

火山岩・火山噴出物・火山構造

勝井義雄 = 北海道大学理学部教授

火山岩
火山から噴出する溶岩および大部分の火山砕屑物は、ケイ酸塩を主成分とする火山岩である。火山岩は、地下でゆっくり成長した大型の結晶（斑晶）を含むことも多いが、その基質（石基）は、深成岩にくらべはるかに細粒で、しばしばガラスを含み、黒曜石のように大部分がガラスでできているものもある。これは、火山岩が地表または地表近くで、急速に冷却固結して生ずるためである。また火山岩は、軽石・スコリアばかりでなく、溶岩でも気孔（泡）に富んでいる。火山岩を構成する主な造岩鉱物は、表1に示してある。トリディマイト、クリストバライト、リュースイトなどは、高温・低圧で安定な鉱物で、火山ガラスとともに火山岩に固有のもので、深成岩にはみられない。火山岩のみならず火成岩では、準長石とケイ酸鉱物は共存しない。準長石はケイ酸に著しく不足したアルカリ岩にのみ産し、一方、ケイ酸鉱物はケイ酸に過飽和な岩石にしか産しない。したがって、ケイ酸の飽和度は、火成岩の分類の主要な基準になっており、表2では、A（不飽和）からD（過飽和）まで4系列に分けてある。各系列は、さらに色指数によって苦鉄質岩・中性岩・珪長質岩に3分される。色指数とは、鉄・マグネシウムを含む有色鉱物が全岩中に占める割合（百分比）である。ガラスの多いものは、化学分析値からこの値を算出する。以上が火山岩の主な分類法であって、必要ならばこれに斑晶鉱物名を付して命名する。火山岩の成因を知ろうとすれば、さらに詳しく化学組成、鉱物組成および各鉱物の晶出順序を検討する必要がある。たとえば、C・D系列の玄武岩は、このような検討により、比較的ケイ酸に富みアルカリに乏しいソレライト、比較的ケイ酸に乏しくアルカリに富むアルカリ玄武岩、両者の中間的な性質をもち、アルミナに富む高アルミナ玄武岩ならびにアルミナに乏しい高アルカリソレライトなどに分類される。安山岩の場合も同様であって、ピジョン輝石質岩系の安山岩（アイスランドイト）とシソ輝石安山岩系（カルクアルカリ岩系）の安山岩に区別される。

火山噴出物
溶岩
火山噴火のとき噴出される固形物のうち、火口から連続して流出する溶融物質およびその固化したものを溶岩とよぶ。火口から流出した溶岩は、圧力の減少と結晶作用の進行により、ふくまれていた揮発成分を火山ガスとして分離する。そのため、溶岩流の上下面には、多数の気孔（泡）が発達する。溶岩中内の緻密な部分には、冷却による収縮のために、冷却面に垂直に柱状節理、平行に板状節理のはいることが多い。溶岩は、噴出物の物性（とくに粘性）やその環境によっていろいろな表面形態を生ずる。
パホイホイ溶岩
もっとも流動性に富む溶岩がつくる形態で、表面は平滑でまる味をもち、うろこ状、貝殻状、なわ状などを呈する。
アア溶岩
表面があらく、とげとげした溶岩で、コークス状の破片（クリンカー）をかぶっていることが多い。日本の玄武岩の溶岩では、このアア溶岩が一般的である。
塊状溶岩
噴出時の粘性はアアよりも大きいので、溶岩流の表面がはやく固結して厚い殻を生ずる。しかし、内部はなお流動して殻をこわすので、外見は、岩塊の集合体のような溶岩となる。安山岩の溶岩は、多くの場合、このような塊状溶岩となる。
溶岩トンネル
溶岩流の内部が流出したあとに残る空洞である。パホイホイ溶岩に多い。
ブレッシャーリッジ
溶岩流表面の殻が、まわりより1～5mほど押しあげられて生じた丘。パホイホイ溶岩に多くみられ、しばしば割れ目から二次的な溶岩の流出がみられる。
スパッターコーン（ホルニト）
溶岩流内部の溶融状態の溶岩が、火山ガスとともにちぎれて噴出し、その破片が堆積して生じた小丘。
枕状溶岩

