

蔵王火山地質図

GEOLOGICAL MAP OF ZAO VOLCANO

1 : 25,000

伴 雅雄*・及川輝樹**・山崎誠子**

Masao BAN, Teruki OIKAWA and Seiko YAMASAKI



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

2015



* 山形大学理学部（産業技術総合研究所客員研究員）

** 活断層・火山研究部門

1. はじめに

東北日本弧火山フロントの中央部に位置する蔵王火山は、東北地方の中で噴火記録が最多の活火山である。1894～97年には最新の噴火活動があり、山上の火口湖である御釜を噴火口とする複数回の噴火が発生し、噴火と同時に湖水が溢れてラハールも発生した。1939～43年には、噴火に至らなかったが、火口湖の御釜の底から火山ガスが湧出し、湖水変色、湖面が硫黄で覆われるなどの活動が起こった。さらに2013年1月からは火山性微動が断続的に観測されており、今後の活動を注視すべき火山である。

蔵王火山については古くから多数の地質学的研究が行われてきた。比較的新しい研究(大場・今田, 1989; 酒寄, 1992)では、その活動を3ないし4つのステージに分けていた。今回、それらの先行研究を踏まえた上で、蔵王山の活動全体を通して層序の再検討を行い、各時期の噴火様式・形成された山体・マグマの特徴に注目して6つの活動ステージに区分した。また、新たな層序に基づく既存年代値(高岡ほか, 1989)の再検討と系統的な年代測定を行った(山崎ほか, 2014)。さらに、最新活動期(活動期VI)については、地質調査、古記録の解析を詳細に行い、従来に比べ噴火史を格段に精度高く明らかにした。この地質図は、それらの成果に基づき蔵王火山の地質と噴火活動史をまとめたものである。

2. 蔵王火山と周辺の地質概要

2.1 蔵王火山群と蔵王火山の概要

蔵王山は、最高峰の熊野岳(1841 m)を中心として、鳥兜山、五郎岳、地藏山、五色岳、刈田岳などの多数のピークを持つ山々の総称である。蔵王山の周辺には、およそ北～南に連なる多数の成層火山が存在し、広義の蔵王火山群をなしている(第1図)。本地質図では、北は鳥兜山から地藏山、熊野岳をへて南の刈田岳付近までの間に噴出中心があったと推定される火山体を蔵王山と定義する。これは従来、中央蔵王火山と呼ばれている範囲にほぼ対応する。その噴出物は、北は蔵王ダム、蔵王温泉付近、南は澄川付近まで分布している。対象とする範囲の北方には約100万年前(高岡ほか, 1989)の瀧山火山、約40～30万年前(高岡, 1988)の雁戸山火山、さらに北には約200～100万

年前(三村, 2001)の神室岳・大東岳火山などからなる北蔵王火山が、南方には約130～10万年前(高岡ほか, 1989; 沼宮内ほか, 1992)に形成された後鳥帽子岳、杉ヶ峰、屏風岳、不忘山などからなる南蔵王火山と約150万年前(山崎ほか, 2014)の冷水山火山が、西方には西蔵王火山が隣接している。さらに、南蔵王火山の東方には約40～30万年前(伴ほか, 1992)の青麻火山がある(第1図)。

2.2 蔵王火山の基盤

基盤岩類は中生代白亜紀の花崗岩類や変成岩類、新生代中新世の堆積岩類・火砕岩類などからなる。白亜紀の花崗岩は対象地域の中央部に変成岩類を伴って分布している(山田, 1972)。花崗岩の一部は、最高で標高1,490 mの名号峰山頂にまで分布している。中新統としては、北部や西部では、宝沢層(市村, 1957)や成沢層(神保, 1965)などが、南部と東部では、峠ヶ層、青根層(山田, 1972)などが分布している。いずれも凝灰岩や凝灰角礫岩主体とする地層である。これらの地層も北西部や南西部において標高約1,000 m付近にまで分布している。蔵王火山本体の噴出物は、これらの基盤を覆うように分布している。

3. 蔵王火山の地形

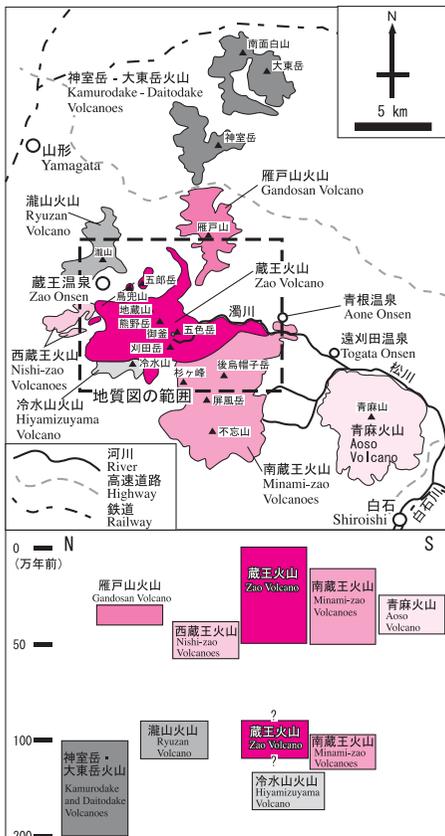
蔵王火山には、起伏の少ないなだらかな地形からなる部分が多く認められ、それらは溶岩流の表面地形と判断される。約25万年前以降の溶岩、火砕岩には、不明瞭ながら溶岩流の末端崖と判断できる急崖や傾斜の変急線や、火山原面と考えられる平滑な地形面が保存されている部分が多い。しかし、標高が高く後期更新世から完新世の溶岩の分布がわずかなためか、全体的に新鮮な火山地形に乏しい。一方で、崩壊地形は多数認められ、特に山体の縁辺部分に多い。それらの多くは地すべり地形であるが、その開口方向には、流れ山地形や岩屑なだれ堆積物が認められる場合もある。地質図には地すべり・崩壊堆積物の種類と考えられる崩壊壁を示している。特に北蔵王火山の瀧山火山を主な起源とする約7万年前の崩壊堆積物である須川泥流(八木ほか, 2005)は規模が大きく、蔵王温泉からその西側にかけて分布し流れ山地形を伴う。また、山体の中央部、熊野岳と刈田岳の間に認められる長径約2 kmの東に開口した馬蹄形をなす崩壊・浸食壁は“馬の背カルデラ”と命名されている(酒寄, 1992)。このカルデラ地形は浸食カルデラと解釈される(伴, 2013)。この馬の背カルデラ内には、明瞭な火口地形を有する御釜と呼ばれる火口湖がある。御釜は、火砕丘である五色岳の西部の一部を覆いながら形成された火砕丘の火口湖である。御釜の西方、馬の背付近には、北北西～南南東に延び東落ちの正断層が地形的に認められる(大場・今田, 1989)。

4. 蔵王火山の活動史

蔵王火山の活動を、時期、岩質、活動様式から6つに区分した(第2図)。それらは、活動期I:ソレアI系列の玄武岩からなる水中火山岩であるロバの耳岩火山体形成期(約100万年前前後)、活動期II:北部で安山岩質の火山体を形成した鳥兜-横倉山火山体形成期(約50万年前)、活動期III:主に安山岩からデイサイト質の成層火山体群である古熊野岳火山体と玄武岩質安山岩の中丸山火山体形成期(約35～25万年前)、活動期IV:主に安山岩で構成される成層火山体である刈田岳火山体形成期(約25～20万年前)、活動期V:主に安山岩で構成される成層火山体である熊野岳-地藏山火山体形成期(約13～4万年前)、活動期VI:玄武岩質安山岩の火砕岩で主に構成される御釜-五色岳火山体が形成された最新活動期(約3.5万年前～現在)である。噴出物の推定総体積は約25 km³である(第四紀火山カタログ委員会, 1999)。なお、これ以降に述べる噴出物の体積は新たなユニット区分に従って求めた値であり、現存体積を溶岩換算している。なお、各ユニット名は、地質学的な休止期を挟まない一連の噴火で形成されたものと判断したものを溶岩、火砕岩とし、複数の噴火期で形成されたものを溶岩類、火砕岩類とし区別して記述する。

