

ジルコン，スフェンのPb同位体比初期値と，Pb，Sr同位体比からみた飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

山口，勝
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4495885>

出版情報：九州大学理学部研究報告．地質学．13 (2)，pp.173-190，1980-02-29．九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

ジルコン, スフェンの Pb 同位体比初期値と, Pb, Sr 同位体比からみた飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

山 口 勝

Initial Pb of Zircon and Sphegne and a Multi-stage Evolution Interpretation of the Hida Gneissic and Granitic Rocks by Pb and Sr Isotopes

MASARU YAMAGUCHI

Abstract

Prismatic zircons and rounded and anhedral sphenes in gneissic and granitic rocks make a linear array in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and modified $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* - (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^*$ isochron diagrams. The average initial Pb isotopic compositions determined on these isochrons are $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.93 \pm 0.88$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.71 \pm 0.15$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.60 \pm 0.87$. The ages calculated from the slope of these isochrons are 239 ± 3 m.y. $\sim 228 \pm 3$ m.y. which signify an early stage of metamorphism probably related to granite activity. Three rounded zircons, two are from para-gneisses of the Hida area and one from para-gneiss of Kimigano, Kinki in the Ryoike metamorphic area, which indicated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages older than 1500 m.y., also show a loosely correlated pattern in the modified $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* - (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^*$ diagram suggesting a metamorphic event around 485 m.y. ago.

The initial Pb isotopic compositions are distinctly less radiogenic than the isotopic composition of K-feldspar of the Hida gneissic and granitic rocks. Since the present $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ of the whole rocks are low ($\mu \sim 3.0$) and the Pb isotopic compositions of K-feldspars and the whole rocks are close to each other, the Pb isotopic compositions of K-feldspar recorded the last phase of Hida metamorphism around 180 m.y. as indicated by many mineral ages in the metamorphic rocks. To produce the Pb isotopic compositions of K-feldspar and whole rocks from the initial Pb of zircons and sphenes during the time interval of 240-180 m.y., $\mu = 46 \sim 137$, distinctly higher than the μ value of common silicic volcanic rocks. The whole rocks and K-feldspars of the Hida gneissic and granitic rocks show a linear correlation in the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram with a slope of 3.66 ± 0.20 b.y. if calculated by the two stage evolution model. The slope and the isotopic compositions coincide with the lead isotopic compositions of Cenozoic basaltic rocks from Fuji-Hakone-Oshima area. A Sr isotope evolution diagram is constructed on these metamorphic and granitic rocks from the Hida area. The biotite hornblende-plagioclase gneiss, highly radiogenic in Pb isotopic composition, show high Sr isotope ratio and the ratio lies on the extension of the growth line of Bushveld Complex, Stillwater Complex or Amitsoq gneiss, early crustal rocks separated around 3.7 b.y. ago. On the other hand, the initial Sr isotope ratios of granitic and some acid volcanic rocks are low and are close to the ratios of hornblende schist or garnet-hornblende-diopside-plagioclase gneiss derived from basic volcano-sedimentary materials.

The multi-stage evolution calculation (up to five stages) of the lead isotopic compositions based on these Pb and Sr isotope data support the idea that the ultimate source materials of granitic rocks are basic volcano-sedimentary materials ($\mu = 5.7$). The remelting of once formed crustal materials is also a possible mechanism to produce granitic

rocks. The drastic change of μ value observed in the Hida area (~ 46 to 3) might be interpreted to have been due to the partial remelting of the source material, separation of lead followed by the release of uranium and lead at a later stage.

I. 緒 言

シリコンやスフェンはウランやトリウムの含有量が比較的高く、 ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb の三つの壊変系におけるこれら同位体の挙動を調べるのに都合がよい。飛驒変成岩のこれらの鉱物の年齢についてはすでに報告してあるが(山口, 1967; ISHIZAKA & YAMAGUCHI, 1969), 当時の報告では普通鉛の組成に神岡鉱山の方鉛鉱の Pb 同位体組成 (SAKAI & SATO, 1958) を用いて補正を行い放射性起源鉛の算出を行なっている。この報文では先に報告したものに、いくつかのデータを追加し, Pb 同位体比初期値の検討を行い, あわせて飛驒片麻岩および片麻岩と密接な産状を示す花崗岩類の成因的關係について考察を行った結果を報告する。

謝 辞

岩石試料の採取は京大理学部の一前教授、石坂恭一博士と山口の三人で行ない、鉱物分離には九大工学部向山広教授より借用したスーパーパンナーを用い、灰瀬哲夫氏の御援助を頂いた。神岡鉱山坑内の岩石のジルコンは同鉱山の戸野昭氏に分離して頂いた。分析、測定はカーネギー研究所地磁気部および地球物理実験所に研究員として滞在中に行ったものに、その後九大で行ったものを追加したもので、上記研究所の L. T. ALDRICH, G. R. TILTON, G. L. DAVIS 氏らに御指導を頂いた。装置の購入には文部省科学研究費補助金 (No. 8228), 伊藤科学振興会助成金などを用いた。ジルコンの EPMA 分析には広渡文利教授、赤嶺秀美氏に御世話になり、測定装置の維持については種子田定勝教授ほか教官各位から種々御援助を頂いた。また東大震研の佐藤和郎博士は原稿を読んでいろいろ御批判を賜った。これらの方々に厚く感謝する次第である。この研究は文部省科学研究費補助金 (一般研究 A, No. 442015) による研究の一部である。文部省当局に感謝する。

II. 鉛同位体比初期値の検討

ジルコンやスフェンはウラン、トリウムの含有量が大きくその中に含まれる鉛は大部分がこれら鉱物が結晶後蓄積した放射性起源鉛である。しかし年代の若い鉱物の場合には、これら鉱物が結晶するときにとりこまれた鉛 (初期鉛または普通鉛) の量は全体の鉛の10%

以上にも達し補正值のとりかたを適正に行なうことが重要である。またその初期値は、従来よく研究されているストロンチウム同位体比初期値と同様に岩石の形成進化の問題解決のための重要な情報を与える。

鉛同位体比初期値の推定には、共存する鉱物でウラン、トリウム含有量の極めて低い鉱物、例えばカリ長石などの鉛同位体比が用いられる。しかし片麻岩や花崗岩などのように一般的に不均一な岩石ではシリコンやスフェンとカリ長石が平衡状態で結晶したかどうか疑わしいものも多い。シリコンやスフェンには同一岩石でも結晶形態に種々のものがあり結晶時期を異にすると考えられるものもある。また飛驒片麻岩の形成には再結晶作用、交代作用も考えられるから、カリ長石とジルコン、スフェンが同時に結晶し鉛同位体比初期値が同じであるという条件を満足する場合は多いとは考えられない。このことは変成岩の Rb-Sr 年代決定において、ルビジウムを殆んど含まない燐灰石のストロンチウム同位体比が同一岩石でもいくつかの異なる値を示すことがあるというよく知られた事実と似ている。したがって同一岩石中の各種鉱物が結晶時 (または再結晶時に) 同じ同位体比をもっていたかどうか、さらにその後の変化があったかどうかは、アイソクロン法によって各鉱物が直線上に配列するかどうかを検討してみなければわからない。

飛驒片麻岩類については、同一の岩石についてジルコン、スフェンの分析値が2つまたは3つありアイソクロンを引くことができる。3つの壊変系列があるから ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb , ^{207}Pb - ^{206}Pb などについて各鉱物相互の関係を検討することができる。第1表に分析値を、第1, 2, 3, 4, 5 図にそれらの結果を示した。

ジルコンの形には錐面をもつ自形柱状のものと円磨された外形をもつものがある。円磨された外形をもつものは堆積岩起源の准片麻岩に含まれ、自形のは花崗質片麻岩または基性片麻岩中に産出する。第11, 12 図版に示したように、円磨されたものが多いのも少量の自形のものも含まれているが、量が少いので分析値の補正は何も行なっていない。

それぞれの図で示すように准片麻岩中の円磨されたジルコン (No. HD 14, HD 4) と、明らかに後期に貫入した下の本花崗岩のジルコン (HD 20) は、他の片麻岩とは明瞭に区別され、しかも自形ジルコンをもつ片

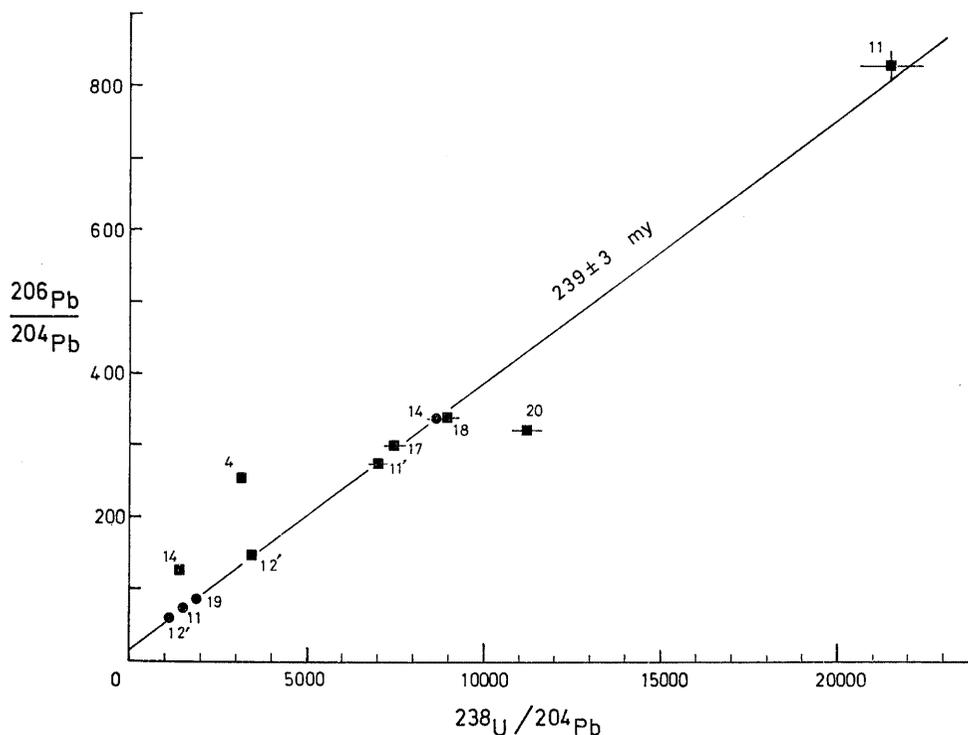
第 1 表 飛騨片麻岩類中のジルコン、スフェンの鉛同位体組成と, U, Th, Pb 含有量

Table 1. Isotopic composition of lead and concentrations of lead, uranium and thorium of zircon and sphene in the Hida gneissic rocks.