ややつぶれた楕円～筒状体の集合からなる溶岩で、個々の楕円体の表面にガラス質の急冷縁、内部に放射状の節理が発達している。楕円体と楕円体の間隙には、ハイアロクラスタイトとよばれるガラス質の細片が充填している。流動性に富む玄武岩質溶岩が水中を流動するときに生ずる。
水中自破砕溶岩
粘性に富む溶岩が水中を流動すると、割れ目に水が侵入して高圧水蒸気を生じ、爆発的に破壊される。このようにして生じた大小無数の溶岩の破片からなるものを水中自破砕溶岩という。破片は、いずれも同質で、しばしば急冷縁や節理が発達しているのが特徴である。
火山砕屑物
火山噴火のときに放出される破片状の固形物質を火山砕屑物（または火山放出物）という。
A火山砕屑物の分類
火山砕屑物は、表3のように大きさ及び形態と構造によって分類される。形態と構造は、火山砕屑物が噴出時にどのような状態（固体～流動体）であったかを示している。
火山岩塊・火山礫・火山灰
噴出時にマグマがすでに固化～半固化している場合、大小のブロックに破碎されて、特有の形や内部構造を示さない。これらは、下表のように大きさによって、火山岩塊・火山礫・火山灰に区別される。これらの砕屑物は、ふつつ新しいマグマに直接由来する本質放出物が主体となっているが、水蒸気爆発のときは、既存の火山体の破片からなる類質放出物が大部分をしめる。また、ときには基盤の堆積岩・火山岩・変成岩などの破片からなる外来放出物をまじえることがある。
溶岩餅・火山弾
まだ流動性を保っているマグマがちぎれて放出されると、ちぎれるとき、飛行中および落下時に、いろいろな特徴をそなえた形態・内部構造をもつ本質放出物を生ずる。流動性に富む玄武岩質噴出物の場合は、着地時に偏平化して溶岩餅や牛糞状火山弾が生じ、マグマが細長くちぎれるとリボン状火山弾または紡錘状火山

表1 - 火山岩をつくるおもな造岩鉱物

(無色鉱物)	斜長石	CaAl ₂ Si ₂ O ₈ (灰長石)(An) 端成分の略号 NaAlSi ₃ O ₈ (曹長石)(Ab)
	カリ長石	KAlSi ₃ O ₈(Or)
	準長石	NaAlSi ₃ O ₈ (かすみ石)(Ne) KAlSi ₃ O ₈ (リュースイト)(Lc)
	ケイ酸鉱物	SiO ₂ (石英・トリディマイト・クリストバライト)
(有色鉱物)	かんらん石	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄
	輝石	(Mg,Fe)SiO ₃ (斜方輝石) (Ca,Mg,Fe)SiO ₃ (単斜輝石)
	角閃石	{Ca,Mg,Fe,Na,Al} ₇₋₈ {(Al,Si) ₇ O ₁₁ }(OH) ₂
	黒雲母	K(Mg,Fe) ₃ {(AlSi ₃ O ₁₀)}(OH) ₂
	磁鉄鉱	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄ (少量のTi,Mnなどを含む)
火山ガラス		Mg,Fe,Ca,Na,K,Alなどを含むケイ酸塩ガラス

