

島根県南西部仁多地域，内谷花崗岩体の FT，Rb-Sr 年代

筒井夏実・大平寛人・飯泉 滋

Fission track and Rb-Sr ages from the Uchidani granitic body

in Nita area, South east Shimane, SW Japan.

Natsumi TSUTSUI, Hiroto OHIRA*, Shigeru IIZUMI

はじめに

中国地方には白亜紀～古第三紀の花崗岩類が広く分布しており，それらは領家帯，山陽帯および山陰帯に区分される (Ishihara, 1971). 山陰帯の花崗岩類はその活動時期から，広島期 (75-90Ma)，因美期 (50-65Ma)，高山期 (35-50Ma) および田万川期 (25-35Ma) に区分され，高山期貫入岩類は山陰東部の鉛山侵入岩類 (笹田ほか，1979) に対比される (飯泉ほか，1985).

研究対象である内谷花崗岩体は，島根県南東部仁多町付近に分布するストック状岩体であり，上述の山陰帯に属する．この岩体は従来その岩相等から因美期 (後期白亜紀～古第三紀前期) に対比されているが (瀧口，1982)，これまで放射年代については報告されていない．本岩体の進入時期を明確にするるとともに，岩石組織の変化と冷却年代との関連について調べるため，FT 年代，Rb-Sr 年代を測定したので報告する．

地質概要および試料

内谷花崗岩体は島根県南東部，広島県境に位置する 5×4km，約 13km² の分布範囲であり，岩体縁部から中心に向かって岩石組織が変化する累帯深成岩体とされる．瀧口 (1982) によれば，この岩体は基盤の流紋岩質溶結凝灰岩に非調和的に貫入しており，流紋岩～デイサイト質溶結凝灰岩に不整合に覆われるとされる．基盤の溶結凝灰岩が白亜紀の高田流紋岩類に，凝灰角礫岩が古第三紀中期の火山岩類に対比されることから，本岩体が因美期の進入岩類のひとつと推定されている．

地質図および試料採取地点を第 1 図に示した．

瀧口 (1982) によれば，本岩体は肉眼あるいは鏡下での記載から，以下の 6 つの岩相に区分される．細粒グラノファイアー(A)，細粒斑状グラノファイアー(B)，中粒等粒状アダメロ岩(C)，花崗斑岩(D)，斑状アプライト質花崗岩(E)およびアプライト質花崗岩(F)である．各岩相は主に漸移関係で接し，同心円状に近い分布を示す．花崗斑岩(D)と斑状アプライト質花崗岩(E)には捕獲岩として細粒トータル岩が含まれる．野外での産状および岩石化学的検討から，6 つの岩相の形成順序は，中粒等粒状アダメロ岩から中心に向かって(C)，(D)，(E)，(F)であり，中粒等粒状アダメロ岩から外側に向かって(C)，(B)，(A)とされる．

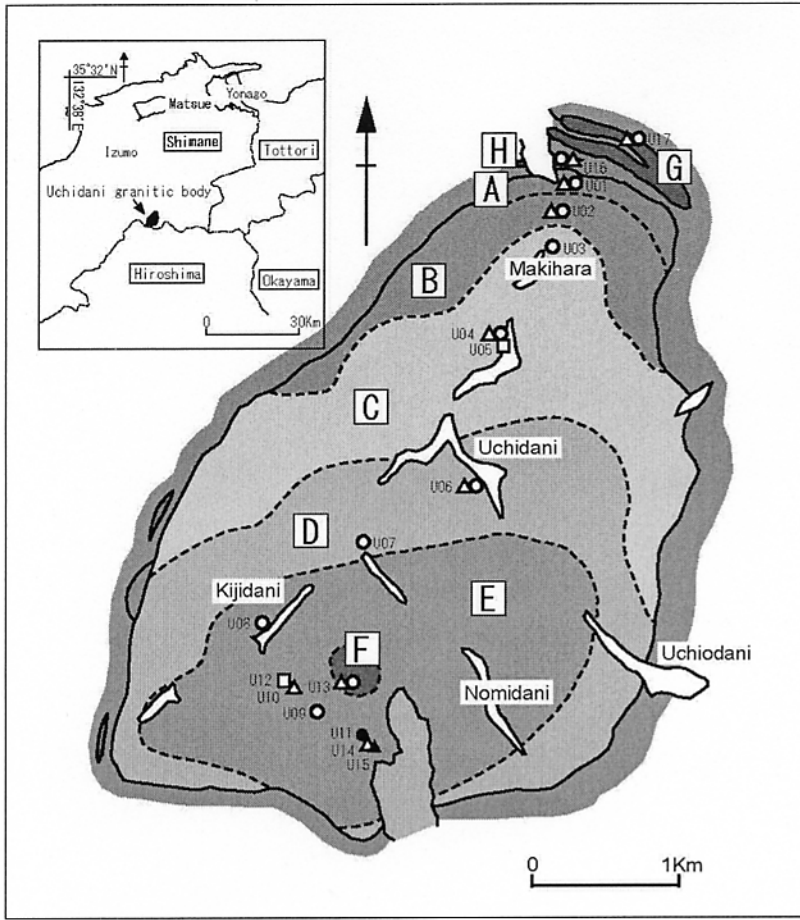
今回，全ての岩相についてジルコンの FT 年代を，捕獲岩である細粒トータル岩からチタナイトの FT 年代を得た．また 6 つの岩相からひとつの全岩アイソクロン年代を，中粒等粒状アダメロ岩(C)および斑状アプライト質花崗岩(E)からそれぞれ鉱物アイソクロン年代を測定した．