4.1 活動期I:ロバの耳岩火山体形成期(約100万年前前後)

活動期Iの噴出物は、中央部のロバの耳岩、丸山沢や五色沢の源頭部周辺に広く分布する。玄武岩火砕岩、岩脈と岩床によって構成されている。従来、ロバの耳岩火砕岩類、丸山沢噴出物と二分されていたが(酒寄, 1992)、すべて一連のものと考えられるため、ここでは一括してロバの耳岩火砕岩類及び岩脈群と呼称する。火砕岩の層厚は最大で200 mに達する。岩相は、発泡度の低い火山礫～火山岩塊を同質の細粒物が埋めているハイアロクラスタイト様を示すものが多い。含まれる岩片の粒度の変化で識別されるほぼ水平方向の層理が観察される。急冷縁を持つ伸長した形状を示す水冷火山礫も含まれ、それらは長径がメートルサイズのものも認められる。火砕岩に貫入する岩脈は、お



第1図 蔵王火山群の山体区分と活動時期
Fig. 1. Distribution map and age of volcanic activity of Zao volcano group.

よそ北北西-南南東方向に伸長し、火砕岩をほぼ垂直に貫いている。厚さは数十cm~数mと変化に富む。ロバの耳岩付近で観察される岩脈は、最上部で分岐し、その一部が角礫状に自破砕し、周囲のハイアロクラスタイト様の火砕岩角礫岩に移化している。五色沢源頭部では岩脈からシルが派生している。以上から、この火砕岩は水中に玄武岩マグマが噴出したことによって形成され、岩脈は、それらの供給岩脈と考えられる。当時、この付近に海水が侵入していたとする証拠はなく、おそらく蔵王火山の活動に先行し湖が存在していたと推測される。浸食が進んでおり、かつ、後の噴出物によって覆われているため、形成当時の山体・古地形の正確な復元は困難である。本火山体の火山岩類から得られた年代値は、約180~70万年前の値を示す(高岡ほか、1989; 山崎ほか、2014)。これらは値のばらつきも大きく、岩脈試料のため年代値の過大評価の可能性も考えられるため、正確な形成年代は不明である。そのため、本地質図では、ロバの耳岩火山体の形成期を約100万年前後とする。現存するものの総体積は約3 km³と推定される。

4.2 活動期II: 鳥兜山-横倉山火山体形成期(約50万年前)

北部の鳥兜山、五郎岳、三方荒神山付近と横倉山付近に分布する。横倉山溶岩類、鳥兜山溶岩、五郎岳溶岩類及び三寶荒神山類で構成され、前者3つの火山岩類は互いに岩質が類似している。その後の崩壊と浸食によって、山体の原形が失われている。形成年代は約50万年前、総体積は約3 km³と推定される。

4.3 活動期III: 古熊野岳及び中丸山火山体形成期(約35~25万年前)

熊野岳の東西の浸食が進んだ部分に主に露出する古熊野岳火山体と、中丸山を構成する中丸山火山体に二分される。

4.3.1 古熊野岳火山体

熊野岳の西部・東部の下部には安山岩~デイサイト溶岩が広く分布する。蔵王沢付近及び東部の追分付近に露出するものを蔵王沢溶岩類、仙人沢流域に露出するものを仙人沢溶岩類、濁川流域に露出するものを不帰ノ滝溶岩類と呼称する。活動時期は約35~25万年前である。総体積は約12 km³と推定される。仙人沢溶岩類の下位に火山岩塊山灰流堆積物が認められる以外、いずれのユニットも複数の溶岩のみからなる。各ユニットを形成する一枚一枚の溶岩は、蔵王沢溶岩類では厚く、蔵王沢においては100 m以上の厚さに達するのに対し、仙人沢溶岩類は10 m程度、不帰ノ滝溶岩類は10~30 m程度の厚さのものが主体である。蔵王沢溶岩類の分布域は広く、全岩組成のトレンドは地域によってやや異なっている。おそらく噴出中心は各々異なっていたとも思われ、また噴出時期も若干幅がある可能性がある。

4.3.2 中丸山火山体

現在の主稜線から西方約4 kmに位置する中丸山山頂付近から西側に分布する玄武岩質安山岩からなる中丸山溶岩類で構成される。活動時期は誤差範囲を考慮して約27万年前と考えられる。体積は約0.12 km³と推定される。溶岩は厚いところで約10 m程度に達するが、薄いものは数mである。噴出口は現在の中丸山山頂付近と推定される。

4.4 活動期IV: 刈田岳火山体形成期(約25~20万年前)

刈田岳を中心に東西に流下した多数の溶岩によって構成される成層火山体を刈田岳火山体と呼称する。総体積は約3.6 km³と推定される。刈田岳から西方には、下位から坊平溶岩、一枚石沢溶岩類、御田の神溶岩の3つ、東方には、下位から賽ノ碓溶岩類、聖山平溶岩類、金吹沢溶岩類、蔵王エコーライン溶岩類の4つのユニットが認められる。中央部の刈田岳溶岩は、御田の神溶岩及び聖山平溶岩類を覆い、蔵王エコーライン溶岩類は、分布から一枚石沢溶岩類の上位である。約25~20万年前の年代値が得られている。個々の溶岩は厚い場合が多く、例えば坊平溶岩は100 m以上である。何れの噴出物も現在の刈田岳あるいはそのやや北方から噴出したと考えられる。溶岩の流下距離は時間の経過と共に短くなった。活動期IVの期間は5万年程度と短く、また噴出率は約0.1 km³/千年と比較的高い(第3図)。

4.5 活動期V: 熊野岳-地蔵山火山体形成期(約13~4万年前)

約13万年前から熊野岳~地蔵岳付近を噴出口とする活動が起り、火砕岩を多量に含む成層火山体が形成された。下位から熊野岳西方溶岩・火砕岩類、観松平溶岩類、地蔵山溶岩、地蔵山東溶岩、熊野岳主山体溶岩・火砕岩類、馬の背下部溶岩・火砕岩類、熊野岳山頂溶岩、馬の背溶岩からなる。体積は約2.2 km³と推定される。

熊野岳西方溶岩・火砕岩類は、主に凝灰角礫岩ないしアグロメレートからなる。級化構造で区別される厚さ数m程度の多数の層で主に構

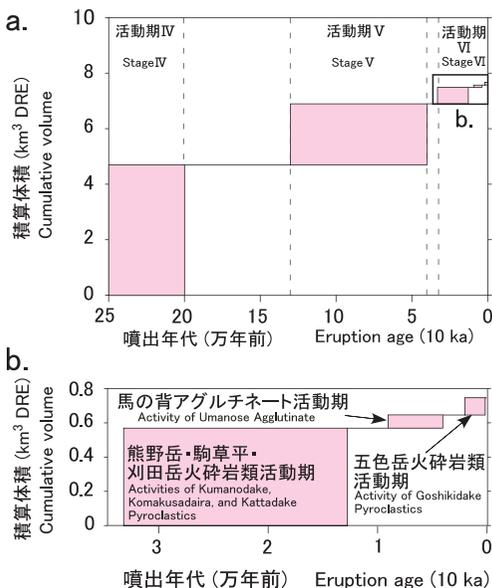
成される。上部には厚さ10 m以下の溶岩が少なくとも3枚狭在する。その上位の観松平溶岩類及びその上位の地蔵山溶岩は主に溶岩で形成される。地蔵山溶岩は地蔵山東溶岩に覆われる。地蔵山東溶岩は、噴出中心近傍ではアグロメレートを伴い、遠方では溶岩のみが観察される。これらのユニットからは、約13~9万年前の年代値が得られている。熊野岳主山体溶岩・火砕岩類は、馬の背カルデラ壁の下部に良く露出している。同質の火砕岩を随伴する複数の安山岩溶岩からなる。カルデラ壁下部の溶岩からは、約9万年前の年代値が得られている。馬の背下部溶岩・火砕岩類は、熊野岳主山体溶岩・火砕岩類の上位に傾斜不整合面を挟んで重なる。この噴出物は、凝灰角礫岩、アグロメレート及び溶岩からなる。この溶岩から約7万年前の年代値が得られている。その上位の、熊野岳山頂溶岩は、噴出中心近傍では約2 mの大きさの火山弾を含むアグロメレート及びアグルチネートからなり、遠方では溶岩のみで構成される。最上位の馬の背溶岩は、溶岩主体であるが標高の高いところでは部分的にアグロメレートが見られる。約4万年前の年代値が得られている。活動期Vの期間は9万年程度で、噴出率は約0.02 km³/千年と活動期IVに比べて低い。

