

火山麓扇状地と 成層凝灰亜角礫層

守 屋 以智雄

1. はじめに

成層火山麓には緩斜面がひろがっていることが多い。この緩斜面の構成物には熔岩流・火砕流・泥流堆積物などがあるが、それ以外に二次堆積物と考えられる成層凝灰亜角礫層（守屋，1964，1968）がかなりの部分を占める。この堆積物からなる緩斜面を火山麓扇状地とよぶ。多田・大矢（1959）は多良火山西南麓にひろがるこの緩斜面を調査し、これを火山山麓扇状地とよんだ。その後、守屋（1964），町田（1971），日野（1972）などが、この地形について研究を行っているがその地形の実態は十分に明らかになっていなかった。

この地形をつくる堆積物である成層凝灰亜角礫層についても、従来あまり注意が払われず、火山岩屑あるいは凝灰角礫岩の名でよばれ、他の火山噴出物と混同される例も少くなかった。

しかしながら、この地形・堆積物はかなり多くの火山にみられ、それが占める面積も小さくなく火山体構成要素の一つとして無視できない重要なものと考えられる。

筆者はこれらの地形・堆積物の形態・性質・形成機構・形成時期についてのべたい。

2. いくつかの火山麓扇状地の記載

顕著な火山麓扇状地が発達しているのはいずれもある程度の大きさ

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

（体積約 20km^2 以上）をもった円錐型成層火山で、いままでに知られているところでは、利尻・イルムケップ・ニセコ・猫魔・高原・赤城・小野子・榛名・烏帽子・八ヶ岳・愛鷹・達磨・大山・多良・雲仙の諸火山である（第1図）。