Sample	Isotopic Composition			Concentration (ppm)			Reference
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U	Th	Pb	
HD11 Sphene	74.68±0.75	18.57±0.20	126.0 ±1.5	66.1 ± 1.3	321.5±6.4	8.27±0.17	(2)
HD11 Zircon	840.3 ±13.4	59.17±1.01	195.5 ±3.5	531.3 ±10.0	327.0±6.5	23.42±0.47	(2)
HD11' Zircon	280.8 ± 3.7	28.89±0.40	102.4 ±1.5	563.9 ±11.0	—	28.67±0.57	This paper
HD12' Sphene	59.63±0.60	17.78±0.20	94.2 ±1.1	114.1 ± 2.3	479.1±9.6	14.95±0.30	(2)
HD12' Zircon	148.6 ± 1.8	22.65±0.29	61.10±0.80	161.7 ± 3.2	86.3±1.7	9.54±0.19	(2)
HD14 Sphene	341.3 ± 5.5	31.97±0.54	359.7 ±6.5	106.7 ± 2.1	328.6±6.6	7.86±0.16	(2)
HD14 Zircon	128.0 ± 2.1	25.85±0.44	50.83±0.91	335.6 ± 6.7	—	43.30±0.87	(1), (2)
HD 4 Zircon	262.3 ± 2.6	28.09±0.31	71.24±0.93	442.1 ± 8.8	—	44.00±0.88	(1)
HD17 Zircon	303.0 ± 1.8	30.00±0.21	75.21±0.68	315.9 ± 6.3	—	14.93±0.30	This paper
HD18 Zircon	341.3 ± 5.5	31.37±0.53	80.31±1.45	678.3 ±13.0	267.0±5.3	29.80±0.60	(2)
HD19 Sphene	87.34±0.87	19.17±0.21	113.0 ±1.4	57.5 ± 1.1	184.0±3.7	5.83±0.12	(2)
HD20 Zircon	326.8 ± 5.2	31.16±0.53	80.75±1.45	728.5 ±14.0	314.7±6.3	24.60±0.49	(2)

(1), 山口勝(1967): 飛騨片麻岩の U-Pb, Rb-Sr 法による年代, 地質学雑誌, 73, (2), p.71.

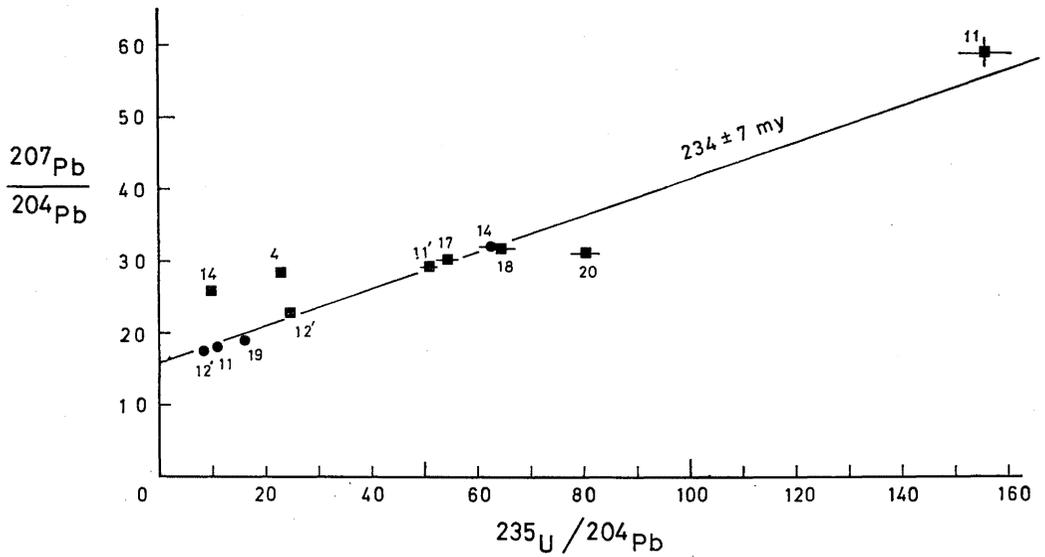
(2), ISHIZAKA, K. & YAMAGUCHI, M. (1969): U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, 6, (3), p.179-185.



第 1 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン、スフェンの $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ アイソクロン

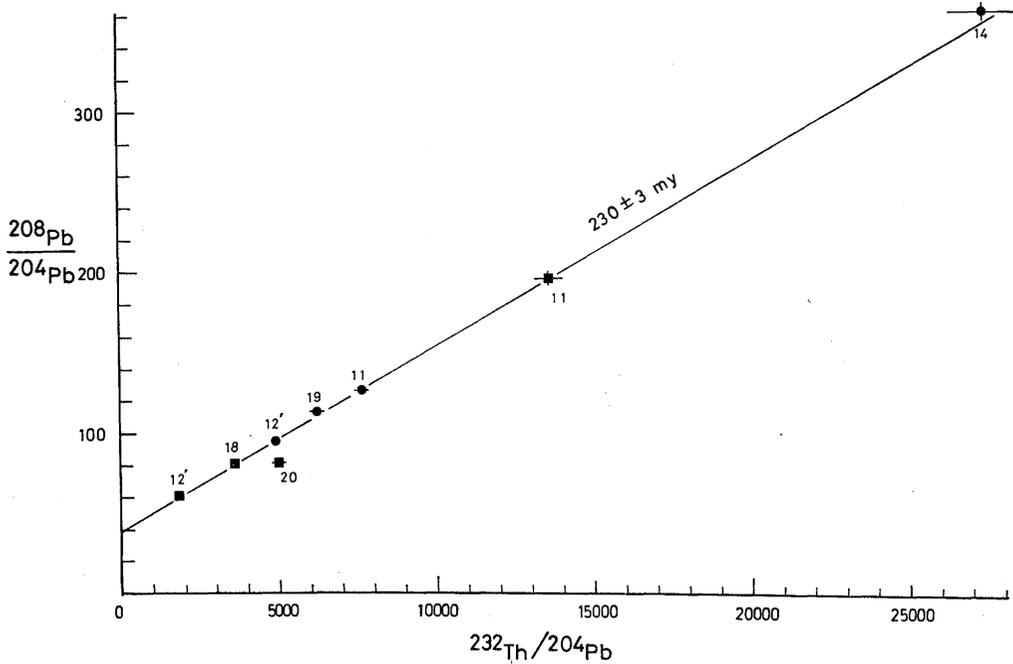
Fig. 1. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.

(■ zircon, ● sphene)



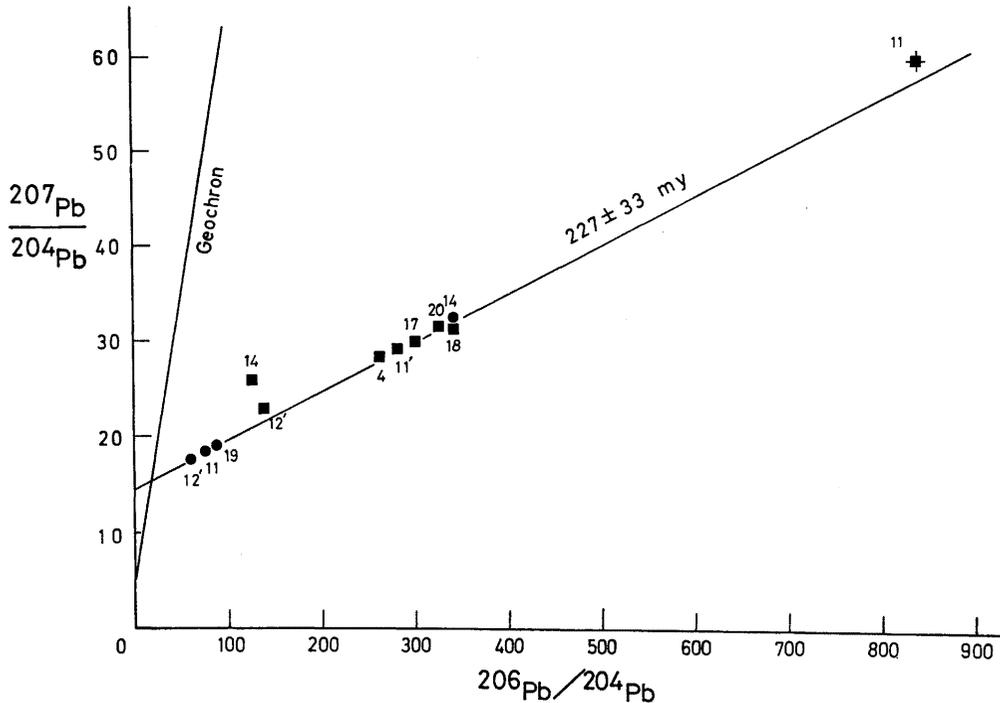
第 2 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン、スフェンの $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ アイソクロン

Fig. 2. $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.
(■ zircon, ● sphene)



第 3 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン、スフェンの $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}-^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ アイソクロン

Fig. 3. $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}-^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.
(■ zircon, ● sphene)



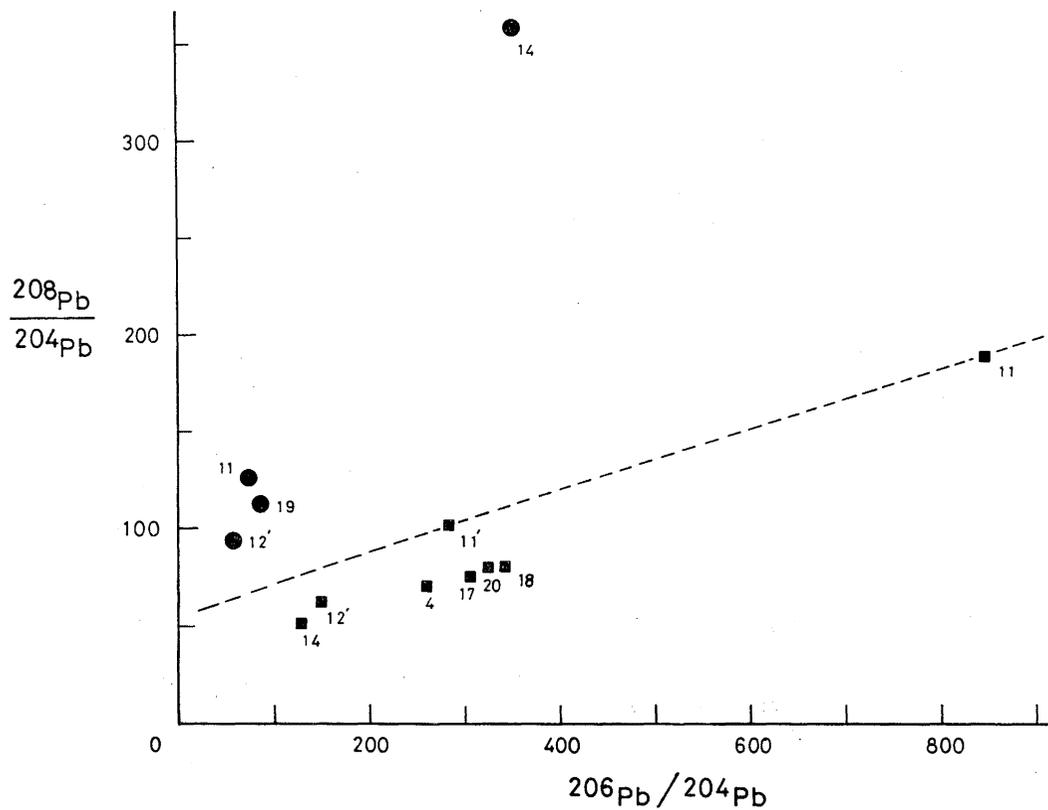
第 4 図 飛騨片麻岩、花崗岩中のジルコン、スフェンの $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ アイソクロン

Fig. 4. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.
(■ zircon, ● sphene)

第 2 表 飛騨片麻岩類中のジルコン・スフェンの U-Th-Pb アイソクロンの回帰直線の計算結果と Pb 同位体比初期値
Table 2. Results of straight line regression of U-Th-Pb isochron and ages of zircons and sphenes in Hida gneissic rocks (Data from Table 1, Refer Figs.1~6).

