

Aタイプ花崗岩とR E E 鉱床

石原 舜三 (元所員)
Shunso ISHIHARA

ま え が き

近年 花崗岩について提唱された I S M A タイプ花崗岩類や磁鉄鉱系 チタン鉄鉱系花崗岩類は 高橋 (1985) の解説にあるように 花崗岩類の成因を考察する上で重要な貢献を果たした。これらのうち オーストラリア学派が提案した I/S タイプと我が国で見出された磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩類との対応性は Takahashi

et al. (1960) により詳細に追及され I タイプが磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系より構成され S タイプはチタン鉄鉱系であるなど これらの系列は我が国ではよく理解されている。S タイプ磁鉄鉱系などが報告されたこともあるが これらは例外的に産出するにすぎない。

M (マントル起源) タイプは日本では丹沢型トナル岩とよばれて古くから知られており これも私達にはなじみ深いタイプである。これは多量の磁鉄鉱を含むナトリ



写真1 討論会宿舎の広州燕兵楼。熱帯風の植物に注意。



写真2 激論をたたかわすオーストラリアのホワイト氏と南京大学の徐克勤教授。

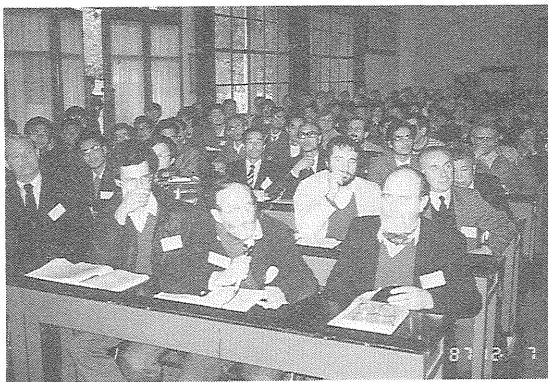


写真3 出席者風景。前列は大挙出席したフランス人が占める。2列目右端がエンクレーブで知られるディーティエ教授。



写真4 主催者 中国科学院貴陽地球化学研究所の涂光焱所長 (右端) と北朝鮮からの参加者2名 李雲竜 尹峰俊氏。

ウム質花崗岩であり 著しく高い酸化状態の原物質が溶融して生じたものようである。このマグマをマントル起源と考える場合には 酸化性マントル物質を想定しなければならない。

一方 A (非造山性 アルカリ性) タイプはアメリカ学派により提唱され 一つの独立系列として注目を集めたのは最も新しい。それだけに認定方法や成因 とくにその起源などについてまだ盛んに議論が行われている。最近では造山帯のAタイプ花崗岩類の研究が盛んで 昨年12月に広州における花崗岩と鉍化作用に関する国際学術討論会(写真1-4)では このタイプ花崗岩の講演のために1セッションが用意されたほどである。

Aタイプ花崗岩は Sn W Bi Nb Ta REE Mo F などの鉍床を伴うことが多く それが中国で熱心に研究されている一つの理由である。事実 昨今の超電導物質の原料として特に重要な REE (希土類元素) を濃集する新しいタイプの鉍床が発見され 上記国際集会でも発表された。

ここではAタイプ花崗岩について解説しながら 花崗岩系列と REE 鉍化作用との関連性について考えてみたい。

AタイプとRタイプ

I/S タイプ花崗岩の提唱者の一人である オーストラリアのラトロープ大学のアレン・ホワイト教授と初めて筆者が会ったのは1977年夏 日本にける学会巡検の時であったが この時彼は「優白質で包有物も 何も手懸りが得られない一群の花崗岩があって どう扱ってよいかわからない」とこぼしていた。私は「量的にごく僅かではないの」となぐさめたが 結構広く分布するとのことであった。これがその年オーストラリアを講義旅行をしたディブ・ウォーンズ教授がアメリカから持込んだAタイプ花崗岩とドッキングするのであるが 最初オーストラリアではこれをRタイプと呼んでいた。

Rはレストタイト (restite) のRである。オーストラリア学派は花崗岩中の包有物 (ルーフからのものではないもの) をマグマ発生場の非溶融性残存物とみなしている。Aタイプのような優白色花崗岩は大陸地殻下部でレストタイトが再度の温度上昇で部分溶融して発生したものと考え Rタイプと呼んでいたのである。

1978年夏 アメリカ地質学会のペンローズ会議が花崗岩系列を主テーマとしてシェラネバダで開かれ 私達3人も日夜の討論会と野外巡検に参加した。アレンは自分の持時間の際 開ロー番 「Aタイプはオーストラリア英語なまりでAタイプと発音され Iタイプと混同されるおそれがあるので 我々はRタイプと呼ぶんだ」と

言って参加者を笑わせた。

ペンローズ会議は非公開が原則であり Aタイプ花崗岩の最初の公式記録は翌年のGSA要旨 (Loiselle & Wones 1979) である。それをここに全訳してみよう。

安定地塊のなかやリフト帯沿いの花崗岩類 (非造山性またはAタイプ) は通常いくらかアルカリ岩的で $\text{CaO Al}_2\text{O}_3$ に乏しく $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ K_2O 含量が高い。実例はパイクスピーク底盤 (コロラド州) ホワイト山地岩体 (ニューハンプシア) ナイゼリアの新时期花崗岩グリーンランドのガーター岩体などである。

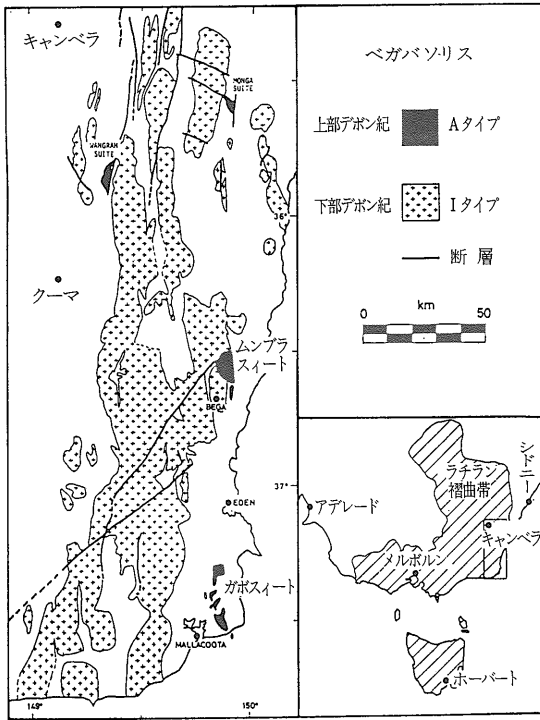
造岩鉱物の研究からは H_2O フェガシティは低く 黒雲母のF含量からはマグマの $\text{HF}/\text{H}_2\text{O}$ 比は比較的高かった。Fe-Ti 酸化物は中-低度の酸素フェガシティを示す。Aタイプ花崗岩はREE (除Eu) Zr Nb Ta に富み 苦鉄鉱物と親和性がある Co Sc Cr Ni 長石類に含まれる Ba Sr Eu に乏しい。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は 0.703-0.712 と幅広い。

彼等はAタイプ花崗岩の成因にはアルカリ玄武岩が関与すると考え (a)アルカリ玄武岩マグマが一度マグマ発生を経験した下部地殻のグラニュライト相と反応したものあるいは (b)そのまま花崗岩を生じるほど結晶分化した $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 残漿初生値が低いタイプの2つを挙げている。造山帯では大陸地殻が厚く発達するために玄武岩マグマとそれがもたらす熱で地殻物質が溶けるためにAタイプとはならず IかSタイプとなる。大陸中のリフト帯では張力場であるため苦鉄質マグマと地殻のと反応する可能性が小さく Aタイプが生じるものと考えた。

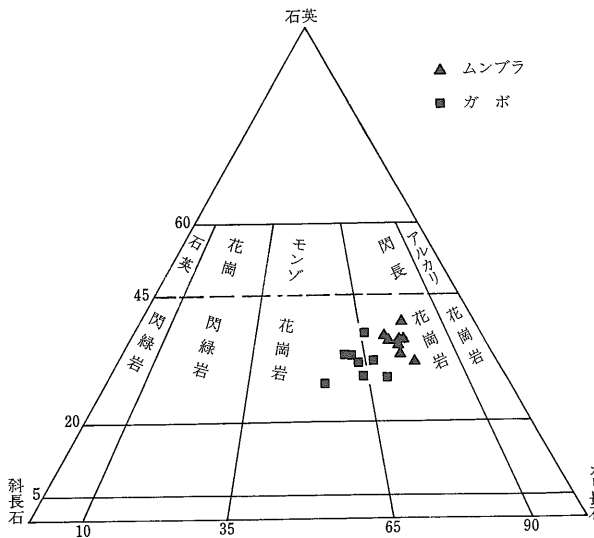
この提案の全貌は M. C. Loiselle の指導教官であったディブの不幸の事故死 (本誌375号 20頁) などがあって残念ながら公表されなかったが オーストラリア学派などにより2度の総括 (Collins et al. 1982 Whalen et al. 1987) がなされており これらを参照しながら現在の分類基準や成因的考察について紹介してみよう。

