斑状黒雲母花崗岩)脈の写真。

d: 中央部上下方向に伸びる幅 10 cm 程度のアプライト(細粒黒雲母花崗岩)脈の写真。その右側には、 幅 3 cm の黒雲母濃集帯に接してペグマタイト的な巨晶帯(白いアルカリ長石)が伸びている。反対側の 左部分には、アプライトから漸移しているように見えるアルカリ長石斑晶の密集した巨晶帯がある。本岩 脈の内部構造は、典型的な層状構造とは異なる。

e: 堅牢緻密な小アプライト岩脈に接している MME と岩脈近くに密集する MME の産状。ほぼ水平方向 に伸びるアプライトの下方では、MME が密集している。その最上部では、小さい MME はアプライトに 切られているように見えるが、大きい MME はアプライト脈にぴたっと接しており特異である(偶然に このような関係になっただけかもしれないが)、

f:川筋に沿って伸びるアプライト(細粒黒雲母花崗岩)脈。

g: 以下の写真 g~k は、滝面に沿う露頭の写真である。写真最下部の段差から上の部分が、アプライト部分である(下面に影がついている)。ギザギザの境界面が注目される。

h:写真gの滝を挟んで左側にある中粒斑状黒雲母花崗岩の岩壁には、大小のMME が点在している。

i:写真g中のアプライトの下端境界面の写真。下部の中粒斑状黒雲母花崗岩部分との境界が不明瞭に入り 組んでいるのが分かる。

j:写真g中のアプライト部分の上端境界面の写真。中粒斑状黒雲母花崗岩部分との境界は平滑に見えるが、 細かい凹凸が伴っている。

k: 中粒斑状黒雲母花崗岩とアプライト細脈の境界は極めて不明瞭である。





図版 III-A の説明

a. 白石谷鉱床廃坑内部から坑口を見た写真。坑道入口付近は大人の背丈では頭がつかえる。地面には水がたまっているが、長靴でないと歩けないほどではない。写真 b と c 以外は、坑道突き当たりの旧採掘現場の空間が広がっているその壁面露頭の写真である。

b. 坑道天井部の写真。かなり粗粒の石英-長石質な部分である。

c. 採掘部付近坑道の壁に見られるペグマタイト的部分。写真 b と同じく、長石質の中に点々と斑晶状に 目立っているのは石英である。

d. 旧採掘現場壁面には、1 cm 前後の厚さの石英質と長石質の互層が発達している。ハンマーから離れた 写真右側の斑紋状の黒い部分は、苔類。互層部の右上には(写真上部右)粗粒結晶からなるペグマタイト 的部分が見られる。

e. 写真 d とは異なる壁面場所での異なる互層構造。全体として石英質であり、層の違いは石英結晶の集 合状態の違いによると推定される。いくつかの層で、石英結晶の配向性が見られる。すなわち、層境界に たいしてほぼ垂直に石英結晶が伸びているように見え、いわゆる櫛状組織(comb texture)に対比できる (comb layer)。このような組織は、結晶の急速成長を記録していると考えられる。

f. 写真 d の部分的拡大写真。ペグマタイト的部分には、上からの岩滓がかぶっている(特にその下部)こ とに注意。

g, 写真 d・f の互層構造とほぼ同じ、石英質と長石質の部分の繰り返す縞模様である。ハンマーの柄の端 のすぐ右には長石質と考えられる層が部分的に厚くなっている。長石質の層は薄いオレンジ色で、石英質 の層は白色~灰色のようである。写真中央部から下方にかけて、崩れてきた岩滓で互層構造がとぎれとぎ れになっている。

田上花崗岩体・金勝地域のペグマタイト

Pegmatite localities at the Konze area in the Tanakami granite pluton

福井龍幸¹ Tatuyuki Fukui¹

金勝アルプスは、湖南アルプスと呼ばれる大津 市田上山地域の北部に位置しており、鶏冠山や竜 王山を中心とする地域となっている。地質として は、北部地域は古生代の付加体でチャート等、南 部地域は中生代後期白亜紀の花崗岩が分布する。 このため鶏冠山の頂上は古生代の地層からなり、 竜王山山頂は中生代の花崗岩より出来ている(中 野ほか,2003)。印象として、田上花崗岩の分布 している大戸川以南の(上田上~下田上地域)の ペグマタイトと比較すれば、量的には少ないよう に思える。今回は金勝アルプス南部地域のいくつ かの花崗岩ペグマタイトの状況を紹介したい。

著者が鉱物調査を行ったペグマタイト産出地点 を図1 (国土地理院標準地図2万5千分の一)に 示す。まずA地点の塊状ペグマタイトは鶏冠山 への登り路で落ケ滝付近の物である。1m 強の球 状であるが、空洞は見られず、アマゾナイトのよ うな曹長石や美しい成長線が見られる白雲母の結 晶などがあった(図2)。またこの落ケ滝付近で は白雲母に包まれた4mmほどの緑柱石や花崗岩中 に他形のものも見られた。次に B 地点(図1)の 塊状ペグマタイトは平成18年2月新名神高速道 路工事の付帯工事現場で見つけたペグマタイトで ある(図3)。これは50 cmほどの中が空洞の晶洞 で煙水晶、淡青色の曹長石、肌色のカリ長石、白 雲母と上部にはコルンブ石 (図4)、ユークセン 石(図5)等の希元素鉱物も見られた。最後にC 地点の脈状ペグマタイト(図6)は同じく平成18 年1月新名神高速道路の本線工事中に発見したも のである。当初、法面に急角度で入る石英脈を見 つけ、少し掘った所、小さな晶洞から自形の水晶 等が現れた。このためその脈に沿って下部を掘り 進めた所、今度は脈の一部が肥大化しており、中 心部には粘土が詰まりミルキー水晶(最大長径 20 cm)等が多数含まれ、いろいろな形状をした ものが見られた。(図7)同時に晶洞壁、青みが かった曹長石、少量の白雲母も見られた。



図1 金勝アルプス地域での鉱物採集地点(国土地理院2万5 千分の1地形図「瀬田」使用)



図2 A 地点の採取ペグマタイト試料



図3 B 地点での採取ペグマタイト試料

1. 湖国もぐらの会





図4 B 地点でのコルンブ石試料

図6 C地点での採取ペグマタイト試料



図5 B 地点でのユークセン石試料



図7 C 地点での水晶試料

引用文献

中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木 哲一・小村良二・木村克己(2003)水口地域の 地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター,83p.

田上ペグマタイト産水晶のカソードルミネッセンス

Cathodoluminescence of quartz single crystals from Tanakami pegmatite

大井修吾¹·松本義弘¹

Shugo Ohi¹ and Yoshihiro Matsumoto¹

はじめに

水晶は産地ごとに成長の違いがあり、環境変化 に伴って結晶形態は変化する。そのため水晶の外 形だけではなく成長縞を観察することで、各成長 段階における外形を理解することができる。ペグ マタイト中の水晶は一般的に、r面(101)、z面 (011)及びm面(100)に囲まれている(図1)。 長瀬ほか(2012)は様々な産地の水晶を観察するこ とで、面の成長速度が産地により異なることを見 出し、滋賀県田上山についてはm面(柱面)の成 長がr面やz面(菱面体面)に比べて極端に遅い タイプと記載した。また当地域では希にξ面(112) を持つ煙水晶も山田(1981)により発見された。

ほとんどの水晶は晶洞壁より成長するため一方 向に錐を持つが、稀に両方向に成長した両錐型水 晶が採取される。一般的に田上地域のペグマタイ トに産する両錐型水晶は、一方向に成長した後に 破断し、破断面から成長して両錐型になったもの がほとんどであると考えられている。また田上山 で採取できる水晶の中には、途中で成長が止ま り、両錐型にならなかったと思われるものも存在 する。それらの水晶はそれぞれ異なった方向で破 断された後に成長しており、それぞれに異なった 外形を示している。

そこで本研究は田上山で採取された水晶の破断 面の方向と成長面の関係を調べることを目的と し、破断面から成長する際の成長縞を観察した。

観察試料

観察する試料は細粒黒雲母花崗岩相中の小ペグ マタイト(河野ほか、2008)から採取した水晶を 用いた。本研究ではA:晶洞壁の一部が付着した

1. 滋賀大学教育学部



図1 低温型水晶の外形

試料、B:破断面がr面又はz面と平行に近い試料、 C:破断面が c 軸と垂直に近く複数の錐面が観察 できる試料、D:破断面が c 軸と平行に近い試料 の4種類にタイプを分けて比較した(図2)。また、 全体像が同一の視野で一度に見られるという利点 から、大きな結晶ではなく比較的小さな結晶を観 察試料として用いた。Aの試料は晶洞から生えて いる段階で両錐型に成長していないことを確認す るために観察した。また、B、C、Dについては水 晶の主要な面である菱面体面または柱面に対する 破断面に着目してタイプ分けをした。それぞれの 試料を c 軸と平行になるように切り出し、厚さ 1mm 程度の薄片にして観察した。また D について は、c軸と垂直になるように切り出した薄片も観 察した。Dのc軸に平行に切り出した試料と垂直 に切り出した試料は同じタイプの異なる単結晶で ある。

試料に関しては河野俊夫氏に提供していただいた。また採取できるほとんどの水晶はAタイプに属するもので、B-Dは全体の約5%程度であるという情報も提供していただいた。

観察手法

観察は、滋賀大学教育学部に設置の走査型電子 顕微鏡(JEOL JXA 8230)と分光型カソードル ミネッセンスシステム(XM-Z10009 TMCL)を 用い、カソードルミネッセンス(CL)像を観察 した。加速電圧は15kV、照射電流は1nAで、全 波長域のルミネッセンスを検出して発光強度を測 定した。

CLとは電子線等を物質に照射することで得ら れる発光現象のことである。CLは物質中の不純 物元素、結晶内部の構造欠陥等が要因となり、他 の手法では困難な物質中の格子欠陥や微量な不純 物元素をCLによって検出できる(奥村;2005)。 同時期に成長する際の格子欠陥や微量な不純物元 素の密度は同程度であるため、CL像を観察する ことで木の年輪のような同時間面を観察すること ができる。本研究ではCL像を観察することで、 破断面から成長する際の成長縞を観察した。

結果

A: 晶洞から直接採取した試料

実体顕微鏡観察では、m面、r面及びz面から なる直径約3mm、長さ約5mm、先端部分は透 明で根本部分は白色がかった結晶であった。晶洞 壁を伴っており、1方向のみに錐が観察できた。 偏光顕微鏡オープンニコル下において晶洞壁部は 多数のひびが入っているのに対し水晶部にはほと んどなかった。またクロスニコル下において晶洞 壁部は波動消光を示すのに対し水晶部は同時に消 光した。晶洞壁部と水晶部の消光位はほとんど同 じであった。水晶部にはところどころ、面状に配 列された流体包有物が観察できた。m面、r面及 びz面とは平行ではない面状に配列されているた め、これは成長時に包有された流体ではなく、成 長後に形成されたクラックの修復時に取り込んだ 2次流体の包有物と思われる。

CL像観察から、菱面体面が結晶の一端にしか



図 2 水晶の実体顕微鏡写真とスケッチ。(a) 晶洞から直接採取した水晶 A の実体顕微鏡写真(b) 破断面が r 面又は z 面と平行に近い水 晶 B の実体顕微鏡写真(c) 破断面が c 軸と垂直に近い水晶 C の実体顕微鏡写真(d) 破断面が c 軸と平行に近い水晶 D の実体顕微鏡 写真(e) 水晶 D の模式図。複数の貝殻状断口で構成されているように見え、点線は貝殻状断口の境界を示す。 存在せず、晶洞壁から1方向の成長が観察され た。同一時間面で比較すると菱面体面であるr面 やz面の成長縞が顕著であり厚いのに対し、側面 のm面の成長縞は非常に薄く外縁部の限られた 範囲でしか観察できなかった。また、2次流体の 包有物が配列された面のCL発光の強度は他と比 較して弱かった。

B:破断面がr面又はz面と平行に近い試料

実体顕微鏡観察では、m面、r面及びz面から なる直径約6mm、長さ約13mmの結晶であった。 Bタイプの水晶の一端は、陵面体面であるr面や z面はそれぞれほぼ同じ大きさであったが、他端 は1面が他の5面と比較して顕著に大きい菱面体 面であった。Aと同様ところどころ面状に配列さ れた2次流体の包有物があり、クラックが修復さ れる様子が観察できた。

CL像から、顕著に大きい菱面体面に平行に近

い方向に図 3b の白い実線のように輝度が不連続 となる境界が観察できた。これは、破断した痕跡 であると思われる。菱面体面の成長縞は両方向に 観察できるが、片側は中心から連続的であるのに 対し、もう一方は外縁部付近のみであった。成長 縞が中心から連続的に変化する成長分域には図 3bの点線を境界として強く発光する領域と、弱 く発光する領域が存在した。Götte et al. (2011) や Jourdan et al. (2009) は CL 観察において r 面 とz面の間にセクターゾーニングを観察してお り、本研究における観察も同様にr面とz面の成 長分域の違いにより CL 強度のセクターゾーニン グであると考えられる。A の試料同様に菱面体面 であるr面やz面の成長縞が顕著であるのに対し、 側面の m 面には成長縞が外縁部の限られた範囲 でしか観察できなかった。また最外縁部の CL 発 光が顕著に強かった。



図 3 水晶の CL 像。(a) c 軸と平行に切り出した水晶 A の CL 像 (b) c 軸と平行に切り出した水晶 B の CL 像。破断面を白い実線で、成長 分域の境界を点線で描いた (c) c 軸と平行に切り出した水晶 C の CL 像 (d) c 軸と平行に切り出した水晶 D の CL 像 (e) c 軸と垂直に平行 に切り出した水晶 D の CL 像。白い点線で囲まれた領域から、破断後の結晶成長の様子が観察できる。(d) の写真とは別個体である (f) c 軸と垂直に平行に切り出した水晶 D のオープンニコル像 (g) 柱面の一部が他結晶の表面に付着し両錐型を示す水晶 E の CL 像。

C; 破断面が c 軸と垂直に近い試料

実体顕微鏡観察では、m 面、r 面及び z 面から なる直径約 7mm の結晶であった。一般的な水晶 に見られるような錐は一方向のみで、逆方向には 複数の小さな錐が観察できた。A、B と同様とこ ろどころ面状に配列された 2 次流体の包有物があ り、クラックが修復される様子が観察できた。

CL像では c 軸方向に垂直に近い方向に B と同 様に破断した痕跡が観察できた。実体顕微鏡の観 察で複数の錐が観察されたように、CL 像におい ても r 面及び z 面の菱面体面からなる複数の錐の 成長縞が観察できた。また破断しておらず1つの 錐からなる領域では、B の水晶と同様に菱面体面 の成長縞が連続的に変化しており、r 面と z 面の 成長分域の違いによりセクターゾーニングを観察 することができた。m 面の成長縞はほとんど観 察できなかった。

D; 破断面が c 軸と平行に近い試料

実体顕微鏡観察から D の試料は長さ約 15mm、 幅約 5mm、厚さ約 2mm の結晶で、破断されて いない面は m 面、r 面及び z 面からなっていた。 破断面は複数の貝殻状断口が再成長により修復さ れたような形状をしており(図 2d、e)、それぞ れの修復跡には条線が顕著であった。条線は c 軸 と垂直方向のものが多く、まれに c 軸と垂直方向 ではないものも観察できた。

偏光顕微鏡観察において、A、B、Cの試料は ところどころ面状に配列された2次流体の包有物 があり、クラックが回復する様子が観察できたが、 Dの薄片は他の試料に比べて流体包有物が至る所 に存在した(図3f)。

B、Cの試料同様、c軸に平行な薄片のCL像 から菱面体面の成長縞が見られ、複数の錐が1つ になる様子も観察できた。最外縁部のCLの発光 強度について、c軸に平行な薄片の場合はBと同 様に顕著に強くなったが、c軸に垂直な薄片の場 合はその様子が観察できなかった。Cも最外縁部 の発光強度が強くなる現象は観察されておらず、 最外縁部のCLの発光強度が顕著に明るくなる現 象は、破断面方向に由来するものではなく、最外 縁部を形成する際の結晶成長の環境に由来する個 体差であると考えられる。

考察

晶洞からの成長

本研究で観察したA、B、C、DのCL像から は共通して、m面の成長縞があまり観察できな かった。長瀬ほか(2012)は滋賀県田上山で産出 する水晶は、m面の成長がr面やz面に比べて 極端に遅いタイプと記載しており、本研究のCL 観察と一致する。これは晶洞内の環境の変化等に より水晶の径が太くなることはあるが、ほとんど の場合は晶洞内ではc軸方向にのみ成長し水晶は 太くならないことを意味する。

Aの試料の偏光顕微鏡観察から晶洞壁と晶洞 の水晶(石英)の結晶方位は同じであった。これ は晶洞壁の石英から直接水晶が成長していること を意味する。田上山のようにm面があまり成長 しないタイプのペグマタイトの場合、晶洞壁から 石英から成長を始めた時点で水晶の太さがほとん ど決定されているため、晶洞内の水晶の太さは基 となる晶洞壁の石英の大きさに依存することが予 想される。

破断からの修復

A、B、Cに比較して、Dの試料はクラックの 修復に由来する2次流体の包有物が多く、また、 まだ修復されていないクラックも残っていた。こ れはB、Cの試料の破断面に比べ、Dの試料の破 断面が形成される際の衝撃が強かったためである と考えられる。B、Cは柱状の水晶が折れるか晶 洞壁からはがれることにより破断面が形成される のに対し、Dは伸長方向に沿って割れるような強 い衝撃を必要とするためにこのような結果になっ たのだと思われる。またB、Cの流体包有物分布 はAと大きな差が見られなかった。そのためB、 Cは破断前に2次流体を包有していた可能性があ る。また、B、Cの流体包有物が破断時に形成さ れたクラックの修復跡であったとしても、破断時 の衝撃はDと比較して小さくクラック自体も小 さかったと思われる。

破断面からの成長跡は B、C、D 共通して CL 発 光強度が周囲と比較して弱かった。また、A、B、 C の 2 次流体が面状に包有されているクラック修 復跡の CL 発光強度も同様に周囲と比較して弱か った。これらのことから田上ペグマタイトの場合 は、m 面、r 面及び z 面以外のラフな面からの成 長跡は CL 発光強度が弱くなると考えられる。D の c 軸に垂直な薄片中の中心付近の CL 発光強度 が弱い模様(図 3e) も、破断の衝撃により形成さ れた多数のクラックの修復跡であると考えられる。

図 3e 点線で囲まれた領域では、CL 発光強度 が弱い模様よりも外縁部に成長縞が観察できる。 したがってこの成長縞は破断された後に形成され たものと考えられる。図 2d に見られる条線及び 図 3e 点線部の成長縞は、共通して破断後の成長 及び菱面体面又は柱面の成長により形成された組 織である。本研究の観察からは2つの組織が柱面 及び菱面体面のどちら面の成長によるものである か判断できなかった。いずれの面による成長であ るにしてもDに分類される全て個体(5個)にお いて破断面はきれいな一つの面として成長してお らず、少なくともm面があまり成長しないタイ プである田上ペグマタイトにおいて、Dのタイプ の破断面を持つ結晶から六角柱状の両錐型水晶へ と成長することは困難であると考えられる。

B、C、Dのc軸に平行な薄片のCL像から、 すべてのタイプに共通して主に菱面体面により破 断面が成長したと考えられる。そのために破断面 が菱面体面と平行に近いBの試料は複数の錐面 を形成せずに成長したのに対し、C、Dは複数の 錐面を形成していたと考えられる。

水晶は一般的に c 面を持つことはないため、c 軸に垂直な破断面から成長する場合は複数の錐を 形成した後に1つの錐になり、両錐型の水晶にな ると考えられる。本研究で観察した C の試料は、 両錐型の水晶へと成長する途中段階であったと考 えられる。

結論

本研究は破断面の方向に着目して、田上ペグ マタイト産水晶の成長過程について検討した。晶 洞壁が付着した水晶の観察から、晶洞壁の石英の 結晶の上に水晶が成長する様子が観察され、破断 前から両錐型となることはなく、破断面の修復に より両錐型の水晶が形成される様子が観察でき た。田上ペグマタイトでは破断面の修復は主に菱 面体面の成長によるものであり、c軸と平行の破 断面を持つ場合は六角柱状の両錐型水晶へと成長 することは困難であることが分かった。破断面の 方位により複数の錐が形成され、それが一つの錐 となり、両錐型の水晶になると考えられる。

本研究では田上ペグマタイト中に産する破断 面の方向の異なる1~2cmの大きさの水晶に着 目し、破断面の方位と成長速度の違いについて考 えた。田上ペグマタイトでは水晶の柱面はあまり 成長しないが、産地により菱面体面と柱面の成長 速度は異なる。またそれに従い破断面の方位と成 長速度の関係も田上ペグマタイトとは異なるはず である。

大きさの異なる水晶の成長を考える場合はま た、今回とは異なるメカニズムで水晶の成長を議 論する必要があると思われるが、破断面の方位と 成長速度の関係という視点で水晶の成長を見直す ことで新たな知見が得られると思われる。

本研究の試料中には存在しなかったが、他結晶 に付着して成長した場合など破断を経験せずに両 錐型の水晶になる試料が存在する可能性もある。 水晶の外形からどのようなことを経験してきたの かを想像しつつ水晶の採取を行うことも、新たな 発見につながるかもしれない。

謝辞

分析試料について、河野俊夫先生(元滋賀県立 草津東高等学校教諭)に提供していただいた。こ こに記してお礼を申し上げる。

引用文献

- Götte, T., Ramseyer, K., Koch-Müller, M. and Mullis, J. (2011): Cathodoluminescence properties and trace element signature of hydrothermal quartz: A fingerprint of growth dynamics. Amer. Mineral., 96, 802-813.
- Jourdan, A.-L., Vennemann, T.W., Mullis,
 J., Ramseyer, K. and Spiers, C.J. (2009):
 Evidence of growth and sector zoning in
 hydrothermal quartz from Alpine veins.
 Euro. J. Mineral., 21, 219-231.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正 (2008): 滋賀県・ 田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石 の形成過程. 地質雑, 114, 435-446.
- 長瀬敏郎・栗林貴弘・山田亮一・門馬綱一 (2012) カソードルミネッセンス像による水晶の成長履 歴の解析,日本鉱物科学会 2012 年年会, R2-16.
- 奥村輔 (2005): 石英のカソードルミネッセンスお よびその地球科学への応用. 岡山理科大学自然 科学研究所報告, 31, 27-41.
- 山田滋夫(1981) 滋賀県田ノ上山産希有な 5 面を もつ煙水晶.地学研究, 32, 37-39.

田上ペグマタイト帯状構造における黒雲母の組成変化

Compositional variation of biotite through internal zones of the Tanakami pegmatite

花田遥平1

Youhei Hanada¹

はじめに

田上ペグマタイトからは、新鉱物"益富雲母" をはじめとして数多くの産出鉱物が知られている (長島・長島, 1960; 中野, 2013; 本報告書)。し かし、その鉱物学的解析は、長石とジルコン以外 ほとんどない状態である。ペグマタイトの主要 鉱物の一つである雲母類についても、例外では ない。一方、母岩である田上花崗岩中とそこに 点在する苦鉄質細粒包有岩(通称 MME = mafic microgranular enclave) 中の黒雲母の化学組成 については、それらの化学組成が既に公表されて いる (中野, 2013; 中野ほか, 2013). そこで, 本報告では、田上ペグマタイト中の黒雲母の化学 組成について予報的にその概要を報告する。本来 黒雲母の組成変化を研究するためには、その組成 式の検討が必須であるが、そのためには Feの2 価・3価問題(Borodina et al., 1999)や複合置 換の問題をはじめとする多種の構成元素における 複雑な結晶化学的な検討が必要である(Rieder et al., 1999; Fleet, 2003 ほか)。田上ペグマタイ ト黒雲母についても、そのような検討を既に一部 行っている(花田ほか,2011)が、本稿では、予 報的に化学組成の分析結果のみを提示する。

分析試料については、本報告書でも記述され ている田上ペグマタイト岩脈内部の帯状構造に注 目して採取した。ペグマタイトの帯状構造に基づ いた鉱物分析は、特に長石類に関して、既に国外 のペグマタイトについては詳しく研究されており (Černý, 1994; London, 2008; ほか)、雲母類に ついても研究例がある(Roda et al., 2006)。しか し、筆者が知る限り、国内においては本報告書中 の牧野ほか論文中の文象組織(石英と長石)を対 象にした解析以外、そのような研究例がない。

岩石試料

今回対象とした河野俊夫氏発見による小ペグマ タイト岩脈の産状の概要は次の通りである(図 1)。図1aにはペグマタイト岩脈の露頭写真が、 図1bには図1aペグマタイト岩脈の内部の帯状 区分を示したスケッチ図が、図1cには図1a中 のペグマタイト巨晶部を中心にした拡大写真が示 されている。露頭では、ペグマタイト岩脈下側(写 真右下側:以下、ペグマタイト下盤)でもペグマ タイト岩脈上側(写真左上側:以下、ペグマタイ ト上盤)でも、母岩から細粒帯→巨晶帯への岩相 変化あるいは巨晶帯→細粒帯から母岩への岩相変 化が明瞭である(図1b)。母岩との両端境界部 に黒雲母が濃集した明瞭な層状(帯状)部分は見 られないが、ところどころ局所的に黒雲母が濃集 している部分がある(図1b)。

現在の露頭壁面の巨晶帯部(図1c)にはほと んど空隙がなく自形の結晶もないが、発見当時は 図1の巻尺本体左下の部分の内側に晶洞が残って おり、自形の長石・水晶が残っていたとのことで ある(河野俊夫氏,私信)。また、その晶洞があ ったまわりには明瞭な文象帯があったということ である。この巨晶帯は石英、長石からなっており、 黒雲母の巨晶は見られない。3~5cm ほどにも なる大きな石英の巨晶が、巨晶帯の中心付近に並 列している。現在の露頭で観察できる巨晶帯の中 心の位置は、下盤から2分の1~3分の2の距離 あたりである(図1)。ペグマタイト岩石試料は、



図1ペグマタイト岩脈。 aは全体写真、bは aのスケッチ図、cは巨晶帯部の拡大写真

下盤と上盤から採取したが、黒雲母解析試料とし て上記2試料を帯状構造にしたがってさらに細か く切断し薄片製作用試料を作成した。以下は、細 断した下盤試料(図2・3)と上盤試料(図4)の 概要である。

下盤試料

今回採取した下盤試料においては、露頭での 細粒帯(図1b)のなかに、薄い黒雲母濃集層が 挟まっていることが識別された(図2)。この岩 石試料を図3aのように切断し、さらに図3bの ように細断し、それぞれの切断チップから岩石薄 片を作成した。図 3c には、図 3b の各チップを通 した本ペグマタイト下盤での帯状構造のスケッチ を示した。この本切断面では、下から母岩→細 粒帯→黒雲母濃集細粒帯→細粒斑状(相)帯(I) →細粒帯→細粒斑状(相)帯(II)→文象帯→巨 晶帯(巨晶部はわずかな一部しかついていない) の帯状構造が識別できた(図 2c)。主として長石、 石英からなる文象帯では、黒雲母が不規則に散在 している。斑状帯の斑晶(相対的)はアルカリ長 石である。図2の写真および岩相区分は、図1の 露頭での上下関係と一致している。

上盤試料

今回採取した上盤試料の切断チップ面の写真 が、図4aである。写真の下部が、ペグマタイト の上側にあたる。すなわち、図4では露頭写真と 上下が反対になっているので、以下に記す帯状区 分は、図1における上部からの順番になる。図 4aの連続チップから組成分析用岩石薄片を制作 した。図 4b に、図 4a の各チップを通した帯状 の内部岩相変化を示した。このペグマタイト上盤 試料切断面では、露頭での細粒帯のなかに(母岩 →)細粒斑状(相)帯→黒雲母濃集細粒帯(部分 的)→細粒帯→文象帯(→巨晶帯)というさらに 細かい帯状の岩相変化が認められた(図 4b)。

分析方法

滋賀大学教育学部設置の日本電子(株)JEOL-JXA8300 タイプの微小電子線分析装置(Electron Micro Probe Analyser = EMPA)を用いて、上 記製作薄片中の黒雲母の化学組成を求めた。分析 条件は、加速電圧 15kv、プロベ電流 2.00 × 10⁻⁸ A、プロベビーム径 5 μ m である。測定の際、鉄 は全て 2 価として算出した。F 以外の元素につい ては測定時間をピーク波長位置 10 sec、バックグ ラウンド波長位置 5 sec であるが、F の測定時間 はピーク位置 60 sec、バックグラウンド位置 30 sec に設定して行った。補正は、ZAF 法に従った。 標準試料は、すべて JEOL 製を使用している。

下盤については母岩横の細粒帯、黒雲母濃集部 分から文象帯までの細粒帯、文象帯の各薄片中の 黒雲母を、上盤については母岩、細粒帯、文象帯 の各薄片中の黒雲母を、それぞれ分析した。下盤 試料の薄片は図3に、上盤試料の薄片は図4に示 した各チップのものである。



