九州北中部, 星野金鉱床地域の火山岩と金鉱床の K-Ar 年代

K-Ar ages of volcanic rocks and gold deposits in the Hoshino gold area, northern-central Kyushu, Japan

Abstract

沢井長雄* 松村法行**
板谷徹丸***

Osao Sawai*, Noriyuki Matsumura**
and Tetsumaru Itaya***

1997年9月29日受付.
1998年1月20日受理.

* 山口大学理学部地球科学教室.
Department of Earth Sciences, Yamaguchi
University, Yamaguchi 753-8512, Japan

** (株)ダイヤコンサルタント大阪支店.
Osaka Office, Dia Consultants Co., Ltd., Osaka
564-0045, Japan

*** 岡山理科大学自然科学研究所.
Institute of Natural Science, Okayama
University of Science, Okayama 700-0005,
Japan

The Hoshino gold area is located in the western end of the late Cenozoic Hohi volcanic zone, northern-central Kyushu. Volcanic rocks in the Hoshino area consist mainly of andesitic lava and pyroclastic rocks and the volcanic sequence is divided into lower and upper parts. The upper part is composed of two pyroxene andesite lava and pyroclastic rocks and the lower one is subdivided into the three units; lower conglomerates, middle pyroclastics and upper lavas. Hydrothermally altered volcanic rocks and the associated gold-bearing quartz veins are observed commonly in the area.

Twelve volcanic rocks from the lower (six samples) and the upper (six samples) parts were dated with K-Ar whole rock method. Four hornblende and one biotite samples separated from the same volcanic rocks were also dated to see any differences between both types of ages. The lower part ages are; 3.47-2.61 Ma by whole rock, 3.46 Ma by biotite, and 4.27-4.05 Ma by hornblende. Thus the hornblende ages are significantly older than the whole rock and biotite ages. This suggests that whole rock and biotite ages of the volcanic rocks in the lower part have been rejuvenated by the hydrothermal alteration. The upper part ages are; 3.46-3.13 Ma by whole rock and 3.35 Ma by hornblende. As the hornblende ages are considered to be most reliable for estimating the eruption age of volcanic rocks, it is concluded that the Hoshino volcanic activities lasted for at least 0.9 million years from 4.27 Ma to 3.35 Ma.

Potassium feldspars separated from hydrothermally altered volcanic rocks in three different ore deposits, the Kosho-Hoshino, Kinsei-Hoshino and Suzumino, were also analysed with K-Ar method in order to examine the timing of ore mineralization, giving 2.83, 2.47 and 3.00 Ma, respectively. This suggests that the gold mineralization occurred immediately after the end of the major volcanic activity in the Hoshino area.

Key words: K-Ar age, volcanic rocks, Hoshino gold deposits, northern-central Kyushu, Pliocene

はじめに

九州北中部, 豊肥火山地域には中新世後期以降の火山岩が広く分布している. この火山岩には産金量が10tを越える鯛生, 馬上山をはじめ多くの金鉱床が胚胎するほか, 菱刈鉱床発見以後の探査活動により発見された野矢などの金鉱徴地も存在する(第1図).

豊肥火山地域の西端に位置する津江山地は, 筑後変成岩を基盤としてその上に火山岩が重なる. 火山岩は中新世中期の鯛生層群, 中新世後期の前津江累層, 鮮新世の釈迦岳火山岩類などからなり, それぞれは不整合関係で累重しているとき

れてきた(木戸・英彦山団研グループ, 1987). しかし, 中新世とされている鯛生層群や前津江累層からは, 鮮新世の放射年代が報告されている(通商産業省, 1980, 1984; 玉生・糟谷, 1983; 大四ほか, 1981; 渡辺ほか, 1987など). 木戸・英彦山団研グループ(1987)は, 変質作用により放射年代が若返っていると考えて鯛生層群と前津江累層の形成時期は中新世であるとしている. 一方, 片山(1988)は豊肥地熱地域で得られた多くの放射年代値を吟味して信頼性の高いと考えられる未変質~弱変質までの114例の年代測定値をもとに年代層位区分を行った. その結果, 火山岩類を宇佐期層(6?~4.5 Ma), 耶馬溪期層(4.5~3.0 Ma), 中津江期層(3.0~1.8

第1図. 星野金鉱床の位置と中新世後期以降の火山岩の分布 (佐藤ほか, 1991).

Ma), 玖珠期層 (1.8~1.1 Ma), 紫やかた期層 (1.1~0.5 Ma), 新期火山期層 (0.5~0 Ma) に区分した. 玉生 (1993) は片山 (1988) の年代層位区分を津江山地の層序にあてはめ, 鯛生層群を宇佐期層に, 前津江累層を耶馬溪期層に, 釈迦岳火山岩類を中津江期層にそれぞれ対比させた. すなわち, 鯛生層群は中新世後期~鮮新世, 前津江累層は鮮新世に形成されたとした. 変質作用により変質火山岩の放射年代値が若返っていると考えるか否かにより, 同一の火山岩層に対して活動時期が異なるという解釈が生じている.

新生代火山岩の K-Ar 年代には全岩年代が広く利用されている. 熱水鉱床周辺や地熱地域の火山岩の多くは, 程度の差はあるものの一般に変質しており全岩 K-Ar 年代測定に適する新鮮な試料を採取することは難しい. 変質火山岩の全岩年代は, 変質作用により年代値が若返っている可能性は否定できない. しかし, 変質火山岩中にも非変質の黒雲母や角閃石が少量ながら残存していることがある. これらを分離して鉱物 K-Ar 年代を測定することにより, 変質作用の影響を受けない K-Ar 年代を求めることができると考えられる. 実際, 中国地方の変質した白亜紀~古第三紀火山岩類から角閃石を分離して K-Ar 年代が測定され, 層序関係と矛盾しない結果が得られている (例えば, Imaoka et al., 1993).