FT 年代

試料を粉砕後，篩い分け (60-250 μm)，水洗い，乾燥，磁選，重液分離を通して重鉱物を抽出した．PFA テフロンシートに埋め込み後，ダイヤモンドペースト (3 および 1 μm) を用いて，結晶内部の包有物を目安に，完全な 4π面を得るまで研磨した．KOH-NaOH 共融液 (225°C) を使用し高温チャンバー中でエッチングを行った．アルカリを中和後試料を再プレスし，白雲母を貼り付け，標準

*島根大学総合理工学部地球資源環境学科

Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan



第1図 瀧口(1982)による地質図および試料採取地点

第1表 内谷花崗岩体 (A~F) と岩体外側の細粒斑状グラノファイア (G) と斜長斑岩 (H) のFT測定結果

Sample No.	No. cryst	Spontaneous ρ_s (Ns) ($10^6/cm^2$)	Induced ρ_i (Ni) ($10^6/cm^2$)	P (χ^2) %	r	Dosimeter ρ_d (Nd) ($10^5/cm^2$)	U ppm	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
U01 Fine-grained granophyre (A)	12	3.230 (478)	2.135 (316)	60.6	0.949	1.340 (4187)	196.0	35.5 \pm 2.6
U02 Porphyritic fine-grained granophyre (B)	21	2.518 (1390)	2.487 (1373)	12.0	0.920	1.783 (6687)	171.6	31.6 \pm 1.3
U03 Equigranular medium-grained adamellite (C)	10	3.345 (465)	1.942 (270)	53.5	0.768	1.335 (4171)	179.0	40.2 \pm 3.2
U04 Equigranular medium-grained adamellite (C)	19	2.011 (915)	1.211 (551)	14.9	0.914	1.267 (4750)	117.6	36.8 \pm 2.1
U06 Granite porphyry (D)	16	2.776 (447)	1.882 (303)	57.4	0.726	1.348 (4212)	171.7	34.8 \pm 2.7
U07 Granite porphyry (D)	18	2.478 (555)	1.826 (409)	91.7	0.769	1.350 (4220)	166.3	32.1 \pm 2.2
U08 Porphyritic aplitic granite (E)	16	2.604 (526)	1.891 (382)	25.1	0.565	1.353 (4228)	171.9	32.6 \pm 2.3
U09 Porphyritic aplitic granite (E)	18	2.388 (733)	1.655 (508)	27.6	0.779	1.369 (4278)	148.7	34.6 \pm 2.1
U13 Aplitic granite (F)	12	2.214 (445)	1.841 (370)	77.3	0.948	1.775 (6658)	127.5	37.4 \pm 2.7
U14 Fine-grained tonalite (xenolith)	11	3.691 (513)	2.338 (325)	44.8	0.897	1.366 (4270)	210.5	37.8 \pm 2.8
U16 Porphyritic fine-grained granophyre (G)	17	0.964 (584)	0.734 (445)	26.9	0.824	1.272 (4471)	71.0	29.3 \pm 1.9
U17 Plagiophyre (H)	10	2.241 (372)	1.705 (283)	64.9	0.807	1.343 (4196)	156.2	30.9 \pm 2.5

Analysis was done by external detector method and polished crystal surface was used. Ages were calculated using dosimeter glass NBS-SRM612 and the zeta value= 351.3 \pm 2.8. Samples were irradiated at the pneumatic tube KUR reactor of Kyoto University. ρ (N)=track densities (numbers of tracks counted); subscripts: s for spontaneous, i for induced and d for dosimeter. P(χ^2)=probability of obtaining χ^2 value for ν degrees of freedom (where ν =No.crystals-1)(Galbraith,1981); r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .

第2表 細粒トータル岩のチタナイトのFT年代

Sample No.	No. cryst	Spontaneous ρ_s (Ns) ($10^6/cm^2$)	Induced ρ_i (Ni) ($10^6/cm^2$)	P (χ^2) (%)	r	Dosimeter ρ_d (Nd) ($10^6/cm^2$)	U ppm	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
U14-1	13	1.668 (1116)	2.933 (1962)	23.0	0.978	3.610 (3905)	99.9	35.5 \pm 1.8Ma
U14-2	8	1.702 (725)	3.059 (1303)	92.7	0.994	3.620 (3915)	103.9	34.8 \pm 2.0Ma
Mean age								35.2 \pm 1.4Ma

Analysis was done by external detector method and polished crystal surface was used. Ages were calculated using dosimeter glass NBS-SRM612 and the zeta value= 347 \pm 10. Samples were irradiated at the pneumatic tube KUR reactor of Kyoto University. ρ (N)=track densities (numbers of tracks counted); subscripts: s for spontaneous, i for induced and d for dosimeter. P(χ^2)=probability of obtaining χ^2 value for v degrees of freedom (where v=No.crystals-1)(Galbraith,1981); r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .

ガラス NIST-SRM612 とともにカプセルに詰め、京大原子炉の Tc-pn 照射設備で 50 分間の中性子照射を行った。チタナイトについては、9 μ m のダイヤモンド研磨によって結晶の約 1/3 を除去後、仕上げ研磨を行い、50MNaOH 水溶液 (130°C) を用いてエッチングを行った。Tc-pn における照射時間は 2 時間である。試料および標準ガラスに貼り付けてあった白雲母を 46%HF (25°C) でそれぞれ 10~12 分間および 50 分間エッチングした。計数はニコンオプチフォトに 100 倍 (ドライ) の対物レンズおよび 10 倍の接眼レンズを使用して総合倍率 1000 倍で行った。

測定結果を第 1 表および第 2 表に示す。斑状アプライト質花崗岩(E)中の捕獲岩である細粒トータル岩のチタナイトの FT 年代は 35.2Ma でありジルコンの FT 年代は 31.6~40.2Ma とばらついた値を示す。

Rb-Sr 年代

1) 全岩アイソクロン年代

今回、内谷花崗岩体の各岩相から 9 個、捕獲岩である細粒トータル岩から 1 個のサンプルについて Sr 同位体組成を測定した。Sr 同位体分析は当学科の MAT262 表面電離型質量分析計で行った。岩石からの Sr の抽出および同位体測定方法は飯泉 (1996) に従った。Rb, Sr の定量には蛍光 X 線分析装置 (リガク RIX-2000) を用いた。一部の試料については同位体希釈法によって求めた。測定された $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ でノーマライズした。同時に測定した標準試料、NBS-987 は

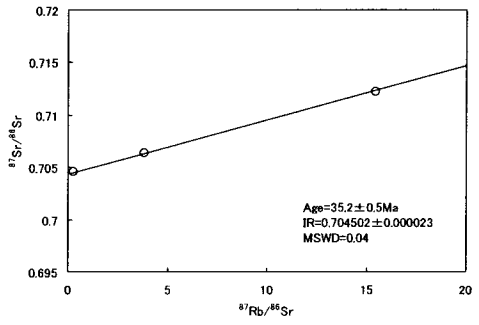
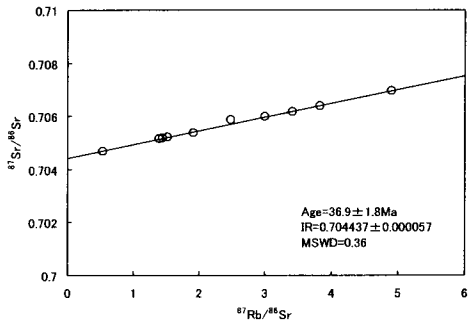
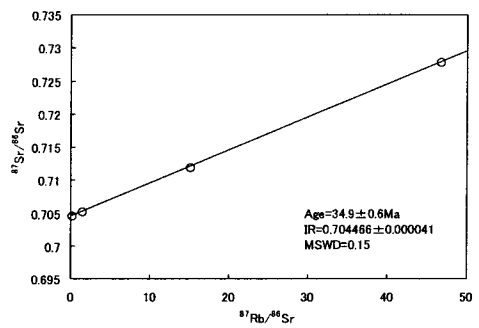
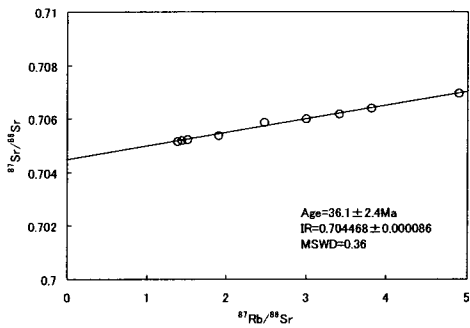
0.710226 \pm 0.000052 を示した。年代計算は York (1996) に従うが、実際の計算には川野 (1994) によるプログラムを用いた。内谷花崗岩体の 6 岩相は主に漸移関係であることから同一のマグマからの分化作用で形成されたものと判断される。全岩アイソクロン年代は 36.1 \pm 2.4Ma と 0.704468 の Sr 同位体初生値を示す (第 2 図-a)。本岩体の捕獲岩として産する細粒トータル岩の値はこのアイソクロン上に調和的にプロットされることから (第 2 図-b)、本岩体を形成した珪長質マグマの早期晶出相である可能性もある。この岩石を含めたアイソクロン年代は 36.9 \pm 1.8Ma であり誤差範囲で一致する。