図 2 下盤試料。a は全体写真(白線に沿って切断し図3に示す岩石チップを作成)、b は細分した岩相を示した a のスケッチ図



図 3 下盤試料(図 2)の切断試料。a は試料写真、b はさらに細分した薄片製作用岩石チップ、c は細分した岩相を示した a, b の スケッチ図

図 4 上盤試料。a は切断した試料写真、b は細分した岩相を示した a のスケッチ図

	# 字言》# 1 □	田晴瓦油住领法世	下離	1 1 二 二 二	ഥ 며두 국가 나진 수종 비장	中中中	E	日十 计下 141 分析 11分	上描田市区通年価売世	1 年 王子 王子	中母牛
ч	母石惧神私守 20	未尝 苡辰朱 枷私守 48	神和斑状相 1 33	個 6 6	袖杠斑扒相 Ll 38	大 承币 31	母石 21	神私斑状相 22	未尝苡浱耒枷私'〒 24	袖私守 17	大
SiO2(wt%)	35.61	35.74	35.70	34.28	34.95	35.31	35.28	34.92	35.90	35.42	34.23
TiO2	2.32	2.26	1.59	0.02	1.56	1.67	1.87	2.22	2.21	2.24	1.32
AI203	14.25	14.94	15.06	15.76	15.07	15.11	14.72	14.92	15.12	15.28	15.86
FeO	29.30	29.90	30.36	32.86	30.62	31.55	30.73	30.57	30.41	30.41	33.17
MnO	0.81	0.80	1.00	1.96	1.82	1.38	0.92	0.91	0.76	0.79	1.15
MgO	3.91	3.50	2.86	0.86	1.73	1.72	3.67	3.53	3.58	3.28	2.07
CaO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01
Na2O	0.09	0.06	0.06	0.05	0.08	0.06	0.13	0.12	0.07	0.09	0.06
K20	8.94	9:36	9.30	8.73	8.80	8.98	9.26	8.97	9.10	9.25	8.16
BaO	0.09	0.19	0.08	0.04	0.02	0.03	0.07	0.14	0.09	0.12	0.03
ц	1.82	1.64	1.50	0.84	1.10	0.88	1.76	1.75	1.81	1.13	1.20
0=	-0.77	-0.69	-0.63	-0.36	-0.46	-0.37	-0.74	-0.74	-0.76	-0.48	-0.51
CI	0.15	0.11	0.10	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08	0.15	0.09	0.07
0=	-0.03	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.02	-0.03	-0.02	-0.02
Total	96.51	97.83	96.95	95.12	95.37	96.41	97.73	97.37	98.47	97.59	96.82
				Num	ber of cations on	the basis of 2	22 charge				
Si	5.729	5.684	5.735	5.691	5.724	5.721	5.649	5.605	5.672	5.637	5.554
Ξ	0.280	0.271	0.192	0.002	0.193	0.204	0.225	0.268	0.262	0.268	0.162
AI	2.702	2.800	2.852	3.084	2.910	2.885	2.779	2.823	2.816	2.866	3.034
Fe	3.942	3.977	4.078	4.562	4.195	4.276	4.115	4.105	4.019	4.047	4.502
Mn	0.111	0.107	0.136	0.276	0.252	0.190	0.125	0.123	0.102	0.106	0.159
Mg	0.938	0.829	0.686	0.213	0.422	0.416	0.876	0.846	0.844	0.778	0.499
Ca	0.003	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.009	0.001	0.001
Na	0.027	0.020	0.019	0.016	0.024	0.020	0.039	0.038	0.021	0.026	0.019
×	1.835	1.898	1.906	1.849	1.838	1.857	1.892	1.835	1.834	1.877	1.688
Ba	0.005	0.012	0.005	0.003	0.002	0.002	0.004	600.0	0.005	0.007	0.002
ш	0.927	0.826	0.760	0.442	0.568	0.452	0.891	0.888	0.904	0.570	0.617
cl	0.040	0.030	0.027	0.026	0.028	0.028	0.022	0.023	0.040	0.023	0.020
Total	16.538	16.460	16.397	16.165	16.156	16.051	16.616	16.563	16.529	16.208	16.257
ч	:分析数										

表1 下盤・上盤各帯中の黒雲母組成(平均値)

琵博研報 2021 No. 33


図 5 下盤および上盤の各帯中黒雲母の FeO-MgO 相関図。a は 下盤、b は上盤、データは表1に基づく各帯における平均値

結果とまとめ

下盤、上盤試料における各帯の黒雲母化学 組成の平均値を表1に示す。 雲母族鉱物の一 般式は、I{ M_{3x} □ x} T₄O₁₀A₂ (0 ≤ x ≤ 1) (I (層 間 席): K,⁺ Na⁺, Ca²⁺, Ba²⁺, Rb²⁺, Cs⁺, NH₄⁺, H₃O⁺, Sr²⁺, □ (空孔); M(八面体席): Li⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, Zn²⁺, Co²⁺, Ni²⁺, Cu²⁺, Al³⁺, Cr³⁺, V⁵⁺, Ti⁴⁺, □ (空孔); T (四面体席): Be²⁺,Al³⁺,B³⁺,Fe³⁺,Si⁴⁺; A (OH 基、ハロゲンイオ ンなどの席): Cl,F,OH,O²,S²)で表わされる (Rieder et al., 1999, Fleet, 2003)。黒雲母 (-金 雲母)を含む雲母族鉱物にはこのような多種元素 による複雑な固溶関係が存在するので、「はじめ に」で言及したように黒雲母の組成変化を検討す る場合組成式の構築が重要である。本稿では、琵 琶湖周辺花崗岩体中の黒雲母組成との単純比較の 観点から、表1の分析値を FeO-MgO 相関図(図 5) にプロットして組成変化を検討した。

今回の試料の下盤の分析結果では、ペグマタイ トの母岩境界から巨晶部(帯)に向かうにつれて、 細粒帯→黒雲母濃集細粒帯→細粒斑状(相)帯(I) の順に FeO 量は増加、MgO 量は減少していく(図 5a)。しかし、それより内側では、巨晶帯に接す る文象帯の黒雲母ではなく細粒帯の黒雲母におい てもっとも FeO が多く MgO が少ないという帯 状構造の順番に沿わない結果である。表1および 図5(a)における細粒帯黒雲母データは、細粒斑 状(相)帯(II)の両側2帯のデータを併せた平 均値であり今後の分離が必要であるが、いずれに せよその外側2帯と内側の3帯中の黒雲母組成や 田上あるいは野洲花崗岩体中の一部の岩相中のも のを除く一般的な黒雲母組成(MgO1wt%以上) に比較して MgO が少ない(1wt%以下)という 大きな特徴を示しており、田上岩体 Gt1 中黒雲 母組成に対応する(後述)。

上盤に関しては、母岩から内側に細粒帯までの 黒雲母には大きな組成変化は見られず、ほとんど 一定の FeO-MgO 比である(図 5b)。この結果は 下盤側の黒雲母組成変化とはまったく異なり、一 般に認められているペグマタイト岩脈内の下盤 一上盤の非対称性を示す一例である。図 5a にお いて、巨晶部に接する文象帯の黒雲母は相対的に FeO が多く MgO が少ないが、下盤側の内側3帯 の黒雲母ほどではなく、花崗岩体中の一般的黒雲 母組成変化範囲にほぼ収まる。

今回報告した田上ペグマタイトの帯状構造にお ける黒雲母の FeO-MgO 変化を、琵琶湖南部周辺 の各花崗岩体を通しての黒雲母化学組成の FeO-MgO 図上の変化経路(信楽花崗岩体→田上・鈴 鹿花崗岩体→野洲花崗岩体)(中野ほか,2013) および田上花崗岩体内の岩相変化を通しての黒 雲母化学組成の FeO-MgO 変化経路と比較する と、下盤側外側3帯と上盤側全帯の黒雲母組成は、 おおよそ前者および後者の田上花崗岩体内での MME→Gt3相(中~粗粒黒雲母花崗岩:主岩相) → Gt2相(中~粗粒斑状黒雲母花崗岩)におけ る変化経路とほぼ重なっているとみなせる。

一方、上記で述べた下盤側内側3帯の黒雲母 組成は、中野ほか(2013)の第13図(FeO-MgO 図)に示されている田上花崗岩体黒雲母では特異 な領域にプロットされているGt1相中の黒雲母 組成と重なり、前述した一般的な花崗岩黒雲母組 成変化経路からややはずれた経路上に位置すると みなせる。田上花崗岩体中のGt1相(ペグマタ イト岩相を含む広義の細粒斑状黒雲母花崗岩)中 の黒雲母の FeO 量が Gt2 相中の黒雲母とほぼ同 じ(30-34 wt%) にもかかわらず MgO 量が少な い(1 wt%以下)。なお、解析された Gt1 相岩脈 は、直接の産状としてはペグマタイトと関係して いないアプライト岩脈である(中野, 2013)。同 じく中野ほか(2013)中の第14図に示されてい る野洲花崗岩体中の黒雲母は、他の花崗岩体中の ものに比べやや MgO に乏しい傾向にあり、一部 は田上花崗岩体中のGt1 相中および今回のペグ マタイト下盤側内側3帯中の黒雲母と組成的に重 なる。野洲花崗岩体は小岩体ではあるが、その岩 体中に含まれている黒雲母は、岩体中にペグマタ イトが多く含まれているとともに細粒〜細粒斑状 の天井相が広く分布している(周琵琶湖花崗岩団 体研究グループ,2005)ことから、田上花崗岩体 中のペグマタイト相を含む Gt1 相中の黒雲母に 相当するものと考えられる。

以上の比較結果は、田上花崗岩体 Gt1 相のな かでの詳しい岩相対比およびそのなかでのペグマ タイト内部の帯状区分に基づいたさらなる黒雲母 組成の解析が必要であることを示している。その ような今後の田上ペグマタイト雲母(黒雲母)研 究においては、各元素相互の正確な固溶関係を調 べるための組成式の正確な決定がその前提にな る(花田, 2011)。黒雲母においては、Fe-Mgの 固溶関係が主ではあるが、Mnの挙動(立川・藤 本, 1967) を含む Al, K などの主成分での複合置 換(Fleet, 2003) やペグマタイトの成因に重要な 役割を有する揮発性成分 F の置換関係(Rebbert et al., 1995; London, 2008 ほか)、また今回分析 されていない Li の置換 (Roda et al., 2006) など、 組成変化の様相は多岐にわたる。その点において、 今回のペグマタイト黒雲母中の F 含有量が多い ことが注目される。なお、田上ペグマタイト中に おいても、黒雲母に限らず、白雲母、チンワルド 雲母(zinnwaldite)、鉄リチア雲母、益富雲母な どの多種の雲母鉱物が知られているように、雲母 族には多様な組成変化が存在する。田上ペグマタ イトのみならず、他の国内ペグマタイトにおいて も、そのようなパースペクティブな視点が重要で ある。

謝辞

本稿は、滋賀大学教育学部卒業論文の内容を予 報的にまとめたものである。河野俊夫氏には、研 究対象の露頭を教えていただき一部の試料をいた だいただけでなく、多くのご教示と助言をいただ いた。大橋義也氏には、EMPAの使用法を始め として、多方面にわたるご協力と助言をいただき、 真庭香奈恵氏と末福歩生氏には野外調査に協力し ていただいた。これらの方々にお礼を申し上げま す。

引用文献

- Borodina, N.S., Fershtater, G.B., and Votyakov A.L. (1999): The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: the role of P, T and f(O₂). Can. Mineral., 37, 1423-1429.
- Černý, P. (1994) Evolution of feldspars in granitic pegmatites. In Feldspars and their reactions (Parsons, I. Ed.). pp. 650, NATO ASI Series C, 421, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 501-540.
- Fleet, M.E. (2003): Rock Forming Minerals Volume 3A Micas second edition. The Geological Society, London, 780pp.
- Forster, H.-J., Tischendorf, G., Rhede, D., Naumann, R., Gottesmann, B., Lange, W. (2005): Cs-rich lithium micas and Mn-rich lithian siderophyllite in miarolitic NYF pegmatites of the Konigshain granite, Lausitz, Germany. N. Jb. Mineral. Abh., 182, 81-93.
- 花田 遥平・木股三善・西田憲正・清水雅浩・越 後拓也・中野聰志(2011) EMPA 分析を用い

た黒雲母の化学組成式:結晶化学と成因的意

義. 地球惑星科学連合 2011 年度学術大会(幕

張),講演要旨 SCG067-P09.

- London D. (2008) Pegmatites. Canad. Mineral., Special Publication 10, 347pp.
- 長島乙吉・長島弘三(1960) 日本希元素鉱物.長 島乙吉先生祝賀記念事業会,京都,436pp.
- 中野聴志(2013) 京都東南部地域の地質,第4 章 白亜紀火成岩類,地域地質研究報告(5万 分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センタ ー,22-54.
- 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫 (2013) 滋賀県琵琶湖南方・田上花崗岩体中 の細粒暗色包有物岩.地質調査研究報告書, 64, 25-49.
- Rebbert, C.R., Partin, E., and Hewitt, D.A. (1995): Synthetic biotite oxidation under hydrothermal conditions. Amer. Mineral., 80, 345-354.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D' yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R. (1999): Nomenclature of the micas. Mineral. Mag., 63, 267-279.
- Roda, E., Pesquera, A., Gil-Crespo, P.P., Torres-Ruiz, J. and Fontan, F., (2008) Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Fermoselle pegmatite (Zamora, Spain). Eur. J. Mineral., 18, 369-377.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2005)琵琶湖 周辺の花こう岩質岩体-その6.野洲花こう岩 体.地球科学, 59, 89-102.
- 立川正久・藤本秀弘(1967)造花崗岩黒雲母の マンガン含有量について一近畿地方産のもの 一. 地質雑, 73, 193-198.

田上ペグマタイト長石の色と微細組織

Colors and microtexrures of alkali feldspars from the Tanakami pegmatite

中野聰志1

Satoshi Nakano¹

はじめに

長石鉱物(長石族(group))は、地殻構成鉱物の約6割を占める重要な鉱物であり、その中にいくつかの系列(series)があり、その固溶体系列の中に個々の長石種(species)があるが、化学組成と結晶構造から、その系列や種が分類されている。長石族は、大きくは斜長石系列(曹長石-灰長石の固溶体)とアルカリ長石系列(正長石-曹長石)に分かれ、アルカリ長石系列(正長石-ずィン・アノーソクレースや正長石など、斜長石系列では曹長石〜灰長石などの長石種が区別されている(中野,2019)*。

花崗岩中の長石類についてはきわめて多くの研 究が行われてきており(Deer et al., 2001)、日本 においても多くの研究が行われてきている(橋本 ほか,2005;中野ほか,2013)。一方、ペグマタ イト中の長石類についても研究が進められてき た (Černý, 1985, 1994; Lee and Parsons, 2015) が、日本ではこれまで野洲花崗岩ペグマタイト 長石 (Nakano et al., 2001) と田上ペグマタイ ト長石 (河野ほか, 2008; Nakano and Makino, 2010)の研究などがあるほかは非常に少ない。 Nakano et al. (2001) は、無色透明な月長石部分 と共存するピンク色不透明なアルカリ長石部分の 微細組織とその成因の違いを明らかにした。河野 ほか(2008)は、田上ミアロリティック小ペグマ タイト中の白色不透明なコア部分とそれを包む無 色透明なマントル長石部分とからなるカラー・マ ントル長石を調べ、対応する微細組織とそので き方の違いを明らかにした。一方、Nakano and Makino (2010) は、田上ペグマタイト中のアマゾ ナイト(天河石)を調べ、その淡青色がパーサイ ト組織を構成する正長石~微斜長石の Pb 要因に

よる青色とパッチ状曹長石のマイクロポア要因の 白色との混合から説明できることを示した。本稿 では、Nakano and Makino (2010) および河野ほ か(2008)の研究を受けて、長石の色変化とその 要因の観点から、田上ペグマタイト産の淡青色曹 長石とカラー・マントル組織について調べた結果 を予察的に報告する。なお、田上ペグマタイト中 の長石については、古く、中司(1945)が主たる 鉱物種の違いよる晶洞タイプ別に肉眼的にわかる

曹長石の産状

アルカリ長石の双晶様式の産状を記録している。

曹長石について

曹長石は、斜長石系列ではもっとも Na に富む 長石であり、純粋な曹長石は NaAlSi₃O₈(略号は Ab)である。天然の斜長石には一般的に少量の Kイオンが含まれているが、曹長石はカリ長石 (KAlSi₃O₈:略号は Or、鉱物名としてはサニディ ン・正長石・微斜長石)との固溶体系列(アルカ リ長石系列)の端成分でもある*。天延の Ab-Or 系列の長石は大なり小なり Ca 成分(An 成分 =CaAl₂Si₂O₈=anorthite の略号)を含むので、曹 長石の組成は正確には Ab-Or-An 系として表され る。ちなみに、花崗岩分類においては、Ab 成分 90mol%以上の曹長石はアルカリ長石として扱わ れている(Le Maitre, 2002)*。

* 高校~大学教科書・岩石専門書のほとんどにおいて、花 崗岩中の長石鉱物について斜長石と「カリ長石」とが並列 で書かれている。しかし、上記のことから系列名として、「カ リ長石」は『アルカリ長石』としなければばらない。また、 花崗岩中の個々の鉱物記載においてもほとんどが慣習的に 「カリ長石」となっているが、その実体は曹長石成分を20 mol% 前後含む『アルカリ長石』である。

1 滋賀県立琵琶湖博物館・特別研究員

ペグマタイト曹長石:クリーブランダイト

花崗岩中における斜長石はほとんどすべて累帯 構造を示しており、その大部分の組成は中性長石 ~ 曹灰長石であり、曹長石部分は少ない(二次的 な熱水変質反応部分として一部存在)。一方、花 崗岩質ペグマタイトにおいて、曹長石は、石英及 びアルカリ長石とならんで主要構成鉱物のひとつ である。すなわち、花崗岩質ペグマタイト中の斜 長石は、曹長石であると言っても過言ではない。

ペグマタイト曹長石は、葉片状の結晶が集合

した(並んだ)特異な産状を示している。こ のような曹長石は、通称クリーブランダイト (cleavelandite)と呼ばれている(Cleaveland という人名に由来)が、これは正式な長石種名 ではない。田上ペグマタイト場合も、ほとんどが 葉片状結晶の集合体である(図1)。なお、田上 産および岡山産クリーブランダイトの薄片(日本 地科学社)を観察した範囲では、顕微鏡下でも細 かい葉片状組織が存在している。



図1 Cleavelandite 標本の写真。a-h:いずれも淡青色葉片状の田上ペグマタイト産の cleavelandite、bとc は同一 標本の写真、e:故中沢和雄氏標本、gとh は同 一標本(h は g の右側部分の拡大写真(撮影方向が異なる))

ペグマタイト産曹長石の化学組成の報告は それほど多くはない。Deer et al. (2001)には、 Ab_{98.1}An_{0.9}Or_{1.0}の分析値が示されている。この数 値は、純粋(端成分)に近い曹長石の化学組成で ある。ちなみに、類似の化学組成は、田上ミアロ リティック小ペグマタイト産アルカリ長石のパー サイト組織中の曹長石にもみられる(河野ほか, 2008)。また、ペグマタイトそのものではないが、 同じ生成環境と推定される南郷平津長石鉱床の曹 長石もこれらに匹敵する化学組成である(中野, 2013)。

クリーブランダイトの淡青色

一般的に白色~ピンク~淡赤色のアルカリ長石 とは対照的に、田上ペグマタイト産の曹長石の色 は、淡い青みを帯びている。青色の正長石~微斜 長石は、一般にアマゾナイト(amazonite:天河 石)と呼ばれる。田上ペグマタイト産淡青色アル カリ長石の色の要因については既に報告されてい る(Nakano and Makino, 2010)が、青色着色に は微量の Pb の存在だけでなく放射線被爆も必要 であることが指摘されている。曹長石の青着色に ついても同じ着色要因が考えられており、田上ペ グマタイト曹長石についても同様と考えられる。

葉片状形態について

筆者は、葉片状の形状は、樹枝状結晶の一類型 ではないかと推定している。樹枝状結晶の成長は 急速成長(非平衡結晶成長)のあかしと考えられ ている(アルカリ長石については詳しい実験的研 究がある)ので、その推定は最近のペグマタイト 成因論(London (2008)ほかにより提唱され現在 世界的に認知されてきている=これまで知られて



いる徐冷(平衡成長)生成環境ではなく急速成長 (非平衡結晶成長)こそペグマタイトの生成環境 である(中野ほか,本研究調査報告書参照))と も整合的である。

田上ペグマタイト産アルカリ長石の色

田上ペグマタイト産アルカリ長石の色は、ほと んど淡ピンクーピンク色ないしは褐色系統に着色 している場合がほとんどである。既に述べたよう に、他の鉱物の色の要因と同様、長石の着色もそ れぞれ個別の鉱物学的・地質学的要因を有してい る(中野,2019)。なお、肉眼的に透明なアルカ リ長石がほとんど見られないのは、マグマからの 晶出後のパーサイト形成・粗大化における二次 的反応、特に熱水反応のため内部に多数生じる マイクロポアの散乱光による白色不透明化のた めである。花崗岩中の肉眼的に不透明な赤色系 (ピンク~赤)アルカリ長石の色変化については、 Nakano et al. (2019) が詳しく解明したように、 主に赤鉄鉱粒子と nm サイズのマイクロポアの存 在状態によって支配されている。なお、褐色系統 の色はゲーサイトをはじめとする鉄水酸化鉱物の 存在状態に支配されている。田上ペグマタイト中 の赤色~褐色系色変化については、中沢晶洞から のピンク系長石と褐色系(黄味がかった茶色)が 共存するアルカリ長石を対象にした色測定の結果 は、ピンク系統の色は主に赤鉄鉱微粒子の存在状 態に対応する色データ、褐色系統の色はゲーサイ トをはじめとする鉄水酸化鉱物の存在状態に対応 する色データと整合的である。アルカリ長石1結 晶内で色の違いがわかるカラー・マントル長石(図 2) について、以下に述べる。

> 図2 田上ペグマタイト産小マントル長石のコア とマントルの境界部についての EPMA マッピン グ像。CP 像は BSE 像(反射電子線像)の ことであり、パーサイト組織の有無で明瞭にコ アとマントルの境界がわかる。Kの元素マップ においては、マントルのアルカリ長石がコアの マイクロパーサイトのホスト長石よりさらにKに 富み、その最外殻はさらにKに富む(=端成 分に近い"カリ長石")ことがわかる。

カラー・マントル長石の CL 像

花崗岩及び閃長岩中のアルカリ長石微細組 織観察は古くから行われており、その観察結 果から冷却過程での長石の挙動が詳しく解明 されており、最近ではカソードルミネッセン ス (CL = cathodoluminescence) による研究も 進んでいる (Smith and Stenstrom, 1965; Rae and Chambers, 1988; Dempster, 1991; Finch and Walker, 1991; Dempster et al., 1994; Finch and Klein, 1999; Kempe et al., 1999; Ginibre et al., 2004; Nakano et al., 2005; Lee et al., 2007; Parsons and Lee, 2008: Kayama et al., 2010; Slaby et al., 2008, 2011)。そして、これらの研 究で明らかにされた長石類の各種 CL 発光につ いての要因の物理的・化学的解明も進んでい る (Mariano, 1988; Marshal, 1988; Finch and Walker, 1991; Finch and Klein, 1999; Götze, 2000; Götze et al., 2000a; Krbetschek et al., 2002; Lee et al., 2007; MacRae et al., 2008; Parsons and Lee, 2008: Kayama et al., 2010; Walker, 1985).

一方、ペグマタイト長石研究も古くから行われ ておりそのレビューが Cerny (1994) によってな されたが、その後もペグマタイト長石の研究一微 細組織研究を含む一が進んでいる (Nakano and Makino, 2010; Lee and Parsons, 2015; Brown et al., 2017:その他の多くの文献はこれら論文中の 文献リスト参照)。これらの研究を通して、母岩 花崗岩中のアルカリ長石と同様にペグマタイト中 のアルカリ長石も、~700-200~℃の広い温度範囲 にわたる多段階の冷却史を有することが明らかに されてきた。

一方、ペグマタイト・アルカリ長石について の CL 研究は、まだ非常に少ない。すなわち、ペ グマタイト長石についての詳しい CL 解析は、 Sanchez-Munoz et al. (2006)の微斜長石双晶と CL 発光の関係についての研究以外、管見の限り 見当たらない。その中、筆者たちは、河野ほか (2008)の研究の展開として、同じ田上ペグマタ イト産小マントルアルカリ長石についての CL 解 析を試みてきた。その結果、これまでの偏光顕微 鏡や微少電子線解析装置(electron microprobe analyzer:以下、EMPA)によって得られている 解析像とは異なる CL 解析像が得られた。未だ解 析途中であるが、得られた CL 像はこれまで報告 のない新しいものと思われるので、以下に予察的 に報告する。なお、Sanchez-Munoz et al. (2006) の試料は、ペグマタイト産巨晶微斜長石アルカリ 長石であり、本稿でのカラー・マントル長石(正 長石-曹長石)とは異なる。

解析試料

解析したマントル長石は、いずれも田上花崗岩 体の天井相と考えられる細粒斑状相から河野俊夫 氏が採集した試料であり、その代表的な試料につ いての内部組織(顕微鏡・EPMA像)が既に詳 しく報告されている(河野ほか,2008)。今回用 いたいずれの試料も、基本的に同じ組織(コアの 白色不透明なマイクロパーサイト組織を示すアル カリ長石を、薄い無色透明なカリ長石がマント ルしている:カラー・マントル組織)を有して いる。なお、マントル長石という用語は、一般 的には、アルカリ長石を斜長石が包んでいる場 合 (rapakivi zoning) と逆の場合 (anti-rapakivi zoning)に使用されるのであるが、今回の田上 マントル長石については、肉眼的な色が異なり 組成の異なるアルカリ長石のマントル組織(構 造) にたいして広義に使用している。その模式図 を図2左側に示している。試料の大きさには、多 少のばらつきがあるが、いずれも長径 1-2 cm で ある。また、これまで解析した結果では、内部組 織(マイクロパーサイトの有無および産状)に対 応する化学組成の基本的な特徴についても、河野 ほか(2008)の結果と同じである(コア部分およ そ Or₇₅ 前後、マントル部分(マントル長石部分) Or₉₀ モル%以上)。なお、本稿では、マントルお よびマントル長石の用語を、便宜上、アルカリ長 石結晶全体を指す場合と外側のマントル長石のみ を指す場合との両方で使用している。

観察手法

滋賀大学教育学部設置の JEOL JXA8230 を用 いて(一部の観察はJXA 8800による)、田上ペ グマタイト産マントル長石の微細組織(反射電子 線像= BSE(back-scattered electron) 像、二次電 子線像=SE (secondary electron) 像、元素マ ッピング)と化学組成の解析を行ったのち、付 属の CL 解析装置(中野ほか, 2011)を CL 解析 に用いた。分析方法は Nakano et al., 2016 を参 照。CLマッピング(波長解析範囲 400-900nm) においては、加速電圧は、15 kV、マッピングの ピクセル数は400×400、1ピクセル20msカウ ント、照射電流は 4×10^{-8} A である。CL スペク トル解析は、加速電圧 15 kV、照射電流、ビーム 径 10-20 um、解析波長 300-900 nm、分解能、各 波長におけるカウント時間で行った。図8以外の CL マッピングは、パンクロマティック条件(400-900nm 波長領域での積算強度) でのものである。

BSE 像と CL 像の違い

今回の試料についての境界部分でのコア長石と マントル長石の組織の違いを既に図2に示した が、さらに、今回のCL解析を行った代表的な試 料についてのコア長石内部と境界部のコア長石・ マントル長石の組織を図3、4に示した。

なお、同じマントル長石試料における photo

luminescence (PL: 蛍光発光)の研究結果が、 河野ほか (2013)により既に報告されている。そ の PL 特性が、これまでにわかっているアルカリ 長石の CL 特性との対比から記述されているので 参照できる (河野ほか, 2013)。

コア長石部分には、河野・中野(2008)に記載 されているように、顕微鏡オーダーのパーサイト 組織(マイクロパーサイト)が存在するが、マン トル部分の Or 成分に富む正長石には顕微鏡オー ダーでのそのような微細組織は観察されない。す なわち、基本的には、河野ほか(2008)の記述に あるように、マントル長石部分は肉眼的にほぼ均 質な正長石ゾーン (Or₉₀以上)として認識出来る。 また、図4に示したマントル長石についての CL 発光パターンを、同じマッピング領域の元素分布 パターンと併せてコア部分(図5)とマントル部 分(図6)に示した。コア部マイクロパーサイト 組織のCL像には、BSE像のパターンとは異なり、 特に、ホスト相の正長石において曹長石(~灰曹 長石:以下、すべて曹長石として記述)パッチや レンズの周辺およびそれらを切るような帯状に繰 り返す発光強度が極めて領域を伴う発光パターン が認められる(図5)。ゲスト相の曹長石におい ては、一般的には正長石よりもはるかに発光強度 が弱いので正長石中のパターンほどの明瞭さを欠 くが、かなりの不均一な発光パターンが認められ



図 3 コアとマントルの元素分布マップ(元素マップ)と CL マッピング像(CL マップ)。(a) とマントル(b) のいずれにおいても、左上の Xe(a-1、b-1) はパンクロマティック CL マップを意味する。マッピング条件は、加速電圧 15kV、プロベ電流 4 × 10-8 A、測定波長 450 nm、ピクセル数 400 × 400、1 ピクセルカウント時間 50ms (a) と 40ms (b) である。