●注 化学式は単純化してしめしてある。ケイ酸鉱物を除くと、他はいろいろな程度に固溶体をつくっている。

表2 - おもな火山岩の分類表

<久野久、1976による>

		岩鉄質岩	中性岩	珪長質岩
色指数		60	35	10
A系列	準長石のみ	Ne>Lc Lc>Ne	ネフェリン玄武岩<注2> リュースイト玄武岩<注2>	ネフェリナイト（カスミ岩） リュースタイト（白榴岩）
	B系列	準長石+長石 Ne>Lc Lc>Ne	ネフェリン・ペイサイト リュースイト・ペイサイト	ネフェリン・フォノライト リュースイト・フォノライト
C系列	長石のみ	$\frac{\text{Or} \times 100}{\text{An} + \text{Ab} + \text{Or}} > 15$	粗面玄武岩	粗面安山岩
		$\frac{\text{Or} \times 100}{\text{An} + \text{Ab} + \text{Or}} < 15$	玄武岩	安山岩
D系列	長石+ケイ酸鉱物	An>Or		曹長石粗面岩
		Or<An		デイサイト（石英安山岩） 流紋岩

●注1 苦鉄質岩の色指数限界は、60→70→90および35→40という値が採用されつつある。
●注2 最近ではA系列の苦鉄質岩に玄武岩の名を使用しない場合が多い。例えばかんらん石を含むA系列の苦鉄質岩はかんらん石ネフェリナイト（またはリュースタイト）と呼ぶ。

図3 - 火山砕屑物の分類

噴出時の状態	固体または半固体	流動体
形態・構造	特定の形態・内部構造をもたないもの	特定の形態をもつもの
大きさ（注1）		
>32mm	火山岩塊	溶岩餅 リボン状・牛糞状火山弾 紡錘状火山弾 パン度火山弾
32～4mm	火山岩 礫	
<4mm	火山灰（注2）	ペレーの毛・涙

表3・注1 さいきん粒径の境界を32mmと4mmの代りに64mmと2mmにする提案がある．

表3・注2 スコリアまたは軽石の細粒なもの、およびそれらが破碎した細片を含む．

弾となる．粘性の大きな安山岩やディサイトの場合は、放出した溶岩塊の表面が空中で急冷され、硬いガラス質の皮殻を生ずるが、内部は発泡を続けるので、ふくれて亀裂のはいったパン皮火山弾がしやすい．

スコリア・軽石
マグマが急速に発泡しながら爆発的に放出されると、多孔質のスコリア・軽石が生ずる．玄武岩～苦鉄安山岩の場合は、一般に黒っぽいコークス状のスコリアを生じ、安山岩～ディサイトでは白っぽい軽石ができる．これらが、さらに膨張し、気泡の壁がこわれると、破片状の火山ガラスからなる火山灰となる．流動性の著しいマグマの場合には、繊維状に細長くひきのばされた天然のロックウールを生ずることがある．これをペレーの毛とよび、その一端に滴状の玉のついたものをペレーの涙という．

火山砕屑岩
各種の火山砕屑物が高温のまま堆積して粘結しあうか、または続成作用によって膠結すれば、各種の火山砕屑岩ができる．このうち、火山灰からなるものを凝灰岩とよび、火山礫が主体ならば火山礫凝灰岩という．これらに火山岩塊が半分以上含まれると火山角礫岩、半分以上なら凝灰角礫岩という．軽石またはスコリアが主体のときは、軽石凝灰岩またはスコリア凝灰岩という．また凝灰岩中に火山弾が含まれると凝灰集塊岩、スコリア凝灰岩中に火山弾が含まれるとスコリア集塊岩という．

B 火山砕屑物の堆積様式

火山岩塊・火山弾
噴火の際、火山岩塊が火山弾のような比較的緻密で大型の火山砕屑物が放出されると、弾道をえがいて火口周辺に落下する．小型になれば、風の影響をうけて風下に流されやすくなる．

降下火山灰
火山灰は上昇する噴煙とともに、空中高くふきあげられ、風に運ばれて、粗粒で比重の大きなものからさきに降下する．大きな噴火では、噴煙柱は成層圏に達するから、日本では偏西風のために一般に火山の東方に降灰がみられる．このような堆積物を降下火山灰堆積物とよぶ．もし軽石またはスコリアが主体ならば、降下軽石または降下スコリア堆積物とよぶ．