4.6 活動期VI: 御釜-五色岳火山体形成期(約3.5万年前~現在)

この活動期は約3.5万年前から始まり(Miura *et al.*, 2008; Ban *et al.*, 2008; Takebe and Ban, 2011)。噴出中心は馬の背カルデラ内の御釜~五色岳付近の複数箇所と推定される。最新活動期の噴出物は、下位から熊野岳火砕岩類、駒草平火砕岩類、刈田岳火砕岩類、馬の背アグルチネート及び五色岳火砕岩類からなる(Ban *et al.*, 2008)。それらに加えて五色岳東方溶岩、刈田岳北方溶岩、濁川溶岩、振り滝溶岩及び五色岳南方溶岩などの溶岩も伴う。溶岩の前3者は刈田岳火砕岩類の下位、後2者は五色岳火砕岩類の下位であると考えられる。本活動期の噴出物は、溶岩を伴うが、火砕岩の量が著しく多いという特徴がある。これら最新活動期の噴出量は、蔵王火山の総噴出量の1割以下の0.74 km³程度である。

熊野岳火砕岩類は熊野岳山頂部の東半分の表層部に分布している。アグルチネート、アグロメレート、火山凝灰岩、凝灰角礫岩などが互層をなす火砕岩で、総層厚は20 m以上である。各単層の厚さは20 cm以下の場合が多い。活動期IIIの熊野岳山頂溶岩を覆い、分布状況から駒草平火砕岩類の下位と考えられる。体積は約1.9×10³ km³と推定される。駒草平火砕岩類は、アグルチネート、火砕岩角礫岩、凝灰角礫岩、火山凝灰岩、凝灰岩などで構成される多数の火砕岩層で構成され、総層厚は30 m以上である。体積は約0.03 km³と推定される。

駒草平火砕岩類の分布は、馬の背カルデラのカルデラ壁に切れ、浸食カルデラ内部には分布しない。その一方、刈田岳火砕岩類以新しい火砕岩類はカルデラ壁沿いからその内側かけて分布している。そのため、馬の背カルデラの地形形成は、駒草平火砕岩類の形成以降、刈田岳火砕岩類の形成以前である。馬の背カルデラは、従来、一回の大規



第3図 活動期IV以降の噴出量率積算図
DRE: 溶岩換算。噴出物すべてを密度 2.5 g/cm³ として換算した体積。
Fig. 3. Cumulative eruptive volume from stage IV to VI.
DRE: Dense Rock Equivalent.

模な崩壊によって形成されたと考えられていたが（今田・大場, 1985 など）、それに対応する大規模な崩壊堆積物は見つからない。しかし、駒草平火砕岩類活動時の噴出量は後述するテフラを含めて約0.3 km³であり、陥没カルデラを形成するほどの量ではない。そのため、この地形は陥没カルデラであるとは考え難い。おそらく、馬の背カルデラは、駒草平火砕岩類を噴出した火口地形が、浸食や小規模な崩壊の繰り返しによって拡大した、浸食カルデラであると考えられる。

濁川溶岩は、最大層厚20 m程度で狭く温泉の対岸に局部的に分布し、河川性の礫層を直接覆う。五色岳東方溶岩は、主に五色岳の東方約400～700 m付近に分布する溶岩である。厚さは最大で約50 mに達し、五色岳火砕岩類と馬の背アグリチネート及び刈田岳火砕岩類に覆われる。刈田岳北方溶岩は、馬の背カルデラ壁の南西部の標高約1,500 m付近に貼り付くように分布している。分布地域の標高を考えるとカルデラ底が深くなる前に噴出したものと考えられる。最大5 m程度の厚さで、北部に向かって薄くなる。直下に層厚1 m以上で長径約5 cm程度のスコリアで構成される降下スコリア堆積物が認められる。これも本ユニットに含める。この溶岩は、刈田岳火砕岩類に覆われる。これら3つの溶岩の岩質は似ており、苦鉄質包有物を含まない特徴も一致する。3つの溶岩の体積は併せて約6×10³ km³と推定される。

刈田岳火砕岩類は、アグロメレート、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩などからなり、総層厚は30 m以上である。体積は約1.5×10³ km³と推定される。馬の背アグリチネートは馬の背付近に主に分布している。五色岳東部に局部的に見られる。厚さ10 m以上で、アグリチネート、アグロメレート、降下スコリア層などで構成される。体積は約1×10³ km³と推定される。

振子滝溶岩は、現在の五色岳山頂から約400 m北方の五色岳山体底部付近から振子滝まで連続的に、さらに振子滝の東方にも小規模に分布している溶岩である。五色岳南方溶岩は、五色岳の南の濁沢を挟んだ対岸の一部分に分布している。下部はハイアロクラタイト様の凝灰角礫岩、上部が水中自破砕溶岩からなる。上部の水中自破砕溶岩は概ね垂直方向の粗めの節理に加え、その節理から垂直方向に細かめの節理が多数延びて、偽枕状溶岩状（Watanabe and Katsui, 1976）の産状を示す。振子滝溶岩及び五色岳南方溶岩の岩質は良く似ている。いずれも、五色岳火砕岩類の下部に覆われるが、馬の背アグリチネートより下位の活動期Ⅵの火砕岩との層位関係は不明である。以上2つの溶岩の体積は併せて約0.75×10³ km³と推定される。

五色岳火砕岩類は、主に火砕丘をなす五色岳を構成する火砕岩である。火山礫凝灰岩、火砕角礫岩、凝灰角礫岩などの火砕岩を主体とし、アグリチネートも含む。体積は約0.015 km³と推定される。また、五色岳火砕岩類の活動期に、五色岳東側の一部が崩壊して濁川岩屑なだれ堆積物が形成された。

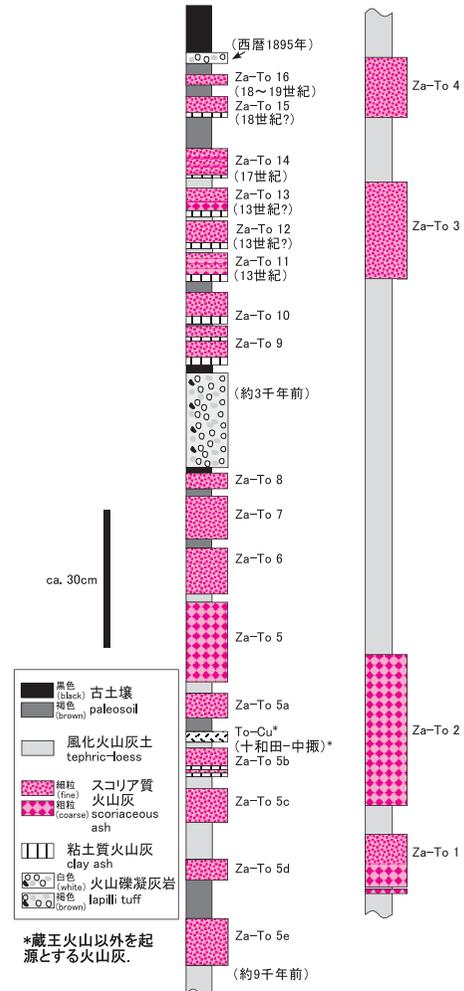
これまでの火山灰層序学的研究（井村, 1994；地質調査所, 2000；伴ほか, 2005；Miura et al., 2008；河野ほか, 2014）により、最新活動期に対応する21枚のスコリア質火山礫～火山灰層が認められる。これらは蔵王～遠刈田テフラ（Za-To）1～16と名付けられて、このうち5は6層に細分されている（第4図）。Za-To1～4（約3.3～1.3万年前）が熊野岳火砕岩類、駒草平火砕岩類及び刈田岳火砕岩類の活動期に、Za-To5～8（約9～4.1千年前）が馬の背アグリチネートの活動期に、Za-To9～16（約2千年前以降）が五色岳火砕岩類の活動期に形成されたと推定できる（伴ほか, 2005；河野ほか, 2014）。