図 4 今回主として解析したマントル長石のコア部分とマントル部分(コアとの境界付近)の反射電子線像。右は、JXA8800 による写真。両部分において、マイクロポアのほかに、マイクロポアか Ab-rich 長石か明瞭でないスポットも点在している。



図 5 図 4 中左図中央部の K の元素分布マップ(a) とパンクロマティック CL マップ(b)。



CL マッピング像

反射電子線像

図 6 図 5 右図のマントル部分の反射電子線像と CL 像。大きいポアの部分は、無発光のため黒い。微細な振動累帯パターンとそれを大きく湾曲させてコア部分まで連続するパターンが検出されている。



図 7 マントル長石部分の 2 種類の振動累帯パターンを示す CL 像。a は図 6 左図上方部分の拡大、b はマントルの別の 場所での異なる湾曲パターンを示している。



図8 図4 左図中央部分のマントル長石コアのマイクロパーサイト組織のCL像。CLマッピングの個別条件は、430 nm = 5 × 10-8 A・30 ms、580 nm = 5 × 10-8 A・80 ms、700 nm = 2 × 10-8 A・150 ms、パンクロ= 4 × 10-8 A・20 ms である。

る。なかには、正長石よりはるかに強い発光領域 が曹長石パッチ中に点在している(図6右下)。 全体として基本的にはパーサイト組織と対応して はいるが、より複雑な組織がより極めて明瞭に解 像されている。また、マントル長石部分では、顕 微鏡や反射電子線像ではほとんど解像されない、 微細な振動累帯構造が明瞭に解像されている(図 6、7)。以下、今回のCL像の解説である。 1. コア長石部分:顕微鏡オーダーのパーサイト 組織(マイクロパーサイト)中のホスト相の正長 石においては発光強度が極めて複雑な発光パター ンが認められた。マッピング領域のほぼ中央を北 北西-南南東に走るマイクロパーサイト組織をク ロスカットしてようにみえる太い脈状部は、発光 強度が非常に弱いこと、その内部にさらに発光強 度の異なるパターンが認められ、そのほぼ中央部 レンズ状領域は極めて発光が弱いことがわかる。 この脈状部分の中心部の最も発光の弱いレンズ部 分のみ、KとRbにより富む組成変化と対応する が、いまのところ他の部分ではそのような対応関 係のある元素分布パターンは見いだせていない。 一方、ゲスト相の曹長石においても、全体として 発光強度が弱いが、かなりの不均一な発光パター ンが認められる。

 マントル長石部分:マントル長石部分は、試 料ごとの若干の特徴の違いがあるが、今回の長石 試料の幅 2mm ほどのマントルは、マイクロポア が点在するほかは鏡下においても BSE 像でもほ ぼ均質にみえる。ところが、CL像では、極めて 微細な振動累帯パターンが解像されている。最も 特筆すべき特徴は、この振動累帯パターンにおけ る各ゾーンの界面が必ずしも平坦ではなく(試料 によっては極めて美麗な振動累帯パターン)、極 めて大きな湾曲構造を示していることである。場 合によっては、マントルの振動累帯のいくつかの 部分ごとにコアのマイクロパーサイト部分に向か って波状に侵入している。図7においては、コア 部分から連続する不規則脈状の正長石部分と対応 するように、大きな湾曲した振動累帯が見られる。 図8では、その拡大像(a)と別試料の振動累帯 のそれぞれの帯ごとに小湾曲パターンが波状に繰 り返している微細ゾーニング組織(b)が見られ る。

図 5 ~ 7 で示した CL 像はいずれも、パンクロ マティック CL 像 (400-900nm 波長領域での積算 強度) であるが、図 8 からわかるように、パンク ロマティック CL 像の発光パターンは 430 nm と 580 nm のパターンと概略一致する。また、全体 に発光が弱い 720 nm の CL 発光パターンも、基 本的に同じである。図8では、曹長石パッチの中 に局所的に赤色発光が強い領域が点在しているこ とがより明瞭である。

CL スペクトルの特徴

以上紹介した顕微鏡観察像や EPMA 組成像と 異なる複雑な CL 発光パターンが地質学的にまた 鉱物学的に何を意味しているかの解明が今後の課 題である。一般的には、CL 発光要因には、マイ クロパーサイト形成に関連する組成変化・構造変 化、それと連動する Al-Si ordering(正長石-微 斜長石転移)による局所構造・格子欠陥、熱水反 応の多段階にわたる影響(熱水の通路?)、それ らとの関連の有無を含めての各種微量元素の挙動 などが挙げられる。いずれにせよ、CL 発光ある いは CL 消光の要因は多様であり(鹿山(2007) 参照)、CL スペクトルの詳細な解析(たとえば、 Kayama etal., 2010)をはじめとする多様な解析 が必要である。以下に、今回得られた CL スペク トルについても予察的に報告する。

コア・マントル長石部分に分けて、それぞれ代 表的な領域のスペクトルを集約したのが、図9で ある。マントル部分の正長石においては、より正 長石 (Or) 成分に富む "カリ長石"においても、 既に述べたような振動累帯パターンを示す CL 像 から予想されることであるが、非常に発光の弱い スペクトルが存在する(図5b56)。一方、局 所的に存在するより Ab 成分に富む曹長石部分に おいても、ほとんどの正長石アルカリ長石~カリ 長石が示す青色発光の強いスペクトルに匹敵する スペクトルが得られている。コア部分のマイクロ パーサイト長石においては、図 9b からも分かる ことであるが、発光の相対的に強い Or 成分に富 む長石は青色発光(400-450 nm)が強く(弱い 赤色発光を伴う)、発光が弱い Ab 成分に富む長 石は相対的に青色発光が弱く赤色発光が強いこと がわかる。これらのスペクトルパターンの変化の 要因の解明が重要である。

上記強い青色発光長石のスペクトルパターン は、チリ・アタカマ沙漠・コロラド産モンゾニ 岩中閃光長石 (Nakano et al., 2016) やイタリア・ イスキア島及び隠岐島後の粗面岩中アルカリ長 石斑晶のものとほぼ同じである。したがって、 Nakano et al. (2016)の解析結果から、青色発光 バンドは主たる Al 置換によるピークに Ti 置換に よるピークの複合したパターンの可能性がある (Kayama et al., 2010) が、図9に示してあるよ うに見かけ状青色ピークの位置はそれぞれ多少異 なる。主として Fe³⁺ に拠ると考えられている赤 色発光バンド (Finch and Klein, 1999; Kayama et al., 2010)も、発光は極めて弱いながらもいく つかのピークの複合パターンであると考えられる が、チリ・パタゴニア・バルマセーダ閃長岩中の アルカリ長石マイクロパーサイト部分の強い赤色 発光やこれまで言われたてきた熱水反応の指標の 赤色発光とは異なるパターンにみえる。これらの スペクトルパターンの真の理解には、繰り返しに なるが、Kayama et al. (2010) が行ったように、 各ピークの精密な分解が不可欠である。





図 9 今回主として解析したマントル長石のコア (a) とマントル部 分 (b) のそれぞれの領域についての CL スペクトル (河野俊夫 氏作図)

なお、Sanchez-Munoz et al (2006) は、ペグマ タイト長石の格子状双晶(微斜長石双晶)を詳し く研究し、高温からの相転移でできた微斜長石双 晶がさらにその後の二次的反応による組織・組成 変化を受けていくことを詳しく解明した。注目さ れるのは、その過程を CL 特性の観点からも明ら かにしたことである。すなわち、微斜長石双晶 においては非常に強い青色 CL 発光が認められる が、その強度が双晶の二次的組織変化に対応して 減少していくことを述べた。熱水反応は、青色 発光を消す過程でもあると考えられているので (Finch and Klein, 1998; Kayama et al., 2010), 正長石から微斜長石への転移(熱水の寄与:西村 ほか,1981) やマイクロパーサイトの生成過程(熱 水反応: Parsons et al., 2009; 2015) との関係を 含めて、アルカリ長石微細組織成因の解明に CL 研究が果たす役割は大きいと考えられる。熱水反 応に関連したこととして、第10図の二次電子線 (SE)像には、コア部分のマイクロパーサイト組 織中の曹長石ラメラ~パッチ中に非常に起伏の多 い空隙部分が多い形状が示されており、曹長石内 部が大きく溶脱していることがわかる。これまで 花崗岩マイクロパーサイトの研究では、このよう な大きな空隙例は報告されていない(Lee et al., 1995; Lee and Parsons, 1997)。図 10 を熱水条件 下での溶食現象によるものと解釈すれば、ペグマ タイト長石における熱水反応の関与の程度は極め て大きい場合があることを示唆している。その特 異な例が、図11に示したオレンジ色アルカリ長 石巨晶表面での蜂の巣状空隙形状であると推測で きる。



図 10 図 6 のコアマイクロパーサイト領域の中央部分の拡大反射電子線(BSE)像(a)と二次電子線(SE)像(b-d)。 b は a と同じ部分、c は b の右端のラメラ部分の拡大、d は b の中央部分野拡大。b-d には、いずれもマイクロポアおよび 溶食のためと考えられる各種の凹凸地形が顕著である。



図 11 "中沢晶洞"からのアルカリ長石巨晶(故・中沢和雄氏標本)。全体がオレンジ色のアルカリ長石の表面には、 溶食のためと考えられる段差構造・蜂の巣状空隙・大きな溝状の空隙等が顕著に見られる。蜂の巣状空隙の部分を中 心にして、変質鉱物(粘土?)部分が青く広がっている。

謝辞

薄片制作において、京都大学理学研究科の下林 典正教授と堤久雄技官に多大なる便宜をはかって いただいた。河野俊夫氏には、採取された試料を 氏の滋賀大学教育学研究科研究生在籍当時に一緒 に研究を進めていただいた。今回報告した田上ペ グマタイト産小マントル長石の CL 特性について の知見は、氏との共同研究に拠っていることを明 記します。

引用文献

- Brown, J.A., Martins, T. and Cerny, P. (2017) The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XVII. Mineralogy and geochemistry of alkali feldspars. Canad. Mineral., 55, 483-500.
- Černý, P. (1993) Ore deposits models, II. Geosci. Canada, Reprint Ser., 6, 29-47.
- Černý, P. (1994) Evolution of feldspars in granitic pegmatites. In Feldspars and their reactions (Parsons, I. Ed.), 650pp. NATO ASI Series C, 421, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 501-540.
- Černý, P. and Ericit, T.S. (2005) The classification of granite pegmatites revisted. Canad. Mineral., 43, 2005-2026.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussmann, J. (2001) Framework solicates: Feldspars. Rockforming minerals Vol. 4A, 2nd ed. Rhe Geological Society, London, 972pp.
- Dempster, T.J., Jenkin, G.R.T. and Rogers, G. (1994) Origin of rapakivi texture. J. Petrol., 35, 963-981.
- Finch, A. and Walker, F.D.L. (1991) Cathodoluminescence and microporosity in alkali feldspar from Blo Mane So perthosite, South Greenland. Mineral. Mag., 55, 583-589.
- Finch, A.A. & Klein, J. (1999) The cause and petrological significance of cathodoluminescence emissions from alkali feldspars. Contrib. Mineral. Petrol., 135, 234-243.
- Ginibre, G., Wörner, G., Krontz, A. (2004): Structure and dynamics of the Laacher See magma chamber (Eifel, Germany) from major and trace elements zoning in sanidine: a cathodoluminescence and electron microprobe study. J. Petrol., 45, 2197-2223.
- Götze, J. (2000) Feldspar minerals. In

Cathodoluminecsnece microscopy and spectroscopy in applited mineralogy (by Götze, J.). Technische Universitat Bergakademie Friberg, 42-74.

- Götze, J., Krbetschek, M.R., Habermann,
 D., Wold. D (2000): High-resolution
 cathodoluminescence of feldspar minerals.
 in "Cathodoluminescence in Geosciences",
 M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, D.
 Ohnenstetter, eds., Berlin: Springer Verlag,
 245-270.
- 鹿山雅裕(2007)アルカリ長石のカソードルミ ネッセンス及びその地球科学への応用.岡山 理科大自然科学研究所報告,33,65-74.
- Kayama, M., Nakano, S., Nishido, H. (2010): Characteristics of emission centers in alkali feldspar: A new approach by using cathodoluminescence spectral deconvolution. Amer. Mineral., 95, 1783-1795.
- Kayama, M., Nishido, H., Toyoda, S., Komuro, K., Finch, A.A., Lee, M.R., Ninagawa, K. (2014) Cathodoluminescence of alkali feldspars and radiation effects on the luminescent properties. Amer. Mineral., 99, 65-73.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正(2008)滋賀県・ 田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石 の形成過程.地質雑,114,435-446.
- 河野俊夫・中野聰志・牧野州明・鹿山雅裕・西戸 裕嗣(2011)携帯型 CCD 分光器を用いたアル カリ長石の蛍光スペクトル.岩石鉱物科学, 40,195-198.
- 河野俊夫・鹿山雅裕・中野聰志(2015)鹿児島県 桜島産クリストバライトのフォトルミネッセ ンスとカソードルミネッセンス.地球科学, 69,337-342.
- Krbetschek, M.R,m Gotse, J., Irmer, G., Rieser, U. and Trautmann, T. (2002) The red luminescence emission of feldspar and its wavelength dependence on K, Na, Cacomposition. Mineral. Petrol., 76, 167-177.

- Lee, M.A., Parsons, I., Edwards, P.R., Martin, R.W. (2007) Identification of cathodoluminescence activators in zoned alkali feldspars by hyperspectral imaging and electron-probe microanalysis. Amer. Mineral., 92, 243-253.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) Igneous rocks: A classification and glossary of terms, 2nd edition. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, 236p.
- Mariano, A. N. (1988) Some further geological applications of cathodoluminescence. In Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman Ltsd., London, UK, 94-123.
- Marshall, D.J. (1988) Cathodoluminescence of geological materials. 146pp. Unwin Hyman Ltsd., London, UK.
- 中野聰志(2019)長石類.鉱物と宝石の科学事典, 朝倉書店,581-585.
- Nakano, S., Makino, K. and Eriguchi, T. (2001) Microtexture and water content of alkali feldspar by Fouriwer-transform infrared microspectrometry. Mineral. Mag., 65, 675-683.
- Nakano, S., Sawaki, T., Sasaki, M. (2014a) Microtexture and compositional variation of alkali feldspars from the Kakkonda granitic pluton, northeast Japan: Implications to the formation processes of granitic texture. J. Mineral. Petrol. Sci., 69, 523-537.
- 中野聰志・河野俊夫・高谷正樹・鹿山雅裕(2011) 滋賀大学教育学部紀要,61,9-22
- Nakano, S., Kojima, S., Makino, K., Kayama, M., Nishido, H. and Akai, J. (2016) Cryptoperthitic and replacive intergrowths with iridescence in monzonitic rocks from Cerro Colorado, northern Chile. Euro. J. Mineral., 28, 355-374.
- Nakano, S., Makino, K., Yoshida, I., Maniwa, K., Sawada, K., Sakashita, F. and Kohno,

T. (in press) Combined influences of ironoxides and micropores on reddish coloration of alkali feldspars in granitic rocks. Jour. Geol. Soc. Japan.

- Parsons, I., Steele, D.A., Lee, M.R., Magee, C.W. (2008): Titanium as a cathodoluminescence activator in alkali feldspars. Amer. Mineral., 93, 875-879.
- Rae, D.A. and Chambers, A.D. (1988)
 Metasomatism in the North Qoroq centre, South Greenland; cathodoluminescence and mineral chemistry of alkali feldspars.
 Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 79, 1-12.
- Sánchez-Muñoz, L., Correcher, V., Terrero, M.J., Cremades, A. and Garicia-Guinea, J. (2006) Visualization of elastic starins fields by the spatial distribution of the blue luminwscence in a twinned microcline crystal. Phys. Chem. Minerals, 33, 639-650.
- Slaby, E., Gotze, J., Worner, G., Simon, K., Wrzalik, R. and Smigielski, M. (2008) K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: A cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. Lithos, 105, 85-97.
- Słaby, E., Martin, H., Hamada, Mo., Smigieleski, M., Domonik, A., Gotze, J., Hoefs, J., Jalas, S., Simon, K., Devidal, J.-L., Moyen, J.-F., Jayanada, M. (2011): Evidence in Archaean alkali feldspar megacrysts for high-temperature interaction with mantle f luids. J. Petrol., 53, 67-98.
- Smith, J.V. and Stenstrom, R.C. (1965) Electron-excited luminescence as a petrological tool. J. Geol., 73, 627-635.
- Walker, G. (1985) Mineralogical applications of luminescence techniques. In Chemical bonding and spectroscopy (Eds. Berry, F.J. and Vaughan, D.J.), Chapmann and Hall, London, 103-140.

野洲・苗木花崗岩体ペグマタイトの文象組織

Graphic texture in pegmatites from the Yasu and Naegi granites

牧野州明¹• 高橋 康¹•水野 樹²• 高橋龍平³

Kuniaki Makino¹, Kou Takahashi¹, Tatsuki Mizuno² and Ryuhei Takahashi³

はじめに

アルカリ長石と石英の連晶は文象組織(グラフ ィック組織)と呼ばれ、花崗岩ペグマタイトに特 有である。この組織は、アルカリ長石中に幾何学 的にくさび文字様の石英が配列している。それぞ れの石英粒子は偏光顕微鏡下(直交ニコル)で同 時消光するが、両者の間には定まった結晶学的な 関係は見出されていない(Lander, 1961)。

このグラフィック組織の形成過程は、合成実 験(Fenn, 1986)や花崗岩ペグマタイトの産状 (Lentz and Fowler, 1992)から、メルト(マグ マ融液)中での元素の拡散プロセスによって説 明されている。この過程は、共晶組織が詳しく 調べられている金属組織学との比較からも支持 される。それによると、過飽和(過冷却)状態 での成長界面での元素拡散の挙動が共晶を作り 出す。具体的には、共晶組成の過飽和メルトが、 片方の鉱物を析出する毎に二相の液相延長の上 (metastable extension)を何度も往来すること で、成長方向に垂直な二相の互層を繰り返し成長 界面が前進する。

また、グラフィック組織やペグマタイトの合成 実験(Fenn, 1986; London, 2005)によると、 共晶の形成は界面でのカイネティックな要因に依 拠していて、その際メルトが共晶組成である必要 は必ずしもない。したがって、メルト組成や析出 物の平均組成も共晶組成とはかけ離れることが報 告されている。

ペグマタイト形成の温度と圧力条件は、 London (2005) によると、花崗岩ソリダス温 度から 650-750℃、フィールドの証拠から 550 ℃、2 長石温度計を使い 425-250℃ (Morgan and London, 1999) および 550-200℃ (河野ほか, 2008) など値が報告されている。圧力について は、鉱物組み合わせから温度を 550-600℃と限定 すると、275-350MPa が推定されている(London, 1986)。

本報告では、2 長石温度計と流体包有物の isochore を組み合わせて、野洲花崗岩体と苗木花 崗岩体に産するペグマタイト、グラフィック花崗 岩と母岩の花崗岩の温度と圧力を推定し、両花崗 岩体のペグマタイト形成の P-T 履歴を報告する。 野洲花崗岩体は、田上花崗岩体に隣接する類似の 花崗岩体であり、ペグマタイトについても細野・ 牧野(2002)の記載からみて、田上花崗岩体ペグ マタイトとの共通点が多い。また、苗木ペグマタ イトと田上ペグマタイトは、同じく西南日本内帯 の山陽帯に分布する白亜紀末の類似の花崗岩体中 に産している。したがって、今回の解析結果は、 田上花崗岩体中ペグマタイトに類似していると考 えられる。

解析方法

アルカリ長石のパーサイト組織は、信州大学の 走査型電子顕微鏡(JEOL JSM-6510A)の BEI で観察した。パーサイト組織の Or 相と Ab 相の 割合は、画像ソフト ImageJ(NIH)を使い BEI の輝度領域を自動で選択後、その領域を粒子解析 して算出した。

アルカリ長石の化学組成は、上記 SEM に装着 した EDS (SD エクストラ; EX-94400T4L1)を 使用し、加速電圧: 15 kV、照射電流: 2.0 nA、 LiveTime 60s で測定した。Jeol の酸化物をスタ ンダードとし、ZAF 補正後未知試料 wt% を得た。 パーサイト組織をもつアルカリ長石の平均化学組 成は、矩形範囲の分析で測った。画像によるパー サイト組織の Or と Ab 相の割合と Or、Ab 相の

1 信州大学理学部, 2 東京大学大学院地球惑星科学専攻, 3 名古屋大学大学院地球環境科学専攻

分析値から求めた値と矩形範囲分析の結果はほぼ 一致したので、今回の平均組成は、矩形範囲分析 の値を使う。

石英に含まれている液相包有物の均質化温度 は、片面研磨した 0.5mm 厚の石英片に含まれる 常温で気液二相の液相包有物を対象とした。顕微 鏡用加熱ステージは信州大学 Linkam600 (ジャ パンハイテック)を用いて、液相への均質化温度 を測定した。なお、氷点測定は行っていない。包 有物の液相 isochore は、L. Shi and S. Mao (2012) の曲線を使った。

長石ソルバスによる温度推定は、Fuhrman and Lindsley (1988) などが導いた(詳しくは Wen and Nekvasil, 1994)、長石正則溶液モデ ルの自由エネルギー経験式を組み込んだソフト SOLVCALC (Wen and Nekvasil, 1994) を 使 い、2 長石ペアが与える温度と圧力の関係を求め た。さらに長石による温度・圧力と液相包有物の isochore を組み合わせて、ペグマタイトなどの生 成温度と圧力を定めた。

野洲花崗岩体と苗木花崗岩体の地質概略

野洲花崗岩体

野洲花崗岩体は、琵琶湖南部の滋賀県野洲市 から湖南市にかけて分布する花崗岩体で、比良・ 比叡・田上岩体がなす環状配列のやや内側に位 置している(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、 2005)。本岩体は美濃-丹波帯のジュラ系堆積岩 類に接触変成作用を与えており(細野・牧野, 2002)、古琵琶湖層群に覆われる(古琵琶湖団体 研究グループ, 1977, 1981)。沢田・板谷(1993) により 69.7±3.5Ma の K-Ar 年代値が得られてい る。

本岩体の主岩相は斑状~等粒状の黒雲母花崗 岩(細野・牧野,2002)で、中粒~細粒の岩相で は等粒状もしくは斑状を呈する(周琵琶湖花崗岩 団体研究グループ,2005)。細野・牧野(2002)は、 花崗斑岩を主岩相からは区別したが、この花崗斑 岩については、琵琶湖南部周辺の花崗岩体の天井 相にあたる細粒斑状相に類似するとの指摘もある (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,2005)。本 岩体からは希元素鉱物を含むペグマタイトの産出 が報告されており(長島・長島,1960)、細野・ 牧野(2002)によりペグマタイトの産状について 詳しく報告されている。

苗木花崗岩体

苗木花崗岩体は、岐阜県中津川市苗木付近に 分布する後期白亜紀花崗岩で、長野県木曽郡上松 町にかけて分布が連続することから苗木・上松花 崗岩とも呼ばれる(河田ほか,1961)。本岩体は、 美濃帯のジュラ紀付加体(中江,2000)や濃飛 流紋岩を貫き、木曽駒花崗岩・小川岩体(赤羽, 1977)、同・大桑岩体(片田・磯見,1958)に貫 かれる(山田ほか,2005)。本岩体からは、52~ 68Maの黒雲母のK-Ar年代値が得られている(柴 田ほか,1962;河野・植田,1966;長沢,1968; 山田ほか,1992)。

本岩体は細粒〜粗粒、灰白色、塊状、一部斑状の黒雲母花崗岩および角閃石含有黒雲母花崗岩 である(Yamada, 1977)。岩相により細粒〜中粒 花崗岩のものは苗木型、粗粒花崗岩は毛呂窪型と 呼ばれ、苗木型の晶洞にはペグマタイトが発達す ることが古くから知られている(柴田, 1939)。

ペグマタイト試料

野洲花崗岩体ペグマタイト(M124)、苗木花崗 岩体ペグマタイト(NG1, NG3)および苗木ペグ マタイトアルカリ長石(NG5)の3種類の試料 について説明する。

野洲花崗岩体ペグマタイト(M124, 図 1a, 2a)

野洲花崗岩体の母岩花崗岩中に産する晶洞を持 つペグマタイトである。母岩花崗岩(hg)とペ グマタイト(p)の間に、約5cmの斑状細粒花崗 岩(fg)の層を挟む帯状構造を示す。母岩花崗岩 の石英粒径は約1.5mm程度で、等粒状である。 母岩から晶洞ペグマタイトに向かい細粒化して斑 状組織を呈する。径5mmの斑状石英が石基岩相 中(石英径は約0.5mm)に散在する。次に急激 に巨晶部に変わり、数 cm の大きい鉱物結晶の集 合体となる。母岩花崗岩、斑状細粒花崗岩、ペグ マタイトの構成鉱物は同じで、石英、アルカリ長 石、斜長石を主とし、少量の黒雲母を伴う。アル カリ長石はパーサイト組織を示す。

苗木花崗岩ペグマタイト (NG1, NG3, 図 1b, 2b)

晶洞ペグマタイトである。母岩花崗岩 (hg) とペグマタイト (p) の間に、約 3cm のグラフ イック花崗岩層(gg)を挟み、帯状構造を示す。 母岩花崗岩の石英粒径は約1.0mm 程度で、等粒 状である。グラフィック花崗岩には数 cm 大の単 結晶アルカリ長石中に丸みを帯びた柱状石英が散 在する。石英はグラフィック組織の成長方向にほ ぼ平行に伸長する。同一アルカリ長石に含まれる 石英は同時消光し、石英の結晶軸の向きは揃って いる (ヘテロエピタキシャル,図1c)。グラフィ ック組織の石英は母岩花崗岩から晶洞ペグマタイ トへと向かって次第に粗粒化し(柱状石英の幅は 0.8mm ~ 23mm, 図 1b, c)、巨晶部では数 cm の 巨晶の集合体となる。グラフィック花崗岩ではア ルカリ長石と石英の割合はほぼ一定である。斜長 石はアルカリ長石粒間に散在する。いずれの岩相 でも、石英、アルカリ長石、斜長石が主な構成鉱 物で、少量の黒雲母を伴う。アルカリ長石はパー サイト組織を示す。



図1 晶洞を構成する岩石。野洲ペグマタイト(a)、苗木ペグマ タイト(b)と苗木グラフィック花崗岩(c)顕微鏡写真(クロス) hg; host granite, fg; porphyritic fine granite, gg graphic granite, p; pegmatite

苗木ペグマタイトアルカリ長石(NG5, 図 2d)

NG5 は晶洞中に産するアルカリ長石自形結晶 である。(001)、(110)、(010)の各結晶面を有す る。1×1×3cmサイズの自形の結晶外側にマ ントルするようにアルカリ長石と斜長石が薄く付 着している(エピタキシャル)。このような産状は、 田上ペグマタイトでもよく見られる。ホストアル カリ長石結晶にはパーサイトが認められるが、マ ントル部分のアルカリ長石はパーサイトを示さず 顕微鏡下で均質である。

長石の化学組成



図 2 岩石組織(BEI)(a) 斑状細粒花崗岩の石基部分(b) 幾何学 的なグラフィック組織(c)ペグマタイトアルカリ長石中のパーサイ ト(d) 様々なパーサイトの混合組織



パーサイト組織と平均化学組成の関連

アルカリ長石のラメラ状クリプトパーサイト は、部分的にラメラ状マイクロパーサイトやさら に粗粒なパッチ状マイクロパーサイトと共存する (図 2c, d)。このようなパーサイト組織の変化に 伴いホスト+ラメラの平均化学組成の違いも調べ た。より初期的なラメラ状クリプトパーサイトや その後粗大化したラメラ状マイクロパーサイトお よびパッチ状マイクロパーサイトおよび両者の混 合した組織において、パーサイトのOr相とAb 相の比率(BEIとimage Jを使用)から、パー サイト組織が異なってもOr相/Ab相の値はほと んど変わらないことが判明した(図 3)。すなわち、 パーサイト組織のパッチ状マイクロパーサイトへ の改変が進んでも、アルカリ長石内での部分的に 平均化学組成は変化してしない。

平均化学組成

野洲と苗木花崗岩体のアルカリ長石全体の平 均化学組成(表1・図4)は、母岩からペグマタ イトへと若干変化し、Or成分が減少する傾向を 示す。その変化は、野洲花崗岩体ではOr75~ 73%、苗木花崗岩体では、Or71~67%である。 斜長石の組成(粒子中心)は、母岩からペグマタ イトへと変わり、Ab成分は増加する(表1)。その組成変化は、野洲花崗岩体ではAb85~87%、 苗木花崗岩体では、Ab88~94%である。アルカ リ長石の平均組成と斜長石の中心部組成は関連し 系統的に変化し、両岩体とも類似した傾向を示す (図4)。

