日本の第四紀火山の地形発達と分類

守 屋 以 智 雄*

日本の 140 の第四紀火山の地形発達を空中写真・野外調査・文献によって明らかにし、それらの形成過程の一般的な規則性を求めた。さらにそれらを基準にして火山の発達史的分類を試みた。その結果、上記 140 の火山は異なった三つの発達系列——A 型・B 型・C 型火山に大別される。A 型火山は〔第 1 期〕薄い溶岩流・スコリアを主とした円錐火山体形成→〔第 2 期〕厚い溶岩流付加による円錐火山体成長→〔第 3 期〕火砕流噴出による山頂破壊・裾野拡大→〔第 4 期〕小カルデラ・溶岩円頂丘形成という発達過程をもつ。B 型火山は大規模火砕流堆積面→大カルデラ（径 10 km 以上）→a 型火山（A 型火山と同じ発達をする小円錐火山）の発達過程で生じ、C 型火山は一輪廻のみの噴火で生ずる。A 型・a 型火山は発達段階の違いから、さらに A₁ 型・a₁ 型（第 1 期または第 2 期まで発達）、A₂ 型・a₂ 型（第 3 期または第 4 期まで発達）、A₃ 型・a₃ 型火山（第 1・2 期が欠け、第 3 期または第 4 期まで発達）に細分される。C 型火山は C₁ 型火山（スコリア丘・溶岩流）と C₂ 型火山（溶岩円頂丘）に細分される。

このような地形発達に対応して噴火様式・噴出物の種類・鉱物組成・化学組成・噴出量・活動期間・活動度も変化する。これらの変化は日本の第四紀火山の大部分が上部マントルから直接上昇したマグマに由来するのではなく、地殻内のマグマ溜り中で一時滞留した後、噴出したマグマに由来する、という従来の考え（例えば久野, 1954）に調和的である。

A 型火山の寿命は数 10 万年で、最近 100 万年間日本各地で継続的に活動したらしいが、B 型火山はおもに 250 万～100 万年前に活動した古期 B 型火山と更新世末に活動した新期 B 型火山に分けられ、両者の間には約 100 万年の空白期間がある。A₁ 型火山は日本列島全般にわたって分布するが、A₂ 型火山は島弧の会合部付近に限られる。新期 B 型火山は日本列島南北端に限られ、本州中央部には存在しないが、古期 B 型火山は日本列島全体にはほぼ等間隔で分布する。C 型火山は西南日本の日本海側に多い。

I はじめに

日本の第四紀火山の大部分は円錐火山であるが、それ以外にカルデラ火山、溶岩円頂丘火山、スコリア丘火山など、さまざまな形態のものがある。また円錐火山の中でも富士火山のように典型的な円錐形を示すものから、赤城火山のように山頂に小カルデラ、溶岩円頂丘をもつものまでさまざまある。

筆者は赤城火山の地形・地質調査から、その山体が富士型→磐梯型→浅間型の変化をたどり、現在に至ったことを明らかにした(守屋, 1968, 1970, 1971a)。この事実からさまざまな形態をもつ現在の火山はある発達系列上の、ある発達段階にあると推測される。筆者は、このような観点にたてば前述のように多種多様の火山を整理できると考え、日本の 140 の第四紀火山の発達史を明らかにして、その一般的規則性

第 1 表 火山の基本単位地形の分類 (守屋, 1978)

Table 1 Classification of the fundamental units of volcanic landforms (Moriya, 1978)

Accumulation surfaces of essential materials	—Original surface of lava(lava flow surface, lava dome, etc.)
	—Pyroclastic flow surface(pumice flow surface, scoria flow surface, etc.)
	—Pyroclastic cone(pumice cone, scoria cone, etc.)
Landforms formed by volcanic activities	—Horseshoe-shaped caldera and mud flow surface
	—Crater wall and floor
	—Caldera wall and floor
	—Fault scarp
Landforms formed by epigenetic processes bearing no relation to volcanic activities	—Wall and floor of erosional valley
	—Volcanic fan
	—Landslide

* 駒沢大学・北海道教養部

stage					stage				
	1st	2nd	3rd	4th		1st	2nd	3rd	4th
Cone volcano					Nyoho				
Shiretoko	■				Nantai	■			
Shiretoko-Iwo	■	■			Omanago		■		
Rausu	■	■			Nikko-Shirane		■		
Onnebetsu	■	■			Oze-Hiushi		■		
Unabetsu	■	■			Akagi	■	■	○	■
Shari	■	■			Komochi	■	■		
Niseikaushuppe	■	■	■	■	Onoko	■	■		
North-Taisetsu	■	■	○	■	Haruna	■	■	○	■
South-Taisetsu	■	■			Iiji	■	■	○	■
Tokachidake	■	■			Naeba		■		
Irumukeppu	■	■			Kenashi	■	■	○	■
Rishiri	■	■			Takayashiro		■		
Shokanbetsu	■	■	■		Shiga		■		
Kuttara		■	■		Kusatsu-Shirane		■		
Shiribetsu	■	■			Omeshi		■		
Yotei	■	■			Azumaya	■	■		
Niseko	■	■			Asama	■	■	○	■
Raiden	■	■			Eboshi	■	■	○	■
Kariba	■	■			Iizuna	■	■	○	■
Oshima-Komagatake	■	■	○	■	Kurohime	■	■	○	■
Yokotsu	■	■			Myoko	■	■	○	■
Mutsu-Hiuchidake		■	■	■	Niigata-Yakeyama		■		
Osore	■	■	○	■	Shirouma-Oike		■	○	■
Hakkoda		■			Tateyama		■	○	■
Iwaki	■	■			Kumonodaira		■		
Kanpu		■	■		Yakedake		■		
Moriyoshi		■	■		Norikura	■	■		
Akita-Yakeyama	■	■	■		Dainichi	■	■		
Hachimantai	■	■			Hakusan		■		
Iwate	■	■	○	■	Ontake	■	■	○	■
Kayo	■	■	■		Kirigamine		■		
Akita-Komagatake	■	■	■		North-Yatsugatake	■	■	○	■
Yakeishi		■			South-Yatsugatake	■	■	○	■
Chokai	■	■	■		Fuji	■	■		
Kurikoma	■	■			Ashitaka	■	■		
Gassan	■	■	○	■	Hakone	■	■	○	■
Funagata	■	■			Amagi	■	■	○	■
Shirataka		■	■		Daruma		■		
Zao	■	■	○	■	Daisen		■	○	■
Azuma	■	■			Tsurumi		■		
Adataru	■	■			Yufu		■		
Bandai	■	■	○	■	Kuju		■	○	■
Nekoma		■	■	■	Tara	■	■		
Futamata		■			Unzen	■	■	○	■
Sumon	■	■			Kimpo	■	■	○	■
Asakusa	■	■			Imuta	■	■	○	■
Nasu	■	■	○	■					
Takahara	■	■	○	■

第1図 日本の第四紀火山の地形発達模式図

1. 薄い溶岩流面
2. スコリア丘
3. 小カルデラ（火砕流を伴わない）
4. 厚い溶岩流面
5. 馬蹄形カルデラ
6. 大規模火砕流堆積面
7. 大カルデラ
8. 小規模火砕流堆積面
9. 小カルデラ（火砕流を伴う）
10. 溶岩円頂丘

Fig. 1 Schematic chart of the geomorphological developments of the Quaternary volcanoes in Japan

1. Thin lava flow surface
2. Scoria cone
3. Small caldera without associated with pyroclastic flows
4. Thick lava flow surface
5. Horseshoe-shaped caldera
6. Large-scaled pyroclastic flow surface
7. Large caldera
8. Small-scaled pyroclastic flow surface
9. Small caldera associated with pyroclastic flows
10. Lava dome.

第2図 赤城火山の地形分類図(守屋, 1968 改変)

1. 最新期火山麓扇状地 2. 溶岩円頂丘 3. 小カルデラ壁 4. 火砕流堆積面とその背面
5. 後期火山麓扇状地 6. 第2期溶岩流の火山岩頸 7. 第2期溶岩流原面 8. 前期火山麓扇状地とその背面 9. 泥流堆積面 10. 第1期溶岩流原面.
M: 前橋 N: 沼田.

Fig. 2 Geomorphological map of Akagi Volcano

1. Volcanic fans in the recent time 2. Lava dome 3. Rim of small caldera
4. Pyroclastic flow surfaces and their ridges 5. Volcanic fans in the later stage 6. Volcanic necks of lava flows in the 2nd stage 7. Lava flow surfaces in the 2nd stage 8. Volcanic fans and their remnants in the earlier stage 9. Mud flow surfaces 10. Lava flow surfaces in the 1st stage.
M: Maebashi N: Numata.

