

磐梯山南西麓の岩屑堆積物 —大露頭はかく語る—

三村 弘二¹⁾・遠藤 秀典²⁾

1. はじめに

「会津磐梯山は宝の山よ」の民謡でもよく知られている磐梯火山は、1888年(明治21年)の噴火に伴って北側の山腹が大規模に崩壊した。今は、この崩壊した部分が馬蹄形の地形となって残っている。この時、崩壊した岩屑は当時の河谷を埋め、桧原湖や五色沼などの湖沼を形成している。

この磐梯火山は、南側の猪苗代湖側も含めると、それ以前に幾度も大規模に崩壊している(三村, 1988 など, 第1表)。これは、この火山が、噴火による噴出物によって火山の山体を成長させては、その後大規模に崩壊することを繰り返してきた結果である。しかし、それらの噴火活動や崩壊に伴った現象の具体的な内容については、不明な点が多かった。

最近になって、磐梯山南西麓の大規模なリゾート開発に伴う取り付け道路の切通し断面露頭(本号;口絵参照)で、その歴史を明らかにする大きな手がかりが得られた。この露頭では、磐梯火山最大の崩壊による翁島岩屑なだれと、その後の頭無岩屑なだれに相当する堆積物が観察された。露頭は、上記2つの岩屑なだれ堆積物(後述39, 43p.)が同時に観察できるのみならず、これらの岩屑なだれ堆積物の間に、火砕サージ(後述40p.)及びラハール(後述42, 43p.)の堆積物など、従来存在が明確になっていなかった種類の堆積物が見い出された。

一般に火山では、例えば大島火山における割れ目噴火や溶岩流の流出、あるいは雲仙火山における溶岩ドームからの火砕流の発生などの様々なタイプの現象が生じる。また、火山の噴出物は不安

定な地形を形成しやすく、それらが大規模な崩壊を生じることが多い。火山において生じるこれらの現象は、それらの種類や規模によって、斜面を流下する速度や到達範囲、あるいは破壊力などが異なる。火山地域における災害の危険性について検討する際に、対象となる火山でどのような現象を生じやすいか、そのくせを明らかにしておくことは重要である。そのためには、火山周辺に残されている堆積物から、過去に生じた現象を読み取ることが必要になる。

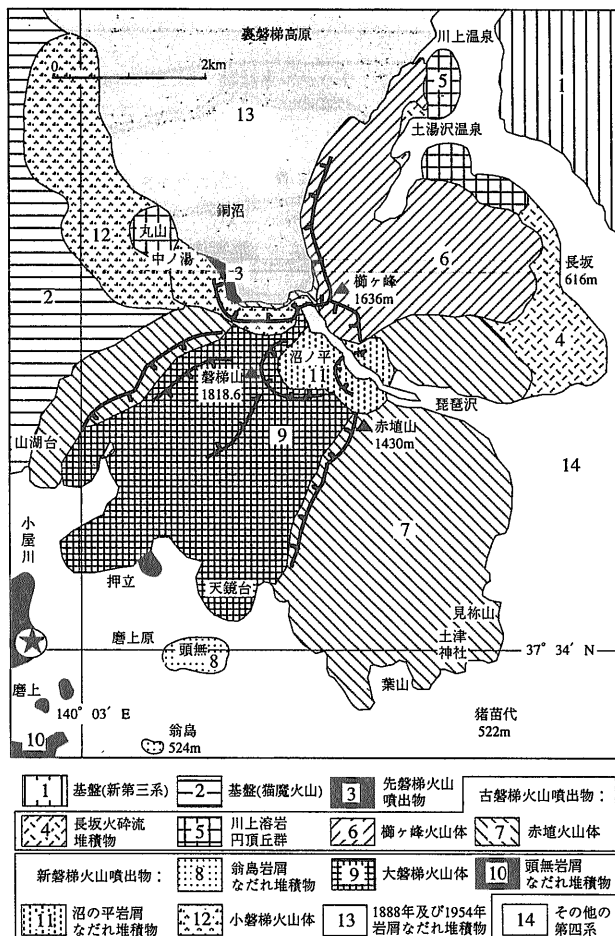
本稿では、この磐梯火山南西麓の露頭における堆積物の断面を中心に、堆積物の流下・堆積のメカニズムと、それらから読み取ることができた磐梯火山の噴火と崩壊の歴史について、三村・遠藤(1997)をもとに紹介する。

第1表 磐梯火山における主要堆積物と地質年代
三村・遠藤(1997)に基づく。

地質時代	層序区分	年代(万年)	
完新世	新磐梯火山	1888年・1954年岩屑なだれ堆積物 琵琶沢岩屑なだれ堆積物 小磐梯火山体 大磐梯火山体	0.5
		沼ノ平岩屑なだれ堆積物 頭無岩屑なだれ堆積物/HP1軽石層 翁島岩屑なだれ堆積物/HP2軽石層	3-5 7-8
更新世	古磐梯火山	櫛ヶ峰火山体・赤埴火山体	10
		長坂火砕流堆積物 川上溶岩円頂丘群	80
	先磐梯火山	1888年崩壊壁下部	50-90

1) 地質調査所 地質部
2) 地質調査所 環境地質部

キーワード: 火山, 山体崩壊, 岩屑なだれ, 火砕サージ, ラハール, 磐梯山



第1図 磐梯火山の地質概要図(三村・遠藤, 1997). 小屋川の露頭の位置を★印で示す.