オーストラリアのAタイプ花崗岩

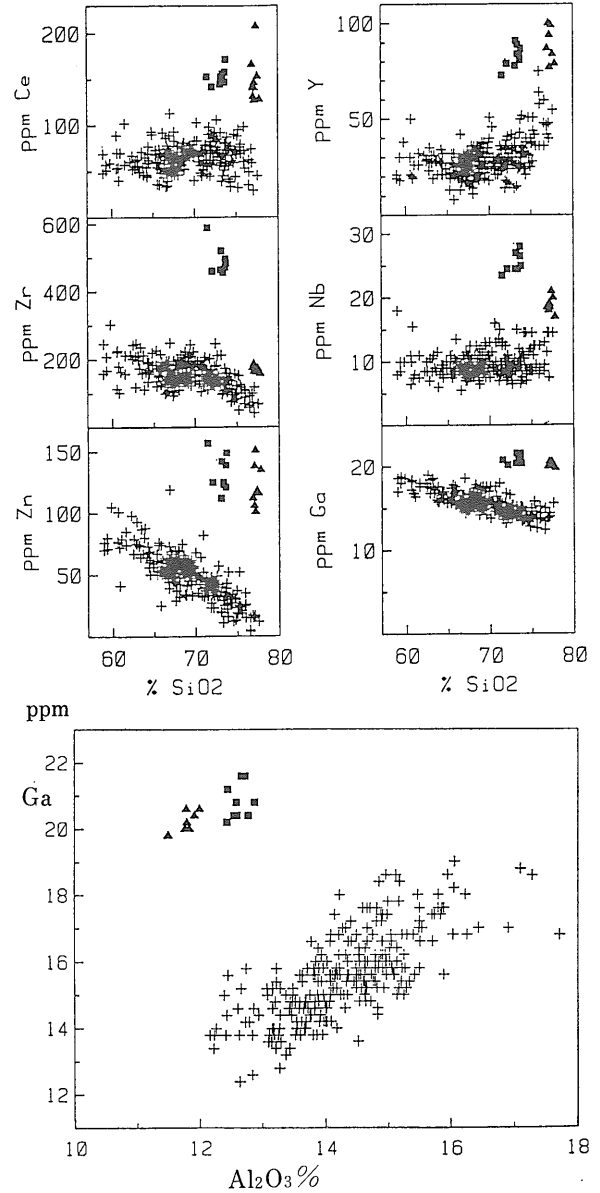
オーストラリア南東部のラチラン堆積火山岩褶曲帯のベガバソリスでは大量のデボン紀前期Iタイプ花崗岩類に貫入して 少量の同後期のAタイプ花崗岩が貫入しており 4つのスイートに分けられている (第1図)。ガバソリートは 28 km^2 の露出面積を最大とする6岩体からなり 合計 57 km^2 の拡がり有し オルドビス紀変成堆積岩類とデボン紀前期の火山岩類 (流紋岩と玄武岩) に貫入する。これらAタイプ花崗岩は ミアロリチック晶洞 文象組織 湾入形の石英斑晶 狭い (10-20m) 接触変成帯の存在などから 浅成の亜火山性貫入岩とし



第1図 オーストラリア南東部 ベガバンスリスにおける Aタイプ花崗岩の産状. Collins et al. (1982) 原図.



第2図 ベガバンスリスに付随する2つのAタイプ花崗岩体の鉱物容量比. Collins et al. (1982) 原図.



第3図 ベガバンスリスにおけるIタイプ(+)花崗岩とAタイプ花崗岩(■ガボ ▲ムンブラ)との比較. Collins et al. (1982) 原図.

ての特色を持つ。

組織は一般に細-中粒 灰色-レンガ赤色 多くはモンゾ花崗岩の長石比を持つ(第2図)。カリ長石 (Or₆₀Ab₄₀) が最も豊富で卓状パーサイトか石英と文象を作る産状を示す。斜長石 (An₃₀An₅) は自形 累帯構造を示す。黒雲母は γ -暗褐色 主にカリ長石と石基をみだし 一部は文象部分に半自形で産する。組成的には鉄に富む端成分のアンナイトである。螢石が黒雲母中によくみ

られ ヘスティング角閃石も産出する。微量鉱物としてジルコン 燐灰石 磁鉄鉱が一般的であり 褐簾石 リーベック角閃石は稀に産出する。不透明鉱物量は0.2-1.7容量% 磁鉄鉱系花崗岩の値を示す。

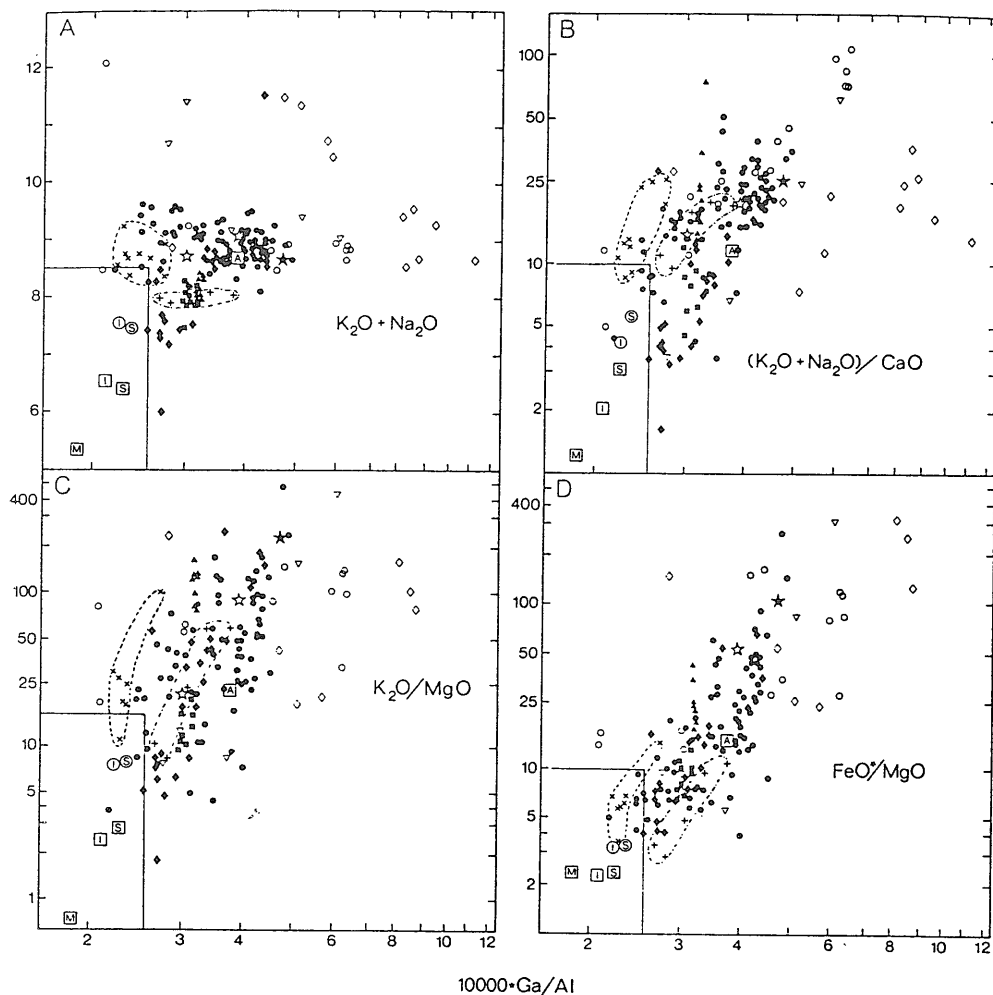
一方 ガボスィートの北方に分布するムンプラ スィートは ムンプラ (50km²) と Dr ジョージ (13km²) の2岩体からなり これらはベガバソリスの諸岩石とオールドビス紀変成堆積岩に貫入している。

ムンプラ岩体は中-粗粒 等粒状の閃長花崗岩からなりピンクのカリ長石で特徴づけられる。色指数は5%以下 黒雲母 (τ =濃褐色) のみからなる。黒雲母は不規則他形で 石英 カリ長石と共に粒間を埋めることが多い。微量鉱物は磁鉄鉱 螢石 ジルコン 燐灰石 褐

簾石からなる。不透明鉱物量は0.1-0.3容量% 磁鉄鉱系花崗岩の値を示す。

Dr ジョージ花崗岩は上記より細粒 多数のミアロリチック晶洞を有し より著しい熱水変質をうけている。

化学的にAタイプは近傍のIタイプ花崗岩類とくらべて $\Sigma\text{FeO Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ に富み $\text{CaO MgO Al}_2\text{O}_3$ に乏しいなどの性質を示すが 最も著しい相違は電価が大きい Zr Nb Y Ga REE などの微量成分にみられる(第3図)。なかでも主成分の Al を置換する Ga の相違は明瞭でかつ両者の相関性は見事である。そこで Whalen et al. (1987) は $\text{Ga}/\text{Al} \times 10000$ を基調としてAタイプ花崗岩の識別ダイアグラムを提案した(第4, 5図)。Ga は蛍光X線分析法で 0.6 ppm まで測定可能であるが 一



第4図 Aタイプ花崗岩の識別ダイアグラム Whalen et al. (1987) 原図。白円黒円などは世界各地のAタイプ花崗岩 産地省略。[A]はAタイプの平均値。[M][I][S]はM. I. S. タイプの平均値。① ⑤は珧長質 I. S. タイプの平均値。×に破線領域はIタイプ分化相の範囲(アクレイ花崗岩)。+に破線領域はSタイプ分化相の範囲。Aタイプの領域と重なることに注目。