を抽出し、発達史的に火山を分類することを試みた。

これまでも複成火山の発達史の一般的傾向については、Schneider (1911), Cloos (1936), von Wolff (1914), 小藤(1918), Rittmann(1962), Aramaki and Yamasaki (1963) などが言及しているが、Rittmann が自ら述べているように、それは精査された少数の

火山の例からの推定で、多くの火山の調査結果から帰納したものではないため、得られた一般法則は非常に概念的であり、一部には誤りさえ認められる。これは火山の調査が多量の労力と時間を必要とし、1人では多くの火山を調査できないことに起因している。これに対し筆者は空中写真判読から地形分類

図を作製し、野外での地形・地質調査と文献を援用することによって、労力・時間を軽減し、日本の140の第四紀火山の地形発達史を明らかにすることを試みた。

火山の地形分類を行なうにあたって、空中写真で認められる地形的特徴とそれをつくる噴出物との対応関係を知る必要がある。しかし、それはまだ明らかにされていなかったで、筆者は赤城火山その他いくつかの火山で野外の地形・地質調査を行なって、両者の関係を明らかにし、火山の地形分類の基準となる基本単位地形(第1表)を設定した(守屋, 1978a)。

本論文では、これをもとに140の火山の地形分類を行ない、その地形発達を明らかにした結果を示し、さらにその特徴にもとづいて日本の第四紀火山の分類を試みる。その他、地形発達に伴う噴出様式・噴出物の種類などさまざまな変化や、発達の系列・段階などによって分類した火山の時間的・地理的分布の特徴についても述べる。

この研究において、1個の独立した火山を時間的・空間的にどのように認定するかは重要な意味をもつ。それは、第三紀以来の火山地域では火山体基底と基盤岩の境界を厳密に決めるににくい場合もあるからである。しかし、この研究では火山の発達段階を4～5期に大別しただけで細かな議論を避けたため、結論にそれほど大きな影響はないと思われる。

また八幡平火山群のような密集した火山群をどのように独立・分離させるか、あるいは一括するかという問題もむづかしい。そこで、ここではとりあえず一色ほか(1968)の分類にほぼ準じた¹⁾。

一色ほか(1968)は第四紀火山として196火山を記載しているが、筆者はそのうち火山原面がほとんど残されていない39火山(例えば札幌岳火山)、山体の大部分が海中に没して全体の地形がよくわからないと考えられる29火山(例えば伊豆大島火山)を省略する一方、一色ほか(1968)の記載にはないが、原形を残し明らかに第四紀火山と考えられる北海道後

志地方の尻別火山、福島県白河地方の二俣火山(守屋, 1971 b)、島根県中海にある大根島火山(大根島研究グループ, 1975)および会津-白河地方をはじめ日本各地の11ヵ所に分布する古い火砕流台地(古期B型火山: 守屋, 1979)を加えた140火山を考察した。

II 火山の地形発達の記載

日本の第四紀の複成火山は、一般に数100あるいは1,000回をこす多数輪廻の噴火によって形成されているので、その変化は非常に複雑である。したがって、その変化を細部にわたり考察すると全体的な傾向はかえってわからなくなる。そこで、筆者は複雑な火山の発達史を、おもに大きな地形的不整合の有無から4～5段階に区分し、その変化過程を明らかにすることを意図した。そのため、ここでの記載は各発達段階内の代表的、あるいは平均的特徴を示すにすぎない。各発達段階内におけるより細かい変化・特徴については今後問題にされるべきであるが、ここではふれない。

すべての日本の第四紀火山の地形発達史をここで述べることはできないので、末期の発達段階まで進み、しかもその発達過程が詳しく明らかにされている赤城火山をはじめとする、火山の地形発達史研究の規準となった、いくつかの特徴的な火山の地形発達を略述するとともに、他は図式化して第1図に示した。

1) 赤城火山の地形発達

赤城火山は山頂部に小カルデラ、山麓部に火砕流堆積面が存在する円錐火山である。空中写真判読によると、その山体は第2図にみられるように10種類の地形面からなり、さらに筆者の野外調査によって地表には現われない最下位の薄い溶岩流の累層からなる原地形が存在することが明らかにされた。これらをもとに次の四つの時期に大別される発達史が編まれた(第3図)。

第3図 赤城火山の発達(守屋, 1968, 1971を改変)

Fig. 3 Development of Akagi Volcano

(1) Formation of large cone with simple structure mainly composed of mafic thin lava flows and scoria falls(1st stage) (2) Growth of the cone by addition of thick lava flows on the upper slopes. Sometimes large-scale destructions of the upper parts of the cones happen by the triggers of phreatic explosions (2nd stage) (3) Explosive eruptions producing pyroclastic falls and flows, which repeatedly construct and destruct of pyroclastic cones on the summit and extend of the lower slopes with the accumulations of pyroclastic flow deposits (3rd stage) (4) Formation of lava domes within a small caldera on the summit(4th stage).

〔第1期〕薄い溶岩流²⁾とスコリアの互層の堆積によって生じた平滑斜面をもつ円錐火山の形成

〔第2期〕厚い溶岩流²⁾がその上をおおい、階段状の斜面をもつ急峻な円錐火山の成長。その間に山頂部が大崩壊して馬蹄形カルデラが生じ、山麓部に泥流堆積面が形成されることがある

〔第3期〕火砕流の噴出。山頂部に火砕丘形成、山麓部に火砕流堆積面・火山麓扇状地発達

〔第4期〕小カルデラの形成。その中に2溶岩円頂丘形成。

2) 赤城火山に似た地形・発達史をもつ火山

日本の第四紀火山のうち赤城火山に似た地形と発達史をもつ火山は、北大雪・恐山・榛名・高原など16ある。これらの諸火山は、北大雪火山でカルデラ形成後にカルデラ内に溶岩円頂丘ができる代わりに、その外側に溶岩流が流出したこと、恐山火山の第1期に3個の独立した中型円錐火山が形成されたこと、榛名火山が第4期のカルデラ・溶岩円頂丘形成期に火砕流堆積面をつくっていることなど、細かい点で赤城火山と異なる。しかし、いずれも赤城火山の第1期に対応する薄い溶岩流を主体とした円錐火山原面、第2期に相当する厚い溶岩流原面・泥流堆積面、第3期に対応する火砕流堆積面、第4期に対応する小カルデラ・溶岩円頂丘などからなり、大筋は赤城火山と同様の地形・発達史をもつ。

浅間火山も赤城火山に似た地形および発達史をもつ。空中写真から読みとれる浅間火山の地形発達¹⁾は、Aramaki(1963)の地質調査による発達史とほぼ一致し、黒斑溶岩流原面(円錐火山区)形成期が赤城火山の第1期に、^{ほとけいわ}仏岩溶岩流原面・^{せきそん}石尊溶岩円頂丘形成期が第2期に、軽石流堆積面形成期から現在までが第3期によく対応する。小カルデラおよびその中に形成される溶岩円頂丘が存在しない点が赤城火山と異なるが、これは浅間火山が第4期まで発達していないためと解釈できる。

渡島駒ヶ岳・むつヶ岳・女峰・草津白根・男体などの諸火山は、赤城火山の第1・第2期に対応する溶岩流を主とした円錐火山原面、第3期に対応する火砕流堆積面をもつが、山頂に小カルデラおよび溶岩円頂丘をもたない点で、浅間火山同様、第3期まで発達した火山と考えることができる。

鳥海・磐梯両火山は比較的薄い溶岩流を主体とした円錐火山であるが、赤城火山と違って顕著な火砕流堆積面・小カルデラなどは認められない。しかし

馬蹄形カルデラ・泥流堆積面は存在する。これらを赤城火山の地形発達史と比較すると、第1期あるいは第2期前半まで発達した火山と解釈できる。

上述の火山と同様の地形および発達史をもつ火山に月山・那須火山がある。また、岩手・岩木・南八ヶ岳火山では山麓部に泥流堆積面が広がるが、馬蹄形カルデラは認められない。両者は一般に対で形成されるので、馬蹄形カルデラは新しい山体中に埋没していると考えられる。したがって、これらの火山も赤城火山の第1期から第2期に達したものと解釈できる。

円錐火山の中には燧ヶ岳・焼岳・日光白根火山のように、厚い(100~300 m)溶岩流が累重して生じた“鐘状火山”ともいふべきものがある。これらは赤城火山の第1期に相当する地形を欠き、第2期に相当する地形のみからなる。これは、いきなり第2期から活動が開始されたためか、侵蝕により第1期の地形が消失したためか、どちらかによるものであろう。

典型的な円錐火山である富士・羊蹄火山はスコリア薄層をはさんだ薄い溶岩流が無数に累重してつくった平滑な斜面からなり、泥流堆積面³⁾・火砕流堆積面・溶岩円頂丘は存在しない。したがって、これらの火山はいまだ赤城火山の第1期に相当する時期までしか発達していないと考えられる。同様の火山は暑寒別・乗鞍・蔵王・安達太良など数多い。これらの中には秋田駒ヶ岳・森吉火山など径2 km前後の小カルデラが山頂に存在する火山がある。この小カルデラは赤城火山の第4期に相当する時期に形成される小カルデラと形態・規模において類似するが、火砕流堆積面が形成されていない第1期に生じている点で異なる。

また中小の円錐火山群からなる八甲田・八幡平・ニセコ火山も、一見、地形的には富士火山などの孤立した円錐火山と異なるが、それは火道が枝分かれした結果にすぎないと解釈すれば、富士火山などと