2. 堆積物の特徴と流下・堆積のメカニズム

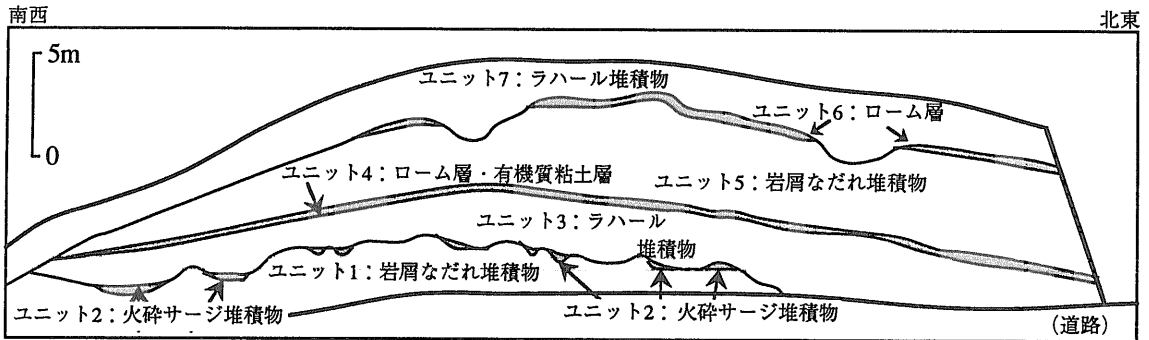
第1図に磐梯火山の地質概要図を示す。本稿で詳しく紹介する露頭の位置は、第1図のなかに示すように、磐梯山山頂から南西約4.7kmにあり、小屋川の谷の西岸に位置する。この露頭(以下では小屋川の露頭)の規模は、道路の両側に、地表からの比高10m余り・延長50m余りである(本号;口絵5参照)。

小屋川の露頭の堆積物は第2図のスケッチ図と第6図に示すように、8つの地層単位に区分できる(ユニット1-ユニット8)。以下では、各堆積物の特徴とそれらから推定される流下・堆積のメカニズムについて検討結果を詳述する。

ユニット1: 下位の岩屑なだれ堆積物

最大径5mを越える溶岩及び火砕岩の岩塊が不規則な形状で含まれる層厚4m以上の堆積物(本号;口絵2参照)である。下限は露出していない。上面は、引き続いて堆積したと推定できる火砕物(ユニット2)に覆われ、比高1-2m程度の不規則な凹凸地形(hummocky surface)が、明瞭に保存されている(第2図, 本号;口絵5参照)。

この上面の形状と以下の特徴から、この堆積物は岩屑なだれの堆積物と判定できる。堆積物に含まれる最大径5mを越える岩塊のうち、赤紫色に酸化した溶岩のクリンカー部分(急冷した破碎部分)や酸化していない均質な溶岩の岩塊は著しく破碎しており、あるいは全く独立した岩塊として含まれ、



第2図 小屋川の露頭スケッチ図。三村・遠藤 (1997) に基づく、道路北西側(口絵5)のスケッチを示す。

溶岩流の初生的な構造は保っていない。すべて、二次的に移動してきて堆積したものである。大きな溶岩の岩塊にはジグソー・パズル状に割れ目が入り、更にほぐれかかった部分も観察できる。一方、これらの岩塊には、水に飽和したラハール堆積物中の岩塊の表面のような、細粒な基質 (matrix) によるコーティング (coating) は認められない。さらに基質は、構成岩塊の碎片が細かく入り交じっており、固化はほとんど認められず、露頭の壁面でポロポロと容易に崩れる。したがって、ユニット1の堆積物は、巨大な岩塊が水を媒体とせずに、ほぼ乾いた状態で流下・堆積した岩屑なだれの堆積物と解釈できる。

岩屑なだれと呼ばれている現象は、最近では1984年の御岳山の崩壊で生じた。このときは、御岳山の山腹が崩壊し、これにより生じた岩屑が平均速度80km/時程度の高速で斜面を11km程流下した(栗田ほか, 1984)。岩屑なだれによって運ばれる岩塊の大きさは、流れ山と呼ばれる地形を構成するように数10mをこえることも少なくない。

ユニット1の岩屑なだれ堆積物の供給源は、磐梯火山山頂域の先磐梯火山の溶岩に見られる節理に沿った鉱染や、古磐梯火山の櫛ヶ峰火山体山頂部の溶岩に見られる節理に沿う著しい褐色の酸化痕(三村・中村, 1995)が、この堆積物に含まれる溶岩にハッキリと認められ、古磐梯火山の山頂部分と推定できる。

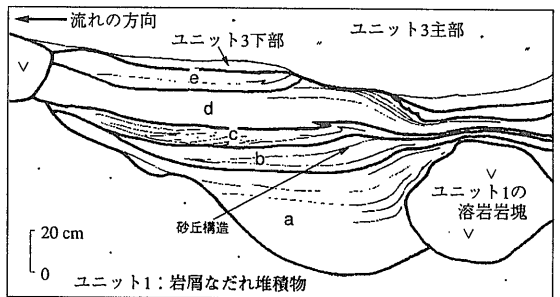
ユニット2：火砕サージ堆積物

下位の岩屑なだれ堆積物(ユニット1)の凹凸に富んだ表面を覆い、その凹部を埋め立てるように(本号;表紙,口絵3など)堆積している最大層厚

1m余りの堆積物である。

大部分が砂ないしシルト大の火山灰から構成される細互層で、後述するように5つのサブユニットからなる。円磨し、粘土化した軽石片のほか、淘汰の悪い岩片として、径1cm未満の温泉変質を受けた石質岩片が目立ち、炭化した植物細片を含む。

この細互層には、波長数10cmの砂丘構造、あるいはアンチデューンなどのサンドウエーブが発達する。砂丘構造は、上流側(stoss side)で45°未満、下流側(lee side)では25°未満の傾斜角を示す。また、構成粒子の大きさと、明瞭な色調の違いにより、第3図に示すような5層のサブユニットに細分できる。各サブユニットは、下位のサブユニットをわずかに削剥し、サブユニット毎に厚さの膨縮(pinch-and-swell)が明瞭で、しばしば斜交葉理と、上方に細粒になる正級化(normal grading)がみられる。このような特徴は、基底部に石質岩片が濃集し、最も厚い、最下位のサブユニットで顕著である。正級化が認められる場合を含め、サブユニットの構成