Decay System	Initial	$\tan \alpha$	Age (m. y.)	Sample
$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$	$(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_0$			Sphene : HD11, HD12', HD19, HD14
	16.64 ± 0.82	0.03791 ± 0.00035	240 ± 2	Zircon : HD11, HD11', HD12', HD17, HD18
	16.93 ± 0.88	0.03774 ± 0.00040	239 ± 3	(exclude HD11 Zircon)
$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$	$(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_0$			Sphene : HD11, HD12', HD19, HD14
	15.58 ± 0.16	0.2682 ± 0.0066	241 ± 7	Zircon : HD11, HD11', HD12', HD17, HD18
	15.71 ± 0.15	0.2593 ± 0.0068	234 ± 7	(exclude HD11 Zircon)
$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}$	$(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_0$			Sphene : HD11, HD12', HD19, HD14
	39.30 ± 0.82	0.01142 ± 0.00015	230 ± 3	Zircon : HD11, HD12', HD18
	39.60 ± 0.87	0.01135 ± 0.00017	228 ± 3	(exclude HD14 Sphene)
$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	—	0.050700 ± 0.000072	227 ± 33	Sphene : HD11, HD12', HD19, HD14 Zircon : HD11, HD11', HD12', HD17, HD18

Decay Constants. $\lambda = 0.155125 \times 10^{-9}/\text{year}$ $\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9}/\text{year}$



第 5 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン、スフェンの $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の関係

Fig. 5. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite. (■ zircon, ● sphene)

第 11 図 版 説 明

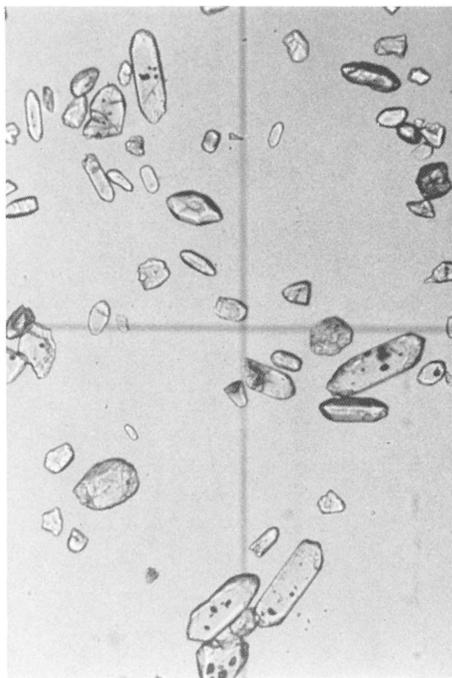
1. HD17. 黒雲母花崗片麻岩～黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩中の自形ジルコン，岐阜県吉城郡神岡町茂住坑内
2. 同 上
3. HD11. 眼球片麻岩中の自形ジルコン，岐阜県吉城郡古川町戸市
4. 同 上

1



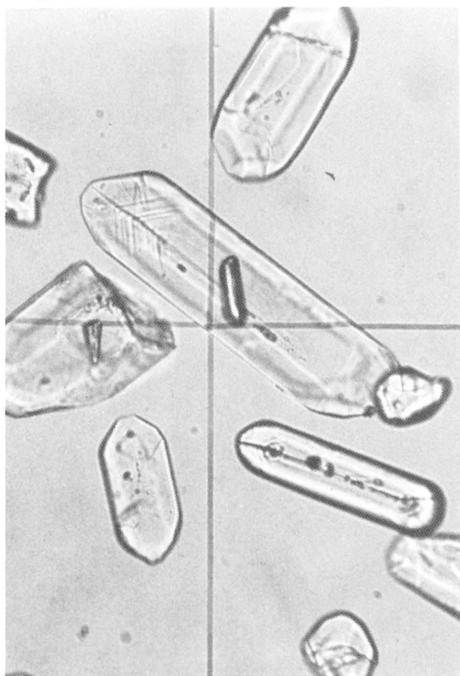
100 μm

2



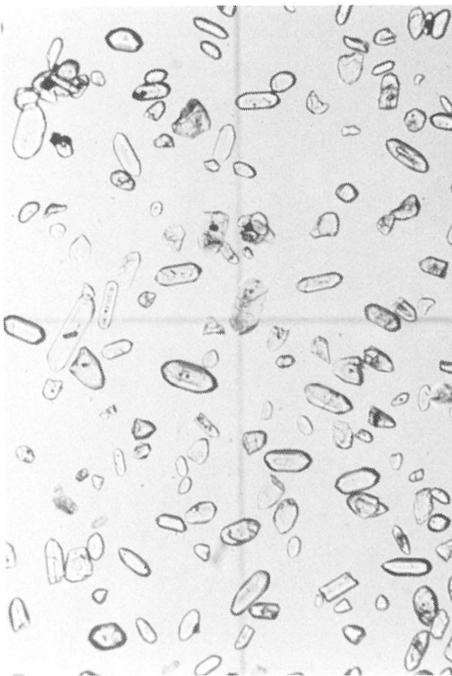
100 μm

3



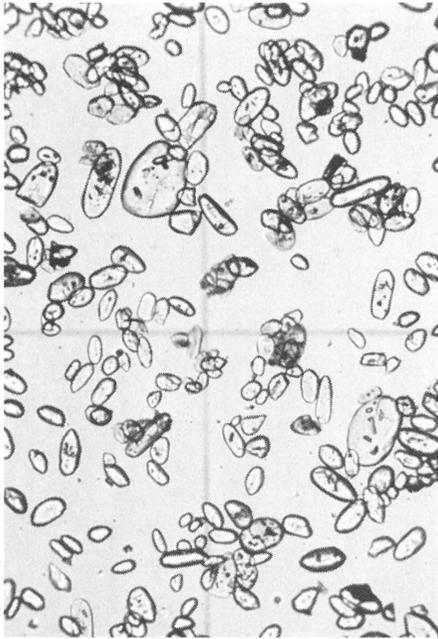
100 μm

4



100 μm

5



100 μm

6



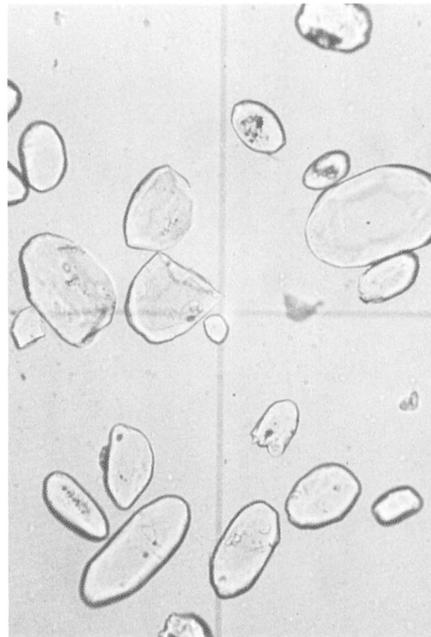
50 μm

7



100 μm

8



100 μm

麻岩の内部アイソクロン（ジルコン—ジルコン—スフェン）も異なる岩石相互のジルコン、スフェンも大体同一直線上に配列することがわかる。分析値の誤差を見積り、YORK (1966) の方法によって回帰直線を引きそれぞれの鉛同位体比初期値と年代を計算した。第2表にそれらのまとめを示してある。年代の計算には最近の衰変定数を用いた (STEIGER & JAGER, 1977)。

第6図にしめたものは Modified Concordia diagram である (第3表参照)。この図で使用した ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)*, ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)* は鉛同位体比測定値から原始鉛同位体比 (Canyon Diablo Troilite の鉛同位体比) を差し引いたものを用いて計算したものである。この図は余り用いられていないので参考のため、脚註に式 (ULRICH, 1967) を示した。

第6図でも、自形ジルコンを含む片麻岩類の示す直

註

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = a_p + \mu_1(e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) + \mu_2(e^{\lambda t_1} - 1) \dots(1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = b_p + \frac{\mu_1}{137.88}(e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) + \frac{\mu_2}{137.88}(e^{\lambda t_1} - 1) \dots(2)$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - a_p] \cdot [^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}] \dots(3)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - b_p] \cdot [^{204}\text{Pb}/^{235}\text{U}] \dots(4)$$

(1), (2), (3), (4)式から

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = f(e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) + (e^{\lambda t_1} - 1) \dots(5)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* = f(e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) + (e^{\lambda t_1} - 1) \dots(6)$$

但し $f = \mu_1/\mu_2$

(5)(6)式から

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = n(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* + [(e^{\lambda t_1} - 1) - n(e^{\lambda t_1} - 1)] \dots(7)$$

$$\text{但し } n = (e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) / (e^{\lambda t_p} - e^{\lambda t_1}) \dots(8)$$

又、第6図の曲線は Normal Concordia Curve であって、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$, から計算したものである。(7)式は $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = y$, $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* = x$ を変数とする直線の式であって、曲線と

線は Concordia Curve と約2.4億年の点で交差し他のアイソクロン図で決定された年代と一致する。准片麻岩の円磨されたジルコンのうち (HD 14) は $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年代が約15億年であることはすでにのべた (山口, 1967, ISHIZAKA & YAMAGUCHI, 1969)。同様の円磨されたジルコンは常願寺川上流真川流域、藤橋の黒雲母准片麻岩 (HD 4) にも含まれ両岩石のジルコンが同源のものとして線を引くと、Concordia Curve との交点は略4.9億年を示す。この図には近畿地方領家帯の君ヶ野縞状片麻岩中の円磨された形のジルコンで1782 m. y. の Pb-Pb 年代を示すもののデータ (石坂, 1969) も入れてあるが、このデータも飛騨の准片麻岩と同様の値を示し、その起源が類似していることを示している。また、円磨されたジルコンの示す略4.9億の年代線はこの時期の変成作用の存在を示唆している。今後この種のデータをふやして検討する必要がある。

III. アイソクロンの意義と物質移動

堆積岩起源片麻岩の円磨されたジルコンと火成岩起源片麻岩類の自形ジルコンは U/Pb 比では明瞭に区別されるが、黒雲母准片麻岩 (HD 4) のジルコンの鉛同位体比 (第4図) と、石ばく・ざくろ石・角閃石・透輝石片麻岩 (HD 14) の円磨されたスフェンの Pb 同位体比および U/Pb, Th/Pb 比 (第1~4図) は火成岩起源片麻岩の示すアイソクロンに完全にのっている。

このことはジルコンの鉛がかなり移動していること、スフェンのウラン、トリウム、鉛の再配分が起こり易

直線との2つの交点の中、下部の交点は t_1 を与える。上部の交点は2段階進化モデルでは t_p を与えるが、3段階モデル以上の多段階モデルでは上部交点の意義づけが出来ない。(7)(8)式の n は直線の傾きであり、直線と $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^*$ 軸の交点から t_1 を計算することも出来 (8)式から t_p を計算することも出来る。ここでは a_p , b_p に原始鉛を用いているから t_p は45億年の筈であるが、3段階モデル以上のモデルでは t_p は45億年をこえる異常な値となり意味をもたなくなる。

