



写真=ボンカラーフォトエイジェンシー提供

- ①伊豆大島／撮影=大神達夫 1968年5月撮影
- ②桜島／撮影=小早川憲男 1971年9月撮影
- ③浅間山／撮影=渡辺まなぶ 1972年11月撮影
- ④駒ヶ岳／撮影=渡辺まなぶ 1975年9月撮影
- ⑤洞爺湖と有珠昭和新山／撮影=渡辺まなぶ 1972年10月撮影
- ⑥磐梯山／撮影=渡辺まなぶ 1974年10月撮影

①伊豆大島

大島は、著しく侵食された3個の成層火山と、それらを覆い、現在でも活動中の大島火山とから構成されている。大島火山の山頂部の凹地「カルデラ」は、今から1,600年ほど前と、それから100-200年後に起こった、2度の爆発的噴火の後に、陥没して生じたものである。カルデラ床からは、中央火口丘の三原山がそびえている。写真は大島の北上空から撮影されたもので、三原山・カルデラそしてその外側の南斜面の一部が写っている。手前中央が三原山で、火口の直径が700-800m、その中央やや南寄りに壱坑状火口がある。昭和25-26年の活動の際には、火口の南壁上部から溶岩片が抛ち出されて、すりばちを伏せたような噴石丘が成長し、一方、火口底から溶岩の頭位が上昇して火口底を満たし、西(写真右下)と北とからあふれ出して、カルデラ床に広がった。噴火活動が終わると、溶岩の頭位は下がりはじめ、昭和34年頃からはそれが急速に進んで、元の位置に深い火口が再びできた。そのため、噴石丘の北半は崩落した。写真中央の左から右へ連なる稜線がカルデラ縁で、左端がその最高点の白石山、カルデラに切られた寄生火山である。写真右端中央、カルデラの外側斜面には、卓越風に吹き流される噴煙や火山ガスのために、植物の生育しない裸地が広がっている。(一色直記)

②桜島

人口47万(昭和51年度)の鹿児島市(写真左上手)のすぐ目の前にそびえ立つ高さ1,118mの桜島は、鹿児島湾北奥部の始良カルデラ(写真右上手)南縁部に位置し、昭和30年から52年まで22年間もの長い間、プルカノ式山頂爆発噴煙活動をくり返している世界有数の活動の激しい火山である。現在も写真中央上、桜島山頂の左端、噴煙の出ている南岳(山頂右端は北岳)で爆発噴煙活動が続いている。写真は東方大隅半島上空から西方を撮ったもので、大隅半島の一部、桜島および鹿児島湾をへだてて対岸の鹿児島市を望む。写真の南岳手前中腹から左右および手前帯に広く分布する溶岩流は、大正3年(1914年)および昭和21年(1946年)に山腹噴火により流出した大正溶岩および昭和溶岩で、かつて独立の火山島であった桜島は、大正溶岩の流出により、桜島と大隅半島の間にあった幅400-500mの瀬戸海峡を埋めつくし、写真で見られるように、大隅半島(下左端)と陸続きになっている。写真中、南岳手前山麓に位置する鍋山(海拔258m)とそのすぐ右上隣りの権現山(海拔350m)の間には、昭和溶岩の流下した跡および噴火口の跡がよく見える。(大庭昇)

③浅間山

長野・群馬の県境にそびえる海拔2,560mの浅間山は日本の代表的活火山である。写真は西方上空から中央火口丘釜山(噴煙をあげている火口をもつ)とその外側をとりまく前掛山の全景である。前掛山は今から5,000年位前から活動を開始、急速に成長した若い火山である。前掛山の火口は1281年(弘安4年)の大噴火の結果現在の大きさ(東西1300m、南北900m)に拡大され、写真にみられる2重火口の外側の火口壁を形成する。釜山は1783年(天明3年)の活動の後に、前掛火口の中で成長を開始し、大噴火の度に現在でも高度を増加しつつある。火口の直径は350m、深さは現在約150mで、活動期には火口底に赤熱した溶岩がみられる。(荒牧重雄)

④駒ヶ岳

北海道の渡島半島にある駒ヶ岳は、はじめ更新世末期に輝石安山岩の溶岩と砕屑物を噴出し、成層火山として成長した。写真の山頂部左手にみえる剣ヶ峰(1,133)には、この山体形成期の溶岩が露出している。その後約1万年前から、山頂部の崩壊と激しい軽石噴火がくりかえされ、駒ヶ岳は写真のような截頭円錐形の火山となった。過去3世紀にわたる歴史時代にも、駒ヶ岳ではこのような破壊的な活動がたびたび記録されている。1640年には、軽石噴火に先だつて山頂から崩壊物がなだれのように流下し、東麓では噴火湾にはいって津波をおこし、700余名がその犠牲となり、南麓では写真の手前にみえる大沼・小沼を生じた。湖中の島々は、崩壊堆積物からなる“流れ山”である。1856年の活動では、降下軽石につづき高温の軽石流が流出し、東南麓の温泉宿をおそって再び犠牲者をだした。このような激しい軽石噴火は1929年にも発生し、軽石の一部は軽石流となって山麓の各方面に流下した。駒ヶ岳の軽石流は、目撃された火砕流の貴重な例として、プレー火山の熱雲とともに世界的に注目されている。1929年の大噴火で軽石に厚くおわれた駒ヶ岳は、その後半世紀をへた今日でも、写真のように赤膚を露出したままである。しかし、山麓からは植生がしだいに回復しつつある。(勝井義雄)

⑤洞爺湖と有珠昭和新山

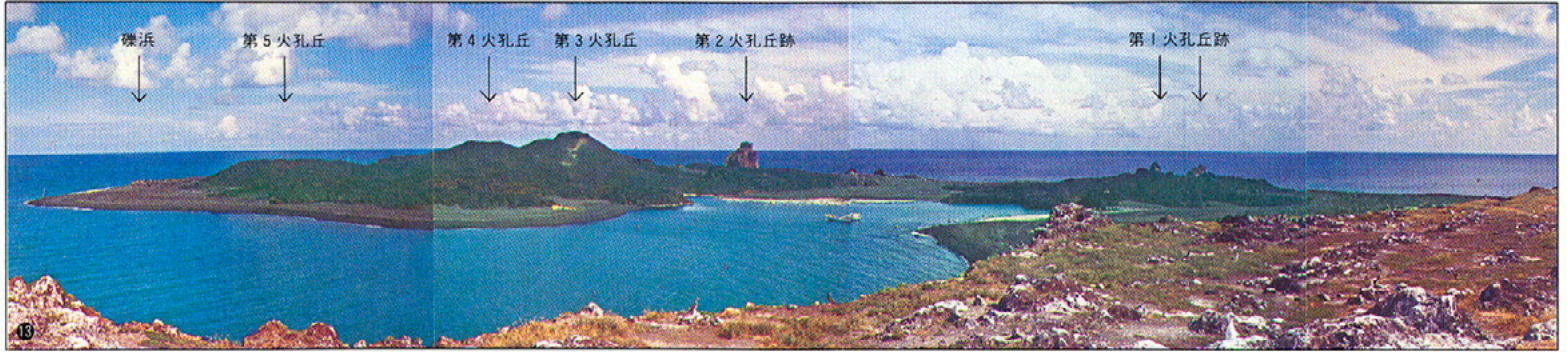
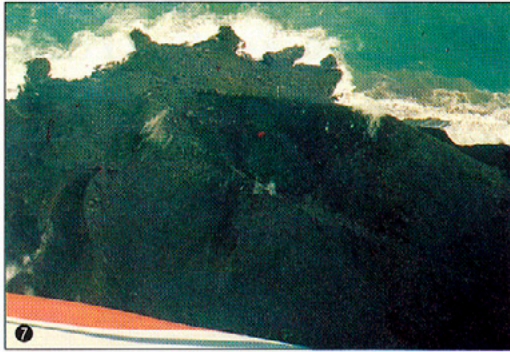
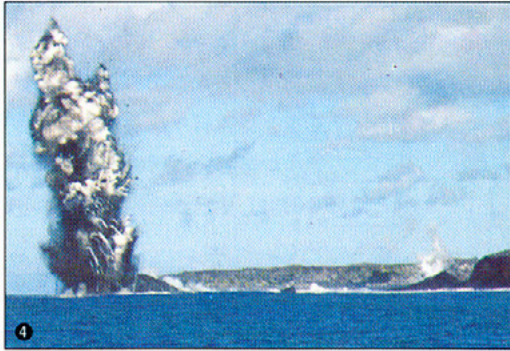
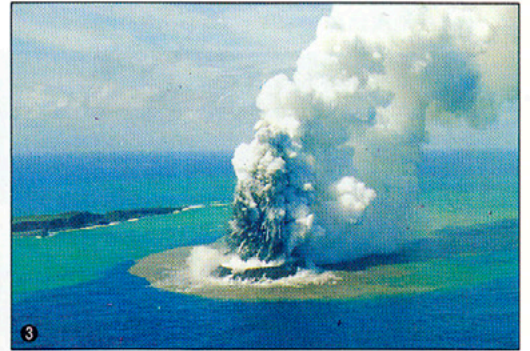
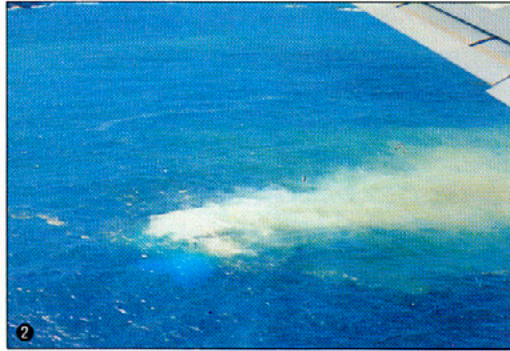
北海道の西南部では、新第三紀のはじめから激しい火山活動がおこなわれ、第四紀にはいっても多数の火山を生じている。写真は洞爺湖(直径約10km)を南方上空から眺めたもので、手前に有珠山と昭和新山、遠方に羊蹄山がみえる。洞爺湖盆は、いまから1万数千年前、多量の軽石流が噴出した結果、陥没したカルデラである。洞爺湖の北西側にみられる台地は、この軽石流堆積物によってつくられている。カルデラの形成後、その中央に中島火山、南側に有珠火山が噴出している。有珠火山は、数千年前に玄武岩-苦鉄質安山岩の溶岩・スコリアからなる成層火山として成長し、その後山頂部が崩壊して写真のような直径約2kmの大きな火口がつけられた。3世紀前、有珠火山は流紋岩質軽石の激しい噴出で活動を再開し、今日までに多数の溶岩円頂丘や潜在円頂丘を生じている。写真手前の中央の溶岩円頂丘が有珠である。右手山麓の新しい溶岩円頂丘は、1943-1945年の活動で生じた昭和新山である。昭和新山は、写真でよく観察されるように、隆起した屋根山と突出した溶岩円頂丘からなり、その構造は有珠と非常によく似ている。これらの円頂丘は、いずれも粘性の著しく高いデイサイト質マグマによって形成されたもので、形成時には有感地震やときにプレー型の熱雲を伴うのが特徴である。(勝井義雄)

⑥磐梯山

東北日本では、第四紀の火山活動の中心は南北に帯状配列をして分布している。これらはそれぞれ成層火山を形成することが多く、磐梯火山もこのうちのひとつである。1888年(明治21年)に、磐梯火山は大規模な水蒸気爆発型の噴火をしたことで著名である。写真は磐梯火山を北西側上空から見たもので、この噴火の際に失われた小磐梯山の爆発火口付近の様子をよく示している。雲でやや被われた右側頂部が大磐梯山(1,819m)で、左側頂部が楯ヶ峰(1,636m)である。この両者の間にかつての小磐梯山の頂部があったが、現在では写真の様に北方に開いた爆発火口となっている。火口の大きさは、約1.5×2.5kmである。火口壁では山体内部の構造がよく観察され、左側火口壁では下半部が第1期活動の堆積物、上半部が第2期活動の堆積物で溶岩の流動の様子がよく見られる(本文参照)。手前の植生の発達するところまでが火口底(標高約1,000m)で、火山砕屑物が比較的に平坦に堆積している。火口底にある鍋沼も写真中央に見られる。このすぐ近くの黒色帯状部は、1954年に火口壁が崩壊した際の堆積物の一部である。写真手前で植生の発達した地域は砕屑物が移動堆積して形成された地域で、中央から左手前の帯状の植生の発達した悪い地域は流動の際に主流部が通過した地域である。(中村洋一)

西之島新島の噴火活動

写真および文 / 小坂丈予 = 東京工業大学工学部教授



①1973年5月31日 噴火初期の海底活動による変色域

旧西之島南端から東方へ約500mの海中から噴火が始まり、海面上にあらわれた変色海域。長さ約600m、巾約200mでその中心は、直径約50mにわたり泡立ちにより白濁しているが、全体にわたっては淡黄～黄色で、濃度も薄く、この時点では活動はさほど活発とは思えなかった。変色水は海流により北東方向に約3kmのびていた。その活動状況にはかなりの変化があり、中心の白濁部の大きさと濃度が常に変動していた。本文18頁西之島新島の記事ならびに図2、図3参照。

②1973年7月5日 海面直下に火孔を有する変色海域

海底からの噴火により活発になり、噴出物の堆積により海底が浅くなったため、噴出孔が海面直下にせまった時期の変色海域の状況で、前回の写真に較べて著しく濃い黄色ないし黄褐色を呈している。噴出点上の変色水のひろがり小さいのは火孔が浅いため、また北東方向への延長が約16kmと大きいのは、活動規模そのものは活発化したものと考えられる。現にこの観測の前や後にも、この位置で岩礁が見えがくれていたという報告もよせられている。

③1973年9月14日 新島出現直後の状況

同年6月中旬より時々岩礁を出没させていた海底火山活動も、遂に9月中旬より火山島といえるような大きさとなって海面に姿をあらわした。この日の観測では、直径90mの火孔をもった円頂丘の頂上部が、海面上40mにまでせり上り、5～10秒おきに抛出岩塊を含んだ黒煙を約300m噴上げる爆発をくりかえし、火山灰まじりの水蒸気の白煙は3,000mの上空に上り、新火山島の周囲は茶褐色の濃厚な変色海水にかこまれ北東方向の延長約20kmに達していた。

④1973年10月9日 海中より活動中の西之島新島

この時は、今回の活動では初めて船で海上から西之島へ接近した。活動は9月生じた最初の新島（第1新島）の噴火がとまり、噴火孔は徐々に西南西に移動し、第2、第3の新島を形成し、調査当時は第3新島のそのまた西方の海中から噴火をくりかえしていた。その間隔は前よりも若干のびて10～15分おきに黒褐色の水柱を噴き上げ、その中から分離抛出された火山礫は白色の水蒸気の尾を引きながら落下する光景がたびたび認められた。噴火はこの地点で10月末まで続いた。

⑤1973年10月9日 爆発直前に生じるウォーター・ドーム

この日の海底噴火では、その爆発地点の深さにもよると考えられるが、午後になってから、爆発のたびごとに、その直前に海面がドーム状にふくれ上り、次いで半球状になり、その先端が破れて水柱が突出する、いわゆるウォーター・ドーム現象がたびたび出現した。これは既述のように海中爆発の深度がある程度の浅さになった時はじめておこる現象で、昭和27年の明神礁の爆発でも望見され、その形からその噴火点の深さを40～70mと計算したが今回はそれより浅い見込み。

⑥1973年12月21日 火孔が2つになった新島

噴火はさらに進展し、10月の火孔が長く活動を続けた後は逆に東方へその噴火中心を移動させ、新島は東西に細長い形になった。12月21日には海上保安庁により、その面積が181,000㎡と発表され、西之島新島と命名された。これらの噴火孔は現在も残っており、西側の10月に活動したものを第1火孔、東側の11月生じた新しい火孔は第2火孔とよばれこの当時から噴石活動と溶岩流出をくりかえしており、海岸に達した溶岩流は白煙をあげて海中に流入していた。

⑦1974年1月12日 第2火孔中に認められる赤熱溶岩

赤外線熱測定のため低空で飛んだセスナ機で撮影した写真で、前年の11月から活動を続けている第2火孔は東西に長い長円形となり、その火孔内に新たに小さな噴石丘が出来、その中心から、赤熱溶岩片を噴上げていた。溶岩流は第2火孔の東西両端から一部伏流となって流出し、これが後に固結して第2火孔丘西側溶岩流、同東側溶岩流とよばれるようになった。東側溶岩流は後に生じた第3、第4火孔からの噴出物で半分おおわれ、西は噴石丘とともにほとんど海蝕で失われた。

⑧1974年3月10日 船上より見た噴火中の新島第3火孔

1974年2月頃から急に活動が激化し、第2火孔の北東に第3、第4、第5火孔を生じ、一斉に溶岩を流出し噴石活動をくりかえしていた。写真は3月はじめ調査のため現地におもむいた東京水産大学の神鷹丸船上から撮影したものであるが、この時は10数分おきに第3火孔で爆発がくりかえされ、時には大音響とともに噴石を500～600mの高さにまで抛出し、その噴石は浮石となって海面を浮遊し、第3、第4火孔からは盛んに溶岩を流出していた。当時第5火孔は既に活動を休止していた。

⑨1974年5月1日 活動全盛期の新島と変色海域

新島の北東部にあたる第3、第4、第5各火孔丘の山腹に生じた数個の噴出孔から一斉に溶岩が海中に流出し、著しく島面積を拡大した。赤褐色に変色した海域は海中にも多数の噴出孔が存在していることが予想され、陸上からの大量の高熱溶岩の流入とあまって、旧島との間に生じた湾内の海水の温度は著しく上昇して水蒸気が立ち昇っているのが認められた。山頂からの噴石、噴気活動も続いており、新島の活動は全盛期を迎えた。

⑩1974年10月29日 新島南部海岸の海蝕の始まり

同年6月には新島各火孔での噴石活動、溶岩流出などの表面活動はすべて休止した。また新噴出物の堆積と移動によって、新島はその西南端で旧島と接続した。この時点で新島は5つの火孔丘を有する総面積238,000㎡の島に発達していた。一方この時期から早速風浪による海蝕がはじまり、写真の撮影された10月末には、それが進行して、特に新島南岸の第1火孔丘の $\frac{1}{2}$ 、第2火孔丘の $\frac{1}{2}$ が崩落して海中に没し、生成したばかりの火山体の縦断面を露呈した。

⑪1975年8月25日 活動休止後の第5火孔

前述の海蝕作用は新島の構成物、海中における構造、風浪に対する方向などで著しく選択的に進行するが、この第5火孔丘は、新島北部に位置し、その周囲が厚い溶岩流でとりかこまれていて海岸からは隔離されており、火孔丘自体が溶岩で構成されていて堅硬で、且つその海中での基盤が強固であろうと想像されることなどによって最も浸食に強く、そのためほとんど生成時の原型をとどめているもので、梯型の山頂部と、東に向いた径20mの火孔が特徴的に残っている。

