自然残留磁気からみた萑崎岩屑流と流れ山

三村弘二*・河内晋平**・藤本丑雄***・種市瑞穂†・

日向忠彦††・市川重徳†††・小泉光昭††††

Debris avalanche hills and their natural remanent magnetization—
Nirasaki debris avalanche, central Japan

Koji MIMURA*, Shimpei KAWACHI**, Ushio FUJIMOTO***,
Mizuho TANEICHI†, Tadahiko HYUGA††, Shigenori ICHIKAWA†††
and Mitsuaki KOIZUMI††††

Abstract There are many debris-avalanche hills, so-called mudflow hills counted more than 100 in number on the Nirasaki debris avalanche deposit around the southern foot of the Yatsugatake volcanic chain in central Japan (Fig. 1). The size of the hills (Fig. 2) are as large as 500 m across and 80 m high in maximum above the surface of the debris avalanche. The authors recognize two facies in the deposit — megablocks and the main facies — to describe their characteristic occurrences and the natural remanent magnetization (NRM) (Table 1). A single megablock forms the core of a debris-avalanche hill (Fig. 3). The main facies surrounds the megablocks and occupies the major part of the deposit.

There is a very good concentration of the directions of the NRM in a megablock as a whole (Fig. 4, Table 2). But the declinations of the megablocks differ from that of the present geomagnetic field, whereas the inclinations of these mega blocks are similar (Fig. 5). Meanwhile there is no concentrated direction of NRM of the rock fragments in the main facies. However, the matrices show the parallel magnetization to the present geomagnetic field (Fig. 6).

The authors suggest that the main ancient body of the Yatsugatake volcanic chain broke into the megablocks, triggered probably by a phreatic explosion or earthquake. These megablocks could be transported through a large-scale debris avalanche for distances of more than 20 km, and finally form many debris-avalanche hills. Such deposits associated with debris-avalanche hills are known around the big andesitic stratovolcanoes in Japan. Among them, Nirasaki debris avalanche is the largest with its minimum volume of 9 km³, and extends for about 50 km.

ま え が き

八ヶ岳火山列の南麓 (Fig. 1) には、萑崎泥流 (MASON & FOSTER, 1956; 河内, 1961・1977) あるいは萑崎火砕流 (甲府盆地第四紀研究グループ, 1969a; KAWACHI, 1972) と呼ばれてきた、岩屑流*堆積物 (Fig. 2) が発達している。この堆積物は、火山岩を主とする多種多様な岩塊と基質から構成された複雑な見かけを呈し、その表面

* 本論でふれるように、この堆積物は dry avalanche と思われるが、適当な訳語が定着していないためと、水を媒体とする泥流 (mud-flow) とは区別する意味で、ここでは岩屑流 (debris avalanche) とよぶこととする。

1981 年 5 月 15 日受理

* 地質調査所地質部. Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-3. Yatabe, Tsukuba, Ibaraki Pref., 305 Japan.

** 北海道大学教養部地学教室. Department of Geology, College of Arts and Sciences, Hokkaido Univ., Sapporo, 060 Japan.

*** 山梨県巨摩高等学校. Koma High School, Yamanashi Pref., 400-03 Japan.

† 横浜市金沢区六浦町 4835. 4835, Mitsuura-cho, Kanazawa-ku, Yokohama, 236 Japan.

†† 山梨県市川高等学校. Ichikawa High School, Yamanashi Pref., 409-36 Japan.

††† 山梨県甲府東高等学校. Kofu Higashi High School, Kofu, 400 Japan.

†††† 山梨県機山工業高等学校. Kizan Technical High School, Kofu, 400 Japan.

には多数の流れ山地形が形成されている。日本においてこの種の堆積物は、泥流堆積物と一括して呼ばれており、たとえば磐梯山(SEKIYA & KIKUCHI, 1890)など、主として安山岩質の第四紀成層火山の山麓部にかなり普遍的に知られている。しかし、こうした堆積物および流れ山の成因については、まだ充分具体的に明らかにされたとはいきれない現状である。

更新世中期と推定される葦崎岩屑流の規模は、層厚 200 m(+), 到達距離 48 km(+), 総容積 9 km³(+)に達し、これらいわゆる泥流堆積物の中では最大級のものである。すでにその層位および層相上の特徴、流出源が八ガ岳であることなどについては、甲府盆地第四紀研究グループ(1969 a)によって報告された。それによればこの堆積物の最大の特徴は、径 500 m に達する流れ山の断面に、火砕岩と互層してしばしば何枚かの溶岩が挟まれた成層構造がみられることである。