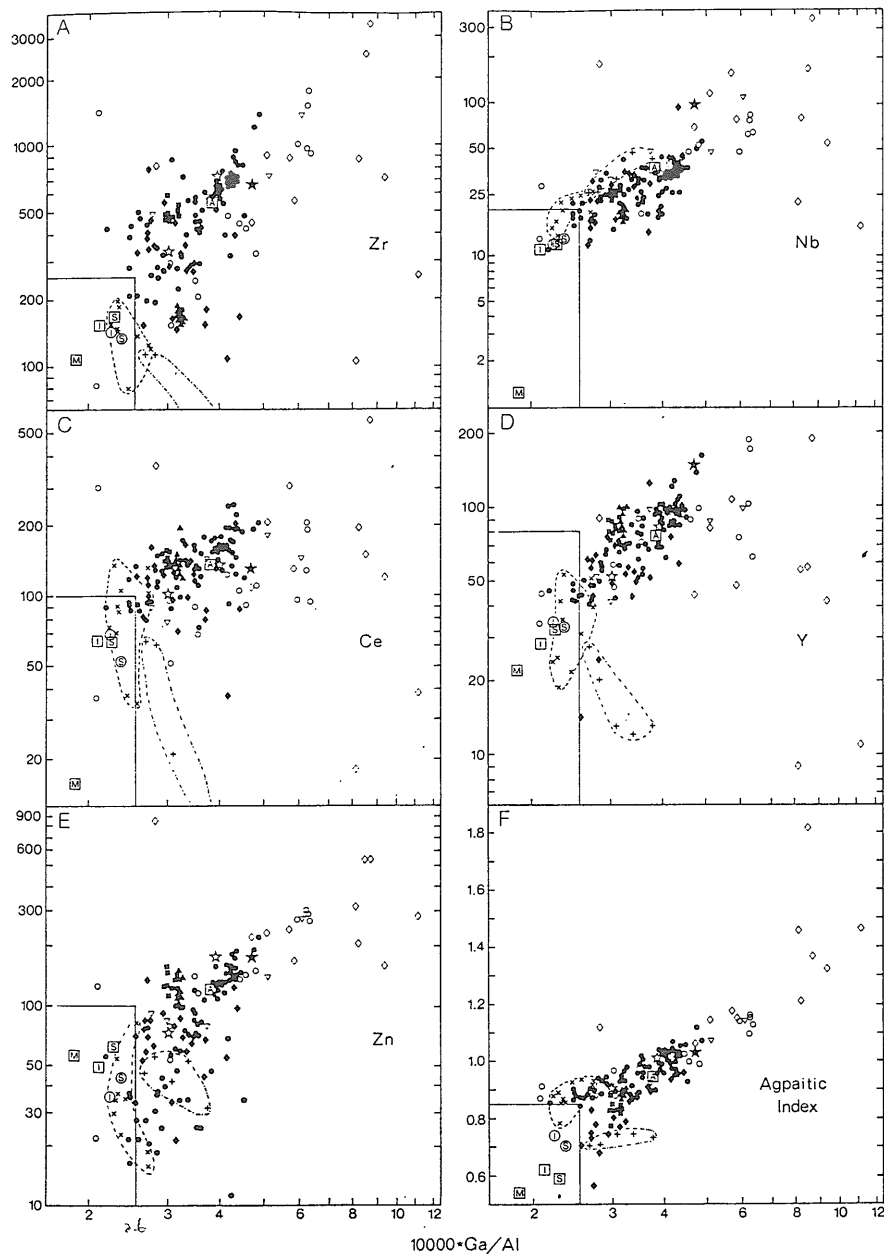
般に分析例が少ない。 その場合には $Zr+Nb+Ce+Y$ と主成分 FeO^*/MgO (K_2O+Na_2O)/CaO などの組合せが提案されている (Whalen et al. 1987)。

第4, 5図に示した各ダイアグラムはAタイプと平均的I, Sタイプ花崗岩類とはよく識別するが、アクレイ花崗岩 (Iタイプ) やサンディケープ花崗岩 (Sタイプ) で例示したように I Sタイプの分化相には機能しない (第4図)。 その様な場合には主岩相と分化相の露出

面積比や分化相の産状 (Iタイプ花崗岩の頂部がAタイプのことになることあり) によって決定される。

Aタイプ花崗岩類の成因を考える上で重要な点は次の3つにまとめられる。

- (i) パーアルカリ性と非アルカリ性花崗岩 ハイパーソルバス (カリ長石のみ) とサブソルバス (カリ長石と斜長石, Tuttle & Bowen 1958) 花崗岩の共存。
- (ii) Aタイプ花崗岩は比較的ドライで高温、完全に溶け



第5図 Aタイプ花崗岩の識別ダイアグラム。 Whalen et al. (1987) 原図。 説明は第4図と同じ。

た Cl F に富むマグマから晶出した事実。

高電荷の REE Nb Zn Y や Ga Zn に富む事実。アルカリ岩の成因に関しては従来から (a)特殊な原物質からの少量発生モデル (b)交代あるいは付加作用 (c)結晶分化作用 などがあった。既述のAタイプ花崗岩は一般の花崗岩地帯で 花崗岩活動の最末期に比較的少量発生している。しかし均質で岩体規模のスケールを持っている。この事実はAタイプ花崗岩が比較的珪長質な大陸地殻起源であろうことを暗示している。オーストラリア学派はIタイプマグマを溶融した残りのグラニュライトが再度溶融したものと考えるが その場合には F Cl の保持者としての黒雲母や角閃石を含むグラニュライトを考えるか F Cl は上部マントル起源としなければならない。他には変成花崗閃緑岩 同堆積岩などの原岩説も提案されている。一方マグマ発生のための温度上昇 (830°C 以上) に対しても一般の地温上昇と玄武岩質マグマによる熱持ち込み説などの2説が考慮されている。

いずれにしても発生した揮発性成分に富むマグマはその $F > Cl$ の多さのため Si-Al 構造がゆがめられ Ta Mo W その他を $[(TaF_5)_2]$ MoF_6 WCl_6 CeF_3 などの形で保持する。Zrも過剰アルカリ 高F含有量のもとでは Na_2ZrF_7 として珪酸塩メルトに溶存し Ga も Ga

F_6^{-3} としてメルト中で安定である。REE も同様に弗化物で濃集されるものと思われる。オーストラリアのAタイプのREEパターンは右下り Eu異常は著しくはなく 一般的に高濃度である特色を持っている(第6図)。

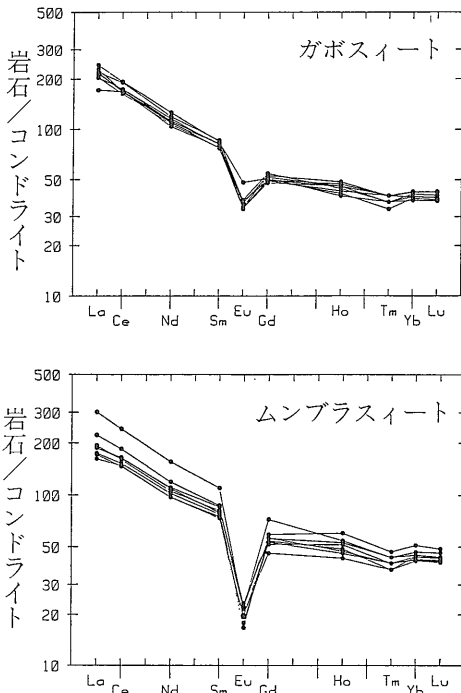
福州のAタイプ花崗岩類

福建-浙江省の中国大陸沿岸部には燕山期火成活動の最末期岩石が広く分布し(石原・佐藤 1982) その中にAタイプ花崗岩が散在する(第7図)。これは現地では晶洞花崗岩とも呼ばれ 魁岐岩体で代表される。

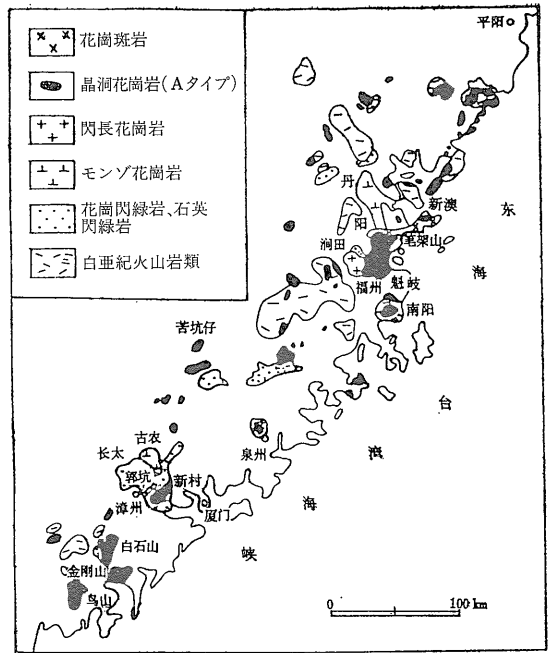
福州付近では 露岩が点々とする山地に谷間が走り 風化土壌は山腹にほとんどなく 土壌が厚い江西省などの内陸部と対称的である。これは後述するようにREE資源論上で重要な意味を持つ。恐らく海食 隆起する過程で 見事な裸山となったものと思われる。

福州付近の花崗岩類は後期燕山期(白亜紀)に属するもので 放射性年代は 108-70 Ma を示す。花崗岩類は一般の花崗岩類とミアロリチック晶洞に富むものに分けられ 後者がAタイプにみなしうるものである。晶洞花崗岩は含黒雲母岩体(前洋 南陽) 含リーベック閃石岩体(魁岐) 花崗斑岩(筆架山) からなり 後2者を筆者は見学した。