⑫1977年7月20日 海蝕により生じた第2火孔跡溶岩塔

第2火孔丘は1973年11月、噴石活動により生じた火孔丘が海面上に姿をあらわし、その後5ヶ月にわたって活動し、噴石のほか溶岩も流出し、一時は新島諸火孔丘中最大の容積を占めるに至った。しかし山体の大部分が噴石の堆積から成っていること、またその位置が新島南岸にあって風浪にさらされ易いことなどのため最も強い海蝕をうけ、1976年にはその中央の火道部分を埋めた溶岩のみ塔状に残り、その周囲の山体は海蝕により全く流失、消滅していることが判明した。

⑬1976年8月25日 西之島旧島上より見た新島の全景

1973年春までは全くの海であった旧西之島東方海面は、その後におこった海底火山活動により、現在このように変貌した。即ち最初の海底噴火は、現在の第5火孔丘の付近でおこったが、その時は海面下の活動のみで島は出現しなかった。その後噴火点が南に移動し、同年9月現在の第3火孔の位置に始めて第1新島が出現した。次いで噴火は西に移動し、第2、第3新島を生じ、この第3新島が長く活動して現存の第1火孔丘となった。この間に第1、第2新島は海蝕により一

旦消滅したが、11月からは噴火活動は逆に東進し、2月までに第2、第3火孔（もとの第2、第1新島の位置）を生じた。3月には噴火は北転し、第4、第5火孔（最初の海底噴火の位置）と順次前の噴火地点をたどり、1974年6月まで噴石活動と溶岩流出をくりかえし、ひとつづきの島に発達した。その後は海蝕がはじまり、現在は第1火孔丘は約 $\frac{1}{2}$ を失ない、また最大の第2火孔丘はそのほとんどが削られて中央火孔内の溶岩のみが溶岩塔として残っている。第3、第4火孔丘はその南東側の一部が崩落したが、ほぼその形をとどめており、

第5火孔丘はほとんど原形のままである。なお新島の北部海岸は破壊された山体の一部が堆積して礫浜が出来た。写真は旧島から見た新島で、右から第1火孔丘中心部とその北側溶岩原、その左に見える尖塔が第2火孔丘あとの溶岩塔、続いて第3、第4火孔丘で、少し左に離れて梯形の第5火孔丘が見える。その左の海岸に新島噴出岩の移動堆積物の礫浜が見える。全体に黒色から灰褐色を呈し、植物はほとんど見あたらず、手前の旧島の縁に対し全く対照的である。新島の最高点は第3火孔丘の海拔37mである。

Kubota

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ No.15 JANUARY 1978 株式会社クボタ

目次

特集 = 火山

1. 火山とその活動 勝井義雄	2
2. 日本の火山	
伊豆大島 一色直記	4
桜島 大庭昇	8
浅間山 荒牧重雄	10
駒ヶ岳 勝井義雄	12
有珠昭和深山 大場与志男	14
磐梯山 中村洋一	16
西之島新島 小坂丈予	18

<火山の一生>

箱根火山 大木靖衛	22
-----------	----

3. 座談会・火山活動と人間生活をめぐって

火山活動とマグマ 荒牧重雄	26
火山の分布 勝井義雄	30
火山災害を中心に 横山泉	40
火山と人間生活 大木靖衛	43

4. 火山活動の観測と防災 諏訪彰

<資料>

火山岩・火山噴出物・火山構造 勝井義雄	52
---------------------	----

鉄管事業部

ダクタイル管路の地震時挙動観測	54
-----------------	----

西之島新島の噴火活動	56
------------	----



伊豆大島火山。カルデラの北西縁にある御神火茶屋付近から見た中央火口丘、三原山。三原山の左手前の低平な高まりは安永7年（1778年）の溶岩丘。三原山火口縁の後方から突出した地形は同火口内にある昭和25・26年（1950 - 1951年）噴石丘の頂部。三原山の山腹と前景の黒色部は同年の溶岩流。三原山の山頂火口南縁近くにある昭和25・26年噴石丘と縄状溶岩。一部はその後の火山灰に覆われている。噴石丘の左手にある壑坑状火孔は直径約400m、深さ約240m。南西麓のバス道路切割り「地層切断面」に見られる降下火山砕屑物の積み重なり。灰 黒色に見える層が新鮮な火山砕屑物、淡褐 褐色に見える層が風化火山灰。これらが「一組の地層」をつくり、何枚も重なっている。「火山の年輪」といえる。詳しくは本文参照

（文 = 一色直記、写真 = 編集部・1977年5月23日撮影）

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1978年1月

第8刷 = 1996年1月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

主要図版作製 = 巧凡社

火山とその活動

勝井義雄 = 北海道大学理学部教授

火山活動は、地震活動とともに、現在地球表面でみられるもっとも激しく、破壊的な現象であり、われわれの地球が、なお生き続けている証拠でもある。

灼熱した溶岩を流出したり、はげしい爆発をおこす火山活動は、古代人にとってはまさに驚異的であった。イタリアのエトナ火山は、古代ギリシヤ人によって、火と技術の神ブルカンの鍛冶場だと考えられ、またハワイでは、ヒステリックな女神ペレーによって、大地がひき裂かれ、噴火がおこると信じられていた。一方、古代ギリシヤの哲学者たちは、地中海地方の火山活動の観測から、地心に火があると考え、火山ガスが噴火に大きな役割をもっていることを指摘し、さらに地球の構成についても哲学的思索にふけていた。

火山活動は、マグマが地表近くまで上昇することから始まる。マグマが地表近く上昇すれば、浅い地震が発生し、地盤の隆起がおこり、ついに爆発がはじまり溶岩や火山碎屑物が噴出する。噴火の様式は、マグマの性質によっても、また陸上・水底・氷底などという環境によっても著しくちがう。火山体は、一般に噴火のたびに成長するが、ときには爆発により既存の山体が破壊され、またカルデラのような陥没凹地を生ずる。噴火の休止中、あるいは既に噴火期を終えた火山でも、噴気・地熱活動が続けられる場合が多い。このように、火山活動はごく簡単に考えてもたいへん複雑・多様な現象である。火山の研究は、ベスピアスのAD79年の噴火をはじめ世界の多くの火山噴火の観察・記録にはじまる。しかし、噴火記録の集積だけから火山の科学は生れなかった。地質学や鉱物学の発展のなかで、火山地形、火山構造、火山岩などに関する地道な研究が続けられてきた。その後、地球物理学的方法による機器観測がはじめられ、噴火機構の解明や噴火予知への道が開拓されてきたのである。また、地球化学の分野でも、固形噴出物、火山ガスと昇華物、温泉と沈澱物などの研究を

通じ、火山体内外でおこる化学反応が研究されている。

火山活動の根源はマグマにある。マグマは数100 °~ 1200 ° という高温のケイ酸塩溶融体で、若干の揮発成分を含んでいる。マグマは地球内部のどこで発生し、どのようにして上昇し、噴出に至るのであろうか。この解明のため、これまで岩石学的手法により、いろいろな火成岩体や火山噴出物について過去のマグマの挙動が調べられてきた。また、地球内部の構造やダイナミクスについても研究が進められてきた。近年、高温高圧下のケイ酸塩の物理化学の進歩はめざましいものがあり、上部マントルから地殻下部における条件を実験室で再現し、マグマの発生や上昇の機構が解明されようとしている。地球上には800あまりの活動的な火山があり、すでに活動を停止した火山を加えると、その数は数倍におよんでいる。火山活動が地球上のどのような地域でおこなわれ、地域的に噴火様式や噴出物にどのような特性が見られるかといった研究も重要である。火山研究は、個々の火山の記載から全地球的な視野での議論もさかんとなった。プレートテクトニクス説にもとづく議論もその一つである。一方、火山灰の行方を追跡し、これを年代対比の指示者として使うテフロクロロジーの研究もさかんである。最近では、海洋底に眠る火山灰のテフロクロロジーが注目され、全地球的な火山活動の推移や古気候などについての情報が得られつつある。火山研究を通じて、われわれの地球をよく理解しようというのが今日の研究志向の一つである。

さて、日本は火山国であるといわれる。アジアの東縁を画する日本列島には、実に200近くの第四紀火山（群）があり、そのうち約65は歴史時代に活動を記録している。世界の活動的な火山の約8%が、この人口稠密な日本列島に集中しているのである。

日本には島弧に特徴的な安山岩の火山が多い。したがって、

活動の様式は一般に爆発的である。しかし、そのような火山がすべてではない。生い立ちや活動の様式は、火山によってかなりちがう。本特集では、日本の火山の分布とともに代表的な火山の例が紹介されている。

火山国の日本では、われわれの生活は火山と密接な関係にある。雄大な火山地形は、しばしばカルデラ湖や堰止湖などを配し、景勝地として優れたものが多い。わが国の国立公園の3分の2以上は、火山地帯に設定されている。噴火による降灰は、広範囲に植生に被害を与えるが、同時にナイル川の氾濫のように土地を肥沃にもする。火山活動は、しばしば新しい土地を生み、海山や火山島が生成すれば豊かな漁礁となる。小笠原 マリアナ諸島にかけては、このような漁礁が多数存在する。火山活動に関連して湧出する温泉は、日本では古くから療養に利用されている。噴火のさい一時に放出される膨大なエネルギーを直接利用することはむづかしいが、火山地方で火山ガスとともに放出される熱エネルギーは、イタリアやニュージーランドで早くから発電に利用され、その供給電力は世界で100万kwをこえている。わが国でも岩手県松川で地熱発電に成功していらい、各地でこのような計画が進んでいる。石油・石炭のような炭化水素資源に乏しいわが国では、地熱エネルギーは、発電ばかりでなく、アイスランドのように都市暖房や温室、製塩、食品加工などにも広く利用されるべきである。この他、火山噴出物は土木・建築材料に広く用いられ、火山ガスの昇華物や温泉（鉱泉）沈澱物も有用資源として利用されている。

火山活動は、上のように人間生活に利益をもたらすが、他面において破壊的な現象である。過去数100年間に、世界では少なくとも30数万人の生命が噴火の犠牲となっている。近年では世界的に噴火防災に努力が払われてきたとはいえ、1961～1974年の14年間に計2,502名の生命が奪われ、ほかに多数

の人々が負傷している。これらの犠牲の大部分は、火砕流、ベースサージ、火山泥流などによるものである。このほか、火山災害は噴火に伴う津波、降灰、降石、溶岩流、火山性地震、火山爆発の際おこる空震・雷などによるものがあり、大気・水質汚染や土地の隆起・沈降などによる被害もある。

火山学の目的の一つは、噴火災害をいかに防ぐかにある。ひんぱんに活動を繰返す火山には、火山観測所が建てられ、火山噴火をかなり高い確率で予知することに成功している。しかし、すべての火山に適用される噴火予知の方法は残念ながらまだ確立していない。火山によって、火山構造やマグマの性質が異なり、活動様式もちがうためである。特に数10年あるいはそれ以上の長い休止期のあと、活動が再開される場合は、しばしば破壊的噴火に至ることがあるにもかかわらず、過去の観測資料が乏しいため、その予知は一層困難である。しかも、このような活動の休止期の長い火山の数は、日本のみならず世界的にも多数を占めている。したがって、今後これらの火山の監視体制の充実は急務とされる。同時にこれらの火山については、地形・構造、火山噴出物の分布・層序・岩石の研究を進め、活動の記録を含めて少なくとも過去数100年にわたる火山活動の経緯を明らかにしておく必要がある。テフクロクロノロジーは、このような研究のために有力な武器となるであろう。このような資料の蓄積と活動の現況の監視により、噴火時期を予測するとともに、どのような様式・規模の噴火が発生するかをある程度予想することが可能となるであろう。特に著しい災害をひきおこす火砕流や火山泥流の発生と、それらの流下危険域を予め想定することも必要である。また、このような資料にもとづいて火山々麓の土地利用計画がたてられるならば、長期的な意味で噴火災害を軽減することができよう。

大島山火記

いわゆる「安永の大噴火」については、当時、伊豆国の代官であった江川太郎左衛門から、御勘定所にあてた噴火についての9件の公式報告が、大島山火記として残されている。これを読むと、かなりよくその噴火経過をたどることができる。

この噴火以前の三原山(図1)は、草木の全くない「小石交りの砂土山」で、山頂にはおよそ1km四方の深い火口があった。93年前に起こった

貞享の噴火 についての語り伝えも大分うすれていた頃であろう。安永6年7月29日(西暦1777年8月31日)夕方、三原山の山頂火口から噴火が始まった。爆発音が聞かれ、地震も時折あった。山麓には長さ数cmから10cmの火山毛(ペレーの毛)や小さい「かなくそ」のような火山灰が降ってきた。昼間は噴煙だけしか見られなかったが、夜間は山上一面が赤く映えた。このような活動は、盛衰を繰り返しながら翌7年正月下旬まで続いた。武江年表によれば、この噴火は江戸品川沖から毎夜「火光天に映ずる」のが見られるほどであった。同年3月22日に初めて溶岩の流出が起こった。三原火口の北西からあふれ出した溶岩は、中の沢に沿って流下し、泉津の南東、海岸近くまで達した。その後活動は静穏になり、三原火口から時折黒い噴煙をあげる程度になった。旧暦5月から8月上旬にかけては、人心も落ち着き、山仕事に出かける人々もでてきた。ところが8月下旬から再び三原火口の活動が激しくなり、9月18日火口南西から溶岩があふれ出して野増・差木地両村間の赤沢に沿って流下した。次いで同月26日(あるいは27日)同火口の北東からごみ沢へ溶岩が流下し、海岸から沖合いへ向かって押しだした。11月17日夜から活動が一段と激しくなり、同月21日昼頃に泉津村葉地釜(現在の波治加麻神社付近で中の沢に沿って流下した溶岩流の末端近く)で煙が立ち登り火が燃えだした。伊豆国七島明細記などの文書によると、その後もしばしば降灰があり、畑作や家屋に大きな損害を与えた。しかしながら、さしもの大噴火も15年後の寛政4年(1792年)秋には静穏に帰した。降灰は山麓でも1.2~1.5mの厚さに達していた。中村清二(1915)は、旧元村役場で古い絵図面(写真1)を発見した。製作年代は不明であるが、溶岩流の分布などは大島山火記の記述とよく一致するので、この絵図面は、「安永の大噴

火」直後に描かれたに違いない。興味ある点の一つは、三原山近くの溶岩流の中に溶岩噴泉を思わせるものが二つ描かれていることである。さて、実際に大島へ行って地質調査をしたとしよう。この大噴火の産物をどの程度まで追跡できるであろうか?この問題に答えるまえに、大島の大きさやその成立について簡単に述べてみよう。

伊豆大島の位置と大きさ

伊豆大島は、東京の都心から南南西約110km、伊豆半島の先端と房総半島の先端とを結ぶ線のほぼ中間にある火山島である。この島は、北北西から南南東にのびたひし形あるいは木の葉形で、面積は約92km²、その最高点は海拔758mで、体積はおよそ23km³である(図1)。島の平均密度は、重力測定の結果から、約2.1g/cm³と算出されており(横山 泉・田島広一, 1957)、このことは、溶岩と火山砕屑岩の比率がほぼ1:1であることを示している。

大島火山の成立

大島は単一の火山ではなく、島の大部分を占め現在でも活動中の大島火山の下に、岡田・行者窟および筆島の3火山が隠されている(図2)。これらの3火山はすべて、著しく侵食された成層火山であり、カリウム・アルゴン法による年代測定の結果から、240万年よりは若いことが知られている。現海面上に露出している部分に関する限りは、陸上噴火の産物である。これらは、大島火山の山腹斜面とは無関係な地形的高まりをつくったり、また島を取り巻く新旧の海食崖にそれらの一部分を露出させている。

岡田火山は、主として輝石かんらん石玄武岩・かんらん石玄武岩の溶岩および火山砕屑岩からなり、ほかに輝石安山岩スパターを伴う。その主火道は、岡田港の近くにあったらしい。筆島火山は、岡田火山の玄武岩と似た性質の輝石かんらん石玄武岩・かんらん石玄武岩の溶岩および火山砕屑岩からなり、火道角礫岩の分布や放射状岩脈の方位からみて、その主火道の位置は筆島付近である。地表地質調査と試錐とから、筆島火山はその中心部で厚さ950m以上に達することがわかっている。行者窟火山は、3枚の厚い輝石玄武岩とそれらの間にはさまれるスコリア層とからなるが、露出が限られており火山原形を想定しにくい。これらの火山の下位には、大島の西方約40kmにある伊豆半島に広く露出している前期中新世(2300万年前から1500万年前

までの時期)の湯ヶ島層群に相当すると思われる岩石が伏在しているらしい。これら変質した火山岩や随伴する深成岩の破片が、大島火山を構成する粗粒火山砕屑岩中からしばしば発見されている。

大島火山は、主としてかんらん石玄武岩・輝石かんらん石玄武岩の溶岩および火山砕屑岩からなる成層火山で、輝石安山岩や輝石デイサイト軽石がごくわずかに見だされている。山頂には北東から南西への長さが4.5km、最大幅3.5kmのまゆ形のカルデラがあり、高さ110mに達する急なカルデラ壁に囲まれているが、北東部と南西部ではカルデラ壁が低く、後の溶岩流や火山砕屑物に覆われている。山頂火口から噴き出す噴煙や火山ガスは風下へ地表をはって流れるので、卓越風の吹いて行く方向(南西と北東)に植生に乏しい地帯を形成する。この地帯に含まれる山腹上部では、風や流水による侵食が激しく、削りとられた物質は下方に運ばれて海岸に砂浜をつくりだす。カルデラ壁の北東部と南西部とが低い理由の一つはこれである。カルデラ内で行なわれた温泉試錐の結果からみると、カルデラが形成された直後のカルデラ底は、現在よりも130mぐらいい深かったらしい。

カルデラ形成以前の山体は、明瞭な不整合面を境にして、古期と新时期の二つの単元にわけられる。古期山体は粗粒火山砕屑物、すなわち爆発角礫岩や泥流堆積物からなり、マグマと海水の接触による爆発的噴火の産物である。泥流堆積物の中には打ち砕かれたオオバヤシャブシ・サクラなどの樹片が含まれている。これらの放射性炭素年代は21,230±720年(1950年からさかのぼって)、3万年以上などである。溶岩流や細粒火山砕屑物の量は少ない。新时期山体は主として細粒火山砕屑物層の積み重なりからつくられている(扉写真 参照)。これら火山砕屑物層の間には、溶岩流・スパター・爆発角礫岩などがはさまっている。漣痕やスランプ構造をもった湖成層も2,3箇所で見いだされている。山頂カルデラ内には比高160m、山頂火口の直径が700~800mの噴石丘、三原山がそびえている(扉写真 参照)。この噴石丘の主体は1777年8月に始まった「安永の大噴火」によってつくられたものであるらしい。カルデラ床の大部分は、噴石丘の北と南の麓の火道から流れ出した1778年の溶岩に覆われている。1876年およびそれ以降の活動は、噴石丘の山頂火口内で起こ