山体から離れた山麓部に広く分布しているテフラ層は、主にZa-To1～4で、それらの等層厚線図を第5図に示す。To1～4のテフラ層の体積は、0.3～0.03 km³であり（Miura et al., 2008）、VEI（Newhall and Self, 1982）：4～3の噴火である。活動期Ⅵ中で最大の噴火は、駒草平火砕岩類に対比されるZa-To2であり、総噴出量0.3 km³にも及ぶ。Za-To2は、山麓では降下スコリア層とその上下の粗粒火山灰層として観察される。スコリア層部分は、蔵王山崎スコリア（板垣ほか, 1981）と呼称され、その分布軸は東北東を向き、火口から40 kmほど離れた仙台市街地では最大2 cmの厚さで堆積している（板垣ほか, 1981）。形成年代は、約3万年前であり（長友ほか, 2005；Miura et al., 2008）、規模から準プリニー式噴火による噴出物と考えられる。

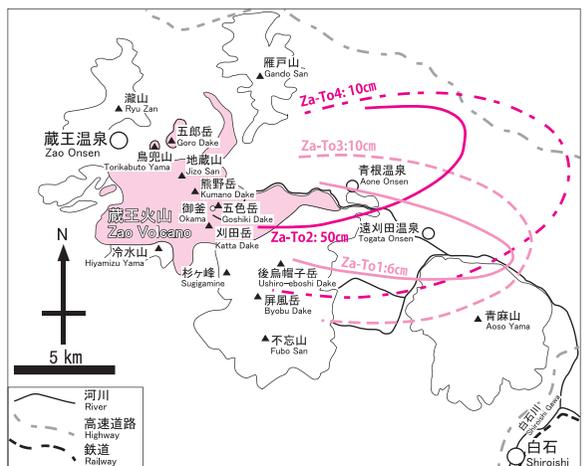
また、現在の五色岳山頂の南方部から御釜に火口が移動したのは、Za-To11の活動からである。放射年代値、層位関係、前後の噴出物の特徴の変化などから、Za-To11は後述する西暦1230年のものに相当すると思われる。その他、放射年代値などから、Za-To14は17世紀、Za-To15は18世紀末から19世紀前半、Za-To16は19世紀中盤頃の噴火に対応するものと推定される。なお、1895年噴火によると考えられる灰白色のテフラは古土壌を挟んでZa-To16の上位に分布している。

第3図に示した噴出量積算図の活動期Ⅵには上記のテフラの体積も加えてある。活動期Ⅵ全体の平均噴出率は約0.03 km³/千年で、活動期Ⅴ

と同程度である。詳しく見ると、熊野岳・駒草平・刈田岳火砕岩類の形成期は、その後の2つの火砕岩類の形成期の噴火と比較して、噴火間隔が長い一方で1回の噴火は規模が大きい。五色岳火砕岩類と馬の背アグリチネートの活動期を比較すると、前者の方が噴火間隔は短く、1回の噴火規模は小さい。噴出率は前者の方が後者よりやや高い。



第4図 活動期Ⅵのテフラ総合柱状図
Fig. 4. Generalized columnar section of tephra layers of stage VI.



第5図 Za-To 1～4の等層厚線図（Miura et al., 2008 を改変）
Fig. 5. Isopach maps of Za-To 1-4 tephra layers, modified from Miura et al. (2008).

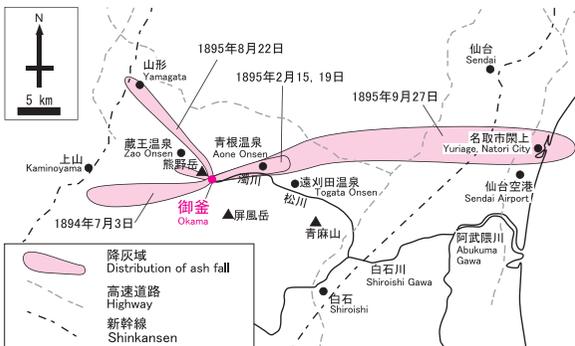
5. 歴史時代の噴火

蔵王火山は、確かなもののみ取り上げても、数多くの噴火記録が残っている(第1表)。記録に残る最古の噴火記録は、吾妻鑑に記録された1230年の噴火であり、東側の広い範囲に火山礫が降ったことが記されているが、詳細は不明である。この後、17世紀まで降灰を伴うような噴火記録は存在しないが、14世紀には活発な噴煙活動があったことが紀行文(都のつと)に記されている。そのため、噴火記録のない14~16世紀間に噴火がまったく無かったとは考え難い。江戸時代の17世紀以降、19世紀末までは数多くの噴火記録が残る。いずれも現在の御釜が噴火口と推定される火山活動である。また、最新の噴火記録は1894~97年の噴火であるが、それ以降の1918~28年、1939~43年には、御釜湖底からの火山ガスの噴出で御釜が白濁し、湖面が硫黄で覆われた。いずれも湖水面から火山ガスの湧出や水蒸気が上がるのが観察されたが、湖表面の水温は最大でも25℃程度であった。1940年4月には、御釜東方において噴気が増大し、新噴気孔が形成された。

5.1 1894~97(明治二十七~三十)年噴火

より詳しい記録が残る1894~97年噴火(明治噴火)について、巨智部(1896)、大森(1918a)や当時の官報などの噴火記録、Miura *et al.* (2012)などの地質学検討を基に詳しく述べる。この一連の活動は、1895年2月と9月に活動の高まりがあり、噴火と共に、降灰や御釜の湖水の溢流による洪水の発生、火口近傍では、火砕サージの発生や巨大な噴石の降下もあった。

1867(慶応三)年10月21日の噴火後しばらくは活動の記録は無く、明治噴火の活動開始直前には御釜からの噴気・噴煙活動などは無かった。1894年2、3月頃から御釜より噴煙が認められるようになり、7月頃から噴煙の量が増した。最初の噴火は、1894年7月3日に発生し、西側山麓に雨と共に少量の降灰をもたらした。7月下旬から10月までは御釜から湯の噴出があったが、10月末には低調となった。1回目の活動の高まりは、1895年2月15日午前9時頃、19日午前8時30分頃の噴火であり、いずれの噴火も噴煙柱が立ち上がった直後に、東側の濁川を流下するラハールが発生し、下流域で洪水となった。洪水は、白石川、阿武隈川まで達した。ラハールは、噴火によって御釜の湖水が溢れたためと考えられる。噴火は、19日の方が大きく、15日と比較して噴煙柱は数十倍、洪水による水位上昇(15日は濁川で3 m、白石川、阿武隈川で120 cm程度の増水)は数倍程度大きかった。降灰は、15日、19日共に御釜から東北東約8.5 kmに位置する青根温泉で認められ(第6図)、特に19日には直径1~2 cm大の凝集火山灰が降った。その後、3月20日には鳴鴻(おそらく噴火)、3月22日には噴火とほぼ同時にラハールの発生、8月22日は山形市街まで降灰などの記録が残る。噴出物の解析から、8月22日の噴火では馬の背カルデラ内の御釜周辺に小規模の火砕サージが流れ下ったと考えられている(Miura *et al.*, 2012)。2回目の活動の高まりは、1895年9月27日午前6時頃に発生した噴火で、降灰が東側の太平洋岸(名取市関上)まで達し(第6図)、濁川を9 mも増水させるラハールが発生した。9月27日午後6時半頃、28日午後6時頃にも少量の降灰があったようだが、その後、活動は落ち着いたようである。刈田郡教育会(1928)には、1896年3月8日、9月1日に噴火の記録が記されているが、これ以外に記録がなく確かなことがわからない。1897年1月14日の鳴鴻・噴煙の記録を最後に、噴火活動を示す記録は無い。これら一連の噴火の噴出物は様々な程度に変質した粘土から火山岩



第6図 1894~97年噴火(明治噴火)の降灰分布図

巨智部(1896)、Miura *et al.* (2012)を基に作成。

Fig. 6. Tephra-fall distribution map of the 1894-97 eruption (Meiji eruption), based on Kochibe (1896) and Miura *et al.* (2012).