2) 内的アイソクロン年代

内谷花崗岩体の中粒等粒状アダメロ岩(C)および斑状アプライト質花崗岩(E)から鉱物を分離し、同様に内的アイソクロン年代を調べた。アイソクロンを第 3 図に示した。前者(C)については斜長石、カリ長石、黒雲母および全岩試料のデータを用いて求め、得られた年代は 34.9 \pm 0.6Ma であり、Sr 同位体初生値は 0.704437 である (第 3 図-a)。後者(E)については黒雲母の多くが緑泥石に変質していたため、斜長石、カリ長石および全岩試料を用いてアイソクロンを求め、その年代は 35.2 \pm 0.5Ma、Sr 同位体初生値は 0.704502 であった (第 3 図-b)。両試料ともジルコンの FT 年代と調和的な値を示す。

考察

全岩アイソクロン年代から内谷花崗岩体の進入



第2図 内谷花崗岩体の全岩アイソクロン図
6つの岩相による上図(a)と捕獲岩を加えた下図(b)

第3図 内谷花崗岩体の内的アイソクロン図
中粒等粒状アダメロ岩(上図-a)と斑状アプライト質花崗岩
(下図-b)

年代は 36~37Ma であることが明らかとなった。従来、この岩体は白亜紀~古第三紀の因美期侵入岩類に対比されてきたが、古第三紀の鉛山侵入岩類属する岩体であり、この時期の火成活動の南縁を構成する岩体であることが明らかとなった。

中粒等粒状アダメロ岩(C)と斑状アプライト質花崗岩(E)の内的アイソクロン年代はそれぞれ 34.9±1.6Ma および 35.2±0.5Ma であり、全岩アイソクロン年代よりもわずかに若く、これらの年代が冷却年代であることを示す。しかしながら両岩相間に冷却年代の差異を認めることはできなかった。斑状アプライト質花崗岩(E)中の捕獲岩である細粒トナール岩のチタナイトの FT 年代は 35.2Ma であり、上記の内的アイソクロン年代と一致した結果である。

一方ジルコンの FT 年代は 31.6~40.2Ma とばらついた値を示す。これは内谷花崗岩体の岩石がジルコンに極めて乏しいため、測定粒子数が少なく十分な計数面積を得ることができなかったことによる。しかしながら誤差が大きいことを考慮すれば、アイソクロン年代と調和的な結果と言える。

測定された手法の閉鎖温度を考慮すれば、本岩体は侵入後、700°C から 300°C 以下まで、急速に冷却した岩体であると考えられる。

参考文献

- 飯泉滋・澤田順弘・先山徹・今岡照喜(1985) 中国・四国地方の白亜紀~古第三紀火成活動-火成岩類の対比を中心として。地球科学, 39, 372-384.
- Ishihara S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the inner zone of Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan.*, 77, 441-452.
- 川野良信(1994) パーソナルコンピュータを用いた Rb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム。情報地質, 5, 13-19.
- 笹田政克・山田直利・先山徹・上田薫(1979) 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀~古第三紀火成岩類。地質学論集, 17, 19-34.
- 島根県地質図編集委員会(1997) 新編島根県地質図(20万分の1)。
- 瀧口純二(1982) 島根県南東部, 阿井南方に産する内谷花崗岩体について。Magma, 64, 2-7.
- York D. (1966) Least-squares fitting of straight line. *Can. Jour. Phys.*, 44, 1079-1086.