図1 - 地形図

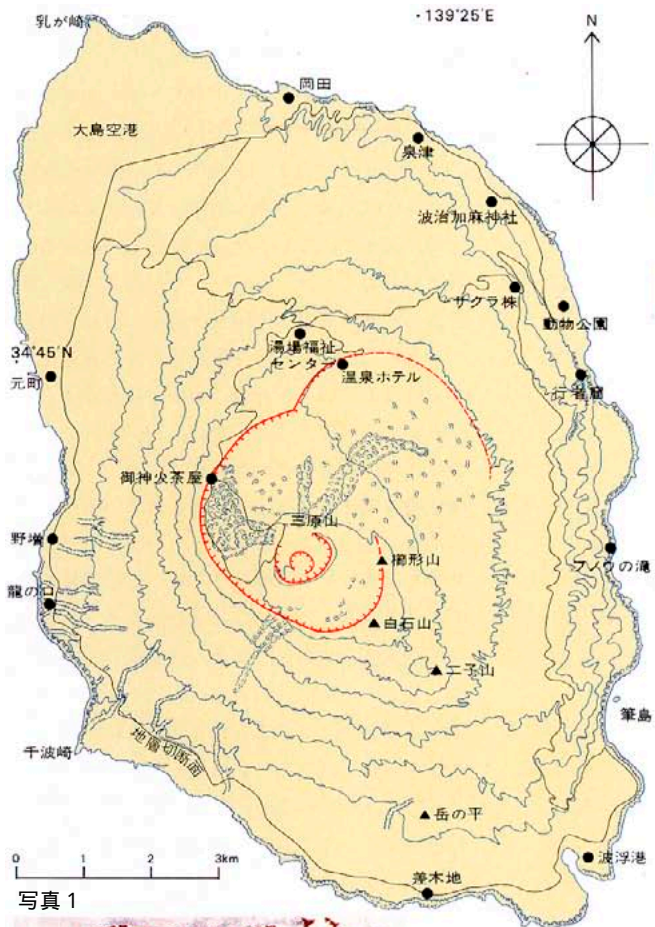


図2 - 地質図

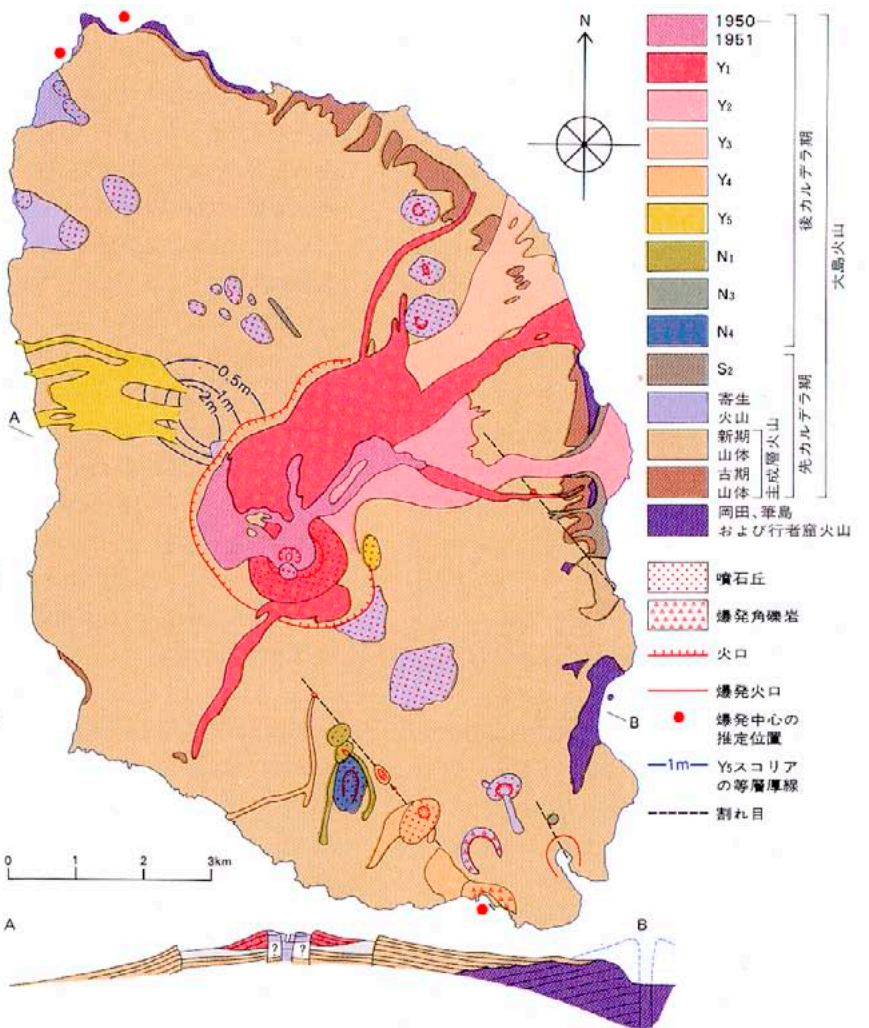


写真1



図3 - 模式的に示した露頭スケッチ

<中村一明, 1964, 一部加除>

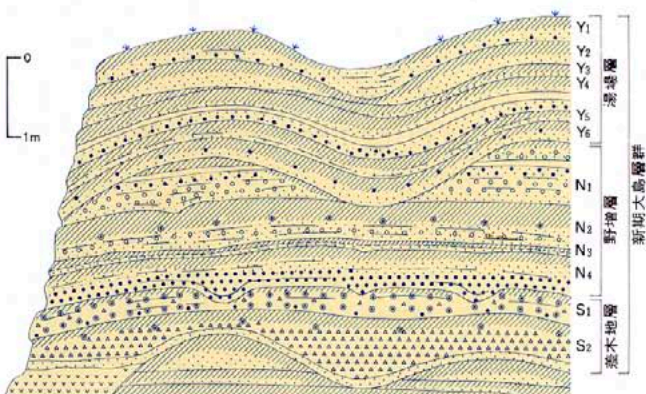


図4 - 地質柱状図

<一色直記, 1964, 一部加除>



っている。1950年から1951年にかけての活動では、その火口の南縁近くに小さい噴石丘がつくられ、別の火道から流れ出した溶岩は火口底を埋め、その西と北縁とからあふれ出して、カルデラ床の一部を覆った（扉写真 参照）。

寄生火山や寄生火口が40個以上も山腹に存在する。それらは先カルデラ期末から後カルデラ期にかけて形成された。最も新しいものは1421年につくられている。それらの大部分は噴石丘で溶岩流も伴う。南南東腹にある2個の馬蹄形火口は、浅処で起こったマグマ水蒸気噴火 水蒸気爆発によってつくられたものである。このような型の噴火 爆発の中心は、北北西および南南東岸沖にもあり、それらからの抛物体は、海岸沿いに露出している（図2）。これら寄生火山および寄生火口は、北北西から南南東に平行にのびる二つの帯状域内に配列している。これと同じ走向をもった岩脈がカルデラ壁や海食崖で見られるが、これら帯状域内に集中している。いま観察される寄生火山のうちで最も古いものは、およそ1万年前に生じたと思われていた。したがって少なくとも最近1万年くらいの間は、平均すると北30度西方向に圧縮主応力軸のあるような応力場の中に大島火山があったと考えられている（中村一明、1969）。

土器、石器、陶磁器、貨幣などが先カルデラ期から後カルデラ期にわたって十数層準から発見されている。最古のものは、8,000～9,000年前、縄文時代早期の平坂人が残した土器とそれに伴う黒曜石片などである（一色直記・松村恵司、1976）。平坂人はどのような舟に乗って本土からやって来たのであろうか？ その後幾多の盛衰はあったが、縄文時代人・弥生時代人そして土師器や須恵器を使用した人達が、関東・東海地方からやって来て、この噴火を繰り返す大島に定住した。彼等は、火を噴く島に魅せられて冒険心をかりたてられたのであろうか？

後カルデラ期の細粒火山砕屑物は、先カルデラ成層火山の山腹全域を覆って分布している。山腹の中上部の道路割りでは図3に模式的に示すように火山砕屑物の積み重なりが観察される。これら割りでの観察をもとにして、後カルデラ期の噴出物の地質柱状図を作った（図4）。これらについてはまたあとで詳しく説明しよう。これらの事実から大島の成長史を組み立ててみると次のようになる。伊豆半島から南方、マリアナ諸島にかけては、海図を見るとよくわかる

ように海嶺が長く伸びており、その上に大島や伊豆諸島の諸火山、そして1973年4月からおよそ1ヵ年の活動で新聞・テレビなどをにぎわした西之島 西之島新島などがのっている。この海嶺の少なくとも一部は、前期中新世の湯ヶ島層群の岩石 変質した火山岩類とそれらを貫く深成岩類 で構成されている。後期鮮新世かあるいはもっと新しく更新世に入ってから、この海嶺の北端近くの2、3箇所で火山活動が起こり、岡田・筆島および行者窟の3つの玄武岩成層火山が生じた。当時の海水準や噴火後の地盤変動については何もわかってはいないが、これらの火山を構成する噴出物には海水に接して急冷したりした証拠などは認められないから、すべて陸上で噴火し、陸上に堆積したとしてよいであろう。その後、これらの火山は火山体の中心部が露出するほどの侵食作用を受けた。大島火山の活動は、侵食され残った島々が散在する浅い海域で始まった。およそ5万年前であった。火山砕屑物や溶岩が、主火口だけではなく20以上の寄生火口から噴出されて高さおよそ1,000m（現海水準に対して）の円錐形成層火山がつくられた。始めのうちはしばしば爆発的な噴火が起こり、爆発角礫岩や泥流堆積物など粗粒な火山砕屑物を堆積した。しかし火山体がある程度の大きさに成長すると、そのような型式の活動は起こらなくなった。いまから8,000～9,000年前になって初めて、この火を噴く島へ本土から人間が渡って来た。現在、山頂にあるまゆ形のカルデラは、1,600年ほど前に起こった爆発的噴火（ S_2 ）の直後にその南西部が、そしてその100～200年後に起こったやはり爆発的な噴火（ S_1 ）の直後にその北東部が、陥没することによって生じた。カルデラ南西部の形成に先立つ噴火活動の経過は、山頂火口からのスコリア噴出（ 0.003 km^3 ） 東山腹での溶岩流出を伴う割り目噴火（ 0.02 km^3 ）と、それに引き続く山頂噴火と火山灰・火山豆石の降下（ 0.04 km^3 ） 爆発活動とそれに伴う泥流の発生（ 0.1 km^3 ）であり、カルデラ北東部の形成に先立っては、山頂火口からのスコリア噴出（ 0.006 km^3 ） 溶岩流出（？） 火山灰・火山豆石および石質火山礫の降下（ 0.08 km^3 ）が起こった。泥流堆積物の中には、当時山腹に生えていたスダジイ・イタヤカエデ・アサダ・ウバメガシ（？）《注》などが打ち砕かれて含まれている。2度にわたるカルデラ形成による山頂部の陥没量は、

およそ 3 km^3 、それらに先立つ火山噴出物量は、 0.25 km^3 、約10分の1であるが、その理由はいまのところあまりよくわかっていない。

カルデラ形成後の活動は、主としてカルデラ内に生じた火口からの噴火であったが、15個以上の寄生火山と寄生火口とが生じた。側噴火を伴った活動はY₄期（西暦1421年）が最後であった。この時期までにカルデラは、溶岩その他の噴出物に埋め込まれてしまい、その後は、溶岩が先カルデラ成層火山山腹を大規模に流れ下るようになった。後カルデラ期、すなわち6世紀後半以降は、カルデラ外側の山腹に顕著な降下火山砕屑物を残すような活動が、100年ないし200年に1回の割合で繰り返されている。

噴火史を解く糸口はどこに隠されているか 船の着く岡田あるいは元町から登山バスに乗ったとしよう。バスが海拔214mにある測候所の前を通り過ぎて山の中腹にさしかかると、道路脇の割り目に砂ぼこりにまみれてはいるが火山灰を主とする火山砕屑物が見られるようになる。実はこの砂ぼこりにまみれた割り目に、噴火史を解く糸口が隠されている。もう少し登って海拔450mの湯場福祉センター付近では、図3に模式的に示したような火山砕屑物の積み重なりが道路の割り目などで観察される。

まず割り目の一番上からスコップで削ってみよう。地表の下は褐色粘土化した部分で、下の方へ削っていくに従ってさらさらした新鮮な火山灰になり、一番下には点々と黒い多孔質（スコリア質）の火山礫がある。その直下に明瞭な境界面があって、また褐色粘土化した部分が現われる。更に下の方へ削っていくと同じようなことが何回も繰り返されることがわかる。このようにして目がなれたところで道路の反対側へ行って割り目の全面をながめてみよう。褐色の部分と新鮮な部分とからなる「一組の地層」（部層）が何枚も重なっていることがわかるであろう。新鮮な部分から上の褐色な部分へは一般に漸移するが、下の褐色部との境界は明瞭であること、新鮮な部分は下位の「地層」の侵食面を覆うことがあることなどがわかってくる。新鮮な部分の最下部には、よく注意すると、木の葉の化石が見つかることもある。これは噴火初期の降灰によって、山腹に生育していた樹木の葉が一斉に落ちたことを示している。これらのことから、褐色の部分はその当時の地表での風化によって生じたものであることは確かである。

なかにはほかの場所から風や流水によって運ばれたものもあるかもしれない。

中村一明(1960ほか)はこのような観察をもとにして、上から下へ湯場層(Y₁からY₆までの6部層からなる)、野増層(N₁からN₄まで)および差木地層(S₁とS₂)に区分し、これら全体を新期大島層群と名付けた。個々の部層にはその色調、構成物などに特徴があり、これらをもとにして上から12枚の部層を全島にわたって追跡し、対比に成功した。追跡の過程で各部層の厚さや粒度組成の変化のほかに、ある場所では山頂火口からの溶岩流が、またある場所では寄生火山の噴出物がはさまれることがわかった。降下火山砕屑物の場合には等層厚線を引くことによって火口の位置を推定できる。どの部層を構成するか、つまり層位的な方法で溶岩や寄生火山の分布を追跡して得られた結果が図2に示されている。理解を助けるために、模式的な地質柱状図(図4)も示そう。海岸近くから土器・石器・陶磁器・貨幣などが発見されている。これらはすべて新鮮な部分の直下か褐色部の中に含まれていた。つまりこれらの部分が当時の生活面であったわけである。図4に矢印で遺物の出土層準を示し、各層準に含まれる遺物のうちで最新のものによって示される年代も記入してある。また、火山砕屑物の中から発見された樹片の放射性炭素年代も示してある。年代目盛りを入れるのも重要なことである。また、古文書に残された大噴火の記録を別表に示す。

安永大噴火の産物

図2の地質図にY₁溶岩流としてその分布を示したものは、野外でY₁部層の降下火山砕屑物にはさまれていることが確かな溶岩と、それを基点にして溶岩の連続性のある露頭から次の露頭へとたんねんに追跡することによって得られたものである。対比に際しては溶岩の偏光顕微鏡下での特徴や化学組成は補助的手段としてのみ用いた。このY₁溶岩流の分布図と最初に紹介した「大島山火記」の記述とを照合してみよう。安永7年(1778年)3月22日に三原火口の北西からあふれ出して中の沢に沿って流下した溶岩は、その記述からみて図で北北東方へ細くのびた溶岩であることは間違いない。「三原山御洞成亥之方焼崩」は、現在の三原山の山頂火口の北西縁から溶岩があふれ出したのではなく、北西麓からあふれ出したとする方が妥当である。山頂火口から溶岩があふれ出したとする地形は、

昭和25~26年(1950~1951年)の噴火以前に撮影された空中写真をみても認められず、また北西麓には縄状溶岩からなる低平な丘が盛り上がっているからである。そのほか2回にわたる溶岩の山麓への流下、降灰の厚さなど、両者の間でよく一致する。絵図面(写真1)に見られる溶岩流の分布は更にその印象を強く与える。「安永の大噴火」以後、カルデラの外側に火山噴出物が堆積するような活動は記録されていないことからみてもY₁部層が「安永の大噴火」の産物であることに間違いない。中村一明(1964)によると、この噴火の初期に噴出したスコリアは0.035 km³、溶岩流は0.14 km³、そしてその後十余年にわたって噴出した火山灰は0.17 km³、総体積0.345 km³、総重量0.65×10⁹tで、これら火山噴出物によって地下からもたらされた熱エネルギーは8.2×10²⁴ergである。火山灰の厚さは山麓で1.2~1.5mと記録されているが、西海岸の元町付近でY₁火山灰の厚さは現在数10cm、これは圧密によるものと思われる。「安永の大噴火」に匹敵するとしばしばいわれる昭和25~26年の噴火の産物は体積0.026 km³、重量0.066×10⁹tで、しかもその大部分がカルデラ内に限られることからみてもいかに大規模な噴火であったかがわかる。

噴火の規模と周期性

新期大島層群を構成する12の部層の堆積開始の年代は、古文書に残された記録、土器などの文化遺物、埋没樹片の放射性炭素年代などによって知ることができる。噴火の規模は、例えば火山噴出物によって地下からもたらされた熱エネルギー 火山活動によって搬出されるエネルギーの大半を占める(横山泉, 1956) によって示すことができる。両者の関係は中村一明(1964)によって図示された(図5)。この図から、大きくみて大島の地下にある程度のエネルギーが蓄積されると噴火が起こり、しかもそれが100~200年ごとに定期的に繰り返されていることがわかるであろう。このような関係が、少なくとも1万年前からあったことがわかっている。図5の右上端の部分には、明治9~10年(1876~1877年)以降の噴火によるエネルギー搬出量を示してある。それらの規模は12の部層で示されるものより1桁小さい。参考のために、その部分を拡大して図6に示してある。大島火山は、現在、「大噴火」と「大噴火」との間の休止期にあるとみるのが妥当であろう。

古文書に残された 大噴火 の記録

天武天皇12年冬10月壬辰(684年11月26日)=畿内大和の東方にあたって鼓のような音が聞かれた。「伊豆島西北二面自然増益三百余丈更為一島則如鼓音者神造是島響也」といった人がある(日本書紀)。ここでいう「伊豆島」が大島と考える学者がいる。

承和5年7月5日(838年7月29日)から=神津島天上山形成(続日本後紀)