同様に扱うことができる。おのおのの中小円錐火山体が溶岩流原面を主として成り立っており、顕著な泥流堆積面・火砕流堆積面が存在しないことから、赤城火山の第1期あるいは第2期まで発達した火山としてよい。

以上述べたように、従来円錐火山あるいは成層火山と呼ばれた火山は、地形・発達段階に多少の差違があっても、大きくみればいずれも赤城火山と同じ発達系列上にあるものと考えられる。

3) 赤城火山と異なる発達過程をもつ火山

日本の第四紀火山の中には赤城火山やその他の円錐火山とはまったく異なる地形および発達史をもつ火山が存在する。それは従来、大カルデラ火山といわれたもので、阿蘇・洞爺などの諸火山がこれにあたる。これらは径10 kmをこえる大カルデラとその周囲に広がる火砕流堆積面およびカルデラの内部あるいは縁辺部に生じた小円錐火山とからなる。

例えば、支笏火山は直径12 kmの大カルデラと広大な火砕流堆積面、大カルデラの縁と内に噴出した3個の円錐火山(恵庭^{たるまい}・樽前^{おつぶし}・風不死火山)とからなる(第4図)。洞爺火山も同様に、初めに径8~10 kmのカルデラと、主として北に広がる火砕流堆積面が形成され、続いてカルデラ中央と東南縁に小円錐火山である中島・有珠火山が生じた。阿寒・支笏・十和田・阿蘇・加久藤・始良・阿多の諸火山も屈斜路・洞爺両火山とはほぼ同様の地形・発達史をもち、赤城火山などの円錐火山とはまったく異なっている。

従来、このような火山にはカルデラ形成以前に円錐火山体が存在したという考えが一般的であったが(例えば Williams, 1941; 久野, 1954), 赤城火山の小カルデラのような場合にはあてはまるとしても、単一の円錐火山体の一部と考えられる外輪山やその堆積物が認められない支笏・洞爺火山など大カルデラ火山の場合では必ずしもあてはまりそうもない、という考えが現在では一般的である⁴⁾(例えば石川ほか, 1969)。また空中写真からも一大円錐火山が

第4図 支笏火山の地形分類図

1. 樽前火山の溶岩円頂丘とスコリア流堆積面 2. 樽前火山軽石流堆積面 3. 風不死火山 4. 恵庭火山の溶岩流原面と火砕流堆積面 5. 支笏カルデラ壁 6. 支笏火山の軽石流堆積面 7. 山地斜面.
C: 千歳市 E: 恵庭火山 F: 風不死火山 J: 定山溪温泉 S: 札幌市 T: 苫小牧市 Tv: 樽前火山.

Fig. 4 Geomorphological map of Shikotsu Volcano

1. Lava dome and scoria flow surfaces of Tarumai Volcano 2. Pumice flow surfaces of Tarumai Volcano 3. Fuppushi Volcano 4. Lava flows and pyroclastic flow surfaces of Eniwa Volcano 5. Caldera wall of Shikotsu Volcano 6. Pumice flow surfaces of Shikotsu Volcano 7. Mountain slopes. C: Chitose City E: Eniwa Volcano F: Fuppushi Volcano J: Jozankei Spa S: Sapporo City T: Tomakomai City Tv: Tarumai Volcano.

存在したという地形的証拠は認められない。ただ屈斜路・阿蘇両火山には数個の中小円錐火山群が存在した可能性を示す地形が認められる⁵⁾。しかし、これらは火砕流堆積物・大カルデラの規模に比べるとはるかに小さいもので、赤城火山などの第1・第2期の円錐火山体に対する第3・第4期の火砕流堆積物・小カルデラの大きさの割合とは異なる。支笏火山でも現在のカルデラ内にすっぽりおさまる大きさの円錐火山の存在が推定された(Katsui, 1963)が、それが仮に存在していたとしても、それと火砕流堆

積物の規模との割合は、赤城火山のような円錐火山のそれとは異なっている⁶⁾。

このように大カルデラ形成前には一大円錐火山体はなかったと考えると、屈斜路カルデラをはじめとする大カルデラ火山の発達過程は、その地形と同様に、赤城火山のような円錐火山の場合とは明らかに異なっている。これらは大火砕流堆積面→大カルデラ→小円錐火山という発達過程⁷⁾をもつ別の発達系列の火山と考える方が妥当と思われる(第5図)。

大カルデラ形成後に生ずる小円錐火山の地形と発

第5図 支笏火山の発達模式図

(1) 非火山山地 (2) 大量の軽石降下に続く広く平らな堆積面をつくった軽石流の噴出と大カルデラ(径 10~12 km)の形成 (3) 後カルデラ小円錐火山——恵庭火山(E), 風不死火山(F), 樽前火山(T)——の形成。

Fig. 5 Diagrams showing the developments of Shikotsu Volcano

(1) Nonvolcanic mountains (2) Eruptions of voluminous pumice falls and flows which have formed extensive flat accumulation surfaces resulting in formation of a large caldera 10-12 km in diameter (3) Formations of small composite volcanoes after the formation of the caldera—Eniwa (E), Fuppushi (F) and Tarumai (T) Volcanoes.

達史は赤城火山をはじめとする円錐火山の地形・発達史と類似している。例えば、屈斜路カルデラの縁に生じた小円錐火山である摩周火山は、薄い溶岩流を主とした円錐火山(赤城火山の第1期に対応)→火砕流堆積面(同第3期に対応)→小カルデラ・小円錐

火山(同第4期に対応)、の発達を遂げているのが空中写真から読みとれるし、勝井(1958)によって地質学的にも確認されている。洞爺カルデラ縁に生じた小円錐火山である有珠火山も、これとほぼ同様に溶岩流を主とした小円錐火山体(円錐火山の第1期に対応)→馬蹄形カルデラ(埋没してみえない)・泥流堆積面(同第2期に対応)→降下軽石(同第3期に対応)→小カルデラ・溶岩円頂丘(同第4期に対応)、の発達を遂げている。

同様に赤城火山の第4期に対応する時期まで発達した小円錐火山としては、阿寒カルデラ中の雌阿寒岳、十和田カルデラ中の中ノ湖、阿多カルデラ縁の池田、屈斜路カルデラ中のアトサヌプリ火山がある。

また第1期までしか発達していない小円錐火山と考えられるものに、阿寒カルデラ中のフレベツ・フップシ火山、支笏カルデラ中の風不死火山、阿蘇カルデラ中の根子岳・中岳・杵島岳火山群、加久藤カルデラ中の霧島火山群、阿多カルデラ中の開聞岳火山があげられる。阿寒カルデラ中の雄阿寒火山、支笏カルデラ中の恵庭火山、始良カルデラ中の桜島火山は第2期だけで第1期が欠けている鐘状の小円錐火山であり、支笏カルデラ縁の樽前火山、阿蘇の烏帽子火山は第1・第2期が欠けて第3・第4期の発達段階にある小円錐火山であると考えられる。

大カルデラ火山に類似した火山がかつて存在したことを示すメサ状の火砕流堆積面が日本各地に残存する。十勝、胆振—後志、八甲田、田沢、北川、会津—白河、上信、飛騨、室生、耶馬溪—日田、薩摩などの溶結凝灰岩などがつくる台地・丘陵地がそれであるが、カルデラ・小円錐火山など噴出源付近に存在する地形は不明瞭な場合が多い。これらの火山と屈斜路などの大カルデラ火山の主要な活動時期との間には、一般に100万年近い空白期間があるらしい⁸⁾。またその噴出物の性質も異なり、規模も大きい。

4) その他の火山

濁川・恵山・肘折・沼沢・三瓶火山は小規模ながらカルデラ(径2~3 km)と火砕流台地(体積数 km^3 以下)をもち、地形的には大カルデラ火山と酷似する。例えば、濁川火山は径2 kmの小カルデラとその周辺に散在する平坦な火砕流堆積面からなり、沼沢火山は数個の溶岩円頂丘群とそれらの間に形成された小カルデラ(径2 km)およびその周囲に分布する火砕流堆積面からなる。しかし、カルデラや火砕流堆積面の規模は屈斜路カルデラなど大カルデラ火山のそれよりはるかに小さく、火砕流堆積物の性質も異なっていて、大カルデラ火山のそれが石英安山

岩質であるのに対し、安山岩質である。これらの点で、ここにあげた火山は赤城火山など円錐火山の第3・第4期に形成される火砕流堆積面や小カルデラと類似している。そこで濁川火山など小カルデラをもつ火山を第1・第2期が欠け、第3・第4期に達した“円錐火山”と考え、赤城火山のような円錐火山と同じ発達系列上にのるものとみなすことができる。

1~2個の単位地形からなり、一輪廻の噴火⁹⁾で生じた小火山が数 km 平方以内の狭い地域にいくつか群をなすことがある。これには2種類あって、一つはスコリア丘と薄い溶岩流が組になっているもの、

第6図 阿武火山(山口県)の地形分類図

1. わずかに開析された火口 2. スコリア丘(火口をもたない) 3. スコリア丘と薄い溶岩流表面
4. 厚い溶岩流表面または小溶岩台地。

H: 萩市 K: 笠山 S: 千石台。

Fig. 6 Geomorphological maps of Abu Volcanoes, Yamaguchi Prefecture

1. Slightly dissected crater 2. Scoria mound 3. Scoria cone and thin lava flow
4. Thick lava flow surface or less extensive lava plateau.