津江山地の北西部に位置する福岡県南部星野地域には基盤の筑後変成岩を不整合に覆う火山岩が広く分布している. 火山岩中には興昌星野, 金井星野, 鈴耳納などの浅熱水性金鉱床が胚胎しており, 火山岩はさまざまな程度の熱水変質を蒙っている. 豊肥火山地域で, 別府-島原地溝の外側に分布する金鉱床の鉱化作用を示す K-Ar 年代は上津江鉱床で 3.53~3.32 Ma (通商産業省, 1991), 梅野鉱床で 2.44~2.35 Ma (通商産業省, 1992), 三倉鉱床で 3.05~3.01 Ma (通商産業省, 1992), 鯛生鉱床で 3.6~2.9 Ma (袁ほか, 1993), 旭鉱床で 3.29 Ma (関根ほか, 1995) であり, すべての鉱床で鮮新世の

年代値が得られているが, 星野金鉱床の形成時期は明らかにはなっていない. また, 火山活動と金鉱床の形成とは密接な関係があることが指摘されている (渡辺ほか, 1992; 関根ほか, 1995) が, 星野地域では金鉱床と火山岩ともに形成時期が明確になっていないため両者の関係には不明な点が多い. 本研究では金鉱床と火山岩の形成時期を明らかにすることを目的として, 両者の K-Ar 年代を測定した. 火山岩については変質作用の影響を受けていないと考えられる変質岩中に残存している黒雲母, 角閃石を分離して鉱物 K-Ar 年代測定を実施した. また, 変質火山岩の鉱物年代と全岩年代とを比較して弱い変質作用が K-Ar 年代値に及ぼす影響の程度も推定した.

地 質

調査地域には, 基盤の筑後変成岩を不整合に覆う主に安山岩の溶岩, 火山砕屑岩などからなる多量の火山岩が分布する. 火山岩は下位から中新世中期の鯛生層群, 中新世後期の前津江累層, 鮮新世の釈迦岳火山岩類から構成されており, それぞれは不整合関係で累重するとされている (木戸・英彦山団研グループ, 1987). しかし, 野外調査の結果, 明瞭な不整合関係は認められなかった. さらに, 後述するように膨大な量の火山岩は, 4.27~3.35 Ma のわずかに約 90 万年にわたる火山活動の産物であることが示されたことなどから, 調査地域の火山岩を鮮新統の星野火山岩類に一括した (第2図).

1. 筑後変成岩

筑後変成岩は星野川流域に, 窓状に分布している (第3図). 星野火山岩類下部の柳礫岩と十籠火砕岩にアバット関係で覆われている. 本変成岩は泥質片岩が主体であるが, 石英片岩をしばしば挟む.

2. 星野火山岩類

星野火山岩類は安山岩の溶岩, 火山砕屑岩からなる陸成の地層である. 上下2層が区別できるので上部と下部とに二分した. 層厚は最大で約 1,000 m に及ぶ. 溶岩および火山砕屑岩はいずれも側方への連続性が悪い. そのうえ, 火山砕屑岩は無層理の部分が多く, 鍵層になる地層が認められない.

星野火山岩類下部

星野火山岩類下部は下位から柳礫岩, 十籠火砕岩, 熊渡溶岩からなり (第2図), 木戸・英彦山団研グループ (1987) の鯛生層群と前津江累層を合わせたものにほぼ相当する.

柳礫岩は柳に小さく分布するだけである (第3図). 礫岩が主体であるが, 上位の十籠火砕岩との境界付近には層厚約 1 m の砂岩・シルト岩互層を挟む. 礫種は大部分が筑後変成岩であるが, まれに砂岩を含む. 円磨度は亜円礫~亜角礫で, 淘汰は良い. 礫径は 1~15 cm, 層厚は約 10 m である. この礫岩は鯛生層群の基底礫岩層にあたる石場礫岩とされている (木戸, 1981).

十籠火砕岩は星野川流域に広く分布する (第3図). 柳では柳礫岩を整合関係で覆うが, そのほかでは筑後変成岩を直接アバット関係で覆う. 最大層厚は興昌星野鉱床付近で 300 m 以上に達する. 十籠火砕岩の最下部はデイサイト質凝灰角礫岩からなる (第2図). 本凝灰角礫岩中には筑後変成岩の礫

や, まれに植物片が見られる。デイサイト質凝灰角礫岩の上位は複輝石安山岩質の凝灰角礫岩が主で, 溶岩や火山礫凝灰岩をしばしば挟む。一部, 含角閃石複輝石安山岩質の凝灰角礫岩が認められる。

熊渡溶岩は星野川北側の山地に分布する(第3図)。複輝石安山岩からなり, 凝灰角礫岩を挟む。下位の十籬火砕岩から漸移するが, 150 m 以上連続して溶岩が連続する所から熊渡溶岩とした。最大層厚は熊渡山付近で 350 m 以上に達する。

金鉱床胚胎母岩となっている星野火山岩類下部の岩石は, 鉱床形成にともなう熱水変質を受けている。とくに金鉱床が東西に連続する星野火山岩類下部分布域の北部では, 強い熱水変質の影響が広範囲に認められる。金鉱床が分布していない南部でも, 弱い熱水変質を蒙っている。

星野火山岩類上部

木戸・英彦山団研グループ(1987)の釈迦岳火山岩類とはほぼ一致し, 調査地域南部の石割岳付近と北部とに分布している(第3図)。複輝石安山岩質の凝灰角礫岩と溶岩から構成されるが, 星野火山岩類下部と同様に下位に凝灰角礫岩, 上位に溶岩が卓越する傾向がある。一部, 含角閃石複輝石安山岩質の部分も認められる。層厚は 280 m 以上である。星野火山岩類上部の分布地域には金鉱床は存在しない。

鉱 床

星野村周辺の金鉱床は天文年間(1532~1554)に発見され,

久留米藩により採掘されたと伝えられている(資源・素材学会, 1989)。第二次世界大戦前までは盛んに採掘されたが, 金山整備令により 1943 年にすべて休山した。戦後はいくつかの鉱床が小規模に再開されたが, 現在はすべて休閉山している。産金量は約 2t とされている(資源・素材学会, 1989)。

星野地域の金鉱床は西から興昌星野, 金井星野, 鈴耳納などからなる(第3図)。なお, 鉱床の名称は鉱床の統合や鉱業権者の交代によってしばしば改称されてきたが, 本研究では資源・素材学会(1989)の鉱床名を使用する。鉱床は星野火