この溶岩をふくむ流れ山と堆積物の成因については、野外の観察から、1) 火山体の中心部が巨大な岩塊(流れ山)となって地汙り式山崩れを生じて堆積したものであるか、2) 高温で粘性を保持していた溶岩を含む特殊

な火砕流(葦崎型火砕流)であるかの2通りの可能性が指摘され、とくに後者の考え方が強調された(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969 b)。しかし、その後の野外観察と自然残留磁気を検討した結果とから、前記1)の場合であることが明らかとなった。そこで本論では、この堆積物の層位・層相上の特徴を、その後確認された野外の事実を含めてまとめ直したうえで、自然残留磁気の検討にもとづく新しい流れ山成因説、すなわち、かつて八ガ岳火山列の南端部を占めていた火山体の中心部付近が、水蒸気爆発あるいは何らかの事件を契機として、最大径が 250 m をこえる巨大な岩塊多数に破壊され、それらが 20 km をこえる距離を粉体流として流下・堆積して流れ山を形成するに至った(三村ほか, 1970・1971)ものであることをのべる。

地形と一般地質

Fig. 2 に葦崎岩屑流の分布を示す。

この地域の地形は、八ガ岳の南麓斜面を形成しており、A) 権現岳(標高 2,718 m)から南へ 6.5 km (標高約 1,200 m) までの、ときに 20° をこえる急な地形の山体部、B) その南 12 km(標高約 600 m)までの、10° 内外の傾斜をもつ山麓緩斜面部、C) さらに南へ 9 km の葦崎市(標高約 350 m)までの幅のせまい台地状部(台地表面の平均傾斜 2° 内外)に3分して考えることができる。A) の地域は、主として葦崎岩屑流より新しい噴出物と礫層などから構成されている。

B), C) の地域は、主に古八ガ岳期末期の噴出物である葦崎岩屑流から構成されており、多数の流れ山が発達している(Fig. 2 参照、および橋本ほか, 1976)。これらの流れ山は、径 100~500 m、葦崎岩屑流の堆積面上の比高 20~80 m で、平面形は円ないし楕円形を呈し、総数は 100 をこえる。そして B), C) の地域のへり、および中山付近では、河川の侵食がすすんでおり、堆積物の連続した断面をよく観察することができる。とくにいくつかの地点では、のちにのべるように成層構造の発達した流れ山そのものの内部構造を直接観察することができる。B), C) の地域の葦崎岩屑流の下位には、軽石流堆積物(黒富士第2期火砕流; 三村, 1972)や砂礫層・泥流堆積物などが分布しており、上位には砂礫層と御岳第1浮石層(Pm-I; 小林ほか, 1967)を含むローム層、小範囲に砂泥層などが認められる(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969 a)。

葦崎岩屑流の最大層厚は 200 m (+), Fig. 2 の範囲

Fig. 1. Index map.
Area of the present investigation is shaded.

内* での容積は 9 km^3 で、時代は更新世中期（河内, 1961）と推定される。

韭崎岩屑流の層相

この岩屑流は、層位的には全体として1枚の地層であり、内部に堆積の時間間隙を示す現象は見いだされていない**。

堆積物は大きくわけて、つぎにのべるような泥流状の見かけを呈している、相対的に均質な部分と、これらにとりこまれた巨大岩塊とから成っている。すでにのべ

* この地域外にも、韭崎市から南方へさらに20 km 以上へたった甲府盆地南方の曽根丘陵や、富士川の谷沿い（石田, 1972）に分布が知られている。

** 局所的には、のちにのべるようなシート状にとりこまれたルーズな岩塊によって、一見岩屑流が上下にわけられるように見える部分があり、観察が不十分であると、この堆積物は2枚である、と見まちがえることがある。

た流れ山の断面は、その大部分がこの巨大な岩塊で占められているが、堆積物の主体は、泥流状の部分で構成される。甲府盆地第四紀研究グループ（1969a）はこれを「泥流状堆積物」と記載したが、以下ではこれを主相部

として記載する*。

A 巨大岩塊 (ブロック)