塊サイズのテフラで構成されるため、水蒸気噴火の産物と考えられてきた(Miura *et al.* 2012)。しかし、草木を焦がすほどの高温の噴出物が放出されている(巨智部, 1896)こと、塑性変形した形状を示す未変質の火山弾が噴出物中から見つかる(伴, 2013)ことから、これら一連の噴火はマグマ水蒸気噴火であったと考えられる。一連の噴火による噴出物総量は、 6.4×10^8 kgであり、そのほとんどの 6.2×10^8 kgは1895年9月27~28日噴火の噴出物であると考えられている(Miura *et al.* 2012)。つまり、一連の噴火中の最大の噴火でもVEI:1程度である。

5.2 歴史時代の噴火の継続期間・周期

比較的詳しい記録が残る江戸時代以降の噴火の特徴は、以下のようにとまとめられる。歴史時代の噴火活動は、山麓に降灰を伴う小規模な噴火が数ヶ月から数年程度続き、噴火に伴い火口湖が溢れ出すことなどが特徴付けられる(第1表)。また、それらの噴火活動は、大局的には100年程度の周期で活動期と静穏期を繰り返している。すなわち17世紀(1620~25, 1641, 1668 (~70?), 1694年噴火)、と18世紀末から19世紀(1794~96, 1809, 1831~33, 1867, 1894~97年噴火)の2つの活動期と、その間の18世紀と20世紀の静穏期である。さらに活動期中は、数日~数年の活動と間の休止期に分けられ、消長を繰り返してきた傾向が読み取れる。

5.3 歴史時代の噴火の規模・様式

個々の噴火は、1230年、1624年の噴火を除いて、山麓部に火山礫以上の大きさの降下火砕物が降った記録は無く、特に詳しい記録が残る江戸時代以降の噴火では、広い範囲への降灰は認められない。そのため、個々の噴火の規模はそれほど大きく無かったようである。しかし、山頂部の神社の焼失や噴出物により草木が焦げたなどの記録が残ること(1694, 1885年)、最新活動期である活動期VIの噴出物はスコリア質の火山礫~火山砂主体であり火口近傍では火山弾なども認められる(伴, 2013)ことから、高温の本質物が関与した噴火であったことは確実である。また、1694年噴火以降、1809, 1831~32, 1867, 1894~97年の噴火では、噴火に伴い山頂付近から酸性水が溢流することで発生したラハールにより、山麓の河川で洪水、田畑や人間に被害を及ぼした記録が残る。これらの記録から推察するに、江戸時代以降の噴火様式は、火口湖内で小規模なマグマ水蒸気爆発が発生し、それに伴い火口湖が溢流してラハール(洪水)を発生したことで特徴付けられる(及川・伴, 2013)。なお、御釜の呼称は1694年噴火から使われており、その前の1625年の活動では、現在の御釜の周辺は「灰塚森」と呼称されていた。つまり、現在の御釜と呼ばれる火口湖は、1625年噴火直前には存在していなかった。1694年以降、噴火に伴い山頂火口付近を起源とするラハールの発生が記録されていることから、御釜と呼ばれる現在の火口湖の形成は、1625~94年の間以降であると考えられる。

6. 噴出物の岩石学的特徴

活動期Iの噴出物はソレアイト系列に、それ以降はカルカルカリ系列に属する。前者は玄武岩が主体で安山岩も認められるのに対し、後者は安山岩~デイサイト主体で玄武岩質安山岩が付随している。ソレアイト系列内の組成変化は玄武岩質マグマからの結晶分化作用によって、カルカルカリ系列は玄武岩質マグマとデイサイト質マグマの混合によって形成されたこと、またデイサイト質マグマの温度は時間が進むにつれ高くなること、玄武岩質マグマは背弧側のマグマに匹敵する液相濃集元素量を持つことが、酒寄(1991)によって明らかにされた。さらにTatsumi *et al.* (2008)は、カルカルカリ玄武岩(馬の背溶岩)は上部マントル起源、ソレアイト質玄武岩は下部地殻起源であるという、従来の東北日本の第四紀火山で得られた見解とは逆のマグマ成因論を提唱した。活動期VIの噴出物の一部については、Ban *et al.* (2008)によって地殻内マグマプロセスについて詳しい検討が進められている。各山体の代表的な噴出物の分析値を第2表に示す。

6.1 活動全体を通した変遷

活動期II~VIの全岩組成は、いずれも中間カリウム系列(Gill, 1981)に属し、時間変化が認められる。特に液相濃集元素である K_2O 量の変化が顕著であるため、ここでは中間カリウム系列を細分し、低・中・高カリウムレベルと表現する(第7図)。大局的に見て、カリウムレベルは、活動期IIに低、活動期IIIでは低・中共存、活動期IVでは中・高共存、活動期Vでは主に高と概ね増加し、活動期VIではトレンドの傾きが、他の活動期の噴出物に比べてやや大きく低~高レベルに跨るような特徴を示すという、系統的な時間変化が認められる。

なお、活動期VIの噴出物を除き、苦鉄質包有物が認められる。これらの組成は母岩のトレンドの低 SiO_2 側延長上に乗らない場合が多く、

その場合にはほとんどが低カリウム領域にプロットされる。その一方、延長上に乗る場合は中～高カリウムレベルを示している。

6.2 活動期内での変遷

同じ活動期内でもユニット毎に組成は異なる。特に活動期Ⅱ～Ⅴ内での変遷は顕著である。各活動期の噴出物はマグマ混合によって形成されたものであるが、このような組成の変化は、両端成分マグマの時間変化すなわち地殻内マグマ供給系が時間的に発展した結果を反映している。この中の代表として、活動期Ⅴの組成時間変化を第7図に示す。熊野岳西方溶岩・火砕岩類、観松平溶岩類、地蔵山溶岩、熊野岳主山体溶岩・火砕岩類、馬の背下部溶岩・火砕岩類は概ね一連のトレンド上に乗るが、後2者はCr量が高い。これら5者のSiO₂量が57.5%以上、その上位のユニットはそれ以下である。地蔵山東溶岩、熊野岳山頂溶岩は、下位のユニットに比べFeO*量などに乏しい。最上位の馬の背溶岩は最もSiO₂量が低く、FeO*、Cr量などが他に比べて際立って高い。

7. 最近の状況

1939～43年の異常後、気象庁(2013)によると1995年までに以下の異常が記録されている。1949年丸子山にて噴気活動が活発化。1962年8月19～20日20数回鳴動し地震群発、噴気活発化。1966年振子沢にて噴気活発化、新温泉湧出。1971年10月4日鳴動。1972年5月14、28、29日鳴動。1984年7月8日～9日頃、熊野岳の南東約5km付近で地震群発。1990年7月14日～15日御釜から刈田岳付近で地震群発。1992年2月22日不忘山西方付近で地震多発。9月1日、山頂付近で地震多発。1995年4月不忘山付近、12月熊野岳北西10kmで地震多発。