1図 成層凝灰亜角礫層からなる火山麓扇状地をもつ火山の分布

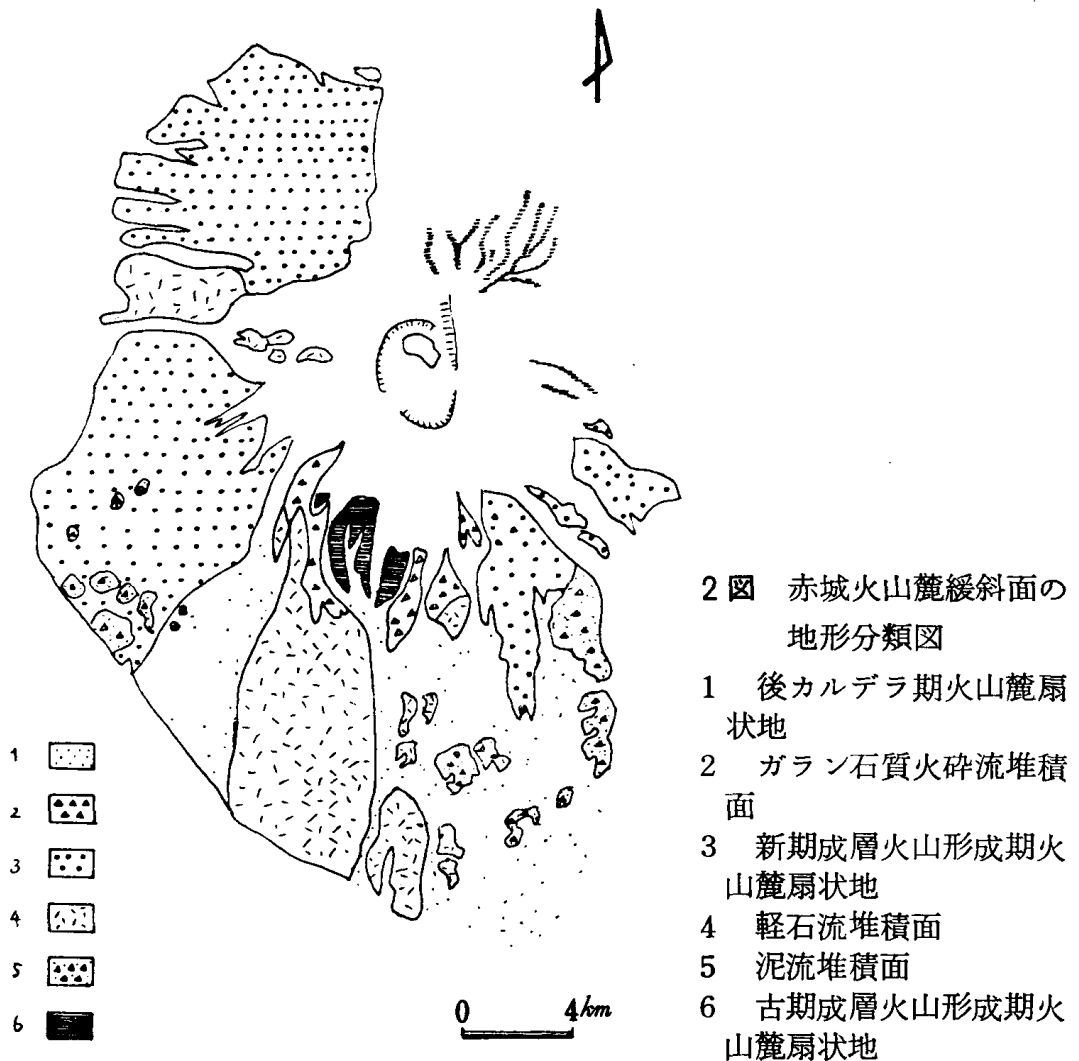
上記の火山のうち、いくつかの火山麓扇状地について簡単に記載をしたい。

2.1 赤城火山の火山麓扇状地

赤城火山の山麓には緩斜面がぐるりととりまいている。この緩斜面は

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

火山麓扇状地・泥流堆積面・軽石流堆積面に大別され、火山麓扇状地は更に古期成層火山形成期・新期成層火山形成期・後カルデラ期のものに三分される。このうちもっとも広い面積を占めるのは新期成層火山形成期のもので、つづいて古期成層火山形成期・後カルデラ期の順になっている（第2図）。



古期成層火山形成期の火山麓扇状地は、現在、東北麓と南麓にわずかに残存するにすぎず、その表面も深さ 30-40mの浅い谷に刻まれ定高性をもつ丘陵と化している。これはスコリア流をはさんだ古期成層火山形成期の熔岩に由来する成層凝灰亜角礫層からなっている。

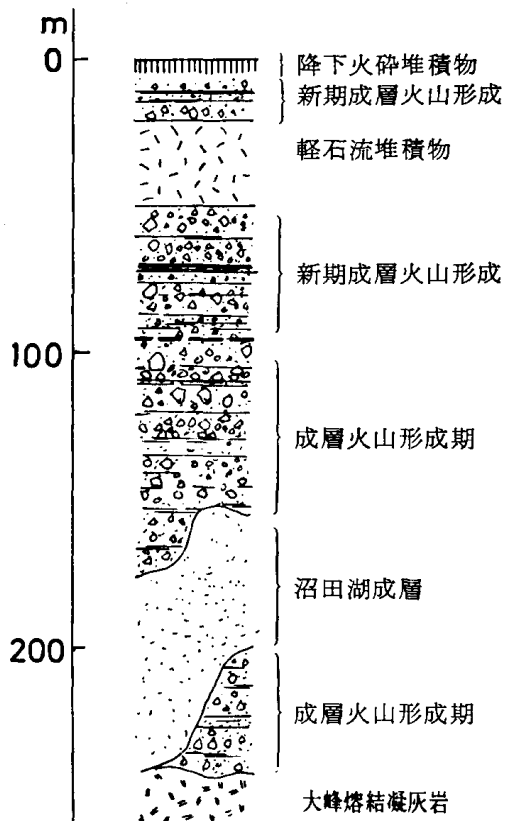
新期成層火山形成期の火山麓扇状地は、北西～南西にかけて広く分布

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層 (守屋)

し、その長さ 8-10 km, 面積は 150~200 km² で赤城火山総面積の約1/3に達する。

その傾斜は 3°~4° で表面は平滑であるが、末端は比高 150~200mの急崖にかぎられ、上方は山体をつくる尾根に連続している。これは深さ 50~100m の放射谷によっていくつかに分けられ台地化しているが、赤城火山麓の西半分をほとんど連続的にとりまいている。この地形は前記の通り平滑であるが、詳細にみると傾斜に沿った方向に細長い起伏が不明瞭ながら認められる。これは長い期間をかけいくつかの事変をへて形成された地形で、より細分される可能性をもっていることを示すものと考えられるが、ここではとりあえず一括した。

この地形は上位から降下火砕堆積物 (厚さ 10~20m)・新期成層火山形成期の成層凝灰亜角礫層 (厚さ約100m, 厚さ30m 程度の軽石流堆積物をはさむ), 古期成層火山形成期の成層凝灰亜角礫層 (厚さ100m 以上、沼田湖成層をはさむ) の累層からなっている (第3図)。新期及び古期



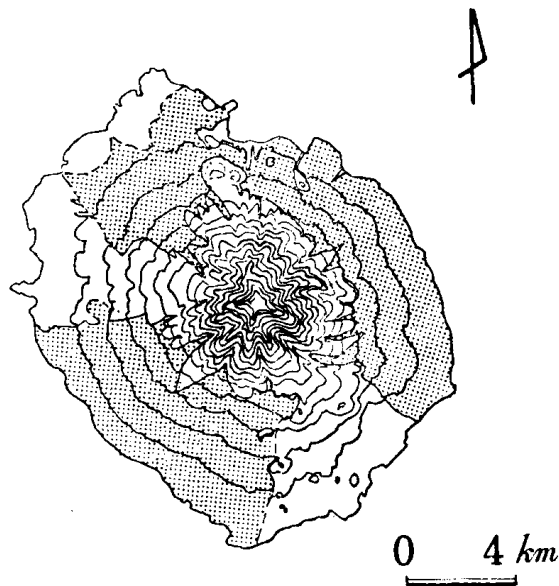
3図 赤城火山北麓の火山麓扇状地末端崖の一断面。主体は成層凝灰亜角礫層からなる。