模式地は、釜無川の、小武川合流点から 1.5 km 下流にかかる穴山橋わき左岸の水門付近であるが、このほかに、そこから釜無川左岸に沿う、上流の濁川合流点付近までの各地に好露出地がある。それらのうち主な露頭は、Fig. 2 の C・D・E・G・H および I の地点である。のちにのべる自然残留磁気の測定試料は、これらの露頭から採取されたものである。Fig. 3 にはそれらの断面図を示す。図のようにそれぞれは、多数の溶岩あるいは火砕岩の互層から構成されており、成層していることが特徴であり、いわば一つ一つの大露頭が、八ガ岳の成層した旧山体の一部に相当している。成層構造は、個々の露頭ごとにほぼ一定した方向に傾斜しており、中には 70° に達するものがある。C や I の露頭左側では、これらの成層構造を切る小断層が認められる。D や E, H などの大露頭でも、不明瞭ではあるがやはり多数の小断層が発達している。さらに細かく見ると、巨大岩塊の露頭全体に細かい剪断変形がおよんでおり、その周縁では、とくに変形が顕著になっている場合がある。

溶岩は、厚さ 1~数 m, 長さは 10~30 m からときに 100 m に達し、しばしば多数の溶岩が上下に重なっている。こうした溶岩の挟在を確認できる場所は、現在、17 ヵ所で知られているが、それらはいずれも流れ山の断面部に相当している。挟在されている溶岩の下盤側火砕岩は、一般に酸化によって赤紫色を呈することが多いが、上盤側は前者ほど著しい赤紫色を示さない。溶岩の岩質は角閃石安山岩、輝石安山岩、かんらん石輝石安山岩などであり、これらは現在の八ガ岳の、南端中心部古八ガ岳期山体(河内, 1961・1977)を構成しているものと同質である。ここでとくに注目されることは、Fig. 3 の G と、I の左端の成層部で、これらは直線距離にして 1.1 km のへだたりがあるが、どちらも最上部に、角閃石の巨晶を少量含むほかは無斑晶に近い、厚い安山岩溶岩があり、下位には、異質の厚さ 10 m をこえる赤紫色を呈する成層した火山灰層があって、互いによく似た特徴を示していることである。

火砕岩部には、成層構造が発達していることが一般的で、主相部とは異なり、異質岩片をほとんど含んでいない。岩片の岩石種は、いずれも古八ガ岳期火山体を構成する安山岩類で、個々の単層内では岩質は一定している。一般に多孔質でパン皮火山弾をとまなう。岩片は大部分円磨されていない。基質は岩片と同質の火山灰で、

* 同じく同グループのいう「火砕流状堆積物」は、巨大な岩塊を構成する火砕岩の部分に当り、本論では巨大岩塊として記載する。

固くしまっており、しばしば赤紫色を呈する。部分的には、うすい火山灰層が成層構造に調和的にはさまれることがある。

以上にのべた巨大岩塊の側方基底部では、露頭はわずかであるが、主相部との境界面が識別される。それらは Fig. 3—C・D の左端および I など、火砕岩や溶岩の成層構造が大局的にはシャープに切られた境界を示している。境界面は、いずれも成層した岩塊の中心部に向けてゆるやかに傾いているが、かなり凹凸がみられるところもある。

巨大岩塊と主相部との側方境界は、シャープな部分もあるが、一般にはかなり乱れていて、極めて不明瞭である。また、巨大な岩塊の一部は、さらに大小さまざまな岩塊になって、主相部中に拡散しており、ある場合には露頭すべてが剪断変形をうけた溶岩あるいは火砕岩だけからなる、といった、この堆積物特有の複雑なみかけを呈している。このように、巨大岩塊がほぐれていく過程は、例えば Fig. 3—C の、図の範囲をはずれたさらに右方で観察することができる。

また、とくに日野春以南では、非溶結の黒富士火砕流が岩塊として含まれており、その形態はときとして、厚さ 1~5 m, 長さ 10 数 m 以上の水平のシート状をなし、その場所で堆積した地層そのものと間違え易い。

B 主相部

模式地は穴山橋から火砕流の台地上に通ずる道路沿い下部。このほかの主な露頭は、いずれも Fig. 2 の釜無川に沿う左岸にあり、葦崎市街から北へ約 2.5 km まで、小武川と黒沢川の合流点の間の各地、尾白川の合流点付近、濁川合流点から上流へ富士見付近までなど。