ペグマタイトアルカリ長石のパーサイト相組成

野洲と苗木花崗岩体の母岩花崗岩、遷移層の斑 状花崗岩とグラフィック花崗岩、ペグマタイトに 含まれるアルカリ長石には、パーサイトが存在す る。両岩体のどの花崗岩相でもパーサイト組織の サイズおよび形態変化パターンもほぼ同じであ る(表2・図2)。ラメラ状マイクロパーサイトの 幅は30 µm 前後で、パッチ状マイクロパーサイ トの幅は100 µm 前後であるが、ラメラ状マイク ロパーサイトおよびパッチ状マイクロパーサイト のラメラ組成に違いは無い。野洲花崗岩では母岩 花崗岩からペグマタイトへと向かい、カリ成分に 富むパーサイト母相(正長石)のOr 成分が少し 増加する (Or: 85~93%) (図 4)。一方、苗木花 崗岩母岩中のパーサイトの正長石母相の組成は Or93 前後であるが、ペグマタイト中のそれらは およそ Or95-97 で高い(図 4)。

	M124m	Ma124f		Ma24p		NG1m		NG1g		NG1p		
	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl
SiO2	63.9	63.9	65.9	64.7	64.1	67.3	63.9	64.1	61.5	66.6	62.5	62.7
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Al_2O_3	18.5	21.5	18.9	21.0	18.5	21.9	18.3	20.6	17.6	20.3	17.8	18.8
Cr ₂ O ₃	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
FeO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	0.2	2.7	0.1	2.4	0.2	2.3	0.2	2.0	0.1	1.2	0.1	1.0
Na ₂ O	2.7	9.7	2.9	9.8	3.0	10.5	3.1	10.1	3.2	10.6	3.6	10.4
K ₂ O	12.8	0.5	13.0	0.6	12.2	0.3	12.0	0.4	11.4	0.6	11.2	0.2
Total	98.3	98.4	101.0	98.6	98.2	102.6	97.6	97.2	94.0	99.5	95.3	93.2
O=8												
Si	2.98	2.86	2.99	2.89	2.98	2.89	2.99	2.90	2.99	2.94	2.99	2.95
Al	1.01	1.14	1.01	1.11	1.01	1.11	1.01	1.10	1.01	1.06	1.00	1.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.13	0.01	0.11	0.01	0.11	0.01	0.09	0.01	0.06	0.01	0.05
Na	0.24	0.84	0.25	0.85	0.27	0.87	0.28	0.88	0.30	0.91	0.33	0.95
К	0.76	0.03	0.75	0.03	0.72	0.02	0.72	0.02	0.71	0.03	0.68	0.01
Σ cation	5.02	5.00	5.01	5.00	5.01	5.00	5.01	5.00	5.01	5.00	5.02	5.01
An	0.84	12.02	0.62	11 AF	0.74	10.74	0.75	0.4E	0.72	E 64	0.50	4 7 2
Ah	0.84	12.95	24.04	05 22	0.74	10.74	28.20	9.40	20.50	01.02	22.50	4.75
AD Or	23.96	04.47	24.94	05.33	2/.2/	67.50 1.7C	28.20	08.40	29.50	91.03	52.55	54.14
Ur	/5.20	2.60	74.43	3.22	/1.99	1.76	/1.05	2.14	69.78	3.33	66.95	1.13

表1 長石の平均化学組成

ペグマタイトアルカリ長石の rim 組成

苗木の NG5 のアルカリ長石の平均組成とパー サイト組成は、苗木 NG1 とほぼ一致している。 しかしながら、NG5 にはアルカリ長石外殻(rim) に部分的にアルカリ長石と斜長石が薄くマントル する。マントルするアルカリ長石は、母相のカリ 成分に富むアルカリ長石(正長石)から不連続に 端成分に近い組成 Or98% へと変化する(図4)。



図4アルカリ長石の平均組成と斜長石組成

このようなマントル長石とホストアルカリ長石の 関係は、田上ペグマタイト長石で酷似した例が報 告されている(河野ほか,2008)。ラメラ斜長石 組成はNG1のペグマタイトとほぼ同じ値である。 しかし、rimにマントルする斜長石組成は著しく Naに富みAb99%とほぼ端成分曹長石組成と同 じである。

液相包有物

野洲花崗岩ペグマタイトと苗木花崗岩ペグマタ イトの母岩花崗岩、グラフィック花崗岩、ペグマ タイトの石英にサイズ 10um 以下の液相包有物が 多数含まれている。この包有物は、両岩体ともに、 気液二相からなる(図5)。それらの形は、不定 形~円形を呈する。経験的に均質化温度(T_h)は 不定型包有物のほうが、小さな円形の包有物より 高い傾向にある。なお、野洲花崗岩の漸移部分で ある斑状花崗岩中の石英には該当する流体包有物 は見られない。また、苗木ペグマタイトではマン トル長石(NG5)と共生する石英は見出されて いない。

野洲と苗木の液相包有物試料についての均質 化実験を行った(図6)。その結果、100℃以上 から均質化を示す包有物が現れ、200℃を超える と5割程度の包有物は均質化する。また、母岩花 崗岩石英の包有物は最高320℃で均質化する。ペ

表2 パーサイト長石の化学組成

-	M124h		Ma124f		Ma24p		NG1h		NG1g		NG1p		NG5c		NG5r	
	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl	akf	pl
SiO ₂	64.5	66.5	65.0	67.5	63.9	68.1	65.4	66.5	64.2	82.7	64.8	69.9	63.7	70.0	63.9	67.2
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	18.4	20.0	18.6	19.6	18.2	20.1	18.6	20.2	18.3	10.4	18.5	18.3	17.8	17.2	17.8	18.8
Cr.0.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
FeO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	0.1	0.8	0.1	0.3	0.1	0.7	0.1	1.1	0.0	0.3	0.1	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0
Na ₂ O	1.6	11.0	1.4	11.4	0.8	11.3	1.2	10.9	1.1	6.3	1.2	10.6	1.3	10.0	0.2	11.4
K ₂ O	14.5	0.2	14.9	0.2	15.5	0.1	15.3	0.2	15.2	0.0	15.1	0.2	14.8	0.5	16.3	0.1
Total	99.3	98.5	100.0	99.1	98.7	100.3	100.7	99.0	98.9	99.9	99.9	99.3	97.7	97.8	98.3	97.6
O=8																
Si	2.99	2.95	2.99	2.98	2.99	2.97	2.99	2.95	2.99	3.47	2.99	3.06	3.00	3.10	3.01	3.01
Al	1.00	1.05	1.01	1.02	1.00	1.03	1.00	1.05	1.01	0.52	1.01	0.94	0.99	0.90	0.99	0.99
Ti	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
Cr ³⁺	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
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	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
Mg	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
Ca	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.15	0.95	0.12	0.98	0.07	0.96	0.11	0.94	0.10	0.52	0.11	0.90	0.12	0.87	0.02	0.99
К	0.86	0.01	0.87	0.01	0.93	0.00	0.89	0.01	0.90	0.00	0.89	0.01	0.89	0.03	0.98	0.00
Σcation	5.01	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.53	5.01	4.93	5.01	4.90	5.00	4.99
An	0.59	3.86	0.59	1.39	0.25	3.14	0.37	5.17	0.00	2.29	0.48	1.40	0.20	0.38	0.10	0.18
Ab	14.58	95.23	12.38	97.40	7.09	96.51	10.70	93.53	9.69	97.50	10.94	97.30	11.77	96.81	2.07	99.54
Or	84.83	0.91	87.03	1.21	92.66	0.35	88.93	1.30	90.31	0.20	88.58	1.30	88.03	2.80	97.83	0.29

グマタイト石英の包有物は最高240と270℃の均 質化温度を示す(順に野洲、苗木)。また、苗木 グラフィック花崗岩ではその均質化温度は250℃ である。野洲と苗木花崗岩の均質化温度はこれ までよく調べられている葛根田花崗岩中のもの に比べるとかなり低温の均質化温度を示し、乳 頭花崗岩のそれと類似する(佐脇, 2003; 佐々 木ほか,1995)。乳頭花崗岩は、地熱地帯の低温 流体を捕獲していると判断されている(佐々木 ほか, 1995)。また、San Diego ペグマタイト (London, 1986) のポケット鉱物(石英, beryl, spodumen)の流体包有物では、平均 210-250℃ の均質化温度が示されていて、野洲や苗木のペグ マタイトの均質化最高温度に合致する。したがっ て、野洲と苗木の試料は、ペグマタイト形成時に 捕獲した包有物とその後の低温熱水流体の侵入に



τομπ



図 5 気液二相の液相包有物.いずれもペグマタイト石英中

よる流体包有物も保持していると考えられる。こ のように、低温流体の影響も受けている可能性が 大きいこと、初生包有物と2次包有物の識別が不 鮮明なことから、均質化温度の最高温度をその石 英の初生的な包有物の均質化温度として扱う。

ペグマタイトの生成温度と圧力

前述のようにペグマタイト形成の温度(T)と 圧力(P)を求める試みは様々である。鉱物組み 合わせでは、P-Tのある領域を限定できて、流体 包有物 isochore(P,T)や2長石温度計(P,T) では、P-Tの関係式(自由度1)を決定できるが、 P・Tの値は不定である。今回は、P・T両方の関 数である石英流体包有物の isochore 曲線と長石 ソルバスペア分配曲線とのP-T図での交点を求め (図7)、ペグマタイトとそれに伴う各岩相の温度 と圧力を推定した。なお、パーサイトを持つアル カリ長石は平均化学組成を離溶(パーサイト形成) 前のペグマタイト融液からの晶出時の化学組成と した。

野洲花崗岩体と苗木花崗岩体のアルカリ長石平 均化学組成と斜長石平均化学組成(中心部組成を 仮定)が連動して変化する(図4)こと、長石の 平均化学組成はパーサイト長石を構成する2相の 組成変化とは関連性がないこと、パーサイト組織 変化に関わらずアルカリ長石の平均組成はほぼ一 定である(図3)ことから、長石類の平均組成は 晶出時の組成を保持していると考えられる。つま





り、長石類の平均組成を基に母岩花崗岩、グラフ ィック花崗岩、ペグマタイトがそれぞれメルトか ら形成された温度と圧力を見積もることができ る。野洲と苗木花崗岩体の母岩花崗岩は、ほぼ同 じ550°C・250MPaの形成条件が推定された(表 3)。両花崗岩体のペグマタイトは、母岩花崗岩と はおなじ550℃の温度が得られるが、より高い圧 力の 350MPa で形成されている (図 8)。苗木グ ラフィック花崗岩は温度 550℃で、400MPa で、 母岩から等温で過飽和状態を維持しほぼ連続的に ペグマタイトへと晶出が進行し、そのとき固化に 伴う2次発泡によりペグマタイトポケットの水蒸 気圧は変動を繰り返しながら増加したと考えられ る。野洲花崗岩の遷移層である斑状細粒花崗斑岩 の圧力は求められていない。液相包有物が認めら れないためである。このことから、この花崗岩の メルト状態での水の溶解濃度の低さがうかがえる が、直説的な証拠はない。しかし、苗木ペグマタ イトと同じように、野洲岩体のペグマタイトも母 岩花崗岩と同じ温度(570℃)でより高い圧力下 (450MPa) で形成されている。

一方、野洲花崗岩体と苗木花崗岩体で見られる パーサイト組織の形成温度は、母岩花崗岩からペ グマタイトの順に、440℃→390℃と系統的に低 くなる(図9)。今回の試料は10cm 未満サイズ で母岩からペグマタイトまで産するので、岩相ご とに経験した温度、圧力と冷却速度の違いはな い。今回の報告のように、離溶が停止する離溶閉 鎖温度の違いは、触媒効果を持つ熱水の関与によ り固体内で原子の拡散が制御されていると想像で きる(拡散の活性化エネルギーを下げる)。この



ペグマタイト形成温度圧力

図8 野洲花崗岩体と苗木花崗岩体のペグマタイト形成 の温度-圧力変化

ことは、マイクロパーサイトの形成に熱水の関与 が必要 (Lee and Persons, 1997) というパーサイ ト研究の結果とも一致する。母岩花崗岩より低温 まで熱水の影響下に置かれたであろうペグマタイ トは、母岩よりも低いパーサイト形成閉鎖温度を 示す。野洲と苗木の花崗岩体のペグマタイト長石 は、パーサイト閉鎖温度が約390℃、田上の例で は350-400と見積もられ(河野ほか,2008)ほぼ 一致している。したがって、アルカリ長石の固体 内拡散による元素再分配が起きる離溶閉鎖最低 温度は400℃足らずと推定できる。NG5のアル カリ長石のパーサイト形成温度も 390℃の NG1 のペグマタイトパーサイト形成温度と一致する (図 9)。なお、NG5 では、パーサイト組織を示 すアルカリ長石にマントル正長石と同じくマント ル曹長石の形成温度をソルバスから見積もると、 250℃以下という著しく低温度となる。このソル バス2長石温度計は、圧力効果は小さく(15℃ /100MPa)、圧力が変動しても計算温度は大きく は変わらないので、おおよそ200-300℃で熱水か らホストアルカリ長石成長面にエピタキシャル成 長していることになろう。このマントル長石部分 の温度見積もりは、田上ペグマタイト中のマント ル長石の形成温度見積もり(200℃以下:河野ほ か,2008) と整合的である。なお、苗木ペグマタ イトNG5アルカリ長石の場合、マントルされて いる内部のアルカリ長石の組成はこのエピタキシ ャル成長時に乱されていないようにみえる。



野洲・苗木ペグマタイトの 形成過程について

苗木花崗岩体では、母岩花崗岩からペグマタイ トへと遷移する過程で、グラフィック組織を形成 する。グラフィック組織は、アルカリ長石と石英 の連晶で、組織の成長方向に石英が柱状に伸長し ている。母岩花崗岩付近では細い柱状石英だが、 次第に巨大化し cm サイズの石英、アルカリ長石、 斜長石が集合したペグマタイトになる。柱状石英 とアルカリ長石の連晶組織は、金属組織で見られ る共晶であり、その類推から解釈できる。

並列に連晶する石英成長前面とアルカリ長石前 面のメルトでは、それぞれアルカリ長石成分と石 英成分が過飽和であり、逆にアルカリ長石成分と 石英成分が未飽和となる。成長前面の隣接メルト 間での原子の拡散により、過飽和と未飽和成分の 供給と排出が効率的に行われしかも継続できるの で、石英とアルカリ長石の連晶が連続的に並列し て成長できる(図10)。また、苗木花崗岩ペグマ タイトで見られるように、グラフィック組織の形 成過程では鉱物の連続析出による過飽和度の減少 が石英核の発生頻度の低下をもたらすので、石英 核の密度は析出とともに次第に小さくまばらにな る。このとき、水蒸気圧の上昇による原子の拡散 速度が増すので石英核の成長が促進されて、柱状 石英粒子径や粒子長も大きく発達するようにな る。一方、野洲花崗岩ペグマタイトでは、斑状細 粒花崗岩形成前に一度脱ガスによる著しい過飽和 状態になる事で、細粒石基が形成され、その後水 蒸気圧の回復上昇に伴い、過飽和度の緩和とメル ト中の原子拡散速度の回復によりペグマタイトを 形成する条件に至ったと解釈できる。



図 10 グラフィック組織の成長界面近傍での Qtz,Akf成分の移動

引用文献

- 赤羽久忠(1977)中部地方上松町西方の小川花 こう閃緑岩について(その1). 岩鉱, 72, 139-151.
- Fenn, P. M. (1986) On the origin of graphic granite. Amer. Mineral., 71, 325-300.
- Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. (1988) Ternary feldspar modeling and thermometry. Amer. Mineral, 73, 201-215.
- 細野高啓・牧野州明(2002)琵琶湖南部,後期白 亜紀野洲花崗岩体の岩相変化.地質雑,108, 1-15.
- 片田正人・磯見 博(1958)5万分の1地質図幅「上 松」および同説明書.地質調査所,38p.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田 正人(1961)中央アルプスとその西域の地質-その2. 濃飛流紋岩類-. 地球科学,54,20-31.
- 河野義礼・植田良夫(1966)本邦花崗岩の K-Ar dating(5) - 西南日本の花崗岩類-. 岩石鉱 物鉱床学会誌, 56, 191-211.
- 河野俊夫・中野聡志・下林典正(2008)滋賀県・ 田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石 の形成過程.地質雑,114,435-446.
- 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 水口丘陵西部 の古琵琶湖層群.地球科学, 31, 115-129.
- 古琵琶湖団体研究グループ(1981)瀬田・石部地 域の古琵琶湖層群.地球科学,35,26-40.
- Lauder, W. R. (1961) Reaction of crystal structures and reaction fabric. Amer. Mineral., 46, 1317-1328.
- Lee, M.R. and Parsons, I. (1997) Dislocation formation and albitization in alkali feldspars from the Shap granite. Amer. Mineral., 82, 557-570.
- Lentz, D.R. and Fowler, A.D. (1992) A dynamic model for graphic quartz-feldspar intergrowths in granitic pegmatites in the southwestern Grenville Province. Canad. Mineral., 30, 571-85.

- London, D. (1986), Formation of tourmalinerich gem pockets in miarolitic pegmatites. American Mineralogist, 71, 396-405.
- London, D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. Lithos, 80, 281-303.
- Morgan, G. B. VI and London, D. (1999) Crystallization of the Little Three layered pegrnatite- aplite dike, Ramona District, California. Contr. Mineral. Petrol., 136, 310-30.
- 長沢 力(1968)長野県上松町付近の花崗岩質岩の K-Ar 法による年代測定. 岩鉱, 60, 93-101.
- 中江 訓(2000)西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比.地質学論集,55,73-98.
- 長島乙吉・長島弘三(1960) 滋賀県田ノ上および
 三上山.日本希元素鉱物(長島乙吉先生祝賀記
 念事業会京都,436pp.),379-382.
- 佐々木宗建・笹田政克・藤本光一郎・村松容一・ 小松亮・佐脇貴幸(1995)流体包有物に記録さ れた若い花崗岩貫入後の熱水活動・葛根田地 熱地域と乳頭地熱地域を例に・. 資源地質, 45,303-312.
- 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史-.地質学雑誌, 99, 12, 975-990.
- 佐脇貴幸(2003)流体包有物 その基礎と最近の 動向 -. 岩鉱, 32, 23-41.
- Shi, L. and Mao, S. (2012) Applications of the IAPWS-95 formulation in fluid inclusion and mineral-fluid phase equilibria, Geoscience Frontiers, 3, 51-58.
- 柴田賢・Miller, J. A.・山田直利・河田清雄・村 山正郎・片田正人(1962)カリウム-アルゴン 法によって決定された伊奈川花崗岩および苗木 花崗岩の絶対年代.地調月報, 13, 317-320.
- 柴田秀賢(1939)美濃國惠那郡苗木地方の花崗岩
 類及びペグマタイト(其の4).地質学雑誌,
 46,583-593.

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2005)琵琶湖

周辺の花こう岩質岩体-その6.野洲花こう岩体-.地球科学,59,89-102.

- Wen, S. and Nekvasil, H. (1994) Solvcalc: an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. Computers, Geosczencw, 20, 1025-1040.
- Yamada, N. (1977) Nohi Rhyolite and associated granitic rocks. Guidebook for excursion 4. Geol. Surv. Japan, 33-60.
- 山田直利・柴田 賢・佃 栄吉・内海 茂・松 本 哲一・高木 秀雄・赤羽 久忠(1992)阿 寺断層周辺地域の火成岩類の放射年代と断層活 動の時期.地調調査研究報,43,759-779.
- 山田直利・赤羽久忠(2005)濃飛流紋岩類を貫く 花崗岩類.地団研専報,53,98-97.

田上ペグマタイトに産する電気石の産状および記録

Occurrence and records of tourmaline from the Tanakami pegmatite

高谷真樹1

Masaki Takaya¹

電気石(Tourmaline)は、ホウ素を主要元素 として含むケイ酸塩鉱物のグループである。花 崗岩質なペグマタイトやそれに関係した脈や鉱 床、スカルンなどから産し、岩石中の副成分鉱物 として花崗岩をはじめとする火成岩や変成岩中に も含まれる。一般に三角形の辺をやや膨らませた ような断面をもつ柱状の結晶として産出し、長軸 方向に伸長して針状の結晶となることもある。特 徴として柱面に結晶の伸びの方向と平行に条線が 発達するほか、結晶の上端と下端で形状が異な る異極晶をなす。また力や熱を加えると帯電す る性質があり(それぞれ圧電性、焦電性)、電気 石という名称はこの性質に因む。硬度は7~7.5と 高く、宝石としても利用される。電気石の化学 組成は複雑で、一般式は XY₃Z₆(T₆O₁₈)(BO₃)₃V₃W のように表され、X = Na、Ca、K、空隙、Y = Fe^{2+} , Mg, Mn²⁺, Al, Li, Fe^{3+} , Cr, Z = Al, Fe^{3+} , Mg, Cr, T = Si, Al, B, V = OH, O, W = OH、F、O などの元素等で構成される(Henry et al., 2011)。そのためこのグループには多くの 鉱物種が認められ、電気石(Tourmaline)はグ ループ全体の総称として用いられる。産出が多 く代表的な電気石の種は、X が Na であるアルカ リ電気石に属するのもので、鉄に富む鉄電気石 (Schorl)、鉄よりもマグネシウムを多く含む苦土 電気石(Dravite)、リチウムを含むリチア電気石 (Elbaite) である (表 1)。

田上ペグマタイトに産出する電気石は、中司 (1929, 1932)、辻・北原(1979)によれば、一般 に黒色または褐色不透明の結晶で、その形態は柱 状、針状、また針状結晶が集合した網状など様々 である。長さは 2~3 cm 以下、径は通常 1 mm 以 下で、笹間ヶ岳、矢筈ヶ岳、国見山、六箇山から 産出する。それらの電気石は、ペグマタイト中の 石英(水晶)やトパズの包有物として、それらの ペグマタイト鉱物表面の付着結晶として、また 晶洞粘土中の結晶として産出する(中司, 1929, 1932; 辻・北原, 1979)。田上山で採取された電気 石を図1に示す。田上ペグマタイトに産する電気 石は、これまでいずれも鉄電気石であるとされて いる(辻, 1968; 岡田, 1978; 本調査研究報告書福 井および白勢報告参照)が、褐色〜褐色透明の電 気石も見出されており(高,1896;中司,1929;辻・ 北原,1979)、これらは苦土電気石などの鉄電気 石以外の電気石種の可能性がある。電気石は母岩 の花崗岩中にも含まれる(中司,1929)。

田上ペグマタイト中の電気石は古くから知られ







鉱物名	英名	色	化学組成
鉄電気石	Schorl	黒色~青黒色、褐黒色	$NaFe_{3}Al_{6}Si_{6}O_{18}(BO_{3})_{3}(OH)_{3}(OH)$
苦土電気石	Dravite	淡褐色~褐黒色、暗黄色、青色	$NaMg_3Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_3(OH)$
リチア電気石	Elbaite	緑色、青色、黄色、橙色、ピンク色、赤色、無色	$Na(Li_{1.5}Al_{1.5})_{3}Al_{6}Si_{6}O_{18}(BO_{3})_{3}(OH)_{3}(OH)$

表 1. 電気石の代表的な種、色調、理想的な化学組成

1 京都大学理学研究科

ており、専門雑誌においても明治中期には電気石 の記述が確認できる。田上ペグマタイトの電気石 に関する文献は、滋賀県下に産出する鉱物をまと めた辻(1968a, b, c)、岡田(1978)や辻・北原(1979) で参照できる。以下では、田上ペグマタイトにお ける電気石の産出や産状の記録として、それらの 文献の一部を取り上げ、電気石に関する部分を抜 粋してここに記述する。

山下 (1894)

『一時本地に黄玉の多量に産出せしは母岩たる 花崗岩の霉爛したる部分若くは砂礫と交りて川底 に堆積せるものを採集したるにありて今は其現出 稀なり之に随伴して發見せらる、は煙水晶、正長 石、黑雲母等にして稀に電氣石を出す是等の礦石 は往々晶形の完備したるものを出せり』との記述 がある。

篠本(1895)

『晶洞中にある諸礦物中最も多數なるは黑水晶 正長石及雲母の諸晶体にして黄玉ベリル黑電氣石 曹達長石螢石等の良晶は比較的多産せず』との記 述がある。

高(1897)

日本産鉱物の産地や産状を記述したもので、電 気石の項目において、『我國所産若くは花崗岩中 にあり其の主なる産地を示せば左の如し』として 挙げられている8産地および1地方の中に『近江 栗太郡田ノ上山』の記述があり、『美濃近江産は 多くは褐黑にして不透明なり時として褐色透明の ものあり』と同産地の電気石の特徴が記載されて いる。また、緑柱石の項目において『美濃高山村 近江田ノ上山に於て黄玉石長石石英雲母電氣石と 供に花崗岩より産出せり』との記述もみられる。

中司(1929)

田上ペグマタイトの産出鉱物について、産地と 各鉱物についての記載が行われている。『第一篇 田上山の範圍と産出鑛物』では、矢筈ヶ岳におい て、トパズ、石英、長石、緑柱石と並んで『電氣 石 針狀結晶一白色砂土中に』の記述がある。ま た、『第二篇 各鑛物誌』では、次のように電気 石の産状が記載されている。『1、水晶の包裹物と して褐色針狀の結晶をなす。2、電氣石のみの晶 洞中(笹間ヶ岳) 白色砂中の粘土中に針狀の電 氣石無數に蜘蛛の巢の如き網狀をなして產出す (砂の光澤强く日光に反射する)。3、花崗岩中の 副合分として針狀の電氣石あり。』さらに石英に 関する記載の中で、草入水晶において『煙水晶に 多く包裹物は主として、針狀の褐色電氣石なり。 (以下、略)』また、黒水晶において『黑色不透明 なる黑水晶も少々產出す。稀には電氣石附着す。』 と記述されている。

中司 (1932)

笹間ヶ岳、矢筈ヶ岳、国見山、六箇山にお いて、他の鉱物とともに電気石の記載がみられ る。笹間ヶ岳および矢筈ヶ岳では、それぞれ 『Tourmaline (電気石) 針状、柱状』『Tourmaline 針状、柱状』と記載されている。国見山では次 のような記載がみられる。『Tourmaline (a) 針 状 Quartz、Orthoclaseの晶洞中に共産するも の。(b) 藍色の粘土を伴ひ独立の晶洞中より共 産するもの Beryl?かと思はるが針状、繊維状 ものを随伴する。』また、国見山においてはトパ ズおよび石英の包有物として電気石の記載があ る。トパズ『Topaz 褐色の美晶、庇面式、錐面 式、Tourmaline(電気石)を包裹するもの。』石 英『種々なるもの、堂山に似たるも、帽子被り、 普通なるもの最も多し。包裹物、電気石。』六 箇山においても石英の記載の中で『Quartz 包 裹物-Cassiterite (錫石)、Rutile (金紅石)、 Tourmaline (電気石)』と記載されている。

中森(1932)

水晶晶洞で発見した鉱物として『一、水晶.二、 長石.三、雲母.四、黄玉石.五、緑柱石.六、 電氣石.七、柘榴石.八、モナッアイト.九、狼 鉄鉱.一0、銅鑛.一一、錫石.一二、方解石. 一三、マンガン鑛.等』との記述がある。

益富(1932)

田上山に産する鉱物の案内書とも呼べるもの で、産出鉱物の種類の項において他の鉱物ととも に電気石が記述されている。『大正五年發行日本 鑛物誌所載の田ノ上山地方産出礦物は正長石、曹 長石、白雲母、黑雲母、チンワルド雲母、黑水 晶、錫石、黄寶石、綠柱石、鐵錳重石、モナズ石 の十一種に止まり、其後の記錄には電氣石、柘榴 石、玉滴石、天河石、方解石、菱鐵鑛、カトリン 石、瀧藏石及脆玉石があり、總計二十種に達する が、此の内水晶、長石、雲母の各種は採集容易で あるが、他は困難で黃寶石の如きも餘程の幸運に 惠まれぬ限り、なか/ \ 發見されぬものである。 (以下、略)』

辻・北原(1979)

滋賀県の主な鉱物や鉱床について述べられて おり、その中で田上ペグマタイトの産出鉱物の研 究史や各鉱物の産地、記載がまとめられている。 電気石に関しては、中司(1929,1932)、中森(1932) とともに、田上山の地質や産出鉱物を調査した大 矢券一氏の1943年の京都大学卒業論文における 記載を引用し、以下の産状および特徴が記述され ている。

『・単独または多数の小晶が水晶(石英)、黄 玉に包含されて産するのが普通であるが、まれに はペグマタイトから単独に産する。

 ・黒色または褐色不透明で、まれに褐色半透明の ものもある。径1 mm 以下の細い針状で、長さ
 2~3 cm 以下、縦の条線が見られる。しかし、結 晶面は明らかでない。』

謝辞

本稿で使用した写真をご提供いただいた河野 俊夫氏に、厚くお礼を申し上げる。

引用文献

中司 稔 (1929) 田上山の鑛物. 地球, 11, 330-344.

