

島根県南東部に分布する内谷花崗岩体の FT 年代

筒井夏実・大平寛人

**Fission track age of the Uchidani granitic body distributed in Shimane Prefecture,
SW Japan.**

Natsumi TSUTSUI and Hiroto OHIRA

1. はじめに

島根県南東部に分布する内谷花崗岩体は岩相変化が顕著な zoned pluton であり、基盤である後期白亜紀の高田流紋岩類に非調和的に貫入する（島根県地質図編集委員会, 1997）。今回内谷花崗岩体の各岩相からジルコンの FT 年代を測定し、岩相の形成順序との関係について調べたので報告する。これまで花崗岩体の周囲への熱の影響をフィッショントラック (FT) 法から評価した研究として例えば四万十帯中の高月山花崗岩 (Tagami and Shimada, 1996) がある。また花崗岩体の広域的な冷却史については飛騨帯の花崗岩類の例 (Yamada and Harayama, 1999) などの例がある。しかしながらひとつの花崗岩体内の岩相変化と冷却史との関連についての報告例は少ない。

2. 内谷花崗岩体

内谷岩体の地質図及び試料採取地点を第 1 図に示す。内谷花崗岩体は島根県南東部に位置する面積約 13km² のストック状の岩体であり、後期白亜紀～古第三紀の因美侵入岩類に属するとされる。この岩体は、瀧口 (1982) により詳細な地質学的研究がなされ、それによれば (A) 細粒グラノファイア、(B) 細粒斑状グラノファイア、(C) 中粒等粒状アダメロ岩、(D) 花崗斑岩、(E) 斑状アプライト質花崗岩、(E) アプライト質花崗岩の 6 つの岩相に区分され、それぞれの岩相は漸移的關係で接するとされる。花崗斑岩 (D) および斑状アプライト質花崗岩 (E) 中には捕獲岩として細粒トータル岩が分布する。岩体周囲には、細粒斑状グラノファイア、斜

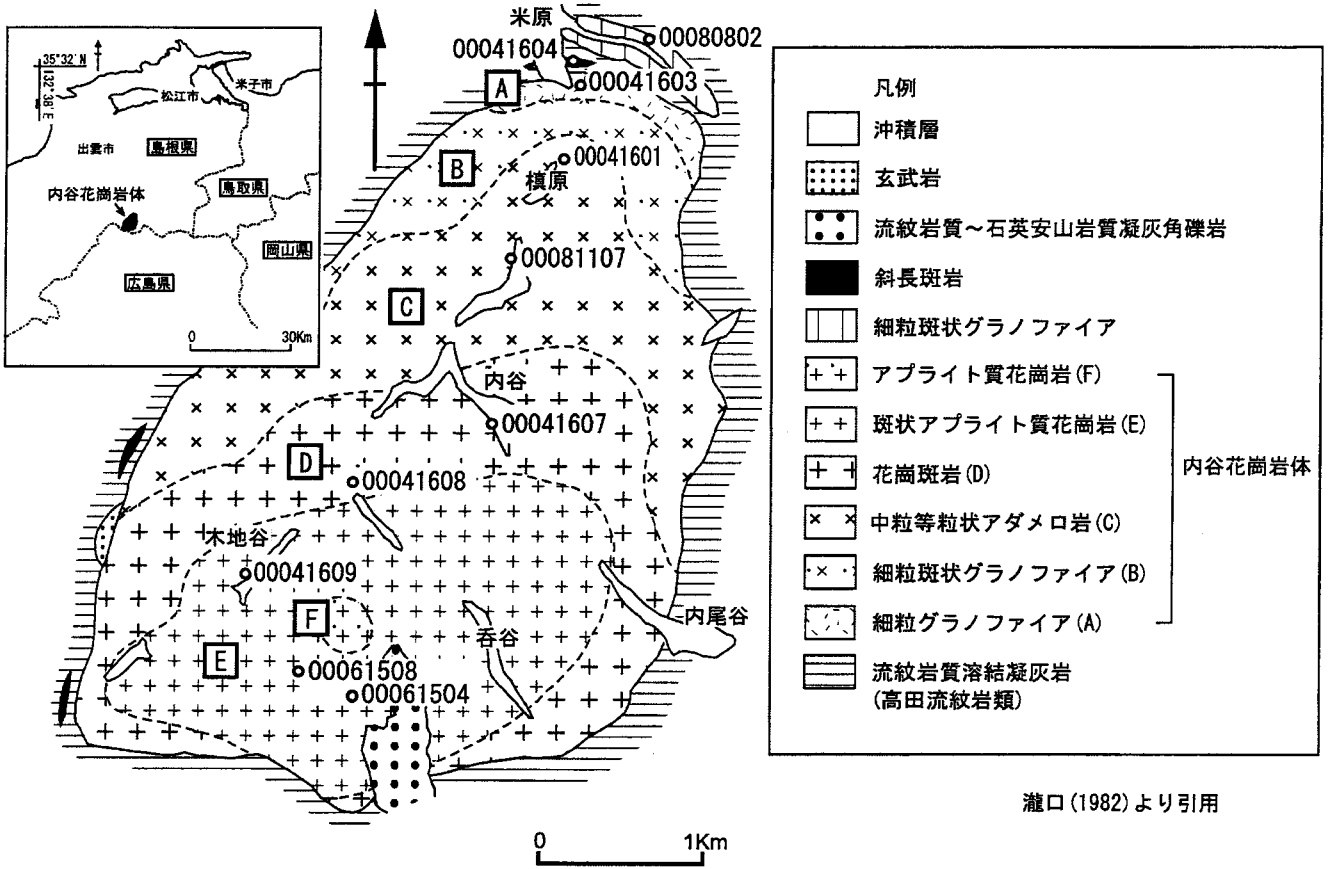
長斑岩および玄武岩が分布するが、岩体周辺の細粒斑状グラノファイアは岩体内部のものとは組織が異なる。

