

飛驒山地打保複合花崗岩体の Rb—Sr 全岩年代

柴田 賢* 大坪友英** 丸山孝彦***

SHIBATA, K., OTSUBO, T. and MARUYAMA, T. (1988) A Rb—Sr whole-rock age of the Utsubo granitic complex, Hida Mountains. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39 (2), p.135-138.

Abstract : The Utsubo granitic complex is a small zoned pluton in the northern Hida Mountains, ranging in rock type from tonalite to granite, and is assumed to belong to the Funatsu granitic rocks. The Rb—Sr isotopic analyses of nine whole-rock samples from the Utsubo complex yield an isochron giving an age of 182.5 ± 6.8 Ma and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.70544 ± 0.00011 . The age is equal to those of the Funatsu granitic rocks ; therefore the Utsubo complex is confirmed to be a member of the Funatsu granitic rocks.

1. はじめに

飛驒山地の船津花崗岩類は日本列島におけるジュラ紀の巨大バソリスであり、飛驒帯全域にわたって飛驒変成岩類と密接な関係をもって分布する。最近船津花崗岩類の Rb—Sr 全岩年代がいくつか報告され、その形成年代が明らかにされつつある (田中ほか, 1983 ; 柴田・野沢, 1984 ; 田中・加々美, 1987)。今回飛驒山地北部、岐阜県宮川村打保付近に分布し、船津花崗岩類に属するとされる打保複合花崗岩体 (以下打保岩体) について、Rb—Sr 全岩法による年代測定を行ったので、その結果を報告する。

2. 地質概要と測定試料

打保岩体は、飛驒山地北部、岐阜県宮川村打保付近に分布する小規模の複合岩体であり、飛驒変成岩類をストック状に貫き、飛驒帯に広く分布する船津花崗岩類に対比されている (河合・野沢, 1958)。本岩体は、第1図のように、約 4×8 km の主部と、約 1.5×3 km の尾状副部 (西部相) とからなる。前者の主部は、周縁部から核部に向かって、大谷相、ナリテ山相、洞谷相の3相に区分され、この順序により酸性となり、累帯深成岩体 (zoned pluton) の特徴を示す (大坪, 1983)。

大谷相は、中粒等粒状の角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩から構成され、種々の形態の暗色包有物を多数

含む。苦鉄質鉱物の配列による流理構造が良く発達する。ナリテ山相は、主として中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-粗粒等粒状黒雲母アダメロ岩から構成され、淡紅色微斜長石で特徴づけられる。前者の花崗閃緑岩相は弱い流理構造を持つ場合もあるが、後者は塊状である。西部相は、ナリテ山相類似の黒雲母アダメロ岩が主であるが、岩相変化に富む。洞谷相は、塊状細粒の黒雲母花崗岩からなる。

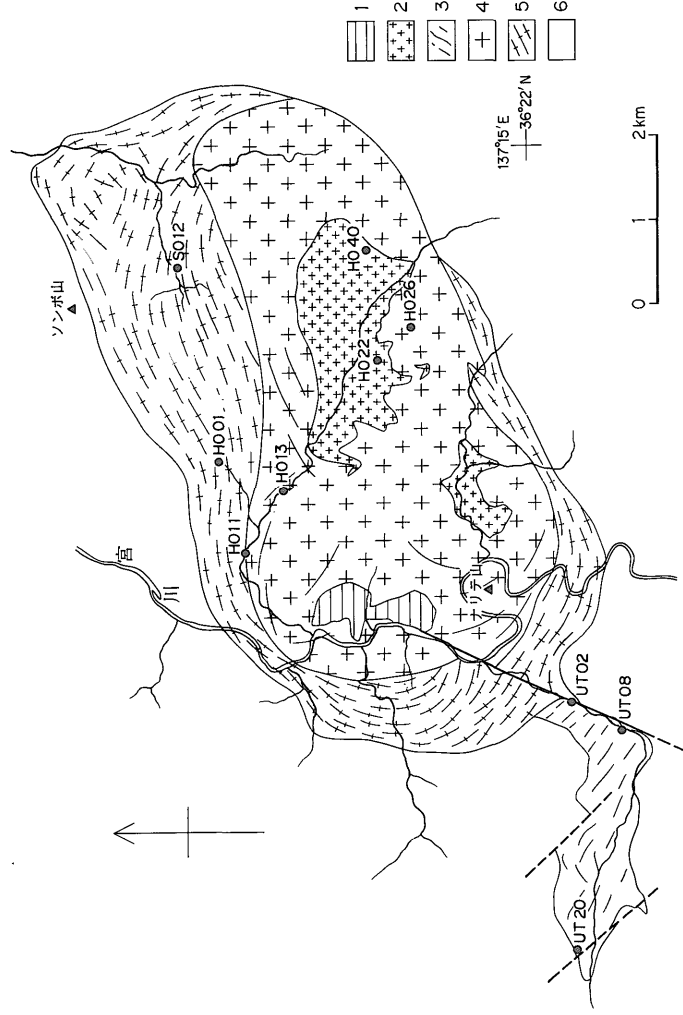
これらの岩相相互の貫入関係については、ナリテ山相が大谷相を、洞谷相がナリテ山相を貫くことが野外で観察される。一方、打保岩体の周囲の岩石は、主として中性-塩基性岩起源の縞状片麻岩と晶質石灰岩-石灰質片麻岩からなる飛驒変成岩類である。