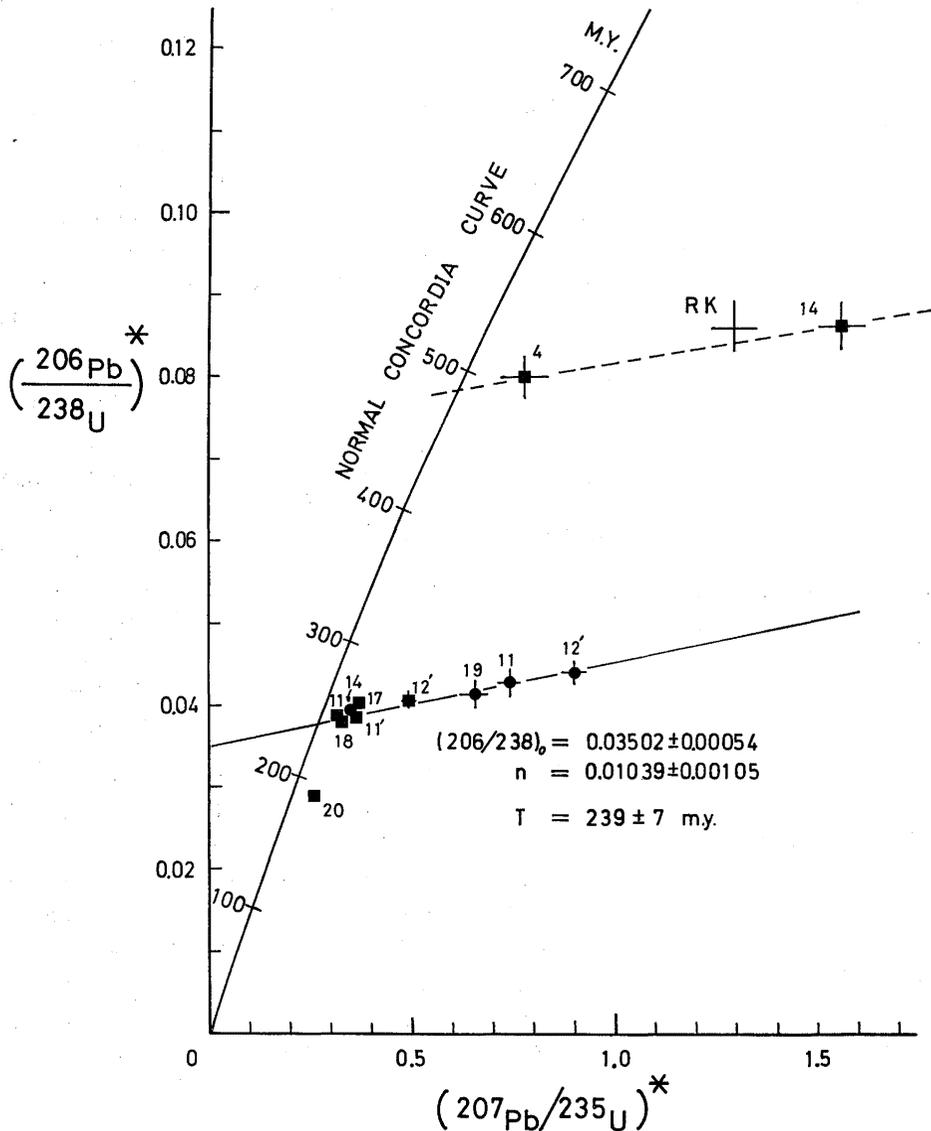
第12図版説明

5. HD14. 石ばく・ざくろ石・角閃石・透輝石・斜長石准片麻岩中のジルコン、全体的に円磨された形を示す。岐阜県吉城郡河合村天生東南方、黒淵北方約600 m
6. 同上
7. HD4. 黒雲母・斜長石・石英准片麻岩中のジルコン。円磨された形を示す。富山県中新川郡立山町千寿原東南方約700 m
8. 同上

いことを示していると考えられる。

第7, 8図はジルコン, スフェンの ^{204}Pb モル数と ^{238}U , ^{232}Th のモル数との関係を示したものである。第4表にそのデータを示した。ウランと普通鉛含有量との間には相関はみとめられないが, 円磨されたジルコ

ン (HD 14, HD 4) の ^{204}Pb 量が他に比して高いこと, 円磨されたスフェン (HD 14) の ^{204}Pb 含有量が最も低いことが注目される。第8図のトリウム-鉛の関係では, ジルコンは, Th の少ないもの程 ^{204}Pb が多く, スフェンではトリウムの多いもの程 ^{204}Pb 量も多い傾



第 6 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン, スフェンの変形 $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^*$, $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^*$ 比のプロットと Pb/U 整合年代曲線図

Fig. 6. Modified concordia diagram showing the plot of modified $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^*$, $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^*$ ratios on the normal concordia diagram for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.
 (■ zircon, ● sphene. Nos. 4, 14, Rounded zircon. RK, Rounded zircon of banded gneiss from Kimigano, Kinki, in the Ryoke metamorphic zone).

第 3 表 Modified concordia diagram 作製に用いたデータ
Table 3. U/Pb isotope ratio used to construct Modified concordia diagram

Sample	$^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th} / ^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U})^*$	$(^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U})^*$
HD 11 Sphene	1522± 60	11.03±0.44	7647± 306	0.0430±0.0017	0.750±0.030
HD 11 Zircon	21403±860	155.3 ±4.6	13611± 544	0.0388±0.0015	0.315±0.013
HD 11' Zircon	7000±280	50.8 ±2.0	—	0.0388±0.0015	0.366±0.015
HD 12' Sphene	1138± 45	8.25±0.33	4938± 198	0.0442±0.0018	0.906±0.036
HD 12' Zircon	3408±136	24.71±0.99	1879± 75	0.0409±0.0016	0.500±0.020
HD 14 Sphene	8603±344	62.4 ±2.5	27375±1095	0.0386±0.0015	0.347±0.014
HD 14 Zircon	1374± 55	9.96±0.40	—	0.0864±0.0035	1.562±0.062
HD 4 Zircon	3147±126	22.82±0.91	—	0.0804±0.0032	0.780±0.031
*RY 9 Zircon	32968	239.6	6733	0.08638	1.295
HD 17 Zircon	7469±299	54.2 ±2.2	—	0.0393±0.0016	0.364±0.015
HD 18 Zircon	8895±356	64.5 ±2.6	3618± 145	0.0373±0.0015	0.327±0.013
HD 19 Sphene	1879± 75	13.62±0.54	6211± 248	0.0415±0.0017	0.653±0.026
HD 20 Zircon	11211±448	81.3 ±3.2	5004± 200	0.0283±0.0011	0.257±0.010

Primordial Pb isotopic composition used. $a_p=9.307$, $b_p=10.294$ (TATSUMOTO, M. et al. 1973)

* : 石坂恭一(1969) 君ヶ野縞状片麻岩(円磨された形のジルコン)

第 4 表 ジルコン・スフェンの U, Th, ^{204}Pb
含有量と U/Th 比
Table 4. Concentration of U, Th, ^{204}Pb
($\mu\text{mol/g}$) and U/Th atomic ratio.

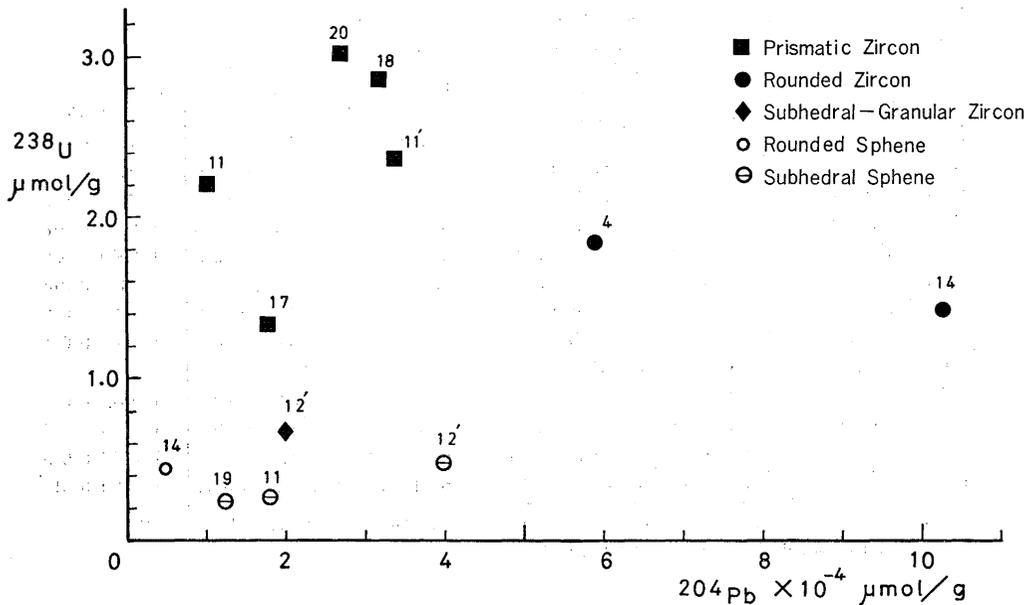
Sample	U $\mu\text{mol/g}$	Th $\mu\text{mol/g}$	^{204}Pb $\mu\text{mol/g}$ $\times 10^{-4}$	U/Th atomic ratio
HD 11 Sphene	0.278	1.38 ₆	1.81 ₂	0.200 ₄
HD 11 Zircon	2.23 ₂	1.40 ₉	1.03 ₅	1.58 ₄
HD 11' Zircon	2.36 ₉	—	3.36 ₀	—
HD 12' Sphene	0.479	2.06 ₅	4.18 ₄	0.232
HD 12' Zircon	0.679	0.327	1.97 ₉	1.82 ₇
HD 14 Sphene	0.448	1.41 ₆	0.517 ₃	0.317
HD 14 Zircon	1.41 ₀	—	10.19	—
HD 4 Zircon	1.85 ₇	—	5.86 ₀	—
HD 17 Zircon	1.32 ₇	—	1.76 ₄	—
HD 18 Zircon	2.84 ₉	1.15 ₁	3.18 ₁	2.47 ₇
HD 19 Sphene	0.242	0.793	1.27 ₇	0.305
HD 20 Zircon	3.06 ₁	1.35 ₆	2.71 ₀	2.25 ₇

向がみとめられる。この関係は第 8 図 U/Th 比と ^{204}Pb 含有量との関係で明らかである。すなわち、ジルコンでは U/Th 比の増加に伴って ^{204}Pb 量が増加し、スフェンでは U/Th 比の増加に伴って ^{204}Pb 量が減少している。従って U/Th 比の変化は主として Th の増減に関係があり、ジルコンでは Th の増加に伴って ^{204}Pb が減少し、スフェンでは Th 増加に伴って ^{204}Pb が増加している。第 13 図版はジルコンの研磨面の EPMA による組成像で、明るいとところはハフニウム濃度の高い部分である。自形ジルコンでは累帯構造が顕著であるのに対して、円磨されたジルコンでは累帯構造が顕著でなく、湾入した部分は、もともと均一

にあったものが他の物質で交代された形を示している。ジルコンは一般に累帯構造があるのが普通であるから円磨されたジルコンのハフニウムの均一な分布は変成作用に伴う拡散による均一化の結果とみることができよう。以上のことから丸いジルコン、特に HD 4 は変成作用の際に放射性起源鉛の殆んどを失い、かわりに普通鉛が添加され、HD 14 のスフェンは、放射性起源鉛の殆んどを失って代わりにトリウムが添加されたとみることができる。Th-Pb アイソクロン年代が U-Pb 年代に比べて幾分若く出るのは、トリウム、普通鉛を主とする物質移動が変成作用の後期まで続いたことを示すものかもしれない。

IV. 全岩および鉱物の鉛同位体比の関係

前章でのべた飛驒片麻岩類のジルコン、スフェンから決定される鉛同位体比初期値は、測定誤差を考慮しても、神岡鉱山の方鉛鉱の鉛同位体比とは明らかに異なる。第 9 図に MIYAZAKI, SATO, SAITO (1973) によるこの地域の片麻岩、眼球片麻岩、船津花崗岩の全岩とその中のカリ長石の鉛同位体比と、ジルコン、スフェンによる等時線およびその鉛同位比初期値との関係を示した。附表 1 に用いたデータを示してある。MIYAZAKI らによる眼球片麻岩と、そのカリ長石 (No. 1602)、珪長質片麻岩とそのカリ長石 (No. 1605)、および船津花崗岩とそのカリ長石 (No. 6714) の測定では、全岩とカリ長石との鉛同位体比にはあまり差がない。カリ長石の鉛同位体比はむしろ神岡鉱山の方鉛鉱の鉛同位体比に近い値を示し、ジルコン、スフェンの



第 7 図 飛騨片麻岩、花崗岩のジルコン、スフェンの ^{238}U 、 ^{204}Pb 含有量の関係 ($\mu\text{mol/g}$)

Fig. 7. ^{238}U - ^{204}Pb ($\mu\text{mol/g}$) relationship for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.