火砕流と火山砕屑岩台地（火砕流台地）
火砕流は、火山砕屑物が高温の火山ガスとともに流下する粉体流である．多くの火砕流は、一方向あるいは四方方向へ向かい、地表または地表近くを地形に支配されながら流下堆積するが、大規模なものは、地形の凹凸を埋積し、広大な火山砕屑岩台地をつくる．火砕流は高温状態で堆積するために、堆積物の表層部が酸化したり、二次噴気孔のできる場合が多い．また、しばしば火山ガラスが粘結して柱状節理をもつ溶結凝灰岩となる．この場合、一般に中下部がもっとも強く溶結し、軽石は押しつぶされて偏平化し、さらに黒曜石パッチとなり、鍋状またはレンズ状に重なりあった構造を示す．また、再結晶作用も行なわれる．降下軽石の場合でも、このような溶結凝灰岩を生ずるが、その形成は一般に火口のごく近くに限られる．しかし、火砕流起源の溶結凝灰岩は、わが国の阿蘇をはじめ多くのカルデラ周辺に広く発達している．溶結凝灰岩の形成はおもに陸上に限られ、水中ではほとんど溶結しない．したがって溶結凝灰岩は、堆積当時の環境（水陸の分布）の指示者としても注目される．

C テフロクロノロジー（火山灰編年法）
地質時代における地層中の凝灰岩は、しばしば広く追跡され、堆積の同時層をしめす鍵層として注目される．陸上を広く被覆している火山灰（降下火山砕屑堆積物）も同様で、とくに第四紀の編年には重要な役割をもっている．このような火山灰の年代指示にもとづく編年をテフロクロノロジー（火山灰編年法）という．

火山の構造
火山活動は、それ自身、火山地形や火山構造をつくる内部営力である．地球上には、火山活動の形式・規模・環境などの違いにより、いろいろな形態・構造をもつ火山がつくられている．これらの火山には、数ヵ月～数年という短期間で生じた単成火山もあるが、一般には長期間（1,000～100,000年）にわたって活動し、この間マグマの性質も変化して、大型で複雑な構造を示すようになった複成火山が多い．さらにこれらは、侵食・地殻変動などで次第に破壊され、ついにはその原形を失ってしまう．以下に主要な火山構造について簡単に述べる．

溶岩台地
広域割れ目（群）または多数の火道群から、流動性に富む溶岩が多量にあふれ、四方に拡がると、平坦な溶岩台地ができる．台地をつくる溶岩は、おもに玄武岩である．溶岩台地には、1回の溶岩の流出だけでつくられるものもあるが、多くの場合、きわめて永い間繰り返して多量の溶岩を流出して大規模な台地が形成されている．

盾状火山
流動性に富む玄武岩または苦鉄質安山岩の溶岩が流出し、火山砕屑物の放出が少なければ、西洋の盾に似た緩傾斜の盾状火山ができる．大型の盾状火山は、ハワイ島などの海洋域に多数分布している．このような火山島の発達には、一般に次のように行なわれる．

はじめに深海底で流動性に富むソレイト質玄武岩溶岩が多量に流出し、おもに枕状溶岩かななる海山がつくられる．

海山が海面近くまで成長すると、マグマ水蒸気爆発がおこる．

さらに山体が海面上にあらわれると、ハワイ式噴火にかわり、溶岩は山頂火口とリフトゾーンから流出して盾状火山がつくられる．そして頂上にはキラウエア型カルデラを生じ、やがて活動を休止する．

やや山体が侵食されたあと、中期にはアルカリ岩系のマグマが噴出し、カルデラを被覆して砕屑丘を生じ、再び活動を休止する．

著しい山体の侵食後、晩期には準長石を含むアルカリ岩系のマグマが少量噴出し、砕屑丘がつくられ、再び火山体は侵食され水没し、ときに環礁が発達する．

成層火山
中心噴火により、溶岩の流出と火山砕屑物の放出が繰り返されると、円錐形の成層火山ができる．噴出物は、安山岩・玄武岩が一般的である．世界の島弧・大陸縁にみられる大きな円錐形の火山の大部分は、成層火山である．成層火山の山腹の傾斜は、頂上に近づくほど大きく40°に達することもある．これは、火口付近では、高温の火山砕屑物が粘結しあい、スコリア集塊岩などを形成するためである．成層火山の基底直径は、20～30km、海拔標高はしばしば3,000mをこえる．しかし火山自体の高さは、1,000m以下であることが多い．