第3図 火砕サージ堆積物(ユニット2)の露頭断面のスケッチ。三村・遠藤(1997)に基づく。図中のa-eは、本文中のユニット2の各サブユニットを示す。

粒子が細かい部分ほど、分級が悪く、粗粒部ほど分級が良い傾向 (fine-depleted) が認められる。

各サブユニットの特徴を下位から順に簡単に記す。

サブユニットa: 砂ないしシルト大の、淘汰が悪い灰色の薄層で、最大径が1cm程度の黄色軽石と、0.5cm大の角張った岩片を含む。比較的大きな岩片は、下部に多く含まれ、全体として正級化する。一部は弱く成層し、最上部に細粒砂ないしシルト大の比較的淘汰の良い薄層を伴う。下位の岩屑なだれ堆積物の凹部を埋積し、最大層厚は40cm程度である。

サブユニットb: シルトないし粘土大の、やや紫色を帯びたピンク色の薄層で、最上部に正級化した部分を伴う。炭化した植物細片を多く含み、最大層厚は13cm程度である。

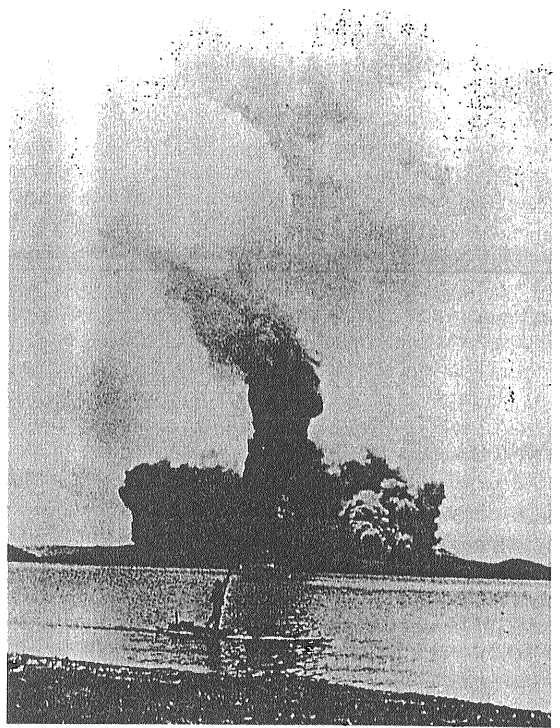
サブユニットc: 粗粒ないし中粒砂大で他のサブユニットより粗粒で、葉理が発達した淘汰の良い、灰色ないし赤褐色の薄層で、径0.1-1cm程度の、円磨した黄色軽石を多く含む。最大層厚は9cm程度である。

サブユニットd: 細粒砂ないしシルト大の、褐色を帯びたピンク色の薄層で、径0.5cm大の角張った岩片を含み、炭化した植物細片の黒色斑を伴う。淘汰は悪いが、一部に葉理が認められる。最大層厚は25cm程度である。

サブユニットe: 中粒ないし粗粒砂大の、ピンクがかかった灰色の薄層で、径1cm以下の軽石を多く含み、平行葉理が発達する。このサブユニットは、上位層(ユニット3)に削られ、露頭の一部でのみ観察できる。ただし、上位のユニット3と構成物に明瞭な違いは認められず、一連の堆積物であることを示唆する。最大層厚は15cm程度である。

これらの特徴から、この堆積物は火砕サージの堆積物と解釈できる。火砕サージは、1965年にフィリピンのタール火山で観察された噴火現象である。火口から天空高く立ち昇る噴煙柱とは別に、噴煙柱の根元からドーナツの輪のように地表に沿って高速で広がる横なぐりの噴煙である(第4図)。砂あらしに似た乱流であり、火山ガスに混じって、火山灰や火山岩片、ときにはマグマの破片である軽石やスコリアを含む。

大規模な火砕サージは、1980年に米国のセン



第4図 タール火山の噴火(1965年)における噴煙柱とそのまわりに広がる火砕サージ(Fisher and Schmincke, 1984, fig.4-2).

ト・ヘレンズ山の大噴火でも目撃された。ブラストと呼ばれるこのときの火砕サージは時速180kmで、火口から扇状に25kmの遠方まで吹き抜け、途中の森林を人もろともなぎ倒した(第5図)。ローマ時代の西暦79年に、古代都市ポンペイが壊滅した有名なベスピオス火山の噴火でも、火砕サージが繰り返し発生し、街を襲い、人々を殺傷している。火砕サージは悲惨な災害をもたらすことのある噴火現象の一つである。

磐梯火山で発見されたこの火砕サージ堆積物では、上述した5つのサブユニットが見られることから、火砕サージが繰り返し発生し、この露頭地点を通過していったと推定できる。各サブユニットの主部は、細粒分の含有量が比較的少ない、葉理を伴った部分で乱流の主部に対応し、その上部の細粒な部分が巻上がった「灰かぐら」の部分に相当する。堆積物に含まれる摩耗した小さな軽石が、噴火を起こしたマグマの破片と推定できる。ただし、湿った火砕サージ堆積物にしばしば見られる火山



第5図 セントヘレンズ火山における火砕サージ(プラスト)によってなぎ倒された樹木(The 1980 eruptions of Mount St. Helens, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., no.1250, p.688)。

豆石 (accretionary lapilli) は、小屋川の露頭では認められない。むしろ、例えばユニット2の薄層が完全に炭化した木片を含み、ピンクないし赤色系を保つことが、ここを通過した火砕サージは火山豆石を生じる状態よりもはるかに高温であったことを示唆する。