H: Hagi City K: Kasayama S: Sengokudai.

もう一つは溶岩円頂丘のみからなるものである。前者は神鍋・阿武(第6図)などの11火山, 後者は戸室・青野などの7火山である。目黒火山は古くから Maar 火山の代表とされてきたが, ここでは若干のスコリアが周囲に堆積していることから前者に属するとみなされる。

III 発達系列の差違にもとづく火山の分類

日本の第四紀火山は多種多様で一見複雑に見えるが, 以上のように考えると, 赤城火山と同様の発達系列上により, 地形も似た富士・磐梯・浅間などの円錐火山, 地形的には異なるが発達史的には赤城火山など円錐火山と同一発達系列上にあると考えられる濁川・沼沢などの小カルデラ火山, 赤城火山とは地形・発達史ともにまったく異なる屈斜路・洞爺などの大カルデラ火山, 神鍋・青野などの一輪廻火山の3系列に整理できる。そこで円錐火山・小カルデラ火山をA型, 大カルデラ火山をB型, 一輪廻火山をC型火山と呼ぶ(第7図)。

同じA型火山でも前章で述べたように, 富士・磐梯・浅間・赤城火山の間ではそれぞれ地形・発達段

階が異なる。そこでA型火山を発達段階の差違に応じて細分することができる。ここでは発達段階の第1期と第2期を合わせて前期, 第3期と第4期を合わせて後期とし, 前期の発達段階にあるA型火山をA₁型¹⁰⁾, 前期から後期まで発達したものをA₂型¹⁰⁾, 前期が欠け後期から始まったA型火山をA₃型火山と名づけた。

このように, A型火山の発達段階を前と後の2期にまとめたのは, あまり細分しすぎて煩雑になる恐れがあること以外に, A型火山の第1期から第2期にかけて, 薄い溶岩流が次第に厚く変化しながら円錐火山を成長させていくので, 第1期と第2期の境界は本来連続的なものであること, 第3期と第4期は小カルデラ・溶岩円頂丘の存在の有無という地形的特徴から明確に区別されているが, 地質学的に小カルデラ形成以前にも繰り返し溶岩円頂丘・小カルデラが形成された痕跡が認められる火山(例えば赤城, 渡島駒ヶ岳(勝井ほか, 1975), 樽前(石川ほか, 1972)火山)があるので, 第3・第4期も本来連続的である, という理由からである。

B型火山は大カルデラ形成後に生じた小円錐火山

A		1st stage	2nd stage	3rd stage	4th stage
		thin lava flow surface, scoria cone and scoria flow surface.	thick lava flow surface, horseshoe-shaped caldera and mud flow surface.	pumice flow surface and pumice cone (lava flow surface)	lava dome (lava flow and pumice flow surface) small caldera
A ₁					
A ₂					
A ₃					
B	Caldera stage	Post caldera stage			
	extensive pumice flow surface and large caldera.	1st stage thin lava flow surface, scoria cone and scoria flow surface.	2nd stage thick lava flow surface, horseshoe-shaped caldera and mud flow surface.	3rd stage pumice flow surface and pumice cone (lava flow surface)	4th stage lava dome (lava flow and pumice flow surface) small caldera
B-a ₁					
B-a ₂					
B-a ₃					
C	C ₁	thin lava flow and scoria cone			
	C ₂	lava dome			

第7図 A型・B型・C型火山の発達

Fig. 7 Scheme showing the developments of A-type, B-type and C-type volcanoes

第8図 A型・B型・C型火山の模式断面図

Fig. 8 Schematic profiles of A-type, B-type and C-type volcanoes

第9図 A型・B型・C型火山の底径と比高の関係

1. A₁型火山 2. A₂型火山 3. A₃型火山
4. B型火山 5. a₂型火山.

Fig. 9 Relationship between basal diameter and heights of A-type, B-type and C-type volcanoes

1. A₁-type volcano 2. A₂-type volcano 3. A₃-type volcano
4. B-type volcano 5. a₂-type volcano.

(a型火山と呼ぶ)の発達段階の相違から細分される。a型火山の発達過程はA型火山のそれと同じなので、細分の仕方A型火山の場合と同様で、A₁型・A₂型・A₃型火山に対応してa₁型・a₂型・a₃型火山に分類される。したがって、B型火山はB-a₁型、B-a₂型、B-a₃型火山の三つに細分される。

十勝・白河溶結凝灰岩などがつくる火砕流台地は、B型火山とはほぼ同じ形態をもつ火山体の一部と考えられ、十勝・八甲田・北川・白河にはカルデラらしい地形もみつかっている。しかし、その規模・噴出

物の性質・噴出年代は阿蘇などのB型火山とかなり異なっている。そこでこれらを古期B型火山、阿蘇などのB型火山を新期B型火山と呼び、区別する。

C型火山は一輪廻の噴火で生じた単成火山なので、発達段階の相違からではなく、地形および噴出物の種類の差違から細分される。スコリア丘と溶岩流原面からなるものをC₁型、溶岩円頂丘からなるものをC₂型火山と呼ぶ。

以上のように、分類されたA型・B型・C型火山の形態的特徴を表わすために模式断面図(第8図)と、底径と比高との関係を示す図(第9図)を描いた。これらの図にはA₃型およびC型火山が小型であること、B型火山が偏平で“火山”らしくない形態をもつこと、A₁およびA₂型火山は同じ円錐火山でありながら、発達段階の差違によって地形的差違が生ずることなどが表現されている。

IV 第四紀火山の絶対年代

発達史を編む際に絶対時間軸を入れることが望ましいが、測定値がまだ少なく、火山の絶対年代について述べるのはやや時期尚早の感がある。しかし、ここではあえてこれまでに得られたK-Ar法、フィッシュン・トラック法、I₀法、¹⁴C法などの測定値に、地形面・地層・岩石残留磁気などの資料を合わせた結果を略述する。この詳細は別紙で述べる予定である。

A型火山のうち、活動の始まりの年代がわかって
いるのは富士山の8万FT年、箱根火山の39万FT
年(町田・鈴木, 1971)のみである。テフラ・地形面
の対比から20~40万年前から活動していると推定
される火山が少なくない(例えば赤城・榛名・草津
白根・北八ヶ岳火山など)。一方、イルムケップ火
山では最も新しい地形面である火山麓扇状地上に古
赤色土が認められ¹¹⁾、遅くとも10万年前(おそらく
20~30万年前)には活動を終えていたと推定される。
八ヶ岳火山の最下部溶岩の岩石残留磁気は逆転して
おり、69万年以前のもらしい(西山, 1966)。安達
太良火山・草津白根火山の基盤には地形を残してい
ない火山岩があり、その絶対年代は81~82万FT年
(富樫ほか, 1978)、180万FT年(上野ほか, 1978)
である。これらの事実から、地形を残していて一般
に「火山」といわれているA型火山は、おそらく50
万年前以後に活動を始めたらしいこと、それ以前に
もA型火山は存在したが、現在その地形は残ってい
ないことが推定される。このことは、A型火山が第
四紀を通して継続的に活動したことを示している。

一方、B型火山の場合、会津・白河、薩摩、玉川な
どの古期B型火山がおもに活動した250万~100万
年前(鈴木ほか, 1976; 西村・宮地, 1973; 玉生・
須藤, 1978など)以降、しばらく活動の空白期間が
あり、更新世末に新期B型火山が活動した(荒牧,
1969; 西村・宮地, 1973)ように思われる。

C型火山は、玄武洞火山¹²⁾を除いてほとんどすべ
てが更新世末~完新世(例えば古山, 1973)に形成さ
れたらしい。

V 火山体の発達に伴う噴火様式、鉱物・化学 組成などの変化

火山体の発達に伴って噴火様式、噴出物の種類、
鉱物・化学組成、噴出量、活動期間、活動度¹³⁾も一
定の規則性をもって変化する。これらの変化につい
ては略述するとどめ、その詳細および文献は紙面
の都合で別紙にゆずる。

1) 噴火様式の変化

一輪廻の噴火の間にも噴火様式に変化がある(山
崎, 1958; 中村, 1963)が、ここではより長い時間的
スケールの中で平均化された変化を扱う。噴火様
式¹⁴⁾は噴出物の種類から推定されるものである。

A型火山はStromboli式(第1期)→Vulcano式・
磐梯式(第2期)→Pelée式・Plinie式(第3期)→
Pelée式・樽前式(第4期)の変化を行ない、発達と
ともにH₂Oが増加して爆発的となるが、それも第
3期が最盛期で第4期にはH₂Oが減少して、やや
爆発的でなくなる。B型火山は入戸式→Stromboli
式→Vulcano式・磐梯式→Pelée式・Plinie式→
Pelée式・樽前式噴火の変化をたどる。C型火山は
Stromboli式(C₁型)か樽前式(C₂型)噴火を行なう。