時 代	地 層 名		層厚	岩 相	K-Ar年代	
第四紀	沖 積 層			砂・礫		
鮮 新 世	星 野 火 山 岩 類	上 部	280m+	複輝石安山岩溶岩, 同質火山砕屑岩	3.13? 3.46Ma	
		下 部	熊 渡 溶 岩	350m	複輝石安山岩溶岩が主 同質の凝灰角礫岩, 火山礫凝灰 岩, 凝灰岩を挟む	
		十 籬 火 砕 岩	300m+	複輝石安山岩質凝灰角礫岩が主 同質の溶岩, 火山礫凝灰岩, 凝 灰岩を挟む デイサイト質凝灰角礫岩	4.05 4.27 (3.46?)	
			柳礫岩	10m	礫岩, 砂岩, シルト岩	
	先第三紀	筑後変成岩		500m+	泥質片岩	

第2図. 星野地域の総合柱状図。

第3図. 星野地域の地質図, および K-Ar 年代測定試料の採取位置図。

山岩類下部の凝灰角礫岩や溶岩を胚胎母岩とする含金石英脈からなる熱水性金鉱床である。溶岩を母岩とするものに富鉱体が多く、凝灰角礫岩を母岩とするものは鉱染状になり、脈の発達が悪くなる。鉱脈の走向は東西方向のものが多く、K-Ar年代を測定した鉱床の概要を資源・素材学会（1989）をもとに記す。

1. 興昌星野鉱床

20以上の既知鉱脈があるが、東西系、N60°E系、N60°W系の3系統に分けられる。母岩は星野火山岩類下部十籠火砕岩の安山岩質凝灰角礫岩である。脈幅は0.3~3mである。鉱石は石英質金銀鉱であり、品位はAu:6~10g/tである。金属鉱物には自然金のほか、黄鉄鉱、白鉄鉱、輝銀鉱、濃紅銀鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、四面銅鉱などがある。脈石鉱物は石英が主であるほか、炭酸塩鉱物、緑泥石も見られる。本鉱床西部の稜線上で珪質シンターの露頭が発見された（井沢ほか、1994；山下ほか、1995）。

2. 金井星野鉱床

20以上の既知鉱脈があり、走向東西、傾斜80°Nのものが卓越している。母岩は星野火山岩類下部熊渡溶岩の安山岩溶岩である。脈幅は0.9~6.0mである。品位は平均してAu:3~5g/tであるが、しばしば高品位鉱を産し肉眼で自然金認められる。

3. 鈴耳納鉱床

鈴耳納鉱床はその東側に位置する熊渡鉱床、小室鉱床とあわせて日曹仁田原鉱山として操業されていた。母岩は星野火山岩類下部熊渡溶岩の安山岩溶岩である。最大の鉱脈は走向東西、傾斜30°Sを示し、脈幅は3mである。他の鉱脈も走向はほぼ東西、傾斜は60°~70°Sを示し、脈幅は0.3~1m前後である。鉱石は一般に方解石を伴う金銀鉱であり、硫化鉄鉱を多量に含む。

測定試料

火山岩12試料（星野火山岩類下部6、上部6）、鉱脈際の熱水変質岩3試料、計15試料について全岩および鉱物K-Ar年代を測定した。以下に、K-Ar年代測定を行った試料を簡単に記載する。採取位置は第3図と第1表に示す。

1. 火山岩

星野火山岩類下部

51205：柳礫岩のすぐ上位の十籠火砕岩から採取したデイサイト質凝灰角礫岩中の角礫である。紫灰色を呈し、最大4mmに達する斜長石や黒雲母斑晶が顕著である。鏡下では斑状組織を示し、石基は火山ガラスと微結晶の斜長石からなる。斑晶は石英、斜長石、輝石、角閃石、黒雲母からなる。有色鉱物の大部分はオパサイト化、一部緑泥石/スメクタイト混合層鉱物や方解石に変質している（第4図A）。変質していない黒雲母が薄片1枚に1個程度観察できる（第4図A）。

30801：51205と同じ露頭で採取したデイサイト質凝灰角礫岩の角礫である。淡緑色を呈するほかは外観上51205に類似するが、明らかに51205よりも強く変質しており、鏡下でも有色鉱物や火山ガラスが緑泥石/スメクタイト混合層鉱物に

置換されているのが観察される。黒雲母は完全にオパサイト化、あるいは緑泥石/スメクタイト混合層鉱物に置換されており、全く残存していない。

112129：十籠火砕岩に挟在する含角閃石複輝石安山岩溶岩である。溶岩の厚さは10m以上である。2~3mmの角閃石斑晶が点在しており、赤紫色を呈する。斑状組織を示し、斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石からなる。角閃石は存在量は多くはないが、輝石より粗粒である（第4図B）。変質鉱物として、火山ガラスを交代するスメクタイトが存在するが、有色鉱物の大部分は非変質であり、51205より変質程度は明らかに低い。

112124：十籠火砕岩の含角閃石複輝石安山岩質凝灰角礫岩中の角礫である。斑状組織を示し、斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石からなるが、全く変質していない（第4図C）。灰色を呈し、外観上も新鮮である。火山ガラスの一部にスメクタイトが生じている程度の非常に弱い変質である。

112121：112124の約70m西側で採取した十籠火砕岩の含角閃石複輝石安山岩質凝灰角礫岩中の角礫である。112124と類似するが、火山ガラスを交代するスメクタイトの量は112124より多い（第4図D）。

112101：鈴耳納鉱床の石英脈から約350m離れた地点で採取した十籠火砕岩の複輝石安山岩質凝灰角礫岩中の角礫である。帯緑灰色を呈し、有色鉱物の大部分は緑泥石/スメクタイト混合層鉱物と石英に変質している（第4図E）。星野火山岩類下部の試料中、最も強い変質作用を蒙っている。

星野火山岩類上部

51609：含角閃石複輝石安山岩質凝灰角礫岩中の角礫である。鏡下では斑状組織を示し、石基は火山ガラスと長柱状の斜長石からなる。斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石、角閃石からなる。角閃石のオパサイト化は著しいが、輝石は周囲のみオパサイト化が認められる（第4図F）。斜長石斑晶と火山ガラスを交代したスメクタイトがまれに観察される。