ユニット3：ラハール堆積物

厚さ約3mで、下位の堆積物(ユニット1と2)の起伏した面の、凹部を埋め、凸部を削って覆う。このため、下位層との境界は、露頭断面(第2図)でなめらかに波打って見える。

このユニット3の堆積物は、主部が相対的に粗粒

で、最下部と上部が細粒である3層構造を示す。これらのうち最下部は厚さ10cm程の細粒層で、大部分が淘汰が悪い径5mm未満の岩片と少量の軽石からなり(本号;口絵3と6など)、細かいラミナが部分的に認められる。岩片のほとんどと軽石は著しい温泉変質を受け、黄白色に粘土化している。この細粒層は、下位の火砕サージ堆積物(ユニット2)を明瞭な境で切っている。一方、上位の主部との境界は、主部により削られている部分以外は漸移する。

主部は、若干円磨を受けて角の取れた、径30cm未満の安山岩礫に富み、一見して無層理・無淘汰である(本号;口絵8参照)。しかし、わずかながらその上部では、正級化(normal grading)し、下部で逆級化(reversal grading)の傾向にあり、下半中心部に粗粒礫が濃集する。安山岩礫はほとんどが、多少とも変質した暗青灰色同種の輝石安山岩(monolithologic)で、温泉変質を受けた岩片が多く(容量比約40%)、現在の古磐梯火山火道域下部を構成する溶岩と同種である。このほか、少量の粘土化した軽石(容量比5%未満)と、大部分の安山岩礫とは際だって対照的に極めて新鮮な異種の明灰色輝石安山岩礫(容量比1%未満)を含む。基質はこれらの細片からなり、黄褐色に温泉変質を受けた構成物が多い。安山岩礫はすべて、この基質によってコーティングされているのが大きな特徴である。

上部約1mは、より細粒で主部と漸移する。この細粒部は、著しく粘土化しているものの、岩片の粗密によるラミナ(lamina)が残存する。また細粒部上部には、径数mm未満の気孔(vesicles)と、これらが連結した樹枝状の‘パイプ構造’を多数認めることができる。

この堆積物は、軽石を含んではいるが、高温の火砕流というよりは、むしろ、水分に富むラハール(lahar)として、堆積した可能性がある。構成安山岩礫は、自然残留磁化(NRM)の方位も一定ではなく、この露頭の場所では岩石が磁化する温度以下で堆積していることを示している。

ラハールは、火山泥流とも呼ばれ、インドネシアのJava地方の火山地域での泥流に対する用語を語源としている。ラハールには、火山灰などの噴出物が山腹に堆積して多量の降雨によって泥流になっ

たり、火砕流が湿地などを通過して泥流になったりするものなど、多様なものを含んでいる。ユニット3の堆積物では、少量ではあるが軽石を含み、大半が同種(monolithologic)の輝石安山岩礫からなる。このことに基づくと、このラハール堆積物は、雲仙火山の噴火で認められたような石質火砕流(三村, 1988:block and ash flow)と同様な現象で斜面を流下し、途中から水分を含んだ高温のラハールとなった堆積物であると推定できる。

ユニット4及び4':ローム及び粘土層

厚さ約70cmのローム質土(山野井, 1996)で、黄褐色に粘土化している。下位の堆積物との境界は、不明瞭である。この堆積物には、径5cm未満の粘土化した軽石が混じる。層の中ごろには、径2cm未満の帯青灰色の石質岩片を含む、厚さ5cmないし15cmの石質岩片濃集部(lithic zone)が挟在する。最上部は、赤色風化し、植物の根状の赤褐色斑が認められる。

このローム層の上位には最大の厚さ約25cmで、一部帯緑灰色の暗灰色粘土層(ユニット4')が局部的に残存する。粘土層上部は所により泥炭質で、その表層部には半ば炭化した木片が多数含まれる。粘土層と下位のローム層との境界は明瞭で、しばしば、周氷河地域に特有とされる、巻き込み(involution)を観察できる。

ローム層の堆積メカニズムについては、従来から議論がある。つまり、間断なく降り注いだ火山灰によって直接的に堆積したものとする見解と、主に二次的に移動してきて堆積したものとする見解(中村, 1970)である。最近では、後者が有力であるとする検討結果が多い(吉永, 1995, 山野井, 1996など)。

ユニット5:上位の岩屑なだれ堆積物

この堆積物は厚さ約3mで、上記の下位層をなめらかな起伏で覆い(第2図)、その境界は明瞭である。一部温泉変質を受けた岩屑を含むものの、下位の岩屑なだれ堆積物(ユニット1)とは対照的に、ほとんど風化を受けていない新鮮な崩壊物である(本号;口絵9)。露頭で見る限り堆積物の表面は、岩屑なだれ堆積物に特有な凹凸地形を欠いているが、以下の岩屑なだれ堆積物の特徴を示す。

構成岩屑は、径3mを越える輝石安山岩の破砕

した溶岩、及び脆弱な火砕岩の岩塊を含む。溶岩の岩塊は灰色で、節理に沿う褐色の酸化が認められるものの、岩塊の表面に、細粒基質によるコーティングは見られない。溶岩岩塊には、ジグソー・パズル状の割れ目が入り、更にほぐれてバラバラの岩片塊になったものまで観察できる。また赤紫色に酸化した溶岩のクリンカー部分が伴われていることがあり、さらにこの部分だけが独立して火砕岩様の岩塊になっていることもある。火砕岩岩塊は、灰色ないし暗灰色の石質岩片を含み、一部温泉変質を受けている。

また、この岩屑なだれ堆積物の基底から数10cmの部分では、上記の温泉変質を受けた脆弱な火砕岩岩塊が、基底面に平行に引き延びた形を示す。この基底部は、半ば炭化した樹木の破砕片を含むが、水に飽和したラハールの堆積物に特徴的な、基質によるコーティングは見られない。