斉衡3年8月戊寅(856年9月10日)=安房国(房総半島先端部)に黒い灰が降って、1cmほど積もった(文徳実録)。大島の噴火によるとする学者がいる。

仁和2年5月24日(886年6月29日)=新島向山形成(三代実録, 扶桑略記)。

天永3年10月20日(1112年11月11日)から同月末まで=伊豆の海上で噴火、鳴動が著しかった(中右記)。大島の噴火と考えられている。

延元3年8月, 9月頃(1338年9月中旬から11月中旬までの頃)=大島で降灰顕著(笠仙録)。Y₅

応永28年(1421年)=大島噴火。その響きは雷のようで海水が熱湯の如くなり魚が沢山死んだ(鎌倉大日記)。Y₄

天文21年9月19日(1552年10月7日)からおおよそ1ヶ月=「御原」から噴火して「江津」に島をつくった。地震や空震が激しく火柱が高く上り噴煙も著しかった(薬師如来供養の木札)。Y₃

貞享元年2月14日(1684年3月29日)から元禄3年(1690年)まで=三原山御洞から噴火が始まり、二十数日してから東北東に向かって溶岩が流れ出し、海岸に達して海中に広がった。この噴火に伴った鳴動・地震によって民家の器材にかなりの損害があった。貞享元年の夏から秋にかけても爆発音が時々聞かれ、降灰があった。降灰の厚さは山中で1mあまり、村落近くで25~60cmに達し、畑や山林は埋没した。噴火はその後消長を繰り返しながら7年後になってようやく終息した(慶安元禄間記など)。Y₂

安永6年7月29日(1777年8月31日)から寛政4年(1792年)まで=本文冒頭にその経過を示した。Y₁

図5 - 過去1600年間の熱エネルギー搬出量

<中村一明, 1964, 一部加除>

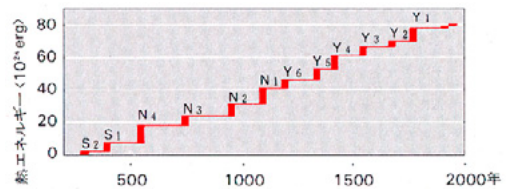
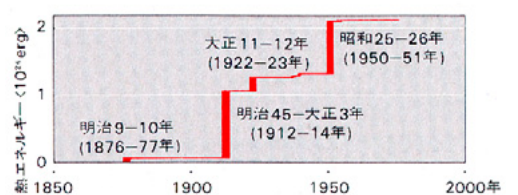


図6 - 過去100年間の熱エネルギー搬出量

<中村一明, 1964, 一部加除>



桜島

大庭 昇 = 鹿児島大学理学部教授

昭和30年から52年まで、実に22年間もの長い間、激しい山頂噴火活動を続けている桜島は、日本の4大活火山(三原山・浅間山・阿蘇山・桜島)の中でも、際立っており、そのすぐ目の前に人口47万(昭和51年度)の過密都市が存在するというのも、世界的にみてその例がない。

桜島は、九州の阿蘇火山から霧島山・開門岳・トカラ火山列島を経て台湾に至る火山帯に属し、阿蘇・始良・阿多・鬼界の四大カルデラ(松本, 1943)のうち、鹿児島湾北部の始良カルデラの南縁部に位置して、周囲52km、面積約80 km²、高さ1,118m、活動の激しいことでは世界有数の火山である。

桜島火山の生い立ち

始良カルデラと桜島火山の誕生

今からおよそ25,000年前(荒牧, 1975)、現在の桜島を南端としてそれより北側の鹿児島湾底は、大火口原であった。おそらくそこには、いくつもの火山があったと思われる。これらの火山を一括して始良火山と呼ぶ。始良火山は激しく活動し、水蒸気その他のガス成分に富むマグマが噴き出し、急激に膨脹し、爆砕し、熱い雲のような状態となって山や谷を越え奔流し、現在の南九州に広く分市しているいわゆる“シラス”や溶結凝灰岩(火砕流堆積物)を堆積させた。このため始良火山の地下内部に空洞ができて陥没し、陥没カルデラが形成された。これが南北23km、東西24km、面積約429 km²の世界一の規模を有する始良カルデラである(図2)。

桜島から鹿児島湾の北方を眺めると、湾をとり囲むように連なる急傾斜の崖が見える。これが始良カルデラの内壁に相当する。

始良カルデラができる以前に、鹿児島湾南部では阿多カルデラが形成されており、両カルデラの間部分が陥没し、外海を通じ、細長い鹿児島湾ができ、始良カルデラは海水で満たされ、今からおよそ1万年前、このカルデラの南縁部に中央火口丘が生まれ、溶岩流や火山砕屑物を噴出し、次第に成長していった。これが今見る桜島火山の前身である。

有史以前の桜島

有史以前の桜島の噴火によって流出した溶岩名と、有史時代の活動時期とその期間に流出した溶岩名を表1に示す。

桜島港のある袴腰の三角形の台地は、いわゆる“シラス”(火砕流堆積物)からできており、桜島の基盤をなすものと思われる。C¹⁴年代測

定の結果によれば、このシラスの堆積時期はおよそ10,700年前(桑代, 1969)と推定され、おそらく始良カルデラ形成の際に、この部分だけは陥没しなかったものと考えられる。

現在見られる桜島山体の主体をなすものは、有史以前の噴火による溶岩流と火山砕屑岩類とによって構成されている。すなわち、北岳の火口から噴出した北岳溶岩・火山砕屑岩類は、北岳山頂付近から北岳の北側および東側中腹にかけて分布し、南岳の火口から噴出した南岳溶岩(・型)・火山砕屑岩類は、南岳の山麓一帯に広く分布している(図1)。このほか、桜島は多くの寄生火山や爆裂火山を伴っており、たとえば、鍋山(海拔358m)には、急傾斜の火口壁を有し、主に軽石質火山砕屑物からなる砕屑丘の典型的な臼状火山(ホマーテ)が、また、権現山(海拔350m)には円頂丘(ドーム)が形成されている(図1)。このように桜島は、単一の火山ではなく、いくつもの成層火山および寄生火山からなる複合成層火山である。

有史時代の桜島の活動

桜島火山は歴史時代にしばしば噴火したが、最古の記録としては続日本紀、神代皇帝記、旧記などに和銅元年(708年)、養老2年(718年)、天平8年(764年)の噴火記録があるだけで、噴火の場所その他については不明のことが多い(安井, 1958)。

その後の活動の中では、特に文明3~8年、安永8年、大正3年および昭和21年の噴火が最大規模で、桜島山体の中腹に開口した側火口群から溶岩を流出した。

文明・安永の噴火

文明3~8年(1471~1476年)に3回の活動があり、桜島山体の北東側中腹と南西側中腹とから溶岩を流出し、大燃崎・燃崎を形成した。文明年間に流出した文明溶岩は両輝石安山岩で、現在では、桜島の南西部と東部で見ることができる(図1)。

安永8年(1779年)、桜島の海岸沿いの民家の井戸が煮えたぎり、赤く焼けた噴石が飛び、南岳の南側中腹および北岳北東側中腹から溶岩が流れ出し、148人が死亡したと言われる(桜島燃亡霊等碑文)。この活動は天明元年(1781年)にかけて続き、島津藩から幕府への届け出では、多数の家屋の全半壊、死亡者が出たとされている。この時に流出した安永溶岩はカンラン石をわずかに含む両輝石安山岩で、現在では、

桜島の北東側および南岳の南側で見られる。

大正・昭和の噴火

大正3年(1914年)に起こった桜島の大噴火は、近世火山史上まれにみる大規模なものであった。大正3年1月12日、南岳の西側、引ノ平付近海拔350~400mの山腹で開口爆発し、続けて東側の鍋山付近海拔約400mの山腹で開口爆発し、両噴火口から高さ7,000m前後の大噴煙が上がリ、約30時間後から莫大な量の溶岩を流出し始め、溶岩流出は1月末まで続いた。流出した溶岩流は、桜島の西側にあった当時の横山・赤水・小池各部落を埋めつくし、ついに海中に流入し始め、海拔22mの鳥島を埋没させ、桜島の東側では、水深50~70m、幅400~500mの瀬戸海峽が埋められ、かつて独立の火山島であった桜島は、この時から大隅半島と陸続きになった(図1)。この時の火山灰は、偏西風によって遠くカムチャッカ半島にまで達したと言われる。噴出した溶岩流はおよそ22億トン、火山灰などの火砕噴出物はおよそ11億トン、合計33億トンと推定されている(門田, 1954)。大正溶岩は、山口(1975)により1期2期に分けられているが、いずれもカンラン石をわずかに含む両輝石安山岩である。

昭和21年(1946年)、南岳の東側山腹で開口噴火し、黒神方面と有村方面の2方向に推定2億トンの溶岩が流出し、当時の黒神部落の全部、有村部落の半分を埋没させた。この時に流出した昭和溶岩は、桜島の溶岩類の中では最も新しい両輝石安山岩である。

噴火の特徴

桜島の火山活動の特徴は、山体中腹の側火口の噴火と溶岩の流出と、山頂の火口底で冷え固まった溶岩を激しい勢いで吹き飛ばす爆発的噴火、すなわちブルカノ式噴火のくり返しである。山腹噴火は、莫大な量の溶岩が山腹を突き破って噴出する激しい規模の活動で、有史以来の大災害を引き起こした文明・安永・大正・昭和の大爆発は、いずれもこの山腹噴火によるもので、桜島住民が最も恐れているものである。山頂噴火は爆発と噴煙のくり返しで、活動は散発的である。

桜島の溶岩は、珪酸(SiO₂)含有量ほぼ57~66%(表1参照)の輝石安山岩質のものであるため、比較的粘性に富み、火口からマグマが流れ出した際、表面がほとんど固結した状態でつぎつぎに押し出され、積み重なるように進み、大きな

浅間山

荒牧重雄 = 東京大学地震研究所教授

日本の平均的火山

浅間火山の体積は約60 km³、輝石安山岩が主で一部デイサイト質の溶岩と火砕物から成る。急斜面をもつ2個の円錐形成層火山（黒斑山・前掛山）、緩斜面をもつ1個の成層火山（仏岩）、2個の溶岩円頂丘側火山（石尊山・小浅間山）、こうした諸火山が、過去10万年位の間に次々と成長しては死火山となり、現在では、最も若い前掛山が活動中である。このようなイメージは、日本列島の平均的活火山としてまさにピッタリであるといえよう。中型の火山であるがかなり複雑な成長史をもつことは、地質図（図1）や成長史（図3）によく表わされている。浅間火山の西隣には、高峯山麓の登山など烏帽子火山群が東西にほぼ直線的な山稜をつくるが、浅間火山は、その東方延長部でやはり東西方向に新旧の火口を配列して、山稜の最も若い部分を形成している（図2）。おそらく地下深所に東西方向の構造線があり、マグマはその線を伝わって地表に噴出したものであろう。この山稜の南方には佐久平、北東方には吾妻川に沿う低地帯が発達するが、浅間火山はこの大陥没構造の中央に位置する。しかしこまかくみると浅間火山の直下では基盤は急に隆起しており、マグマ溜りの直上の地殻の部分が局部的におし上げられたような構造を示す。このような状況は、日本の多くの火山に共通な特徴であり、弧状列島に帯状に配列する安山岩質の火山の成因に直接関係する問題であろう。

黒斑火山

日本の平均的火山では、成長史の初期に比較的苦鉄質のマグマが比較的大量に噴出して火山の主体をつくってしまう。浅間の場合は黒斑火山がこれに当り、最盛期には海拔3,000m近い富士山型の成層火山が形成された。その後侵食により山頂火口は拡大された。黒斑火山末期の活動は、山体の東半分を粉碎する水蒸気爆発であり、発生した大火砕流は高速度で裾野を流走し、塚原の「泥石流」群をつくった（図4）。黒斑火山をつくった地下のマグマ溜りは、現在おそらく完全に枯渇しており、黒斑火山はその意味で全く死滅したと考えられる。石尊山は黒斑火山の南腹に生じた側火山である。

仏岩火山

今から約2万年前、黒斑火山の火口よりも東へずれた地点で再び噴火がはじまり、粘性の大きなデイサイト質マグマが噴出した。その一部は

白色の軽石となって東麓に降りつもったが、大部分は厚い溶岩流として重なり、偏平な火山体をつくった。溶岩の縁辺部は、黒色ガラス質の黒曜岩となった。同じ時期に更に東方にずれて火口が開き、粘っこい溶岩がしずかに盛り上って比高200mの円錐丘をつくった。現在の小浅間溶岩円頂丘である。その後、主火山体の西部および北部は、断層運動により陥没し失われた。断層崖に露出する厚い溶岩流は仏岩と呼ばれるので、火山体全体が仏岩火山と命名された。

軽石流噴出

今から11,000年前、仏岩火山の火口の位置で再び大きな噴火が2回起こった。仏岩のマグマよりも少しシリカ成分に乏しいデイサイト質のマグマが大量に噴出し、そのすべてが軽石や火山灰として噴き上げられた。空高く昇ったものは、関東平野北部一帯に降りつもった。当時栄えていた無土器文化の人々の住居もこの軽石に覆われた。残りの軽石は、軽石流となって主に南と北の麓に高速で流下し裾野をひろく覆った。当時茂っていた大木が、高温の軽石流に埋められて蒸し焼きになり巨大な木炭として残っている。

前掛火山

その後の休止期をへだてて、同じ火口から再び噴火活動が始まった。マグマの性質も4度変わり、再び輝石安山岩質マグマが噴き出した。およそ5,000年前のことである。その後大噴火を10回くりかえし、円錐形の成層火山として成長していった。前掛火山と呼ぶ。前掛火山最後の噴火は1783年（天明3年）に起き、その1つ前の大噴火は1281年（弘安4年）に起こったことが知られている。この2大噴火で前掛火山はかなり成長した。もちろん現在でも数年に1回位の割合で前掛山は噴火をくりかえしているが、これらはあまり大きな規模の噴火ではない。

浅間山の現在の活動

活動期に入ると、現在の山頂火口（お釜という）の底に赤熱した溶岩のたまりが出現する。直径100mに近い円形のたかまりをつくり、中心部に穴があいて、そこから高温高压の火山ガスが勢いよく噴出する。おそらくガスの量と勢いあまりにも強くなると、大音響と共に多量の岩塊や火山弾を投出するようになるのであろう。ブルカノ式噴火と呼ばれ、黒褐色の噴煙を大量に噴き上げる。火山弾は大きなものでは直径10m以上もあり、火口から4 kmもはなれた火山観測所の付近に直径50 cmの岩塊が落下したこ

ともあった。このため、火山観測所の屋根は特別厚いコンクリートでできている。

噴火の状況を研究するため、浅間火山全山に数十個の地震計が埋められている。そこから地下ケーブルが観測所までつながり、火山の山体内で起こる微小地震を正確にキャッチする。ふつうブルカノ式噴火の起こる数日前から地震がひんぱんに起こりはじめる。火口直下にガスの圧力が集中して高まるためであろう。また浅間火山は、内部のマグマやガスの圧力の増減に応じてわずかではあるが膨らんだり縮んだりしている。これを調べるため傾斜計を設置し、精密な水準測量をくりかえし行なっている。活動期の火口からは噴煙が勢いよくたちのぼる。その中に含まれている亜硫酸ガスの量は毎日1,000トンもの量に達する。火山ガスの大部分は水蒸気だから、火口から噴き出す水蒸気の量は、莫大な量になることがわかる。

歴史時代の大噴火 天明3年と弘安4年

記録されている過去2回の大噴火は、今からそれぞれ200年と700年前に起こったが、両方とも同じような経緯をたどった。噴火の初期は、大量の軽石や火山灰が空高く噴きあげられた。軽井沢の宿は真闇になり、人々は逃げ出した。江戸でも、日中灯火をつけるほどであった。爆発の轟音は絶え間なくつづき、黒い噴煙中で電光が閃めき、降りつもる火山灰で雪景色のようになった。噴火は末期になってますますはげしくなり、火砕流が発生した。これは高温の軽石や火山灰の混合物が高速度で山腹を流下するもので、天明の噴火の際は、鎌原村をはじめ4カ村が火砕流によって破壊され、吾妻川に流入しせき止めたため、洪水が起こった。死者総数1,200人。死体は利根川を流れて江戸まで漂着したという。火砕流発生直後に火口から大量の溶岩が流れ出して北側の斜面へ広がった。天明噴火の溶岩流は鬼押出と呼ばれ、荒々しい表面はいまでも新鮮である。弘安噴火の溶岩流は更に大きく、上の舞台・下の舞台をつくった。天明噴火の噴出物の総量は約10億トン、弘安噴火は更に大規模で約30億トンを噴出した。現在の東前掛山から前掛山を通る外側火口縁（東西1.1 km、南北0.9 km）は弘安噴火によって生じた大火口で、その後中央火口丘として釜山が生まれ、天明噴火後さらに成長して現在に至っている。

駒ヶ岳

勝井義雄 = 北海道大学理学部教授

北海道渡島半島の噴火湾に面してそびえる駒ヶ岳は、1640年いらい多数の噴火記録がある。とくに1929年6月の噴火では多量の軽石が噴出し、その一部は軽石流となって流下し、その噴火現象は世界的な注目をあつめた。駒ヶ岳では、火山噴出物の層序・分布などの研究や古文書の検討により、このような激しい爆発的噴火が過去数千年にわたって何回もくりかえされてきたことが明らかにされている。以下、駒ヶ岳の成り立ちと歴史時代のおもな噴火の概況を紹介する。駒ヶ岳の発達史

駒ヶ岳の西方および南方には、新第三紀の堆積岩・火山噴出物からなる丘陵性山地が連なり、海岸段丘も発達している。駒ヶ岳はこれらを基盤として、第四紀更新世末期に活動を開始している。駒ヶ岳の発達史は表1のように、成層火山がつくられた「発育時代」、爆発的な活動による「破壊的時代」、および過去3世紀にわたる「歴史時代」の3つの時代にわけられる。

はじめ発育時代では、輝石安山岩の溶岩および砕屑物が噴出し、基底直径約17kmの円錐形の成層火山がつくられた。当時の山頂は現在(1,133m)よりも200mばかり高かったと想像される。また南および北斜面には、数コの小寄生火山が生じている。その後1万年前ごろから、駒ヶ岳は激しい爆発で山体を崩壊したり、多量の軽石を噴出する活動で特徴づけられる破壊的時代にはいる。まずはじめに、強い水蒸気爆発がおこり、山頂部が破壊されて馬蹄形火口と押出沢爆裂火口が開かれた。このときの崩壊物は山麓周辺に流下堆積し、南麓では新第三系の丘陵地との間に堰止湖が生じた。その数千年前から1000~2000年おきに爆発的な軽石噴火がおこり、軽石・火山灰が広範囲に降灰し、軽石流の流出もおこなわれた。このような爆発的な活動は、次項で述べるように1640年以降、歴史時代においてもしばしば発生している。以上の活動の結果として、現在の駒ヶ岳は地質図(図1)にしめすような裁頭円錐形の火山となった。