51610：51609と互層する含角閃石複輝石安山岩溶岩である。外観、鏡下とも51609と同じ特徴を示す。

40303：石割岳山頂で採取した複輝石安山岩溶岩である。斑状組織を示し、斑晶は斜長石、斜方輝石、単斜輝石からなる。粘土鉱物は鏡下観察、X線回折のいずれでも認められなかった。

32107：複輝石安山岩質凝灰角礫岩の角礫である。有色鉱物のオパサイト化のほか、火山ガラスの一部がまれにスメクタイトに交代されているのが、鏡下で観察される程度の極弱い変質が認められる。

32104, 32103：複輝石安山岩溶岩である。変質程度は32107と同じ。

2. 熱水変質岩

興昌星野鉱床

60301：石英細脈際の珪化した熱水変質岩である。試料採取露頭には、脈幅0.5~3cmの石英細脈が多数見られる。原岩は星野火山岩類下部十籠火砕岩の凝灰角礫岩であるが、強い熱水変質を蒙っているため礫と基質の区別ができない。鏡下では石基と斑晶の組織は消滅し、斜長石は形が残っているも

第4図. K-Ar年代測定試料の顕微鏡写真 (A~F: 単ニコル, G: 複ニコル).
 A: 51205, B: 112129, C: 112124, D: 112121, E: 112101, F: 51609, G: 60301.
 qz: 石英, pl: 斜長石, kf: カリ長石, bt: 黒雲母, hb: 角閃石, cpx: 単斜輝石, opx: 斜方輝石, smc: スメクタイト, cc: 方解石, c/s: 緑泥石/スメクタイト混合層鉱物, py: 黄鉄鉱.

のすべてカリ長石に置換されているのが観察される(第4図G)。変質鉱物組み合わせは石英-カリ長石-セリサイトである。

金井星野鉱床

91403: 坑道の側壁から採取した石英細脈際の珪化した熱水変質岩である。試料採取露頭には石英細脈が網目状に見られる。原岩は星野火山岩類下部熊渡溶岩の複輝石安山岩である。鏡下観察結果は60301と同じである。変質鉱物組み合わせは石英-カリ長石-黄鉄鉱である。

鈴耳納鉱床

41305: 石英細脈際の珪化した熱水変質岩である。試料採取露頭には石英細脈が網目状に多数発達する。試料にも多数の石英細脈が含まれる。原岩と鏡下観察結果は60301と同じである。変質鉱物組み合わせは石英-カリ長石-緑泥石/スメクタイト混合層鉱物である。

K-Ar 年代測定

1. 測定試料の作成

火山岩の噴出時期を明らかにすることを目的として、変質火山岩中の黒雲母、角閃石の鉱物 K-Ar 年代を測定した。金鉱床の形成時期は、鉱脈中にカリ長石やセリサイトなどの含カリウム鉱物が認められなかったため、含金石英脈際の熱水変質岩からカリ長石を分離して K-Ar 年代測定を行った。また、変質作用の K-Ar 年代への影響を検討することを目的に、黒雲母、角閃石の鉱物年代測定を行った火山岩の全岩年代を測定して、両年代値を比較するとともに、変質程度の異なる幾つかの火山岩の全岩年代も求めた。計 15 試料の 20 (黒雲母 1, 角閃石 4, カリ長石 3, 全岩 12) の K-Ar 年代を測定した。全岩試料の調整、鉱物の分離法などを以下に簡単に記述する。

全岩試料

風化した部分を取り除き、ジョークラッシャーで粉碎し 60~80 メッシュにふるい分けた後、超音波洗浄器を用い蒸留水で洗浄した。

黒雲母

星野火山岩類下部十籠火砕岩のデイサイト質凝灰角礫岩(51205)から黒雲母を分離した。風化した部分を取り除き、ジョークラッシャーで粉碎し、湿式で 250~350 メッシュにふるい分けた。試料を乾燥させた後、プロモホルムを用いて重鉱物を分離した。磁石で強磁性鉱物を取り除いた後、タッピングによりある程度黒雲母を濃集させた。さらに、クレリチを用いた重液分離で黒雲母を分離した。

角閃石

星野火山岩類下部十籠火砕岩の安山岩質凝灰角礫岩(112121, 112124)と安山岩溶岩(112129)、さらに星野火山岩類上部の安山岩質凝灰角礫岩(51609)から角閃石を分離した。風化した部分を取り除き、ジョークラッシャーで粉碎し湿式で 250~350 メッシュにふるい分けた。塩酸処理で黒雲母などを分解した後、ウォーターバス上で蒸留水を用いて試料に塩酸が残存しなくなるまで洗浄した。試料を乾燥させた後、プロモホルムを用いて重鉱物を分離した。磁石で強磁性

鉱物を取り除いた後、電磁分離とクレリチを用いた重液分離を併用して角閃石を分離した。

カリ長石

金鉱床の熱水変質岩(60301, 91403, 41305)からカリ長石を分離した。風化した部分を取り除き、ジョークラッシャーで粉碎し 80~200 メッシュにふるい分けた後、超音波洗浄器を用い蒸留水で洗浄した。試料を乾燥させた後、プロモホルムを用いた重液分離でカリ長石を分離した。分離されたものは純粋なカリ長石ではなく石英との混合物であることが X 線回折で確認された。しかし、分離されたカリ長石のカリウム量が 10.85~7.94 wt.% (第1表)であることから石英の混在量は多くはないことが分かった。

2. 測定方法

K-Ar 年代測定におけるカリウムとアルゴンの分析と年代計算法は長尾ほか(1984), Itaya et al.(1991)にしたがった。

カリウムの定量は蛍光光度法で行われ、共存成分の抑制剤として 2,000 ppm の Cs が使用された。黒雲母とカリ長石は約 50 mg, 全岩と角閃石は約 100 mg の試料をメノウ乳鉢で粉碎後、HF と HNO₃ の混酸を用いて分解した。各試料を 2 回以上分析し、その平均値を年代計算に使用した。