2) 噴出物の種類の変化

噴出物の種類はA型火山では薄い溶岩流・降下ス
コリア・スコリア流→厚い溶岩流・爆発飛散角礫→
降下軽石・小規模軽石流→円頂丘溶岩・降下軽石
(稀に小規模軽石流)、B型火山では降下軽石・大規
模軽石流→以下A型火山に同じ、のように変化する。
C型火山は降下スコリア・溶岩餅・薄い溶岩流(C₁
型)または円頂丘溶岩(C₂型)を噴出する。

火山灰層序学的調査の際に、有用な鍵層となる大
規模降下軽石は、おもにB型火山の大カルデラ形成
期(例えば支笏火山 Spfa, 勝井, 1958; 始良火山 AT,
町田・新井, 1976など)、A型火山第3期(例えば浅
間火山 YP・BP, 榛名火山 HP, 赤城火山 UP, 新井,
1962など)、a型火山第3期(樽前火山 Ta-a~d,
浦上ほか, 1933; 十和田火山南部 P, 大池・高橋,
1970など)に噴出する。この他、A型火山第4期に
も稀に噴出することがある(例えば赤城火山 KP, 榛
名火山 FP, 新井, 1962など)。またテフラ層の重要
な構成物の一つとして降下スコリア累層(例えば富
士火山 OFT, YFT, 町田, 1964; 八ヶ岳火山大石川
降下スコリア, 河内, 1961)があるが、これはA型
およびa型火山第1期の噴出物である。

3) 鉱物組成の変化

火山体の発達に伴って噴出物の鉱物組成¹⁵⁾も変化する。厳密には岩系の違いで、同じ発達系列・段階であっても噴出物に含まれる鉱物の種類は異なるし、同じ鉱物でも成分が異なることがある(山元ほか, 1977)が、大きくみればA型火山は橄欖石・複輝石(第1・2期)→角閃石・複輝石(第3期)→紫蘇輝石・角閃石・黒雲母(第4期)の変化をするものが多い。

新期B型火山の噴出物是一部に少量の角閃石を含む以外、複輝石のみからなり、「高温乾燥」マグマに由来したことを示す。一方、古期B型火山の火砕流堆積物は、ほとんどすべてが大粒の石英斑晶を多量に含み、角閃石・黒雲母が大量に認められるので、「低温湿潤¹⁶⁾」マグマに由来したと考えられる。

C₁型火山は普通輝石・橄欖石(稀に紫蘇輝石)、C₂型火山は角閃石を含むことが多い。

4) 化学組成の変化

火山体の発達に伴う化学組成の変化を、SiO₂%を指標にして考察する。SiO₂%を指標とすること、岩石の化学分析値の数¹⁷⁾・精度に若干の問題があるので、ここでは大筋を述べるにとどめる。

A型火山ではSiO₂%の発達段階ごとの平均値¹⁸⁾が56→61→62.2→61.7と変化し、マグマ分化の傾向とはほぼ調和的である。しかし、第3期から第4期にかけてわずかながらSiO₂%は減少する。これは北大雪・御岳・北八ヶ岳・箱根火山が第4期にSiO₂ 56~59%の安山岩質溶岩流を流出させている¹⁹⁾ことが大きくきいているためで、これらを除くとSiO₂は63.70%となって、マグマ分化の傾向に調和的になる。

新期B型火山の場合は67→55→63→67→68とやや複雑に変化する。初期にその噴出物は石英安山岩質であるが、いったん苦鉄安山岩質に逆戻りして、それから再び珪長質に変化する。古期B型火山の火砕流堆積物のSiO₂%の平均は70%で、新期B型火

山のカルデラ形成期の火砕流堆積物のSiO₂%平均値67%に比べ、やや珪長質である。C₁型火山のSiO₂%平均値は50、C₂型火山のそれは61である。

5) 噴出量²⁰⁾の変化

A型火山の噴出量の変化は第4期まで発達した5個のA₂型火山——北大雪・赤城・榛名・北八ヶ岳・箱根火山——の発達段階ごとの平均噴出量の変化で代表されるが、それは95 km³(第1および第2期)→10 km³(第3期)→3 km³(第4期)と変化し、後期ほど平均噴出量は減少する。新期B型火山はカルデラ形成期に全体の70%以上の噴出物を軽石として放出し、残りの30%以下がa型火山を形成する。a型火山の平均噴出量はA型火山同様、発達とともに減少する。

6) 活動期間の変化

第4期まで発達した、前記の5個のA₂型火山の絶対年代測定値などから推定される発達段階ごとの平均活動年数は、32万年(第1および第2期)→5万年(第3期)→3万年(第4期)で、後期ほど短くなる。新期B型火山では、平均的にみてカルデラ形成期が数年以下、a型火山形成期が3年以下の長さである。

7) 活動度の変化

前記の5個のA₂型火山の発達段階ごとの活動度の変化は、0.6 km³/1,000年(第1および第2期)→0.3 km³/1,000年(第3期)→0.2 km³/1,000年(第4期)で、後期ほど活動がおとろえたことを示す。以上の諸変化は第2表にまとめた。

8) 火山体の発達に伴う諸変化とマグマ溜り

いままで述べてきた火山の噴火様式その他の変化や時間的分布の特徴から推定されるマグマ溜りについて若干の考察を行なう。

A型火山の発達につれて、噴火様式は流動的→爆発的、鉱物組成は高温無水鉱物→低温含水鉱物、化学組成は苦鉄質→珪長質、噴出量・活動期間・活動

第2表 火山体の発達に伴う噴火様式・噴出物の種類などの変化

表中のB型火山は新期B型火山のみを指す。

Table 2 Changes of modes of eruptions, kinds of eruptive products, etc. according to the stage of geomorphological developments of volcanoes

B-type volcanoes in this table indicate definitely younger B-type volcanoes.

A type volcano	1st stage	2nd stage	3rd stage	4th stage	
Mode of eruption	Strombolian	Vulcanian Bandaian	Plinian Peleeen	Tarumaian Plinian Peleeen	
Kinds of volcanic products	thin lava flow, scoria fall and flow	thick lava flow and explosion tuff breccia	lava flow, pumice flow and fall	dome lava, pumice fall and flow	
Phenocryst of mafic mineral	pyroxene olivine	pyroxene	pyroxene hornblende	hornblende biotite	
SiO ₂ %	56	61	62	61	
Mean volume of eruptive materials (km ³)	95		10	3	
Mean period of activities (yrs)	320,000		50,000	30,000	
Production rate (km ³ /10 ³ yrs)	0.6		0.3	0.2	
B type volcano	Caldera stage	1st stage	2nd stage	3rd stage	4th stage
Mode pf eruption	Itoan	Strombolian	Vulcanian Bandaian	Plinian Peleeen	Tarumaian Plinian Peleeen
Kinds of volcanic products	pumice fall and flow	thin lava flow, scoria fall and flow	thick lava flow and explosion tuff breccia	pumice fall and flow	dome lava, pumice fall and flow
Phenocryst of mafic mineral	pyroxene hornblende	pyroxene olivine	pyroxene	pyroxene	pyroxene hornblende
SiO ₂ %	67	55		63	68
Mean volume of eruptive materials (km ³)	103	11		2.6	0.4
Mean period of activities (yrs)	28,000	14,000		6,000	800
Production rate (km ³ /10 ³ yrs)	3.68	0.81		0.46	0.48
C type volcano	C ₁	C ₂			
Mode of eruption	Strombolian	Tarumaian			
Kinds of volcanic products	lava flow and scoria fall	dome lava			
Phenocryst of mafic mineral	pyroxene olivine	pyroxene, biotite hornblende			
SiO ₂ %	50	61			
Mean volume of eruptive materials (km ³)	2.2	0.5			

度は減少の方向へ変化する。これらの変化の特徴はマグマ分化の傾向と調和的であり、A型火山はマントルからのマグマの再供給が閉ざされたマグマ溜りの中での冷却・固化の過程で形成されたことを暗示

している。そして、A型火山がマグマ溜り中でのマグマの分化過程の比較的初期から形成を始めたことをも意味している。一方、B型火山の場合、a型火山がA型火山とほぼ同じ発達傾向をみせるが、最初

のカルデラ形成期に珪長質の軽石を短期間に大量に放出する。すなわちカルデラ形成期からa型火山前期にかけて爆発的→流動的、珪長質→苦鉄質となり、A型火山と逆の変化をたどる。これはマグマ溜りが形成されてから後、長期間噴出せずに分化作用が進行し、マグマ溜り上部に濃集していた大量の含水マグマが一気に噴出し、続いてマグマ溜り下部に沈積していた苦鉄質マグマの一部がa型火山として噴出すると考えることができる。第IV章で述べたA・B型火山の時間的特徴、すなわちA型火山が第四紀を通じてほぼ継続的に活動したのに対し、B型火山では第四紀後半に100万年近い活動空白期間があった

事実、この考え方を支持するように思われる。

ともにマグマ溜りを形成しながらA・B型火山に分かれた原因は明らかでないが、A型火山のマグマ溜りは垂直方向に長くのび、B型火山のマグマ溜りは水平方向に偏平に広がっているというような、マグマ溜りの形態に帰因させることもできよう。仮にこれを是認すれば、なぜ形態に差違が生じたのか、地殻の構造などの違いを反映しているのか、など後述するA型・B型火山の地理的分布の特徴と合わせて検討する必要がある。

C型火山も、目黒火山群のようにその噴出物中にマンタル起源と考えられるIherzoliteなどの超塩基

第10図 A型・B型・C型火山の地理的分布

1. A₁型火山 2. A₂型火山 3. A₃型火山 4. 新期B型火山
5. 古期B型火山 6. C₁型火山 7. C₂型火山

Fig. 10 Distribution of A-type, B-type and C-type volcanoes in Japan

1. A₁-type volcano 2. A₂-type volcano 3. A₃-type volcano 4. Younger B-type volcano
5. Older B-type volcano 6. C₁-type volcano 7. C₂-type volcano.