成層火山の頂上あるいは山腹～山麓には、しばしば寄生火山が発達する．侵食された山体では、マグマの通路となった放射状岩脈の露出がみられる．また、おもな活動中心が移動すれば、さらに複雑な構造となる．浅間山では、活動中心が西から東へ移動し、東西方向に成層火山が配列している．

溶岩円頂丘と火山岩尖
粘性の大きな溶岩が噴出すると、火口から遠くに流れないで、一般にドーム状の溶岩円頂丘となる．樽前山の1909年に生じた安山岩質の溶岩円頂丘は、生成後、火道内に蓄積されたガスによる小爆発で割れ目を生じ、そこにみごとな流理構造が観察される．溶岩の粘性がさらに大きくなると、有珠昭和新山のような急峻な溶岩円頂丘ができる．昭和新山は、明治新山のような屋根山（または潜在円頂丘）から、さらに溶岩の一部が地表に突出したものである．プレー火山の1902～1903年の活動では、溶岩が比高340mも鋭の歯状に突出して、典型的な火山岩尖（比高>基底直径）を生じたが、これも生成機構の上では、昭和新山の溶岩円頂丘ときわめてよく似たものである．溶岩円頂丘も火山岩尖も、成層火山の末期に生ずることが多い．屈斜路カルデラ内のアトサヌプリ火山では、末期に多数（合計10個）のディサイトの溶岩円頂丘を生じている．これは、粘性に富むマグマが火道を充填してしまうため、つぎつぎに別の新しい火道から溶岩が噴出したものと考えられている．

マール
1～2度の爆発によって、地表に円形の爆裂火口を生じたものをマールと呼ぶ．男鹿半島の一の目潟・二の目潟・三の目潟や、ドイツのアイフェル地方にその典型的なものが知られており、これらの放出物中には、本質放出物と地表の岩石のほかに、しばしば地下深所から由来したと考えられる超苦鉄質岩片が発見される．砕屑丘（または火砕丘）

爆発噴出物が火口周辺に多量に堆積すると、砕屑丘（または火砕丘）がつくられる．砕屑丘は、そのおもな構成物質により、スコリア丘・軽石丘・火山灰丘などに区別される．とくに多孔質でガラス質の火山礫やスコリアからなるものを噴石丘とよぶ．また、固結した火山灰、火山礫からなるものを凝灰岩丘という．火山灰丘や凝灰岩丘は、スコリア丘などにくらべると一般に基底直径にくらべ高さが低く、大きな火口をもつ．砕屑丘は、成層火山などにくらべると一般に小型で、しかもほかの火山に寄生して生ずることが多い．

カルデラ
成層火山などの中心火口は、直径1kmをこえることはまれであるが、火山地方には、しばしば大きな円形または、それに近い火山性凹地（直径最大20数km）がみられる．これをカルデラとよぶ．カルデラは、爆発や侵食による火口の拡大で生じたものであるが、大部分は陥没を伴ってきたと考えられている．日本を含む島弧や大陸縁で特徴的なカルデラは、多量の珪長質マグマの噴出に伴って生ずるもので、その周辺には、多量の珪長質軽石・火山灰（おもに火砕流堆積物）が分布する．大規模なカルデラでは、広大な火山砕屑岩台地を生じている．日本の代表的なカルデラの多くは、クラカトア型とよばれるもので、数千年～数万年まえに形成されたものである．これらのカルデラ内には、成層火山・砕屑丘・溶岩円頂丘などを生じていることが多く、複雑な火山構造を示している．