アルゴンは岡山理科大学自然科学研究所設置の Ar 専用質量分析計を使用し、³⁸Ar をスパイクに用いた同位体希釈法で定量した。黒雲母とカリ長石は約 500 mg, 全岩と角閃石は約 1,000 mg の試料をアルミ箔に包み、真空排気しながら 150~200°C で 24 時間予備加熱し、その後 1,500°C でアルゴンを抽出した。希ガス以外の活性ガスは Ti-Zr ゲッターで除去した。

なお、年代計算に用いた壊変定数などは、⁴⁰Kλ_β=4.962×10⁻¹⁰/y, ⁴⁰Kλ_ε=0.581×10⁻¹⁰/y, ⁴⁰K/³⁹K=0.01167 atm% (原子数比)である(Steiger and Jäger, 1977)。

3. 測定結果

火山岩と熱水変質岩の測定結果を第1表と第5図に示す。火山岩は 4.27~2.61 Ma, 熱水変質岩は 3.00~2.47 Ma であり、全測定試料から鮮新世の K-Ar 年代値が得られた。

火山岩

星野火山岩類下部の 51205 (デイサイト質凝灰角礫岩)の黒雲母、全岩の K-Ar 年代はそれぞれ 3.46±0.15, 3.29±0.16 Ma であり、全岩年代の方がわずかに若い。51205 と同じ露頭で採取した 30801 の値は 3.03±0.16 Ma であり、51205 より少し若い値を示した。112129 (安山岩), 112124 (安山岩質凝灰角礫岩), 112121 (安山岩質凝灰角礫岩)の角閃石の K-Ar 年代は 4.27±0.42~4.05±0.87 Ma, 全岩年代は 3.47±0.39~3.27±0.15 Ma であり、全岩年代は角閃石年代より明らかに若い。星野火山岩類下部の試料中、最も強い変質作用を蒙っている 112101 (安山岩質凝灰角礫岩)の 2.61±0.12 Ma は、他の星野火山岩類下部の火山岩類の年代値より後述する熱水変質岩の値に類似する。

星野火山岩類上部の 51609 (安山岩質凝灰角礫岩)の角閃石、全岩の K-Ar 年代はそれぞれ 3.35±0.27, 3.13±0.08 Ma であり、両者は測定誤差範囲内で一致するものの、全岩年代の方がわずかに若い。また、同一露頭で採取した 51610 (安山

第1表. 星野地域の火山岩と熱水変質岩の K-Ar 年代.

試料番号	採取位置(緯度/経度)	岩 相	変質鉱物 組合せ	測定物質	K (wt.%)	放射性Ar (10 ⁸ STP/g)	非放射性 Ar(%)	K-Ar 年代 (Ma)
星野火山岩類上部								
32103	33°14'06"N/130°49'13"E	安山岩溶岩	sm	全岩	1.49±0.03	18.7±0.4	40.7	3.23±0.09
32104	33°12'19"N/130°50'20"E	安山岩溶岩	sm	全岩	1.59±0.03	20.7±0.5	48.5	3.38±0.10
32107	33°12'03"N/130°47'13"E	安山岩質凝灰角礫岩	sm	全岩	1.20±0.02	15.1±0.3	41.6	3.22±0.09
40303	33°11'35"N/130°47'25"E	安山岩溶岩		全岩	1.53±0.03	20.6±0.3	29.9	3.46±0.09
51610	33°15'28"N/130°47'59"E	安山岩溶岩	sm	全岩	1.70±0.03	21.1±0.4	38.5	3.18±0.09
51609	33°15'28"N/130°47'59"E	安山岩質凝灰角礫岩	sm	全岩	1.49±0.03	18.1±0.3	37.5	3.13±0.08
				角閃石	0.57±0.02	7.5±0.6	80.5	3.35±0.27
星野火山岩類下部								
112101	33°13'14"N/130°49'10"E	安山岩質凝灰角礫岩	qz,cc,cs	全岩	1.56±0.03	15.8±0.7	70.3	2.61±0.12
112121	33°11'38"N/130°48'34"E	安山岩質凝灰角礫岩	sm	全岩	1.38±0.03	18.6±2.0	87.4	3.47±0.39
				角閃石	0.31±0.02	4.9±1.0	80.5	4.05±0.87
112124	33°11'39"N/130°48'31"E	安山岩質凝灰角礫岩	sm	全岩	1.87±0.04	25.0±1.1	71.9	3.44±0.17
				角閃石	0.38±0.02	6.3±0.5	83.7	4.27±0.42
112129	33°12'08"N/130°50'25"E	安山岩溶岩	sm	全岩	0.58±0.02	7.3±0.3	65.8	3.27±0.15
				角閃石	0.30±0.02	4.9±0.5	86.4	4.26±0.48
51205	33°12'27"N/130°49'25"E	デイサイト質凝灰角礫岩	qz,cc,cs	全岩	1.34±0.03	17.1±0.7	69.3	3.29±0.16
				黒雲母	5.50±0.11	73.9±2.9	67.1	3.46±0.15
30801	33°12'27"N/130°49'25"E	デイサイト質凝灰角礫岩	qz,cc,cs	全岩	0.91±0.03	10.7±0.5	70.1	3.03±0.16
興昌星野鉱床								
60301	33°13'54"N/130°44'31"E	安山岩質凝灰角礫岩	qz,kf,se	カリ長石	10.85±0.22	119.3±4.8	67.7	2.83±0.13
金井星野鉱床								
91403	33°14'00"N/130°47'35"E	安山岩溶岩	qz,kf,py	カリ長石	10.21±0.20	97.9±1.6	34.7	2.47±0.06
鈴耳納鉱床								
41305	33°13'33"N/130°49'20"E	安山岩溶岩	qz,kf,cs	カリ長石	7.94±0.16	92.4±1.4	30.6	3.00±0.08

qz:石英, kf:カリ長石, cc:方解石, sm:スメクタイト, cs:緑泥石/スメクタイト混合層鉱物, se:セリサイト, py:黄鉄鉱.