- 中司 稔(1932)田ノ上山の鑛物の分布狀態に就て. 我等の鉱物, 1, 196–207.
- Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.L., Uher, P. and Pezzotta, F. (2011) Nomenclature of the tourmaline supergroup minerals. Amer. Mineral., 96, 895-913.
- 高 壮吉(1896)日本産鉱物雑説(続き).地質学雑誌,4,119-124.
- 益富壽之助(1932)田ノ上、石榑、水澤採集記(一).我等の鉱物, 1, 340–343.
- 中森寛三(1932) 田ノ上山水晶々洞模型説明文.我等の鉱物, 1, 41-43.
- 岡田 久(1978) 滋賀県鉱物目録第1版.70 pp., 橋本印刷, 京都.
- 篠本二郎(1895)近江國田ノ上山に登るの記.地学雑誌,7,602-605.
- 辻 一信(1968a)滋賀県鉱物目録(予報)[I].
 地学研究, 19, 13-21.
- 辻 一信(1968b)滋賀県鉱物目録(予報)〔Ⅱ〕.
 地学研究, 19, 97–103.
- 辻 一信(1968c)滋賀県鉱物目録(予報)〔Ⅲ〕.
 地学研究, 19, 165–168.
- 辻 一信,北原隆男(1979)滋賀県下のおもな鉱
 物・鉱床,滋賀県の自然,総合学術調査研究報
 告.滋賀県自然保護財団,479–541.
- 山下傳吉 (1894) 近江國大谷山の黄玉. 地学雑誌, 6, 228.

田上ペグマタイト産繊維状電気石

Fibrous tourmaline from the Tanakami pegmatite

白勢洋平1

Yohei Shirose¹

はじめに

電気石は花崗岩やペグマタイト中に含まれる 副成分鉱物であり、その産状や化学組成の変化の 傾向から形成時の環境を示唆する重要な手掛かり となる (Henry et al., 2011)。日本の Li ペグマタ イトから産する電気石についてはその組成変化の 傾向について報告がなされている(e.g., Shirose and Uehara, 2013)。一方で、日本のその他のタ イプのペグマタイトから産出する電気石について は詳細な検討はなされておらず、滋賀県大津市の 田上ペグマタイトについても同様である。電気石 は多くの場合、肉眼的な大きさの柱状または粒状 の結晶形態で産するが、フォイト電気石などのア ルカリ欠如型の電気石では、繊維状の形態をとる ことが知られている。同時に、繊維状電気石は多 くの場合フォイト電気石であると考えられてきた が、近年、その化学組成の多様性が報告されてい る (Dutrow and Henry, 2016)。しかしながら、 その形態的特徴や形成過程は未だに明らかにされ ていない。本研究では、田上ペグマタイトから見 出された繊維状電気石の産状及びその鉱物学的特 徴について報告する。

試料・実験手法

田上山からは、中沢晶洞や不動寺のペグマタイ ト中の晶洞から繊維状の電気石が産出する。繊維 状電気石とは、形態的に高い軸比を持つ電気石で あり、典型的には軸比20(>100)を超えている 細い長柱状の電気石のことである。不動寺のペグ マタイト晶洞中のものは、石英中のインクルージ ョンまたは、石英や長石の表面を覆うように産出 し、電気石を内包する石英は肉眼的には青色に見 える。中沢晶洞から産出するものには、晶洞中の 1愛媛大学理工学研究科 細柱状結晶の先端部が繊維状になったものと、晶 洞中の長石や雲母の結晶表面を覆う細毛状から繊 維状の集合がある(図1a,b)。この結晶表面を覆 う集合は、肉眼的には絹糸光沢を持つ粉状・粘土 状の集合に見える。柱状部も含めた電気石の色は、 無色-水色-褐色-黒色で、特に細毛状から繊 維状部は無色・水色である。本研究ではこの中沢 晶洞から産出した電気石を試料として扱う。

X線回折実験には、九州大学理学部設置の RIGAKU RINT RAPID II を用いた。化学分析 には、九州大学理学部設置のFE-EPMA JEOL JXA-8530Fを使用した。走査型電子顕微鏡に よる形態観察には、京都大学総合博物館設置の JEOL JSM-6060LVを使用した。微細組織観察に は、九州大学超顕微解析研究センター設置の走査 透過型電子顕微鏡 JEOL JEM-ARM200CF を用 いた。





図1 田上山中沢晶洞産繊維状電気石 (a) 先端部が繊維状になった細柱状電気石 (b) 長石や雲母の結晶表面を覆う細毛状電気石

結果・考察

気石超族の化学組成は、 $XY_3Z_6(BO_3)_3T_6O_{18}V_3W$ で表される。化学分析の結果、田上ペグマタイト の中沢晶洞から産出した電気石は、X 席は Na と 空位に富み、Ca はまったく含まれていない。Y 席については Fe に富んでおり、細柱状結晶はわ ずかに Mg を含み(< 0.16 apfu)、細毛状集合は ほとんど Mg を含まない(< 0.02 apfu)。Li につ いては計算によって求めているが、いずれも少量 含んでいると考えられる。また、F を含有してお り、W 席が F >(OH)となる部分もある。鉱物 種としては鉄電気石(フッ素鉄電気石)– フォイ ト電気石系列である。

細柱状の結晶は直径 200 µm 程度、長さ数 mm 程度で、結晶の先端が片方は単結晶からなる端面 を持ち、反対側の先端は繊維状になっている。こ の繊維状部は直径 10 µm、長さ 150 µm 程度の結 晶の集合からなり、先端部は単結晶のような電気 石の端面の形をつくっている(図 2)。

晶洞中の鉱物を覆う細毛状の電気石は、走査型 電子顕微鏡の二次電子像で確認したところ、直径 10 µm、長さ400 µm以下の湾曲した柱状結晶が 三次元的に重なり合った集合からなることがわか った(図3)。他の産地の繊維状電気石とは大き く異なる特徴を持ち、細いものは直径100 nm, 長さ50 µm 程度(軸比500)の湾曲した繊維状結 晶の集合からなる。細毛状結晶については、イソ プロパノール上に拡散の後、マイクログリッド上 に滴下し透過型電子顕微鏡を用いて詳細な観察を 行った。このナノ繊維状電気石は六角柱状の単結 晶であり、電子線回折や高分解能像観察の結果か らc軸方向に伸長しており結晶性が高いこともわ



図2先端部が繊維状になった細柱状電気石の反射電子像

かった (図4)。

多くの場合繊維状電気石は、ペグマタイト形 成末期やスカルン中の熱水環境下で形成されると 考えられるが、田上ペグマタイトの晶洞中から産 出したナノ繊維状電気石はその形態的特徴が大き く異なり、気相成長により形成された可能性も考 えられる。ナノ繊維状電気石については、転位観 察や、より精確な化学分析などさらなる研究が必 要であり、その産出の普遍性についても調査が必 要である。ペグマタイト晶洞中の粘土鉱物や、晶 洞中の結晶表面に形成されるナノ繊維状電気石な どは、フラックスに富むケイ酸塩流体の存在を示 唆するものであり、ペグマタイト形成末期の環境 を探る重要な手掛かりとなる。



図3細毛状電気石の二次電子像



図4ナノ繊維状電気石の透過型電子顕微鏡像

謝辞

田上ペグマタイトの現地をご案内いただき、 中沢晶洞から産出した電気石の試料を提供いただ いた河野俊夫氏に感謝を申し上げます。

引用文献

- Dutrow, B. and Henry, D. (2016) Fibrous tourmaline: a sensitive probe of fluid compositions and petrologic environments. Canad. Mineral., 54, 311-335.
- Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.L., Uher, P. and Pezzotta, F. (2011) Nomenclature of the tourmalinesupergroup minerals. Amer. Mineral., 96, 895-913.
- Shirose, Y., and Uehara, S. (2013): Li tourmaline from Nagatare, Fukuoka Prefecture, Japan. J. Mineral. Petrol. Sci., 108, 238-243.

田上ペグマタイトの電気石

Tourmaline from the Tanakami pegmatite

福井龍幸1

Tatuyuki Fukui¹

電気石は、硼素を含む六方晶系の珪酸塩鉱物 で鉄電気石やリチア電気石等10種程度の鉱物種 からなるグループ名である。

県内各地から鉄電気石の産出は知られている が、今回、特に滋賀県田上ペグマタイトの電気石 について、歴史的なことも加え田上山地域の3地 点での産出状況を紹介したい。

まず、電気石の名称と用途についてであるが、 我国では電気石の存在そのものについては、すで に明治以前から知られており、(甲斐の傘石、薩 摩の烏石、美濃の黒簾石等)それぞれの産地で俗 称が付けられていた(杉村・北村,1885)。これ らの名称は鉄電気石の黒色という特徴的な色合い や、結晶の集合形態から名づけられたと考えられ るが、統一的な名称はなかった。ただ明治初期に は、すでに美しい色彩のあるリチア電気石の存 在や帯電性のあることが知られ、電気石、緑紅 石、雷墨石等の名前も付けられていた。また用途 としては、石薬には使われず、もみじ石と呼ばれ 水石として楽しむ他、研磨剤として使用される他 第二次世界大戦頃には実験器具やガラス材料と しても利用された(農商務省鉱山局,1900;磯部, 1996)。

次に大津市田上ペグマタイト中の電気石につい ての記録の歴史であるが、我国では、上記のよう にそれぞれの産地に於いて古くからある程度知ら れていたものの重要な用途もなく、美しいリチア 電気石も殆ど見出されなかった。県内において も同様で『雲根志』にも取り上げられず(横江, 2010)、その存在は広く知られることはなかった。 しかし明治10年(1887年)東京の上野公園で開 催された第1回内国勧業博覧会に於いて、元彦根 藩士族の杉村次郎(1852年~1895年)が田上山 のトパーズや硫化銀鉱(方鉛鉱)などと共に大 津市関津で採集した電気石を出品した。(日本鉱 業史料集刊行委員会編,1983)当時、杉村は明治 6年から大阪の五代友厚設立の弘成館の副鉱長と して永源寺町にあった銀鉛山の政所鉱山を経営し ていた。併せて明治7年から8年にかけて工部省 鉱山寮から滋賀県及び三重県の鉱物調査を委託さ れていた(滋賀県所蔵)。この時、採集した田上 ペグマタイト産トパーズが我国で、また電気石が 県内初の記録になると思われる。ただ賞牌を授与 された宝石のトパーズと違い、電気石はあまり注 目されなかった。しかし当時、県の出品物選考委 員であった原田某からトパーズやトルマリンの和 名を杉村に尋ねる書簡も残されており、人々の啓 蒙にも役立った意義のある出品だったと考えられ る。また杉村が表した明治11年(1878年)『金 石学必携上』の黄玉(トーパス)の説明文には、 「近江栗太郡田上山ニ於テ余ノ発見シタルモノハ 滑石質花崗石中ニオイテ石英、雲母、長石、リソ マルジ或ハ電気石或ハ柘榴石トー處ニ在ルモノア リ」と電気石の産状も書かれている。また、その 7年後、明治18年(1885年)に発刊された杉村 の口述書『日本金石解説』の電気石(らいき石・ ツールマリン)の説明文には、産地として滋賀県 下近江国栗太郡田上山他二か所が挙げられ、その 結晶形態や、熱すると両極に電極が生じることな どの特徴が書かれ、「近江田上山ニ於テ曾テ余ノ 採収セシ物ハ花崗石中ニ在リテ細小ノ柱形ヲナシ 其色ハ淡紅(紅電気石)ナルモノアリ藍色(藍電 気石)ナルモノアリマタ黒色六面柱形ナルモノア リ・・・」と記されている。この内容からは、杉 村が明治11年から18年までの間に田上山に於い て、花崗岩ペグマタイト晶洞からリチア電気石等 を採集していた事が窺える。しかしその後、現在 まで田上ペグマタイトでのリチア電気石産出の記

1 湖国もぐらの会



図1 田上山地域の電気石産地(国土地理院2万5千分の1地 形図「瀬田」使用)

録や話は聞かない。

以上のような田上ペグマタイト産電気石の記 録も踏まえながら、三カ所での産出状況を述べる (図 1)。

まず不動寺谷の産地A地点は林道の終点付近 にあり、小川の上方10mにある晶洞からのもの で水晶上や中に出現しており(図2,3)、白雲母、 長石、トパーズが見られた。ただトパーズについ ては晶洞付近や直下の埋まっていたズリからも見 られないため、上流から流れてきた可能性が高い と思われる。

次に B 地点であるが瀬田川の西側。立木観音 付近の晶洞から小さな蝕像のあるトパーズと一緒 に分離晶として出てきている(図 4)。

また C 地点の物であるが、これは中沢晶洞からの産出で美しい曹長石の結晶間に灰色の毛状の 電気石と思われるものである(図 5)。以前同様 の物が比良山正面谷でも見られた。

引用文献

磯部 克(1996)鉱物の博物誌.青雲社,157pp. 日本鉱業史料集刊行委員会編(1983)日本鉱業 史料集第3期明治篇上,明治十年内国勧業 博覧会出品:解説(砿業冶金).白亜書房, 185pp.

農商務省鉱山局(1900)日本鉱産地. 農商務省鉱 山局, 703pp.

滋賀県所蔵文書(明治期)

杉村次郎(1878)金石学必携(上), 229pp.

杉村次郎 述・北村武四郎 記(1885)日本金石解 説. 文学社,131pp.

横江孚彦 (2010) 口語訳 雲根志. 雄山閣, 503pp.



図2 A地点 煙水晶上の鉄電気石



図3 A 地点 煙水晶中の鉄電気石



図4 B 地点 電気石とトパーズ



図5 C 地点 曹長石上の毛状電気石

田上ペグマタイト産トパーズ発見・記載の歴史

History of finding and descriptions of topaz from the Tanakami pegmatite

多賀 優1

Masaru Taga¹

澤田(2013)によると、日本で最初にトパーズ(黄 玉)と思われる記述が現われるのは江戸時代にさ かのぼる。近江国(現在の滋賀県)の坂本に生ま れた木内石亭は、若くから珍石寄石に興味を持ち、 2000 種以上の石を採集した。また、木内は 1773 年に「雲根志」の前編、1779年に後編、1801年 に3篇を著した。この後編に、トパーズと思われ る石についての記載がある。「水晶に似て六角な らず、清浄明白に透徹す。石中を目に照らして見 るに芥子粒(けしつぶ)のごときものあり、近江 国田上谷、羽栗山に希にあり」という記述である が、「雲根志」を研究された益富寿之助博士もト パーズとは断定していない。その18年後の1797 年に滋賀県大津市にある石山寺で行われた奇石会 で「瀬田川産青玻璃(あおはり)」が出品された。 瀬田川は琵琶湖から流れ出る唯一の川で、最近で も川流れのトパーズが見つかる。青玻璃の標本は、 江戸時代から明治時代の山本亡羊・愚渓父子のコ レクションに琵琶湖産青玻璃がある。益富博士は 「本品(青玻璃)は淡青色透明の角のとれた礫で あるが、朧ながらトパーズの結晶形態を残してい る」とし、結晶形態と底面の劈開からトパーズと 鑑定している。しかし、江戸時代の水晶磨き師に とっては、水晶に似ているが、硬く、割れやすい 性質からやっかいものでかわった水晶という扱い であった。このように江戸時代にトパーズが見つ かっており、青玻璃と呼ばれていた。しかし、明 治時代に鉱物学が導入される前なので鉱物として の認識はなかった。以上のことは澤田(2013)に 詳しく述べられている。

明治時代になると 1873 年、滋賀県県令(現在 の知事)であった籠手田(こてだ)安定により、 大津市田上山からトパーズが発見された記録があ

る。当時も田上山は一面はげ山であり土砂の流出 が激しく、砂防工事を進めるため土砂留検査が行 われていた。籠手田は大谷山(現在の田上山のこ と)の土砂流出を検分するため、不動山道のあち らこちらを巡検した。この時、川岸に流出した 土砂から透明な八角状の石(6 cm×9 cm)を拾っ た。この石と彦根在住の副鉱長・杉村次郎所有の 茶色い石(高木勘兵衛から購入したトパーズと思 われるが美濃産か近江産かははっきりしない)を 1877年に上野公園で開催された第一回勧業博覧 会に出品をして、好評を博した。その後、籠手田 は1878年に地方官会議の折に東京帝国大学理学 部のハインリッヒ・エドムント・ナウマン教授(ド イツから招聘)を訪れ、その助教員である和田維 四郎博士と共に鑑定してもらった。その結果、ト パーズと鑑定され英国人チャンブル及び米国人ダ ナの学説を添えて、「本邦最高の結晶鉱物なり」 という正式な鑑定書が宮内卿に差し出されたとの ことである。以上のことが、和田の著作であり日 本の一番古い鉱物学の教科書である「本邦金石略 誌」の黄玉の項に記述されている(和田,1878)。 なお上記中に出てくる弘成館副鉱長を努めた杉村 は、田上ペグマタイト産黄玉について、色や形な ど約4ページにわたる記述を残している(杉村, 1878;福井、本報告書電気石の稿)。

小林うさによると、その後田上産の八角型の 奇石は最良のトパーズとして世界的に有名になっ ていったのだが、1892 ~ 1893 年ごろ,米人宣教 師ゲンスが大勢の人夫を引きつれてトパーズを運 び去った。その量は2000 貫(7.5 トン)にも達 したという。このようにして田上ペグマタイトの 良質トパーズは世界に散在したのである。小林 (1987)の追記には「1984 年、米国の首都ワシン

1 龍谷大学農学部

トンにあるスミソニアン博物館のミネラル・コレ クションの中に田上ペグマタイト産トパーズはな かった。ところが、ニューヨーク自然博物館の中 に TANOGAMI 産トパーズがあったという。多 分それが明治期に流出したものの一つであろう。」 としており、今も田上ペグマタイト産トパーズが 世界中に散在しているのであろう。

また、中沢和雄氏は1974年に、中沢晶洞にお いて 6.2kg のトパーズを発見している。しかしな がら、2019年現在では田上山一帯は植林も進み トパーズの美晶は発見しにくくなっている。

田上ペグマタイト産のトパーズについての外 国の書籍や文献の記述について見てみよう。最も 有名な鉱物リファレンスであり 3,000 種類以上の 鉱物を解説する Dana's New Mineralogy (1997) には、近江の田上("たのうえ"と呼称)にトパ ーズが産する、という記述がある。しかし鉱物の 特徴についてはとくに記述がない。また、ラコバ ンたち(Rakovan et.al, 2009)は田上ペグマタイ ト産鉱物を紹介する中で、トパーズ標本を写真と 共に紹介している。ラコバンたちは田上地域が日 本でもペグマタイトを産する重要な地域であるこ とを述べており、トパーズはこのペグマタイト中 に産する代表的な鉱物であることを紹介してい る。そこでは、

『Extensive descriptions and goniometric measurements and numerous drawings and pictures of topaz from Tanakamiyama are presented in Minerals of Japan (Wada 1904), including the specimen that Wada considered the best from this location. A color picture of this specimen, currently on display at the Ikuno Museum in Ikuno, Japan, is shown in figure 3 of the Word to the Wise column titled "NYF-type Pegmatite" (Rakovan 2008).』 とも 紹介されている。

ハーバード鉱物博物館ではハーバードコレクシ ョンとして田上ペグマタイト産のトパーズ、石 英、アルバイトを伴うオルソークレースやアクア マリンを所蔵しており、特に6枚の見事な写真も 添えてトパーズ標本を紹介している。これらの鉱 物標本は和田維四郎博士からハーバード博物館に 送られたものも含んでおり、20世紀から21世紀 にかけて収集されたものである。これらの文献 は、田上ペグマタイト産のトパーズが海外でもよ く知られていたことを示しているといえよう。ち なみに和田維四郎博士の3,700個以上の鉱物コレ クションは、彼の死後に三菱鉱業に移り、現在は 生野鉱物館に展示されていることも紹介している (Rakovan et.al, 2009)。著者も生野鉱物館で田上 ペグマタイト産トパーズを見て感激したことを記 憶している。

引用文献

- Richard V. Gaines, H. Catherine W. Skinner, Eugene E. Foord, Brian Mason, Abraham Rosenzweig (1997) Dana's New Mineralogy Eighth Edition, New York, John,Wiley & Sons, Inc., 1076-1076.
- 石山研堂(1908)明治事物起源,橋南堂,2019年 8月,http://dl.ndl.go.jp/info:ndljp/ pid/898142/1.
- 小林うさ(1987)田上山産トパーズが世界的に 知られる嚆矢について,2019年8月,http:// www006.upp.so-net.ne.jp/thyme/sitetop1/ tanakamiyamatopaz.htm.
- Rakovan, J., Ono, M., Francis, C. A. (2009) Tanakamiyama: A Classic Japanese Pegmatite District, Rocks & Minerals, 84, 520-527.
- 澤田操(2013)日本産トパーズ発見史(特集ト パーズ), Minera:地球の不思議発見!鉱物・ 化石・ジェムストーンのミネラル情報誌,エス プレス・メディア出版,26,17-19.
- 杉村次郎 抄訳(1878)金石学必携(内編上).杉 村次郎,95pp,229pp,22pp.
- 和田維四郎(1878)本邦金石略誌,日就社, 122pp.

田上ペグマタイト産トパーズの色

Colors of topaz from the Tanakami pegmatite

中野聰志1

Satoshi Nakano¹

はじめに

太神山 (標高約 600m) は、田上山とも称される。 後者は、主に地域的な広がりを有する意味でも使 われている。その田上山一帯は、日本有数の花崗 岩ペグマタイトの地であり(辻・北原, 1971; 中野, 2013)、日本三大ペグマタイト産地の一つに挙げ られている(Rakovan et al., 2009)。その最大の 特徴は、トパーズ美晶の産出にある。なお、田上 ペグマタイトは新鉱物「益富雲母」の模式地でも ある(長島ほか, 1975)。

1970年代初頭その田上山に大晶洞を発見した 中沢和雄氏(中沢,1984)は、長年田上ペグマタ イト探索を続けられるなかで、多くの貴重な鉱物 標本を採集されてきた。筆者も、いくつかの貴重 な採集標本をご恵与いただいた。その中の一部が、 今回対象としたトパーズ試料である。氏所有のト パーズ標本は、大小各種あり鉱物学的に貴重であ る。筆者が知るそのうちの最大のものを、図1a に示す。田上ペグマタイト産トパーズ(以下、田 上トパーズ)には、試料ごとの色の違いがある。 すなわち、田上トパーズとして一般に淡青色の美 晶が知られている(図1b)が、白色や茶色系統 のトパーズも存在している。上記巨晶トパーズに おいては、淡青色-褐色の色変化がある。鉱物の 色の問題は、古くから多くの鉱物について研究が 進められており、トパーズについても古くからそ の色の要因の研究が進められてきている。最近で は青色トパーズの着色要因も含め、各種の研究が 進んでいる(後述)。

田上トパーズの色として、青色・褐色が注目さ れているが、無色透明~半透明のものも多く、個 体ごとの色相変化が大きい。これらの色変化は、 上述のように一結晶中でも認められる現象であ る。今回、中沢和雄氏から恵与された淡青色と 無色半透明(淡白色)の部分が共存するおよそ 1.5cm × 3cmの平板状のトパーズ(図1d)について、含有元素の分布状態を調べた。本稿では、 トパーズの色とその要因のこれまでの研究を紹介 し今回の結果に言及する。

トパーズの色について

トパーズの化学組成はAl₂SiO₄(F, OH)₂で表 され、硬度8、比重3.4-3.6、ガラス光沢、劈開 {001} 完全と記述され、その透明から半透明の色 変化は無色~黄色~桃色~ wine-yellow ~青味 色~緑味色とされている(Klein and Hurlbut, 1999)。Klein and Hurlbut, (1999) によると、「無 色、ワインイエロー、golden brown、淡青色、 ピンク」と記述され、「濃い青色トパーズは、無 色のものを放射線照射と熱処理(加熱)すること によって作られている」との記述がある。下林・ 石橋(2014)では次の様な色についての記述があ る『トパーズといえば、酒黄色の透明な宝石の代 表で、黄玉という和名がついているほどだが、無 色、青、緑、オレンジ、ピンクなど、様々な色が ある。ブラジル産のシェリー酒色の石が特に高価 だ。ピンク色のものは更に価値が高いとされてい るが、天然のものは稀で、多くは黄色いトパーズ を熱処理して作られる。ブルートパーズも人気が あるが、不自然に色の濃いものは人工的に着色さ れている場合が多い。強い光に長期間さらすと退 色することがあるため注意が必要だ』図1aのト パーズ巨晶の淡青色と褐色の色変化は、この光要 因と考えられる。

トパーズの着色研究

鉱物の着色要因は、含有される遷移金属元素の 種類とその電荷や配位状態に支配されることが多 いが、各種の格子欠陥(着色中心)や微細包有鉱 物の種類や存在状態、鉱物中の微細組織や微細構 造等によっている場合も多い(赤井ほか,1996)。 トパーズの赤褐色は、煙水晶の着色中心と同 様に、放射線により生ずる約 220 \mathbb{C} まで安定で ある [AlO₄]⁴ 錯体の存在に対応していると指摘 されている (Petrov, 1983)。また、ブラジルミ ナスジェライス州産の light rose~deep violet 色 (orange~red Imperial Topaz) トパーズの着色 は、Cr³⁺ イオンの d-d 遷移によるとされている (Taran et al., 2003; Tarashchan et al., 2006)。



図1(a) "中沢晶洞 "産の日本最大級の中沢トパーズ標本(b) 一部に淡褐色部分がみられる淡青色トパーズの美晶(中沢標本)(c) 無色半透明(~白色) ~淡青色の破片状トパーズ結晶(いずれも中沢和雄氏採集)(d) 筆者が中沢和雄氏から恵与され今回の解析に 使用した無色半透明(~白色) ~淡青色の破片状トパーズ結晶の切断面(e) d 試料の薄片についての EMPA マッピングによる AI の元 素分布像=淡青色の部分で AI が少なくそこから無色半透明部に向かって AI が増えていることが明瞭
それらでは、青色着色に関係する構造欠陥の一 つである可能性を有する Ti の 6 配意環境は、F-と OH の置換関係で変化するとも指摘されてい る。一方、無色のトパーズは、褐色系統トパーズ への γ 照射によって生ずることが報告されている (Krambrock et al., 2007)。

青色の要因については、De Silva et al. (2005a) が、天然と人工着色の青色トパーズともに O-Al 空孔中心を調べた結果 O⁻中心が支配的である と報告している。O-hole center が青色の要因で ある 2.0 eV (620nm) の吸収バンドと相関がある ことも指摘されており (Da Silva et al., 2005a, b)、さらに O-hole center の成因はγ線照射では なく中性子照射の可能性が高いとの研究がある (Krambrock et al., 2007)。

Jackson and Valerio (2004) は、高エネルギー を要する Si 席での Al の anti-site 欠陥よりも、 空孔放射線照射に先立っての、OH の置換により F 席で生ずる O⁻中心(構造欠陥)が青色着色へ 寄与するとのモデルを報告している。



図 2 図1d 試料薄片の同一の領域についての反射電子線像(CP像)と各種元素の分布図。黒点部は基本的にマイクロポアである、 淡青色の部分と無色半透明部分に AI 分布(含有量)の違いが見られるが、今回の測定条件における範囲では他の元素にはそのような 違いがない。

田上トパーズの色

これまでの研究結果を参考にして、今回は、図 1d 試料の顕微鏡観察用薄片について、滋賀大学 教育学部のエレクトロンマイクロプロヴェアナラ イザー(EMPA)を使用して、上記関連微量元素 の分布状態が色の異なる部分で変化があるのかな いのかを調べた(図 2)。

偏光顕微鏡下では、各種不純物鉱物の存在は確認されず、色の異なる部分でのその他の光学性の違いも認められなかった。

EMPA での元素分布の結果、Al の分布状態に 色の異なる部分での濃度差(含有量の差異)が認 められた。すなわち、淡青色トパーズの方が無 色トパーズよりも Al の含有量が少ない(図 2)。 EMPA によって得られた他元素の分布マップ (Si、Fe、Mg、Ca、Cr、Ti、Mn、B、F、Be) では、Al の分布変化に対応する分布パターン(濃 度変化)は認められなかった(図 2)ので、今の ところ、Al の含有量の変化には H または OH 等 の含有量の変化が対応している可能性が考えられ る。ただ、F や B 等の軽元素については、さら に精密に調べる必要がある。

今回報告した上記結果は、少なくとも、既述の 最近の青色要因の研究結果とは整合的にみえる。 田上トパーズの色変化については、太陽光などの 光によって、退色するとの観察がある(中沢和雄 氏談)。このような光反応がどのような物理的機



図3図1d,e・図2と同一薄片・同一領域についての二次電子 線像(SL),淡青色の部分にはマイクロポアが少ないことが明瞭

構によるものかは、上記「トパーズの色の要因」 で紹介した各種研究成果と対応しているであろう が、詳細は不明である。

なお、今回調べた淡青色-無色半透明(淡白色) トパーズにおいては、両方の部分が透明ではなく 半透明である。これは、EMPA 観察においても 認められるマイクロポア(分解能以下のものも含 めて)の存在(図3)によると考えられる。これ らのマイクロポアが、初生的なものかどうかを含 めての検討が必要であるが、一般的にはトパーズ 晶出後の二次的反応の可能性が考えられるので、 もとの淡青色トパーズがその後二次的に無色半透 明(淡白色)トパーズに変化したと考えられる。 その場合の二次的反応には、おそらく熱水が関与 したであろうと推測される。

謝辞

故・中沢和雄氏には、短い期間ではあったが色々 なご教示をいただくとともに、本稿で扱ったトパ ーズ等の標本をいただいた。氏には、本調査報告 書の完成まで一緒に活動していただけるはずであ った。故・中沢和雄氏に感謝をささげたい。

引用文献

- 赤井純治・赤坂正秀・池田 攻・大谷栄治・寒河 江登志朗・田崎和江・中野聰志・冨田克敏・牧 野州明・松原 聰・溝田忠人・山口佳昭・吉村 尚久(1996)鉱物の科学,新版地学教育講座 3,東海大学出版会,199pp
- Da Silva, D.N., Guedes, K.J., Pinheiro, M.V.B., Schweizer, S., Spaeth, J.M. and Krambrock,
 K. (2005a, b) The O^{*} (Al₂) center in topaz and its relation to the blue colour. Phys. Status Sol. (c), 2, 397-400
- Da Silva, D.N., Guedes, K.J., Pinheiro, M.V.B., Spaeth, J.M. and Krambrock, K. (2005a, b) The microscopic structure of the oxygenaluminium hole center in natural and

neutron irradiated blue topaz. Phys. Chem. Minerals, 32, 436-441

- Jackson, R.A. and Valerio, M.E.G. (2004) A computational study of the structure, lattice and defect properties of pure and doped F^{*} and OH^{*} topaz. J. Phys.: Condens Matter, 16, S2771-2779.
- Klein, C. and Hurlbut, Jr. C.S. (1999) Manual of mineralogy (after J.M. Dana), 21st Edition, revised. John Wiley & Sons, Inc., 691pp,.
- Krambrock, K., Ribeiro, L.G.M., Pinheiro, M.V.B., Leal, A.S., Menezes, M.A. de B.C and Spaeth, J.-M. (2007) Color centers in topaz: comparison between neutron and gamma irradiation. Phys. Chem. Minerals, 34, 437-444.
- 中野聰志(2013)京都東南部図幅,第4章 後期 白亜紀火成岩類,域地質研究報告(5万分の1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 22-54.
- 中沢和雄(1984) 滋賀県田ノ上,及び高島地方産の変形水晶について.地学研究,36,107-113.
- Rakovan, J., Ono, M. and Francis, C.A. (2009) Tanakamiyama: a classical Japanese Pegmatite district. Rocks and Minerals, 84, 520-527.
- Petrov, I. (1983) Paramagnetische zentren in topas. Ph. D. thesis, Universitat Heidelberg, Germany
- 下林典正・石橋 隆(2014)鉱物・宝石のすべて がわかる本.ナツメ社,255pp.
- Taran, M.N., Tarashchan, A.N., Rager, H., Schott, St., Iwanuch, W. (2003) Optical spectroscopy study of variously colored gemquality topazes from Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil. Phys. Chem. Minerals, 30, 546-555.
- Tarashchan, A.N., Taran, M.N., Rager, H. and Iwanuch, W. (2006) Luminescence spectroscopic study of Cr³⁺ in Brasilian topazes from Ouro Preto. Phys. Chem.