無層理・無淘汰で、すでにのべた巨大岩塊のさまざまなほぐれ岩体を含むほか、種々の岩片と、それらの細片からなり、いわゆる泥流堆積物のみかけを呈する。それらを構成する岩片の岩石種は、主に八ガ岳起源の多種類の輝石安山岩と、葦崎岩屑流の流下にともなって河床からとり込んだと考えられる種々の礫(ホルンフェルス・粘板岩・砂岩・花崗岩)、および一部の地域にとりこまれている黒富士火山起源のデサイトなどである(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969 a)。それらの量比は局所的には偏りがみられるものの、全体としては均質によく入り混じっていて、堆積物中での系統的な差はないように見うけられる。堆積物上部でも、基盤岩片は普遍的に認められる。さらに無炭化の木片や、ときには針葉樹の球果化石を含む。水による分級は認められない。一部ではごく大まかに成層している部分があるが、

Fig. 3. Sketch of the cross sections of debris-avalanche hills and the sampling sites.
mf: main-facies part, pf: pyroclastic rocks. Kgl and Omf are gravel bed and mudflow deposit respectively underlying Nirasaki debris avalanche. A-H: locality symbols are the same as those in Fig. 2. Numbers show the sampling points.

Fig. 4. NRM directions of the layered lavas and pyroclastic rocks in a megablock forming every debris-avalanche hill at the locality C-I on Fig. 3.

PF : pyroclastic rock, MF : main-facies part, F : fragment, M : matrix, solid circle : lower hemisphere, open circle : upper hemisphere.

このような構造を広く追跡することはできない。岩片の粒径は一般に 20 cm 以下であるが、推定流出源(八ヶ岳の権現岳付近)から 25 km 以上はなれた葦崎においてなお、3 m 大のものを含むなど、流出源からの距離による規則的変化は認められない。基質は概して軟弱で、崖の状態は凹凸にとみ、とくに岩片が抜けおちた窪みが多い。すでにふれたように、葦崎岩屑流全体としては、この主相部が量的に主体をなしている。

自然残留磁気

自然残留磁気の測定試料は、この堆積物の Figs. 2・3 に示した各地点から、1969~73 年に採取した。試料は、流れ山断面にある巨大岩塊の成層構造がもっともよく観察される地点 C と D から成層部を、地点 E・G・H および I から、溶岩と火砕岩の岩片・基質を、地点 A・F・H から主相部の岩片と基質をそれぞれ採集した。採集方法・採集個数・自然残留磁気測定年・測定器・測定者などは、それぞれ下記のとおりである。

巨大岩塊部：溶岩 1 枚につき、約 3 cm 立方の定方位試料を数個。1 枚の火砕岩中の岩片 1 個から約 3 cm 立方の定方位試料を 1 個づつ、合計数個。基質はまわりを石膏でかためたうえ、約 3 cm 立方の定方位試料を数個。

主相部：上記火砕岩と同様にして多数個。

これらの試料は、採集後室内にすくなくとも 3 ヶ月以上無作為に放置されたのち、測定に当って整形がほどこされた。測定年は 1969~73 年ののべ 24 日間、測定機器は京都大学理学部地質学鉱物学教室笹嶋研究室の無定位置磁力計、測定者は三村弘二・三村公子である。

測定結果

巨大岩塊部中の溶岩と火砕岩の岩片・基質および主相部の岩片・基質の測定結果を Table 1 に示す。さらに、帯磁方位のステレオ投影図を採取位置ごとに 1 つのシュミットネットにあらわし、それらを各地点ごとにまとめ、Fig. 4—C~I に示す。これらの自然残留磁気の帯磁強度は、いずれも 10^{-2} — 10^{-3} emu/gr のオーダーである。

以上の測定結果をまとめると以下のとおりである。

A 巨大岩塊 地点 C では、溶岩も火砕岩も正帯磁で、それらの方位はほとんど全て第 2 象限にプロットされる (Fig. 4—C)。一方、地点 D では採取位置 9 の火砕岩岩片ではばらつきがみられるが、他は全て正帯磁で、方位は第 3 象限から第 4 象限との境界付近にかけて集中する (Fig. 4—D)。以下、地点 E・G・H・I でも、各地点の巨

Table 1. NRM of the megablock forming every debris-avalanche hill and the main-facies part.