歴史時代の活動

駒ヶ岳には1640年以降、10数回の活動記録がある。そのうち主要な活動は表1にあげてある。これらの活動は、いずれも破壊的な水蒸気爆発およびブリニー式のはげしい軽石噴火で、しばしば軽石流の流出を伴っている。

1640年(寛永17年)の噴火

およそ千年もの永い休止期のあと、西暦1640年

7月31日、駒ヶ岳は強い水蒸気爆発をおこして山頂部を破壊し、崩壊物は東および南斜面を流下し、東側では噴火湾になだれこんで津波を発生した。古記録には「……山峯焚頹而墮于海木石飛散、海嘯大起……」(日本災異志)とある。この津波は対岸の有珠湾にもおしよせ、その被害は噴火湾沿岸一帯で溺死者700人余、船舶の破壊100隻以上にたった。南側では、大小の流れ山を作って低地に堆積し、現在の大沼・小沼・^{じゅんさいろま}専菜沼などを生じた。ついで新しいマグマによる軽石・火山灰のはげしい噴出が3日間つづき、降灰は松前から津軽地方におよんだ。このときの降下軽石は現在でも山麓一帯に厚さ1~2mも堆積しており、これをKo-d層と呼んでいる。寛永の噴火は以上のように大規模なもので、噴出物の量は崩壊堆積物約0.25km³、降下軽石約1km³と推定されている。

1765年(明和2年)の噴火

この噴火に関する古記録は簡単すぎるが、恐らくこのとき東方に分布するKo-c₂降下軽石と軽石流堆積物が噴出したと考えられている。

1856年(安政3年)の噴火

そのご1784年に小噴火があり、西暦1856年9月25日には再び激しい軽石噴火がおこった。軽石・火山灰は東麓の鹿部村に厚く降灰し、さらに洋上をこえて十勝平野の海岸におよんだ。この降下軽石をKo-c₁層と呼んでいる。一方、軽石流が南麓をおそい、20数人の湯治客の生命をうばった。このような破局的噴火は1日で終わったが、そのご山頂の火口底に小型の溶岩円頂丘が生じた。

1929年(昭和4年)の噴火

1888年から1924年まで数回にわたって小規模な活動があり、1929年6月17日には大規模な噴火がおこった。まず、軽石が南東方向に降り、さらに軽石流が流下して注目された。この降下軽石はKo-a層とよばれ、軽石流を含めるとその総量は約0.5km³と推定されている。この噴火については、詳細な記録が残され、また噴出物の性質・分布、地形変化、地震・地殻変動などの研究が行なわれている。この噴火の推移は、図3に示されている。

6月17日0時30分ごろから鳴動・降灰がはじまり、夜明けになると噴煙柱がみられた。

10時に一大鳴動とともに暗灰褐色の噴煙柱が上昇し、破局的噴火がはじまった。11時すぎ、噴煙柱は高さ13,000mあまりにたった。噴煙

は強い偏西風によって平均時速約60kmではこばれ、南東洋上に降灰をもたらした。

12時30分、軽石流の流出がはじまった。噴煙柱はいぜんとして13,000mの高度を保っていた。15時から19時まで、ひんぱんに軽石流が各方向に流下した(写真1)。軽石流は560という高温の粉体流で、白煙をあげながら秒速数mで溶岩流のように流下し、低い丘をつくって止まった。

23時すぎ、噴火は衰えはじめ、18日0時5分に終わった。そのご数日間、弱い活動があった。以上のように、この大噴火はわずか1日で終わった。駒ヶ岳の軽石流は目撃された火砕流の例として貴重なものであるが、その成因は、プレー型の熱雲とちがいで、むしろスフリエール型のものに似ていた。この軽石流は、発達した噴煙柱のまわりで、下降する軽石・火山灰と新しく放出する軽石・火山灰がまじって流動化し、流下したものと考えられている。噴火直後、火口付近では同心円状に割れ目がはいつて陥没が続いた。あとになって、この陥没はおもに高温の新軽石丘の内部が溶結して圧密したためであることがわかった。1929年の噴火で最も大きな被害をうけたのは、降下軽石の主軸にあたる鹿部村で、全戸数542戸のうち半数以上が全焼・全壊し、残りも半焼・半壊した。山林・耕地・漁場の大部分も破壊された。しかし犠牲者は死者2名・負傷者4名にとどまった。

1942年(昭和17年)の噴火

この年11月16日、駒ヶ岳は爆発によって頂上部に延長1.8kmにおよぶ大きな割れ目を生じた。噴出物の大部分は地表の岩石が放出されたもので、溶結凝灰岩の岩塊が多かった。この割れ目には写真2のように、昭和4年軽石丘の溶結過程がよく示されている。

駒ヶ岳の過去数千年にわたる活動の特徴は、長い休止期ののち、極めて短時間内に多量の軽石を爆発的に噴出することである。一般に噴火は珪酸分にとむマグマほど爆発的である。しかし、駒ヶ岳の軽石は珪酸約60%でそれほど多くはない。ところがこの軽石は多量の石灰質斜長石・輝石・鉄鉱などの斑晶を含んでいて、石基ガラスは著しく珪酸質で珪酸約70%のデイサイトである。恐らく活動の休止期中に、マグマの結晶作用が進んで揮発成分にとむデイサイト質残液が生じ、それが瞬間的に発泡して激しい噴火をおこしたのであろう。

写真1 = 垂直に上昇する噴煙柱と白煙をあげて流下する軽石流。6月17日17時、森町より（根木広記，1930による） 写真2 = 昭和4年輕石丘の断面。この割れ目は1942年に開いたもの。上部はルーズな軽石堆積物、中部は気相変質で白色化し、下部は軽石が押しつぶされ溶結している。

図1 - 駒ヶ岳の地質図

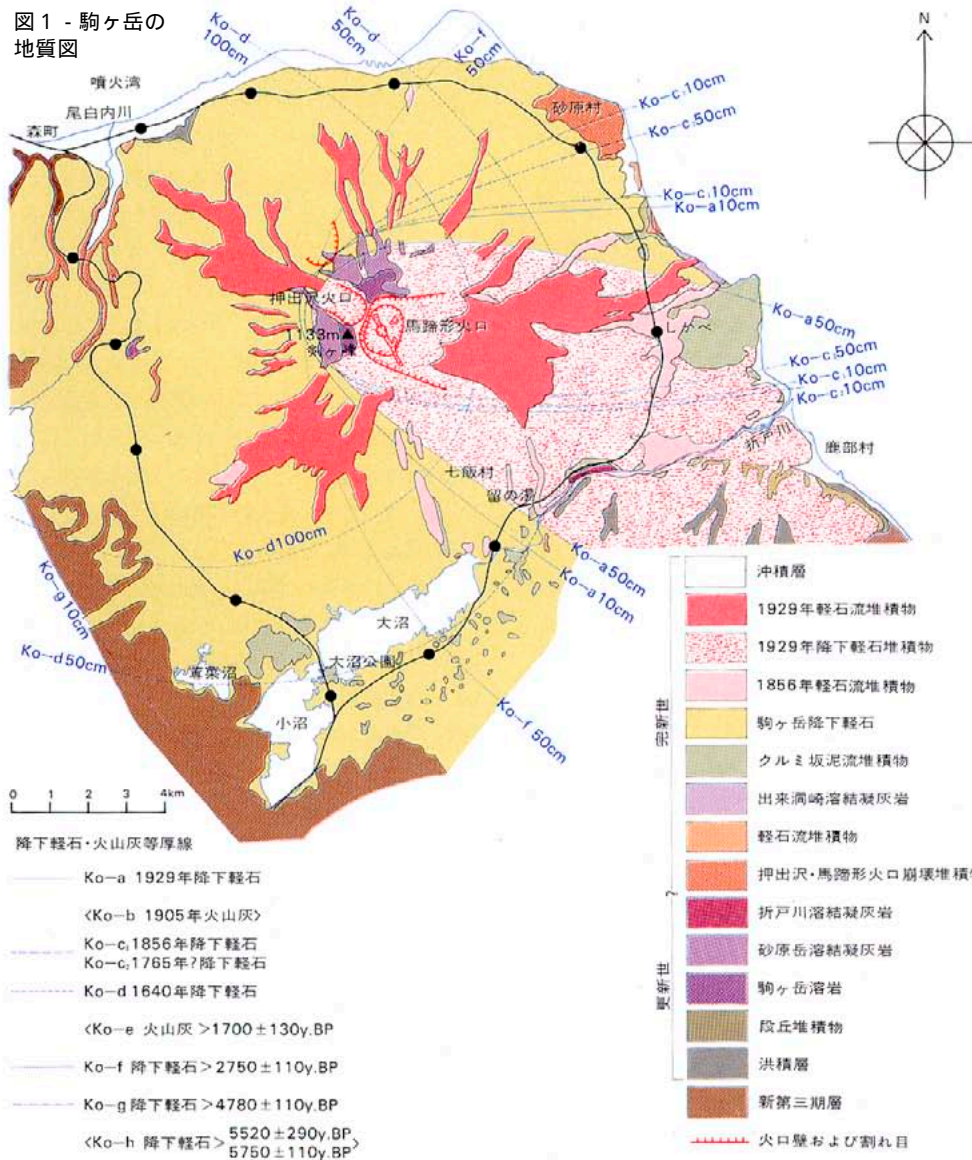


図2 - 駒ヶ岳火山噴出物の露頭と柱状図 <東麓の鹿部駅付近>

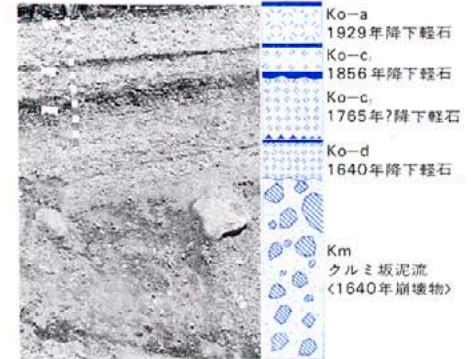


図3 - 1929年6月の噴火の推移

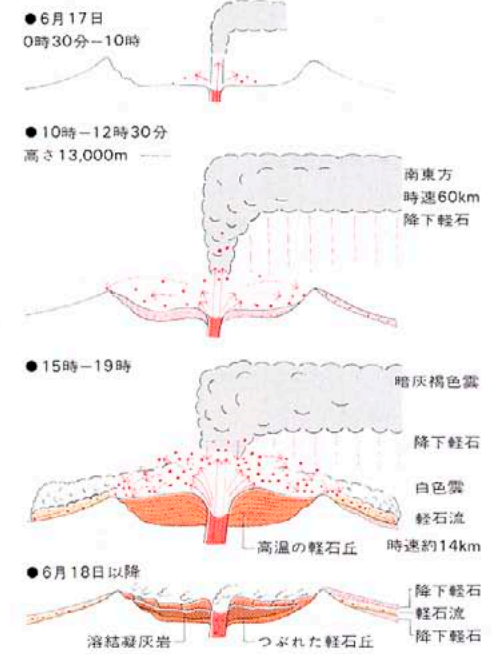
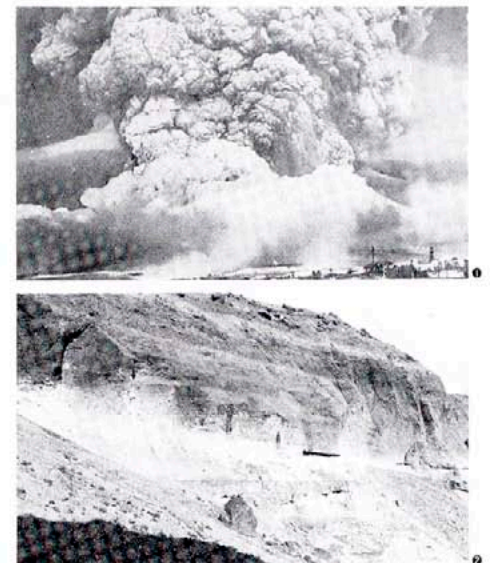


表1 - 駒ヶ岳発達史とおもな噴火記録

<勝井義雄ほか, 1970による>

時代	層序	噴火年代 "C年代Y.B.P.	摘要
更新世	1942年火山灰	1942年<昭和17年>	昭和火口・大裂罅生成
	Ko-a降下軽石・軽石流堆積物	1929年<昭和4年>	大火口・瓢形・蕨形火口生成, 死亡2名
	Ko-b火山灰・泥流堆積物	1905年<明治38年>	明治火口生成
	Ko-c, 降下軽石・軽石流堆積物	1856年<安政3年>	安政火口・小溶岩円頂丘生成, 軽石流により大沼が一時的に堰止, 死亡20数名
	Ko-c, 降下軽石・軽石流堆積物	1765年? <明和2年>	詳細な記録なし
	Ko-d降下軽石堆積物	1640年<寛永17年>	津波で死亡700名余, 出来洞崎形成, 大沼・小沼ほぼ現在の形となる
	鉾治屋川層		
	出来洞崎溶結凝灰岩		
	Ko-e火山灰堆積物	1700±130<GaK-2831>	Ko-d/Ko-e間に尾白内貝塚<続縄時期>
	Ko-f降下軽石・軽石流堆積物	2750±110<GaK-2836>	
縄文時代	Ko-g降下軽石堆積物	4780±110<GaK-3338>	
	Ko-h降下軽石堆積物<軽石流堆積物?>	5520±290<GaK-4200>	
		5750±110<GaK-3334>	
	押出沢および馬蹄形火口崩壊物堆積物		馬蹄形火口と押出沢爆裂火口形成, 古い大沼・小沼・じゅんさい沼などの山麓湖沼群の形成, 松屋崎形成
更新世末期	折戸川溶結凝灰岩		駒ヶ岳成層火山の生長
	砂原岳溶結凝灰岩		
	古期火山灰層		
	駒ヶ岳溶岩		
	基底溶岩 <基底砕片噴出物>		



有珠昭和山

大場与志男 = 山形大学理学部助教授

有珠火山と昭和山

カルデラ湖として有名な洞爺湖の南側にある有珠火山では、1910年（明治43年）と1943～1945年（昭和18～20年）に山麓で噴火があり、明治新山と昭利新山の2つの寄生火山が誕生した。明治新山の場合は、溶岩が地表を隆起させて潜在円頂丘をつくったが、昭和山では溶岩がさらに地表に突出して溶岩円頂丘を形成した。以上のほか有珠火山には、山頂の直径2kmの火口内に大有珠・小有珠およびオガリ山と称する3つの溶岩円頂丘があり、さらに山麓部には、金比羅山・西丸山・東丸山などの潜在円頂丘がある（図1）。

有珠火山は、表1に示すように、歴史時代に幾度か噴火が記録されている。このうち最初の1663年の噴火では総量2.2km³という多量の流紋岩質軽石が噴出し、強い偏西風にはこぼれ、火山から東方へ細長く分布している。白老や登別温泉付近では、この降下軽石が厚さ1mも堆積しており、遠く十勝平町に達している。その後の活動では、粘性の大きいデイサイト質マグマがときどき噴出して上述の溶岩円頂丘や潜在円頂丘をつくり、これに伴ってプレー型熱雲が発生している。1822年の噴火では、山頂火口原内の活動に伴って熱雲が発生し、南麓のアブタコタンという村が全滅している。

さて、以上の歴史時代の活動に先だち、有珠火山では数千年前に玄武岩・苦鉄質安山岩の溶岩とスコリアが噴出して成層火山がつくられた。そして、磐梯山の1888年の活動のように山頂部が崩壊して外輪山を生じた。その後、1663年の活動まで長い休止期があった。この間に、マグマの性質は著しく珪質なものに変化したと考えられる。地下のマグマ溜りの中では、揮発成分（おもに水）は、温度・圧力の低い上部に濃集する傾向がある。したがって長い休止期の間に、上部に揮発成分に富む流紋岩質マグマが生じ、下部は揮発成分に乏しいデイサイト質マグマとなったと思われる。1663年の活動では、マグマ溜りの上部が噴出し、激しく発泡してプリニー式噴火をおこしたもので、その後マグマは揮発成分が乏しくなって急に粘性が増加し、ときどき噴出して多数の溶岩円頂丘や潜在円頂丘をつくったと考えられる。

昭和山の生成

明治新山の活動のあと34年間の休止期ののち、1943年末に有珠火山の地下で火山性地震が頻発

しはじめた。この活動は1945年9月まで続き、昭和山の誕生となった。当時は第2次世界大戦中で、この活動は一般に知らされなかったが、^{もつぱら}壮瞥の郵便局長であった三松正夫氏によって、活動の経緯が克明に記録され、その成果は後年ミマツダイアグラムとして世界に紹介されている（図2）。昭和山の生成史はつぎの3期に分けられる。

先噴火期（1943年12月28日～1944年6月23日）

1943年12月28日、有珠山一帯で強い地震が起り、北麓の洞爺温泉では1日200回近くの有感地震があった。1944年に入ると、やや地震は少なくなったが、震源は次第に東麓のフカバ付近の地下に集中するようになった。また、東麓の柳原付近一帯では地盤の隆起がはじまった。このため近くの胆振線は使用不能となり、再三レールを東側へ移動せざるを得なかった。この頃、道路沿いでは16mも上昇したところがあった。地震は激しさを加え、噴火前日の6月22日には、1日250回も地震が記録されている。

爆発期（1944年6月23日～1944年10月31日）

1944年6月23日午前8時15分頃、フカバ西方の東九万坪の畑地から、ついに噴煙が立ちのぼり、やがて水蒸気爆発が始まった。7月2日から10月末までは、爆発が一段と激しくなり、この間10数回の大爆発が起った。爆発のたびに火山灰は壮瞥町付近に降灰した。なかでも7月2日、3日の爆発は大きく、遠く苦小牧・千歳方面まで降灰をみた。このような爆発で、松本山の南側に環状に配列した7コの火口が生じた。また地盤の隆起もつづき、もとの海拔120～150mの畑地は、海拔250mほどの火山となった。これを屋根山（Roof Mountain）と呼んでいる。これは、潜在円頂丘が形成されたのであって、ここまでの活動は、明治新山の形成とよく似ている。