性岩ゼノリスが多量に含まれ(林, 1955), マグマ溜りをつくることなく, マントルから直接地表に噴出したと考えられる(青木, 1973) ものも一部にあるが, 阿武火山群千石台溶岩などのように混成作用を受けていて(応地, 1960), マグマ溜りを經由したと考えられる噴出物からなる火山も少なくない。したがってC型火山の一部を除いて, 日本の第四紀火山をつくっているマグマの大部分はマントルから直接由来したものでなく, マグマ溜りに一時滞留してから噴出したと考えられる。

VI A型・B型・C型火山の地理的分布

前述のA型・B型・C型火山の地理的分布にはいくつかの顕著な特徴がある(第10図)。第1の特徴は, A_2 型火山が千島弧と東北日本弧, 東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部付近に偏在し, 島弧の弧状部には大山火山を除いて認められない一方, A_1 型火山は会合部にも弧状部にも存在する点である。この原因について論ずることはデータの不足からさしひかえるが, これらの会合部では沈み込んだ海洋プレート(スラブ)の質量余剰が生ずる(Kanamori, 1971; Aoki, 1974)ことによって惹起される地殻内部の擾乱が関係していると筆者は考えていることだけを述べておく。

第2の特徴として, 新期B型火山が日本列島の南北端にのみ分布し, 本州の大部分には存在しない一方, 古期B型火山は中国・四国を除いて120~240 km(平均170 km)の間隔で北海道から九州まで, かなりの規則性をもって配列している事実があげられる(第10図参照)が, この原因はよくわからない。

第3の特徴は, C型火山の大部分が西南日本の日本海側に偏在することである。これはフィリピン・プレートが南海トラフから沈み込む速度が遅い(金森, 1972)ので, 大量のマグマが生産されないためかと考えられる。

VII おわりに

以上のように日本の第四紀火山の地形発達と分類などについて述べてきたが, ここでは今後なお検討すべきいくつかの問題点について述べる。

本論では, 一つの火山の発達史を4~5段階に分け, 簡略化して扱ったが, 個々の火山を詳しくみるとさまざまな細かい変化が認められる。例えば箱根・北八ヶ岳・木曾御岳などの A_2 型火山では, 第4期に溶岩円頂丘以外にかなりの量の安山岩質溶岩流を流出しているが, 赤城・榛名・高原などの A_2 型火山では石英安山岩質の溶岩円頂丘・軽石流・降下軽石が生じ, 溶岩流が流出していないこと, a_2 型火山の地形発達に伴う SiO_2 の増加が比較的スムーズであるのに対し, A_2 型火山では箱根・浅間火山など“逆戻り”する傾向が多くみられることなどで, これらは地理的分布と合わせて今後の検討を要する。

第IV章でふれた火山の絶対年代についても今後多くのデータを必要とする。また第四紀前半のA・B型火山の活動についてもわずかしかふれていないが, これらの活動が第四紀島弧変動の一つの表われという視点からも, より綿密な研究が必要とされる。

ここで扱った火山は地理的に日本という一島弧内のものに限定されている。世界にはアイスランド・ハワイなどまったく異なった型の火山が多く存在する。同じ島弧でもインドネシアなどには, 日本とは違った型の火山がある。これらを含め世界全体の火山の発達系列にもとづく分類も今後行なわなければならない課題であろう。

本研究にあたって終始御指導下さった東京大学地理学教室吉川虎雄・佐藤 久・阪口 豊の諸先生, 適切な御助言とはげましをいただいた東京大学地質学教室木村敏雄, 同地震研究所荒牧重雄・中村一明, 北星大学八木健三, 北海道大学勝井義雄の諸先生に厚く御礼申し上げます。

本稿は東京大学審査学位論文の一部であり, 1974年度春季学術大会において発表した結果を加筆・訂正したものである。なお本研究には昭和49年度文部省科学研究費一般研究(D)(課題番号968049)を使用した, 記して謝意

を表する。

(投稿 1979年3月30日)

(受理 1979年7月7日)

注

- 1) 一色ほか(1968)の忠別火山、トムラウシ火山は地形的に1火山とみなされるので、南大雪火山として一括し、摩周火山は屈斜路火山に属させた。
- 2) 薄い溶岩流と厚い溶岩流の境界は明確に定義されていないが、筆者は $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ の斜面で厚さ10 m、末端部で50 m前後を目安にしている。
- 3) ここでいう泥流堆積面は円錐火山頂部が大崩壊して生じたもので、表面に流れ山が無数に存在するものに限る。富士火山麓には流れ山をもつ泥流堆積面は存在しない。従来、古富士泥流と呼ばれた堆積物(例えば津屋, 1940)は層理をもち、土石流堆積物に近い岩相を示す。
- 4) 大カルデラ火山の代表とみられてきた箱根火山は大カルデラ形成直前に噴出する大規模火砕流堆積物が見出されないことと、大カルデラ形成前に一大円錐火山体が存在した点で、洞爺・十和田などの大カルデラ火山と異なる。その火山体は円錐火山体(古期外輪山)→大カルデラ→楯状火山(新时期外輪山)→軽石流堆積面・小カルデラ→溶岩円頂丘・小成層火山(Kuno, 1950)という発達をし、馬蹄形カルデラが形成される時期に大カルデラが生じている点を除けば、円錐火山の発達と同じ経過をたどっている。筆者は箱根火山の大カルデラを馬蹄形カルデラと軽石流噴出期の小カルデラの複合体と考え(詳細は別の機会に述べる)、大カルデラ火山でなく、円錐火山であるとみなしている。
箱根火山と同様にカルデラ火山の典型とされたCrater Lake(Williams, 1942)は大カルデラ形成前に一大円錐火山が存在したが、大量の軽石流がカルデラ形成直前に噴出しており、洞爺・十和田などの大カルデラ火山とも、箱根火山とも異なる。これと似たような火山はインドネシアにもあり(例えばジャワ島東端のIdien caldera火山: van Padang, 1951)、日本には存在しない別のタイプのカルデラ火山にみえる。
- 5) 屈斜路カルデラ西縁のサマッカリヌプリ山、北縁の藻琴山、阿蘇カルデラ西縁の俵山、鞍岳は中小円錐火山群の一部である可能性がある。
- 6) 屈斜路・洞爺などの大カルデラ火山では火砕流噴出量、カルデラ径、先カルデラ火山体積が 92 km^3 、 16 km 、 6 km^3 であるのに対し、北大雪・赤城・榛名・北八ヶ岳・箱根火山では 11 km^3 、 3 km 、 99 km^3 。

7) 大火砕流堆積物は一般に数枚に分かれ、数万年間(阿蘇火山では20年以上、岡口, 1977)にわたって噴出したと推定されている(石川ほか, 1969)が、そのたびに大カルデラ・後カルデラ小円錐火山が生じたかどうかは明らかではない。ここではこれらを一括して扱う。

8) 阿蘇火砕流堆積物Iは28万FT年前(岡口, 1977)、耶馬溪火砕流堆積物は50万K-Ar年前(Kaneoka and Suzuki, 1970)とかなり近接した時期に噴出している。しかしこのような例は少なく全体的にみると古い火砕流と新しい火砕流の噴出の間には100万年近い空白があったと考えた方がよい。

9) 阿武火山群中には二輪廻で生じた小火山体もあるらしい(宇井忠英, 個人談話)。

10) 守屋(1973, 1974)のA₁型、A₂型と逆になっている。

11) 守屋未公表資料。

12) $1.61\pm 0.08\text{ m. y.}$ (K-Ar, 川井・広岡, 1968)という年代値が出されているが、地形からみてやや古すぎるきらいがある。

13) 火山体積(km^3)/活動年数(1,000年)。

14) 噴火様式の分類の決定版はまだない。ここでは批判はある(荒牧, 1975)にしても、表現上の便利さから広く一般に使われてきた火山名などを用いる表現方法をとった。従来からのStromboli式噴火・Vulcano式噴火(Mercalli, 1907)、Pelée式噴火(Lacroix, 1908)、Plinie式噴火(Sapper, 1927)に、Ultravulcano式噴火(Mercalli, 1907)を壱梯式噴火と呼びかえ、さらに樽前式噴火、入戸式噴火を加えた。従来、個々の噴火様式の定義に混乱がみられる(荒牧, 1975)ので、筆者は上記の噴火様式を次のように定義して用いる。