Locality	Sampling site	Rock	Number of samples	NRM		α_{95}	
				Decl.	Incl.		
C	3	lava	3	334	31	22	
	4	lava	3	336	9	18	
	5	lava	3	328	27	13	
	6	lava	6	338	15	10	
	7	lava	4	329	20	10	
	8	lava	2	319	3	11	
	9	lava	4	326	14	10	
	10	lava	4	331	14	16	
	11	pf f	5	322	16	11	
	12	lava	3	324	15	14	
	13	lava	2	355	44	89	
	14	lava	4	330	24	12	
	15	lava	4	329	36	14	
	16	lava	4	302	55	12	
	18	lava*	1	334	20		
	19	lava*	3	331	29	43	
	20	pf m	3	358	45	46	
	21	ash	4	312	40	15	
	total			62	329	25	5
	D	2	lava	4	217	63	36
		3	lava	4	222	41	19
4		pf f	4	204	44	39	
4		pf m	4	199	33	15	
5		lava	3	190	60	22	
6		lava	4	217	48	26	
7		lava	3	193	53	42	
8		lava	4	193	26	11	
9		pf f	5	202	58	59	
9		pf m	3	190	38	47	
10		lava	3	259	56	76	
11		lava	3	322	65	50	
12		lava	4	192	56	14	
13		lava	3	191	57	15	
14		pf f	5	185	48	18	
15		lava	3	151	72	45	
16		lava	4	190	35	18	
total			63	202	52	7	
E	1	lava	8	35	39	9	
	3	lava	9	26	43	9	
	total			17	30	41	6
G	1	lava	6	44	54	9	
H	2	pf f	5	46	-56	23	
	2	pf m	4	45	-52	19	
	total			9	45	-54	13
I	2	lava	7	35	54	7	
	3	pf f	5	73	69	25	
	total			12	46	61	11
A	1	mf m	4	326	41	36	
F	1	mf m	4	29	57	33	
H	4	mf m	4	2	49	23	
total			12	356	52	17	

* brecciated

Locality symbols are the same as those in Fig. 2. pf: pyroclastic rock, f: fragment, m: matrix, mf: main-facies part.

大岩塊ごとに、ある決まった方位に自然残留磁気が集中している (Fig. 4—E~I)。すなわち;

- 1) 同一巨大岩塊内の成層した溶岩の帯磁方位はほぼ一致している。
- 2) 同一巨大岩塊内での火砕岩の岩片と基質の帯磁方位は、岩片ではときにばらつきが認められる場合があるが、基質ではほぼ一致している。
- 3) 2)において、岩片・基質の帯磁方位がほぼ一致している場合、その方位は溶岩のそれと同じである。

Table 2 右欄に、各巨大岩塊ごとの帯磁方位の、平均偏角・伏角値を示す。Fig. 5 は、この平均値を分布図

Table 2. Present and restored stratification of the megablocks according to their NRM.

Locality	Number of samples	Direction of NRM	
		Decl.	Incl.
C	62	329	25
D	63	202	52
E	17	30	41
G	6	44	54
H	9	45	-54
I	11	46	61

Fig. 5. Distribution of the NRM direction on each megablock forming a debris-avalanche hill.

Arrow : declination, figures : inclination.
A-H : locality symbols are the same as those in Fig. 2.

として表現したものである。これらの図・表から、さらにつぎの2点が指摘できる。

- 4) 1つの巨大岩塊の平均帯磁方位は、現在の磁北とは異っており、かつ巨大岩塊ごとに大きな差異が認められる。
- 5) 現在の磁北からの帯磁方位のずれは、Fig. 5のHを除き、伏角では小さく、偏角では著しく大きい。

B 主相部 一方、主相部の帯磁方位をまとめて示した Fig. 6 をみると、A・C・D・Fの採取地点のいかんにかかわらず；

- 1) 岩片の帯磁方位は集中が認められず、全くばらばらである。

Fig. 6. NRM directions of the main-facies part at the locality A, C, D, F and H on Fig. 2. Figures and abbreviations are the same as those in Fig. 4.