溶岩円頂丘生成期（1944年11月上旬～1945年9月）

10月30日の爆発のあと、活動は静かになり、11月中旬には屋根山の中央部に三角形の新溶岩が現われはじめた。溶岩はちょうどヨリの根のように分かれて、複雑な動きをしめしながら、全体としてやや西側へ突出するようにして上昇を続けた。溶岩は表面に粘土化した凝灰岩の皮膜をかぶり、洪積層の砂礫層をのせたまま隆起した。その皮膜は、高温（約1000℃）の溶岩に焼かれて赤褐色の天然レンガとなり、上昇に伴う擦痕が無数に刻まれた。一方、屋根山はさらに

膨脹をつづけ、1945年の春ごろからその東部が急に隆起した。溶岩塔は、しばらく噴煙につつまれ、夜間は破れた皮膜の窓から赤熱した溶岩が点々として望まれた。1945年9月、観察をつづけていた三松氏は、溶岩塔の上昇が終ったことを確認した。その直後、溶岩塔の頂部は海拔406.9mと測定された。

昭和山の研究

昭和山の生成期間中、1944年3月から地震観測をおこなった水上武博士は、はじめ2～5kmのやや深い地震が有珠火山の南側で発生し、次第に昭和山の直下に集中するとともに、1km以内の浅い地震が発生したことを明らかにしている。その後は、溶岩の上昇に伴うごく地表近くの小地震が記録された。

昭和山の活動の詳細は、水上博士ほかによって世界の学会に紹介され、また三松氏は「昭和山生成日誌」「昭和山物語」「昭和山」などの著書を残している。

昭和山は、現在なお噴気をつづけており、頂上近くの亀岩噴気孔は、600℃近い高温を保っている。昭和山は、その後も北海道大学理学部、気象庁、地質調査所などによって、地質・地温・地磁気・重力・地震・地殻変動・火山ガスなどの研究がすすめられている。これらの成果のなかで注目すべきことは、昭和山の生成機溝と、図3に示すような地下構造が明らかになったことであろう。

昭和山の溶岩円頂丘は、岩石の性質や噴出機構の上で、西インド諸島のプレー火山の1902～1903年の活動で生じた火山岩尖によく似ている。これは溶岩円頂丘の一部が比高340mも鋭の歯状に突出したものである。このような極めて粘性の高いマグマの活動では、しばしばプレーのように破壊的な熱雲が発生する。プレー火山では、このため28,000人が犠牲となっている。

有珠山1977の噴火

昭和山の生成後32年目に当たる1977年の8月7日午前9時12分、有珠山は、山頂火口原からデイサイトの軽石・火山灰を噴出しはじめた。噴火は8月14日まで断続したが、その後強い地震を伴いながら火口原の隆起が続いている。おそらく粘性の高いマグマが上昇しているであろう。10月末には、火口原の隆起は100mほどに達した。今回の活動でも、昭和山のような円頂丘溶岩が出現するだろうか。観測陣は慎重にその動きを監視しつづけている。

図1中の地名

- 1 = 大有珠 2 = 小有珠 3 = 明治新山 4 = 昭和新山 5 = 西丸山 6 = 金毘羅山 7 = 西山 8 = 東丸山 9 = ドンコロ山 10 = 松本山

写真1 = 爆発期の昭和新山, 1944年8月. 有珠山山顶より. 三松正夫氏撮影 写真2 = 隆起した屋根山東部と壊滅したフカバ部落, 1945年4月. 三松正夫氏撮影 写真3 = 東方からみた昭和新山の屋根山と溶岩円頂丘. 左手の国道・鉄道はともに昭和新山の生成による移設されたため曲っている (小西六写真工業提供)

図1 - 有珠山の地質図

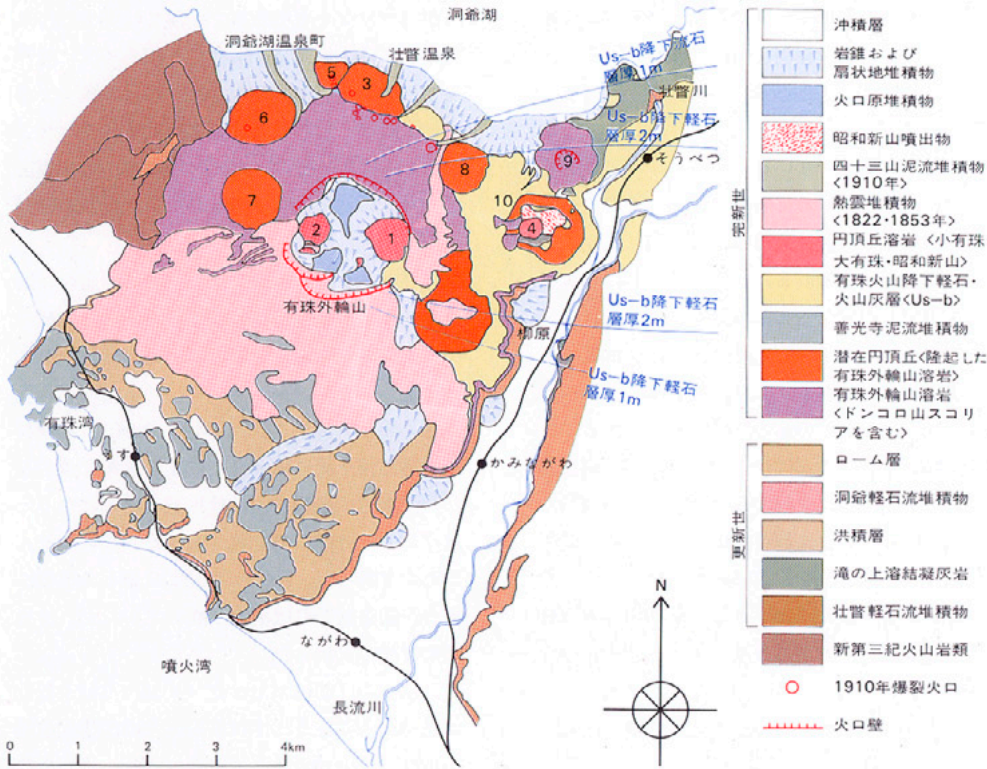


図2 - ミマツダイヤグラム

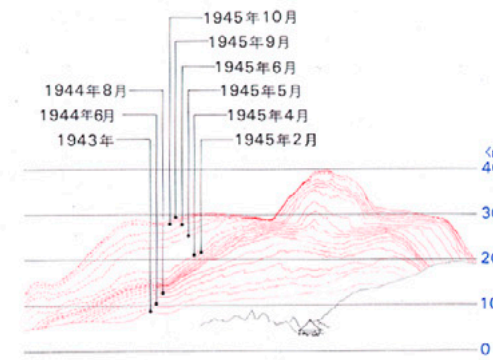


図3 - 昭和新山の断面

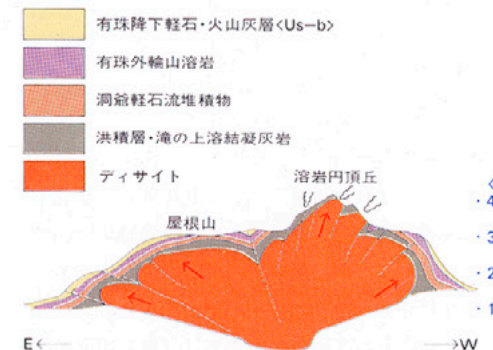
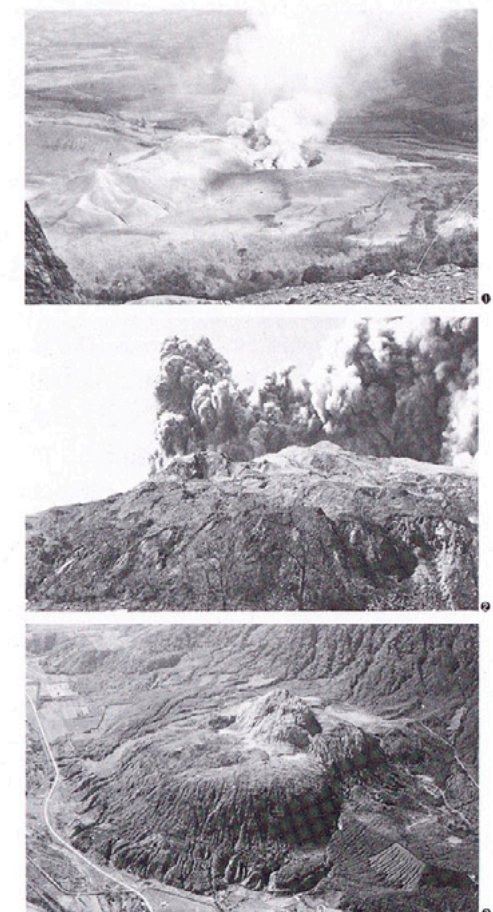


表1 - 有珠火山の形成史

時代	地質層序および火山噴出物	火山活動の年代, その他	噴火状況
更新世	外輪山形成期 カンラン石玄武岩 ローム層・礫層	有珠外輪山形成	
	洞爺カルデラ噴出物(軽石流堆積物)	洞爺カルデラ形成(最上部炭化木の年代) 13,400 ± 250y. B.P. <GaK-521> 16,400 ± 300y. B.P. <GaK-868>	
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
完新世	有珠火山		
	休止期	580 ± 80y. B.P. <GaK-2604> 若生具塚 2,860 ± 95y. B.P. <GaK-4199>	
	外輪山形成期 カンラン石玄武岩 ローム層・礫層	有珠外輪山形成	
	洞爺カルデラ噴出物(軽石流堆積物)	洞爺カルデラ形成(最上部炭化木の年代) 13,400 ± 250y. B.P. <GaK-521> 16,400 ± 300y. B.P. <GaK-868>	
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		
	洞爺湖温泉町 壮管温泉		



磐梯山

中村洋一 = 東北大学理学部岩鉱教室

磐梯山は、東北日本に位置する典型的な第四紀の成層火山であって、1888年に大規模な水蒸気爆発型の噴火をしたことでよく知られている。この噴火では、多量の火山砕屑物が一瞬のうちに流下して北麓の山村を襲ったため大きな被害を与えた。山体は北半部が失われ、北麓では砕屑物によるせき止めにより、桧原湖などの湖沼が形成された。現在では火山活動も静穏で、この地域は優美な自然景観をもつ東北地方有数の観光地となっている。ここでは磐梯火山の成り立ちと1888年の噴火のあらましを紹介する。

磐梯火山

磐梯火山は東日本火山帯のほぼフロント上にあり、北に吾妻火山群、東に安達太良火山を配し、西で猫魔火山と隣接する。また南には猪苗代湖の湖面が広がる。磐梯火山の山体は、比較的単純な単一成層火山で、裾野をひく南面の優美な山容は猪苗代湖湖畔からよく見られる。現在の山頂部は、沼ノ平旧火口を囲み、赤埴山(1,427m)、大磐梯山(1,819m)、櫛ヶ峰(1,686m)の諸峰からなる。1888年の噴火で失われた小磐梯山は、かつては大磐梯山とほぼ同じ標高を有していた。裏磐梯の五色沼付近から山容を観察すると、噴火で失われた様子がよくわかる。

磐梯火山付近の地質

磐梯火山付近の地域は会津構造盆地の北東縁にあたり、この北東縁は棚倉破砕帯の延長部に相当している。この地域には中新世から鮮新世の砂質・泥質の堆積岩類が広く分布し、凝灰質の部分も介在させることも多い。西部では、これらの上部に石英安山岩質の溶結凝灰岩が分布するところもある。東部では、川桁断層(棚倉破砕帯延長部)によって境されて、先第三紀の花こう岩類・雲母片岩類が分布する。これらが磐梯火山の基盤を構成していると推定される。猪苗代湖の成因や形成時期と磐梯火山との関係はよくわかっていない(図1)。

磐梯火山の形成史

磐梯火山の活動開始の時期は、西に隣接する猫魔火山の活動がほとんど終息した後である。約3万年前頃には、磐梯火山は既に活動をしていたと推定される。形成史の概略は、活動様式の違いから大別して第一期と第二期に区分される(図1)。第一期では、多量の火山砕屑物(火山灰・礫・岩塊)を降下物や火砕流として噴出し、少量の溶岩流がこれに伴っている。第二期では、溶岩流の噴出がおもで、火砕物がこれに

伴っている。活動はいずれも沼ノ平火口付近を中心とし、小磐梯山、櫛ヶ峰、大磐梯山、赤埴山が形成された。総噴出量は約30km³で、このうちの約²/₃は第一期活動による。

構成岩石

磐梯火山を構成している岩石は、すべて安山岩である。斑晶鉱物は、斜長石、シソ輝石、普通輝石、磁鉄鉱であり、含量はこの順に減少することが普通である。まれにカンラン石、融食石英、角閃石を含むことがある。石基の構成鉱物は、斜長石、シソ輝石、普通輝石、磁鉄鉱、シリカ鉱物などである。石基の含有量は、60~70%(モド組成比)のものがほとんどである。外来捕獲岩を含むことはほとんどないが、同源捕獲岩を含むことはまれでない。これらの岩石の化学組成は、おおむねSiO₂=58~62%の範囲である。FMA(FeO+0.9Fe₂O₃, MgO, Na₂O+K₂O)三角図に点示すると、第四紀の東北日本に最も多く分布するカルクアルカリ岩系の岩石であることがわかる。他の酸化物の含量も、カルクアルカリ岩系安山岩のもつ特徴と調和的である。

有史活動

磐梯火山の有史活動のうち、記録に残っているもので確からしいものは、806年頃と1888年の2回の活動である。これらはともに、水蒸気爆発型の噴火活動である。有史時代を通じて、沼ノ平火口付近での噴気活動はかなり活発であった。現在も噴気活動は小規模ながら続いている。1888年の噴火活動を除くおもな活動記録は、以下の通りである。

806年(大同元年)頃

古記録によると「この火山が噴火し、十里四方に礦黄を生じ、蒸発して人々に害を与えた」とある。(会津土荳考)

1719年(享保4年)頃

「会津山嶺上見焦烟、湛湖水碧鱗疊紋、山下有毒石、触之者及死、土人日之殺人石、蓋殺生石之属乎。」(奥羽観蹟聞老志)

1787年(天明7年)頃

「陸奥国猪苗代という所に湖水あり、景色甚だ面白し、東に父山あり磐大山と名付く、高峰の嶺より炎火立ち昇る事烈々として其煙雲と等しく天を焦す勢なり」(東国旅行談)

1888年(明治21年)の噴火

噴火の一週間前頃から、あまり顕著ではなかったが、鳴動や遠雷音の前兆が続いていた。噴火

当日の7月15日の朝は快晴で、午前7時頃に山頂からゴウゴウと鳴る音が山麓では聞えた。7時半過ぎに強い地震があり、しばらく後に激烈な上下動の強い地震が起きた。これが続くままに、7時45分頃に最初の噴火が始まった(表1参照)。噴火が起ったのは、小磐梯山の山頂部であり、以前から噴気の続いていた地点の付近であった。

黒煙柱は約1,300mまで立ち昇り、百雷の一時に落ちるかのようであったという。「引キ続イテ十五遍力二十遍ホド鳴り其度毎二烟八最初ノモノト殆ンド同ジ高さニ登り、一番終リノ一発八北二向ケテ抜ケタリ。」(関谷, 1890)。噴煙柱は次第にカサ状に拡がり、約1,500mに達した後に東方に流れた。山麓地域は暗黒になり、逃げる人々は落石や熱灰を被った。灰粒の混った温雨も降った。約30~40分間は激しく鳴動が続き、約2時間位は活動が続いていたが、夕方頃には静穏に戻った。

噴出物からは明らかなマグマ起源の高温本質物は見つかってなく、すべてかつての山体構成物からなる火山砕屑物と推定される。これらは、降下物、放出物、流下物である。降下火山灰は、東南東の地域に扇形に広く分布し、層厚は山麓では0.3m、太平洋岸ではうっすらと積る位であった。放出物は火口から直接に周辺山麓に飛んでくる岩塊や火山礫である。最も大きな被害を与えたのは、北麓を襲った多量の砕屑物の流下現象であった。これは噴火活動中に、「北二向ケテ抜ケタ」際に発生したもので、流動平均速度は約80km/hと推定されている。分布面積3.5km²、総体積1.5km³である。小磐梯山山体の北半部が失われ、U字形の凹地形(爆烈火口)が形成された(図2・図3・図4)。5村11部落が襲われ、雄子沢・細野は全滅であった。被害は死者461名、被災戸数563戸にのぼった。この砕屑物流動現象の特徴は、主流部分が低温乾燥状態で高速移動したことであり、これはいわゆる火山泥流とは異なる。末端部では河川水と混じり泥流に移化している。北麓地域では、堆積物でせき止められた深谷が次第に水をたくわえたために、桧原湖、小野川湖、秋元湖、五色沼などの多数の湖沼が形成された。噴火の際の総エネルギーは約10²³エルグ、爆発の圧力は約60気圧と推定され、その規模は世界の有史噴火のなかでも有数のものである。