Minerals, 32, 679-690.

 辻 一信・北原隆男(1979)滋賀県下のおもな鉱物・ 鉱床. 滋賀自然環境研究会編滋賀県の自然総
 合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, 479-541.

田上ペグマタイト産傘状ジルコン

Umbrella-shaped zircon from a large pegmatite in the Tanakami granite pluton

中野聰志1

Satoshi Nakano¹

ジルコンは、量的には副成分鉱物であるが、 鉱物学・地球化学・年代測定学上現在非常に注 目され研究されている鉱物である(たとえば、 Hancer and Hoskin, 2003; Harley and Kelly, 2007)。理想化学式は ZrSiO₄ であるが、多種の 元素を固溶するので、極めて組成変異の大きい鉱 物と言える。特に、放射性元素(U・Th)を多 く含むことが大きな特徴でもある。そのことと、 花崗岩をはじめとする各種岩石中のジルコンは、 もとの極めて長い地質学的履歴を保存している二 次的に変質しにくい鉱物であると考えられてお り、最近の精密年代測定の主要対象鉱物になって いる。

一方、最近の研究により、田上ペグマタイト産 ジルコンは、上記の理解とは対照的に、熱水反応 をはじめ種々の二次的変質を受けていることが明 らかになった(角谷ほか,2012)。日本でも、ペ グマタイト産ジルコンは古くから注目され研究が 進められてきているが、多様な希元素組成の分析 が困難であったため、最近まで一般に変種ジルコ ンとして扱われている例が多い。しかし、その変 種ジルコンのほとんどは二次的に変質した結果で あり変質ジルコンと呼べるものである。その変質 反応の主なものとして、既に言及した熱水反応の ほかに、含まれる放射性元素の崩壊による結晶構 造の破壊(メタミクト化)現象がある。その両者 の複雑な関係の解明が個々具体的に進められてき ている(文献は、角谷ほか,2012参照)ように、 田上ペグマタイト産ジルコンについても、メタミ クト化と熱水反応との関連が重要な問題である。

角谷ほか(2012)により、田上ペグマタイト産 アルカリ長石中の微小ジルコンの特異な形状と化 学組成の特徴が詳しく明らかにされ、変質した部 分と初生的と考えられる部分の違いが明らかにさ

1 滋賀県立琵琶湖博物館・特別研究員

れた。一方、田上花崗岩体中の通称"中沢晶洞" からは、上記微小ジルコンとは異なる、傘状の形 態を有する長径数 cm の特異な集合体ジルコンが 産する。このような形態のジルコンは、筆者が調 べた範囲では岐阜苗木ペグマタイト産変種ジルコ ンについての、似たような形態を連想させる一文 があるのみである(長島・長島, 1960)。

筆者は、中沢和雄氏が発見した田上山地域で は最大級の晶洞(中沢, 1984)産の傘状ジルコン を、氏から研究用としていくつかご恵与いただい た(図1a,b)。いただいた傘状ジルコンもかな り変質しており、いわゆるメタミクト状態になっ ている部分がほとんどであるが、一部に顕微鏡下 で鮮やかな干渉色のメタミクト化していない部分 が残っており(図1c-2)、化学量論を満たす化学 組成も保持していることがわかった。滋賀大学 教育学部設置の EMPA (エレクトロンマイクロ プロヴェアナライザー) JXA-を使用してそれら の化学組成を求めた結果、その特徴が前述の角谷 ほか(2012)の田上花崗岩体中粒斑状花崗岩ペグ マタイト(本報告書の中野ほか論文における図版 B-2-Aペグマタイト)中の放射状微小ジルコンの 特徴とほぼ同じであり、同じく放射性元素(U, Th)を多く含むことが明らかになった(財津, 2013)。



図 1 (a, b) 傘状ジルコンの写真。(c-1) 解放ニコル偏光顕微鏡写 真、(c-2) 直交ニコルでの偏光顕微鏡写真

引用文献

- Harley, S.L. and Kelly, N.M. (Guest Eds.) (2007) Zircon-Yiny bur timely. Elements, Vol.3, Number 1.
- Hancher, J.M. and Hoskin, P.W.O. (2003) Zircon. Rev. Mineral. Geochem., 53, 500pp.
- 角谷安華・河野俊夫・中野聰志・西村彰子・星野 美保子(2012)滋賀県田上花崗岩体ペグマタイ ト中のジルコン:産状・形態・組織・化学組成. 産総研地質調査研究報告, 63, 7/8, 203-226.
- 長島弘三・長島乙吉(1960)日本の希元素鉱物. 長島乙吉先生祝賀記念事業会,京都,436pp.
- 中沢和雄(1984) 滋賀県田ノ上,及び高島地方産の変形水晶について.地学研究,36,107-113.
- 財津千穂(2013)田上花崗岩大晶洞中のジルコン の産状・形態・組織・化学組成. 滋賀大学教育 学部 2012 年度卒業論文.

田上ペグマタイト産ウラン・トリウム含有鉱物

Uranium and thorium containing minerals from the Tanakamiyama pegmatite

中野聰志1

Satoshi Nakano¹

はじめに

ウラン原料は、天然の鉱物に含まれるウランを 濃縮してつくられている。ウランを含む鉱物は、 キューリー夫妻の研究で知られる放射性元素探求 の出発点となった。

ウラン含有鉱物

「ウラン含有鉱物」(主成分としてウラン(U) を含む鉱物=理想化学組成式でUが表記されて いる鉱物)としての代表的なものに、閃ウラン鉱 (uraninite) - UO_2 、ピッチブレンド (pitchblende、 瀝青ウラン鉱)・塊状の閃ウラン鉱、燐灰ウラン 石 (autunite) - Ca(UO₂)₂(PO₄)₂ · 10-12H₂O、人 形石 (ningyoite) - CaU(PO₄)₂・1-2H₂O などがあ る。田上ペグマタイトからも、ウランおよび同じ く放射線元素であるトリウム(Th)を含む鉱物 として、トール石 (thorite) – (Th, U)Si O₄、モナ ザイト (monazite) – (Ce, La, Nd, Th)PO₄ やイッ トロタンタル石 (yttrotantalite) – (Y, U, Fe²)(Ta, Nb) O₆の産出が知られている。それらの鉱物は、 ペグマタイト特有の希元素鉱物として知られてい る鉱物でもある。また、ウラン(U)やトリウム (Th) が化学組成式のなかに表示されていない希 元素鉱物の多くも、そのような放射性元素を大な り小なり含んでいる。その代表的鉱物には、田上 ペグマタイトからも産出が報告されているフェ ルグソン石 (fergusonite) – (Y, Ce, La, Nd)Nb O₄ コルンブ石 (columbite) – (Fe, Mn)(Nb, Ta) O₆ ゼ ノタイム (xenotime) – YP O_4 などがある。さら に、花崗岩の副成分鉱物として広く知られている ジルコンも、放射性元素を多く含む場合が多く、 ペグマタイト中に産するジルコンも同じである。 田上ペグマタイト産ジルコンは、その一例であ

1 滋賀県立琵琶湖博物館・特別研究員

る(角谷ほか,2012;中野,本調査報告書)。角 谷ほか(2012)によれば、タイプ I ジルコンでは、 $6\sim7wt\%UO_2$ が含まれている。ただし、タイプ I ジルコンから変質した考えられるタイプ II ジル コンでは、1-2wt%UO₂になる。

ウラン資源と田上地域

日本のウラン鉱床探査対象としては、戦中から の福島石川地方のペグマタイトがよく知られてい る(大林,2006)が、岐阜県苗木ペグマタイト等 と並び田上山一帯もかつてウラン資源探査が実施 されたことがある(中野ほか,2013参照)。敗戦 後の地質調査所による田上山一帯のウラン資源 調査は筆者が直接知るところではない。しかし、 1970年代の動力炉・核燃料開発公団によるウラ ン探査の一端を、田上花崗岩体において体験した。 ウランが二次的に花崗岩中の粘土脈に濃集してい るとの知見から、動力炉・核燃料開発公団が田上 花崗岩体についても調査を計画したおり、私も1 回だけであったが予察的調査に駆り出された。田 上花崗岩体中の粘土脈は、いずれも小規模であり その資源的価値は乏しかったと聞く。

1956年の地質調査所報告第 190 号「日本にお けるウランの産状 I」中の別表「日本における放 射性鉱物を産するペグマタイト」に挙げられてい る近畿 11 カ所中 4 カ所が、琵琶湖周辺の花崗岩 体である(三国岳、比良谷、兜山、田ノ上山)。 田上ペグマタイト中には、allanite, fergusonite, gadolinite, monazite, xenotime, yttrotantalite, zircon がこの順に挙げられている。日本鉱床誌-近畿地方(滝本, 1973)のウラン鉱床の記述中に は、まったく同じ鉱物リストが載せられている。 動力炉・核燃料開発公団(1988)の「日本のウ ラン資源」は、基本的に尾関・松原(1956)と同 じであるが、動力炉・核燃料開発公団中部事業所 (1994)の「日本のウラン資源」中では鉱床各論 の最後に「4.4 酸性貫入岩に伴うタイプー琵琶湖 周辺地域- にやや詳しく田上花崗岩体でのウラ ン探査の結果が次のように記載されている。『大 津市富川地区石倉長石鉱床坑道内において、花崗 岩中に 1mR/h, 0.52%U₃O₈の強い鉱化作用を確認 し、(中略) 1979 年まで探鉱作業を実施した』と あり、『ウラン鉱化作用は花崗岩中の小規模な破 砕帯および割れ目を充填している黄色~灰黄色の 細粒砂~粘土様物質中のメタミクトジルコンに含 まれるウランに起因していることが判明した』と あるが、『この熱水性と考えられるウランの鉱化 作用は地表付近のみでなく、地下深部においても 産状を確認している。しかし、その脈幅は薄く、 鉱体としてまとまる可能性は低いものと判断し た』と結論されている。ただし、ジルコンのメタ ミクト化とウランの挙動の関係は単純でないので (角谷ほか,2014 文献参照)、動力炉・核燃料開 発公団中部事業所 (1994) による上記メタミクト ジルコンとの記述はさらに検討の余地があろう。

自然放射線

最近の岩石学的な研究の結果でも、田上山の花 崗岩体は、西南日本の白亜紀花崗岩体の中では、 岐阜県の苗木花崗岩体には及ばないが、ウランお よびトリウムが相対的に多い岩体である(石原ほ か, 2005)。そこでは、『ウランは 3.1~6.0ppmU, トリウムは18~30ppmThであって、共に本邦の 花崗岩類にあっては高い値である』と記述されて いる。なお、ウランやトリウムには直接関連しな いが、花崗岩の主要構成鉱物であるアルカリ長石 には少量であるが放射性の⁴⁰K が含まれている等 のことから、これも含めて花崗岩地帯は自然放射 線が相対的に強い。たとえば、苗木花崗岩地帯を 含む岐阜県は自然放射線が高い(55nGy/h以上) (中津川市鉱物博物館,1999)。同書によれば、県 単位の自然放射線強度では広島県が岐阜県と同等 であり、滋賀県はこの2県に次ぐレベルの16県

の一つとして表示されている(45~55nGy/h)。

職場環境、生活環境、自然環境等により変動 があるものの一定程度の自然放射線による被爆 は、誰しも免れることはできない(日本年間平均 1.5mSv、世界年間平均2.4mSv)。放射線被曝の 人体への影響について現在までの科学的知見にも とづいて、「しきい値あるいは被曝限度は存在せ ず弱い被曝でも確率的には病変が起こり得る」と いう見解が、低線量被曝の大問題として国際的に 認知されつつある(西尾,2012)。

ウラン鉱物と教材研究

環境教育の位置づけで、天白(2007)は滋賀~ 京都~奈良の花崗岩の自然放射線のうちのy線強 度を測定している。測定した範囲では、田上花崗 岩からのy線が他の花崗岩より強いということ を、自然環境理解の一例として紹介している。こ のような自然理解は、今後の自然科学的・地球科 学(地学)的な教材の一つとなろう。関連した教 材研究の一例に、光学的(物理的)・地学的観点 からウランガラスを使用した例が挙げられる(多 賀ほか,2015)。その教材は、ウランガラスが紫 色波長レーザー光により強い発光を示すことを生 かして、直接的には光の直進・屈折・複屈折を可 視化する内容であるが、ウラン原料入手から製品 開発までの過程を含むより広い理解が必要である ことに言及している。

引用文献

- 動力炉・核燃料開発公団(1988)日本のウラン資 源.動力炉・核燃料開発公団,59pp.
- 動力炉・核燃料開発公団中部事業所(1994)日本 のウラン資源.動力炉・核燃料開発公団中部事 業所,391pp.
- 石原舜三・中野聰志・寺島 滋(2005)近畿地方 田上花崗岩の化学的特性-特に放射性元素と希 土類元素の役割-.地質調査研究報告,56,93-98.

角谷安華・河野俊夫・中野聰志・西村彰子・星野

美保子(2014) 滋賀県田上花崗岩体ペグマタイ ト中のジルコン:産状・形態・組織・化学組成. 地質調査研究報告,63,203-226.

- 中野聰志・田口雄作・水野清秀(2013)京都東 南部地域の地質,第10章 資源地質,地域地 質研究報告(5万分の1地質図幅).産業技術 総合研究所地質調査総合センター,95-101.
- 中津川市鉱物博物館(1999)中津川鉱物博物館常 設展示書.中津川市鉱物博物館,45pp.
- 大林達生(2006)石川地方の鉱物:日本のペグマ タイト産地 その2.中津川市鉱物博物館第8 回企画展解説書,29pp.
- 尾関幸治・松原秀樹(1956)日本におけるウラン の産状 I. 地質調査所報告第 190 号, 11-26.
- 多賀 優・河野俊夫・中野聰志(2015) 紫色レ ーザー光励起による蛍光現象を用いた方解石 の複屈折についての教材.地学教育,68, 1-12.
- 瀧本 清(編)(1973)日本鉱床誌-近畿地方.朝倉書店,436pp.
- 天白俊馬(2007) γ線の測定.地学教育と科学運動,26,61.

田上花崗岩体に産する球顆花崗岩

Orbicular granite in the Tanakami granitic masses

高阪一慧¹·大井修吾¹

Ikkei Kohsaka¹ and Shugo Ohi¹

はじめに

球顆花崗岩は日本でも古くから注目され、そ の形成過程については様々な議論が行われてき た。球顆岩は、結晶晶出の順番から特徴的な層が 形成されると考えられている(McCarthy et al., 2016)。しかし形成過程において様々な要因が絡 み合うため、完全に形成過程を説明できていない。

田上花崗岩体中にも球顆花崗岩が産出しており (稲垣,1966;竹本ほか,1977)、その形成過程に ついては主にアルカリ長石の観察により推測され ている。一方、ペグマタイトとの関連についても 示唆されているが、その後40年近くの間それ以 上の議論はない。そこで、本研究は田上山に産出 する球顆花崗岩について観察を行い、形成過程お よびペグマタイトとの関連について考えた。

球顆岩周辺の産状と地質

田上山において、笹間ヶ岳付近の露頭(稲垣, 1966)、新免町吉祥川沿い(竹本ほか,1977)の 2ヶ所で球顆岩が報告された(図1)。

今回の球顆岩は、中 - 粗粒黒雲母花崗岩との境 界に近い地点で、細 - 中粒黒雲母花崗岩を母岩と して産出している(図1)。田上山において球顆 の形状は球形ないし楕円形を示し、最大で15 cm のものも存在する。中心より内核、外殻、充填部 と区分され、内核は1~2 cmほどでアルカリ長石 の単晶もしくはアルカリ長石を主に斜長石・黒雲 母・石英などの結晶集合体である。外殻はa軸 に伸長した放射状のアルカリ長石を主とし、これ に石英・斜長石・黒雲母が含まれているポイキリ ティック様部分も存在する。またこの放射状結晶 を埋めるように間隙充填部があり、ここに存在す る石英はアルカリ長石と同じ方向に伸長して見え るものがある。笹間ヶ岳におけるアルカリ長石に は格子状双晶(microcline structure)はあるが、 パーサイト組織はないことが特徴と記載されてい る。一方、新免産球顆では、どちらも存在し、特 にパーサイト組織はほとんどすべての球顆におい て確認できると記載されている。充填部は粗粒質、 細-中粒質の場合があり、どちらも混然としてい る場合もある。充填部の結晶は外殻の放射状アル カリ長石とは明確な場合がほとんどであるが、球 顆充填部とは漸移的に変化している場合がある。

分析試料

分析した試料は新免の球顆岩の露頭から南南 東方向へ約3km進んだ、草木のあまり生えてい ない尾根で採取した(図1、図2a)。道中で確認 できた花崗岩は中一粗粒黒雲母花崗岩であるが、 尾根付近は細粒 - 中粒の岩石が散在していた。笹 間ヶ岳と比較すると、周辺地質の花崗岩の粒径は やや大きめだった(図2b)。

笹間ヶ岳とは異なり本地域は球顆が十分に観察できる露頭はほぼ存在しなかったが、尾根から 東側に少し離れた露頭および人為的に掘削された 尾根上の露頭のみ観察が可能であった。球顆岩を



図1 採取地点周辺の地質図(中野 2013) □:本研究の採取地。 ○:稲垣(1966)の採取地 △:竹本(1977)の採取地。

1 滋賀大学



図 新免における採取地と試料 (a) 採取地周辺の様子、尾根下方より撮影、右側にペグマタイトらしき岩脈があり、左上方に球顆岩の露 頭がある、(b) 尾根上露頭から採取した結晶粒 (①球顆岩充填部・細粒~粗粒、②球顆岩母岩周辺・中粒~粗粒、③尾根下方・細粒~中)、 (c) 露頭から採取した球顆岩を含む花崗岩

含む花崗岩は、周囲の花崗岩とは明瞭に異なる。

採取した試料の多くが、比較的新鮮な直径4 cm前後の球顆である。球顆の間を埋める花崗岩(充 填部花崗岩)とは石英・斜長石・アルカリ長石の 集合組織が異なる。なお、試料を採取した各露頭 は互いに距離が5mと離れておらず、シート状(も しくは dyke 状) "岩体"としての一連のものの ように見えた。このようなシート上の産状は、稲 垣(1966)の笹間ヶ岳付近の産状に対比できる。

中野(2013)の田上花崗岩の区分(図1)によ ると、球顆岩周辺は中 - 粗粒黒雲母花崗岩、尾根 下方は細粒-細粒斑状黒雲母花崗岩である。なお、 尾根西側および球顆岩露頭の上方にペグマタイト らしき岩脈があった。

採集試料(図2c)から8つの薄片を作成し、 主に偏光顕微鏡観察を行い、一部滋賀大学教育学 部設置の電子微小プロヴェ分析装置(JEOL JXA 8230)のエネルギー分散型マイクロアナライザー を用いてスタンダードレスで解析を行ったが、本 稿では顕微鏡観察結果を報告し、それに基づき球 顆花崗岩の成因について言及する。

観察結果

球顆花崗岩

球顆の径は3~6cm程度である。球顆は、常 に0.5~2cmの内核を有しており、その箇所を中 心とし、放射状に発達する長石が外殻として存在 する。

球顆は楕円体をしており、その多くは球顆同 士が直接連結せず互いに離れて存在している。し たがって、球顆を中心部で二分した断面は円形も しくは楕円形である。なお、稀に球顆同士が融合 した形状もみられる。

内核

観察した球顆花崗岩の多くは、斜長石を主と してアルカリ長石、石英を伴うものであり、それ らの多くが自形・半自形である。内核の鉱物含有 量はおおよそ斜長石:アルカリ長石:石英=8:1: 1であり、黒雲母はほとんど存在しない。内核は 稀に石英の結晶集合体からなることもある。この 場合、石英以外の鉱物はわずかしか伴われていな い。



図3 内核のアルカリ長石の偏光顕微鏡写真(複ニコル)、(b) は(a)を45°回転,パッチパーサイトとカールスバッド双晶がわ かる、Kfs=カリ長石、Ab=曹長石

アルカリ長石は大きさが平均 1~3 mm 、大きいも ので 10 mm になるものがあり、他形を示すものが 多い。基本的にタービリティーを伴い、石英・斜 長石・黒雲母を包有している。カールスバット双 晶および不明瞭なパッチパーサイト組織を示す場 合がある (図 3)。稀にパーサイト組織とマイク ロクリン双晶が同一結晶内で共存する。

斜長石は大きさ 0.5~2 mm 程度であるが、大き いものでは 3 mm に達するものもある。ほとんど は、自形もしくは半自形であり、明瞭なアルバイ ト集片双晶を示す。また、中心に近づくほどソー シュライト化 (熱水作用) した部分がみられる(図 4)。アルカリ長石と同様に、一部石英・黒雲母を 包有する場合がある。

石英は、大きさ 0.1~0.5 mm、形は多様であるが、 長石結晶の間隙部を埋める(間隙充填)か、もし くはそれらに包有されている。一部の結晶は波動 消光を示す。また、この内核にある石英は、結晶 ごとに消光位が異なる。

黒雲母は大きさ 0.5 mm 前後で、他形である。



図 4 熱水作用を受けたと思われる黒雲母と斜長石の偏光顕微鏡 写真、(a) 複ニコル、(b) 単ニコル、Bt =黒雲母

外殻

外殻を構成している鉱物は、内核から扇状に 伸長するアルカリ長石が主である。石英・黒雲母 は様々な形状をとり、疎らに含まれている。斜長 石は偏って分布している。外殻を構成する鉱物比 はおおよそ、アルカリ長石:石英:斜長石:黒雲 母= 60:20:17:3 である。

アルカリ長石は、大きいものでは 10 mm を超え るが平均 1.5 ~ 5 mm 程度である。そのほとんど が他形であるが、内核を中心として放射状に伸長 しており、充填部(花崗岩)に近づくほどその幅 が大きくなる。基本的にタービリティーを伴い、 ほとんどが不明瞭なパッチパーサイト組織を示し た。稀に、パーサイト組織のないマイクロクリン 双晶を示す部分がみられる。また、カールスバッ ト双晶もみられる。全体として、他鉱物を包有し て放射状に伸長している。それぞれのアルカリ長 石放射状結晶の間には、幅 0.5-2.0 mm程度の部分 があり、そこには主に石英・斜長石・黒雲母がみ られるが、アルカリ長石も含まれる。しかし、ア ルカリ長石は外殻・放射状結晶から間隙部結晶へ とはつながっていない。なお、放射状アルカリ長



図 5 (a) 文象帯での石英結晶の複ニコル像、(b) の石英血相は c 軸が立っている、(b) の右下は (b) の×印におけるコノスコープ像

石との境界部では、アルカリ長石に比べて斜長石 や石英が比較的多くみられる。

斜長石は主に外殻の間隙部や内核との境界に 多いが、多くはアルカリ長石の間隙を埋めるよう にあり、それらの全体としての大きさは0.2~1.5 mm程度である。自形もしくは半自形である。内核 の斜長石同様、アルバイト集片双晶を示すものが 大半で、ソーシュライト化したものは充填部付近 で多く確認できる。斜長石結晶の方位はばらばら である。

石英は、斜長石同様、アルカリ長石放射状結 晶の間隙を埋めるか、もしくはそれに包有される ように分布する。間隙を埋めるものは、半自形~ 他形で他鉱物とともに 0.1~1 mm 程度の等粒状組 織を呈する。アルカリ長石に包有されているも のは、大きく二つに分けられる。一つは、0.1 mm 以下の結晶としてポイキリチックに含まれる。も う一つは、アルカリ長石の伸長方向に直交方向に 細長く共生した文象構造を示すもので、大きさは 1~5 mm と大きい (図 5)。包有石英の形状は、紡 錘形が多く、円形状、楕円形状、長柱状、ノコギ リ状などがあった。その約半数の石英は、波動消 光を示すものであった。また紡錘形の石英には、 切断面(薄片面)にたいして光軸が垂直方向に立 っており常に消光する場合がある(図5b)。 黒雲母の大きさは 0.1~0.3 mm と小さいが、中には プレコリック=ハロを伴った 1.5 mm 程度の大き な結晶もまれにみられる。

充填部花崗岩

充填部花崗岩の結晶は、球顆内の結晶よりも 大きく、結晶の大きさや鉱物集合組織が球顆部分 とは異なる。含有鉱物比も、観察した薄片により 多少異なるが、アルカリ長石、斜長石、石英がほ ぼ同等量含まれており、球顆部とは異なる。黒雲 母は、母岩の花崗岩に比べて少ない。

アルカリ長石は大きさ 3~5 mm、中には 10 mm を超すものも存在し、半自形から他形である。基 本的にタービリティーを伴い、明瞭なパーサイト 構造を示した。観察した限りでは、マイクロクリ ン双晶はみられなかった。また、包有する他種鉱 物も少ない。

斜長石は 1~3 mm 程度の大きさであり、ほとん どが半自形である。普遍的にアルバイト集片双晶 が見られ、ソーシュライト化している場合がある。

石英は 0.5~3 mm 程度の大きさで、半自形また は他形である。外殻付近のものは比較的小さく、 そこから離れるほど結晶が大きくなる。また、大 きい結晶ほど波動消光を示す。黒雲母は他結晶の 間隙にあり、大きさは 0.5~1 mm のものが多い。

考察

形成順序

内核・外殻に存在している斜長石は自形~半自 形結晶であり、比較的早い段階で晶出したもので あろう。外殻の放射状アルカリ長石が他鉱物を包 有している一方で、充填部花崗岩アルカリ長石に は包有物がほぼ存在しておらず、形成条件などが 異なると考えられる。また外殻のアルカリ長石中 には文象構造があり、そのなかには c 軸伸長では ない石英も存在する。ペグマタイト中の文象構造 は急速に成長したためにできる構造であり、本来 であれば c 軸方向に成長する石英も、急速成長下 ではa軸方向に成長する (London, 2012)。した がって、外殻の形成は、比較的早い成長速度で行 われたと考えられる。一方、充填部花崗岩は、結 晶の大きさが他の部分と比較して大きく、母岩花 崗岩程度に相対的に遅い成長速度で成長したもの であろう。

他の球顆花崗岩との比較

笹間ヶ岳の露頭(稲垣,1966)および新免町吉 祥川沿い(竹本ほか,1977)の二地点において田 上山の球顆花崗岩についての報告がされており、 球顆岩の形成過程についていくつかの可能性が示 唆されている。竹本ほか(1977)でも言及されて いるように、球状花崗岩は世界中で多様なものが 古くから知られ、その成因についても研究が行わ れてきている。その成因としては、大きくマグマ (メルト)からの晶出説と、もとの岩石への(揮 発性分に富む)侵入液(メルト〜高温熱水溶液〜 低温熱水溶液)による交代作用説の二つに分けら れる。

今回の球顆形成については、既述のように、 球顆の中心の内核がマグマ残液(メルト)から最 初に晶出し、その後さらなるマグマ残液から順次 異なる晶出条件下でできたものである。球顆花崗 岩の内核については、笹間ヶ岳付近球顆ではアル カリ長石が主、本研究の球顆では内核は自形また は半自形の斜長石が主であるという違いがある。 このことは、内核結晶を晶出させたマグマ残液(メ ルト)の化学組成の違いに起因するものと考える ことができる。その後にできる球顆花崗岩の外殻 については、笹間ヶ岳付近球顆花崗岩と本研究の 球顆花崗岩とに大きな違いはない。

また愛知県の猿投山でも球顆岩が観察されてい る。猿投山の球顆岩の外殻は本研究の観察したも のと同様であるが、内核はアルカリ長石が主のも の、石英・斜長石・アルカリ長石・黒雲母など花 崗岩質の自形結晶が集合したもの、アプライト質 のものと産地により異なる(河野、1938a)。猿 投山の球顆岩の形成過程について、河野(1938b) はもとのマグマの成分の違いにより内核結晶は異 なるが、石英・斜長石・アルカリ長石を3成分と する熱平衡関係を考えると、内核の鉱物が最初に 晶出し、その後外殻が形成され最後に充填部が形 成されたとした。これは本研究で提起した田上花 崗岩体の球顆花崗岩の形成過程とも一致する。

ペグマタイトと球顆花崗岩の比較

ペグマタイトは、母岩の花崗岩から細粒帯→文 象帯→巨晶帯に代表される帯状構造を示す。本研 究で観察した球顆岩は、自形の多い内核、文象帯 の見られる外殻、結晶が大きい充填部の順番で形 成すると考えられることは既に述べた通りであ る。一種の帯状構造とも言える。

肉眼観察または偏光顕微鏡による観察では、球 顆岩の外殻がペグマタイトにおける細粒帯や文象 帯と、充填部花崗岩は周囲の母岩と比較して大き な結晶が多いという点で巨晶帯と、それぞれ対比 できる可能性がある。内核と母岩花崗岩の対比に ついては無理があろうが、初期晶出を示す自形(~ 半自形)長石の存在という共通点がある。したが って、球顆岩とペグマタイトとの間には、内核と 母岩花崗岩(の一部)、外殻と細粒体・文象帯、 充填部と巨晶帯がそれぞれ対応すると考えること も可能ではないかということが、本稿を終えるに あたっての問題提起である。

謝辞

河野俊夫氏には、野外調査、論文の紹介など様々 な面でアドバイスをいただいた。ここに深く感謝 いたします。

引用文献

- McCarthy, A., Müntener, O., Bouvier, A.-S. and Baumgartner, L. (2016) Melt Extraction Zones in Shallow Arc Plutons: Insights from Fisher Lake Orbicules (Sierra Nevada, Western USA). Jour. Petrol., 57, 2011-2052.
- 稲垣紘武(1966)田ノ上産花崗岩質球顆岩に就い て.地学研究,17,129-142.
- 竹本健一・吉田源市・中野聰志(1977) 滋賀県大 津市田上山における球顆花崗岩の新露頭の発見. 地球科学,31,130-131.
- 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫(2013) 滋賀県琵琶湖南方・田上花崗岩体中の細粒暗色 包有岩.地質調査研究報告, 64, 25-49.
- London, D. and Morgan, G.B. (2012) The Pegmatite Puzzle. Elements, 8, 63-268.
- 河野義礼(1938a)猿投山産球顆岩石の化学的研究(I). 岩石礦物礦床學会誌 20,14-25.
- 河野義礼(1938b)猿投山産球顆岩石の化学的研究(Ⅱ). 岩石礦物礦床學会, 20,60-70.