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

成層火山形成期の成層凝灰亜角礫層の境界は 100m以上の起伏をもち、かなり大きな時間的間隙があったと推察される。そして、この火山麓扇状地の形態をつくっているのは、厚さ 100mをこす新期成層火山形成期の成層凝灰亜角礫層である。これが堆積する以前は、古期成層火山形成期成層凝灰亜角礫層からなる開析された緩斜面が広がっていたと考えられるが、その起伏を埋めてこの平滑な緩斜面が形成された。いずれにしろ、この地形が成層凝灰亜角礫層を主体として成り立っていることは間違いのない事実である。

2.2 利尻火山の火山麓扇状地

利尻火山体の面積の約60%が火山麓扇状地からなるが、それをつくる成層凝灰亜角礫層の厚さは 30~40m 程度で、山麓の緩斜面の概形は熔岩流がほぼ作り上げたものらしい（第4図）。



4 図 利尻火山の火山麓扇状地の分布

火山麓扇状地面は時代的に少くとも三つに分けられるが、そのうちのもっとも新しい面が広い面積を占め、現在なお形成中である。この扇頂は火山体中央部を開析する放射谷に連続し、成層火山体斜面とは不連続に接している。しかし成層火山原面の残存度からみて、開析された岩屑量

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

はそれほど多くはなく、海岸近くではまだ熔岩流を完全におよぎきれない場所もあり、厚さも薄くなって赤城火山の火山麓扇状地にくらべ小規模で、火山麓扇状地としては、発達初期のものであると考えられる。

火山麓扇状地を構成する堆積物は、ほとんどすべてが火山体をつくる玄武岩～安山岩質熔岩の亜円礫～亜角礫と同質の細粒物質が雑然と混合したものからなる。赤城火山のものにくらべ、やま円磨が進み、細粒物質が少く、砂の薄層が顕著でないなどの差がみられる。

2.3 榛名火山の火山麓扇状地

榛名火山麓扇状地は、東斜面をのぞいて、火山体の約 $\frac{3}{4}$ をぐるりととりまいて分布する（守屋，1966，森山，1971）。大部分はかなり開析



5 図 榛名、小野子火山の火山麓扇状地の分布

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

され原面を残さないが、定高性のある尾根がその存在を示している（第5図）。その尾根は山頂近くの急斜面とは不連続に接している。新しい軽石流・泥流などがそれを開析した谷を埋めるように堆積し、平滑な緩斜面をつくっている。

この開析された定高性のある尾根の原面を谷埋めによって復元してみるとほぼ同心円状の等高線があらわれる。その傾斜はほぼ 6° である。

この火山麓扇状地の構成物は安山岩質熔岩の破片からなる径30~50cmの亜角礫と同質の細粒物質の雑然とした混合物で、砂の薄層を数10cm~数mおきにはさむ成層凝灰亜角礫層である。その厚さは北・西斜面末端では100mをこえ、200m以上に達するのではないかと考えられる。

地形的に白川軽石流（新井，1962）などの堆積面より古く、成層火山形成の末期につくられたものと考えられる。榛名火山の火山麓扇状地は周辺地域の起伏・周辺河川の状況などがほぼ似ている赤城火山のそれにくらべ、かなりの程度に開析が進んでいる。したがって榛名火山では赤城火山にくらべやや古い時期に火山麓扇状地の形成が終了したと考えられる。西北麓では中之条湖成層と成層凝灰亜角礫層が互層しており、湖成堆積面は火山山麓扇状地面を切っているのが認められる。この湖成堆積面は新井（1962）により麓原面とよばれ、北関東の下部ローム層に対比されている。したがって火山麓扇状地は下末吉~多摩期に形成されたものと推定される。

2.4 八ヶ岳火山の火山麓扇状地

八ヶ岳火山はいくつかの成層火山が南北につらなったもので、南八ヶ岳火山と北八ヶ岳火山に二分される（河内，1961）。それらの山麓は北西部をのぞいてすべて緩斜面よりなるがそれらのほとんどが成層凝灰亜角礫層を主体としており、火山麓扇状地と考えられる（第6図）。