図1中の地名

- 1 = 磐梯山 2 = 櫛ヶ峰 3 = 赤埴山 4 = 丸山
- 5 = 猫魔ヶ岳

図1 - 磐梯火山地質図

<中村, 1974にもとづく>

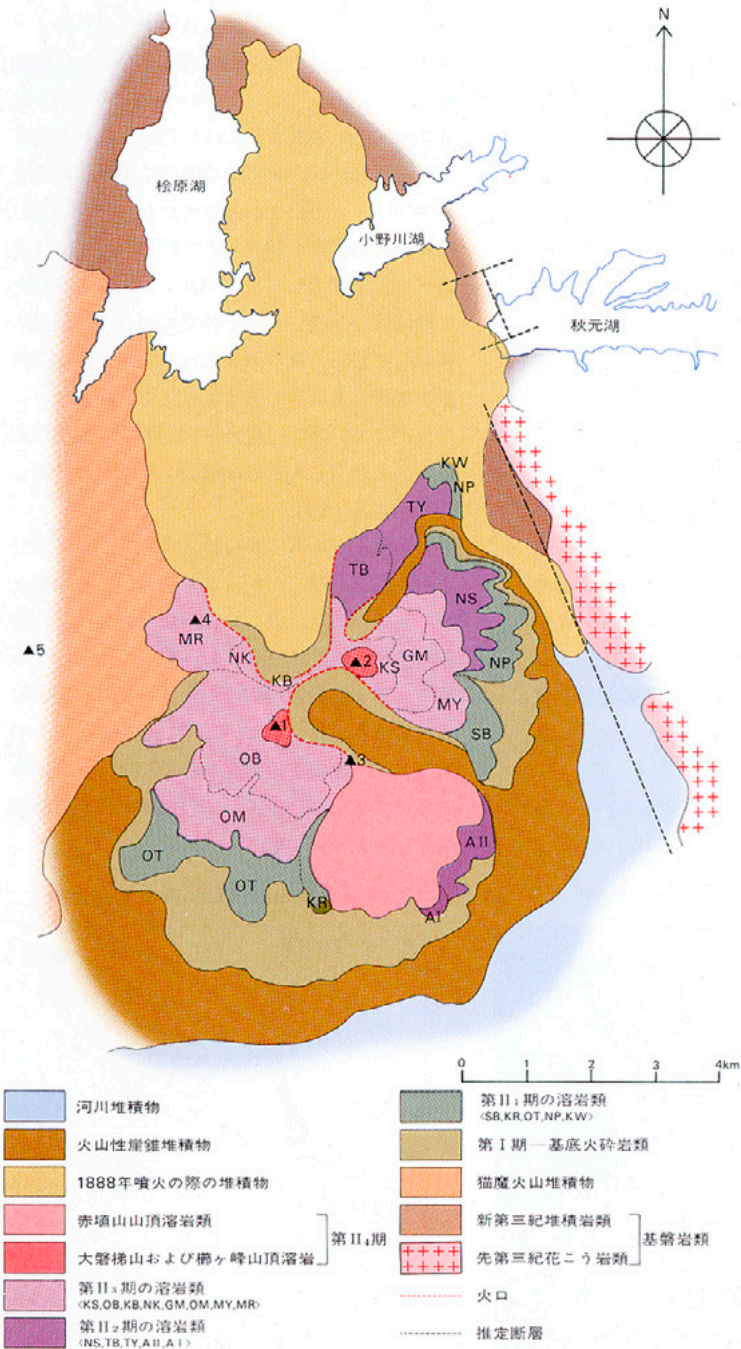


図4 - 磐梯火山1888年噴火の際の流下物分布図

<中村, 1974にもとづく>

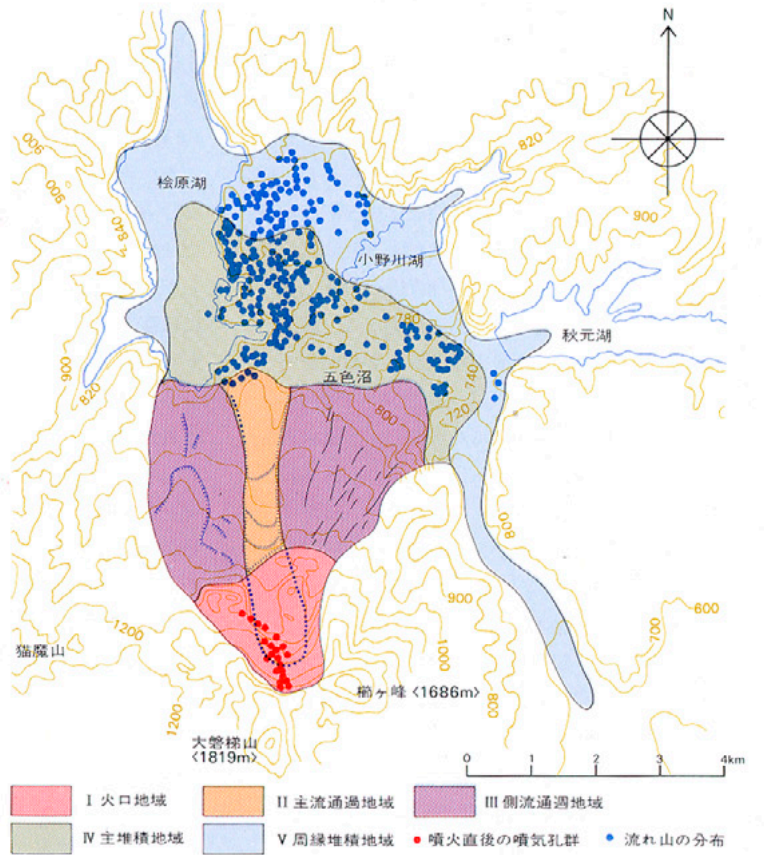


表1 - 磐梯火山の1888年噴火の経過

月日	時刻	事件	記事
7月8日		鳴動・遠雷音がある	
7月9日		鳴動・遠雷音がある	
7月10日		鳴動・遠雷音がある	
7月13日	15-16時	鳴動が数回ある	
7月14日	8時	鳴動がある	
7月15日	7時	遠雷音軽中震がある	
	7時30分	中震がある	地震は立て揺れが強い
		強震が続く	
	7時45分	最初の噴火がおこる	噴煙柱は約1500mに上昇する
		15-20回続く	山麓には火山灰・岩塊が降る
		最後の1回は北向き水平に抜ける	多量の砕屑物が流下して、北麓を一掃にして襲う
		激しい鳴動が30-40分間続く	灰粒まじりの温い雨が降る
			噴煙はカサ状に拡がり約5000mに上昇後、東方に流れる
	10時頃	おもな活動は2-3時間で止む	太平洋岸で10時頃降灰がある
	16時頃	静穏にもどる	

図2 - 噴火前の磐梯山

<開谷・菊池, 1890の原図にもとづく>



北麓から見た小磐梯山の山容が復元されている。破線が現在の状態を示す

図3 - 噴火直後の磐梯山

<開谷, 1890, 原図>



噴気孔が火口内に列状に分布している。山麓には多数の流れ山が分布している

西之島新島

小坂丈予 = 東京工業大学工学部教授

はじめに

1973年4月半ば、東京の南方洋上930kmの小笠原諸島西之島(北緯27°14.6'東経140°52.6')の東方約500mの海中から突如海底火山活動が始まった。この噴火はそれから急速に発展し、同年9月には海面上に火山島として姿を現わし、翌年6月には恒久的な新島を残して表面活動を停止した。その後は温度も急速に低下し、誕生した新島は海蝕作用により一部はげづられて今日に至っている。今回の一連の活動では、海上保安庁をはじめ多くの研究機関から多数の研究者がその調査研究に従事し、本土からは僻遠の地にある島での出来事にもかかわらず、噴火当初よりかなり詳細な観測・調査がくりかえされたことは極めて意義深いものと考えられる。また近年は、この島の南方の福岡之場(北緯24°16.8', 東経141°54.3')や、さらにその南東方の日吉沖之場(北緯23°30.4', 東経141°54.3')、そのまた南東の福神岡之場(北緯21°56', 東経143°28')などでも頻々として海底火山の活動が報じられている。(図1参照)

活動経過

われわれがこの活動を最初に知ったのは1973年5月30日、焼津港所属の漁船第2えびす丸によ

ってその海面の変色海水の存在が発見、通報された時である。翌31日直ちに現場に急行した海上保安庁のYS-11型海難捜索機により発見された変色域は、さほど濃厚なものではなく、この時点では海底火山活動もそれほど活発とは思えない程度のものであった(写真<注>・図2)。後に入手した情報によれば、この海底活動はすでに4月12日には開始していたことが判明した。その後活動は急速に活発化し、6月下旬には海面上に岩礁が見えがくれし、時には白煙が立ち昇ったりしたが、筆者らの7月5日の調査時には新噴火孔は海面直下にあるものと推定された(写真)。9月に入ると活動はさらに激化し、9月11日には海上自衛隊機により新島の発見が報じられ、14日保安庁機による筆者らの観測でも直径150m、高さ40mの円錐形の岩滓丘頂部が海面上に出現し新島を形成しているのが確認された。その火孔からは5~10秒おきに爆発が繰り返えされ、黒煙と火山弾が約300mの高さにまで放出され、火山灰を含んだ水蒸気の白煙が高さ約3,000mに達していた(写真)。

この頃の報道関係の写真を総合すると、この最初の火孔は間もなく閉塞し、噴火中心は次第に

西南西に移動し、次に我々が船で現地を調査した10月9日には、最初の新島出現点より第2~第3の新島を経て約450m西方の海中から海底爆発が行なわれていた。この時は、10~15分おきに約500mの高さの水柱の発射が繰り返えされ、深さの関係か時にその直前に半球状のウォータードームの出現が認められた(写真)。噴火はこの位置で10月末まで続き、最後には北方へ溶岩を流出して現在の第1火孔丘を残した。この位置を西端とし、その噴火中心は再び東に移動しはじめ、次の第2火孔は翌年3月まで活動を継続して新島の第2火孔丘を形成した。この年の12月21日には海上保安庁がこの島を西之島新島と命名し、その面積181,000m²と発表した(写真・図2)。

翌1974年1~2月は専ら第2火孔での噴火活動と溶岩流出が続いたが、3月初めからその東北方に第3,第4,第5火孔が新たに開孔し、噴石、溶岩流出をくりかえし、5月にはそのうち第3,第4火孔の周辺から大量の溶岩を流出してその活動を休止した(写真)。その時期は、その前後の情報から1975年5月末か6月始めと推定される。以上の地形と表面積の変化を図3,4に示す。

表1 - 西之島噴火活動の概略

年月日	事項	発見・通報者		
1973年	4月12日	西之島付近変色海域の写真撮影	気象庁	
	5月30日	西之島付近海中噴火最初の通報	第2えびす丸	
	5月31日	変色海域確認	海上保安庁	
	9月11日	海面上に新島出現	海上自衛隊	
	10月9日	噴火位置西に移動 新島3つに増加	第35勇漁丸	
	10月30日	西端の第3新島火孔から北へ溶岩流 第1,第2新島は消滅	朝日新聞社機	
	11月20日	火孔再び東へ400m移動 第2火孔を作り活動中	気象庁	
	12月21日	第2火孔での噴火続き新島ひと続きになり 総面積18万1,000m ² 西之島新島と命名	海上保安庁機	
	1974年	3月2日	さらに第3,第4火孔が出来,その北に新々島<第5火孔>出現	読売新聞社機
		3月14日	新々島は新島とつながる 第1回上陸	神鷹丸
5月1日		新島の活動最も激烈 溶岩流出と噴石により新島東北部が拡大	海上保安庁機	
6月15日		新島西之島<旧島>と接続 噴火休止	白磯丸	
7月7,8日		第2回上陸 噴火休止中 第3火孔の温度約600°C	第35勇漁丸・東海大丸II世・望星丸	
8月3日		新島総面積23万8,000m ²	海上保安庁機	
10月5日		新島南岸の海蝕が進行	朝日新聞社機	
1975年		5月27日	前年10月から海蝕さほど進行せず	海上保安庁機
	7月25日	第3火孔に熱・湾中央に泡・水温33°C	小笠原水産センター	
	8月13日	新島は静穏 変色域は湾内よりも北西部が濃厚	海上保安庁機	
	8月25日	第3回上陸・設標・諸測定 温度最高約200°C,旧島北端に砂洲	巡視船「みうら」 文部省総合研究班	
11月13日	写真測量 南海岸若干変化 変色域あり	海上保安庁		
1976年	8月25日	第4回上陸・観測・測定	東工大 南海丸	
1977年	7月19日	第5回上陸・観測,火孔温度全く下る 温泉・変色水わづか残る	東工大 南海丸	

図1 - 南方諸島図

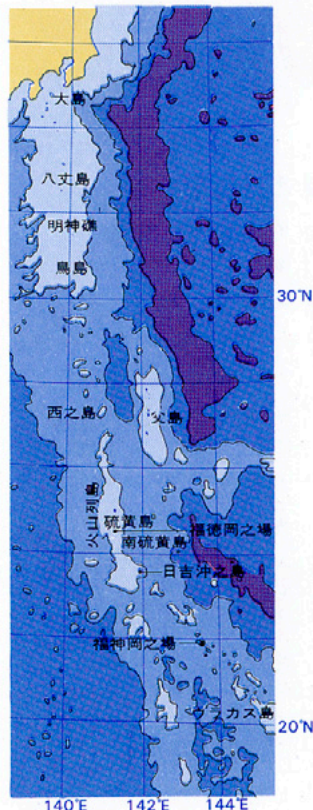


図2 - 西之島海底活動に伴う変色海域

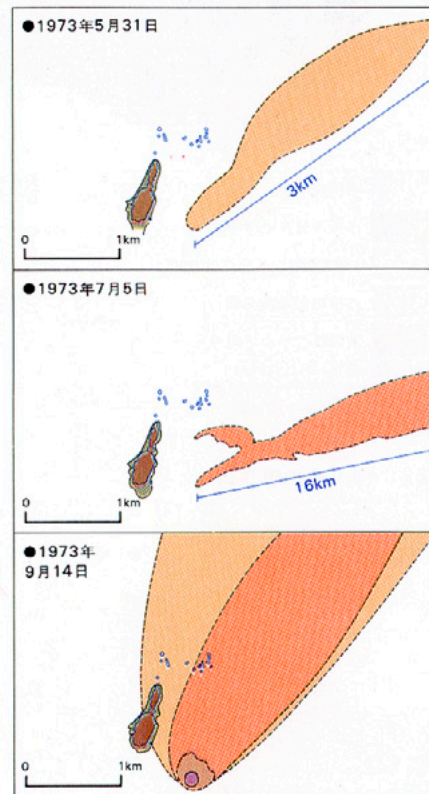
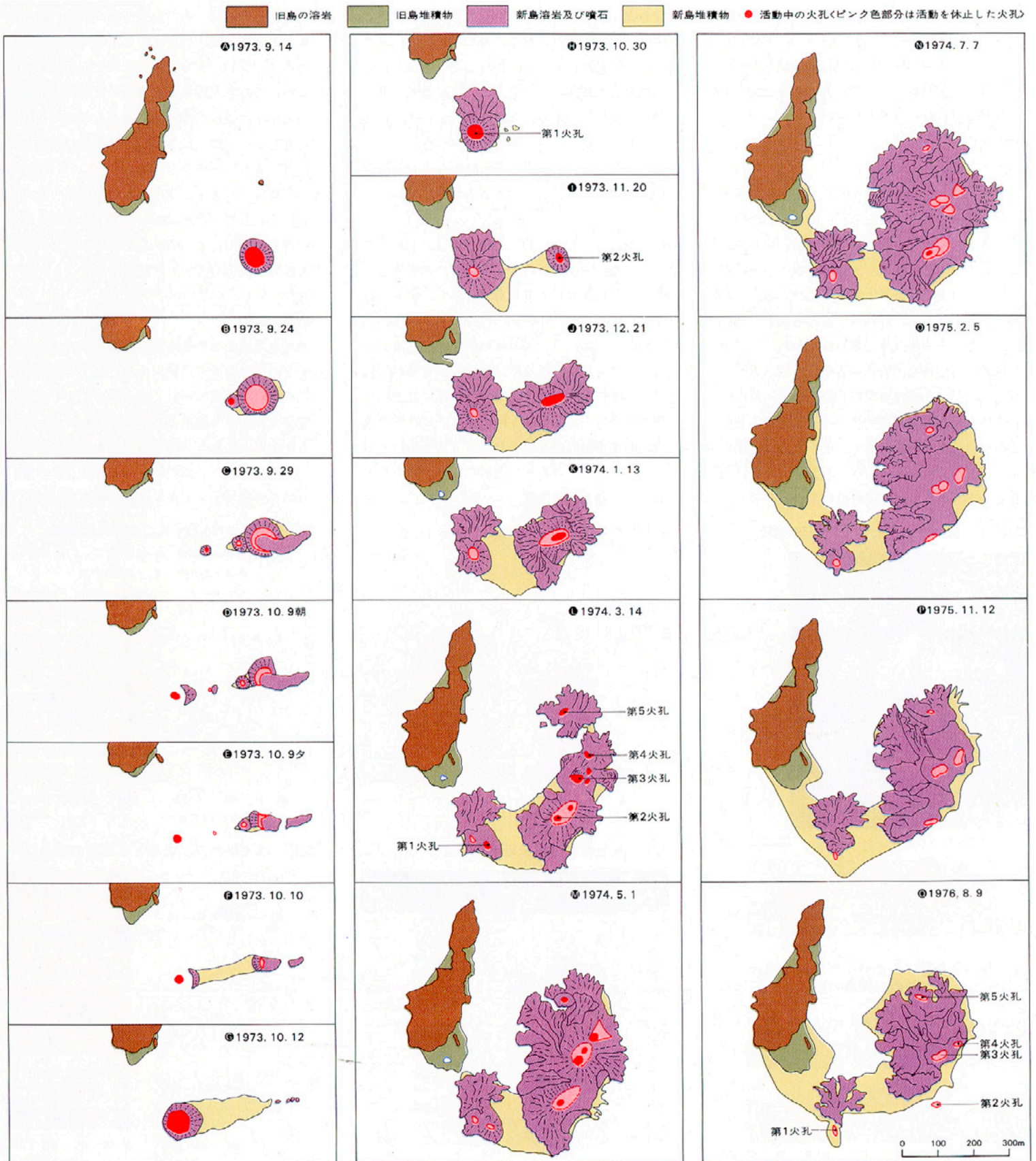


図3 - 西之島新島の噴火による地形変遷



噴火休止後は、早速海蝕による崩落が始まり、1975～1976年度の調査で図3、図4に示すような著しい島面積の縮小が見られたが、その海蝕は、噴石丘や火山灰層など比較的崩壊しやすい部分が先行したもので、その後の縮小は著しくは進展していない(写真)。

噴出物

海底火山活動の噴出物としては、前述の噴石と溶岩のほか、活動時に発生する変色海水の原因となる懸濁物質などがあるが、特にその活動状況や爆発力を推定出来る溶岩・噴出岩片の採取は、海底火山の特殊性もあって、我々が本活動で最初の噴出岩片を手に入れたのは、活動開始後11カ月を経過した1974年3月の最初の上陸時であった。その後上陸を重ねるにつれて、活動各時期、各態の噴出岩石を入手、鏡検と分析を行なったが、いずれも輝輝石安山岩で、その化学成分は分析誤差範囲内で一様な成分を示した。その分析結果を表2に示す。その成分は、図5に示すようにNa₂O、K₂Oの著しく少ない特徴をもつ伊豆諸島の岩石よりは若干それが多く、

この地域ではNa₂O、K₂Oの多い硫黄島のものよりは少ない値を示した。なお今回の噴火ではSiO₂ 58%の安山岩で、しかも海底火山活動であるにもかかわらず、比較的その活動が穏やかであった原因の一つは、この噴出岩が、図6のように他の活動中の火山に較べてFe₂O₃、FeO、Na₂O、など粘性を下げる成分がやや多く、Al₂O₃、K₂Oなどその存在により粘性を上げる成分がやや少なかったことによるのではないかと考える。

この間に噴出した溶岩、火山岩片は、これまでの陸上地形の変化と1975年8月と1976年8月に測定した海底地形の変化を総合して、従前の海図と比較し、約4,500万トンと推定した(図7)。この値は、1950年～1951年の伊豆大島三原山の噴火での7,000万トンや、1962年三宅島の活動での3,000万トンとほぼ匹敵し、1970年秋田駒ヶ岳の200万トンよりは1桁大きく、1788年の浅間山の鬼押し出しの1億5,000万トンや1911年の桜島の20億トンに較べれば著しく小さい中程度の噴火活動といえよう。