田上花崗岩体の接触変成作用による菫青石

Cordierite in hornfels thermally metamorphosed by the Tanakami Granite

大井修吾¹·原 俊介¹

Shugo Ohi¹ and Shunsuke Hara¹

はじめに

大津市大石地域は滋賀県南部に位置し、琵琶湖 から約 10km 離れた瀬田川流域にあたり(図1)、 その東側および瀬田川へ流入する加河川を挟んだ 北側には田上花崗岩体が広がるとともに、瀬田川 を挟み鹿跳橋以西にも田上花崗岩体の延長部が岩 脈状に分布している。したがって、花崗岩体は瀬 田川付近の中生代の堆積岩類の地下にも連続して 分布しているものと考えられる。堆積岩類は、丹 波帯に属するジュラ紀付加コンプレックスからな る砂岩、泥岩、チャートからなる。本論での対象 地域の田上花崗岩体との境界部、すなわち富川か ら瀬田川流域においては強い接触変成作用を受け ており、ホルンフェルスとなっている。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菫青石帯、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(脇 田・竹内,2013)。これらの石は奇岩怪石が多く、 古くから庭石として重宝されてきた。なかでも、 鹿跳橋付近の河床に出現するホルンフェルス中の 菫青石は近隣地域の中でも大きいことで有名であ る。ここでは、ペグマタイトを多産する田上花崗 岩体にちなんで、鹿跳橋の北側の瀬田川河床域に 分布するホルンフェルス中の菫青石三連双晶を報 告する。

菫青石三連双晶について

董青石は Mg と Fe から構成されるサイクロ アルミノケイ酸塩の一種であり、Al、Si が秩序 的に配列しており斜方晶系に属する。化学式は (Mg,Fe)₂Al₃(AlSi₅O₁₈)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 1 $_{3275}$ 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。田上ペグマタイから産出して いる 40 種近い鉱物の中では、本調査報告にも記 載のある電気石や緑柱石(ベリル)が同じサイク ロケイ酸塩鉱物である。菫青石は、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 が無秩序に配列しており 六方晶系に属する。

董青石はインド石と多形の関係にあり、インド 石が高温安定・董青石が低温安定の相関係にあ る。図2からわかるように、両鉱物相が共存する 不混和領域が存在する。また董青石三連双晶結晶



図1 大石地域における採取地点周辺の地質図(中野,2013)図 中の黒い三角は採取地点を示す



図2 菫青石の Mg-Fe 含有量比による相平衡図 (Kitamura and Hiroi, 1982)

ができるのは菫青石とインド石が同時成長下結果 であることが、Kitamura and Hiroi (1982) によ り示されている。菫青石の三連双晶結晶は、その 内部において8つの花弁状の成長分域に分かれて いる。この内部組織の解析の結果から、インド石 と菫青石は同時に成長し、インド石はc軸方向の 2つの分域として成長し、菫青石は周囲の花弁状 分域として成長していく。菫青石の結晶方位はイ ンド石の方位に依存し、共通のc軸を持つ60° 回転した関係となっている。図2のようにインド 石と菫青石が同時に成長する温度および化学組成 (Mg,Fe比)は決まっており、この条件を満たす 地域は限られている。またインド石として成長し た分域は温度降下に伴い、共通の c 軸を持つ 3 つ の方位の菫青石へと相転移する。なお、花弁状結 晶が風化によって雲母や緑泥石に変化したものを 桜石と呼ぶ。

滋賀県周辺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及び菫青石の三連 双晶が報告されている。また、京都府亀岡市でと れる桜石が有名で、京都府の県の石・鉱物として 認定されている。

解析試料

瀬田川河岸の鹿跳橋やや北での田上花崗岩体と の接触部付近で分析試料を採取した(図3)。採 取したホルンフェルスには菫青石特有のガラス光 沢を持つ結晶を観察することはできなかったが、 幅 1cm 程度の黒色の斑状変晶を複数確認できた。 また斑状変晶の中には一部分が白く変色したもの も確認できた。これらのホルンフェルス及び斑状 変晶は田上花崗岩体の熱によって泥岩が変成し、 生じたものと考えられる。

研究手法

図1で示した場所で採取した菫青石ホルンフェ ルスの薄片を作成し、偏光顕微鏡による観察、滋 賀大学教育学部設置の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 析では波長分散 X線分光法(WDX)を使用した。 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、董青石に含まれや すい Si、Mg、Fe、Al、Mn、Cr、Na、Ti の 8 原子について分析した。

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。分 析は加速電圧 15kV、電流値 2.6nA で行った。

董青石の結晶構造は六方晶系のインド石と類似 しており、c軸を中心に60°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で董青 石の方位を決定する際、共通のc軸を中心に60° 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 董青石の結晶方位を1つに決定した。



図3 試料採取地点。花崗岩との接触部付近のホルンフェルスを 採取した

観察・分析結果

解析対象のホルンフェルスは主に粒径の小さい 鉱物が多い基質と大きく結晶成長した斑状変晶 から構成されている。偏光顕微鏡観察及び SEM- EPMA 観察の結果このホルンフェルスからは、 董青石、石英、アルカリ長石、黒雲母、燐灰石、 鉄チタン酸化物が観察できた。

偏光顕微鏡サイズの菫青石斑状変晶は最大で約 2~3mm くらいであり(図4)、ホルンフェルス 中の他の鉱物と比較して大きい。クロスニコル下 で菫青石斑状変晶は波動消光を示す。また SEM-EPMA 分析により 菫青石の Mg:Fe = 56:44 が得 られた(表1)。菫青石斑状変晶の中には、隣接 していないが同じ結晶方位を持つ菫青石や、隣接 しているが異なる結晶方位の菫青石が存在し、中 には花弁状結晶のものも存在した(図4a,b)。花 弁状の結晶は3種類(方位A1.B1.C1)の消光位 からなり、中心部は3種類の結晶方位が混ざって いた(図4c)。この花弁状の菫青石斑状結晶に対 して EBSD を行い、ステレオネットにプロット した結果(図4d)、方位A1、B1、C1はc軸を共 有していることが分かった。また方位 B1、C1 の a軸、b軸は方位A1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A1、B1、C1は結晶学的な関 係を持っており、それらの方位を持つ菫青石斑状 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。

また菫青石斑状変晶の中には細粒な黒雲母やカ リ長石、石英、燐灰石を包有しているものがあり、 また多量に包有しているものもあった(図5 c, d)。 そのような包有物の多い菫青石は、偏光顕微鏡の オープンニコル観察では一見基質の部分と類似の 組織に見えるので菫青石とはわからないが、クロ スニコル下では基質の部分とは異なり全体がほぼ 同時に消光するため菫青石とわかる(図5a)。菫 青石の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。図5の菫青石も3種類(方 位A2、B2、C2)の消光位からなっていた。この 董青石に対しても EBSD を行った結果(図 5f)、 図4の菫青石斑状変晶同様に、方位A2、B2、C2 はc軸を共有しており、方位A2、B2、C2のa 軸、b軸はc軸を中心に60°回転させた関係にな っていることが分かった。このことから方位 A2、 B2、C2は結晶学的な関係を持っており、それら の方位を持つ菫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4 花弁状の菫青石斑状変晶の光学顕微鏡写真。(a)オープンニコル像(b)クロスニコル像(c)同時に消光する領域の模式図(d) A1、B1、C1のa軸、b軸、c軸の方位関係を示したステレオネット、単結晶は最大2~3mmでありクロスニコル像において消光位は3種類に限られる。菫青石三連双晶を一つの鉱物組織であるとするとこの花弁状の菫青石は1cmほどになる

考察

菫青石斑状変晶の包有物について

既に述べたように、本地域の菫青石斑状変晶内 には石英をはじめとした他の鉱物が包有されてお るが、これらの鉱物は基質部分にも分布している。 これらの鉱物は基質部分から菫青石が成長する過 程で取り込まれたものと考えられる。図5dに見 られるように、細粒の鉱物が菫青石成長中に多量 に包有されていることから、大石地域は接触変成 作用の際に菫青石の結晶が急成長するような環境 にあったと考えられる。

菫青石斑状変晶の方位関係について

EBSDによる結晶方位解析と偏光顕微鏡観察 から図4の董青石の斑状変晶は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。そのた め、本研究で観察したこの董青石斑状変晶は三連 双晶を形成していることがわかった。これは桜石 をはじめとした"インド石に由来"した董青石が 持つ特徴である。"インド石に由来"の表現は、 既に説明したように、董青石三連双晶斑状変晶は、 1. インド石の核ができる、2. c軸方向にインド 石が成長し周囲の花弁状分域として董青石が成長 する(董青石の結晶方位はc軸方向に60°回転)、3. 温度降下に伴いインド石は董青石に転移する(そ の結果、この成長分域には共通の c 軸を持つ異な る3つの結晶方位の菫青石が存在)という形成過 程を意味している。また、図5の菫青石は細粒鉱 物を多量に包有しているという特徴を除き、従来 まで報告されているインド石由来の菫青石三連双 晶(雲母化した後に桜石となる)と鉱物組織上の 差が見られず、図5の菫青石もインド石由来の菫 青石三連双晶であると考えられる。当地域ではこ のような菫青石三連双晶の報告例がなく、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 の菫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。

滋賀県内の他の地域の菫青石との比較

周琵琶湖花崗岩帯ではこれまでに、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、甲賀市東部に位置する土 山町山女原地域等接触変成作用により三連双晶 を示す菫青石または桜石が報告された。また原 (2018)により新たに高島市北部に位置するマキ ノ町白谷地域でも三連双晶を示す菫青石が報告さ れた。これらの地域の菫青石の化学組成を表1に 示す。なお、古城山の菫青石ホルンフェルスは甲



図5 細粒な包有物を多量に含む花弁状の菫青石三連双晶。(a)オープンニコル像、(b)クロスニコル像、(c)同時に消光する領域の模式図、 (d)後方散乱電子像、(e)菫青石中に包有される多量の細粒結晶を示す、(d)の黒枠を拡大した後方散乱電子像、(f)(c)中のA2,、B2、 C2のa軸、b軸、c軸の方位関係を示したステレオネット

	大石地域	大文字	山女原	(貝月山花崗岩	白谷
	(田上花崗岩体)	(比叡花崗岩体)	(鈴鹿花崗岩体)	体)	(江若花崗岩体)
n	26	27	11	27	23
SiO2	48.8	47.97	48.41	48.72	48.01
TiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al2O3	33.88	33.47	33.25	33.77	32.9
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	9.83	9.94	8.58	9.87	11.32
MnO	0.6	0.54	0.94	0.29	0.34
MgO	7.12	6.89	7.1	7.37	6.17
Na2O	0.26	0.29	0.65	0.29	0.31
Total	100.51	99.11	98.97	100.32	99.07
Cations(O=	=18)				
Si	4.96	4.95	4.98	4.96	4.98
Ti	0	0	0	0	0
Al	4.06	4.07	4.03	4.05	4.02
Cr	0	0	0	0	0
Fe	0.84	0.86	0.74	0.84	0.98
Mn	0.05	0.05	0.08	0.03	0.03
Mg	1.08	1.06	1.09	1.12	0.96
Na	0.05	0.06	0.13	0.06	0.06
Total	11.04	11.04	11.06	11.05	11.04
Mg : Fe	56 : 44	55 : 45	60:40	57:43	49 : 51

表1 各地域の菫青石の化学組成

賀市指定天然記念物となっているため採取できな かった。菫青石三連双晶の花弁状結晶はインド石 と菫青石が同時成長する必要があり、図2の相平 衡図において2相共存を満たす温度、化学組成条 件であるときに生成されると考えられる。大文字 山の菫青石の場合 MgO,FeO の平均比率はおよそ 55:45 であり、2相共存の温度範囲はおよそ 550-600℃になる。

また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(中村,1995)。 炭質物のグラファイト化から推測された変成温度 範囲と花弁状菫青石から推測からのものはほぼ同 様のものとなっており、その他の地域の変成温度 も花弁状の菫青石三連双晶の化学組成から推測す ることは可能だと考えられる。

大石地域の花弁状菫青石三連双晶の MgO と FeO の比はおよそ 56:44 であり、図 2 の相平衡図 でインド石と菫青石の共存する温度範囲は 550-600 °C である。つまり当地域では最低でも 550-600 °C 前後で変成作用を受ける必要があり、接触 部に位置する田上花崗岩体の温度は 550-600 °C 以上であったと考えられる。

また、他地域の三連双晶を示す菫青石から取得 した化学組成(表1)から二相共存の温度範囲を 推測すると、その全てで600±50°Cの範囲とな った。そのため、周琵琶湖花崗岩体5地点の接触 部は600±50°C程度で変成作用を受けたと推測 できる。これに伴い各花崗岩体は接触部付近にお いて最低でも600±50°C以上と考えられる。

まとめ

今回の調査により、大石地域の鹿跳橋付近に出 現する接触変成岩内から菫青石の三連双晶を発見 した。また、菫青石はその成長過程で周囲の基質 を包有した可能性があることがわかった。

さらに三連双晶の発見から当地点での熱変性 作用を受けた温度は最低でも 550-600°C 前後であ り、熱源の田上花崗岩体は最低でも 550-600°C 以 上であると推測することができた。

謝辞

後方散乱電子回折による結晶方位解析を行うに あたり、伊神洋平博士(京都大学)のご協力を得 た。ここに記してお礼を申し上げる。

引用文献

- 脇田浩二・竹内圭史 (2013) 京都東南部地域の地 質,第3章 丹波帯ジュラ紀付加コンプレック ス.地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 10-21.
- 中野聰志(2013)京都東南部地域の地質,第4章 後期白亜紀火成岩類,地域地質研究報告(5万 分の1地質図幅)産業技術総合研究所地質調査 総合センター,22-54.
- Kitamura, M. and Hiroi, Y. (1982) Indialite from Unazuki pelitic schist, Japan, and its transition texture to cordierite. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 110-116.
- 中村大輔(1995)接触変成帯と広域変成帯での炭 質物のグラファイト化の比較とその解釈.日本 地質学会第102年学術大会(広島)講演要旨集, 276.
- 原俊介(2018)周琵琶湖花崗岩体により変成作用 を受けた菫青石ホルンフェルスの調査.2017 年度滋賀大学教育学研究科修士論文.

田上ペグマタイト:鉱物研究への自然の手引き

The Tanakami pegmatite as a guid to the study of minerals

大西政之 1

Masayuki Ohnishi¹

1995年、筆者が中学3年生だったある日の理 科の授業で、担任でもあった石尾淑子教諭は3段 組みの平たい木箱を教室へ運ばれてきた。その中 には紙箱に入った鉱物が整然と納められていた (1段に25個程入っていたように思う)。その時 の授業内容は覚えていないが、自然硫黄や無色透 明な水晶を見て、「こんなものが自然にできるの か!」と感銘を受けたことはよく覚えている。

これがきっかけとなり、益富地学会館監修「日本の鉱物」(成美堂出版、東京、1994年)を買い 求めた。これは小型のポケット図鑑でありながら、 日本各地の鉱物のカラー写真が掲載されており、 しかも美しいものや珍しいものなども紹介されて いたので、すぐに本書の虜になってしまった。そ して常に学生服のポケットに入れて持ち歩き、暇 さえあればページをめくっていた。その中には滋 賀県田上山から産出したトパズの美しい結晶、新 鉱物の益富雲母、チンワルド雲母(現在は独立種 名ではなく、シデロフィライトとポリリシオナイ トを端成分とする系列名)、ジルコンが紹介され ており、大阪で生まれ育った筆者とって比較的近 くにある"宝の山"には特に心惹かれた。

高校に入学して間もない頃であろうか、「日本 の鉱物」に続いて草下英明著「鉱物採集フィール ド・ガイド」(草思社、東京、1982年)を買い求 めた。本書はタイトルの通り、実践的な鉱物採集 のガイドブックで、鉱物採集の方法や全国の鉱物 産地が紹介されていた。鉱物産地紹介は、産地へ のアクセスから観察・採集のポイントまでが親切 に書かれており、読んでいるだけで産地に行って 鉱物を手にできそうな気がするほどおもしろく、 何度も読み返しているうちに、自分の手で鉱物を 採集してみたいと強く思うようになった。その中 には「トパズ(黄玉)の山」と題してあの田上山 が紹介されており、自宅から比較的近く産出鉱物 が魅力的という理由で、田上山へ行くことを思い 立った。1996年7月、東大阪市の自宅からJRと バスを乗り継ぎ、2時間以上かって最寄りの帝産 バス「アルプス登山口」バス停にたどり着いた。 ここから「鉱物採集フィールド・ガイド」の大ま かな概略図を頼りに、天神川から笹間ヶ岳付近を 歩いてみた。とはいっても、素人が登山道をただ 歩くだけでは要領を得られるはずもなく、登山道 や天神川で 2~3 cm 程度の白い塊状の石英やチン ワルド雲母のかけらを拾っただけであった。これ が筆者にとって鉱物を目的とした初めてのフィー ルドワークとなった。今から思えば、まともな装 備や情報を持たない無謀なものであったが、鉱物 産地に足を踏み入れるという意味では貴重な体験 となった。

その後、1996年10月から京都市にある益富地 学会館に出入りするようになった。1998年7月、 同館主催の採集会が田上山の中澤晶洞で行われる ことになったので、初めてフィールドでペグマタ イトを見ることができると喜んで参加した。中澤 晶洞は、大津市在住であった中澤和雄氏によって 1974年に発見されたペグマタイト晶洞で、田上 山では戦後最大ともいわれ、多量のペグマタイト 鉱物が産出したことで有名である。中澤氏が発見 された当時は花崗岩の露頭にぽっかりと晶洞が口 を開けているようであったが、採集会の時にはす でに砂防工事が行われて久しく、周囲には草木が 繁茂し様変わりしていた。それでも晶洞前の斜面 には晶洞から搬出されたとみられるペグマタイト 鉱物が"ずり"のように堆積しており、その中に は不完全ではあるものの、長さ10 cm を超える 煙水晶や1 cm 程度のトパズの破片は普通に転が っており、中には10 cmを超える立派な益富雲

1 京都市

母の劈開片を見つけた参加者もいた。筆者も 3~4 cmの益富雲母の劈開片などを拾うことができた。

サイズは小さいものの、図鑑に載っているよう な珍しい鉱物の標本を採集することができ、大変 感激したことを覚えている。この時の標本は、今 でも筆者の標本箱に収まっている。

中澤晶洞での採集会が終わってしばらくした ある日、益富地学会館の標本展示室で鉱物標本を 眺めていると、同館主任研究員の藤原 卓氏から 「先日、中澤晶洞で採集したチンワルド雲母の中 に含まれている黒色の鉱物を X 線粉末回折装置 で調べてみないか」と言われた。まさか自分で機 器を使って鉱物を分析できるとは夢にも思っても いなかったので、二つ返事でお手伝いさせていた だいた。最初に藤原氏から簡単な手順を教えてい ただき、まずはナイフとピンセットでチンワルド 雲母を劈開に沿って剥がしながら、双眼実体顕微 鏡で2mmにも満たない黒色鉱物だけを分離し た。ようやく集めた黒い粒は藤原氏が乳鉢で粉末 にし、ホルダーにマウントして装置にセットされ た。そして装置をスタートさせると、PC のディ スプレイにデータが少しずつ現れ、約40分で測 定が終了した。測定データを処理して検索すると、 コルンブ石に一致することがわかった。コルンブ 石には鉄とマンガンそれぞれ端成分とする2種が あるが、この装置ではそこまではわからないこと も教えられた。それまで鉱物はフィールドで採集 したり肉眼で同定したりすることだけに注意を払 っていたが、この体験によって鉱物の見方が変わ り、物性や化学組成などにも関心が深まる機会と なった。

その後も様々な鉱物産地へ行っては採集した 鉱物を同館へ持ち込み、随分と多くの試料を調べ させていただいた。自分で装置を使って鉱物の同 定を行うようになると(大抵は何か珍しいもので はないかと思って分析するので)、最初の肉眼で の予想と違っていた場合、なぜ最初はそう思った のか、どこが違っていたのか、といったことを考 えるようにもなり、鉱物種の肉眼での同定力の向 上にもつながったように思う。また、データの解 析や比較を行うために、文献を調べる方法も自然 と身に着けることができたように思う。まだ今日 のようにインターネットが普及する前のことで、 文献の入手には苦労したことが懐かしい。

さらに、大学・大学院を通じて鉱物学が専門 の小林祥一教授と草地 功教授のもとで記載鉱物 学をはじめとする地球科学の教育を受け、これま でに沼野石、大阪石、箕面石といった新鉱物や十 数種の日本新産鉱物の研究に携わることができた が、そのほとんどで高校生の時からの経験が基本 となっている。鉱物と出会って早い段階から多く の経験に恵まれたことは本当に幸運であったと思 っている。

2015年9月、約10年ぶりに中澤晶洞を訪れた。 晶洞前の"ずり"は健在で、アルカリ長石・斜長 石の劈開片や文象花崗岩はいくらか見られたが、 煙水晶、トパズ、チンワルド雲母、益富雲母など はほとんど見つけることができなかった。これま でに田上山には十数回足を運んでいるが、残念な がらいまだにペグマタイト晶洞を自ら発見する経 験には恵まれず、田上ペグマタイトのトパズの美 しい結晶はいまだに憧れの存在である。しかし、 田上山との出会いを通じて得られた経験は、その 後の様々な鉱物、多くの人々との出会いにつなが り、筆者の人生における宝となっている。田上山 は筆者にとってまさに"宝の山"なのである。

苗木地方と田上地方:共通点の多いペグマタイト産地

Naegi and Tanakami districts: similar pegmatite fields in Japan

大林達生 1

Tatsuo Obayashi¹

はじめに

筆者が学芸員として勤務する中津川市鉱物博 物館は、「田上地方」とともに日本三大ペグマタ イト産地のひとつに数えられる「苗木地方」に立 地する。当地出身で日本における在野鉱物研究家 の先駆けである長島乙吉氏と、その子息・長島弘 三博士から寄贈された「長島鉱物コレクション」 を基礎に、その収蔵・展示と、「苗木地方」の産 出鉱物、地域地質の紹介を柱とする、地質・鉱物 にフォーカスした博物館である。

小文では、当館で開催した企画展「田上地方 の鉱物」(大林,2002)の開催経緯と、その企画・ 準備を通じて筆者が興味深く感じた「田上地方」 と「苗木地方」の共通点について記してみたい。

第6回企画展「田上地方の鉱物」

三大ペグマタイト産地のひとつ「苗木地方」の 博物館として、他の2産地を企画展で紹介したい と当初から考えていたが、開館から丸4年を経て ようやく開催に至ったのが、2002年の第6回企 画展「田上地方の鉱物-日本のペグマタイト産地 その1-」である。

実は、当館には田上地方産出の鉱物標本はほと んど収蔵されていない。収蔵標本の中核をなす「長 島鉱物コレクション」は、「希元素鉱物」(長島・ 長島,1960)を中心とするコレクションで、各地 のペグマタイトに産する鉱物標本が収められてい るが、なぜか「田上地方」の標本は含まれない。

「長島鉱物コレクション」標本の産地別内訳 を、目録(大林・荻野,2001)化が完了してい る2,293点についてみてみると、三大ペグマタイ ト産地の「石川地方」を擁する福島県が最も多 く381点で全体の約17%(「石川地方」の標本は 1 中津川市鉱物博物館 205 点)、それに次ぐのが「苗木地方」を含む岐 阜県で228 点(全体の約10%、「苗木地方」の標 本は、長野県田立産を含め148 点)となっている。 ところが、「田上地方」のある滋賀県はわずか17 点しかなく、しかもそのほとんどが滋賀石の模式 産地として知られる五百井鉱山の標本である。

ちなみに、福島県の標本が多いことは乙吉氏 が嘱託をしていた理化学研究所の拠点が石川町に 置かれていたことを考えれば不思議はなく、岐阜 県については乙吉氏の故郷であり、故郷の地に寄 贈したことを考えれば素直に肯ける。「田上地方」 については、父子共著の「日本希元素鉱物」(長島・ 長島, 1960) にも記載があり、調査・採集に訪れ ていなかったとは考えられない。弘三博士は、田 上を模式地とする益富雲母の発見・記載(長島ほ か,1975)に携わっていることから、寄贈した「コ レクション」に「田上地方」の標本を含めなかっ た理由は、当時まさに研究対象の標本だったから かなどと想像を巡らせてはみるが、はっきりした ことは分からない。したがって、「田上地方」に ついての企画展を開催するには、すべての展示標 本を借りる必要があった。幸い、益富地学会館の 藤原卓博士の仲立ちで、「中沢晶洞」の発見で著 名な中沢和雄氏から標本を貸していただけること になり、開催が実現した。

共通点が多い苗木地方と田上地方

開催に向けて「田上地方」やその周辺の地質に ついて文献を調べていくと、地質セッティングあ るいは地質的バックグラウンドが「苗木地方」と よく似ていることが分かり、たいへん興味深かっ た。最も印象的だったのは、花崗岩類と火砕流堆 積物を主とする流紋岩質火山岩類との関係である。 企画展の内容をまとめた図録(大林,2002)で も紹介しているが、琵琶湖周辺には田上花崗岩体 のほか、東部に鈴鹿、北部に貝月山・江若、西部 に比良・比叡の各花崗岩体が分布し、近江盆地を 取り巻く山地の脊梁部を形成している。このうち 比良・比叡・田上・鈴鹿岩体からなる環状花崗岩 体は、湖東流紋岩類と火山 - 深成複合岩体をなし ている(沢田・板谷,1993;沢田ほか,1994)。

苗木地方では、苗木花崗岩(苗木-上松花崗岩) が濃飛流紋岩類と大規模な火山-深成複合岩体を 形成している(山田・赤羽,2005)。

いずれの地域でも、花崗岩マグマがかなり浅い ところ(地表から1~2km?)まで上昇して噴出 相である火砕流堆積物に貫入し、天井部に多くの ペグマタイトを形成したと考えられる。マグマの 成分もU、Th(放射性元素)や希土類元素の含 有量が多く(石原ほか,2005; Ishihara and Wu, 2001)、産出鉱物も共通する部分が多い。

企画展開催後の2010年には、田上地方から アマゾナイトが報告されている (Nakano and Makino, 2010) が、苗木地方の田立(長野県木曽 郡南木曽町)にもアマゾナイトの産出が知られて いる(長島・長島, 1960;長島鉱物コレクション EA66NA1035, EA66NA1630, EA66NC0359)。 田 立のアマゾナイトは詳しく記載されてはいない が、Nakano and Makino (2010) と見比べてみる 限り、よく似ているように見える。日本国内では、 ほかに甲府花崗岩体(長島・長島, 1960; 長島鉱 物コレクション EA66NB0241)、奥黒部花崗岩(長 島鉱物コレクション EA66NA1058) 中のペグマタ イトからもアマゾナイトが産出しているが、三大 ペグマタイト産地の残る1カ所・石川地方(例え ば、福島県石川町町史編纂委員会,2011)からは、 筆者が把握する限りアマゾナイトの記載はない。

このことからも、三大ペグマタイトの中でも田 上地方と苗木地方のペグマタイトは、形成条件・ 形成環境がより共通していたことがうかがえる。

おわりに

共通点が多い両地域であるから、それぞれの

地域での研究成果が他方の謎の解明にもつなが り、その相乗効果で両地域のペグマタイトについ て、より理解が深まることを願っている。

引用文献

- 福島県石川町町史編纂委員会 編 (2011) 石川町史 第7巻上:各論編2 自然.pp334.
- Ishihara, S. and Wu, C. (2001) Genesis of late Cretaceous-Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu District, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 52, 471-491.
- 石原舜三・中野聰志・寺島 滋(2005)近畿地方 田上花崗岩の化学的特性 -特に放射性元素と希 類元素の役割-. 地質調査研究報告, 56, 93-98.
- 長島弘三・原田一雄・本田真理子 (1975) 滋賀県
 大津市田ノ上山産新鉱物益富雲母
 (Masutomilite).地学研究, 26, 319–324.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本希元素鉱物.長島 乙吉先生祝賀記念事業会,京都,436pp.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010) Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pegmatite, southwest Japan. J. Mineral. Petrol. Sci., 105, 45–56.
- 大林達生 (2002) 第6回企画展図録 田上地方の 鉱物-日本のペグマタイト産地 その1-. 中津川 市鉱物博物館, 20pp.
- 大林達生・荻野義雄(2001)長島鉱物コレクション標本目録.中津川市鉱物博物館収蔵資料報告, no.1,120pp.
- 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史-. 地質雑, 99, 975–990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中 野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1994)琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コ ールドロン.地質雑,100,217-233.
- 山田直利・赤羽久忠 (2005) 濃飛流紋岩を貫く花 崗岩類.地団研専報,53,89–97.

