九州第三紀花崗岩類の Ra 含有量*

Radium content of some Tertiary granites in Kyushu

桃井 齊 (Hitoshi Momoi)**

Abstract: The determination of radium was made by the solution method, using the ionization chamber. The samples were collected from six granite bodies in Kyushu: Tsushima, Okue-yama, Ichifusa-yama, Shibisan, Takakuma-yama, and Osumi granite bodies.

All of these bodies, which are composed exclusively of fine-grained biotite granite containing dark or light brownish-red or reddish-brown zircons, are intruded into Paleozoic or Mesozoic sediments accompanied by both thermo-metamorphic effect and pneumatolytic ore deposits on their north or south side, showing small circular exposures from 4 to 10 km in diameter.

As regards radium content, the Tertiary granites investigated are distinguished from older granites by the following characters:

- (1) The Tertiary granites are richer in radium than older ones;
- (2) The mean radium content of each Tertiary or Cretaceous granite body generally increases with increasing silica, while that of each Permo Triassic Ryoke granite body tends to decrease;
- (3) As to an individual granite body, the radium content of Cretaceous granite varies sympathetically with silica, but that of the Ryoke granite is in antipathetic relation to silica. Such relations between radium and silica contents cannot clearly be perceived in any Tertiary granite body, because there observed little variation of silica if present;
- (4) The orders of intrusion of the Ryoke and Cretaceous granites have been known well: the former granite shows the tendency that radium is more concentrated in younger intrusions, while the latter in the older. In the case of the Tertiary granites, however, the order of intrusion has not yet been decided.

1. ま え が き

日本の花崗岩類の Ra 含有量が貫入の時代によつて特徴的に変化すること、とくに第三紀花崗岩類には Ra 含有量が領家期・白堊紀のものより大きいものが多いこと、およびそのことの原因についての考察はすでに発表した¹⁾。しかし第三紀花崗岩類についてのデータは僅かであるし、西南日本外帯に分布するこの花崗岩類は地質学的に特異な存在であるし、とくに現今のウラン資源の点からも後期白堊紀花崗岩類と同様に注目しなければならぬものである。今回はこのような観点からとくに九州の第三紀花崗岩のうち、対島

* 日本地質学会、西日本支部総会講演、1958、2月。

** 九州大学理学部地質学教室

1) 桃井齊・古賀昭人：地質、62、383、1956；富田達・桃井齊・唐木田芳文：岡大温研報、19号、16~26、1957。

おおくえ
・大崩山¹⁾・市房山・紫尾山・高隈山¹⁾・大隅(伊坐敷および内之浦)花崗岩類を分析の対称とした。そして第三紀以前の古期貫入花崗岩類のものと比較しながら、その Ra 含有量に現われた特徴について述べる。諸賢の御批判を仰げれば幸である。

2. 九州の第三紀花崗岩類

九州の白杵—八代構造線以南に発達する花崗岩類についての考察は、鈴木醇²⁾による西南日本外帯花崗岩類の総括的研究の中に含まれている。この研究により、これらの花崗岩類は西南日本内帯各地の花崗岩類とは異なり上部白堊紀以後の貫入によるものであり、化学成分上の特徴は K・Mg に富み、Ca が乏しいことが指摘された。

その後、富田達³⁾・唐木田芳文⁴⁾は副成分ジルコンの群色による対比研究を行い、これらの花崗岩類がいずれも第三紀中新世の貫入であること、さらに外帯花崗岩類だけではなく対島・五島の花崗岩類も同時期であることを明らかにした。

一方これら花崗岩類に伴う豊富な金属鉱床は木下亀城等⁵⁾の研究により、Sn・W・Bi によつて特徴付けられた典型的な浅成高温鉱床であることが明らかにされた。

次に試料を得た各岩体の性質を簡単に記す。

対島花崗岩⁶⁾ 長崎県対島下県郡の南部中央区、内山部落を中心とする直径約 4km の花崗岩体であり、その一部は北方、日掛部落附近の谷底にも露出し周囲の対川層群(古第三紀層)をホルンフェルス化している。これらの分布状態および野外の事実から判断するのに、この花崗岩体は北部では低角度であるがそれ以外の部分ではやや急角度の接触をなしている。

ベグマタイト・アプライト岩脈は存在するが、小規模で少ないのが特徴的である。しかし多量の石英斑岩が対州層群中にシル状(大体地層の走向・傾斜に調和的に分布する)または岩脈状に貫入している。