ユニット6:ローム層

厚さ約40cmの黄褐色ローム質土で、上記の岩屑なだれ堆積物(ユニット5)を整合に覆う。この堆積物は、明瞭な層理は認められないものの、下半部が黄灰褐色、上半部が赤色風化して明赤褐色を呈する。含まれる石質岩片は径数mm未満で、極めて少ない。

このため、本ローム層の一部には細粒なガラス質火山灰が風化した部分が含まれる可能性があり、検討中である。

ユニット7:ラハール堆積物

厚さ15mを越える、ラハールの堆積物で、摩耗し角のとれた、多種(heterolithologic)の安山岩礫と完全に混合した、それらの細片を基質とする淘汰の悪い堆積物である。少数の温泉変質を受けた安山岩礫と、未炭化の木片を含む。礫は、岩屑なだれ堆積物(ユニット1及び5)と異なり、細粒の基質によってコーティングされていることが多く、基質には多数の気孔(vesicles, 本号;口絵10)と、それらが連結した'パイプ構造'が発達し、堆積時に水に飽和していたことを示す。これらの堆積構造の特徴は、下位のラハール堆積物と同様である。

本堆積物は、第2図露頭右端側面で下位層を大きく削った谷地形を埋めている(三村・遠藤, 1997)。この埋積谷の谷底部分には、厚さ20cmを越える淘汰の良い砂と泥の互層を伴う。堆積物上部は約

40cmにわたり褐色に風化し、粘土化が著しい。

ユニット8：ローム層

厚さ約20cmのローム質土で、下位の堆積物(ユニット7)を覆い、上位に約30cmの表層土壌のクロボク土をのせる。このクロボク土中には、約5千年前の噴出物とされる沼沢火山の降下軽石層(Nm-1：町田・新井, 1992)が挟在する(千葉ほか, 1994)。

3. 対比と年代

上記の小屋川の露頭における各堆積物と周辺の地層との対比について、三村・遠藤(1997)では、次のように推定している。すなわち、下位の岩屑なだれ堆積物(ユニット1)が翁島岩屑なだれ(三村, 1998；翁島岩屑流：鈴木, 1988)堆積物に、上位の岩屑なだれ堆積物(ユニット5)が頭無岩屑なだれ(三村, 1994；頭無岩屑流：鈴木, 1988)堆積物に、また地表に最も近いラハール堆積物(ユニット7)が磨上原火山性泥流堆積物(鈴木ほか, 1990)に対比できる。

本稿でも、この対比に従う。ただし、地層名にはいくつかの問題がある。一つは、頭無岩屑流堆積物(鈴木, 1988)などと呼ばれてきた地層名である。その模式地である頭無周辺には、実際には本堆積物に相当する岩屑なだれ堆積物は分布しないことが、地形(小荒井ほか, 1995)及び反射法弾性波探査結果(遠藤ほか, 1995)から明らかになっている。つまり、この堆積物の主な分布域は頭無には「無」く、その西方の磨上(第1図)周辺にある。このため三村ほか(1996)では、この岩屑なだれ堆積物を、磨上岩屑なだれ堆積物と称したことがある。「頭無」が適当地層名か検討の余地がある。

いま一つは、最上位のユニット7に対比したラハール堆積物についてである。磐梯山南西麓においては、形成時代が異なる扇状地が存在しており、ラハール堆積物も多く年代のものが分布する。小屋川の露頭におけるラハール堆積物は広範囲に分布するものとして対比したが、従来の磨上原火山性泥流堆積物(鈴木ほか, 1990)と厳密に対比できるかなどの点について、今後さらに詳しい検討が必要であると考えている。

一方、三村・遠藤(1997)は、小屋川の露頭の堆積物は、この周辺の岩相が異なる堆積物と次のよ

うな関係にあると推定している。ユニット2の火砕サージ堆積物は、遠方下流域では、南東麓の葉山ローム層(千葉ほか, 1994)最下部のHP2軽石層(HP₂：中馬・吉田, 1982)と同層準とされる(三村・中村, 1995)軽石流堆積物になっている。また、頭無岩屑なだれ堆積物(ユニット5)は、磐梯火山南西麓の軽石流堆積物(更科軽石流堆積物：小荒井ほか, 1994, に相当)、南東麓では葉山ローム層中のHP1軽石層(HP₁：中馬・吉田, 1982)に対応するとしている。

地質年代では、HP2軽石層が、三村(1994)は7万から9万年前、千葉ほか(1995)は約80ka、鈴木ほか(1995)は72-83kaと推定している。またHP1軽石層は、50-45ka(千葉ほか, 1995)または30-46ka(鈴木ほか, 1995)と推定されている。

これらに基づいて、翁島岩屑なだれ堆積物の年代として、約7ないし9万年前、即ち8万年前後、頭無岩屑なだれ堆積物が、3ないし5万年前、即ち4万年前後、小屋川で上位のラハール堆積物が、少なくとも5千年以前と推定している(三村・遠藤, 1997)。