魁岐岩体は露出面積約 300 km²(第8図) 丹陽 福州



第6図 オーストラリアAタイプ花崗岩のREEパターン。Collins et al. (1982) 原図。



第7図 福建省沿岸部のAタイプ花崗岩類の分布。洪ほか(1987)原図。

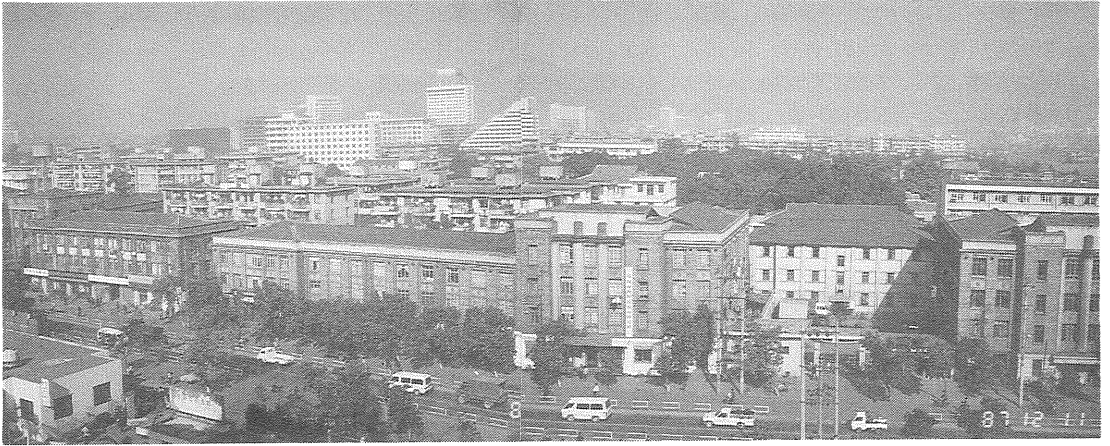


写真5 古い街並に新しい高層ビルが建ち始めた福州。 周囲には花崗岩の山がかすむ。



写真6 福州南方 魁岐花崗岩体の露岩風景と建築 土木工事に用いる採石場。



写真7 閩江沿いの採石場と今は少なくなったジャンク。



写真8 花崗岩の山腹に作られた鼓山の湧泉寺。 空海がたどりついた所としても有名。



写真9 福州花崗岩体中に貫入する 魁岐花崗岩体の分岐岩脈 (左上から右下へ)。 人物は熊本大学津末教授。

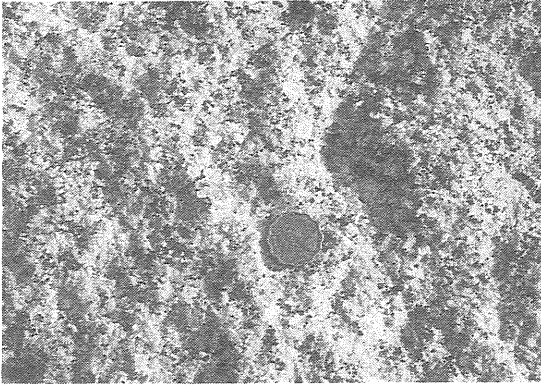


写真10 丹陽モンゾ花崗岩.

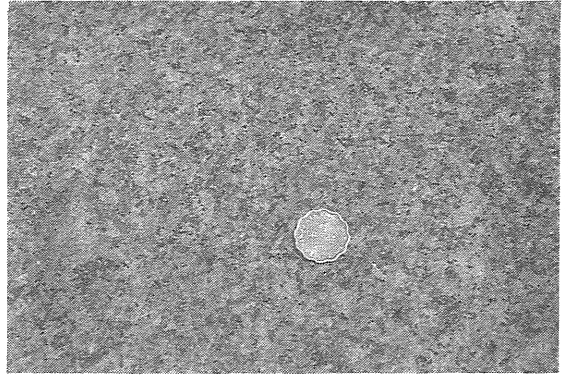


写真11 福州閃長花崗岩.

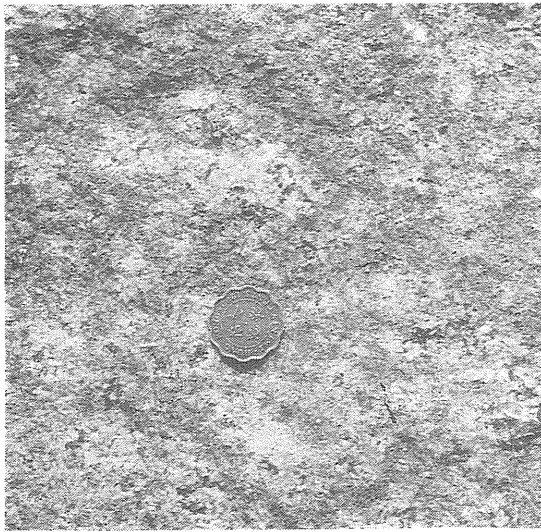


写真12 魁岐アルカリ花崗岩：細粒相.

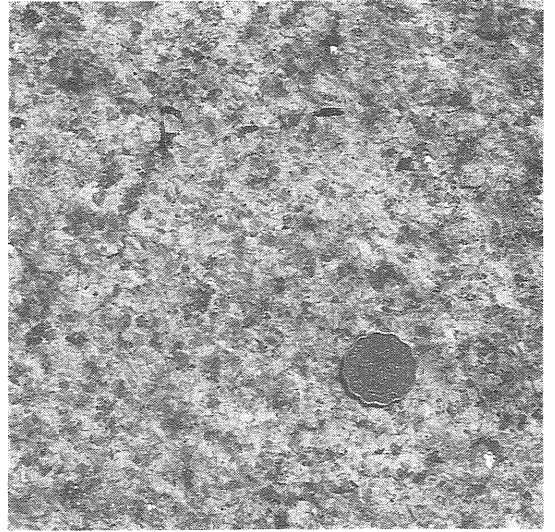


写真13 魁岐アルカリ花崗岩：粗粒相.

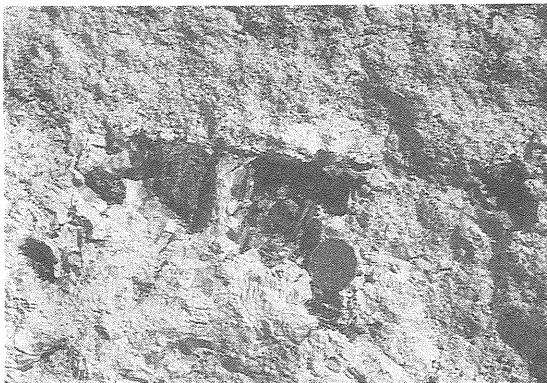


写真14 魁岐アルカリ花崗岩 ベグマタイト。晶洞中心に自形のリーベック閃石 エジリンなどがみえる。

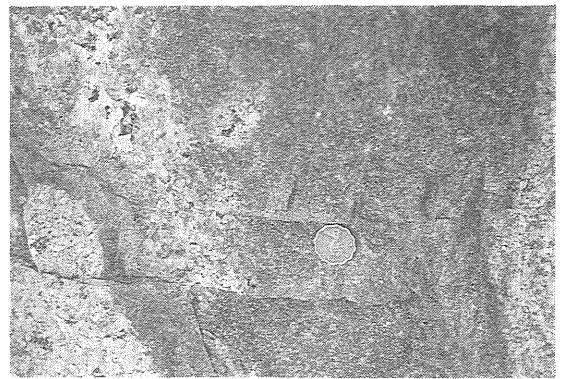


写真15 魁岐アルカリ花崗岩 アブライト-ベグマタイト岩脈部分（中央の暗色部）。福州閃長花崗岩（両脇）に貫入する。



写真16 蘇州 運河と歴史の街。護岸や橋は花崗岩製。



写真17 蘇州 隊列をなして通行する運搬船。



写真18 蘇州 運河をまたぐ石橋には自転車用の溝が設けられている。

アルバイト花崗岩は斜長石を欠いている(第11図)。アルバイト花崗岩はアルカリ長石に富み この地域で最も優白質なもので 部分的にアプライト質 ペグマタイト質であり かつ後述の Li 黒雲母岩を伴う。

以上の性質からこの地域の花崗岩類は CaO に乏しく(平均約1%) SiO₂(同73%) K₂O+Na₂O(8%以上)に富む(第2表)。しかし (K₂O+Na₂O)/Al₂O₃は0.88-0.96であって 標準的なアルカリ岩には入らない。この点は第11図の石英/長石比をみても明らかで 全ての岩石が石英20%線を超えている。

蘇州花崗岩類は Na₂O K₂O Nb Ce Zn Ga Re₂O₃ Fが多い点(Zrは若干多いのみ 第2表) Aタイプの性格が著しい。Fe₂O₃/FeOは第2表のAタイプ3者で最も低く 蘇州花崗岩類は最も還元的である。この点は黒雲母の化学組成とも一致し 黒雲母中の Fe/Mg比は $\gamma_1^1=0.60$ $\gamma_1^2=0.75$ $\gamma_1^3=0.90$ であり 分化相ほど鉄が濃集するチタン鉄鈷系黒雲母の分化傾向を示す。

Zhang et al. (1988)の微量造岩鈷物の同定によると 蘇州花崗岩類の REE 含有鈷物としては全岩石に普遍的に産出するジルコンが挙げられる。榑石 褐簾石は γ_1^1 期花崗岩には多いが 分化が進むと共に減少し(第3表)重要ではない。一方 コロンブ石は分化と共に増加し 変質岩で多量に含まれる。ゼノタイムも同様な存在状態を示すが 変質岩ではごく少量含まれるにすぎない。