岩質は細粒の黒雲母花崗岩であり、

第 1 図 九州第三紀花崗岩類の分布図

- 1) 桃井斉・古賀昭人：前掲，1958；富田達・桃井斉・唐木田芳文：前掲，1957。
- 2) 鈴木醇：地質，**44**，625～660，1937。
- 3) 富田達：Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D. **4**，135～161，1954。
- 4) 唐木田芳文：地質，**61**，337，1955。
- 5) 宮久三千年・木下亀城・富田達：地質，**59**，309，1953；滝本清：岩鉱，**26**，78～89，1941；松隈寿紀・宮久三千年：岩鉱，**41**，89～97，173～180，1957。
- 6) 西原元男：東邦亜鉛対州鉱業所報告(手記)，1954。

角閃石を含み、磁鉄鉱・磁硫鉄鉱・燐灰石・ジルコン等を副成分鉱物としてもつている。ジルコンはその量少く、黒雲母中にごく稀に存在してハローを伴うことがある。

この花崗岩と関係のある鉱床としては対州鉱山が古来有名であり、ホルンフェルス帯を避けて花崗岩体の西側に存在する。そのほか、岩体の西南部・北北東部に数多くの小鉱床群が存在し、Pb・Zn を産するが、他の金属種は少い。

大崩山花崗岩¹⁾ 宮崎県北部にあり、その一部は大分県尾平および小野市附近にも見られる。直径約 10km の底盤岩体であり、ring dikes を伴うことで古くから有名である。秩父古生層と時代未詳中生層とに緩傾斜で接し、極めて広範囲にホルンフェルス化が見られ北部ではとくに著しい。石英斑岩及び花崗斑岩の ring dikes のほかに顕著なペグマタイト・アブライト岩脈を伴い特に岩体の周辺部で著しい。

岩質は中〜細粒の黒雲母花崗岩であるが、ときに白雲母・角閃石を含み、副成分鉱物としてはジルコン・磁鉄鉱・燐灰石・褐簾石・柘榴石がある。ジルコンは黒雲母中で著しいハローを生じているものと、ハローを有しないものとの2種類がある。

鉱床は特に西北部の古生層地区に多く、尾平・見立・土呂久・木浦等の大鉱山があり、豊富な金属を伴うが特に Sn によつて特徴付けられている。

紫尾山花崗岩²⁾ 鹿児島県北部紫尾山預の西側にあり、南北に長く、西に張り出した弧状の露出を示す。このことは他の第三紀花崗岩体が大体円形の露出を示すのと比べて興味がある。更に南東方約 4km 隔つた地点の白男川部落附近にもその続きと思われる小露出がある。周囲の時代未詳層群が熱変成したホルンフェルス帯は北部で狭く南部で広い。

岩質は斑状閃雲花崗岩であり、花崗閃緑岩に移化する。多くの捕獲岩を有す。他地域のものとは異つて自形斑状の正長石 (2×5cm に達するものあり) を有し、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・榍石・磁鉄鉱・柘榴石・ルチルを含む。ジルコンは黒雲母と密接に伴い、ハローを生ずることがある。一般に微粒ジルコンの場合にはハローが著しいが、比較的大きい長柱状ジルコンではハローが見られないことが多い。

岩体の彎曲部にアブライト・ペグマタイト脈が見られる。花崗岩に関係があると推定される鉱床として白男川・出水の両鉱山があり、Sn を産出するが顕著な鉱床は少い。

市房山花崗岩³⁾ 宮崎・熊本両県境の径数 km の岩体で、まだ踏査の機会もなく詳細な報告もない。ここには分析試料の岩質を略記するに止める。岩質は細粒閃雲花崗岩で、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・榍石・磁鉄鉱を含む。ジルコンは黒雲母中で一般にハローをみないが、微粒ジルコンはハローを与えている。見るべき鉱床を伴わない。

高隈山花崗岩⁴⁾ 大隈半島垂水町東方にあり、径約 6km の露出を示す岩体である。時代未詳中生層 (あるいは古第三紀層) を貫き、ホルンフェルス帯は南部では数 km に

1) 加藤武夫：地質，39，273〜276，1932；鳥山武雄：地理学，6，665〜674，799〜803，1938；宮久三千年：地球科学，23号，15〜24，1955。