Rb—Sr 年代測定に使用した岩石は、大谷相から2個 (HO01, SO12)、ナリテ山相から3個 (HO11, HO13, HO26)、西部相から3個 (UT02, UT08, UT20)、洞谷相から2個 (HO22, HO40)、の計10個である。これらの試料の採取位置を第1図に、また以下に岩石名と緯度・経度を示す。

HO01	片麻状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 36°24.0'N, 137°12.5'E
HO11	弱片麻状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (含弱斑状微斜長石) 36°23.8'N, 137°11.8'E
HO13	同上 36°23.6'N, 137°12.3'E

* 技術部 **株式会社東京シビルコンサルタント

***秋田大学鉱山学部



第1図 打保岩体の地質図(大坪ほか, 1985)及び試料採取位置

1: 壺谷層(新生代凝岩・火山岩層), 2-5: 打保岩体(2: 洞谷組, 3: 西部組, 4: ナリテ山組, 5: 大谷相), 6: 飛騨変成岩類。

HO22 塊状細粒黒雲母アダムロ岩(含弱斑状微斜長石)

36°23.0'N, 137°13.3'E

HO26 塊状粗粒黒雲母アダムロ岩(少量の角閃石を含む)

36°22.8'N, 137°13.6'E

HO40 塊状細粒黒雲母アダムロ岩

36°23.1'N, 137°14.2'E

SO12 強片麻状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

36°24.2'N, 137°14.0'E

UT02 塊状粗粒黒雲母花崗岩(極少量の角閃石を含む)

36°21.8'N, 137°10.6'E

UT08 弱片麻状中粒黒雲母アダムロ岩

36°21.5'N, 137°10.4'E

UT20 塊状細粒黒雲母アダムロ岩(珪長質)

36°21.7'N, 137°08.6'E

3. 測定方法

全岩試料の調製法としては, 1 kg以上の岩石をジョー

クラッシャーで粗碎さし, 2分法で縮分したあと約100 gを石川式粉砕機で細粉した。RbとSrの定量は大半の試料について蛍光X線分析法によったが, 一部の試料については同位体希釈法によった。同法によるRb・Srの定量及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定はVG Isomass 54E型質量分析計を用いて実施した。測定された $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 比=0.1194に規準化(normalization)した。この研究の期間中における標準試料Eimer and Amend SrCO_3 の繰り返し測定の結果は $0.70808 \pm 0.00002 (1\sigma)$ であった。アイソクロンはYork (1966)法により, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定誤差を蛍光X線の場合は5% (1 σ), 同位体希釈の場合は2% (1 σ)とし, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比のそれを0.015% (1 σ)として計算した。年代と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値の誤差は2 σ で示した。

年代計算に用いた定数は $^{87}\text{Rb} \lambda = 1.42 \times 10^{-11} / \text{y}$ である。

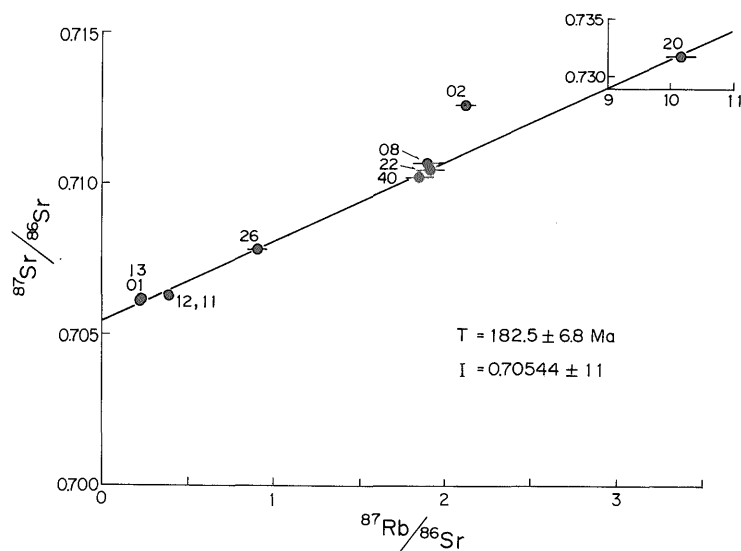
4. 測定結果と考察

打保岩体の10個の全岩試料についてのRb-Sr測定結果を第1表に, Rb-Sr全岩アイソクロンを第2図に示

第 1 表 打保岩体の Rb-Sr 測定結果

Sample No.	Rock type	Rb* (ppm)	Sr* (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
HO01	Hornblende-biotite granodiorite	45.13	600.5	0.2176	0.70610 0.70604
HO11	〃	68.5	507	0.391	0.70629
HO13	〃	54.7	693	0.229	0.70619 0.70617
HO22	Biotite adamellite	143	217	1.91	0.71046 0.71048
HO26	〃	118	376	0.909	0.70780
HO40	〃	140	219	1.85	0.71020
SO12	Hornblende-biotite granodiorite	74.7	577	0.375	0.70628
UT02	Biotite granite	161.0	220.1	2.118	0.71259 0.71257
UT08	Biotite adamellite	186	285	1.89	0.71065 0.71063
UT20	〃	165.4 165.6	47.12	10.17	0.73171 0.73164