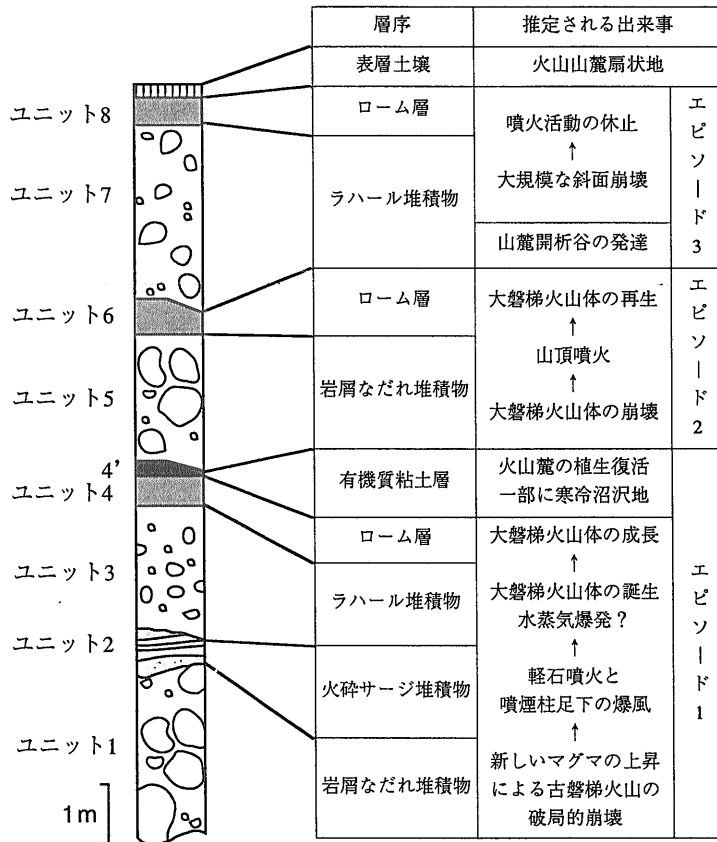
4. 南西麓における磐梯火山の崩壊と火山活動

以上の露頭観察結果、対比及び年代から、この小屋川の露頭を含む磐梯火山の南西麓における山体崩壊と火山活動の歴史は次のように推定できる。それぞれの事件は、ローム層の存在から示唆される岩屑堆積物の供給が少なかった時期に基づいて、3つの時代に分けられる。総括図を第6図に示す。また、エピソード1における一連のできごとを代表的な例とする火山の成長と崩壊の現象を模式図にして、第7図に示す。

エピソード1：古磐梯火山の破局的な崩壊と大噴火—そして新磐梯火山の誕生

(1) 古磐梯火山の破局的な山体崩壊とそれに引き続いたプリニアン噴火

ユニット1の翁島岩屑なだれ堆積物は極めて大規模に分布し(3.2-4km³：守屋, 1988)、古磐梯火山で山体の破局的崩壊(少なくとも4km³程度：井口, 1988)があったことを示す(中馬・吉田, 1982；三村, 1994, など。第7図B)。この大規模な山体崩



第6図 小屋川の露頭の標準柱状図と推定される主なできごと.三村・遠藤(1997)に基づく.

壊は、後噴火活動を示す著しい温泉変質を受けた岩屑が大量に含まれることなどから、古磐梯火山の形成後に火山活動の休止期(第7図A)を置いて後に生じたと推定できる。今から8万年前ほどの出来事である。

新しいマグマの上昇によってこの古磐梯火山の崩壊は引き起こされ、崩壊の直後に山頂火口部で、成層圏まで達するような巨大な噴煙をあげるプリニアン噴火を生じたと推定できる(第7図C)。その根拠は、岩屑なだれ堆積物に引き続いて堆積したユニット2、及びユニット3が共に軽石を含んでおり、さらに本露頭の下流域では、それらのより遠方の堆積相と推定できる軽石流堆積物が分布すること、及び磐梯火山南東麓に、これと対比し得るHP2軽石層が分布することである。

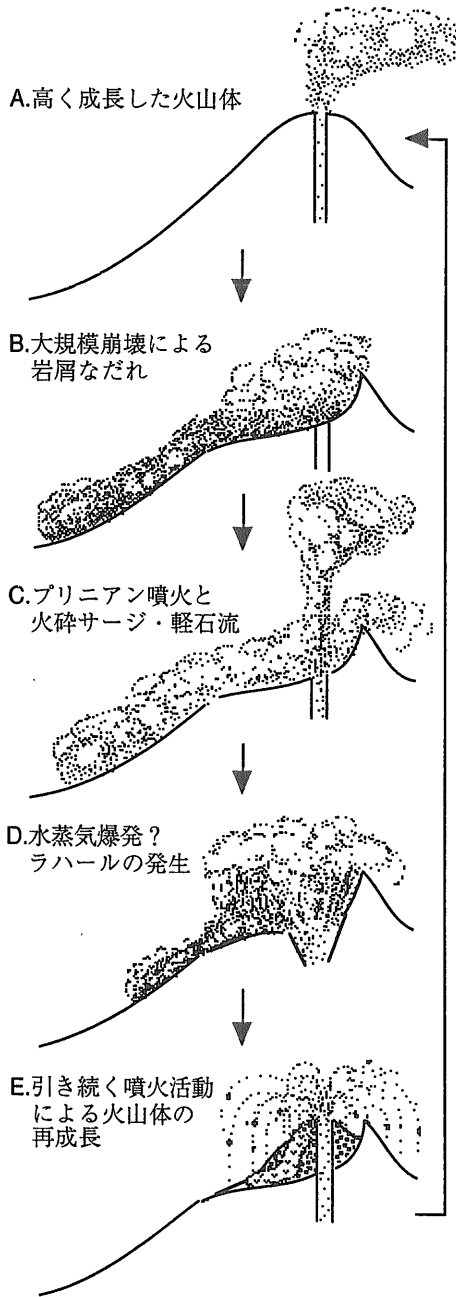
(2) 火砕サージの発生

岩屑なだれに引き続いてユニット2の火砕サージが繰り返して生じた。この火砕サージは、高温であ

ったと考えられる。その根拠は、ユニット2の堆積物は、軽石とともに炭化した植物片を含むこと、5層のサブユニットの多くはピンクもしくは赤褐色を呈して酸化していること、及びサージが湿っていたことを示す火山豆石を含まないことである。