火山麓扇状地は、北麓ではかなり開析され丘陵化し、一部は軽石流におよわれているが、東・南・西麓では平滑な原面が広く残存している。

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）



6 図 八ヶ岳火山麓扇状地の分布図

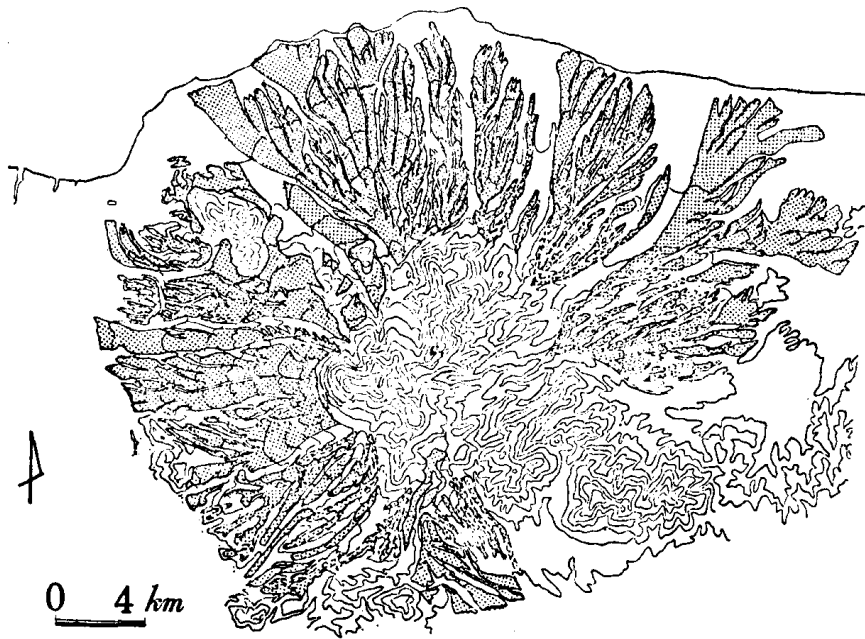
特に東麓の野辺山付近や、西・南麓の一部では現在形成中のものもある。

成層凝灰亜礫層の厚さは北麓では 100m をこえ、恐らく 200m に達するのではないかと考えられる。

2.5 大山火山の火山麓扇状地

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

大山火山の山麓は東南麓をのぞいて広大な緩斜面からなるが（第7図）、それは7段に分けられる火山麓扇状地からなっている（小畑, 1966）。その一部は火砕流堆積物におよばれるがその面積はかぎられる（太田, 1962）。



7図 大山火山の火山麓扇状地の分布

7段の火山麓扇状地は原面が消失するほど開析された古いものから現在形成中のものまで様々の時期に形成されたものがあり、火山体形成とほぼ平行してつくり上げられてきたことを物語る。

火山麓扇状地のうち開析された古い地形面は 30 cm前後の亜角礫とその細粒物質の混合物が砂の薄層をはさんだ厚い堆積物からなる。亜角礫は大部分が粗粒の結晶（径 5 mm 前後の斜長石と 1~2mm の長さの角閃石・黒雲母）が多く入った比較的多孔質の熔岩片からなる。これは太田（1962）が外輪山形成期の凝灰角礫岩とよび、大山火山の最下位の噴出物と考えたものに相当する。しかしこれは地形的にみて外輪山と太田（1962）がよんだ勝田ヶ山熔岩・船上山熔岩からなる開析火山体より新しく、おそらく飯戸山・下宝珠山など黒雲母角閃石安山岩質熔岩からな

火山麓扇状地と成層凝灰垂角礫層（守屋）

る小山体群を含んだ大きな成層火山の形成・破壊に伴ってつくられたものである。

もっとも新しい火山麓扇状地は弥山熔岩円頂丘の開析によって生じた岩屑から構成されるが、現在なお形成中であり、大雨時には既存の谷底を埋めた堆積物が移動するようである。

2.6 雲仙火山の火山麓扇状地

雲仙火山の火山麓扇状地は、北・南・東麓に広く火山体を取りまいて発達するが西麓には認められない（第8図）。これは千々石断層南の地塊が沈降し海面下に没したためと考えられる。

火山麓扇状地は新旧2つ以上に区分される。古い火山麓扇状地は、千



8図 雲仙火山の火山麓扇状地の分布

火山麓扇状地と成層凝灰垂角礫層 (守屋)

々石断層に切られていて主成層火山形成期に形成されたものらしい。

これは径20~30 cm の各種安山岩亜円礫と細粒物質が雑然と混合したルーズな堆積物で数mおきに砂の薄層がはさまり成層構造を示す。薄層のあるものは火山灰質シルト層である場合もある。それらの厚さの総計は100mをこえよう。本間(1936)が旧扇状地層, 九千部火山期集塊岩などとよんだもの, Matsumoto(1967)が Unzen basal tuff breccia とよんでいるものの大部分がこの堆積物に該当しよう。