2) 橋本勇：九大理学部地質教室卒論，37〜39，1952；大庭昇：鹿児島大学理科報告，第6号，83〜98，1957。

3) 伊木常誠：佐土原図幅説明書，26，1904。

4) 中島謙造：鹿児島図幅地質説明書，29，1896；伊原敬之助：鹿児島図幅地質説明書，15〜17，1931；木下亀城・宮久三千年：高隈山地鉱床調査報告，鹿児島県，1953。

第 1 表 第三紀花崗岩類中の Ra 含有量

番号	岩 石 名	産 地	SiO ₂ (%)	Ra×10 ⁻¹² g/g
対島花崗岩			平 均 74.8±1.6	1.22±0.28
129	Biotite granite	長崎県下県郡厳原町佐須・日掛E	74.9	1.06
130	"	" " 日掛W	74.5	1.65
131	"	" " 豆酸村内山一豆酸	74.0	0.88
132	"	" " 内山天道法師洞	72.7	1.43
133	"	" " 内山瀬川々床	77.7	1.08
大崩山花崗岩			平 均 71.3±1.2	1.83±0.44
36	Biotite granite	宮崎県東臼杵郡北方村鹿川	70.9	2.39
37	"	" " 西臼杵郡岩戸村煤市戸	72.9	1.95
38*	Granite porphyry	" " 東臼杵郡七折村矢筈岳	71.0	1.61
39	"	" " 北方村祝子川瀬戸口谷	69.6	1.12
40	Biotite granite	大分県大野郡小野市村藤河内	71.9	2.09
市房山花崗岩			平 均 67.5±2.4	0.92±0.32
158	Biotite granite	熊本県球摩郡水上村北目N	62.9	1.39
159	"	" " 湯山E	69.2	1.01
160	"	" " 北目N	69.4	1.05
161	"	" " 北 目	67.4	0.66
162	"	" " 湯山一池元間	68.8	0.47
紫尾山花崗岩			平 均 67.4±1.8	1.94±0.63
41	Por. hor. bio. gr.	鹿児島県薩摩郡山崎町	66.0	1.22
134	"	" " 久木野	66.6	2.99
135	"	" " 久木野W	71.3	2.48
136	"	" " 市野N	67.9	1.26
137	"	" " 楠八重	66.1	1.75
138	"	" " 泊 野	66.7	1.94
高隈山花崗岩			平 均 73.4±0.8	2.42±1.25
116	Biotite granite	鹿児島県垂水市発電所方東	72.4	0.92
117	"	" " 七曲りN	74.6	1.20
118	"	" " 猿ヶ城水源下	74.3	3.30
119	Tourmaline gr.	" " 猿ヶ城〜大野原	73.3	2.10
120**	Biotite granite	" " 垂水鉾山長尾坑	73.6	4.60
大隅花崗閃緑岩			平 均 68.2±1.2	1.58±0.70
114	Hor. bio. granite	鹿児島県肝属郡内之浦町	66.3	0.81
146	"	" " 小田	67.5	1.92
147	"	" " 長坪	68.9	0.51
148	"	" " 水尻	68.2	2.31
149	"	" " 垂水	68.4	2.30
150	"	" " 飯谷	70.0	1.61

第 1 表 (続き)

番号	岩 石 名	産 地	SiO ₂ (%)	Ra × 10 ⁻¹² g/g
その他の第三紀深成岩類				
42	Gabbro	山口県阿武郡須佐町高山	48.8	0.10
43	Quartz gabbro	"	50.0	0.12
44	Gabbro	"	50.9	0.13
45	Diorite	"	49.9	0.17
46	Granodiorite	"	62.4	0.22
156	Quartz diorite	足柄上郡三保村	59.0	0.31
157	Oligoclase granite	島根県美濃郡真砂村下岐多	67.4	2.70

* Ring dike

** 鉱床母岩

達し、北部では狭い。ペグマタイト・アブライト岩脈が特に周辺部に多く、ルーフ状に周囲岩と接する所に著しいペグマタイトがあることは、大崩山の場合とよく似ている。

岩質は中～粗粒の黒雲母花崗岩で、時にアブライト・ペグマタイト質の岩相を示す。副成分鉱物として磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン・電気石・柘榴石を含み、ジルコンは黒雲母中

第 2 図 Ra-SiO₂

(段戸： 中井敏夫, 1942.)