この高温のサージは、上述の古磐梯火山崩壊後の高温のプリニアン噴煙柱に、直接伴って生じた現象であろう。一方、火砕サージを生じた高温の噴煙流は、火山豆石を生ずるに十分な冷却高度まで達しなかった可能性もある。即ち、この火砕サージ堆積物は、上記のプリニアン噴煙柱足下に生じた少なくとも数回にわたる‘熱い’横なぐりの噴煙(中村, 1966)として山麓を流下したものと推定できる。

この堆積物の遠方相当層と思われる軽石流堆積物は、山頂のプリニアン噴煙柱が部分崩壊することで、高温の火砕サージに引き続いて生じたものと理解できる。プリニアン噴煙柱の大部分の軽石は、



第7図 磐梯火山における山体の崩壊から再生に至る主なできごとの概念図。上向きの矢印で示すように、山体の成長に伴って再び急峻な地形が形成され、崩壊・噴火を繰り返している。

前述した軽石層HP2として磐梯火山の南東麓から東方に厚く降下堆積している(千葉ほか, 1994)。

(3) 水蒸気爆発？

火砕サージに続いて軽石を含んだラハール(ユニット3)が山麓を流れ下った。

軽石流より火道近くで堆積したユニット3のラハール堆積物は、構成礫の大部分が単一の安山岩からなる。このことは、火道周辺の崩壊カルデラ壁の一部が崩落したことを示すのかもしれない。そこで生じた石質火砕流が、先行した軽石流に引き続いて、恐らくは、プリニアン噴煙柱そのものの衰退時に、崩壊カルデラ口から山麓へ押し出してきたものであろう。この堆積物は、基質によってコーティングされ、水分に飽和している。従って、その発生要因に、プリニアン噴火の衰退とマグマ柱の低下により、火道内へ浸透した熱水もしくは地下水が、高温のマグマと接触し、体積が急速に膨張することによって爆発する、水蒸気爆発を誘発したものとも考えられる(第7図D)。

なお、本堆積物は、極めて新鮮な灰色の輝石安山岩礫を微量ではあるが含む。これは、火砕流の発生時に崩落した火道壁周辺に、新鮮で非変質の輝石安山岩が、ごく僅か露出していたことを示す。この火砕流の発生時に、St. Helens火山の1980年の山体崩壊と大噴火(Christiansen and Peterson, 1981)と同様、新しい溶岩円頂丘(新磐梯火山)が、この古磐梯火山の崩壊カルデラ内に誕生しており、既に、ごく小型ながら成長を開始していた可能性も否定できない。

(4) ローム層と泥炭質粘土層の堆積

ラハール堆積物の上位を整合に覆うローム層(ユニット4)は、ごく少量ではあるが、まばらに軽石を含む。従って、山頂部での噴火活動が、断続的にせよ行われていた。大局的には、先の古磐梯火山崩壊とプリニアン噴火後、古磐梯火山の馬蹄形崩壊カルデラ内に、新磐梯火山の大磐梯火山体が誕生し、更に埋め立て成長していた時期に相当する(第7図E)。

この頃の山麓一帯は、比較的静穏で、かつ寒冷的な環境にあり、一部は沼沢地で、植生も復活していたことが、ローム上の泥炭質粘土層の堆積や、その表層部にみられる巻き込み構造(involution)の発達と多量の半炭化木片の埋積から示唆される。

エピソード2：繰り返された崩壊と大噴火

(1) 大磐梯火山体の崩壊

頭無岩屑なだれ堆積物の存在は、磐梯火山南西域で2回目の山体崩壊(0.5km³以下：井口ほか, 1988)が生じたことを示す。4万年前ごろと推定できるこの2回目の岩屑なだれの発生までに、山頂部の大磐梯火山体は、火山弾などを放出するストロンボリもしくはプルカノ式噴火により、急峻な山体を形成し、かなりの規模に成長した。その崩壊要因には噴火と噴出物の堆積様式、山体の変形による不安定化、及び火山体が“不安定な土台”の上に乗っていたことなどがあろう。

頭無岩屑なだれ堆積物の分布面積は、翁島岩屑なだれ堆積物よりはるかに小さく、その最遠到達距離は、現在の磐梯山山頂から直線にして約10km弱である(筆者ら、未公表)。また、堆積物面上に特徴的な流れ山も、翁島岩屑なだれ堆積物より小規模で、径200m未満、比高は30m以下である。

(2) 頭無岩屑なだれに伴った火山活動

頭無岩屑なだれ堆積物の表面は、ローム層(ユニット6)が整合に覆っており、翁島岩屑なだれ堆積物に伴うような軽石を含む火砕堆積物は、本露頭では認められない。しかし、頭無岩屑なだれ堆積物の分布域内には、より上流域で、この岩屑なだれ堆積物に覆われない、即ち、より上位を示唆する軽石流堆積物が局所的に見いだされる(三村・中村, 1995)。

この関係は、既述した翁島岩屑なだれ堆積物における、後続の軽石流堆積物との関係によく似ており、火山体の崩壊と岩屑なだれの発生から、山頂部でのプリニアン噴火による軽石の噴出にいたる、一連の火山活動を示唆する。

頭無岩屑なだれ堆積物も、それに引き続いたと推定される軽石流堆積物及び降下軽石層HP1も、ローム層で覆われている。この期間に、新磐梯火山の大磐梯火山体は、さらに成長を遂げ、頭無岩屑なだれで生じたであろう馬蹄形崩壊カルデラを埋め尽くし、現在の磐梯山山頂部を形成したのであろう。