- 2) しかし、基質の帯磁方位は、A・F・Hでみるように、ある程度のばらつきはあるものの、採集場所にかかわらず、全て現磁北方向に分布している。

考 察

以上のように、巨大岩塊と主相部とは、それらの自然残留磁気の特徴に大きな違いのあることが明らかとなった。これを野外の事実と合せると、葦崎岩屑流は旧山体の成層部を巨大な岩塊としてとりこんだ堆積物であることが支持される。多数の流れ山のうち、すくなくともここにのべたものは、これらの成層岩塊が芯をなしている。そして個々の成層岩塊中の厚い火砕岩は、しばしば構成岩片の帯磁方位に集中がみられることから、そのキュリー温度に近いかそれ以上の高温で堆積しており、これらに薄い溶岩が多数挟まれていることは、そうした岩塊がかつては八ガ岳火山体の中心部にあったことを暗示している。

巨大岩塊は、全体に剪断変形をうけているものの、単一岩塊内での各部分の帯磁方位はよく一致しており、褶曲などの大きな変形はうけていない。かつその帯磁方位は巨大岩塊毎に異なる。これはすでにのべた放置実験に加えて、その磁化の安定性をもおのずから支持するものと考えてよいであろう*。また、自然残留磁気の測定結果からみる限り、これら巨大岩塊は、運搬の過程で水平面内の回転が卓越して、上下方向の転動をしているものは少ない**。

このような巨大岩塊を運搬した媒体は、今までの観察から、この堆積物の主体をなす主相部であると考えられる。この主相部は本質岩片を含まず、野外における層相上の特徴や、中の岩片の帯磁方位のばらつきなどから推して、運搬時の岩片はキュリー温度付近までは熱せられていなかったと考えてよい。事実、高温酸化の証拠はみられず、さらに中の木片による堆積温度は 200°C 未満 (MAURY *et al.*, 1973) であったことが知られている。

しかし、その基質の帯磁方位は現磁北にほぼ一致している***。これは、したがって熱残留磁気ではなく、恐らく堆積直後の降雨など水の影響による post-depositional remanent magnetism (P.D.R.M.; 青木 豊氏の私信による) である可能性が高い。

以上のことから、この堆積物は旧山体の中心部を構成していた部分が、巨大な岩塊として破壊され、運搬さ

れ、堆積したものであることが推定される*。剛性がゼロに近く、きわめてもろいこのような巨大岩塊を、多少の剪断変形を与える程度で、山体中心部から 20 km 以上も運搬するメカニズムとしては、低温 (200°C 未満) の一種の粉体流 (岩屑流) であると考えるのがもっとも妥当であろう。MUDGE (1965), KENT (1966) らによって、非火山地域における一種の粉体流と思われる例 (dry avalanche) が、すでにアメリカ、スイスなどで知られている。

このような大規模な崩壊をひき起したひきがねとしては、地震などのほか、1888 年の磐梯山 (SEKIYA & KIKUCHI, 1890) のような水蒸気爆発によって、山体全体がいきなり崩壊を開始したことが考えられる。

今日まで、この葦崎岩屑流のように、巨大な (成層) 岩塊を伴い、かつそれらが流れ山を形成している岩屑流堆積物の例は知られていない。しかし、磐梯山をはじめ、岩木山 (一色・大沢, 1967), 浅間山 (荒牧, 1968), 然別 (安藤・山岸, 1975), 北海道駒ヶ岳 (勝井ほか, 1975) など、多数の安山岩質成層火山の終末期を代表する活動の産物として、流れ山を伴うこのような堆積物が、本質的にここにのべた葦崎岩屑流と同様の機構で形成されている可能性があり、今後個々のものについて検討を加えてみる必要がある。

ま と め

中部日本の八ガ岳火山列の南麓に分布する葦崎岩屑流について、流れ山に含まれる巨大 (成層) 岩塊と、それらを取りまく基質 (主相部) とにわけて層相の特徴を記載し、両者から採集した多数の試料について自然残留磁気を測定した。その結果、この堆積物の主体を占める主相部では、岩片に磁化方位の集中は認められなかった。しかし、基質は現磁北方向にそろっていた。一方、しばしば多数の溶岩を挟在する巨大岩塊では、各岩塊ごとに一定した磁化方位の集中が認められた。これらの巨大な (成層) 岩塊は、流れ山の芯を構成しており、個々の岩塊の平均帯磁方位の、現磁北からのずれは、伏角よりも偏角の方が大きい。

こうした結果は、野外の観察事実と合せて、八ガ岳旧山体の成層した中心部を構成していた部分が、水蒸気爆発など何らかの事件を契機として、巨大な多数の岩塊に破壊され、低温の粉体流を生じ、巨大岩塊は流れに浮ぶコーヒーカーップのように運搬され堆積して、流れ山を形成するに至ったことを示している。