鉛同位体比初期値とは異なっている。

眼球片麻岩（戸市産）の全岩鉛同位体組成は筆者らが分析した戸市の眼球片麻岩中のジルコン、スフェン（山口 1967, ISHIZAKA & YAMAGUCHI 1969）の示すアイソクロンの上に完全にのっている。一方第 4 図では、黒雲母・角閃石片麻岩 (HD 12') のジルコンが他のデータに比べてアイソクロンの直線からややずれることが認められる。この全岩の分析値がないが、MIYAZAKI らによる同地域（野口北方）の角閃石・黒雲母片麻岩 (No. 1601) および透輝石片麻岩 (No. 1607) と黒雲母・角閃石片麻岩 (HD 12) のジルコン、スフェンを結ぶ直線は、他のジルコン、スフェンの示す直線と平行である。従って測定誤差の範囲内ではあるがジルコン、スフェンの鉛同位体比初期値は全岩毎に多

少の差があるとみられ、分析精度が高ければいくつかの平行なアイソクロンを引くことができるのであろう。

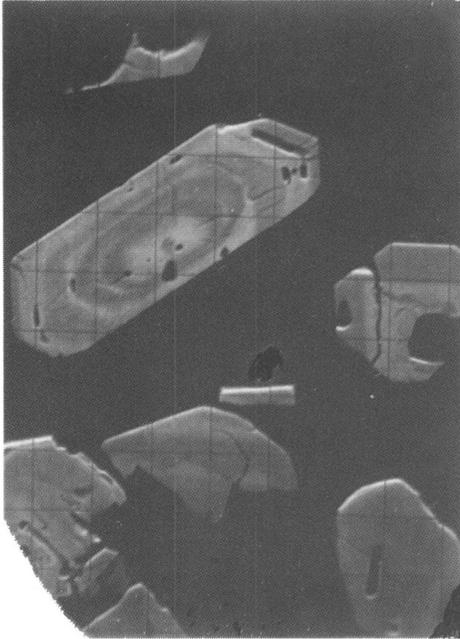
眼球片麻岩は船津花崗岩の周辺部にみられ、野沢ら (1975) は船津花崗岩のミローナイト化したものすなわちミローナイト質アダメライトと呼んでいる。眼球状をなすマイクロクリンは斑状変晶であって、片麻状構造形成時における再結晶によるものであり、眼球片麻岩全岩の U, Th 含有量が低いこと、マイクロクリン形成後の時間が U, Th 系列としては短いために、全岩とカリ長石との間の鉛同位体比の差が余り起らなかった。船津花崗岩や珪長質片麻岩のカリ長石と全岩の鉛同位体比が余り違はないのも同様であって、ジルコンやスフェンの結晶時期とカリ長石の結晶（または再結晶）の時期は異なるものと考えざるを得ない。

第 13 図 版 説 明

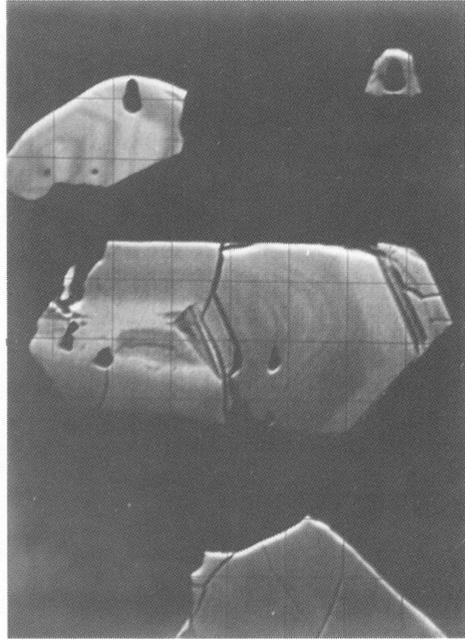
ジルコンの研磨面の EPMA による組成像。明るくみえるところがハウニウム含有量が高いところである。

9. HD16. 黒雲母花崗片麻岩中のジルコンの累帯構造。岐阜県吉城郡神岡町栃洞坑内
10. HD15. 船津花崗岩中のジルコン。岐阜県吉城郡神岡町朝ノ浦の橋の右岸
11. HD14. 前出、准片麻岩中の円磨された外形をもつジルコン
12. HD4. 前出、准片麻岩中の円磨された外形をもつジルコン

9

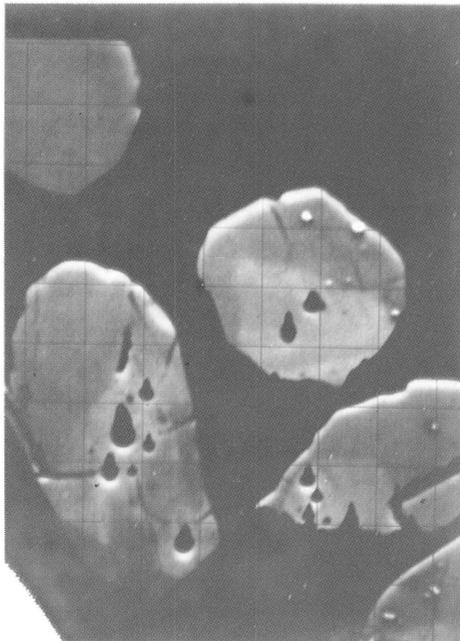


10

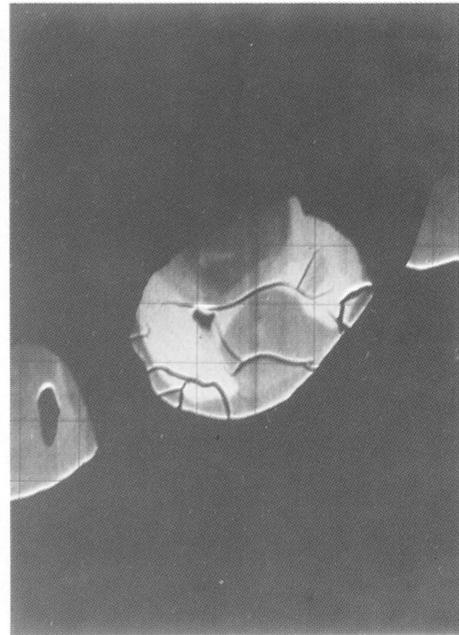


100 μm

11



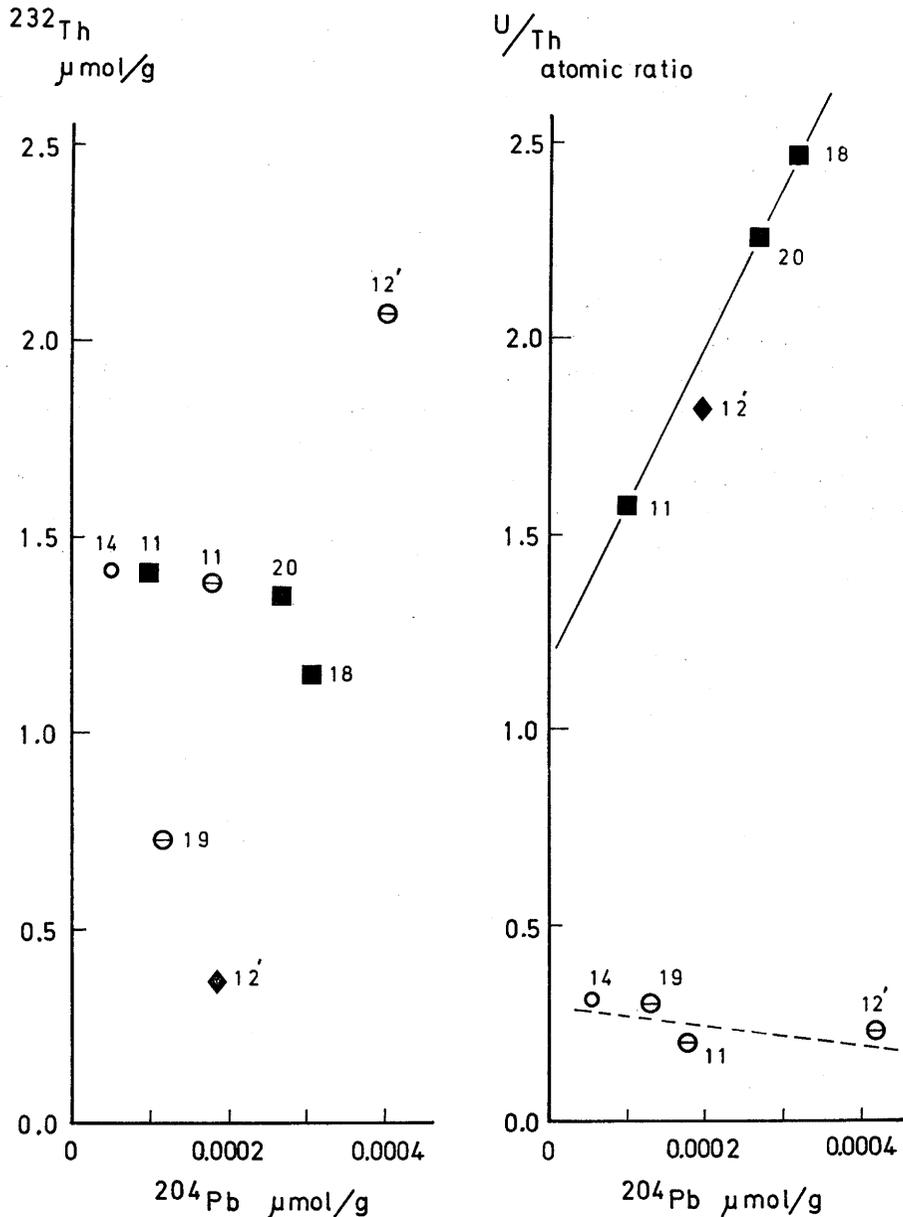
12



50 μm

スフェンは形の丸いものもあるが, その他のものは
岩石組織からみて再結晶の産物である. 一方ジルコン
も形の丸いものと自形のものがあり, 丸い形のジル
コンは古い年代を残している. 丸い形のジルコンやス
フェンが残っていることは, 変成作用でこれらの鉱物
が再結晶することが困難であることを示している. 従

って自形のジルコン結晶はもともとマグマから結晶
し, その後の変成作用である程度 U-Th-Pb 系の再配
分を行ったものであるから, これら鉱物の示すアイソ
クロン年代 (2.4 億年) とその鉛同位体比初期値は,
片麻岩形成 (変成作用) の初期を示すものと考えられ
る.