エピソード3：新磐梯火山の崩壊

小屋川の露頭の最上部には、ラハール堆積物が存在する。この堆積物は、下位層を大きく削り込んだ谷地形(埋没谷)を埋積しているものの、それ以

外の場所では、堆積物直下のローム層(ユニット6)を含めて下位層を殆ど削っていない(三村・遠藤, 1997)。一方、この上位のローム層(ユニット8)との境界面は、埋没谷部分で明らかに低い。従って、ラハールは、この露頭を含む山麓の開折谷に沿って流下、溢流しつつ堆積したのであろう。

このラハール堆積物は、軽石などマグマの本質物を含まない。従って、この堆積物は、直接マグマを放出する噴火ではなく、山頂部での水蒸気爆発、もしくは多量の降雨による、山体の大規模な斜面崩壊によりもたらされたことになる。

いずれにせよ、エピソード2以降このラハールの発生までの2~3万年余りの間に、大磐梯火山体の形成と山麓における開折が進んでいたことは確かであろう。その山体斜面には、植生が復活していたことが、ラハール堆積物中に含まれる木片の存在から窺える。

5. おわりに

小屋川の露頭の観察は、1992年の夏から秋にかけて行われた。筆者の一人三村は5万分の1地質図幅磐梯山の調査で、遠藤は科学技術振興調整費の調査でこの露頭を見出した。その後の観察は大部分が休日を利用したものであり、何度も訪れるにしたがって、問題点が少しずつ整理され、本稿に紹介したような結論に至った。近年、道路工事等で新しい露頭ができて、のり面保護の工事が行われ、観察できる期間はごく短いことが多い。今回は工事関係者の協力もあり、比較的長い期間観察できたことは僥倖というほかはない。また、この機会にあわせて貴重な火砕サージ堆積物の断面標本を作成することができた。この火砕サージ堆積物の剥ぎ取り標本は、この4月以降当所の標本館に展示されており、機会があれば直接みていただきたい。

最後に、本露頭の観察にあたり露頭保存(のべ6ヶ月)に便宜をはかっていただいた福島県耶麻郡磐梯町建設課土木建設係長穴澤伸雄氏、剥ぎ取り標本作成と関連露頭写真撮影を行った東京文化財研究所、本調査のご支援をいただいた猪苗代町喜久屋渡部一二氏ご夫妻、現地討論のみならず、岩石試料の採取と露頭保存に尽力された宇都宮大

学教育学部中村洋一助教授をはじめとする関係者の皆様に感謝いたします。

引用文献

- 栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典(1984): 1984年長野県西部地震の緊急調査報告。地質ニュース, no.364, 20-31.
- 千葉茂樹・木村純一・佐藤美穂子・富塚玲子(1994): 福島県磐梯火山のテフラーム層序と火山活動史。地球科学, 48, 223-240.
- Christiansen, R. I. and Peterson, D. W. (1981): Chronology of the 1980 eruptive activity, the 1980 eruptions of Mt. St. Helens, Washington. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no.1250, 17-30.
- 中馬教允・吉田 義(1982): 磐梯山南麓の地質について。福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, no.3, 21-32.
- 遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功(1995): 磐梯火山の弾性波等探査。科学技術庁科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」(第II期:平成5~6年度)成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 55-67.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. -U. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472p.
- 井口 隆(1988): 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流—磐梯山, 鳥海山, 岩手山—。防災科学技術センター研究報告, no.41, 163-275.
- 井口 隆・大八木規夫・諸星敏一・高橋 博(1988): 磐梯山の山体の特徴—衛星画像, 鳥瞰図, 立体地形図に上る概観—。地学雑誌, 97, 256-262.
- 小荒井衛・津沢正晴・星野 実(1995): 磐梯山の地形発達史。科学技術庁科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」[岩屑流発生場に関する研究]分科会研究成果, 磐梯火山, 135-143.
- Lipman, P. W. and Mullineaux, D.R., eds. (1981): The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1250, 844p.
- 町田 洋・新井房夫(1992): 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, 276p.
- 三村弘二(1988): 磐梯火山の地質と活動史。地学雑誌, 97, 279-284.
- 三村弘二(1994): 磐梯火山の放射年代—概報—。地質調査所月報, 45, 565-571.
- 三村弘二・中村洋一(1995): 磐梯火山の地質形成史と岩石。科学技術庁科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」[岩屑流発生場に関する研究]分科会研究成果, 磐梯火山, 95-109.
- 三村弘二・遠藤秀典(1997): 磐梯山南西麓の岩屑堆積物大断面が示す磐梯火山の崩壊と再生の歴史。火山, 投稿中。
- 三村弘二・遠藤秀典・中村洋一(1996): 磐梯火山最大の山体崩壊—翁島及び麓上崩れ—の堆積断面。地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, 449.
- 守屋以智雄(1988): 磐梯火山の地形発達史。地学雑誌, 97, 293-300.
- 中村一明(1966): 低温・横なぐりの噴煙—フィリピン, タール火山の水蒸気爆発—。科学, 36, 85-87.
- 中村一明(1970): ローム層の堆積と噴火活動。軽石学雑誌, 3, 1-7.
- 鈴木敬治(1988): 猪苗代湖盆の形成史。地学雑誌, 97, 271-278.
- 鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允(1990): 猪苗代湖盆の起源と地史的変遷。地質学論集, no.36, 151-166.
- 鈴木毅彦・木村純一・早田 勉・千葉茂樹・小荒井衛・新井房夫・吉永秀一郎・高田将志(1995): 磐梯火山周辺に分布する広域テフラ。地学雑誌, 104, 551-560.
- 山野井徹(1996): 黒土の成因に関する地質学的検討。地質雑, 102, 526-544.
- 吉永秀一郎(1995): 風化火山灰土の母材の起源。火山, 40, 153-166.

MIMURA Koji and ENDO Hidenori (1997): The debris deposits on the southwest foot of Bandai Volcano—Thus, a new large outcrop tells us.

< 受付: 1997年4月15日 >