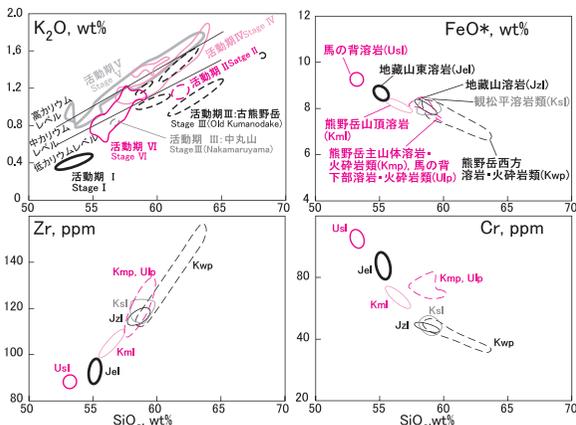
その後、顕著な火山活動は認められていなかった。しかし、2013年1月22日に、2010年9月1日の坊平での観測開始以来初めて火山性微動が観測され、それ以降断続的に続いている(気象庁, 2014)。2013年4月、10月には低周波地震が観測された。なお、深部低周波地震は2010年2月12日、2013年11月22日に観測されている。(以上、2014年5月時点)

8. 火山活動の監視体制

2009～10年に気象庁により、坊平に地震計、空振計、傾斜計、GPSが設置された。その他、東北大の観測点として、蔵王観測点に地震計、傾斜計、温度計が、七ヶ宿観測点(地質図外)に地震計が設置されていた。2013年に火山性微動が観測されたのを契機に、東北大が新たに観測点の設置を、笹谷(地質図外)、不忘山(地質図外)、刈田岳(刈田岳避難小屋)、地蔵山(山形大学蔵王山寮)で行い、観測を開始した。また、遠望カメラは山体東方の遠刈田温泉(地質図外)に設置されていたのに加え、御釜南方の刈田岳や山体西方の上山金谷(地質図外)にも設置された。

9. 火山防災上の注意点

最近の噴火の例から、将来の噴火する可能性が高い地点は御釜であると考えられ、過去の御釜からの噴火と同様の噴火が発生する可能性



第7図：蔵王火山、全活動期のK₂O-SiO₂図及び第Ⅴ活動期噴出物のFeO*、Cr、Zr-SiO₂図
酒寄(1992)、西ほか(2014)、高野ほか(2014)のデータも参考にした。FeO*: 全鉄をFeOに換算した値。

Fig. 7. K₂O-SiO₂ diagram of all stage rocks and FeO*, Cr, Zr-SiO₂ diagrams of rocks from stage V, Zao Volcano.
Data source: Sakayori (1992), Nishi *et al.* (2014), Takano *et al.* (2014). VE, volcanic edifice. FeO*, total iron calculated as FeO.

が高い。御釜を火口とする噴火活動は、記録に残る噴火を参考にすると、次のような1)から2)へ進展する確率が高い。1)御釜の変色、湖水温上昇、湖面への硫黄の浮遊、湖面からの水蒸気・噴気(例:1918～28年、1939～43年の異常)。2)水蒸気噴火ないしマグマ水蒸気噴火が発生し降灰。それに伴い火砕サージの発生。爆発により火口湖が溢流し、遠地まで到達するようなラハールが発生する場合もある(例:1894～97年噴火)。

噴火は、数ヶ月から数年にかけて休止期を挟んで複数回発生することが多い。水蒸気爆発に始まり、その後マグマ水蒸気爆発へと遷移することもある。しかし、歴史時代以降の事例からは、個々の噴火の規模は比較的大きくなくVEIスケールで1～2程度であると考えられる。とはいえ、広範囲にわたる降灰、火口近傍での噴石の発生と共に、火砕サージも発生するので(Miura *et al.*, 2012)、活動中の火口付近は危険である。

遠地では、降灰による被害のほか、噴火による火口湖の溢流などによるラハールを原因とした、土砂災害や洪水が過去にたびたび発生している。そのため、小さな噴火であっても、山麓部の河川沿いでは被害が発生する可能性が高い。噴火と同時に発生する火口湖の溢流は蔵王火山の活動の特色であり、それへの注意は必要かつ重要である。また、類似火山の例では、噴火により火口湖の水文環境が変化した結果、湖面が上昇、湖水の溢流や火口縁の崩壊などによる洪水の発生などが知られている。そのため、御釜の下流河川沿いは、そのような災害についても注意を払う必要がある。

記録に基づく、最近の噴火では山麓への多量な降灰は無かったようであるが、歴史時代には山麓まで火山礫サイズの噴石が降った記録(1230年噴火)も残る。さらに、歴史時代以降の噴火では溶岩の流出は記録されていないが、最新活動期である活動期Ⅵ中には溶岩の流出が認められる。そのため、それらの発生も考慮しておく必要がある。また、活動期Ⅵ中の最大の活動はZa-To2テフラを放出したVEIスケールで4の噴火である。そのため、直近の活動や最も起こりやすい噴火の進展のみにとらわれず、噴火規模や噴火推移の想定が必要である。

謝辞

本地球図作成にあたっては、山形大学の卒論、修論、博士論文で蔵王火山を研究した大学院生(三浦光太郎、武部義宣、井上剛、足立辰也、松浦司、河野元、高野徹、西勇樹、佐藤真を始めとする諸氏)の研究成果は重要な資料となった。山形大学の八木浩司教授、北海道大学の中川光弘教授、秋田大学の林信太郎教授、大場司教授、茨城大学の藤縄明彦教授には、研究を進める上で多くの助言を頂いた。東北大学の西村志志教授には掘削試料を提供頂き、三浦哲教授と出町知嗣博士には観測体制に関する情報を頂いた。山形県及び宮城県からは国定公園内の調査の許可を得た。ここに記して感謝いたします。

引用文献

安斎 徹(1938)蔵王火山火口湖お釜の観測。陸水学雑誌, vol. 8, p. 264-272.
安斎 徹(1961)神秘の火口湖蔵王の御釜。山形地質学研究所, 224 p.
伴 雅雄(2013)蔵王火山。地質学雑誌, vol. 119, Supplement, p. S120-S133.
伴 雅雄・大場与志男・石川賢一・高岡宣雄(1992)青麻-恐火山列、陸奥燧岳、恐山、七時雨及び青麻火山のK-Ar年代-東北日本弧第四紀火山の帯状配列の成立時期-。岩鉱, vol. 87, p. 39-49.
Ban, M., Sagawa, H., Miura, K. and Hirotsani, S. (2008) Evidence for short-lived stratified magma chamber: petrology of Za-To tephra layer (~5.8 ka) at Zao volcano, NE Japan. In Zellmer, G. and Annen, C., Eds., *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage, and Differentiation*; Geol. Soc. London, Spec. Pub., vol. 304, p. 149-168.
伴 雅雄・佐川日和・三浦光太郎・田中勇三(2005)蔵王山の火山防災マップ。月刊地球, no. 27, p. 317-320.
地質調査所(2000)蔵王火山山頂部の小規模噴火堆積物。火山噴火予知連絡会会報, no. 75, p. 65-66.
第四紀火山カタログ委員会(1999)日本の第四紀火山カタログCD-ROM。日本火山学会。
Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York: Springer-Verlag, 390 p.
板垣直俊・豊島正幸・寺戸恒夫(1981)仙台及びその周辺地域に分布する洪積世末期のスコーリア層。東北地理, vol. 33, p. 48-53.
市村 毅(1957)竜山火山の活動。山形大学紀要(自然科学), vol. 4, p. 283-297.
井村隆介(1994)蔵王火山五色岳の噴火史。地球惑星科学連合学会1994合同大会予稿集, p. 370.

神保 恵 (1965) 山形県の地質. 山形県商工労働部鉱山課. 68 p.

刈田郡教育会 (1928) 刈田郡誌. 宮城県刈田郡教育会. 392 p.

巨智部 忠承 (1886) 蔵王山爆裂調査概報. 地学雑誌, vol. 8, p. 183-189, p. 239-244, p. 285-288.

気象庁編 (2013) 33. 蔵王山. 日本活火山総覧 (第4版). 気象庁, p. 466-478.

気象庁 (2014) 平成25年 (2013年) の蔵王山の火山活動. 気象庁月報 (防災編). 平成25年「1年間の日本の主な火山活動」参考資料, p. 1-8.