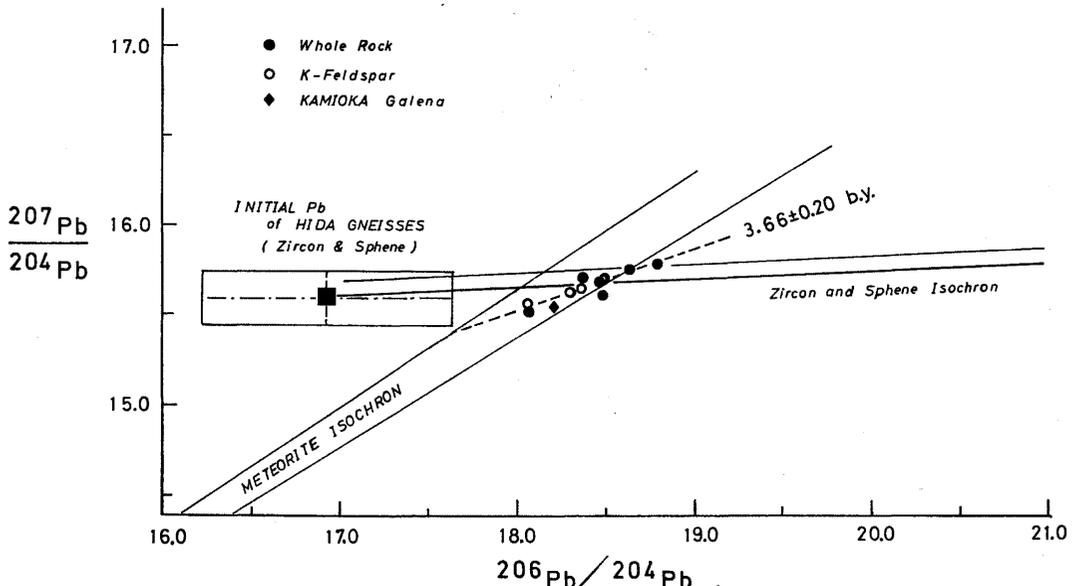
第 8 図 飛驒片麻岩, 花崗岩中のジルコン, スフェンの ^{232}Th , ^{204}Pb 含有量の関係, および U/Th 比と ^{204}Pb 含有量との関係 (図中のマークは第 7 図と同じ)
Fig. 8. ^{232}Th - ^{204}Pb ($\mu\text{mol/g}$), and U/Th- ^{204}Pb for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite. (Marks in the Fig. refer Fig. 7).

船津型花崗岩と下の本型花崗岩とは野外で密接な産状を示し、船津型が下の本型に貫入しているといわれる(野沢ら, 1975)。また眼球片麻岩は船津型のミローナイト化したものと考えられているが、戸市の眼球片麻岩のジルコン・スフェン年代は略 239 ± 3 m. y. であり、下の本型花崗岩のジルコン年代は約 180 m. y. であることからみて、飛騨地域の花崗岩活動は 2.4 億年よりやや古いものと 1.8 億年前後のものと区分されることがわかる。茂住の花崗片麻岩も古い方の花崗岩活動を示していると考えられる。眼球片麻岩のカリ長石斑状変晶の年令のデータはないが、この年代は片麻岩類の雲母などの鉱物年代である 180 m. y. 前後 (YAMAGUCHI et al. 1970, SHIBATA et al. 1970) と考えて差支えないであろう。

第 9 図 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 図に示したように飛騨片麻岩類、眼球片麻岩および船津花崗岩とそのカリ長石の鉛同位体比は直線的配列を示し特に火成岩起源と考えられる黒雲母角閃石片麻岩、眼球片麻岩、船津花崗岩などの直線性がよい。なお、宮崎らのデータには天生附近のアダメライトの鉛同位体組成もあげてあるが、この年令は 3.4 億年と 0.7 億年と考えられておりここで取り扱った 2.39~1.8 億年のものとはかなり鉛同位体組成が異なるので直線の計算からは除外した。

片麻岩や船津花崗岩類の形成には交代作用やミグマタイト化作用の影響も考えられている(野沢ら 1977)。片麻岩中によくみられる珪長質脈の発達は縞状構造形成時の珪長質物質の移動を示している。

前章でのべたジルコン、スフェンの U, Th, Pb 成分の移動は恐らく珪長質物質の移動に伴うものであり、カリ長石の鉛同位体比が、船津花崗岩類を含めた片麻岩類の回帰直線にのることは、このような物質移動に伴う現象であることを示唆する。しかしジルコン、スフェンのつくるアイソクロンと全岩(カリ長石を含む)アイソクロンがいちぢるしく斜交するから、片麻岩形成期(2.39~1.80 億年前)における珪長質物質の移動は全岩間の鉛同位体比を均一化する程のものではなく、極部的な物質の添加または逸脱を示しているものと考えられる。カリ長石と全岩との鉛同位体比の間にあまり差がないのは、片麻岩や花崗岩質岩の U, Th 含有量が 1ppm 以下と極めて低いことによる。後にのべるように、ジルコン、スフェン形成時の $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ($=\mu$) はかなり高いものでなくてはならないから、カリ長石が 1.8 億年前の鉛同位体比を保存しているとすると、この 1.8 億年前の時期に U の逸散(減少)があったと考えなければならない。U の逸散は珪長質脈の発達またはミグマタイト化作用における物質移動に伴



第 9 図 飛騨片麻岩、花崗岩の全岩およびカリ長石の鉛同位体比と、ジルコン、スフェンの鉛同位体比初期値
Fig. 9. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram showing average initial lead of zircon and spene, lead of whole rocks and K-feldspars of Hida gneiss and granite.

ったものであるかもしれない。このことはUの逸脱が花崗岩の残液または片麻岩のアナテクシスにおける残液の逸散を示している可能性もある。眼球片麻岩には珪長質脈の発達は認められない。この岩石の黒雲母、角閃石はほとんど緑泥石や緑簾石になっており、斜長石も著しく変質してカオリンやセリサイトに変化しているのにカリ長石斑状変晶は新鮮である。Uの逸脱はミロナイト化作用における上記のような変質作用に関連しており、この時期に全岩のカリウムや鉛がカリ長石斑状変晶形成にあつかったと考えられる。

船津花崗岩のカリ長石と全岩の鉛同位体比が全く一致するのも、カリ長石形成後のUの逸散を示している。

船津花崗岩と眼球片麻岩が同源のマグマから分化作用によって2.4億年前後から1.8億年前頃までの期間に形成されたとすれば、2つの全岩のつくる鉛同位体比の直線は当然、ジルコンやスフェンのつくるアイソクロンと略同じ傾きをもつ筈である。実際にはかなり大きい角度で斜交する。このことは両者が単なる岩漿分

化の産物ではなく、その起源物質が異なることを示すものである。

第9図に示した花崗岩-片麻岩の鉛同位体比の直線の関係は一般的には進化モデルと混合モデルのいずれかで説明できる筈である。混合モデルの場合の端成分はこの場合、最も鉛同位体比の高い黒雲母角閃片麻岩と、最も同位体比の低い船津花崗岩の鉛が混合して中間的組成をつくる場合である。鉛の大部分はカリ長石に含まれるから、これら岩石類の化学分析値からノルム Q-Ab-Or 図, Ab-An-Or 図, を作製し混合モデルを検討したが、混合では説明困難であり、これまでも述べた、交代作用、ミグマタイト化作用、またはアナテクシスに伴う物質移動は極部的な作用であって、不均一な岩石またはその起源物質を広範囲に混合することは起り難いのであろう。かりに物質移動に伴う鉛の混合があつたとしても、その時期は1.8億年前頃の事件である。

第5表 飛騨変成岩地域の片麻岩、片岩、花崗岩の Rb-Sr 年代と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初期値

Table 5. Rb-Sr age and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of gneiss, schist and granite of the Hida metamorphic terrain.

Sample	Rb-Sr Age in m. y. $\lambda=1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Reference
		initial	present	
Muscovite quartz schist (Red leptite)	229 ± 3	0.7097	0.7150	YAMAGUCHI et al.(1970)
Muscovite biotite quartz schist (Gray leptite)	"	0.7060	0.7080	" "
Muscovite biotite quartz schist (Banded leptite)	"	0.7057	0.7080	" "
Staurolite schist	"	0.7055	0.7070	" "
Muscovite biotite quartz schist (Black leptite)	"	0.7048	0.7072	" "
Biotite hornblende schist	"	0.7040	0.7053	" "
6 whole rocks of leptite	485 ± 35	0.7032	(0.7053~ 0.7150)	" "
Hornblende-biotite-plagioclase- quartz-para gneiss (HD 1)	181 ± 9	0.7087	0.7100	This paper, 山口(1967)
" " (HD 2)	190 ± 8	0.7100	0.7110	" "
" " (HD 4)	180 ± 7	0.7105	0.7120	" "
Biotite-hornblende-plagioclase gneiss (HD 14)	543 ± 90	0.7170	0.7190	" "
Graphite-garnet-hornblende diopside-plagioclase para-gneiss	480 ± 100	0.7033	0.7150	" "
Adamellite (6750)	341	0.706		UENO, N.(1968)in MIYAZAKI et al.(1973)
" (6730)	73	0.714		" "
Funatsu granite (6714)	181	0.705		" "
Adamellite (Shimonomoto type, 4 whole rocks)	180	0.7050	0.7050~ 0.7084	SHIBAATA et al. (1970)
Katakaigawa schists and gneisses	221 ± 6	0.7048	0.7125~ 0.7056	" "
Muscovite biotite-plagioclase quartz schist (2702)	250	0.7042	0.7057	" "

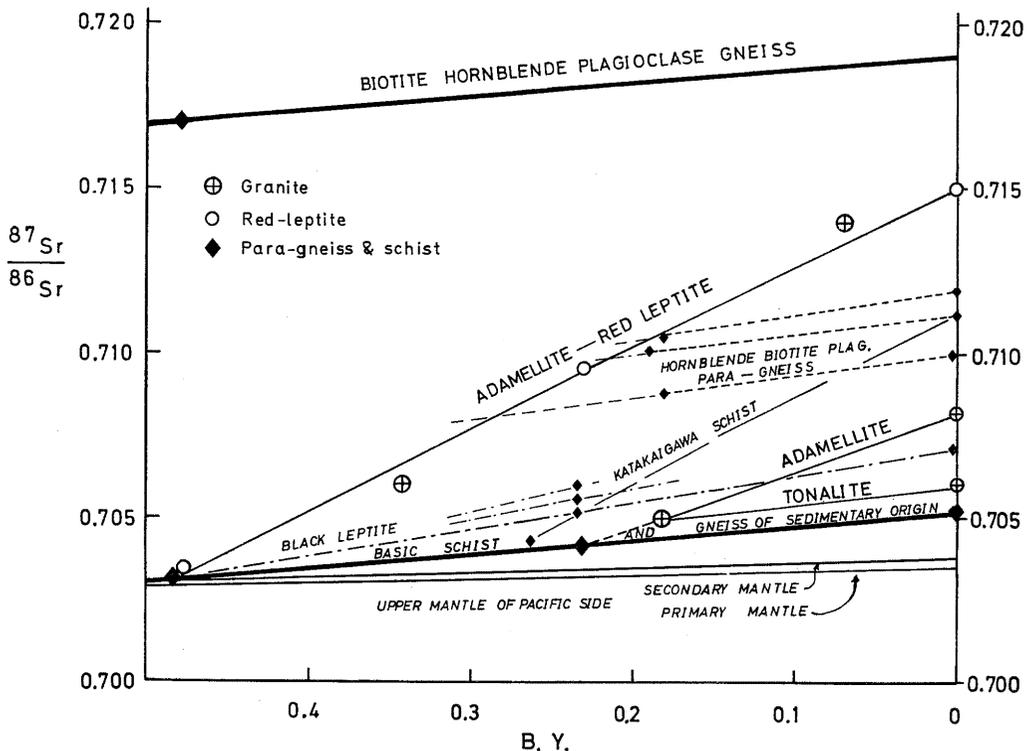
V. PbとSrの同位体比からみた飛騨変成岩、花崗岩の多段階進化

鉛同位体比のみでは複雑な飛騨地域の火成、変成作用を理解することは困難であるので、U-Pb, Rb-Sr同位体比を総合して考えてみる。第10図は時間の経過に従ってこの地域の花崗岩、変成岩類のSr同位体比がどのように変化しているかを示してある。用いたデータを第5表に示したが、論文から引用したものの外に、筆者が口頭で発表したが発刷公表しなかったデータも入れてある。時間0の縦軸の値は、それぞれの全岩が現在示しているSr同位体比である。なお、この図のデータはEimer & Amend SrCO₃の⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比が0.7080になるように補正し、Rbの衰変定数には $1.42 \times 10^{-11}/y$ を用いて年代を再計算した。各年代における⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比は全岩—鉱物アイソクロンから計算した鉱物年代とその初期値を用い、一部全岩年代と