明治期の鉱物コレクションに見られる田上ペグマタイト鉱物

Mineral collections from the Tanakami pegmatite in the Meiji Period

白勢洋平 1

Yohei Shirose¹

はじめに

20世紀初頭に蒐集された著名な日本の鉱物コ レクションには、いずれも田上ペグマタイト産の 鉱物が含まれており、当時の日本の鉱物を特徴付 けるものとなっている。日本の地質学・鉱物学の 黎明期でもある明治から大正にかけて蒐集された 鉱物コレクションとしては、「和田標本」、「若林 標本」、「高標本」、「比企標本」が特筆して挙げら れる。いずれのコレクションにおいても共通する 田上ペグマタイト産の鉱物としては、トパズ、チ ンワルド雲母,長石,緑柱石などが含まれており, 中でも「比企標本」には極めて多くの田上山ペグ マタイト産の鉱物が含まれている。著名な鉱物コ レクションの田上ペグマタイト産鉱物(以下の記 述においては、紹介する文献ならびに標本のもと の表記にしたがい、田上山産鉱物あるいは田上山 産などと表記する)を紹介するとともに,近年調 査・整理を行っている京都大学所蔵の鉱物コレク ション中の田上山産鉱物について記述する。

日本の3大鉱物コレクション

和田標本

まず、日本の鉱物コレクションとしても筆頭格 の「和田標本」について紹介する。和田維四郎 (1856-1920)は近代鉱物学の創始者であり、日本 人として初めて帝国大学(のちの東京大学)にて 鉱物学の教鞭をとった著名人である。また、鉱物 蒐集家としての一面も持ち、標本室を整備し、標 本を重視した教育を行っていた。4,000点を越え る至高の標本は、和田の没後、大部分は三菱マテ リアル株式会社所蔵となっている。

多賀井(2001)による「和田鉱物標本」にその 詳細はまとめられており、東京大学総合博物館デ 1 愛媛大学理工学研究科 ータベースで画像なども閲覧することができる。 田上山産鉱物は、トパズ、石英(水晶,黒水晶, 煙水晶)、緑柱石、白雲母、チンワルド雲母、鉄 リシア雲母、微斜長石、曹長石、鉄電気石、錫石、 モナズ石が含まれる。また、田上山落下の隕鉄も 収蔵されており、国立科学博物館所蔵の田上隕石 と同様なものである。トパズ標本の多くは自形の 分離晶であり、「本邦金石畧誌」(和田,1878)、「日 本鉱物誌」(和田,1904)、「本邦鉱物標本」(和田 ,1907)に結晶形態の詳細な観察や産状の記載が なされている。長さ17 cm の緑柱石(アクアマ リン)やトパズ中の赤色のモナズ石などの興味深 い標本も含まれている。

若林標本

「若林標本」は、三菱鉱業の若林彌一郎(1874-1943)が蒐集した約1,932点に及ぶ鉱物コレクシ ョンで、のちに東京大学に寄贈されたものであ る。若林は1898年に東京帝国大学工科大学採鉱 冶金学科を卒業後、三菱合資会社を経て三菱鉱業 株式会社(現在の三菱マテリアル株式会社)で技 師長を務めるかたわら、鉱物標本の蒐集を行っ た。アマチュアのコレクションとしては世界的で、 Sadanaga & Bunno (1974)により目録が作成さ れており、現在は東京大学総合研究博物館に収蔵 されている。田上山産鉱物としては、トパズ、緑 柱石、チンワルド雲母、微斜長石、曹長石を含ん でおり、いずれもペグマタイトから産出したもの である。

高標本

「高標本」は、九州帝国大学工学部採鉱学教 室応用地質学講座の教授であった高壮吉(1869-1946)が収集した、大型豪華な結晶標本を多数含 むことで著名な鉱物コレクションである。高は 1897年に東京帝国大学工科大学採鉱冶金学科を 卒業後(前述の若林の一学年上であった)、和田 が長官を務めていた八幡製鐵所で勤務の後に、九 州帝国大学の教授となった。標本の数は約1,200 点であり、鉱物の偏りが多いものの、九州の金属 鉱山の見事な大型標本を含む。現在は、九州大 学総合研究博物館に所蔵されており、白水ほか (1971)により詳細な記載のなされた目録が作成 された。田上山産鉱物として、トパズ、石英(水 晶,黒水晶)、正長石、白雲母、黒雲母、チンワ ルド雲母、錫石、紅柱石を含む。トパズについて は小結晶ではあるが、柱状結晶と両錐八面体の結 晶が記載されている。白色長柱状の紅柱石も記載 されており興味深い標本である。

京都大学総合博物館の鉱物標本

ここまで明治期の日本の3大鉱物コレクション について紹介してきたが、京都大学総合博物館に は、「比企標本」をはじめ明治期以降の貴重な鉱物・ 鉱石標本が多く所蔵されている。旧教養部より移 管された旧制第三高等学校由来の「三高標本」。 工学部より移管された京都帝国大学理工科大学採 鉱冶金学科由来の「比企標本」。農学部より移管 された「農学部標本」などがある。現在これらの 標本の整理及び調査が行われており、「三高標本」 については、第三高等学校鉱物標本目録(豊ほか, 2017)として目録を刊行するに至った。京都大学 総合博物館の目玉ともいえる鉱物コレクションで ある「比企標本」についても現在整理が進んでお り、「三高標本」及び「比企標本」に含まれる田



図1 蛍石(三高標本 No. 3174*、左右長 8 cm)

上山産鉱物について紹介する。

三高標本

「三高標本」の内訳としては、標本 3,163 点(鉱 物種 260 種) であり、クランツ標本 496 点を含む。 標本蒐集の背景には、旧制第三高等学校(三高) で地質学の教授を担当していた松島鉦四郎(1888-1939)、岩崎重三らの尽力によるものが大きい。特 に松島はクランツ標本を取り寄せたり、島津製作 所より標本を購入したりと、教育のための標本の 充実に力を注いでいた。松島は、1888年帝国大 学地質学科卒業ののち、陸軍教授、第一高等中学 校(のちの第一高等学校:一高)教授となっており、 高壮吉や後述する比企に教鞭をとっていた。1899 年に三高に招聘されたのちは21年間同校にて教 授を務め、多様な鉱物標本を蒐集した。田上山産 鉱物を130点含み、その多くは当時の島津製作所 標本部より購入した標本である。鉱物種としては、 トパズ、石英(水晶,煙水晶)、緑柱石、正長石、 曹長石、チンワルド雲母、白雲母、加水黒雲母、 カオリナイト、モナズ石、錫石、鉄マンガン重石、 蛍石が含まれる。島津製作所からの標本には、産 地が近いこともあり田上山の標本が多く含まれて いる。トパズやチンワルド雲母の美晶が含まれて いるのはもちろん、この時代の他の標本ではあま りみかけない田上山産の蛍石が含まれていること も特徴的である(図1)。

比企標本

「比企標本」は、京都帝国大学理工科大学採 鉱冶金学科教授であった比企忠(ひきただす,



図 2 トパズ (比企標本 No. 1452*、左右長 12 cm)

*標本登録番号。いずれの標本も京都大学総合博物館所蔵。

1866-1927)が蒐集した国内外の鉱物・鉱石標本 からなる。標本数は約8,000点に及び、鉱物種や 産地の網羅性に非常に富んだ鉱物コレクションで ある。現在も標本の整理・調査を行っており、「比 企鉱物標本目録 第一部」として、元素鉱物、硫 化鉱物、ハロゲン化鉱物、酸化鉱物を収録した目 録が刊行された(白勢ほか, 2019)。

目録第一部の内訳としては、2622点(162種) であり、標本の質や網羅性から鑑みても3大鉱物 コレクションに劣らない明治期の貴重な鉱物コレ クションである。比企忠は帝国大学(のちの東京 大学)時代に、教授であった菊池安の試料を引き 継ぎトパズの結晶形態の研究を行っており、そ の成果を卒業論文として報告した(Hiki, 1895)。 当時としては、近代鉱物学の手法を取り入れた最 先端の研究であり、日本の鉱物学の幕開けともい える研究であった。卒業論文に使用された岐阜県 苗木や田上ペグマタイトのトパズも「比企標本」 に含まれている。1898年に京都帝国大学に着任 したのちは、退職するまでの28年の間に標本室 をつくりあげ、前述した素晴らしい鉱物標本を蒐 集した。中でも田上山の鉱物標本については、ラ ベルの情報を読み解くと、島津製作所から購入し



図 3 トパズ、石英(比企標本 No. 4302*、長さ9 cm)



図5 緑柱石(比企標本 No. 4304*、長さ7.5 cm)

た標本も多くあるが、比企が自身で採集した標本 も多く含まれていることがわかる。また、比企の 後進である上治寅次郎が採集した標本や、中司稔 氏寄贈の標本も存在する。上治は田上山の鉱物を 用いて、田上山のペグマタイト晶洞の大型模型を 作成しており、その教育熱心さが窺える。「比企 標本」に含まれる田上山産の鉱物種としては、ト パズ、石英(水晶,煙水晶)、緑柱石、正長石、 曹長石、チンワルド雲母、益富雲母、白雲母、モ ナズ石、錫石、鉄マンガン重石などが含まれる(図 2-図6)。また、トパズの標本ラベルには、比企 直筆の緻密な結晶図が付されている(図4)。「比 企標本」は明治期の鉱物コレクションの中では、 田上山産の鉱物を最も多く含んでいる。

まとめ

1877年に第一回内国博覧会が開催され、その 展覧標本を納めている「和田標本」には質の良い トパズの標本が含まれている。本邦金石畧誌(和 田,1878)には"三四年前始めて近江に於て発見 す"と記述されており、近江栗太郡大谷山(田上 山のこと)の地名が登場する。その後、菊池安や



図 4 トパズと結晶図(比企標本 No. 3035*、結晶 幅 12 cm)



図 6 チンワルド雲母(比企標本 No. 3266*、左右長 17 cm)

比企忠の研究により田上山産のトパズの研究が行 われるとともに、学術上で田上山のトパズが知れ 渡るとともに、多くの標本が流通するようになっ た。田上山からきわめて近い距離にあった島津製 作所や京都帝国大学では田上山の鉱物標本は身近 なものであり、多くの標本を得ることができたと 考えられる。また、3大鉱物コレクションのよう な明治期の代表的な鉱物コレクションには必ず田 上山のトパズやチンワルド雲母などが含まれてお り、これらの鉱物コレクションの特徴づけともな る代表的な鉱物産地であったいえるだろう。

引用文献

- 豊遙秋・下林典正・高谷真樹・石橋隆・白勢洋平
 (2017)京都大学総合博物館収蔵資料目録 第2
 号第三高等学校鉱物標本目録.京都大学総合
 博物館,京都,124 pp.
- Hiki, T. (1895) Notes on the Topaz from Mino. Journal of the College of Science, Imperial University, Tokyo, Vol. 9, Part 1, 1-8.
- Sadanaga, R. and Bunno, M. (1974): The Wakabayashi Mineral Collection. The University Museum, The University of Tokyo, University of Tokyo Press, Tokyo, 193 pp.
- 下林典正(2015)大会記念講演「総合博物館平 成26年度特別展『地の宝』を開催して:比企 標本の紹介」.水曜会誌,24,949-960.
- 白勢洋平(2018)総合博物館コレクション研究 < 4>第三高等学校鉱物標本 - 松島鉦四郎と地質 鉱物学教育 -. 京都大学総合博物館ニュースレ ター,44,8-9.
- 白勢洋平,下林典正,高谷真樹,豊遙秋(2019): 京都大学総合博物館収蔵資料目録 第5号 比企 鉱物標本 第一部 元素鉱物・硫化鉱物・ハロゲ ン化鉱物・酸化鉱物.京都大学総合博物館,京 都,114 pp.
- 白水春雄,桃井斉,尾崎正陽,渡辺隆,東正治, 勝本憲夫,原田力(1971)高壮吉鉱物標本.九 州大学理学部研究報告,地質,11,147-208. 多賀井篤平 編(2001)和田鉱物標本.東京大学

出版, 東京, 135 pp.

- 和田維四郎(1878)本邦金石畧誌.日就社,東京, 122 pp.
- 和田維四郎(1904)日本鉱物誌.和田維四郎,東 京,281 pp.
- 和田維四郎(1907)本邦鉱物標本.和田維四郎, 東京, 307 pp.

琵琶湖博物館所蔵の田上ペグマタイト鉱物

Tanakami pegmatite minerals in the Lake Biwa Museum's collection

里口保文 1

Yasufumi Satoguchi¹

はじめに

滋賀県立琵琶湖博物館(以下、当館)は、「湖 と人間」をテーマに博物館活動を行っており、各 種研究に関するものを中心として多様な資料を収 集・保管をする使命を負っている。対象となる資 料の範囲は広く、湖の器である地盤や地質そのも のもそのひとつである。現在の人々はもとより将 来世代の人々へ向けての学術・文化資源として、 滋賀県を中心とした地質情報となる標本や資料の 収集・保管は、当館の重要な使命のひとつである。

滋賀県には、多くの鉱物産地が知られており、 研究者や愛好家などを問わず、多くの人々によっ て多種類の鉱物標本が採集されてきた。地域の 人々が収集してきた標本は、開館前の準備室時代 から寄贈などによって当館に順次蓄積・保管され ている。当館が開館した1996年には岩石・鉱物 資料は、約1,600件であったが(滋賀県立琵琶湖 博物館, 1997)、その24年後の2020年10月31 日現在の登録資料数は10,823件である。このう ち鉱物資料は約半数の4,638件であるが、当館に 岩石や鉱物を専門とする学芸職員が在籍していな いため、既に述べたように鉱物資料の多くは寄贈 されたものという状況である。なお、上記資料数 は既に登録された数であり、整理中のものを含め て未登録資料も多い。大津市の田上地域のペグマ タイト鉱物も、そのような整理・登録状況にある。

田上ペグマタイト鉱物

現在、当館の田上ペグマタイト鉱物として、 134件が登録されている(第1表)。これらは岩 石鉱物データベースにおいて、「田上」をキーワ ードに鉱物標本を検索した結果によるものである ため、地名として「田上」が含まれるものだけが 1 滋賀県立琵琶湖博物館 検索で残っている。「田上」は大津市の地区名の 一つであるが、ここで必要な「田上」の範囲は、 いわゆる「田上山」である。「田上山」は、国土 地理院発行の地形図には示されていないが、太神 山を中心とする田上の山岳地一帯をいう(有限会 社平凡社地方資料センター,1991)ので、地域と しては桐生地区や大石地区を含んでいる。そのた め、このリストにはそれらの地域の鉱物資料は含 まれていない。あくまでこのリストはそのように 現在登録された資料のみであり、寄贈いただいた 未登録資料も多く登録数は今後さらに増える

登録資料のうちもっとも多いのは石英(水晶) であり、ついで長石類、雲母類、黄玉、緑柱石の 順に多い。複数の鉱物からなる標本も多い。詳細 な産地については、資料保存の観点から明らかに はできないが、いわゆる"中沢晶洞"から産出し たものは、発見者であるご本人から寄贈いただい た標本であるが、一つ一つの産状までは記録でき ていないものの、産出地の詳細がわかっている標 本としては、今後の田上ペグマタイト鉱物の研究 にとって重要な標本である。

引用文献

滋賀県立琵琶湖博物館(1997)年報. no.1, pp78. 有限会社平凡社地方資料センター(1991)滋賀県 の地名.日本歴史地名体系,25, pp1226.

第1表 滋	、賀県立琵琶湖博物館	に登録されてい	る田上ペグマグ	タイト鉱物	(2020 年 10 月	弓 31 日	現在)
-------	------------	---------	---------	-------	--------------	--------	-----

登録番号	資料名	英語名	採取地
0220000251	錫石	Cassiterite	
0220000307	イットロタンタライト	Yttrotantalite	水晶谷
0220000619	黄玉	Topaz	
0220000621	黄玉	Topaz	
0220000649	ヒンガン石-(Y)	Hingganite-(Y)	
0220000800	黒雲母	Biotite	
0220000808	益富雲母	Masutomilite	
0220001036	チンワルド雲母	Zinnwaldite	
0220001456	黄玉	Topaz	
0220001471	曹長石	Albite	中沢晶洞
0220001472	曹長石	Albite	中沢晶洞
0220001473	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001474	チンワルド雲母	Zinnwaldite	中沢晶洞
0220001475	チンワルド雲母	Zinnwaldite	中沢晶洞
0220001476	益富雲母	Masutomilite	中沢晶洞
0220001541	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001542	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001544	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001545	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001546	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001547	曹長石	Albite	中沢晶洞
0220001583	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001584	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001585	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001586	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001587	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001588	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001611	正長石	Orthoclase	中沢晶洞
0220001614	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001625	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001629	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001630	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001671	ジルコン	Zircon	水晶谷
0220001701	石英	Quartz	中沢晶洞
0220001704	正長石	Orthoclase	中沢晶洞
0220001711		Quartz	中沢晶洞
0220001806	曹長石/石英	Albite / Quartz	
0220001807	黄玉	Topaz	
0220001808	石英	Quartz	
0220001809	石英	Quartz	
0220001962	黄玉	Topaz	
0220002004	益富雲母 ベート ベー ベート ベー ベ	Masutomilite	
0220002455	鉄電気石 	Schorl	
0220002720	更 玉	l opaz	水晶谷
0220002785	称任白	Beryl	+70070
0220002786	ナンワルト雲母	∠innwaldite	甲次晶洞
0220002836	当長白 御剑 目 ティグサ テ ギ テ	AIDITE Microsoling (Coordination	甲次晶洞
0220002898	(W科長句/ 釱大監句 白雨央	Microcline / Scorzalite	
0220002899	日雲中	Muscovite	
0220002900	日雲母	MUSCOVITE	
0220003224	買長石	AIDITE	

登録番号	資料名	英語名	採取地
0220003225	曹長石	Albite	
0220003226	曹長石	Albite	
0220003227	曹長石	Albite	
0220003228	白雲母	Muscovite	
0220003411	黒雲母	Biotite	
0220003412	玉滴石	Hyalite	
0220003413	曹長石	Albite	
0220003414	曹長石	Albite	
0220003767	石英	Ouartz	
0220003784	緑柱石	Bervl	
0220003785	白雲母	, Muscovite	
0220003853	チンワルド雲母	Zinnwaldite	
0220003892	石英	Ouartz	水晶谷
0220003923	石英	Quartz	
0220003924	里雪母	Biotite	
0220003925	チンワルド雪母	Zinnwaldite	
0220003926	オモ	Topaz	
0220003920	英玉 曹長石 / 正長石 / 石革	Albite / Orthoclase / Ouartz	
0220003927		Austz	
0220003520	工演石	Hyalite	
0220003929	<u> </u>	Quartz	
0220003930	山天	Riotito	
0220003931	<u> </u>	Blotte	
0220003933	白央	Quartz	
0220003934	並 芸		
0220003979	曾長石 / リナア雲母 青年七	Albite / Lepidolite	
0220003980	電気石	lourmaline	
0220003981	日雲母	Muscovite	
0220003982	日雲母 / 止長石	Muscovite / Orthoclase	
0220003983		Beryl	
0220003984	フェルクソン石	Fergusonite	
0220003985	コルンプ石	Columbite	
0220003986	錫石	Cassiterite	
0220004214	石英	Quartz	
0220004216	石英	Quartz	
0220004223	石英	Quartz	
0220004227	白雲母	Muscovite	
0220004231	黄玉	Topaz	
0220004289	リチア雲母	Lepidolite	
0220004290	リチア雲母	Lepidolite	
0220004291	石英	Quartz	
0220004292	石英	Quartz	
0220004293	正長石	Orthoclase	
0220004294	黄玉	Topaz	
0220004295	正長石	Orthoclase	
0220004296	石英	Quartz	
0220004297	正長石	Orthoclase	
0220004298	石英	Quartz	
0220004299	白雲母	Muscovite	
0220004300	正長石	Orthoclase	
0220004301	緑柱石	Bervl	
0220004309	曹長石/石英	, Albite / Quartz	
	· · · • • • • •		

資料名	英語名	採取地
金雲母	Phlogopite	
鉄電気石	Schorl	
緑柱石	Beryl	
電気石	Tourmaline	
緑柱石	Beryl	
トール石	Thorite	中沢晶洞
黄玉	Topaz	
コルンブ石	Columbite	
石英	Quartz	
石英	Quartz	中沢晶洞
白雲母	Muscovite	
石英	Quartz	
黒雲母	Biotite	
黒雲母	Biotite	
長石/石英	Feldspar / Quartz	
石英	Quartz	
緑柱石	Beryl	
チンワルド雲母	Zinnwaldite	
玉滴石	Hyalite	
曹長石	Albite	中沢晶洞
白雲母	Muscovite	
石英	Quartz	
リチア雲母	Lepidolite	
石英	Quartz	中沢晶洞
石英	Quartz	中沢晶洞
石英	Quartz	中沢晶洞
アルカリ長石	Alkali feldspar	中沢晶洞
チンワルド雲母	Zinnwaldite	中沢晶洞
長石	Feldspar	中沢晶洞
石英	Quartz	中沢晶洞
長石	Feldspar	中沢晶洞
石英	Quartz	中沢晶洞
	資料名 金雲母 鉄電石石 福石石 電気石 和石 気石 和石 支 コル石 黄 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 石 石 二 二 二 石 石 二 二 二 石 石 二 二 二 石 石 二 二 二 石 石 二 二 二 石 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 石 二 二 二 二 石 二 二 二 二 石 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 石 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二	資料名英語名金雲母Phlogopite鉄電気石Schorl緑柱石Beryl電気石Tourmaline緑柱石Berylトール石Thorite黄玉Topazコルンプ石Columbite石英Quartz白雲母Muscovite石英Quartz島雲母Biotite黒雲母Biotite黒雪母Biotite黒雪母Biotite景石/石英Quartz石英Quartz石英Quartz石英Quartz石英Quartz京石Hyalite曹長石Albite白雲母Muscovite石英Quartz泉石Albite白雲母Muscovite石英Quartzリチア雲母Lepidolite石英Quartzアルカリ長石Alkali feldsparチンワルド雲母Zinnwaldite長石Feldspar石英Quartz万英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar石英Quartz長石Feldspar日本Feldspar日本

採取地はすべて滋賀県大津市の田上地域. 資料保護の観点から、有名採取地以外は詳細地情報を 掲載しない.

編集後記

2010年からの「ペグマタイト研究会」による研究調査活動の帰結として、琵琶湖博物館研究調査報告「田 上ペグマタイト」の出版をめざして具体的に動き始めたのが2017年。それから、3年あまりでようやく 出版にいたりました。田上ペグマタイトについてできるだけ多くの記録を集めたいという当初の企図から すれば道なかばですが、執筆者のそれぞれの意図を了としていただき、現在の日本のペグマタイトの記録 の一端として、多くの方々に本書を読んでいただけることを願っています。

私が滋賀の地で鉱物学・地質学の研究調査を始めたのが1971年です。最初の研究は、ペグマタイト長 石を対象にした X線解析の手法によるアルカリ長石のパーサイト組織と対応するソルバス(不混和曲線) の解明でした。その試料が「田上ペグマタイト」の一部である南郷ペグマタイトと福島・石川ペグマタイ トのアルカリ長石でした。ペグマタイトの研究や田上花崗岩体の研究とは無関係でしたが、故・小林うさ 氏と小林幹男氏には当時田上ペグマタイトのことをいろいろご教示いただきました。

田上花崗岩体の調査研究は、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1979年発足当時は、滋賀花崗岩研究 グループ)により本格的に取り組まれ、最初の論文が1982年に公表されました。しかし、その調査範囲 は湖南市~伊賀市地域でしたので、「田上ペグマタイト」地域は含まれていませんでした。2000年に至り、 「田上ペグマタイト地域」を含む大津市域の田上花崗岩体についての調査結果が同グループにより公表さ れ、私自身が産総研の「京都東南部図幅」(「田上ペグマタイト」地域を含む)の花崗岩調査を分担しまし た(2013年公表)ので、「田上ペグマタイト」への関心が高まりました。

折しも、2003 年ごろから、田上在住の「田上ペグマタイト」に非常に詳しい河野俊夫氏との田上ペグ マタイト・アルカリ長石(カラーマントル長石)についての鉱物学研究が始まりました。それらの研究や その河野俊夫氏にお世話いただいたペグマタイト研究会、そして上記田上花崗岩体の研究を通して、かつ ては市民の方々にも広く知られ親しまれていた「田上ペグマタイト」の記録が乏しい現状に気づき、さら には世界的ペグマタイト研究の進展の中での「田上ペグマタイト」の位置づけを試みる意義に気づくこと ができました。

これらの経緯のなかで、本研究調査報告にたいしてペグマタイト研究に関係がある方々からの多様な原 稿をいただくことができました。本報告書作成においては、ペグマタイト研究会でお世話をしていただい た河野俊夫氏、また親身なご指導をいただいた故・中沢和雄氏、ご教示をいただいた高田クリスタルミュ ージアムの高田雅介氏、日本地学研究会の石橋 隆氏、鹿山雅弘博士(当時神戸大学、現東京大学)をは じめとする多くの方々のご協力をいただきました。ここに、これらの方々に心から感謝を申し上げます。 また、本調査報告を出版するまでのお世話をしていただいた共編集者の里口保文博士、本報告書作成を支 援していただいた琵琶湖博物館地学研究室の方々にも、心からの感謝を申し上げます。

なお、原稿整理や基礎的編集作業を私が行いましたが、本報告書にそれらの作業を通じた不備や誤りが あれば、著者の方々と本書を手にしていただいた方々に深くお詫びいたします。

> 琵琶湖博物館特別研究員 中野聰志 2021 年 1 月 10 日

琵琶湖博物館研究調査報告 第33号
田上ペグマタイト
2021年(令和3年)3月 発行
編 集:中野聰志·里口保文
レイアウト:出口武洋
発 行:滋賀県立琵琶湖博物館
〒 525-0001 滋賀県草津市下物町 1091 番地
電話 077-568-4811
https://www.biwahaku.jp/
印 刷:モリワキ印刷

(c) 滋賀県立琵琶湖博物館 2021 Printed in Japan

Research Report of the Lake Biwa Museum

No. 33 March 2021





BIWA MUSEUM

琵琶湖博物館 〒525-0001 ^{草津市下物町}1091 Tel.077-568-4811 (代 Fax.077-568-4850

Tel.077-568-4811代 Fax.077-568-4856 インターネットホームページ https://www.biwahaku..jp/

LAKE BIWA MUSEUM 1091 Oroshimo, Kusatsu. Shiga 525-0001,Japan