でハローを示しその量も多い。なおハローを与える鉱物としては判定出来ないほど淡色のものや、微粒のものがあ、また黒色鉱物も見られる。

鉱床は岩体の南北両側に見られるが、南部の方にその数が多い。その特徴は種々の金属のほか、特に錫・タングステンであるのは注目されてよい。

大隈花崗岩¹⁾ 大隈半島の南部にあり、西南日本外帯花崗岩類中最大の分布を示す。東北—西南方向に長く伸びているが、一岩体であるか否かは疑問である。時代未詳中生層をホルンフェルス化しているが、その規模は極めて狭く 1 km 前後である。

主として花崗閃緑岩よりなり、時に輝石を含み、ジルコン・磷灰石・磁鉄鉱の副成分鉱物を有する。ジルコンはハローを生じている。

岩体の東部（内之浦）と西部（伊坐敷）とではジルコンの群色が異なり前者は淡黄色～灰色後者は紅色を示す。著しい鉍化作用は見られない。

3. 分析方法と分析結果

分析試料： 各岩体より採集した数箇の新鮮な標本の約 50～100 g を粉碎し、四分法によつて選んだ約 5 g の粉末を分析に供した。

分析方法²⁾： 溶液法により、理研製精密ラドン計（器械恒教 $K=41.688 \times 10^{-12}$ ）を用いた。分析結果は第 1 表に示す通りである。

4. Ra 分析結果に対する考察

第 2 表の結果を、第 2 図³⁾ および第 3 図 に示して、考察の試料とした。

近畿：浅山哲二，1954 による）

1) 大塚専一：志布志図幅説明書，11，1898；井上 禧之助：加世田 図幅説明書，24，1909；有田忠雄：地質，59，342，1953。

2) 中井敏夫：化学実験学，第 1 部，12，141～163，1941；木村健次郎：稀元素の化学分析。

3) 第 2・3 図には第 302 頁脚註 1) のたデータを含む。

第3図 時代別による Ra 頻度分布図

(A) 時代別に見た Ra 含有量ヒストグラム (第3図) で明らか通り、第三紀花崗岩類では、古期花崗岩類に比べて Ra 含有量が大きい。測定値はどの時代のものも対数正規分布を示し、かつ時代が新しいものほど、ピーク的位置は Ra の大なる方に移動し、その全体に対する量は小さくなっている。このことは第2図からも明瞭である。第三紀花崗岩では、ヒストグラムでピークが2つあるが、これが何か意味をもっているのか、岩体の数が少いためか、測定数が少いためかは未だ分らない。

(B) 時代別に見た Ra と SiO_2 の関係 白堊紀・第三紀花崗岩類では、領家期のもとは異り、 SiO_2 が多くなるほど一般に Ra も多くなっている。しかし、中には領家期のもののように、極めて酸性な岩型であるのに Ra は少ないという例も見られる。

(C) 一岩体内に見られる Ra 変化 領家期花崗岩では、一岩体内で SiO_2 が多くなると Ra は減少しているのに対して、白堊紀のものでは多くなっていることが多い。

第三紀花崗岩では、このような変化は明瞭でない。古期花崗岩類では SiO_2 の量にかなりの変異が見られるが、第三紀のものにはその変異が少いためである。

(D) 花崗岩体相互の時代順と Ra 領家期に属する諸岩体について比較すると、後期貫入岩体ほど Ra 含有量は減少している。(松山¹⁾→波方、清崎→三都橋、澄川→武節)。

白堊紀では後期貫入岩体ほど、Ra 量は多い (平尾→真崎→勝山)。しかし最終貫入岩体の早良・佐賀では急に減少している²⁾。

第三紀花崗岩類では、全部隔離した岩体であるからその貫入前後関係も不明である。したがって貫入順による Ra 含有量変化は求められない。

本論文の作製に際し終始変らぬ御指導をうけ、原稿を読んで戴いた富田達教授、種々の討論と御教示をうけた唐木田芳文氏ほか、九州大学地質学教室の諸氏、分析の指導と機会を与えて下さった九大化学教室吉村恂教授、原子力研究所石森富太郎氏、静岡大学波多江一八郎氏、九大別府温研古賀昭人氏の方々に心から感謝の意を表する。また貴重な標本を戴いた勘米良亀齢、村上允英、山本博達、松本征夫、宮久三千年の諸氏にも感謝する。なお、この研究に文部省科学研究費を使用したことを記し謝意を表する。

1) 松山花崗閃緑岩と呼ぶのであるが、以下簡単のため岩体名だけで花崗岩閃緑岩等の語を省略する。

2) この現象については既に詳しく論じた。302 頁脚註 1) の文献参照。