今田 正・大場与志男 (1985) 蔵王火山の火山地質. 山形県総合学術調査会「蔵王連峰」, 山形県, p. 25-30.

河野 元・伴 雅雄・及川輝樹 (2014) 蔵王火山, 馬の背アグルチネート活動期の層序とマグマ組成時間変化. 日本地球惑星科学連合大会2014予稿集, SVC54-P10.

三村弘二 (2001) 東北日本火山フロントに沿う七つ森火山岩, 神室岳及び青麻火山のK-Ar年代. 地質調査研究報告, vol. 52, p. 309-313.

Miura, K., Ban, M. and Yagi, K. (2008) The tephra layers distributed around the eastern foot of the Zao volcano—Ages and volumes of the Za-To 1 to 4 tephra—. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, vol. 53, p. 151-157.

Miura, K., Ban, M., Ohba, T. and Fujinawa, A. (2012) Sequence of the 1895 eruption of the Zao volcano, Tohoku Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 247-248, p. 139-157.

長友友人・下岡順直・西村誠治 (2005) 同一テフラのTL年代とOSL年代の比較. 奈良教育大学紀要, vol. 54, p. 1-9.

Newhall, C. G. and Self, S. (1982) The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 87 (C2), p. 1231-1238.

西 勇樹・伴 雅雄・及川輝樹 (2014) 東北日本, 蔵王火山, 五色岳形成の初期噴出物について. 日本地質学会東北支部2012-13年度総会・講演会要旨集. O-1.

沼宮内 信・坂井順一・野崎 弥・伴 雅雄・福永一哉・大場与志男・齋藤和男 (1992) 南蔵王火山のK-Ar年代と山体形成史. 日本火山学会講演予稿集1992 (no. 1), p. 50.

大場与志男・今田 正 (1989) 中央蔵王火山の地質と岩石. 山形大学紀要 (自然科学), vol. 12, p. 199-210.

及川輝樹・伴 雅雄 (2013) 歴史時代の蔵王火山の噴火史とその様式—歴史記録と比較火山学に基づく復元—. 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, p. 44.

大森房吉 (1918a) 日本噴火志上編. 震災予防調査会報告, no. 86, 236 p.

大森房吉 (1918b) 蔵王山 (刈田岳) の活動について. 東洋学芸雑誌, no. 445, p. 565-574.

酒寄淳史 (1991) 東北日本, 蔵王火山におけるマグマ系の遷遷. 火山, vol. 36, p. 79-92.

酒寄淳史 (1992) 蔵王火山の地質と岩石. 岩鉱, vol. 87, p. 433-444.

高野 徹・井上 剛・伴 雅雄・及川輝樹・山崎誠子 (2014) 蔵王火山, 約30-10万年前の山体北部の岩石学的研究. 日本地球惑星科学連合大会2014予稿集, SVC55-P08.

高岡宣雄 (1988) 百万年より若い火山岩の絶対年代測定. 昭和62年度科学研究費補助金総合研究(A) 研究成果報告書 (研究課題番号: 60303011). 247 p.

高岡宣雄・今野幸一・大場与志男・今田 正 (1989) 蔵王火山溶岩のK-Ar年代測定. 地質学雑誌, vol. 95, p. 157-170.

Takebe, Y. and Ban, M. (2011) Temporal change of geologic features in the pyroclastic surge dominated deposits of the Komakusadaira pyroclastics in Zao volcano, NE Japan. *Internat. Jour. Geol.*, vol. 5, p. 1-13.

Tatsumi, Y., Takahashi, T., Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Kimura, J.-I., Ban, M. and Sakayori A. (2008) New Insights into andesite genesis: The role of mantle-derived calc-alkalic and crust-derived tholeiitic melts in magma differentiation beneath Zao Volcano, NE Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 49, p. 1971-2008.

虎石成美・富永 齊 (1940) 火山活動の地球化学的研究 (第一報). 理研彙報, vol. 19, p. 1198-1209.

Watanabe, K. and Katsui, Y. (1976) Pseudo-pillow lavas in the Aso caldera, Kyushu, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 71, p. 44-49.

八木浩司・早田 勉・井口 隆・原口 強・伴 雅雄 (2005) 蔵王火山および白鷹火山の巨大山体崩壊発生時期. 第四紀研究, vol. 44, p. 263-272.

山田栄三 (1972) 宮城県岬々周辺の地質について. 岩井淳一教授記念論文集, p. 367-375.

山崎誠子・伴 雅雄・及川輝樹 (2014) K-Ar年代測定による蔵王火山の活動史の再検討. 日本火山学会講演予稿集, p. 135.

Geology of Zao Volcano

Zao Volcano is a Quaternary stratovolcano located in the middle part of the volcanic front of the northeast Japan arc. The volcanic activity started at ca. 1 Ma, and has continued to the present. The activity can be divided into six stages.

Stage I: The eruption products (Robanomimiiwa Pyroclastics and Dikes) of ca. 1 Ma are hyaloclastites and dikes. The former includes bombs showing a pillow-like structure. Most of dikes elongated from north to south. The heads of the dikes dispersed to be trains of bombs having a quench structure. These eruptions would have taken place under lake water. Rocks are tholeiitic basalt to andesite. Robanomimiiwa Pyroclastics and Dikes constitute the Robanomimiiwa Volcanic Edifice.

Stage II: Around 0.5 Ma, Torikabutoyama Lava, Yokokurayama Lavas, Gorodake Lavas, and Sanpokoujinsan Lavas were formed in the north. These would have constituted one volcanic edifice (Torikabutoyama-Yokokurayama Volcanic Edifice).

Stage III: During ca. 0.35 to 0.25 Ma, several small to middle sized andesitic to dacitic edifices were formed. Zaosawa Lavas, Senninzawa Lavas and Kaerazunotaki Lavas were formed in the central, western, and eastern part, respectively. The compositions of the Zaosawa Lavas are slightly various in places, thus several small sized volcanoes would be formed from distinct vents. These coupled with the Senninzawa Lavas and Kaerazunotaki Lavas are grouped to the Old Kumanodake Volcanic Edifice. At around 0.27 Ma, Nakamaruyama edifice was formed, which is composed of basaltic andesite lavas.

Stage IV: During ca. 0.25 to 0.20 Ma, andesitic to dacitic lavas were swelled out from Kattadake summit area, and formed Kattadake Volcanic Edifice. The eruption products are Bodaira Lava, Ichimaiishizawa Lavas, Sainokawara Lavas, Seizandaira Lavas, Kanabukisawa Lava, Zao Echo Line Lavas, Odanokami Lava, Kattadake Lava. The lavas flowed down both eastward and westward from Kattadake summit area.

Stage V: During ca. 0.13 to 0.04 Ma, andesitic lava flows with pyroclastic materials erupted from several vents between Kumanodake and Jizosan summits, which constitute Kumanodake-Jizosan Volcanic Edifice. The pyroclastic rocks characteristically observed with associated lavas near the summit area. Eruption units are Kumanodake-seiho, Kanshodaira Lava, Jizosan Lava, Jizosan-higashi Lava, Kumanodake, Umanose-kabu, Kumanodake-sanchou Lava, Umanose Lava.

Stage VI: The most recent stage of the Zao Volcano began at ca. 35 ka, when the horseshoe-shaped Umanose erosion caldera (1.7 km in diameter) was formed. Numerous small- to medium-sized explosive eruptions of calc-alkaline basaltic andesite magmas have occurred since then. The pyroclastic deposits of various types of explosive eruptions are divided into Kumanodake, Komakusadaira, and Kattadake Pyroclastics (ca. 33 to 13 ka), Umanose Agglutinate (ca. 9 to 4.1 ka), and Goshikidake Pyroclastics (ca. 2.0 ka to the present). Lava flows swelled out in two periods, one is before Kattadake Pyroclastics activity and the other is before Goshikidake Pyroclastics activity. Kattadake-hoppo Lava, Goshikidake-toho Lava, and Nigorikawa Lava were formed in the former time, and Furikodaki Lava and Goshikidake-nanpo Lava were formed in the later time.