* 3 桁の数字は蛍光 X 線法による値, 4 桁の数字は同位体希釈法による値



第 2 図 打保岩体の Rb-Sr 全岩アイソクロン

した。UT02 はアイソクロンから上方にはずれるので、これを除くと、9 個の試料によるアイソクロン年代は $182.5 \pm 6.8 \text{ Ma}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は 0.70544 ± 0.00011 である。このアイソクロンの MSWD は 0.97 であり、測点

のばらつきは測定誤差の範囲内にあるといえる。しかしこのアイソクロンは $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比がとび抜けて大きい UT20 の測点に左右されるので、これを除いて $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比の小さい 8 試料についてアイソクロン年代を求めてみ

ると, 185.6±14.6 Ma, 初生値0.70541±0.00015 (MSWD =1.1) という結果が得られる. この結果は UT20 を含めた値とほとんど同じであり, 従って UT20 を除外する必要はないと判断される. またすべての岩相の測点が同一アイソクロンを形成することから, 累帯構造を示す打保岩体の各岩相は同一の親マグマから分化し貫入固結したものと判断される.

アイソクロンの上方にはずれる UT02 は, 西部相と大谷相との境界部付近から採取された優白色の黒雲母花崗岩である. 採取地点周辺には淡紅色カリ長石を含む黒雲母花崗岩が分布するが, UT02 との直接の関係は, 露頭欠如のため観察されていない. UT02 がもし打保岩体と同じ年代をもつと仮定すると, その初生値は0.7071となり, 打保岩体の初生値0.70544よりかなり高くなる. いずれにせよ, この岩石試料は他の打保岩体の試料とは起源をやや異にするものである.

田中ほか (1983) は神岡東方地域の船津花崗岩類について Rb-Sr 全岩年代を測定し, 船津型で180.9±3.2 Ma, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初生値0.70488±0.00008, 下之本型で208.6±5.5 Ma, 初生値0.70465±0.00006という結果を得た. 柴田・野沢 (1984) もほぼ同じ地域における船津花崗岩類の船津型について188.9±4.4 Ma, 初生値0.70480±0.00009, 下之本型について197.9±15.4 Ma, 初生値0.70481±0.00016という Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を得た. 今回打保岩体について求められた182.5±6.8 Ma という年代は, 神岡東方地域の船津型の年代と誤差の範囲内で一致する. これらの年代結果から, 打保岩体は船津花崗岩類に属することが裏付けられた. 一方, 打保岩体の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初生値は神岡東方地域の船津花崗岩類の初生値より少し高い. しかしこれらの初生値は花崗岩としてはいずれも比較的低い方に属する. 従って, 打保岩体は神岡地域の船津花崗岩類と同様に, 上部マントルに由来するマグマが古い地殻物質の混入を殆ど受けることなく貫入固結したものと考えられる.

打保岩体の南西方10kmの所に分布する水無花崗岩は, 従来船津花崗岩類に属すると考えられていたが, その年代は297 Ma, 初生値は0.71093である (柴田・野沢, 1984). また最近田中・加々美 (1987) は飛驒帯の北西部に点在する船津花崗岩類が, 0.7075-0.7086という高い初生値をもつことを報告している. このように, 従来船津花崗岩類と一括して呼ばれていたものの中には, 起源の異なる岩体がいくつも含まれているらしい. 今後の同位体研究により, 船津花崗岩類の成因がより詳しく解明されるであろう.

文 献

- 河合正虎・野沢 保 (1985) 5万分の1地質図幅「東茂住」および同説明書. 地質調査所, 76 p.
- 大坪友英 (1983) 飛驒帯北部, 打保複合花崗岩体の化学組成. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 369.
- ・丸山孝彦・加納 博 (1985) 飛驒山地, 打保複合花崗岩体の定置形態. MAGMA, no. 73, p. 87-91.
- 柴田 賢・野沢 保 (1984) 船津花崗岩類の同位体年代. 岩鉱, vol. 79, p. 289-298.
- 田中 忍・加々美寛雄・丸山孝彦 (1983) 飛驒山地・神岡東方の船津複合岩体の Rb-Sr 全岩年代. MAGMA, no. 67, p. 99-104.
- ・——— (1987) 船津花崗岩類における Sr 同位体比の広域的变化. MAGMA, no. 80, p. 10-14.
- YORK, D. (1966) Least squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, vol. 44, p. 1079-1086.

(受付: 1987年9月9日; 受理: 1987年12月3日)