新期火山麓扇状地は東麓に分布し, やゝ規模が小さく(面積20km²), 現在形成中である。

3. 火山麓扇状地の特徴

前節でのべた各火山の記載をもとに火山麓扇状地の特徴をのべたい。

火山麓扇状地の占める面積が最大なのは八ヶ岳火山で 480 km² にお

1表 各火山の火山麓扇状地の面積, 勾配など

	(1) 総火山 積体 (km ²)	(2) 総面 積 (km ²)	(3) 面(2) 積/ 比(1) %	(4) 個扇火 状山 数地麓	(5) り一 面個 積当 (km ²)	(6) 比 高 (m)	(7) 長 さ km	(8) 勾最 配大	(9) 勾最 配小	
利尻火山	180	100	61.1	9	11	500	5	9.5°	5°	
赤城火山	後カルデラ	-	-	2	-	400	9	3	1	
	新期成層火山	580	230	40.6	6	23	700	10	7	3
	古期成層火山	-	-	-	2	-	500	5	7	6
小野子火山	50	12	24.0	3	4	540	3	14	5	
榛名火山	320	130	40.6	6<	22	500	4	14	4	
八ヶ岳火山	790	480	61.1	9	11	500	5	9.5	5	
富士火山	1,100	150	13.6	6<	25	500	10	5	3	
愛鷹火山	190	28	14.7	1	28	280	6	3	3	
達磨火山	150	35	23.3	4	9	500	5~6	9.5	3	
大山火山	570	420	73.7	7	60	700	8~16	14	1	
多良火山	550	110	20.0	3	37	360	10	9.5	1	
雲仙火山	380	210	55.3	8	26	500	5~7	9.5	2	

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

よび、ついで大山火山 (420 km²)、赤城火山 (230 km²)、雲仙火山 (210 km²) などが広大な面積を占め、大山火山では、これが全面積の $\frac{3}{4}$ を占めている。第1表中の11火山の火山麓扇状地が占める割合は平均は38%で、 $\frac{1}{3}$ 強を占め、面積的に無視することができない地形であることがわかる。

これらの火山麓扇状地は複数の扇状地が横につながった合流扇状地であることが多い。まだ発達が十分でない富士火山の火山麓扇状地は6つとも離ればなれに存在している（多田他，1961）。火山麓扇状地が十分に発達すると互いに連続して最終的には火山体をドーナツ状にとりまく。大山・雲仙・赤城・八ヶ岳・榛名などの諸火山は、ほぼこれに近いもので、6個以上の火山麓扇状地に細分することが可能である。

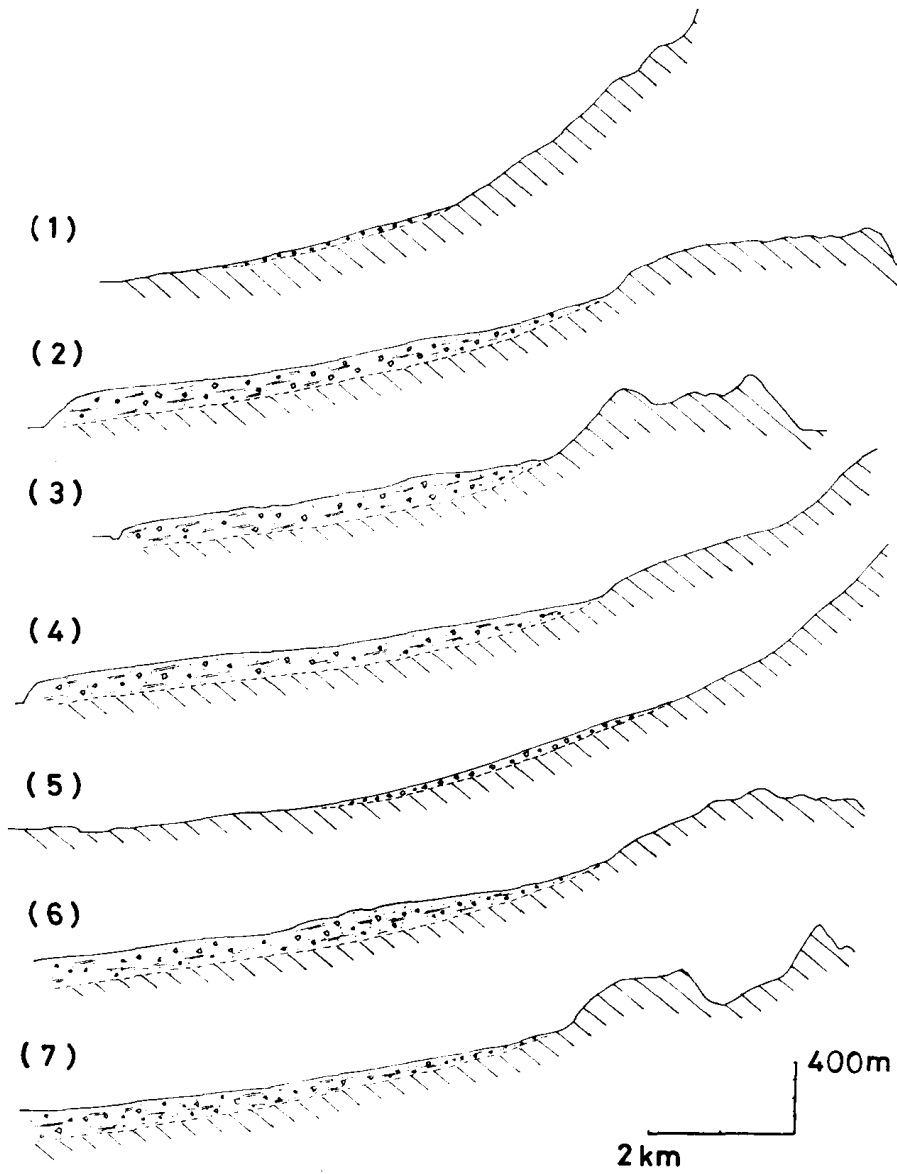
細分される個々の火山麓扇状地の面積は 20~30 km² のものが多く、またそれらの扇頂部一扇端部の比高は 300~700 m、その距離は 3~16 km、平均勾配は 2.5°~7° の範囲にある。