蘇州のREE鈷化作用

蘇州で発見された新しいタイプの REE 鈷化作用はこの鉄に富む真黒い黒雲母が最高70容量%にまで濃集した黒雲母岩(口絵6)にみられる。この黒雲母岩はアルバイト花崗岩(+Li 黒雲母花崗岩)の頂部 ルーフ堆積

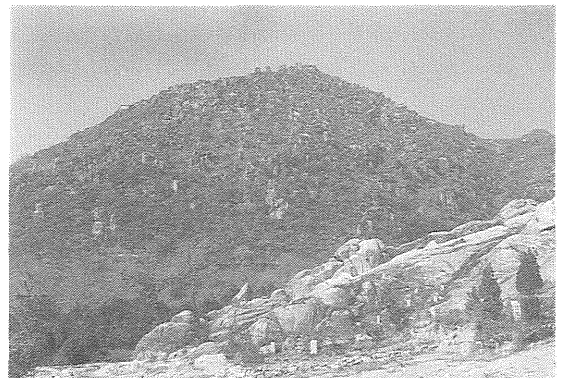


写真19 蘇州西方 採石場の露岩風景。細粒花崗岩特有の露岩風景を示す。

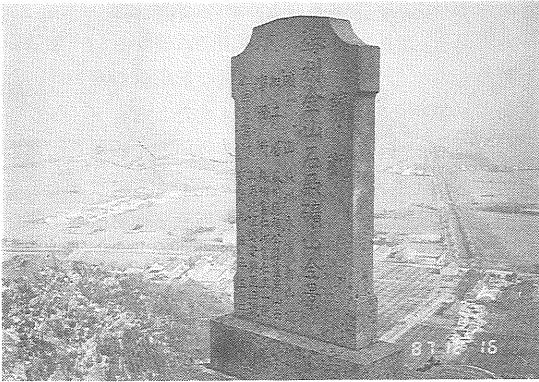
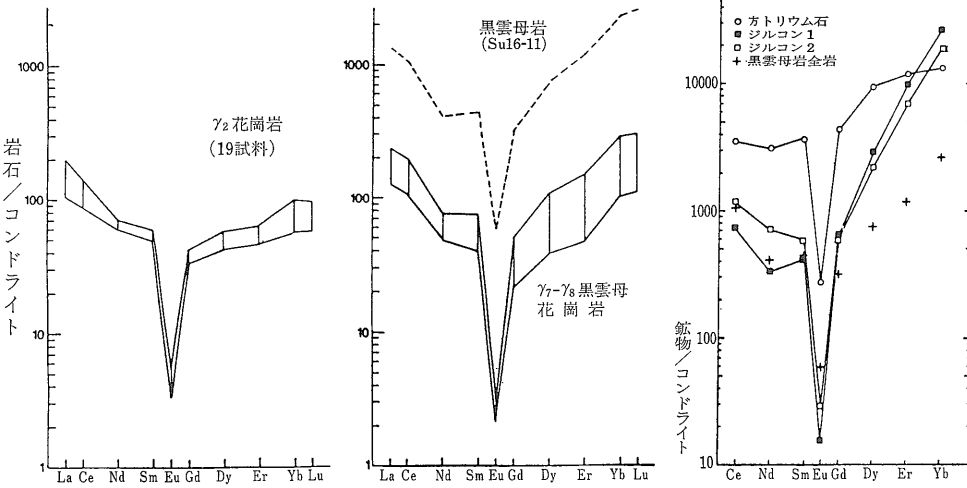


写真20 蘇州西方採石場の案内碑.

写真21 陽山採石場の全景.



第12図 蘇州西方花崗岩類の REE パターン. Charoy et al. (1987) 原図.



写真22 Li 黒雲母岩が産出する岩体最頂部.
最上部がルーフの古生代頁岩.

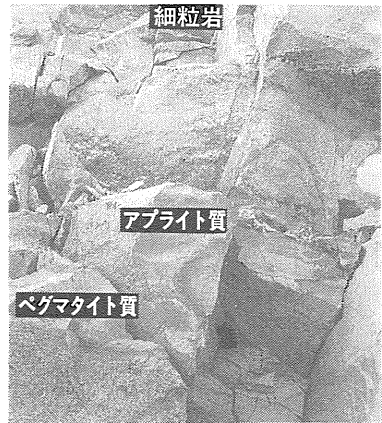


写真23 母岩の細粒相/粗粒相互層部に産出する Li 黒雲母岩.

岩の直下に多く発達する。陽山南麓の採石場で観察した所ではこの岩石はルーフ直下10m以内にペグマタイト アプライトなどと共にルーフに平行な層状および不規則脈状にみられた。付近にはより後期の垂直割目に沿って紫色蛍石が多産する(口絵7)。黒雲母岩は稀には壁岩中の裂かに沿って産すると言われている(Liu et al. 1987)。

黒雲母岩の珪長鉱物比は母岩のそれと同じであるが黒雲母(高Li) ジルコン コロンブ石その他の有用成分を様々な割合で濃集するものであり最高次の様な値が報告されている(Charoy et al. 1987)。

Zr	1.7%	Y	1850ppm	F	3.96%
Th	1600ppm	HREE	950ppm	Fe	14.7%
U	735ppm	Nb	640ppm		

黒雲母岩の成因に関係する第3期花崗岩類のREEパターンは そのなかにおける早期の γ_2 花崗岩から後期の γ_B Li 黒雲母花崗岩へ向けてLREE(軽希土元素)と同じであるがHREE(重希土元素)が増加している(第12図)。この傾向は黒雲母岩になればさらに明瞭でここでは更に右上りのHREEが多い傾向と共に全体的に濃度が著しく高いことが読みとれる。

第12図には黒雲母岩から分離した主要微量鉱物方トリウム石(ThO_2)とジルコン(ZrSiO_4)1-2(新成長結晶)のREE存在比を示した。この図から黒雲母岩の右上りの原因は主にジルコン方トリウム石に不純物として

含まれるHREEであることがわかる。

黒雲母岩(写真21-22)が岩体頂部に濃集し一部壁岩の割目をみだしそれ自身に多量のFを含む事実はこの岩石がFを含む流体から形成されたことを示している。恐らく γ_2 花崗岩マグマが分化して特にFに富む相が生じその流体はFe Zn Y Th REEなどを濃集しそれが岩体固結の最末期にそのまま頂部にあるいは側方移動して沈殿したものと思われる。

黒雲母岩の資源的価値は今後の研究課題である。これは土木工事用砕石の採掘場で偶然発見されたのみで下方どれくらいの深度まで存在するかはまだわかっていない。また一単位の規模も厚さ1mで200mの連続性を持つものがある(Charoy 談 1987)反面筆者がみたものは幅数十cm長さ数mのものであった。

この鉱化作用の魅力はHREEに富むことでありもしこの岩石が現在中国で稼行されているイオン吸着型鉱床のように風化分解してHREEが粘土鉱物中に濃集すれば非常に注目すべき鉱床となるであろうが沿岸部一帯は見学した範囲では風化土壌が残存していない。

蘇州花崗岩類の貫入をうける古生層には石灰岩が夾まることがあり蘇州西方地域には石榴石スカルン鉱床(主にZn-Fe Sn)が知られている。これら鉱床でZr HREEなどはどの様な形でスカルン鉱物に消費されているのかは大変興味深い。

第4表 贛南 大田 HREE 鉱床原岩の主成分(%) (邓 1988)

	γ_5^{2-1} 黒雲母花崗岩			γ_5^{2-2} 黒雲母花崗岩			γ_5^{2-3} 白雲母花崗岩
	1)中-粗粒斑状	15)中-粗粒	16)中粒	4)細粒斑状	12)細粒斑状	13)中細粒	6)中-細粒
SiO_2	73.55	75.19	75.78	75.52	76.74	76.49	76.84
TiO_2	0.23	0.10	0.11	0.04	0.06	0.06	0.07
Al_2O_3	13.40	12.57	12.97	12.62	12.43	12.90	12.36
Fe_2O_3	0.33	0.40	0.49	0.32	0.32	0.32	0.34
FeO	1.94	1.34	1.30	1.04	0.93	0.84	0.99
MnO	0.10	0.07 ₄	0.12	0.36 ₄	0.12 ₃	0.12	0.05
MgO	0.46	0.25	0.20	0.19	0.20	0.11	0.30
CaO	0.42	0.77	1.04	0.37	0.38	0.52	0.57
Na_2O	3.31	3.01	3.16	4.10	3.13	3.40	3.26
K_2O	4.51	4.72	4.43	4.44	4.47	4.55	4.48
P_2O_5	0.08	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
CO_2	未測定	0.30	未測定	0.37	0.37	未測定	0.43
F	同上	0.06 ₇	同上	0.03 ₅	0.04 ₆	同上	0.04
$\text{H}_2\text{O}+$	同上	0.43	同上	0.52	0.36	同上	0.22
合計	98.33	99.25	99.63	99.94	99.57	99.33	99.97
D. I.	89.21	90.25	89.79	93.92	92.78	92.98	92.59
ΣREE	127.44	146.73	131.01	317.54	294.41	233.31	186.81