岩溶岩)の3.18±0.09 Maは51609の全岩年代と一致している。スメクタイトを含まない40303(安山岩)は、星野火山岩類上部中で最も古い3.46±0.09 Maであった。一方、スメクタイトを含む32107(安山岩質凝灰岩), 32104(安山岩), 32103(安山岩)は40303よりわずかに若い3.38~3.22 Maであった。

熱水変質岩

含金石英脈際の熱水変質岩中のカリ長石のK-Ar年代は興昌星野鉱床(60301)で2.83±0.13 Ma, 金井星野鉱床(91403)で2.47±0.06 Ma, 鈴耳納鉱床(41305)で3.00±0.08 Maであった。

変質作用の K-Ar 年代測定に及ぼす影響

完全に変質鉱物で交代された鉱脈際の熱水変質岩中のカリ長石やセリサイトのK-Ar年代は鉱脈中のカリ長石の値と一致しており、鉱脈の形成年代を示すことは千歳鉱床(沢井ほか, 1992)や菱刈鉱床(Izawa et al., 1993)で明らかにされている。したがって、星野地域の金鉱床の形成時期は、3.00±0.08~2.47±0.06 Maであると結論される。また、鈴耳納鉱床形成に関与した熱水変質を受けて、緑泥石/スメクタイト混合層鉱物が多量に生じている112101の2.61±0.12 Maは、星野火山岩類下部の年代測定試料中でもっとも若い値であり、鉱脈際の熱水変質岩の値の範囲内である(第5図)。したがって、2.61±0.12 Maは火山岩類の噴出年代ではなく、鉱床の形成年代を示している。

星野火山岩類下部のK-Ar年代の中で、角閃石の4.27±0.42~4.05±0.87 Maは全岩年代よりも明らかに古い値である(第5図)。この事実は、全岩年代はスメクタイトをつくる程度の弱い熱水変質であっても、変質作用の影響により値が若返っていることを示している。また、星野火山岩類下部の下位層準であるデイサイト質凝灰角礫岩(51205)の黒雲母の3.46±0.15 Maは、デイサイト質凝灰角礫岩より上位層準の安山岩類(112121, 112124, 112129)の角閃石年代よりも約80万年若く、層序と矛盾した値である(第5図)。したがって、51205の黒雲母年代は熱水変質の影響を受けて若返っていると考えられる。変質火山岩に残存している黒雲母のK-Ar年代は、変質作用の影響を受けないことが期待されたが、測定結果は影響を受けていることを示している。51205は緑泥石/スメクタイト混合層鉱物が変質鉱物として出現しており、スメクタイトしか産しない112121などの安山岩類より強い変質作用を蒙っている。鉱物が変質したり熱的影響を受けた場合、一般にArは角閃石より黒雲母のほうが抜けやすいとされている(兼岡, 1978)。このために黒雲母のK-Ar年代値が変質の影響を受けていると考えられる。しかし、緑泥石/スメクタイト混合層鉱物が生じている岩石から分離した黒雲母のK-Ar年代値がいつも変質の影響を受けているわけではない。Zeng et al. (1996)は山形県大峠鉱床において、少量の緑泥石/スメクタイト混合層鉱物を含む溶結凝灰岩の黒雲母のK-Ar年代(4.85±0.10 Ma)とジルコンのフィッシュ・トラック年代(4.60±0.30 Ma)を測定して、両者の

第5図. 星野地域の火山岩の噴出時期と金鉱床の形成時期.

値が一致することを示した。緑泥石/スメクタイト混合層鉱物は低温(約 150°C)変質鉱物であり、この温度ではジルコンのフィッシュン・トラック年代に影響はない (Zeng et al., 1996)。したがって、黒雲母の K-Ar 年代も変質作用の影響を受けていないといえる。また、スメクタイトのみが生じる程度の弱い変質作用を受けた火山岩の黒雲母なら、変質作用の影響を受けない年代値を得ることができる可能性もある。

星野火山岩類上部の含角閃石複輝石安山岩質火砕岩 (51609) の角閃石と全岩の K-Ar 年代は、それぞれ 3.35 ± 0.27 と 3.13 ± 0.08 Ma であり、測定誤差範囲内で一致しているものの全岩年代の方が少し若い (第5図)。石割岳山頂で採取した非変質複輝石安山岩溶岩 (40303) の全岩年代が 3.46 ± 0.09 Ma であるのに対し、少量のスメクタイトが存在する弱変質安山岩類の全岩年代は $3.38 \pm 0.10 \sim 3.13 \pm 0.08$ Ma であり少し若い。すなわち、少量でも変質鉱物が存在する火山岩類の全岩 K-Ar 年代は、変質作用の影響により若返っている可能性が否定できない。

片山 (1988) は、豊肥地熱地域で得られた放射年代値を吟味する際に、信頼性の高い弱変質までの試料の年代測定値を採用した。弱変質というのは、ところどころ虫食い状に変質した部分が見られ、変質鉱物と認められるものが 30% 以下の場合を指す (片山, 1988) とある。星野火山岩類下部の年代測定試料のうち、変質鉱物が 30% を越えるものは鉱脈際の熱水変質岩と等しい年代値を示した 112101 のみである。その他の測定試料中の変質鉱物の存在量は約 10~20% であり、片山 (1988) の弱変質に相当する。しかし、これらの全岩年代は角閃石年代よりも若く、変質作用の影響により若返っている。さらに、星野火山岩類上部の年代測定試料は、いずれも変質鉱物の量は 10% 以下であるが、変質鉱物が少量でも存在する試料の全岩年代は、変質作用の影響により若返っている可能性が否定できない。したがって、弱変質までの試料でも、その全岩年代は決して信頼性が高いとはいえ

ず、変質火山岩類の全岩年代の取り扱いには十分な注意が必要である。

星野地域の火山活動

星野火山岩類下部の十籠火砕岩の K-Ar 年代で、最も古い年代値は安山岩類中の角閃石の 4.27~4.05 Ma である。十籠火砕岩の最下部に位置するデイサイト質凝灰角礫岩の年代を黒雲母を使っての K-Ar 年代測定によっても決定できなかったのも、星野地域の火山活動の開始の時期を明らかにすることはできない。しかし、デイサイト質凝灰角礫岩が星野火山岩類全体に占める割合はわずかであり、その活動時期が 4.27 Ma と大きく異なるとは考えられない。星野火山岩類下部の熊渡溶岩は鉱床の胚胎母岩となっているため、強い熱水変質を受けていて年代測定可能な試料を採取できなかった。また、星野火山岩類上部からは $3.46 \sim 3.13$ Ma の K-Ar 年代が得られているが、信頼性の高いのは非変質安山岩の 3.46 Ma と角閃石の 3.35 Ma であり、火山活動は 3.35 Ma まで継続していたと考えられる。したがって、星野火山岩類は、少なくとも 4.27~3.35 Ma (鮮新世中期) の約 90 万年間にわたる火山活動により形成されたことが明らかになった。