その初期値も用いてある。

筆者は玄武岩類の鉛、ストロンチウム同位体比の研究から、マントルは37~38億年以降分化をくり返していると考えて居り、富士・箱根・伊豆・大島地域の新生代玄武岩類は、略37億年前に分化した二次マントルがこれら玄武岩類の起源物質であると考えている(YAMAGUCHI, 1978, 山口, 1979)。第10図にはその研究から推定した初期マントルおよび二次マントルのストロンチウム同位体比の平均的進化曲線を参考のために入れてある。

宇奈月のレプタイト層の下位にある角閃石片岩および黒淵の石ばく・ぎくろ石・角閃石・透輝石・斜長石片麻岩(HD 14, 15億年以上の²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年代をもつ円磨されたジルコンを含む)のSr同位体比進化曲線は全く一致し、進化線の傾きは平均的玄武岩のRb/Sr比よりやや大きい。最近 広井(1978)は、筆者ら(YAMAGUCHI & YANAGI, 1970)が全岩年代として4.85億



第 10 図 飛騨地域の片麻岩、片岩、花崗岩の全岩および鉱物年代と⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初期値とによるSr同位体比進化図(図の下側の2つの曲線は玄武岩類のPb同位体比, Sr同位体比から推定したマントルの進化曲線である)

Fig. 10. Sr evolution diagram of gneiss, schist and granite of Hida metamorphic terrain. (The two curves in the lower part of the figure are mantle evolution curves estimated from Pb and Sr isotopic study of basaltic rocks, YAMAGUCHI, 1978, 山口, 1979)

第 6 表 飛驒変成岩、花崗岩の多段階進化モデルによる μ と Pb 同位体比の試算
Table 6. Tentative calculation of μ values and Pb isotopic compositions of Hida metamorphic and granitic rocks by multi-stage evolution model.

Stage	1	2	3	4	5		206/204 Calc.	206/204 Obs.
Age. $\times 10^9$ year	4.53	3.66	0.485	0.24	0.18		207/204 Calc.	207/204 Obs.
Hornblende biotite plagioclase gneiss μ	8.25	9.50	9.5	9.5	0	x y	18.67 15.74	18.63 15.77
Black leptite μ	8.25	9.00	19	3.4	0	x y	18.48 15.63	18.49 15.63
Augen gneiss μ	8.25	9.00	5.7	46 minimum value	8.0	x y	18.48 15.62	18.48 { 15.65 15.70
	8.25	(7.60)	7.6	137	8.0	x	18.48	18.48
	8.25	8.25	1.0	137	8.0	x	18.66	18.48
Funatsu granite μ	8.25	9.00	5.7	14	3.2	x y	18.04 15.59	{ 18.07 18.06 { 15.58 15.52

年を与えた音沢橋のレプタイト層と相当の宇奈月グループの晶質石炭岩から石炭期後期と考えられるコケ虫や有孔虫の化石を報告した。したがってレプタイト層は4.85億年前に起源をもつ塩基性および酸性物質が二次的に堆積または両物質の混合堆積したものである可能性が高くなった。

4.85億年前の二次マントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比はレプタイト層の初期値 (0.7030) と一致するから、この時期に二次マントルから発生した玄武岩の活動が考えられる。一方15億年前の円磨したジルコンをもつ黒淵の片麻岩は明らかに堆積岩起源であり、その鉱物-全岩年齢は変成作用の時期を示すと考えざるを得ない。この時期の変成作用の可能性は、円磨されたジルコンの modified concordia diagram にも示されている。

天生のアダメライトや音沢橋の Red leptite の作る Sr 同位体比の成長曲線が略一致し、leptite 全岩年代の Sr 初期値は、黒淵の石ぼく・ぎくろ石・角閃石・透輝石・斜長石片麻岩の Sr 初期値と等しい。船津花崗岩の Sr 同位体比成長曲線の延長上に音沢橋の角閃片岩の Sr 同位体比がある。この角閃片岩の Sr 同位体比は2.4億年前の変成岩形成期のものであり、この時期は茂住や栃河の自形ジルコンをもつ花崗片麻岩などに示される花崗岩活動期でもありその起源物質として基性堆積岩が関与していることを予想させる。黒雲母・斜長石・石英准片麻岩 (HD 1, HD 2, HD 4) や白

雲母・黒雲母・石英片岩 (black leptite) の成長曲線の傾きは、船津花崗岩や天生花崗岩のアダメライトとは異なり、これらの准片麻岩等が完全溶融してもアダメライトは生成し難いことを示している。

次に重要なのは黒雲母・角閃石・斜長石片麻岩 (HD12) の成長曲線である。本岩は分析精度が悪く、年代値も余り決定的ではないが $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値が著しく高く、その曲線の傾きは小さいので、この塩基性岩の起源がマントルに関連があるとすると、二次または一次マントルとの交点の年代は極めて古いものとなる。本岩の Sr 初期値は略 37 億年前頃に一次マントルから分化した塩基性地殻にその起源をもつと思われる大陸地域の片麻岩ないし塩基性貫入岩 (山口, 1979 の第 1 図, グリーンランドの Amitsoq gneiss (記号 AM); Bushveld Complex (BV), Stillwater Complex (ST)) のつくる成長曲線の延長上にある。

第 9 図 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 図で、野口北方の黒雲母・角閃石片麻岩が、基性岩起源であるにもかかわらず鉛同位体比が高く、逆に船津花崗岩が酸性岩であるにもかかわらず鉛同位体比が低い原因は、このようにその起源物質の生成年代に関連があり、第10図に示した Sr 同位体比の進化図と対応しているといえる。

花崗岩、片麻岩類のジルコン・スフェンの鉛同位体比初期値とその年代から考えて、自形ジルコンを結晶させた物質は2.4億年で示される変成作用初期と同時

かまたはそれより少し前に生成したと考えられる。戸市の眼球片麻岩は Sr 初期値のデータがないが、鉛同位体比が船津花崗岩（下の本型か？）より高いこと、SHIBATA ら (1970) が片貝川の眼球片麻岩の Sr 初期値として 0.708 を記載していること、ジルコン年代が 2.4 億年前であることからみて、むしろ天生のアダメライトの活動に近縁関係をもつものと考えられよう。

このような考察に基づき、多段階進化の式を用いて鉛の同位体比の進化を考察してみる。

第 9 図に示した片麻岩、船津花崗岩全岩およびカリ長石の鉛同位体組成がほぼ 180 m. y. 前の組成を保持しているとして、回帰直線の傾きから、単純な 2 段階進化の式を用いて年代を算出すると次のようになる。

$$R = \frac{(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2})}{137.88(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2})}$$

$$R = 0.350 \pm 0.062$$

$$t_2 = 0.18 \times 10^9 \text{ year}$$

$$\lambda = 0.155125 \times 10^{-9} / \text{year}$$

$$\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9} / \text{year}$$

$$t_1 = 3.66 \pm 0.20 \times 10^9 \text{ year}$$

これら変成岩・花崗岩の鉛同位体比の作る直線は、富士・箱根・伊豆・大島地域の新生代玄武岩類の鉛同位体比および年代とほとんど一致し (YAMAGUCHI 1978, 詳細は別報の予定)、飛驒片麻岩、花崗岩類が、略 37 億年頃に分化した、上記玄武岩類と共通の 2 次マントルに関連をもつことを予想させる。

鉛同位体比による直線は、角閃石・黒雲母片麻岩、眼球片麻岩、船津花崗岩の鉛で決定されるといってよい。船津花崗岩の鉛は、隕石の平均的アイソクロン (zero isochron) の上にあるが、この岩石は約 1.8 億年前の鉛同位体比を略そのまま保持していると考えられるから、1 段階進化とは考えられず、45 億年の原始マントルから、後期に分化した物質にその起源を求めなければならない。角閃石・黒雲母片麻岩が 37 億年前に原始マントルから分化した初期地殻物質の進化線の延長上にある (第 10 図) ことはすでに述べた。下の本型花崗岩と眼球片麻岩のジルコンの鉛同位体比 (第 4 図) は同一直線上にあり、両者の起源物質が同一であることを予想させる。第 10 図で示したように、船津花崗岩 (下の本型、船津型)、天生花崗岩、レプタイトなどは 4.8 億年前頃に、37 億年前に分化した 2 次マントルから形成された、基性火山岩質堆積岩 (恐らく玄武岩質溶岩、石灰鉄質堆積岩を含む堆積岩—15 億年前のジルコンを含むことあり) に起源をもつと考えることができる。眼球片麻岩や下の本型花崗岩の活動は 2.4 億

～1.8 億年前の事件であり、37 億年の長い時間にくらべればごく最近の事件であり、この期間の鉛の成長は小さく、かりにミグマタイト化作用による混合があったとしてもその時期は 2.4～1.8 億年前の事件であるから、飛驒片麻岩、花崗岩の鉛同位体比の 36.6 億年の直線は 37 億年前に分化した基性初期地殻物質、および 2 次マントルの鉛同位体比の進化によって規定されていると考えられる。

分析値から計算される片麻岩、黒色レプタイトの μ は 3.2～3.4 である。戸市の眼球片麻岩については、カリ長石が 1.8 億年前の鉛を保持しているとして、次のような計算ができる。

$$1) x = a + \mu(e^{\lambda t_1} - 1), t_1 = 180 \text{ m. y.}$$

a をカリ長石の鉛同位体比

x を眼球片麻岩全岩鉛同位体比とすると

$$\mu = 8.1$$

$$2) x = x_0 + \mu_1(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) + \mu_2(e^{\lambda t_2} - 1)$$