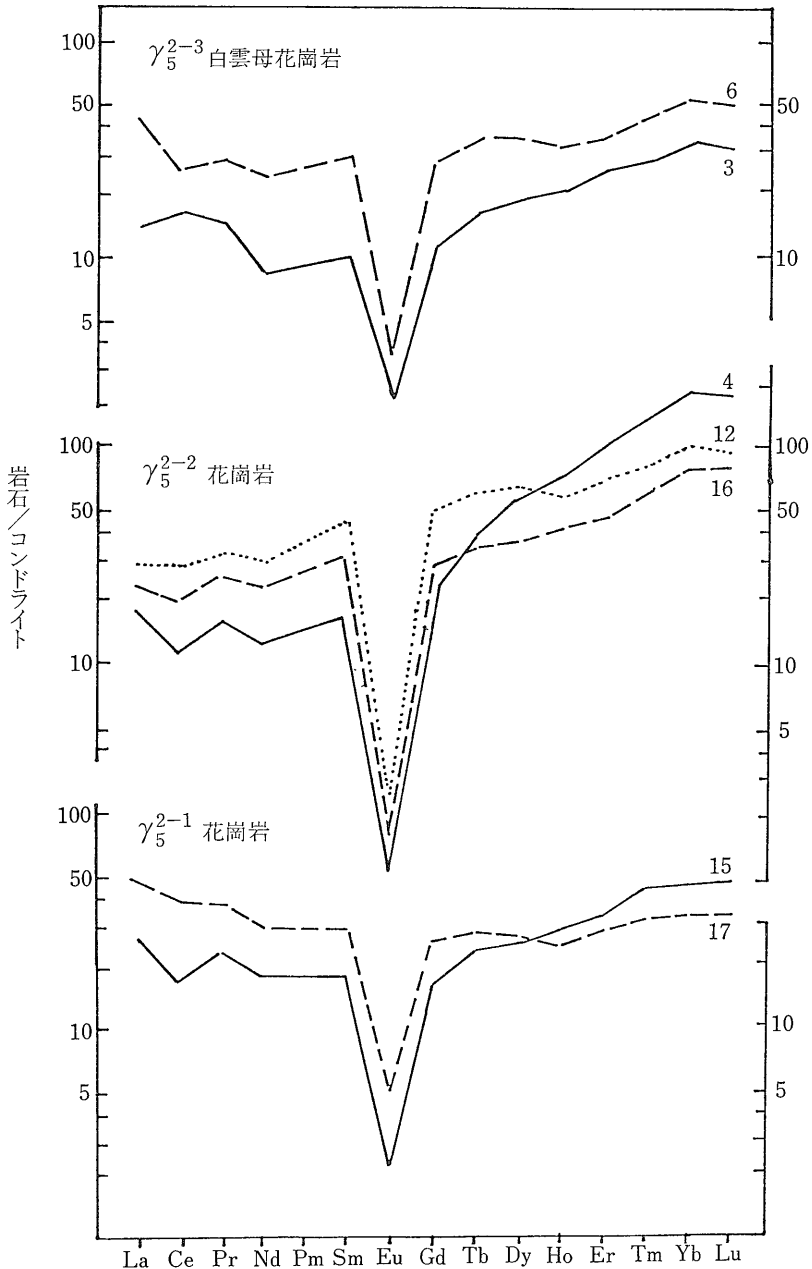
D. I. はノルム ab+or+Q

イオン吸着型鉱床

坂巻ほか(1988)や神谷(1988)によって本誌に解説されているように LREEはカーボナタイト鉱床から主に供給されている一方 HREEは中国の花崗岩風化殻にみられるイオン吸着型鉱床から抽出された塩化希土を分

離・精製する あるいはオーストラリア産砂鉱などからのゼノタイム モナズ石から抽出して得られている。イオン吸着型鉱床がどのような系列の どのような岩質の花崗岩の風化物であるか興味深い問題であり その点について所見を述べてみたい。

イオン吸着型 REE 鉱床は 華南の龍南^{ロンナン} 大田^{ターチアン}から西



第13図 華南花崗岩類の分類とイオン吸着型 REE 鉱床の位置 白岩体がシリーズ I 系 (チタン鉄鉱系相当). 暗色岩体がシリーズ II 系 (磁鉄鉱系相当) 王ほか(1985)による. 呉川-四会断裂はその周辺に金鉄脈を伴うことで近年著名となった.

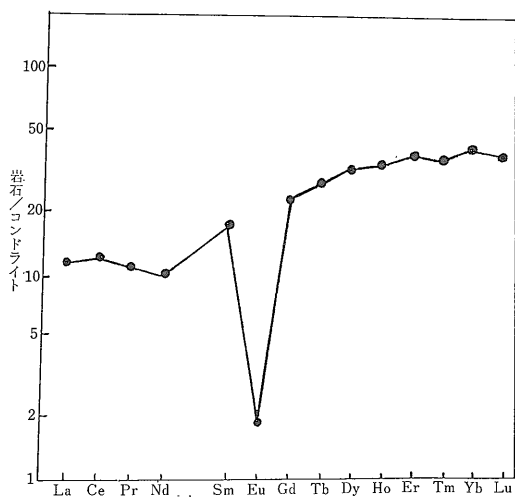
方 姑婆山 花山 (第13図) などに至る ほぼ北緯24°40'の花崗岩風化地帯に分布する。 同緯度でも福建海岸部では 既述のように風化土壌はほとんど残存していない。 すなわちこの緯度の内陸部では 亜熱帯気候で比較的雨量が少なく深相風化を促進させる条件があるのみならず 風化殻を保存する条件があったことが明らかである。

一方 原岩である花崗岩の初生状態はどの様であろうか。 この地域には大吉山 西華山 (第13図) などの著名なタングステン鉱床が分布しており その鉱床にはカリ長石化変質に伴って REE 鉱物が産出 (本誌346号 39-51頁) するから 優白質なチタン鉄鉱系花崗岩 (本誌340号 30-45頁) が原岩である可能性が考えられる。 その様な花崗岩は我が国でも苗木 田上岩体などで知られている。

西華山岩体は黒雲母花崗岩からなり その REE パターンは分化が進んだチタン鉄鉱系で一般的な HREE に富む性質を示す (第14図) 点で資源的に貴重であるが REE 総量は第14図のピークの高さでわかる様に高くない難点がある。

同じく華南 贛南の大埠花崗岩体 (第13図) はイオン吸

着型の HREE 鉱床である大田鉱床を伴うが その原岩は第15図に示す様に HREE に富んだ明らかに異常な性質を持っている。 この花崗岩はカンブリア紀堆積岩に

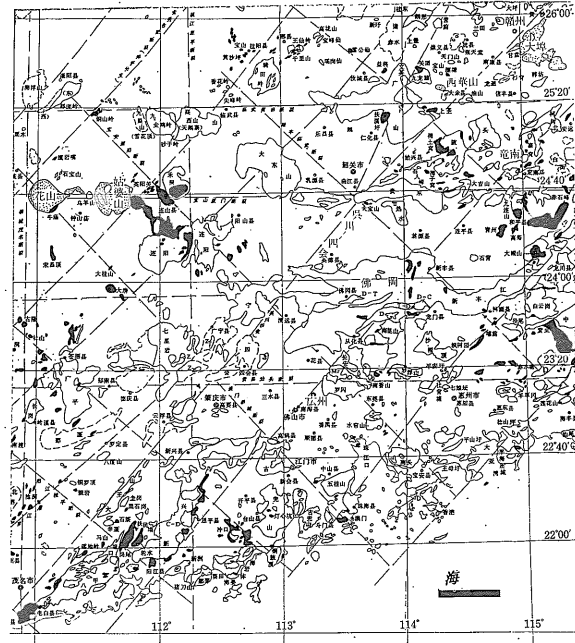


第14図 西華山岩体黒雲母花崗岩の REE パターン (塗光煥 1987 私信)。

第5表 大田 HREE 鉱床原岩の微量成分 (ppm). 邓 (1988) による

	γ_5^{2-1} 黒雲母花崗岩		γ_6^{2-2} 黒雲母花崗岩			γ_6^{2-3} 白雲母花崗岩	
	15)	17)	4)	12)	16)	3)	6)
Rb	660	545	624	874	474	523	474
Sr	19	58	10	8	26	38	21
Ba	46	66	82	28	30	96	29
Rb/Sr	34.7	9.4	62.4	109.3	21.7	13.8	22.6
Ba/Rb	0.07	0.12	0.13	0.03	0.05	0.18	0.06
La	8.31	15.49	5.60	8.77	6.89	4.39	9.13
Ce	13.79	32.30	8.82	23.07	16.58	13.71	21.00
Pr	2.67	4.62	2.08	3.94	3.14	1.82	3.42
Nd	10.22	17.76	7.64	17.64	13.40	4.94	14.58
Sm	3.44	5.83	3.37	9.22	6.29	2.02	6.05
Eu	0.17	0.37	0.08	0.15	0.10	0.16	0.22
Gd	4.26	5.89	5.80	12.19	7.59	2.80	7.25
Tb	1.09	1.30	1.84	2.83	1.79	0.77	1.62
Dy	8.42	8.35	18.47	19.94	12.76	5.95	10.96
Ho	2.07	1.77	5.08	4.29	2.86	1.44	2.34
Er	6.97	5.82	21.25	14.96	10.28	5.14	8.03
Tm	1.35	1.01	4.16	2.56	1.96	0.92	1.42
Pb	9.49	7.23	36.93	20.05	16.17	6.94	11.05
Lu	1.61	1.10	5.77	3.06	2.54	1.05	1.68
Y	72.87	59.70	190.58	151.74	115.48	54.54	88.06
Σ REE	146.73	168.54	317.54	294.41	217.83	106.59	186.81
HREE/LREE	2.80	1.20	10.53	3.69	3.70	2.94	2.59
δ Eu	0.14	0.19	0.06	0.04	0.04	0.21	0.10
δ Ce	0.70	0.91	0.63	0.94	0.86	1.17	0.90