木戸・英彦山団研グループ (1987) は、鯛生層群や前津江累層から鮮新世の放射年代が数多く報告されているにもかかわらず、変質作用による放射年代の若返りを主張し、鯛生層群と前津江累層の形成時期は中新世と考えていた (第6図)。星野地域の鯛生層群と前津江累層に関しては、この考えが間違っていることが示された。また、玉生 (1993) は、津江山地の鯛生層群、前津江累層、釈迦岳火山岩類をそれぞれ片山 (1988) の宇佐期層、耶馬溪期層、中津江期層に対比させている (第6図)。しかし、K-Ar 年代測定の結果、星野地域の火山岩類は耶馬溪期 (4.5~3.0 Ma) の火山活動により形成されたことが示唆された (第6図)。また、木戸・英彦山団研グループ (1987) は、鯛生層群、前津江累層、釈迦岳火山岩類

は, それぞれ不整合関係で累重するとしている. しかし, 年代測定結果はこれらの地層の間に不整合が存在しないことを示している. すなわち, 鯛生層群から釈迦岳火山岩類まで, 90 万年間は連続して火山活動が続いたと結論できる.

永尾・木戸 (1987) は, 津江山地の鯛生層群から釈迦岳火山岩類相当層までの各層準の火山岩の化学分析を行った結果, 中新世中期から鮮新世までの活動の時期に対応した火山岩の化学組成の変異は認められなかったと報告している. これは鯛生層群から釈迦岳火山岩類まで連続して火山活動が続いたとする, 本研究の結論を支持している.

火山活動と金鉱化作用

南九州では, 鉱化作用が西から東に移行するするとともに, 火成活動の中心も類似の移行を示すことが知られている (浦島・池田, 1987). さらに, 渡辺ほか (1992) は, 火山活動と鉱化作用との時空分布に注目して, 鉱化地域の東への推移は火山活動の東進に多少遅れていることを示した. また, 北部九州, 小鹿田-山国金鉱床地域では, 旭鉱床などの金鉱化作用は, 英彦山火山岩類の火山活動の末期に起こったことが指摘されている (関根ほか, 1995). これらは金鉱化作用と火山活動とは密接に関係しており, 火山活動の末期に金鉱床が形成されたことを示唆している.

星野地域では, 星野火山岩類と金鉱床の K-Ar 年代値の範囲は, それぞれ 4.27~3.35 Ma, 3.00~2.47 Ma (第 1 表) である. したがって, 金鉱化作用は, 小鹿田-山国地域と同じく星野火山岩類の活動の末期, あるいは南九州と同じく火山活動より多少遅れて起こり (第 5 図), 星野火山岩類を噴出したマグマ活動が金鉱床をもたらした熱水溶液の発生に関係したと推察される.

北中部九州で, 別府-島原地溝の外側に分布する金鉱床の K-Ar 年代は星野鉱床で 3.00~2.47 Ma, 上津江鉱床で 3.53~3.32 Ma (通商産業省, 1991), 梅野鉱床で 2.44~2.35 Ma (通商産業省, 1992), 三倉鉱床で 3.05~3.01 Ma (通商産業省, 1992), 鯛生鉱床で 3.6~2.9 Ma (袁ほか, 1993), 旭鉱床で 3.29 Ma (関根ほか, 1995) であり, いずれも鮮新世中期に形成されている. しかし, 星野と旭以外の鉱床については, 金鉱床と火山活動との関係は明確にはなっていない. 今後, 鉱床周辺の火山岩の K-Ar 年代が測定されることにより金鉱床と火山活動との関係が, より明らかになってくるものと期待される.

ま と め

星野地域に分布する金鉱床と火山岩の形成時期を明らかにすることを目的にして, 火山岩の全岩および鉱物 K-Ar 年代を測定し, 次の結果を得た.

1. 従来, それぞれ不整合関係で累重するとされていた鯛生層群, 前津江累層, 釈迦岳火山岩類には不整合は認められず, 一括して星野火山岩類と定義した. 星野火山岩類は安山岩の溶岩, 火山砕屑岩からなる陸成層であり, 下部と上部とに二分できる. さらに, 下部は下位から柳礫岩, 十籠火砕岩, 熊渡溶岩に区分される.

第 6 図. 星野地域の火山岩の層序対比図.

2. 星野火山岩類下部の変質火山岩から分離した角閃石の K-Ar 年代が 4.27~4.05 Ma であるのに対し, 黒雲母と全岩年代は 3.47~2.61 Ma であり, これは変質作用の影響により若返ったものと考えた. 星野火山岩類上部の変質火山岩から分離した角閃石の K-Ar 年代は 3.35 Ma, 全岩年代は 3.46~3.13 Ma であり, 少量のスメクタイトが存在する弱変質火山岩の全岩年代も変質作用の影響により若返っている可能性が否定できなかった.

3. 金鉱床の石英脈際の熱水変質岩中から分離したカリ長石の K-Ar 年代は興昌星野で 2.83 ± 0.13 , 金井星野で 2.47 ± 0.06 Ma, 鈴耳納で 3.00 ± 0.08 であり, 金鉱床の形成時期は鮮新世中期である.

4. 星野火山岩類は鮮新世中期 (4.27~3.35 Ma) に, 少なくとも約 90 万年間にわたる火山活動により形成された. 金鉱化作用は 3.00~2.47 Ma に星野火山岩類の火山活動の末期, あるいは火山活動よりわずかに遅れて起こった.