瀧口 (1982) によれば、各岩相の産状、XRF 全岩分析の結果などから、内谷岩体の各岩相は岩体内部に向かって、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) → アプライト質花崗岩 (F) の順に形成されたとしている。またこれらの岩相変化は、外側から内側へマグマが固結する過程で液相に富む部分が若干移動しながら固結し、その間に若干の分別結晶作用が起こったとされる。一方、岩体外側へ向かっては、中粒等粒状アダメロ岩 (C) → 細粒斑状グラノファイア (B) → 細粒グラノファイア (A) の順で形成され、細粒グラノファイア (A) は細粒斑状グラノファイア (B) の急冷相とされる。上述の形成順序を第 2 図に示した。

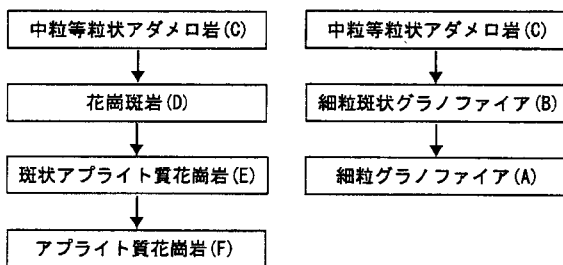
年代測定は岩体の各岩相、捕獲岩 (細粒トータル岩)、岩体外側の細粒斑状グラノファイアおよび斜長斑岩から採取したジルコンで行なった。

3. 実験

測定は研磨した結晶の内部面 (4 π 面) で ²³⁸U による自発トラックを計数し、その後、外部ディテクターを結晶研磨面に貼りつけ、粒子ごとに年代を測定する方法で行なった。以下にその概要を示す。ジルコンを抽出後、PFA テフロンシートに埋め込み、結晶内部のインクルージョンを研磨深度の指標として、10 μ m 以上を研磨した。研磨には 3 μ m および 1 μ m のダイヤモンドペーストを使用した。エッチングは Gleadow et al. (1976) に従い、KOH と NaOH



第 1 図 内谷花崗岩体の地質図及び試料採取地点



第 2 図 各岩相の形成順序 (瀧口, 1982)

の等モル比共融液を 225°C に保ちテフロンビーカーおよび高温チャンバー中で行なった。試料にダイテクターである白雲母を貼り付け、京都大学原子炉の Tc-pn 照射設備で熱中性子を照射した。照

射後、試料と標準ガラス (SRM612) に貼り付けていた白雲母を 46% フッ酸 (25.5°C) でエッチングした。計数は生物顕微鏡 Nikon ECLIPSE に 100 倍 (dry) の対物レンズを装着し、総合倍率 1000 倍で行なった。

4. 結果

ジルコンの FT 年代測定結果を第 1 表に示した。内谷岩体の細粒グラノファイア (A) から 36.6 ± 3.5 Ma, 中粒等粒状アダメロ岩 (C) から 41.7 ± 4.1 Ma および 40.2 ± 3.3 Ma, 花崗斑岩 (D) から 35.7 ± 3.4 Ma および 32.9 ± 2.9 Ma, 斑状アプライト質花崗岩 (E) から 33.4 ± 3.0 Ma および 35.0 ± 2.9 Ma, 斑状アプライト質花崗岩 (E) 中の捕獲岩 (細粒トータル岩) から 36.0 ± 3.3 Ma が得られた。また、岩体外側の