Systematic temporal change in petrologic characteristics can be observed. All eruption products of stage I belong to low-K tholeiitic series, while the others belong to medium-K calc-alkaline series. The potassium levels of stage II products are lower than those of stage IV and V products. Geologic units with both of those two potassium levels can be observed in stage III. The stage VI products show compositional trends crossing the boundary between low and medium-K series. More in detail, temporal and spatial variation in compositional trends within each stage can be observed. Especially, the variations are relatively intense in stage IV and V products.

From the record of AD 1230, many historic activities were recorded in written accounts. All were generated at the Okama crater lake. From 17th to 19th century, the eruptions continued for ca. 100 years with intermittent dormancies. In 17th, the eruptions have occurred in 1620-1625, 1641, 1668-70?, 1694. From late 18th to 19th, the eruptions were taken place in 1794-96, 1809, 1831-33, 1894-1897. The activities are characterized by outbreak of lahar. Among the activities from AD 1894 to 1897, phreatic to phreatomagmatic eruptions occurred. The latest volcanic activity in Okama occurred during 1939 to 1943.

第1表 歴史時代の活動

Table 1 List of historical activities.

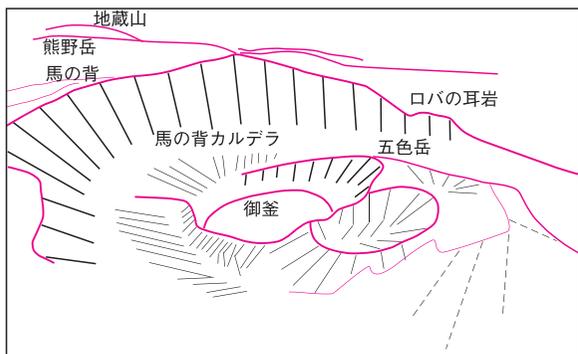
発生年月日	活動	噴火の概要*	被害	出典 (主要なもの)
1230年11月22日 (寛喜二年十月十六日)	噴火, 降下火砕物	東側山麓の広い範囲に火山礫が降る.		吾妻鑑
14世紀半ば	噴煙活動	阿武隈川河口付近からも噴煙が望めた.		都のつと
1620~1625年 (元和六年~寛永二年)	噴火, 降下火砕物	主な活動は1623年5月15日から1624年11月17日まで. 1624年に激しく噴火. 近郷に火山灰, 火山礫を降らす.	降下火砕物により田畑に被害	古来記録, 伊達治家記録, 片倉代々記
1641年 (寛永十八年)	噴火	噴火したと記されるが, 詳しい記録なし.		古来記録
1668~70年 (寛文八~十年)	噴火, 降下火砕物	1670年9月24日に降灰.		古来記録, 襄塵埃拾録
1694~1697年 (元禄七~十年)	噴火, 降下火砕物, ラハール	1694年5~9月に激しく活動. 5月29日の噴火で山頂の社が焼失. 宮城県白石市越河まで降灰. ラハールが東側の河川に流れ下る. 8月30日宮城県, 山形県側に噴火に伴いラハールが流れ下る.	ラハールで川の魚が死ぬ	古来記録, 伊達治家記録, 片倉代々記, 上山三家見分日記
1794~96年 (寛政六~八年)	噴火, 降下火砕物	1794年, 1796年に噴火. 1794年9月21日山形県尾花沢市大石田町まで降灰.	降下火砕物により田畑に被害	伊達治家記, 古来記録
1804年, 1806年 (文化元, 文化三年)	噴煙活動	御釜から噴煙が上がる.		片倉代々記
1809年 (文化六年)	噴火, ラハール	7月26日, 12月29日東側にラハール発生.	ラハールで阿武隈川の魚が死ぬ	伊達治家記, 片倉代々記
1813, 1821~1822年 (文化十年, 文政四~五年)	噴火			伊達治家記, 片倉代々記
1831~33年 (天保元~四年)	噴火, 降下火砕物, ラハール	1831年11月26日, 1832年1月22日ラハール発生 (おそらく東側).		伊達治家記, 年代重要記, 清光院日記
1867年10月21日 (慶応三年)	噴火, ラハール		狭々温泉で5人死亡	金峯山年代記, 巨智部 (1896)
1894~97年 (明治二十七~三十年)	噴火, 降下火砕物, ラハール	51章参照	ラハールで白石川, 阿武隈川の魚が死ぬ	巨智部 (1896), 大森 (1918a), 刈田郡教育会 (1928), 大森 (1918b), 安斎 (1938)
1918~28年 (大正七~昭和三年)	御釜湖底からの火山ガス噴出	1918年7月29日より御釜が白濁し湖面に硫黄が浮く. 8月5日頃最も激しくなる.		
1939~43年 (昭和十四~十八年)	御釜湖底からの火山ガス噴出	1939年7月下旬より御釜が白濁し湖面に硫黄が浮く. 10月14日に極大. 11月3日から湖面から蒸気が上がる. 御釜東方に新たに噴気孔と温泉の湧出. 1940年4月16日蔵王鉱山で爆音が聞こえ振動を感じる. そのころから現在の新噴気孔の噴気が増大する. 1941年9月頃には沈静化に向かうが, 1943年まで湖底からの火山ガスの噴出は続く.		安斎 (1961), 虎石・富永 (1940)

* 年月日は西暦に変換.

第2表 代表的な全岩化学組成

Table 2 Representative whole rock chemical compositions of rocks from Zao Volcano. FeO*, total iron calculated as FeO.

地点番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
活動期	I	I	I	II	III	III	IV	IV	IV	IV	V	V	V	V	VI	VI
ユニット名	d	d	Rmp	Tkl	Zsl	Nml	Snl	Kbl	Skl	Odl	Jzl	Ksl	Usl	Kmp	KnI	Fkl
SiO ₂	53.41	54.11	52.76	61.53	64.83	56.66	57.81	63.33	58.41	59.54	58.30	55.65	53.01	58.21	56.73	57.54
TiO ₂	0.96	0.83	0.76	0.69	0.61	0.91	0.83	0.74	0.80	0.76	0.81	0.81	0.81	0.78	0.87	0.88
Al ₂ O ₃	18.27	18.34	17.29	16.27	15.64	17.29	16.97	16.37	16.56	16.44	16.66	17.23	16.91	16.28	17.09	16.64
FeO*	10.15	9.11	10.08	6.79	5.88	8.56	8.10	6.44	7.77	7.51	7.91	8.34	9.41	8.44	8.32	8.47
MnO	0.23	0.19	0.19	0.14	0.12	0.17	0.15	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15	0.18	0.13	0.15	0.15
MgO	4.20	4.70	6.42	3.46	2.49	4.26	4.24	3.21	4.65	4.12	4.26	5.25	7.34	4.67	4.66	4.39
CaO	9.96	9.93	10.12	6.82	5.72	8.37	7.90	5.05	7.46	7.35	7.81	8.92	8.92	7.57	8.40	8.14
Na ₂ O	2.50	2.43	1.97	3.05	3.35	2.79	2.80	2.86	2.80	2.68	2.68	2.52	2.39	2.53	2.62	2.65
K ₂ O	0.16	0.26	0.32	1.10	1.26	0.81	1.05	1.74	1.25	1.35	1.30	1.01	0.86	1.27	1.02	1.00
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.09	0.14	0.11	0.19	0.15	0.13	0.15	0.11	0.12	0.12	0.17	0.12	0.14	0.13



写真解説

蔵王火山中央部を南東上空から望む. 2001年6月12日撮影
Central part of Zao Volcano viewed from the southeast. Photo taken on June 12, 2001.

平成 27 年 2 月 13 日発行

許可なく複製を禁ずる

著作権所有・発行者

独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7
https://www.gsj.jp/inquiries.html

AIST15-G14020

Geological Survey of Japan, AIST © 2015

株式会社 武揚堂 (9色刷)