Stromboli式噴火: 半固結の火山弾・火山礫・火山砂を数100mの高さまで間欠的に噴き上げる噴火。平行して比較的薄い溶岩流が流出するのが普通。

Vulcano式噴火: 火口で固結しかけたマグマが爆発によって数1,000mの高さまで火山岩塊・火山礫・火山砂・火山灰となって飛散する噴火。これに前後して安山岩質の厚い溶岩流を流出することがある。

Plinie式噴火: 発泡した珪長質マグマが軽石として1万m以上の上空まで噴き上げられ、降下軽石として風下に堆積するような噴火。

Pelée式噴火: 中小規模の熱雲・火砕流を噴出する噴火。

入戸式噴火: 大量の珪長質軽石を短期間に放出し、

上空まで達した細粒物質は降下軽石として、他は火砕流として周囲に流下堆積させる噴火。横山(1972)、町田・新井(1976)が始良火山入戸火砕流について想定した噴火・流動・堆積機構。磐梯式噴火：小規模な水蒸気爆発によって急峻で不安定な円錐火山体頂部を崩壊させ、馬蹄形カルデラ・泥流堆積面を生じさせる噴火(守屋, 1978 c)。

樽前式噴火：溶岩円頂丘を形成する噴火。

15) 斑晶苦鉄質鉱物で代表させる。

16) 新期および古期B型火山の噴出物の $\text{SiO}_2\%$ に大きな差はないが斑晶鉱物の種類・量に大きな違いが認められる。後者は含水鉱物で低温で安定である角閃石・黒雲母、それに水蒸気圧が高まると晶出しやすくなる石英(Tuttle and Bowen, 1958)を多く含むことから、 H_2O を多く含んだ「低温湿潤」マグマに由来すると考えられる。前者は高温で安定な輝石を多く含み、含水鉱物・石英を稀にしか含まないことから、わずかしき H_2O を含まない「高温乾燥」マグマに由来すると考えられる(守屋, 1978 b)。

17) 文献(多数につき省略)の記載・空中写真判読・野外調査から発達系列・発達段階を知りうる噴出物の岩石分析値 1,099 個(A型火山 553 個, B型火山 436 個, C型火山 110 個)を選んで使用した。

18) SiO_2 の平均値は、まず個々の火山について各発達段階ごとに平均を求め、さらにそれらを各発達系列・発達段階ごとに平均したものである。

19) 北大雪・御岳・北ハッ岳・箱根火山が第4期にやや苦鉄質の溶岩流を流出させ、小成層火山を形成する原因は、上部マントルよりマグマ溜りへ再び苦鉄質マグマが供給されたことを意味するの否かは明らかでない。

20) おもに杉村(1965)のデータによったが、一部は筆者が改変している。

文 献

- 青木謙一郎(1973)：一ノ目湯火山の噴出物。鉱物雑, 11, 100~111。
- 新井房夫(1962)：関東盆地西北部地域の第四紀編年。群馬大研報(自然科学編), 10, 1~79。
- 荒牧重雄(1969)：カルデラ学説に関するいくつかの問題。火山, 2集—14, 55~76。
- 荒牧重雄(1975)：噴火現象の分類とメカニズム。火山, 2集—20, 205~221。
- 石川俊夫・勝井義雄・大場与志男・佐藤博之(1969)：北海道のカルデラについての2,3の問題。火山, 2集—14, 97~108。
- 石川俊夫・横山 泉・勝井義雄(1972)：『樽前山』北海道防災会議, 124 ページ。
- 一色直記・松井和典・小野晃司(1968)：『200万分の1地質編集図“日本の火山”』地質調査所, No. 11。
- 上野三義・間遠治孝・金原啓司・西村 進(1978)：群馬県吾妻郡草津白根・花敷地熱地域の熱水変質帯。地調報告, 259, 467~516。
- 浦上啓太郎・山田 忍・長沼祐二郎(1933)：北海道に於ける火山灰に関する調査, 第1報。火山, 第1集, 1, 46~60。
- 応地善雄(1960)：西山陰地域の新生代玄武岩類の岩石学的研究 II。岩鉱, 44, 129~141。
- 大池昭二・高橋 一(1970)：南部浮石の ^{14}C 年代。地球科学, 24, 232~233。
- 岡口雅子(1977)：阿蘇火砕堆積物中の黒耀石のフィッシュトラック年代。火山, 第2集, 22, 286。
- 勝井義雄(1958)：阿寒・屈斜路火山群。地球科学, 39, 19~39。
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄(1975)：『駒ヶ岳』北海道防災会議, 194 ページ。
- 金森博雄(1972)：巨大地震と島弧。科学, 42, 203~211。
- 川井直人・広岡公夫(1966)：西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果。日本地質学会関連4学会連合学術大会総合討論会資料集 5。
- 河内晋平(1961)：ハッ岳火山列—I。地球科学, 55, 1~8。
- 久野 久(1954)：『火山及び火山岩』岩波書店, 255 ページ。
- 小藤文次郎(1918)：噴火の輪廻。地質雑, 25, 20~32。
- 杉村 新(1965)：火山の分布とマントルの地震との関係。火山, 第2集, 10, 37~58。
- 鈴木敬治・植田良夫・真鍋健一(1976)：東北地方南部地域における後期新生代の凝灰岩のK-Ar年代。福島大教育理科報, 26, 57~63。
- 大根島研究グループ(1975)：大根島は第四紀火山である。地球科学, 29, 297~299。
- 玉生志郎・須藤 茂(1978)：八幡平西部の玉川溶結凝灰岩の層序と年代。地調月報, 29, 159~169。
- 富樫幸雄・佐藤 浩・鷹嘴守彦・千葉義明・西村 進・鈴木敬治(1978)：福島市野地地熱地域の第四系層序と熱水変質帯。地質調査所報告, 259, 437~466。
- 津屋弘遠(1940)：富士火山の地質学的並に岩石学的研究(III)。震研彙報, 21, 376~393。
- 中村一明(1963)：伊豆大島の噴火史。科学, 33, 141~147。

- 西村 進・宮地六美(1973)：南九州火砕流の Fission-track 年代。岩鉱, 68, 225~229.
- 西山慶尚(1966)：八ヶ岳火山東北部に分布する火山岩の古地磁気学的研究。地球科学, 82, 1~8.
- 林 宏(1955)：秋田県男鹿半島一ノ目湖周辺の火山抛出物について。地質雑, 61, 240~248.
- 古山勝彦(1973)：神鍋火山群の火山層序。地質雑, 79, 399~406.
- 町田 洋(1964)：Tephrochronology による富士火山とその周辺の発達史 I。地学雑, 73, 293~308.
- 町田 洋・鈴木正男(1971)：火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年。科学, 41, 263~270.
- 町田 洋・新井房夫(1976)：広域に分布する火山灰。科学, 46, 339~347.
- 守屋以智雄(1968)：『赤城火山の地形及び地質』前橋営林局, 69 ページ.
- 守屋以智雄(1970)：赤城火山の地形学図及び地質図に関する考察。地図, 8, 1~9.
- 守屋以智雄(1971 a)：赤城火山の形成史。火山, 第2集, 15, 120~131.
- 守屋以智雄(1971 b)：福島県中西部の火砕流台地と火山錐。地理評, 44, 398.
- 守屋以智雄(1973)：日本の第四紀火山の地形発達史。北海道地理, 48, 1~7.
- 守屋以智雄(1974)：日本の第四紀火山の地形発達史。地理予, 6, 66~67.
- 守屋以智雄(1978 a)：空中写真による火山の地形判読。火山, 第2集, 23, 199~214.
- 守屋以智雄(1978 b)：会津盆地と周辺の火砕流堆積物。地理予, 14, 276~277.
- 守屋以智雄(1978 c)：地形からみたいわゆる“磐梯式噴火”。火山, 第2集, 23, 170~171.
- 守屋以智雄(1979)：第四紀前半の火砕流台地。地理予, 16, 36~37.
- 山崎正男(1958)：男体火山末期の活動。火山, 第2集, 2, 63~76.
- 山元正継・勝井義雄・新井田清信(1977)：渡島大島火山の火山岩類と超苦鉄質・苦鉄質包有物。火山, 第2集, 22, 241~248.
- 横山勝三(1972)：始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構。東京教育大地理研報, 16, 127~167.
- Aoki, H. (1974)：Plate tectonics of arc-junction at central Japan. Jour. Phys. Earth, 22, 141~161.
- Aramaki, S. (1963)：Geology of Asama Volcano. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, ser II, 14, 229~443.
- Aramaki, S. and Yamasaki, M. (1963)：Pyroclastic flows in Japan. Bull. Volcanol., 26, 89~99.
- Cloos, H. (1936)：Einführung in die Geologie. Berlin, 503 S.
- Kanamori, H. (1971)：Focal mechanism of the Tokachi-oki Earthquake of May 16, 1968. Tectonophys., 12, 1~13.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970)：K-Ar and fission-track ages of some obsidians from Japan. J. Geol. Soc. Japan, 76, 309~313.
- Katsui, Y. (1963)：Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 11, 631~650.
- Kuno, H. (1950)：Geology of Hakone Volcano and adjacent areas. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, 7, 257~279.
- Lacroix, A. (1908)：La Montagne Pelée après ses eruptions. Acad. Sci. Paris, 79~93.
- Mercalli, G. (1907)：I vulcani attivi della Terra. Ulrico Hoepli, Milau, 421 p.
- Rittmann, A. (1962)：Volcanoes and their activity. John Wiley & Sons, New York, 305 p.
- Sapper, K. (1927)：Vulkankunde. J. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 424 S.
- Schneider, K. (1911)：Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Verlag von gebrüder Bornträger, Berlin, 272 S.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958)：The origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer., Memoir 74 153 p.
- van Padang, M. N. (1951)：Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, I, Indonesia. Internat. Volcanol. Asso., Napoli, 271 p.
- von Wolff, F. (1914)：Der Vulkanismus I. Stuttgart, 517 S.
- Williams, H. (1941)：Calderas and their origin. Univ. Calif. Publ., Dept. Geol. Sci. Bull., 25, 239~346.
- Williams, H. (1942)：The geology of Crater Lake National Park, Oregon. Carnegie Inst. Washington Publ, 540, 162 p.

GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENTS AND CLASSIFICATION OF THE QUATERNARY VOLCANOES IN JAPAN

Ichio MORIYA*

The evolutions of 140 Quaternary volcanoes in Japan have been studied mainly with the aid of air-photo interpretation. The study has revealed that these volcanoes have been evolved along three definite courses. On the basis of the result, the Quaternary volcanoes in Japan are classified into three types: A-, B- and C-type volcanoes.

A-type volcanoes generally take an evolutionary course as follows: The 1st stage: A gently sloping large cone with simple structure is constructed. The cone is composed of mafic thin lava flows and scoria falls (olivine-pyroxene basalt-andesite, SiO_2 56% in average). The 2nd stage: Thick lava flows are added on the upper slope of the large cone. Therefore, the surfaces of the cone show stepped slopes. In some volcanoes, the cone is greatly destructed by the Bandaian eruption just after the maximum growth of it, forming a horseshoe-shaped caldera on the summit. The 3rd stage: Explosive eruptions of pyroclastic flows and falls (pumiceous, hornblende-pyroxene andesite-dacite, SiO_2 62%) are repeated, causing destruction of the older cone and construction of pyroclastic cones and pyroclastic flow surfaces. The 4th stage: A small caldera is formed on the summit of the cone, constructing lava domes within it.

Typical cone volcanoes with simple structure, such as Fuji and Yotei Volcanoes, have developed only to the 1st stage. The volcanoes with horseshoe-shaped calderas, such as Chokai and Bandai Volcanoes, have evolved to the 2nd stage. Oshima-Komagatake and Asama Volcanoes frequently erupting pumice flows and falls, have developed to the 3rd stage. Truncated volcanoes with small calderas on the summits such as Akagi and Haruna Volcanoes, have evolved to the 4th stage. Small Krakatoan caldera volcanoes, such as Nigorigawa and Hijiori Volcanoes would be considered as A-type volcanoes which have developed to the 3rd or 4th stage without passing through the 1st and 2nd stages, because the properties and volumes of the eruptive materials are similar to those of typical A-type volcanoes.

A-type volcanoes are subdivided into three— A_1 , A_2 , A_3 -type volcanoes—according to the difference of the developmental stage of each volcano. A_1 -type volcanoes are typical, large cone volcanoes with simple structure, having developed to the earlier stage (the 1st and/or 2nd stage). A_2 -type volcanoes are dissected or truncated composite volcanoes, having developed to the later stage (the 3rd and/or 4th stage). A_3 -type volcanoes are small Krakatoan caldera volcanoes, having developed to the later stage without passing through the earlier stage.

B-type volcanoes are large Krakatoan caldera volcanoes which are characterised by

voluminous pumice eruptions, resulting in the formations of large calderas, such as Aso, Ata, Towada and so forth. Their evolutions may be simplified as follows: Caldera stage: Voluminous acidic pumice flows (ash flows) and falls violently issue out, resulting in formation of a large caldera and extensive pyroclastic flow surfaces. Post caldera stage: Within and around the large caldera a-type volcanoes (small stratovolcanoes), histories and landforms of which are similar to those of A-type volcanoes, are constructed. They are also subdivided into three— a_1 , a_2 and a_3 -type volcanoes. Classification and definition of a_1 , a_2 and a_3 -type volcanoes are same to those of A_1 , A_2 and A_3 -type volcanoes.

Sakurajima Volcano standing at the rim of Aira Caldera Volcano is regarded as a_1 -type volcano. Examples of a_2 -type volcanoes are Mashu Volcano rising at the eastern rim of Kutcharo Caldera Volcano, and Usu Volcano formed at the southern rim of Toya Caldera Volcano. Tarumai Volcano built up at the southern rim of Shikotsu Caldera Volcano is a_3 -type volcano.

Plateaus, mesas and wutes composed of pyroclastic flow deposits, such as Komado Plateau (Fukushima Pref.), Mitsumineyama, Omineyama (Gunma Pref.) and so forth, may be remnants of extensive pyroclastic flow surfaces of older B-type volcanoes.

C-type volcanoes are monogenetic small ones. They are subdivided into two— C_1 -type volcanoes composed of scoria cones and mafic thin lava flows and C_2 -type volcanoes of lava domes of andesite or dacite.

The following facts are found analysing about 300 data of absolute ages dated by K-Ar, Fission-track, Io and ^{14}C dating methods with regard to the Quaternary volcanoes in Japan: A-type volcanoes are generally active for 10^4 – 10^5 years. They have been erupting one after another for the last million years here and there in the Japanese Islands. On the contrary, the activities of B-type volcanoes may have paused for about a million years between the first half of the Pleistocene when the older B-type Volcanoes were active, and the end of the Pleistocene when the younger B-type volcanoes were active. Most of C-type volcanoes have been built up within last several ten thousand years. It is presumed that the fact does not imply nonexistence of C-type volcanoes in the older ages but suggest that the older C-type volcanoes have been briefly eroded out because of their small size.

Such the volcanic features are formed according to successive changes of the modes of eruptions, properties, chemical and mineral compositions, and volumes of eruptive materials, durations and intensities of volcanic activities, and so forth (Table 2).

The eruptive modes of A-type volcanoes change from effusive or weakly explosive to violently explosive ones. On the other hand, the eruptive modes of B-type volcanoes are greatly explosive the caldera stage, but their activities become effusive or weakly explosive in the 1st stage of post caldera stages. The viscosities of the lavas from A-type volcanoes generally increase from the earlier to the later stage. Scoria is mainly ejected in the 1st stage and pumice spouted in the 3rd and 4th stages. B-type volcanoes erupt a large volume of pumice in the caldera stage. After the caldera stage, they issue a small quantity of lava flows in the earlier stage of the post caldera activity and lastly erupt pyroclastics in the later stage. Mineral assemblages of the mafic phenocrysts contained in the

products of A-type volcanoes largely change with the lapse of time as follows : Olivine • pyroxene→pyroxene→hornblende • pyroxene→hornblende • biotite • pyroxene. Some of the products in the caldera stage of the younger B-type volcanoes include a small amount of hornblende phenocrysts throughout all the stages. But most of the products of the older B-type volcanoes include a large amount of hornblende, biotite and quartz phenocrysts. This would suggest that magmas, from which the eruptive materials were derived, had lower temperature and higher content of H_2O than those of the younger B-type volcanoes.

Most of the products of C_1 -type volcanoes have olivine and augite phenocrysts, while most of the products of C_2 -type volcanoes have biotite and hornblende phenocrysts. Mean contents of SiO_2 of the products of A-type volcanoes increase from the earlier to the later stage. SiO_2 contents of B-type volcanoes are high in average in the caldera stage. Subsequently, they rapidly decrease in the 1st stage of the post caldera activity and gradually increase to the later stage. The volumes of the products, the duration of the activities and the production rate of A- and B-type volcanoes decrease to the later stage.

These facts support the hypothesis that most of the magmas of the Quaternary volcanoes in Japan have not been derived directly from upper mantle but derived from magma reservoirs in the crust where magmatic crystallization differentiation, fractional crystallization and contamination may have taken place. But some of C_1 -type volcanoes, such as Megata and Oki-Dogo Volcanoes, may have been composed of the products fed directly from upper mantle.

A_2 -type volcanoes are only located near the junctions of the island arcs (the southwestern Hokkaido and Kanto-Chubu districts), except Daisen Volcano erupted on the arc. This may represent the fact that complicated structure of the crust is formed by excessive masses of the slabs sinking into the mantle under the junctions. The younger B-type volcanoes are not located on the Northeast and Southwest Honshu Island Arcs except Towada Volcano but found in Kurile and Ryukyu Island Arcs, while the older B-type volcanoes are located on the formers as well as on the latters. Most of C-type volcanoes occur along the coast of Sea of Japan. This may be concerned with the subduction rate of the slab.