第 1 表 ジルコンの FT 年代測定結果

Sample No.	No. crystals	Spontaneous ρs (Ns) ($10^6/cm^2$)	Induced ρi (Ni) ($10^6/cm^2$)	$P(\chi^2)\%$	r	Dosimeter ρd (Nd) ($10^5/cm^2$)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
00041603 細粒グラノファイア(A)	12	3.2(478)	2.1(316)	60.6	0.949	1.4(4266)	36.6 \pm 3.5Ma
00041601 中粒等粒状アダメロ岩(C)	10	3.3(465)	1.9(270)	53.5	0.768	1.4(4266)	41.7 \pm 4.1Ma
00081107 中粒等粒状アダメロ岩(C)	19	2.0(915)	1.2(551)	14.9	0.914	1.4(4266)	40.2 \pm 3.3Ma
00041607 花崗斑岩(D)	16	2.8(447)	1.9(303)	57.4	0.726	1.4(4266)	35.7 \pm 3.4Ma
00041608 花崗斑岩(D)	18	2.5(555)	1.8(409)	91.7	0.769	1.4(4266)	32.9 \pm 2.9Ma
00041609 斑状アブライト質花崗岩(E)	16	2.6(526)	1.9(382)	25.1	0.565	1.4(4266)	33.4 \pm 3.0Ma
00061508 斑状アブライト質花崗岩(E)	18	2.4(733)	1.7(508)	27.6	0.779	1.4(4266)	35.0 \pm 2.9Ma
00061504 細粒トータル岩	12	3.5(530)	2.3(357)	1.6	0.820	1.4(4266)	36.0 \pm 3.3Ma
00080802 細粒斑状グラノファイア	17	1.0(584)	0.7(445)	26.9	0.824	1.4(4266)	31.8 \pm 2.8Ma
00041604 斜長斑岩	10	2.2(372)	1.7(283)	64.9	0.807	1.4(4266)	31.9 \pm 3.2Ma

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= 356 \pm 21. 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. $P(\chi^2)$ =probability of obtaining χ^2 value for ν degrees of freedom (where ν =No.crystals-1) (Galbraith,1981); r is correlation coefficient between ρs and ρi .

細粒斑状グラノファイアからは 31.8 \pm 2.8Ma, 斜長斑岩からは 31.9 \pm 3.2Ma の年代値が得られた。

5. 考察

今回得られた主要な年代値は 33-36Ma であり誤差範囲で重なるものが多い。岩相変化は漸移関係であるが岩体周縁からの単純な年代変化は示さない。これは、前述したように定置・冷却過程で若干移動したため生じた複雑な岩相形成の結果による。

中粒等粒状アダメロ岩(C)では、40.2-41.7Ma と他の岩相よりも古い。この岩相の組織は等粒状であるが、岩体内で最も SiO₂ 量が少なく、比較的初期に形成された岩相であるとされる(瀧口, 1982)。この岩相よりも内側および外側で年代が若い値を示すことは、岩相の形成順序と矛盾するものではない。これら各岩相の年代差約 5Ma は、岩相の形成順序に加えその後の冷却を反映したものと思われる。

岩体の外側に分布する細粒斑状グラノファイアおよび斜長斑岩はそれぞれ 31.8Ma, 31.9Ma とさらに若い値を示し、最も古い中粒等粒状アダメロ

岩(C)との年代差は約 10Ma である。この岩相が内谷花崗岩と起源をともしする岩相であるのか否かについてはさらに検討する必要がある。

参考文献

- Gleadow A. J. W., Hurford A. J., and Quaife R. D. (1976) Fission track dating of zircon: improved etching techniques, *Earth Planet Sci. Lett.* 33, 273-276.
- Tagami, T. and Shimada, C. (1996) Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, *Journal of Geophysical Research*, 101, 8245-8255.
- 瀧口純二(1982) 島根県南東部, 阿井地方に産する内谷花崗岩体について, *Magma*, 64, 2-7.
- 島根県地質図編集委員会 (1997) 新編島根県地質図 (1:200000)
- Yamada R. and Harayama S.(1999) Fission track dating on some granitic rocks of the Hida Mountain Range, Central Japan, *Geochem. Jour.* 33, 59-66.