謝 辞

本研究を進めるに当たり, 福岡県立大川高校の木戸道男教諭には, 現地で地質および鉱床などについていろいろと御教示いただいた. また, 山口大学理学院の今岡照喜助教授には鉱物分離に際して御助言をいただいた. 蒜山地質年代学研究所の岡田利典博士には年代測定法に関してさまざまな面で御協力いただいた. 本研究の一部は文部省科学研究費補助金, 基盤研究 (A) 課題番号 06302028 (研究代表者: 永尾隆志) によった. ここに記して感謝の意を表する.

文 献

大西雅弘・林 正雄・石橋 澄, 1981, 大分県に分布するいわゆる

- “瀬戸内火山岩類”. 三鉱学会演旨, 100.
- 袁 維玲・井沢英二・関根亮太・板谷徹丸, 1993, 大分県鯛生鉱床の K-Ar 年代. 資源地質, **43**, 215.
- Imaoka, T., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **88**, 265-271.
- Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjo, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203-221.
- 井沢英二・渡辺公一郎・波多江憲治・栗原政臣・西 英典, 1994, 福岡県星野浅熱水金鉱床地域で見出された鮮新世シンター群. 資源地質, **44**, 292-293.
- Izawa, E., Kurihara, M. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages and the initial Ar isotopic ratio of adularia-quartz veins from the Hishikari gold deposit, Japan. *Res. Geol. Spec. Issue*, **14**, 63-69.
- 兼岡一郎, 1978, 地球年代学的手法. 小嶋 稔・斎藤常正編「岩波講座地球科学 6 地球年代学」, 岩波書店, 東京, 113-155.
- 片山信夫, 1988, 豊肥地域の火山地質層序—K-Ar 年代測定結果からのアプローチ—. 地学雑誌, **97**, 591-605.
- 木戸道男, 1981, 九州中部, 津江山地の地質および地質構造. 地球科学, **35**, 115-134.
- 木戸道男・英彦山団研グループ, 1987, 北中部九州, 英彦山・津江地域の中新世と鮮新世の構造運動および火山活動. 地団研専報, no. 33, 107-126.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理大森山研報, **9**, 19-38.
- 永尾隆志・木戸道男, 1987, 九州中部, 津江山地の新生代火成活動と火成岩類の化学組成. 地団研専報, no. 33, 127-135.
- 佐藤 彬・中村研治・西川信康・木田祥治・竹之内耕・宮武修一・松本正義, 1991, 九州中部地域における金鉱床探査—特に引治鉱山周辺の調査結果について—. 鉱山地質, **41**, 109-125.
- 沢井長雄・米田哲朗・板谷徹丸, 1992, 西南北海道千歳・轟・手稲金銀脈鉱床の K-Ar 年代. 資源地質, **42**, 323-330.
- 関根亮太・井沢英二・渡辺公一郎・板谷徹丸, 1995, 北部九州, 小畑田・山国金鉱床地域の火山活動・熱水変質作用の時期. 資源地質, **45**, 295-302.
- 資源・素材学会, 1989, 日本金山誌, 第1編 九州. 114p.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 玉生志郎・糟谷正雄, 1983, 豊肥地熱地域のボーリング・コアのフィッシュン・トラック年代 (その1). 地調月報, **264**, 115-142.
- 玉生志郎, 1993, 別府-九重地溝帯の地質構造発達史. 地質学論集, no. 41, 93-106.
- 通商産業省, 1980, 昭和 54 年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書「豊肥地域地質構造調査」.
- 通商産業省, 1984, 昭和 58 年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書「豊肥地域地質構造及び火山熱源調査」.
- 通商産業省, 1991, 平成 2 年度広域調査報告書「九州中部地域」. 293p.
- 通商産業省, 1992, 平成 3 年度広域調査報告書「九州中部地域」. 226p.
- 浦島幸世・池田富男, 1987, 布計, 大口, 菱刈, 黒仁田, 花籠各鉱床の水長石の K-Ar 年代. 鉱山地質, **37**, 205-213.
- 渡辺公一郎・林 正雄・藤井 誠・木戸道男, 1987, 九州中部, 津江山地における後期新生代火山岩類のフィッシュン・トラック年代. 地団研専報, no. 33, 137-148.
- 渡辺公一郎・井沢英二・板谷徹丸・田口幸洋, 1992, 南九州の後期新生代火山フロントの東進. 日本地質学会第 99 年学術大会演旨, 409.
- 山下安之・井沢英二・渡辺公一郎, 1995, 福岡県星野金鉱床のシンター群—産状と地球化学的特徴—. 資源地質, **45**, 252-253.
- Zeng, N., Izawa, E., Watanabe, K. and Itaya, T., 1996, Timing of Au-Ag mineralization and related volcanism at Otoge, Yamagata Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 297-304.

(要 旨)

沢井長雄・松村法行・板谷徹丸, 1998, 九州北中部, 星野金鉱床地域の火山岩と金鉱床の K-Ar 年代. 地質雑誌, **104**, 377-386. (Sawai, O., Matsumura, N. and Itaya, T., 1998, K-Ar ages of volcanic rocks and gold deposits in the Hoshino gold area, northern-central Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 377-386.)

福岡県星野地域の火山岩と金鉱床の形成時期を明らかにすることを目的として, 変質火山岩の全岩および鉱物の K-Ar 年代を測定した. 星野地域の火山岩は安山岩溶岩と火山砕屑岩からなり, 下部と上部とに分けられる. 下部の変質火山岩から分離した角閃石の K-Ar 年代が 4.27~4.05Ma であるのに対し, 黒雲母と全岩年代は 3.46~2.61 Ma であり, これは変質作用により若返ったものと考えた. 上部の角閃石年代は 3.35 Ma, 全岩年代は 3.46~3.13 Ma であった. 他方, 興昌星野, 金井星野, 鈴耳納鉱床の熱水変質岩中から分離したカリ長石の K-Ar 年代はそれぞれ 2.83, 2.47, 3.00 Ma であった. K-Ar 年代測定の結果, 星野地域の火山岩は 4.27~3.35 Ma に, 少なくとも約 90 万年間にわたる火山活動により形成され, 金鉱化作用は 3.00~2.47 Ma に火山活動の末期, あるいは火山活動よりわずかに遅れて起こったことが明らかになった.