* こうした可能性については、鈴木 (1966) がのべている。

* したがって交流消磁等はここではとくにほどしていない。また、落雷による局部帯磁も今回の測定には含まれていないものと思われる。

** この場合の運動は、ちょうど遊園地でみられる“コーヒーカーップ”のような水平面内の回転運動を想定すればよいであろう。

*** このことは、推定される葦崎岩屑流の地質年代 (更新世中期; KANEOKA *et al.*, 1980, では $0.25 \sim 0.38 \times 10^6$ 年前) と矛盾せず、ブリュンヌ正磁極期のものと考えられる。

謝辞 この報告をまとめるに当り、地質調査所の一色直記・小野晃司両氏には原稿に目をとおり御討論いただいた。また以下の方々からは、御意見とはげましをいただいた。記して厚く御礼申し上げる。地質調査所：嶋崎吉彦・曾屋竜典，北海道大学：勝井義雄，東京大学：中村一明・青木 豊，大阪府立交野高校：景守紀子，甲府市立南西中学校：宮崎 元，甲府市立南中学校：宮沢忠治の各氏。

また京都大学理学部笹嶋貞雄教授と、同地質学鉱物学教室のみなさんからは、無定位磁力計の使用と測定について助言をいただいた。三村公子氏には多数の自然残留磁気測定を、地質調査所の上嶋正人氏には測定データのチェックを、朝倉栄子氏には図表作成の一部を手伝っていただいた。合せて厚く御礼申し上げる。

文 献

- 安藤重幸・山岸宏光，1975：然別火山熱雲堆積物表面の流れ山。火山，2集，20，31—36。
- 荒牧重雄，1968：浅間火山の地質，地団研専報，14，45p。
- 橋本尚幸・川野辰男・磯山 功・窪木時雨郎・奥海 靖，1976：韮崎火砕流および流れ山（泥流丘）の地形学的考察。地調月報，27，625—683。
- 石田 高，1972：韮崎火砕流の新産地，山梨地学，16，17，6—10。
- 一色直記・大沢 穠，1967：岩木火山北東麓の泥流丘群（演旨）。火山，2集，12，149。
- KANEOKA, I., MEHNERT, H., ZASHU, S. and KAWACHI, S., 1980: Pleistocene volcanic activities in the Fossa Magna region, central Japan. K-Ar age studies of the Yatsugatake volcanic chain. *Geochem. Jour.*, 14, 249—257.
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸男，1975：駒ヶ岳。火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策。北海道防災会議，194p。
- 河内晋平，1961：八ヶ岳火山列。I・II，地球科学，55，56，1—8・11—17。
- ，1977：八ヶ岳地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地調，92p。
- KAWACHI, S., 1972: On the arrangements of volcanoes in the Yatsugatake volcanic chain with special reference to the basement. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, 15, 139—155.
- KENT, P. E., 1966: The transport mechanism in catastrophic falls. *Jour. Geol.*, 74, 79—83.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦，1967：御岳火山第一浮石層。地質雑，73，291—308。
- 甲府盆地第四紀研究グループ，1969a：八ヶ岳南麓の地質。地質雑，75，401—416。
- ，1969b：韮崎型火砕流の提唱と流れ山の成因について。地質雑，75，485—489。
- MASON, A. C. and FOSTER, H. L., 1956: Extruded mudflow hills of Nirasaki, Japan. *Jour. Geol.*, 64, 74—83.
- MAURY, M. R., ARAI, F., MIMURA, K., HAYATSU, K. and KOBAYASHI, K., 1973: Estimation des températures de mise en place de brèches pyroclastiques du Japon d'après l'étude de leurs bois carbonisés. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277, 1621—1624.
- 三村弘二，1972：黒富士火山地域火砕流および降下軽石記載 I，第四紀研究，11，318—319。
- ・藤本丑雄・日向忠彦・市川重徳・河内晋平・種市瑞穂，1970：自然残留磁気による韮崎火砕流の検討。地質学会 77 年大会講演要旨，274。
- ・———・———・———・———，1971：韮崎火砕流の自然残留磁気（演旨）。火山，2集，15，146—147。
- MUDGE, M. R., 1965: Rock-fall-avalanche and rock-slide-avalanche deposits at Sawtooth Ridge, Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 1003—1014.
- SEKIYA, S. and KIKUCHI, Y., 1890: The eruption of Bandai-san. *Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo* I, 3, pt. 2, 91—171.
- 鈴木隆介，1966：いわゆる韮崎泥流について（予報）（演旨）。地理評，39，363—364。