侵入する燕山期中期の大岩体 (4,000 km²) を構成し 主岩相である中-粗粒斑状黒雲母花崗岩 (γ_5^{2-1}) に 中-細粒斑状黒雲母花崗岩 (γ_5^{2-2}) や中-細粒白雲母花崗岩 (γ_5^{2-3}) がストック状に貫入するものである。



第15図 大田鉱床付近花崗岩類の REE パターン (邓 1988 原図)。

第 6 表 γ_5^{2-2} 黒雲母花崗岩 (No. 12 Σ REE 294.41 ppm) の鉱物別 REE 含有量 (邓 1988)。

		岩石中含量 (%)	含 REE 量 (ppm)	全岩に対する割合 (%)
石 英	40	40.86	5.55	
カ リ 長 石	32.5	116.29	12.55	
斜 長 石	23	319.09	24.93	
黒 雲 母	2	4,594.99	31.21	
白 雲 母	1.5	113.22	0.58	
ジ ル コ ン	0.01228	12,893	0.54	
ゼ ノ タ イ ム	0.00473	528,900	8.50	
モ ナ ズ 石	0.00209	512,400	3.64	
フ ェ ル グ ソ ン 石	0.00030	314,000	0.32	
合 計			88.07*1	

*1 不足物は主に石榴石に含まれる

それぞれの化学分析値を第 4 5 表に示すが いずれも SiO₂に富み FeO/Fe₂O₃>2 珪長質なチタン鉄鋳系花崗岩に属することがわかる。 K₂O/Na₂O=1.1~1.6 一般的な花崗岩の値を示し Fは 670ppm 以下 それほど多くない。 その高い D I 値で示されるように γ_5^{2-2} 花崗岩が最も分化しており かつ最も多量の REE を含んでいる (第 4 表)。 この花崗岩の分化度は その低い CaO (~0.37%) と Sr (~8ppm) 874 ppm に達する高い Rb 含量で更に明確である (第 5 表)。

この γ_5^{2-2} 花崗岩は 217~317 ppm の Σ REE を含み かつ HREE/LREE 比が最も高く 重希土に富んでいる。 モード分析と鋳物分離後の分析によると 全岩中の REE は黒雲母に最も多く (31.2%) 含まれ ついで斜長石 (24.9%) ジルコン+ゼノタイム+モナズ石+フェルグリン石のアクセサリ-鋳物 (13.0%) カリ長石 (12.8%) 石榴石 (~12%) である。 アクセサリ-鋳物ではゼノタイムの貢献度が最も高く 次いでモナズ石であり ジルコン フェルグソン石などの役割りは小さい (第 6 表)。

花山 姑婆山 (第13図) の REE 鋳床は それぞれ 500 km² 600km² の露出面積を有する 花崗岩体中にみられる。 これら岩体は古生代堆積岩類に貫入してそれに熱変成作用を及ぼし かつスズ鋳化作用を伴う。

Qiu et al. (1987) によると両岩体は共に 3 時期の貫入岩類から構成される。 花山岩体は (i)石英モンゾ閃緑岩 石英モンゾニ岩 (ii)花山中-粗粒 (斑状) 黒雲母花崗岩 (iii)細粒花崗岩からなり 姑婆山岩体は (1)姑婆山中-粗粒 (斑状) 黒雲母花崗岩 (2)細-中粒斑状黒雲母花崗岩 (3)細粒花崗岩から構成される。 主体は花山岩体では花山花崗岩 姑婆山岩体では姑婆山花崗岩であり その時代は早燕山期 REE 鋳床はこの花崗岩を母岩とする。

鋳化の徴候は約30年前に スズ砂鋳を採掘し フェルグソン石を回収したことによって発見された。 原岩は下記の含 REE 微量鋳物を含む。

- フェルグソナイト : $(Y Er Ce Fe) (Nb Ta Ti)O_4$
- ゼノタム : YPO_4
- モナズ石 : $(Ce La Nd)PO_4$
- 磷灰石 : $Ca_5(PO_4)_3(OH F Cl)$
- ガドリナイト : $Be_2FeY_2O_2(SiO_4)_2$
- 榭石 (チタン石) : $CaTi(SiO_4) (O OH F)$
- 褐簾石 : $(Ca Mn)_2(Fe^2Fe^3Al)_3O \cdot OH \cdot Si_2O_7 \cdot SiO_4$

岩石中の REE は主にこれら鉱物に由来し 微量鉱物/一般造岩鉱物中含有量は約 3/1 と推定されている。

全岩中の REE は 岩体の中心相から周縁相 または早期相から後期相へ向けて LREE に富む性格から HREE が富むようになる。これは REE が含まれる主母体が 珪酸塩から磷酸塩を経て酸化物に変化するためである。すなわち HREE の濃集はマグマの進化と密接で 活動最末期のアルカリと揮発性成分に富む残漿において最も生ずる。

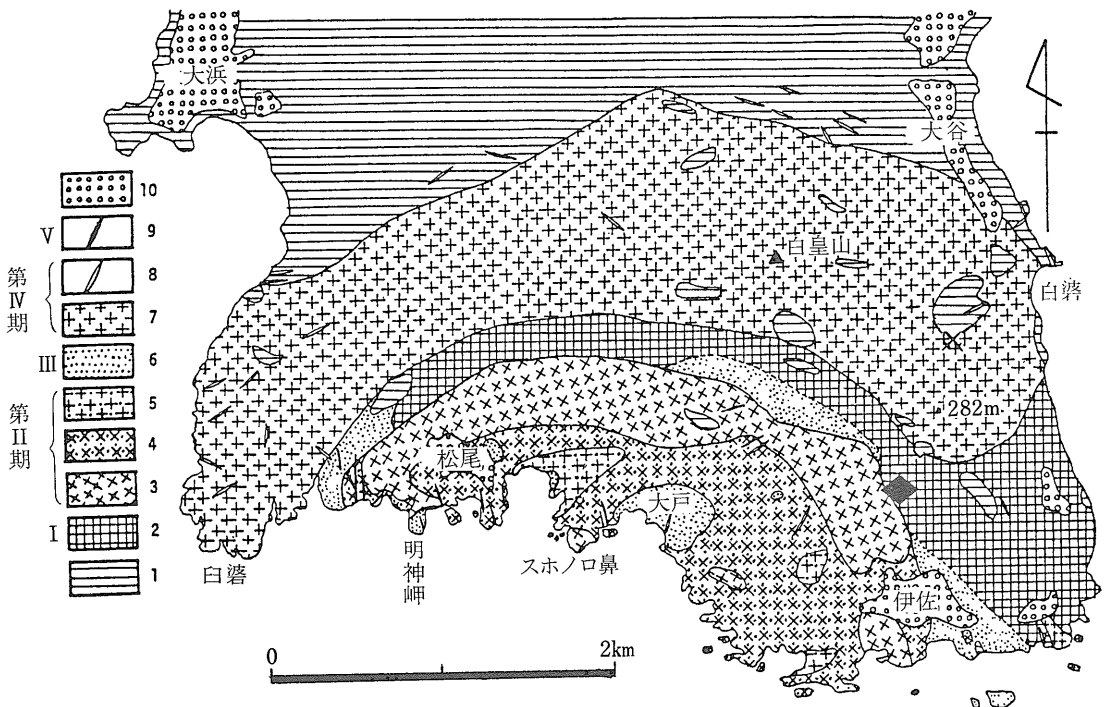
このような花崗岩が風化すると 微量鉱物のうち風化抵抗性が弱い褐簾石 フェルグソナイト ガドリナイトなどが分解し REE を放出する。これはハロイサイ

ト カオリナイト イライトに吸着される。この過程で原岩の数倍に REE を濃集したものがイオン吸着型 REE 鉱床と呼ばれているのである。

以上のようにイオン吸着型 REE 鉱床は一般の黒雲母花崗岩が風化すればよいのではない。その生成には REE を特に含む微量鉱物が濃集している花崗岩が必要なのである。原岩は S タイプチタン鉄鉱系に属するものと思われるが A タイプでもよい それよりも重要な点は原岩が粗粒で風化分解し易く かつ高温で適度の雨量を伴うことである。

日本の A タイプ花崗岩と REE 鉱床

日本の花崗岩地帯で A タイプの性格が述べられたのは 西南日本外帯の中新世深成岩類である足摺岬岩体においてである (村上ほか 1983)。ここでは四万十層群の上位層である古第三紀砂岩 頁岩互層に アルカリ岩の性格を持つ深成岩類がリング状に貫入する。深成岩活動は第 16 図の 5 時期 8 単位に分けられているが 主要なものは南から北方へ 第 II 期閃長岩 + 石英閃長岩 第 II 期優黒色閃長岩 第 III 期粗粒閃長岩 + ラパキビ花崗岩 第 I



第16図 足摺岬花崗岩類の地質図 (村上ほか 1983原図). 1 古第三紀清水層 (砂質頁岩) 2 斑礫石 (第 I 期) 3 優黒色閃長岩 (第 II 期) 4 閃長岩・石英閃長岩 (第 II 期) 5 アルカリ花崗岩 (第 II 期) 6 粗粒閃長岩・ラパキビ花崗岩 (第 III 期) 7 粗粒黒雲母花崗岩 (第 IV 期) 8 アプライト・花崗斑岩など (第 IV 期) 9 アルカリドレライト・閃長斑岩. ◆ 含ウラン・トール石砂鉱産出地