赤城火山では火山麓扇状地は古いものほど勾配が急で、新しくなるにつれ緩やかになる傾向が認められる。

火山麓扇状地の縦断面はかなり直線的であり、火山体上部の急斜面とは明瞭な境で接し、下方に屈折している（第9図）。その点で下方に凸の連続的曲線を描く熔岩流などを主体とした火山原面の断面とははっきり異なる。これは火山麓扇状地の上部が火山体上部の開析谷に連続することからうなずける。開析が進んだ火山麓扇状地面が火山体上部の急斜面の尾根に連続するように認められる場合がよくあるが、詳細に観察すれば勾配の急変点があり、以前には屈折していたことが推定される。

火山麓扇状地の表面は非常に平滑で、その上に刻まれる谷は急な谷壁をもつ（第10図）。一般の扇状地、火砕流堆積面もこれに似た表面形態・侵蝕形態を示すので、空中写真による地形判読だけでは一義的に決められない。

火山麓扇状地と成層凝灰垂角礫層（守屋）



9 図 火山麓扇状地の模式断面図

1. 利尻火山西斜面 2. 赤城火山北斜面 3. 榛名火山北西斜面
 4. 八ヶ岳東斜面 5. 富士火山西斜面 6. 多良火山南斜面
 7. 雲仙火山北斜面



10 図 火山麓扇状地の模式的鳥瞰図

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層 (守屋)

これらの火山麓扇状地は多くの場合堆積平野や内海が前面にあり、侵蝕、運搬力の大きい河川は存在しない。これは火山体上部から供給された火山麓扇状地構成物が火山体周囲に堆積しうる条件が必要なことを示していると考えられる。侵蝕・運搬力の大きい吾妻川が流れる小野子火山南斜面は著しく開析され、全く火山麓扇状地の発達をみないのに対し、北斜面にはよく発達していることはこの考えを支持する事実である。したがって乗鞍、木曾御岳・白山・立山など大起伏山地上部に形成された火山には火山麓扇状地が認められないのはうなずける。

苗場火山はこれらの中間の型で、火山麓扇状地をつくるべき物質が運び去られ、火山体からやゝ離れた信濃川の縁に「分離した裾野」をつくっている。

開析されたり、新しい噴出物におゝわれたりして、現在地形としては認められないが、その堆積物の存在から、かつて火山麓扇状地が発達していたと考えられる火山がいくつかある。

阿蘇カルデラ北壁の下部には、成層凝灰亜角礫層が露出し、かつて火山麓扇状地をもった成層火山が存在したことを暗示している。また霧ヶ峰火山でも熔岩流の下位に数 10m の厚さで同様の堆積物が認められる。

長野県小諸市西南方に分布する観音沢凝灰角礫岩層（秋間団研グループ他、1973）のかなりの部分も同様の堆積物からなる。古い地層の中にも今後、成層凝灰亜角礫層が多く見出されるであろう。

4. 成層凝灰亜角礫層の特徴

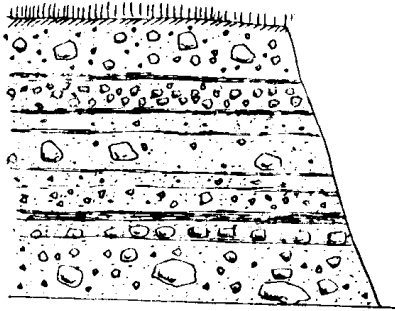
火山麓扇状地をつくる成層凝灰亜角礫層の岩相の特徴についてのべよう。

これはわずかに稜角のとれた火山岩質角礫～亜角礫と細粒物質が雑然と混在した堆積物で、発泡の悪い火砕流堆積物と酷似している。しかし

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層 (守屋)

2表 成層凝灰亜角礫層の特徴

1. 火山岩質亜角礫と細粒物質とからなり分級悪い。
2. 岩塊は数種類の熔岩片からなるのが一般的である。
3. 岩塊の稜角はわずかにまるくなっている。
4. 山麓に近づくほど円磨度は高くなり、細粒物質も多くなる。
5. 細粒物質は砂質で、シルト・粘土は少ない。
6. 成層 (50 cm~数m) しており、砂・シルト薄層 (数cm) をはさむ。
7. ほとんど固結していなくてくずれやすい。
8. 酸化帯・二次噴気孔なし。



11図 成層凝灰亜角礫層の模式的スケッチ。砂の薄層で50 cm~数mの厚さに仕切られ、成層構造を示す。単層内では分級が悪い。角礫は1 mをこすものが珍しくなく、稜角はわずかにとれている。細粒部は砂質で、シルト・粘土は火砕流堆積物にくらべ少い。