ジルコン、スフェンの鉛同位体比初期値

$$x_0 = 16.93 \pm 0.88$$

$$y_0 = 15.71 \pm 0.15$$

$$z_0 = 39.60 \pm 0.87$$

とし $t_1 = 240 \text{ m. y.}$ $t_2 = 180 \text{ m. y.}$ $\mu_2 = 8.0$ とすれば

$$\mu_1 = 137 \pm 91$$

即ち $\mu_1 = 46 \sim 228$ となる。

玄武岩の鉛同位体比から推定した原始マントルは $\mu = 8.25$ 、二次マントルは $\mu = 9.0 \sim 9.3$ 程度であるから、これらのデータを用いて

$$x = a_0 + \mu_1(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) + \mu_2(e^{\lambda t_2} - e^{\lambda t_3}) + \mu_3(e^{\lambda t_3} - e^{\lambda t_4}) + \mu_4(e^{\lambda t_4} - e^{\lambda t_5}) + \mu_5(e^{\lambda t_5} - 1)$$

の式に

$$t_1 = 4.53 \times 10^9 \text{ year}, t_2 = 3.66 \times 10^9 \text{ year},$$

$$t_3 = 0.485 \times 10^9 \text{ year}, t_4 = 0.240 \times 10^9 \text{ year},$$

$$t_5 = 0.180 \times 10^9 \text{ year}$$

を用い夫々の stage の μ を計算すると第 6 表のようになる。

MIYAZAKI ら (1973 a) の data から μ を計算すると、古生層の schalstein で $\mu = 6.1$, sandstone & clayslate で $\mu = 12$, shaly sandstone で $\mu = 3.14$, また、玄武岩の $\mu = 2 \sim 28$, 平均 12 程度である (Doe, 1967). 第 6 表の第 3 段階の $\mu_3 = 5.7$, は schalstein の値に近く、船津花崗岩や眼球片麻岩が基性堆積岩にその起源をもつという第 10 図からのデータと一致する。角閃石・黒雲母・斜長石片麻岩の $\mu_{2-4} = 9.5$ はマントルとしては高過ぎるので、基性火成岩と考える方が妥当であり、黒色レプタイトの $\mu_5 = 19$ も堆積岩として適当である。

第 4 段階は変成作用と花崗岩マグマ形成時期 (2.4 億

年前)である。花崗岩の μ は 6~45, 平均19前後 (DOE, 1967) であり, ジルコン, スフェンの鉛同位体比初期値から計算した眼球片麻岩の $\mu_4=46\sim 228$ のうち, 下限の値は通常の花崗岩の範囲にあるが上限値および平均値 ($\mu_4=137$) は著しく高い。 $\mu_4=137$ を用いると第2段階の $\mu_2=7.60$ はマントルとしては低過ぎて不適当である。したがって現段階では μ_4 は 46~137 の間にあると考えざるを得ない。恐らく 2.4 億年前の鉛同位体比初期値がやや低めに出ているのであろう。このようにみると飛騨地域の花崗岩マグマは基性堆積岩のアナテクシスによって形成され, 最初にできる液体は著

しく μ 値の高いものであり, ジルコンはそのような液体から初期に晶出したものと考えられよう。一方 μ の増加は神岡鉱山の方鉛鉱のような鉛鉱物が液体から分離することによって起るかもしれない。これらの問題を詳しく検討するためには U や Pb の各造岩鉱物の分配係数の測定が重要である。

従来花崗岩のストロンチウムの研究から, その Sr 同位体比がマントルの Sr 同位体比に近いという理由で, マントルから直接花崗岩マグマが発生するような議論がなされることがあるが, そのようなことが起こるかどうかは疑わしい。

附表 1 飛騨地域の片麻岩, 眼球片麻岩, 船津花崗岩の全岩およびカリ長石の鉛同位体組成 (MIYAZAKI, A., SATO, K., and SAITO, N. 1973 a, 1973 b より採録, 測定誤差は 206/204, 207/204 で 0.3%, 208/204 で 0.4% として計算してある)

Sample No.	Sample	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1601	Hornblende-biotite-gneiss Noguchi (野口北方)	18.63±0.056	15.77±0.047	38.85±0.16
1607	Diopside-gneiss. Noguchi (野口北方)	18.79±0.056	15.81±0.047	39.38±0.16
1605	Quartz-feldspathic gneiss Kamikotani (上小谷)	18.49±0.056	15.63±0.047	38.54±0.15
	〃 〃 K-feldspar	18.31±0.055	15.64±0.047	38.23±0.15
1606	Biotite garnet gneiss Tsunogawa (角川)	18.37±0.055	15.72±0.047	39.82±0.16
6715	Biotite gneiss. Tohibora (栃洞)	18.48±0.055	15.64±0.047	39.08±0.15
1602	Augen gneiss. Toichi (戸市)	18.48±0.055	15.70±0.047	39.55±0.16
	〃 〃 K-feldspar	18.33±0.055	15.65±0.047	38.49±0.15
6714	Granite. Funatsu (船津)	18.07±0.054	15.52±0.047	38.12±0.15
	〃 〃 K-feldspar	18.06±0.054	15.58±0.047	38.22±0.15
1501	Muscovite biotite quartz schist (Black leptite) (音沢橋)	18.49±0.056	15.63±0.047	39.31±0.15

文 献

- DOE, B. R. (1967): The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. *Jour. Petrology*, 8, (1), 51-83.
- GALE, N. H. and MUSSETT, A. E. (1973): Episodic uranium-lead models and the interpretation of variations in the isotopic composition of lead in rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 11, (1), 37-86.
- 広井美邦 (1978): 飛騨変成帯宇奈月地域の地質。地質学雑誌, 84, (9), 521-530.
- ISHIZAKA, K. and YAMAGUCHI, M. (1969): U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, (3), 179-185.
- 石坂恭一 (1969): 近畿地方領家帯のジルコンの U-Th-Pb 年代について。岩石鉱物鉱床学会誌, 62, (3), 191-197.
- MIYAZAKI, A., SATO, K. and SAITO, N. (1973a): Lead isotopic studies of metamorphic and sedimentary rocks from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Geoch. Journal*, 6, 105-116.
- MIYAZAKI, A., SATO, K. and SAITO, N. (1973b): Lead isotopes of granitic rocks from the Hida metamorphic belt and some isotopic features of igneous rocks in Japan. *Geoch. Journal*, 7, 231-244.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎 (1975): 飛騨古川地域の地質。5 万分の 1 図幅 金沢 (10), 第 43 号, 地域地質研究報告。pp. 79, 地質調査所。
- O'NIONS, R. K. and PANKHURST, R. J. (1978): Early Archaean rocks and geochemical evolution of the earth crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 211-236.
- SAKAI, H. and SATO, K. Isotopic composition of the common lead of Japan. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 15, No. 1/2, 1.
- SHIBATA, K., NOZAWA, T. and WANLESS, R. K. (1970): Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canadian Journ. Earth Sciences*, 7, (6), 1383-1401.

- STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359-362.
- TATSUMOTO, M., KNIGHT, R. J. and ALLÈGRE, C. J. (1973): Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, **180**, 1279-1283.
- ULRYCH, T. J. (1967): Oceanic basalt leads: A new interpretation and an independent age for the earth. *Science*, **158**, 252.
- 山口 勝(1967): 飛騨片麻岩の U-Pb, Rb-Sr 法による年代. 地質学雑誌, **73**, (2), 71.
- YAMAGUCHI, M. and YANAGI, T. (1970): Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **63**, (1), 371-388.
- YAMAGUCHI, M. (1978): A multi-stage evolution model interpretation of the mantle by lead and strontium isotopic composition in basaltic rocks. Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, 1978. R. E. ZARTMAN, Editor, *Geological Survey Open-File Report*, 78-701, p.462-464. U. S. Geological Survey.
- 山口 勝(1979): Pb と Sr の同位体比からみたマントルの多段階進化モデルの問題. 日本列島構成の同位体地球科学 (山口勝編), p.15-17.
- YORK, D. (1966): Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **44**, 1079-1086.
- サンプル採取地と岩石の概要 (Ishizaka & Yamaguchi 1969 参照)
- HD1, HD2, HD4. 黒雲母・角閃石・斜長石・石英准片麻岩. 富山県中新川郡立山町千寿原東南約 700 メートル, 常願寺川上流真川の右岸砂防工事軌道沿い. HD4 から分離したジルコンは円磨された外形を示す.
- HD11, HD11'. 眼球片麻岩. 岐阜県吉城郡古川町戸市, ジルコンは自形, 錐面をもち長柱状, 累帯構造顕著, ごく少量の丸い形のジルコンを含む. 眼球状をなすマイクロクリンは斑状変晶である. 野沢ら (1975) によれば本岩は船津花崗岩がミローナイト化作用を受けた結果縞状構造が出来たもので, 眼球様ミローナイト, またはミローナイト質アダメロ岩に相当するという. HD11, HD11' は約 40kg の岩石から採取した一つのジルコン集合物から分割したものの番号で, 部分によって分析値が異なるのは, ジルコンが粒子ごとに異なる組成をもつためと思われる.
- HD12'. 黒雲母・角閃石・斜長石・片麻岩. 岐阜県吉城郡古川町 野口北方約 2.2 km, 宮川左岸, 国鉄高山線トンネル北側, 現在セメント吹きつけのため露頭が見えなくなった. 中粒, 片理のよく発達した岩石で構成鉱物は緑色角閃石, アンデシン, マイクロクリン, 石英, 少量の緑泥石化した黒雲母を主とし自形のスフェンがかなり認められる. ジルコンは細粒, 半自形粒状で長柱状のものは少い. 野沢ら (1975) の芦谷層に属するものと思われ, 源岩は基性火山岩～深成岩と思われる.
- HD14. 石ばく・ざくろ石・角閃石・透輝石・斜長石・准片麻岩. 岐阜県吉城郡河合村天生東南方, 小鳥川右岸, 黒淵北方約 600 m. 中細粒, 構成鉱物は透輝石, 褐緑色角閃石, マイクロクリン, 斜長石, 石英, ざくろ石, 黒雲母, 石ばくを主とする. ジルコン, スフェン, 共に丸く, 円磨された外形を示す. 野沢ら (1975) の天生層の岩石で, 源岩は石灰質鉄質砂岩と思われる.
- HD15. 黒雲母花崗岩 (船津花崗岩). 岐阜県吉城郡神岡町朝ノ浦, 橋の右岸. 黒雲母, マイクロクリン, 石英, 斜長石からなり, 野沢ら (1975) の斑状アダメロ岩に相当すると思われる. ジルコンは自形長柱状.
- HD16. 黒雲母花崗片麻岩. 岐阜県吉城郡神岡町栃洞坑内, 片状構造があり, 緑泥石化した黒雲母, マイクロクリン, 石英, 斜長石を主とする. 野沢ら (1975) のミローナイト質アダメロ岩に相当するものかもしれない.
- HD17. 黒雲母花崗片麻岩—黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩. 岐阜県吉城郡神岡町茂住坑内, 片状構造があり, 緑泥石化した黒雲母, マイクロクリン, 石英, 斜長石を主とする. 自形長柱状ジルコンを含む.
- HD18. 透輝石・黒雲母・准片麻岩. 富山県中新川郡立山町藤橋, 黒雲母, 透輝石, 斜長石, 石英を主とし, 少量のマイクロクリンを含む.
- HD19. 透輝石・片麻岩. 岐阜県吉城郡神岡町栃洞, 透輝石, 斜長石, 石英を主とする不均一な岩石.
- HD20. 角閃石・黒雲母花崗閃緑岩. 岐阜県吉城郡上宝村広河原, 野沢ら (1975) の下の本型花崗岩にあたる. 角閃石, 黒雲母, 斜長石, マイクロクリン, 石英を主とする.