期斑岩類 第IV期粗粒黒雲母花崗岩である。

これらの諸岩石はモード分析上で2群に分けられる。一つは斜長石端からモンゾ花崗岩へ向う一般のカルクアルカリ岩系トレンドを示すもので これには斑岩と黒雲母花崗岩が含まれる。 他の一群は閃長岩から閃長花

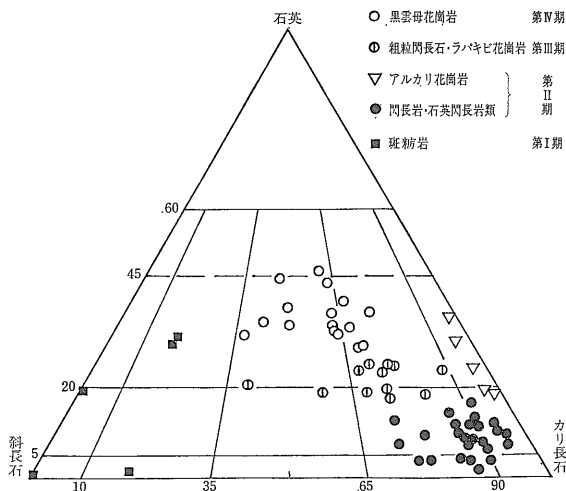


図17 足摺岬花崗岩類の鉱物容量比 (村上ほか 1983 林ほか 1969 原図)。

崗岩 アルカリ花崗岩にかけての領域に分布するアルカリ岩である (第17図)。

村上ほか (1983) はこれらのうち特に第II期深成岩類が低い CaO と Al_2O_3 含有量 高い $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 量と $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比と $(\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ 比そして高い F 含有量に特徴づけられるので Aタイプであると指適した。 また第II期岩石の角閃石や黒雲母の Fe/Mg 比が高く かつこれらが鉱物間隙にみられる産状から 低い fH_2O が想定され $20\sim 200\times 10^{-6}$ emu/g の帯磁率は低～中程度の fO_2 を示唆し これらも Aタイプの性格を支持する。

村上・増田 (1984) は第II期岩石が LREE (La Ce) 含有量が通常の花崗岩の 3-8 倍に富むことを見出したがそれを示唆するウラン・トール石の発見が昭和34年頃現地残留鉱床においてなされていた (林ほか 1969)。 この鉱物は1800年代の土佐通宝などの鉄貨幣の原料採取場に残存した砂鉄精鉱に濃集していたものであるが 斑岩体中に閃長岩とラパキビ花崗岩が貫入 一部同化する部分の風化土壌から得られているから造岩鉱物として原岩に産したものである。 このウラン・トール石は1.75% Ce_2O_3 を含む (林ほか 1969)。

1988年9月号



写真24 福島県雲水峯ベグマタイトの作業風景。 昭和31年9月撮影。

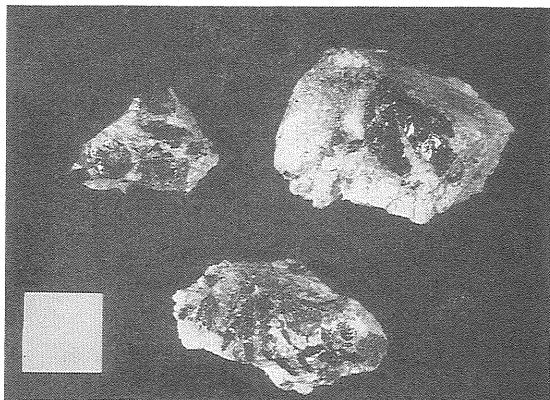


写真25 雲水峯ベグマタイト産ユークセン石 (黒色鉱物)。 左下のスケールは1cm角。

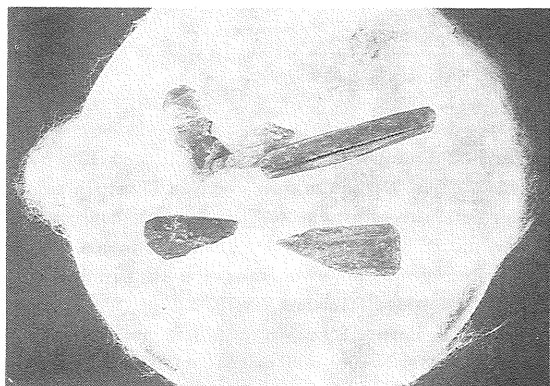


写真26 福島県井筒山ベグマタイト産モナズ石 (スケールは写真25と同じ)。

その他の岩体で A タイプ的なものは 苗木花崗岩である。この花崗岩は CaO に乏しく F に富み 1981 年に西南日本内帯の花崗岩地帯を訪れたウォーンズ教授も同意見であった。この花崗岩は その上の砂鉄床の研究 (浜地 1961) によると ジルコンの他 ウラントール石の含 REE 変種である恵那石 モナズ石などを 造岩鉱物として含むようであり またベグマタイトにも多種類の REE 含有鉱物がみられる。

REE 鉄床として我が国で著名なものは 福島県阿武隈帯西縁のベグマタイトである。これは鉄体中心部の珪石 長石を対象として昭和 30 年代を中心に稼行された (写真 24) が 周縁部の文象帯へ向けて REE を含む Nb Ta Ti の複酸化鉱物であるユークセン石 (写真 25) フェルグソン石 サマルスキー石 磷酸塩鉱物であるゼノタイム モナズ石 (写真 26) その他が濃集するものであり かつてウランを対象に調査された (ウラントリウム委員会編 1961)。当地の鉄床は規模が大きく たとえば筆者が調査した雲水峯鉄床の場合 鉄体は 30×60m のレンズ状でほぼ直立し 含ユークセン石文象帯は幅数 m に達していた。

ベグマタイト鉄床の REE 含有鉱物は 鉄体周縁部の苦鉄鉱物濃集部に産出するが なかでも鉄雲母と密接に共生する傾向がほぼ全国的に認められる。この点は蘇州の黒雲母岩の場合と同様であり 鉄雲母と REE 鉄化作用 ひいては F 活動度との関係を暗示する。しかし阿武隈帯のベグマタイトについては トバズ 螢石が多産する記載はみられず 原マグマが F に富んでいた形跡は認められない。

阿武隈帯のベグマタイトは片麻岩類 古期 新期花崗岩類を母岩とするが 関係火成岩については新期の細粒斑状黒雲母花崗岩類と思われる (松原 1856)。その岩石化学的データは明らかでなく その“運鉄岩”が A タイプであるか 否かについては 今後の研究課題である。足摺岬の A タイプの花崗岩類についても とくに Ga などの定量を行う必要がある。

文 献

Charoy, B., Couturie, J. P., Raimbault, L. and Liu, Y. (1987) The Suzhou granite complex (East China): Evolution from granite to biotitite with consequent Zr and REE mineralization. Abstracts, Intern. Sym. on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids. Inst. Geochem. (Guiyang), p. 22-23.

Collins, W. J. Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southwestern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., v. 80, p. 189-200.

邓志成 (1988) 赣南大田重稀土花崗岩の特性と成因。桂林冶

金地質学院学報。 8 卷 1 号 p. 39-48.

浜地忠男 (1961) 含ウラン漂砂鉄床 とくに苗木地方の漂砂鉄床。地調報告 190号 p. 112-120.

林昇一郎・石原舜三・坂巻幸雄 (1969) 高知県足摺岬におけるウラントール石鉄床。地調報告 232号 p. 93-103.

洪大衛 (1987) 福建沿海晶洞花崗岩帯の岩石学と成因。北京科学技術出版社 132p.

石原舜三・佐藤岱生 (1982) 中国の鉱物資源③ 華南の花崗岩類。地質ニュース 340号 p. 30-45.

神谷雅晴 (1988) レアメタル資源3. レアアース(2). 地質ニュース405号 p. 26-51.

Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. Abst. with Program, Geol. Soc. America, v. 11, p. 468.

Liu, Y. Zhang, Y. and Zeng, T. (1987) Geological-geochemical characteristics of Suzhou granite and its origin. Field Exc. Guide, Intern. Sym. on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids. Inst. Geochem. (Guiyang), 26p.

松原秀樹 (1956) 福島県石川町付近のベグマタイト調査報告。地調月報 7 卷 p. 335-348.

村上允英・蟹沢聰史・石川賢一 (1983) 高知県足摺岬産第三紀火成岩類の高フッ素含有量。岩鉱。78 卷 p. 497-504.

———, 増田康之 (1984) 高知県足摺岬産第三紀火成岩類の微量元素。岩鉱 79 卷 p. 318-328.

Qiu, Y. and Bao, Z. (1987) Two types of REE mineralization in Huashan and Guposhan granite, NE Guangxi, China. Abstracts, Intern. Sym. on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids. Inst. Geochm. (Guiyang), p. 246-247.

坂巻幸雄・神谷雅晴 (1988) レアメタル資源 2. レアアース (1). 地質ニュース 404号 p. 17-29.

高橋正樹 (1985) 花崗岩系列の提唱と発展。地質学論集 25号 p. 225-244.

Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. Mining Geol. Spec. Issue, no. 8, p. 13-28.

Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. Geol. Soc. America, Mem. 74, 153 p.

ウラントリウム委員会編 (1961) ウラン。その資源と鉱物。朝倉書店 558 p.

王聯魁他 3 名 (1985) 華南における成因が異なる 2 系列の花崗岩類分布図 1/200万。地球化学研究所。

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1982) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., v. 95, p. 407-419.

Zhang, X., Wang, J. and Shen, B. (1988) A study on A-type granites in Suzhou, China. Chinese J. Geochem., v. 7, p. 29-45.