ながら、火砕流堆積物と異なる大きな点は成層していることである。50 cm~3 m おきに数 cm~10 cmの厚さの砂、シルト薄層がはさまれる(第11図)。しかしその間の単層のみをみると、一般の扇状地堆積物にくらべ分級が悪く、円磨度も小さく、無層理で、火砕流堆積物と見分けることはむづかしい。しかし亜角礫は何種類のもの火山岩からなる場合が多いこと、これらの亜角礫の岩石残留磁気の帯磁の方向がばらついていること、岩片の稜角がわずかにまるいこと、細粒部が火砕流堆積物のそれにくらべ、やや粗粒で砂質であること、固結度は小さく、脆弱で容易に崩壊すること、酸化赤色帯・吹き抜けパイプ・二次噴気孔が認められないこと、山頂から遠去かるほど岩片の稜角がまるくなり、砂質部が多くなることなどから、二次堆積物の可能性が大きいと考えられる。

5. 成層凝灰亜角礫層の形成機構

前節でのべたような特徴をもつ成層凝灰亜角礫層の形成機構について

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

若干の考察を行いたい。

この堆積物は前節でのべたように、成層している点で、火砕流堆積物・泥流堆積物などではなく二次的な堆積物と考えられる。しかし円磨度が小さく、分級が悪い点では一般の扇状地礫層など河成堆積物とはかなり異っていて、火砕流堆積物と河成堆積物との中間的な岩相を示す。山体中央部から 10 km 以上離れてなお分級が悪く、細粒物質が多く含まれていて、円磨度が非常に小さいことは、この堆積物が密度流として流下してきたことを推定させる。しかし火砕流堆積物にくらべ礫の稜角が磨耗していることや、マトリックスの部分にわずかながら分級作用が行われていて微細物質が少いことはある程度の水洗をこの堆積物が受けていることを物語る。

1947年9月、カスリン台風の通過の際に赤城火山麓では多量の降水があり、各放射谷に土石流が発生し、その堆積物は山麓に堆積した（辻村 1950, 小出, 1950）。土石流は放射谷によってかなり様相が異っていたようである。東南麓の深沢川の土石流は濁流のようで、水面が存在したといわれるし（辻村, 1950），西麓の沼尾川の土石流は、水面は存在せず、水を含んだ砂礫が前面に 6~7m の急斜面をつくりながら、ブルトナーのキャタピラのように樹幹を下方へまきこみつつ、ゆっくり（約 5 km/hour らしい）流下したといわれている（川口, 1950）。しかしながらいずれも密度流として流下したと考えて差支えない。

このような土石流の堆積物は成層凝灰亜角礫層と岩相の点で非常によく似ている。また土石流の流動機構は、前にのべた成層凝灰亜角礫層の種々の特徴から推定される形成機構に非常に合致している。

以上のような理由から筆者は成層凝灰亜角礫層を土石流堆積物と考えている。したがって成層凝灰亜角礫層は Fisher (1960) の *epiclastic volcanic breccia* に該当しよう。しかしその形成に際して外的な要因だけで、火山活動が全く関係しなかったかどうかについては断言できず、

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

成層凝灰亜角礫層が火砕流の末端堆積物ではないかという疑問も捨てきれない。また赤城火山の山頂部近くでは20度程度の急斜面をつくって成層凝灰亜角礫層が数10mの厚さで堆積しているが、これは1973年3月に浅間火山に発生した小型火砕流（荒牧，1973）に似たものが何回もくり返し堆積したものであるという可能性や、爆発角礫が山頂近くの急斜面を転動あるいは匍行して生じたという可能性も残っている。これらについては今後なお検討する必要がある。

6. 火山麓扇状地の形成時期

赤城火山で成層凝灰亜角礫層が大量に堆積したのは新期成層火山形成期で、石質火砕流堆積物が山頂部～山腹にかけて、成層火山を形づくった時期にほぼ対応している。したがって、山体上部に成層凝灰亜角礫層を構成する角礫と細粒物質の豊富な供給源が存在したと考えることができる。しかし一方では、多雨期即ち台風が多くやってきて、土石流を発生させるのに都合のよい気候が当時支配していたという考えもある（野上，個人談話）が、赤城火山については、下末吉海進時にほぼこの新期成層火山形成期火山麓扇状地の形成時期が対応するようである（新井，1962）。他の火山に存在する成層凝灰亜角礫層からなる火山麓扇状地はその開析度から、ほぼ同様の時期に対比させてもそれほど矛盾はなさそうに考えられるものも多いが、断定的なことはいえず、なお検討が必要である。

7. ま と め

前節までに述べてきた火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層についてまとめると次のようになる。

1. 成層火山の裾野をつくる緩斜面のかなりの部分は、成層凝灰亜角礫層からなる火山麓扇状地で占められる。

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

2. 火山麓扇状地は長さ 3~16 km, 比高 300~700m, 勾配 2.5°~7°, 面積 20~30 km² の直線的縦断面形をもつ平滑な緩斜面である。これが 3~12個集って合流扇状地をつくり, 火山体を取りまくことが多い。
3. 火山麓扇状地に似た地形に火砕流堆積面があり地形観察だけから, いずれかを決定することはできないことが多い。
4. 火山麓扇状地をつくる成層凝灰亜角礫層は火山起源の亜角礫と細粒物質が雑然と混在しているが, 成層構造が認められる堆積物で, 火山体中心部から離れるにつれ, 円磨度・分級度が高くなり細粒物質が増加する。
5. 成層凝灰亜角礫層は火砕岩を主体とした火山体から二次的な侵蝕作用により, 流下・堆積した土石流堆積物らしい。
6. 火山麓扇状地の形成は火山体の形成に平行して進行するが, 火砕岩を主として放出する時期に特に発達する。この発達には気候変化の影響もあるかも知れない。

最後に終始ご指導をいただいた東京大学地理学教室の吉川虎雄, 佐藤久, 阪口豊の諸先生, 有益なご助言と示唆をたまわった新井房夫（群馬大学地学教室）, 荒牧重雄（東京大学地震研究所）, 鈴木隆介（中央大学地学研究室）, 中村一明（東京大学地震研究所）, 野上道男（都立大学地理学教室）, 日野辰郎（相模工業大学地学研究室）の諸氏に厚くお礼を申し上げます。

引用文献

- 秋間団研グループ他（1973）：フオッサ・マグナ中央部における新第三紀後期～第四紀洪積世の堆積盆地, 地球科学, 27, 2-3, 81-91.

火山麓扇状地と成層凝灰亜角礫層（守屋）

- 新井房夫（1962）：関東盆地北西部地域の第四紀編年，群馬大紀要，10， 4， 1-79.
- 荒牧重雄（1973）：浅間火山1973年2—3月の噴火の際に発生した小型火砕流，火山2集，18， 2， 79-94.
- 有明海研究グループ（1965）：有明・不知火海域の第四系，地団専，11， 1-86.
- Fisher, R. V. (1960) : Criteria for recognition of laharic breccias, Southern Cascade Mountains, Washington, Bull. Geol. Soc. Ame., 71, 127-132.
- 日野辰郎（1972）：大山火山における火山山麓扇状地の形成過程，日本地理学会予稿集，2， 24-25.
- 本間不二男（1936）：雲仙火山，火山1集，3， 1， 73-124.
- 河内晋平（1961）：八ヶ岳火山列—I & II，地球科学，55 & 56， 1-8 & 11-17.
- 川口武雄（1950）：赤城山災害調査報告，被害状況，カスリン台風の研究，178-198.
- 小出 博（1950）：赤城火山の崩壊並びに土石流，地調報，133， 1-24.
- 町田 洋（1971）：扇状地，古今書院，（矢沢大二編），112~115.
- Matsumoto, H. (1967) : Geology and petrology of Unzen volcano, Kumamoto Jour. Sci. ser B, sec. 7, 1, 31-89.
- 守屋以智雄（1964）：吾妻川流域の地形発達（演旨），地理評，37， 279-280.
- 守屋以智雄（1966）：吾妻川流域の地形発達，地理評，39， 1， 51-62.
- 守屋以智雄（1968）：赤城火山の地形及び地質，前橋営林局治山調査報告，1-65.
- 森山昭雄（1971）：榛名火山東・南山麓の地形，愛知教育大紀要，36-37， 107-116.
- 小畑浩（1966）：大山周縁の地形と火山灰，地理評，39， 12， 787-801.
- 太田良平（1962）：5万分の1地質図“大山・赤崎”及同説明書，地調，1-37.
- 多田文男・大矢雅彦（1959）：諫早水害に関する調査，科学技術庁資源局資料，27， 1-105.
- 多田文男他4名（1961）：富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究（第3報），富士山大沢崩対策委託調査結果報告書，3， 1-38.
- 辻村太郎（1950）：昭和22年9月の群馬県水害調査，カスリン台風の研究，107-126.

VOLCANIC FAN AND STRATIFIED TUFF BRECCIA

Ichio MORIYA

Considerable parts of the foots of stratovolcanoes are occupied with volcanic fans composed of stratified tuff breccias. A volcanic fan has smooth and gentle slopes which are 3-16 km in length, 300-700m in height, 2.5-7 degree in gradient, 20-30 km in area and linear in profile. In many volcanoes some volcanic fans connect with one another and build confluent volcanic fans surrounding the stratovolcanoes. A volcanic fan is composed of stratified tuff breccias which are chaotic mixture of volcanic sub-angular breccias and their fine materials. As a distance from the center of a volcano increases, roundness of breccias, sorting of the deposit and the fine materials in the deposit increase.

The stratified tuff breccia may be a deposit composed of volcanic detritus which flows down along valleys as a density flow caused by heavy rain-falls. Volcanic fan may have been progressively made through all the time of building of the volcano. And it may have been actively made in the stage when pyroclastic materials were mainly produced. But climatic change may have exerted upon development of the volcanic fan.