海底火山の活動時において、その噴出孔が海面下にある時には、その海面が白、黄緑、黄、黄褐、茶褐、赤褐色に変色する現象がしばしば認められるが、今回の噴火でその実態が始めて明らかになった。即ちその変色の原因は、非常にこまかい沈殿粒子の懸濁によるものであり、変色海水から分離したこれらの懸濁物の化学分析値は、表3に示すようにSiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃が主成分で、表4の変色海水の分析値をみてもわかるように、これは海中に放出された火山発散物中に多く含まれているそれら3成分が海水と接触し反応して生じた沈殿であることが判明した。

熱的測定

西之島の活動中の各時期に、種々の方法を用いてその温度の測定が試みられたが、海底火山活動の特別な危険性から、噴火中は主として最近開発された赤外線によるリモートセンシングの方法が用いられた。即ち1974年1月15日と1975年4月17日並びに1977年2月25日には航空機からの赤外線ラインスキャナー(線走査計)によ

図7・A - 旧海図にもとづく海底地形図

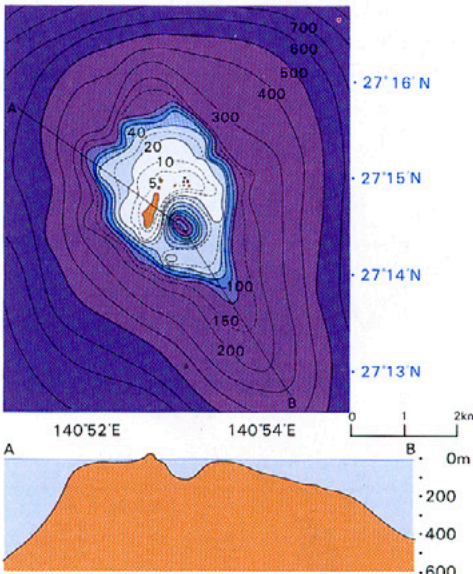


図7・B - 旧海図にもとづいた海底地形図上に投影した現在の新旧両島の断面

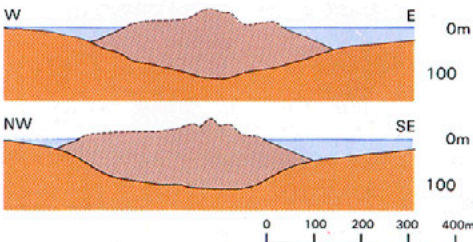


図4 - 西之島新島の面積変化図

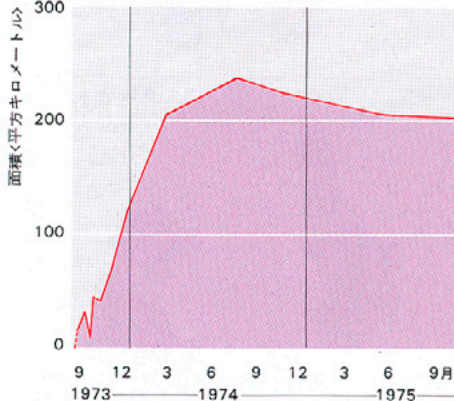


表2 - 西之島新島噴出岩の化学成分 <単位=%>

	第1火孔 噴石丘	第2火孔 溶岩流	第2火孔 噴出物 <砂礫>	第2火孔 火山灰	第3火孔 火山礫 <浮石>	海底から の溶岩流 1974.5
SiO ₂	58.42	58.50	58.90	58.35	58.63	57.77
Al ₂ O ₃	15.60	15.56	16.04	15.60	15.46	15.76
Fe ₂ O ₃	3.47	2.49	2.28	2.41	2.39	3.17
FeO	6.39	7.40	7.34	7.29	7.39	6.83
MgO	2.76	2.73	2.89	2.75	2.70	2.63
CaO	5.79	5.66	5.94	6.12	5.96	5.70
Na ₂ O	4.18	4.21	4.16	4.20	4.41	4.22
K ₂ O	1.12	1.15	1.16	1.19	1.19	1.36
H ₂ O ⁺	0.52	0.46	0.46	0.55	0.44	0.46
H ₂ O ⁻	0.19	0.04	0.09	0.09	0.06	0.19
TiO ₂	1.08	1.13	0.85	0.99	1.16	0.94
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.27	0.28	0.26	0.28
MnO	0.23	0.21	0.21	0.21	0.22	0.21
合計	99.96	99.77	100.59	100.03	100.27	99.52

* 水洗処理

図5 - SiO₂とNa₂O + K₂Oの変化関係図

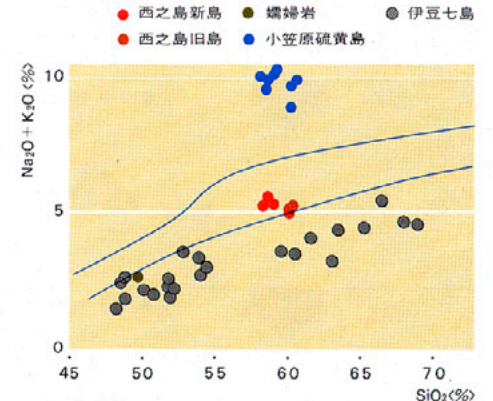
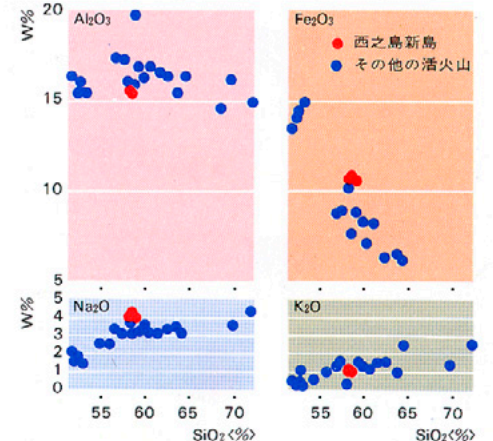


図6 - 噴出岩のSiO₂成分と各成分の変化



り、また1974年3月12～14日と1975年8月21～25日には新島沖の調査船上から赤外線サーマルカメラにより、島の表面温度、周囲の海面温度などが測定された。このうち筆者と久保寺、田中らと共に行なった1975年1月と横山泉らと行なった1975年4月の2つの航空熱測定の結果を図8に温度階で示した。それによると、1974年には新島でも特に溶岩流出中の第2火孔は最も高温であり、3ヵ月前の1973年10月流出した第1火孔北側溶岩流が依然としてかなり高温であることが判明したが、この時点では同島東側の周辺海面に広い高温の部分が認められたが、これは後に大量の溶岩を流出して陸地になった領域とほぼ一致しており、この点では、本法が同火山の活動の予測に役立ったといえよう。これに較べれば1975年5月の測定時には著しく温度が低下しており、日射の影響を含めても最高60の領域を出なかった(図8)。これらの結果を総合して新島陸上部で放出される熱量は、1974年1月では関岡満、湯原浩三らにより 2.7×10^7 kcal/sec、1975年4月には江原幸雄により

3.3×10^8 kcal/secと計算され、その量は約1年3ヵ月で約 $1/10$ に低下したことになる。

また同島に上陸してからは1974年7月7日、8日、1975年8月25日、1976年8月25日、1977年7月19日などに夫々水銀温度計、サーミスタ温度計、赤外線放射温度計などを用いて、各噴火孔温度、地中温度などを測定した。それらを総合して主として、活動休止後の温度変化を求めたところ図9のようになり、これまで測定された他の諸火山の温度降下に較べ著しく大きな速度で降下していることが判明した。これは、海底から噴出したこの新火山島が、周囲の海水による冷却効果を著しくこうむっているためかと推定される。

また海面温度は、活動中の湾内では一般に海水より4～5 高く、中でも1974年3月18日無線操縦艇により自動測定された温度の中には周囲より約10 高いものも見つかっている。

その他の観測

上述のほか、この噴火活動には筆者の知るかぎりでも、多くの研究が行なわれた。飯塚進、大

川史郎らによる噴火休止後の島上での地震観測の結果では、同島の噴火活動にともなうと考えられる地震は非常に少なくなっていることが確認された。大川、横山らによつては、重力測定によるその地下構造と噴火機構との関係が論じられた。また河野 長、百瀬寛一らはそれぞれ同島の岩石磁気について、また大島 章、佐木和夫らは同島陸上および周辺海域での地磁気分布の測定を行ない、その変化と異常性について論じた。また地形変化については筆者らと海上保安庁の福島資介、土出昌一らが行っており、また同庁ではこのほか、同時に測定したマルチ・スペクトル・カメラの解析により、変色海域の変化を光学的に検討している。また生物相の変化については、東京水産大、小笠原水産センター、東京農工大などで進められており、前2者は水産物との関連において特に魚貝類、プランクトンなどを主とした海中生物の変化発達を、また後者は陸上生物の新たな発生と変化についてくわしく観察している。

表3 - 変色海水懸濁物(沈殿)の化学成分 () 水溶性

	73・10・9 湾外	74・3・14 湾内	74・3・1 湾外	74・7・8 湾内(水洗せず)
SiO ₂	30.20	14.97	1.61	22.98
TiO ₂	—	0.29	—	0.36
Al ₂ O ₃	22.27	8.56	21.33	5.87
Fe ₂ O ₃	14.93	45.70	12.88	36.52
MnO	—	—	0.00	0.46
MgO	0.17	1.02	none	0.98
CaO	0.96	tr.	none	1.89
Na ₂ O	1.85	0.50	0.62	3.61(2.40)*
K ₂ O	0.63	0.21	0.13	0.46(0.13)*
lg. loss	27.15	28.38	17.15	23.01
不溶残渣	—	—	46.28	—
Total	98.16	99.63	100.00	100.02

表4 - 各時期での変色海水の化学成分

1974年	水温 (°C)	Na (g/l)	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	F (mg/l)	Fe	Al	SO ₂	Hg (μg/l)	Cu	Zn	Cd
3月 6日第1回	20.7	10.90	0.407	1.374	0.401	19.85	2.74	—	0.09	—	—	0.4	4.3	10.0	0.4
3月 6日第2回	20.5	10.85	0.397	1.374	0.402	19.84	2.73	—	0.04	—	—	0.2	4.3	6.8	—
3月14日第1回	28.9	10.70	0.406	1.371	0.408	19.93	2.75	2.0	2.58	1.86	20.0	1.0	8.6	11.5	0.8
3月14日第2回	—	10.80	0.410	1.350	0.408	19.90	2.77	1.4	0.07	—	1.3	1.3	—	6.0	1.4
3月15日	19.0	10.98	0.403	1.347	0.408	19.84	2.74	—	0.05	—	—	0.1	2.8	8.0	0.4
*7月 7日第1回	—	10.80	0.403	1.280	0.388	19.50	2.66	1.3	—	—	—	0.7	—	6.0	0.4
7月 7日第2回	—	10.80	0.403	1.280	0.388	19.50	2.66	1.4	1.45	0.21	24.9	1.2	—	18.0	2.6
7月 8日	—	10.60	0.408	1.310	0.407	19.60	2.65	1.6	0.14	—	27.2	1.2	—	12.0	2.2
一般海水	—	10.50	0.380	1.35	0.400	19.00	2.65	1.3	0.01	0.01	33.0	0.03	3.0	10.0	0.11

*酸を加えていない

図8 - 熱赤外映像より求めた温度分布

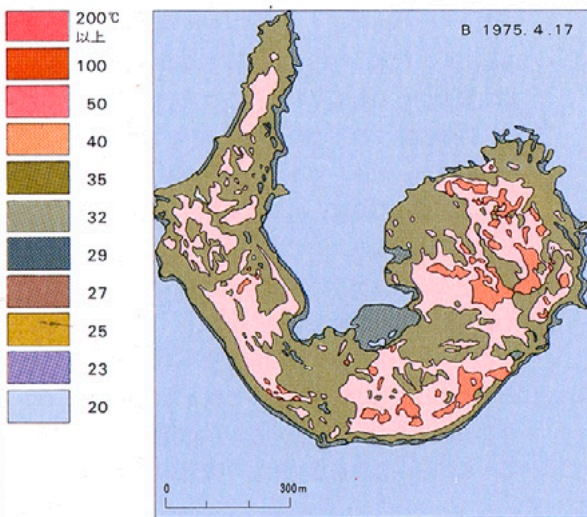


図9 - 第3火孔内の温度変化

箱根火山

大木靖衛 = 神奈川県温泉地学研究所

箱根火山は、伊豆半島のつけ根にあり、新潟県西縁の焼山から八ヶ岳、富士山、伊豆半島を経て伊豆七島にいたる富士火山帯に属する。箱根火山の育った地質環境は、複雑をきわめる。この地域は、新生代から中頃に、本州を東西に分断した大地溝帯フォッサマグナの南部にあたり、中新世初期（2,400万年）から現在にいたるまで、くりかえし火山活動が行なわれてきた地域である。

三重式火山

箱根火山は、山頂部に南北12km・東西8kmの大きな鍋状凹地（カルデラ）をもつ複成火山である。鍋状凹地の西側にある芦ノ湖は、カルデラ湖である。もともと「箱根」という名称は、四方を峯々でとりかこまれた箱形の山塊という意味で名付けられた。カルデラの底にあたる部分に「箱根」という地名はあるけれども、箱根という名称の山はどこにもない。

明治時代、火山の研究が始まった頃、このカルデラはマグマが流出した大噴火口と考えられていた。火山の研究が進み「大型火口」と考えられていたカルデラは、火山体の陥没した「マイナス」の火山地形であることが世界各地の火山で明らかにされた（Williams, 1941）。久野久は箱根火山の正確な地質図を発表し（図3）、この火山が、新旧2つの外輪山と中央火口丘群の三要素からなる火山、つまり三重式火山であることを示した（図4）。久野が新期外輪山とした鷹巣山・屏風山は、以前、中央火口丘であると考えられていた（平林, 1897）。久野は山体の侵食度の違いや地形区分によって、新旧2つの外輪山があるのに気づいた。両外輪山溶岩類がビジョン輝石系列の火山岩で、中央火口丘群はシソ輝石系列の火山岩であることが判明し、三重式火山の分類が一層重要な意義をもつようになった。久野の研究にもとづいて箱根火山の生いたちをたどってみよう（図4）。

箱根火山の地史

箱根火山が噴火をはじめの舞台は、足柄山地から伊豆半島に連なる起伏のゆるやかな山地であった。箱根火山の土台となっている地層は、湯ヶ島層群と早川凝灰角礫岩層・須雲川安山岩類で、およそ2,500万年から1,000万年前、海底火山活動で噴出した岩石の堆積物よりなる。火山体を深く刻みこんでいる早川と須雲川の深谷には、これら土台の岩石が顔を出している。伊豆半島のつけ根付近では、70万年前頃から火

山活動がはじまった。噴火は南から北にむかって順次に移り、宇佐美火山、多賀火山、湯河原火山と幾つもの成層火山が生れた。湯河原火山の活動が終り、箱根火山の活動が始まったのは40万年前と推定されている（町田・鈴木1971）。

第1期の火山活動

噴火はまづ玄武岩質溶岩類の激しい噴出ではじまった。火山体の中心部には多量の本質凝灰角礫岩と玄武岩溶岩の互層が積み重なっている（OS₁）。続いて大量の安山岩溶岩と火砕岩とがくりかえし噴出し（OS₂）、高さ2,700mに達する雄大な成層火山となった。

この活動期中頃、火山円錐体の中心を通る北西-南東方向の線に沿って地殻変動がおこり、金時山や幕山などを含む8個の側火山が噴出した。この構造線を金時-幕山構造線と呼んでいる。金時-幕山構造線が箱根火山の成長にとって重要な働きをなしたことはカルデラの西側を深く刻んで流れる須雲川で観察することができる。久野（1964）は、古期外輪山溶岩に属する岩脈群の分布する幅2kmの地帯に、平均の幅2.85mの岩脈が215本あると推定した。岩脈は北西-南東方向をとり火山体の中心に向っている。多数の岩脈の貫入によって火山体は612m拡大された。中村一明（1969）は、岩脈群が当時の伊豆箱根地方の広域的圧力方向に平行に生じた割れ目に沿って貫入したものと指適している。やがて、成層火山体の中央部に環状割れ目が生じ、円筒状に切りとられた火山体がマグマ溜りに落ちこみカルデラが生じた。このようにして形成されるカルデラをグレンコー型と呼んでいる。町田（1971）によれば、古期外輪山時代末期に少くとも3回の軽石流噴出をした大噴火があり、古期カルデラはグレンコー型ではなく、新期カルデラと同じクラカトア型カルデラであるらしい。古期外輪山として残されている第一期成層火山体の最も厚いところは700mに達する。外輪山壁での平均の厚さは500mである。噴出物の $\frac{1}{3}$ が溶岩、残りは火砕岩によって占められる。第一期成層火山の噴出物は130km³と見積られ、日本の火山では大型である。古期カルデラの形成は20万年程度前といわれている。

第二期の火山活動

古期カルデラ形成後、しばらく噴火は止まった。カルデラの東壁は河川によって侵食されカルデラ湖の水は東に流出した。今から13万年前、デイサイトないし珪長質安山岩の噴火がはじまっ

た。何回もの火山灰や軽石を噴出する爆発的活動の後に、流動性の大きい珪長質安山岩溶岩がカルデラを埋め、東壁を深く侵食した谷にあふれ出し、盾状火山が生じた。盾状火山をつくった第二期の噴火活動の噴出量は14km³で、第一期の噴出量の $\frac{1}{10}$ にしかならない。

今から7~4.5万年前、盾状火山の中央部で大爆発がおき、全量14km³の軽石流カルデラ壁の低いところをのりこえて四方に流下していった。その直後に第2回目のカルデラが生れた。新期カルデラの形成では大量の火砕流噴出を伴っているのでクラカトア型である。盾状火山体の東側は陥没をまぬがれ、現在標高800mほどの平坦な円弧状山陵として残された。新規カルデラをつくった環状断層の西側は古期カルデラと一致しているの、そこでは新旧カルデラの2重構造を見ることはできない。

第三期の火山活動

新期カルデラを北西-南東に切る金時-幕山構造線に沿って7個の中央火口丘が次々に噴出した。中央火口丘のうち、神山だけが成層火山で、他は溶岩円頂丘である。神山の活動は、中央火口丘活動時代の初めから現在にいたるまでの長期におよんでいる。他の溶岩円頂丘は、山体の侵食度から判定されるように北ほど古く、南の二子山が一番新しい。二子山の噴出は5,000年前といわれている。

今から3,100年前、神山の北西山腹で大型の水蒸気爆発がおきた。神山山体の北西部が崩れ出し、土石流となってカルデラ平原を横断し西の外輪山壁に達した。早川上流部はこの山崩れ堆積物でせき止められ芦ノ湖が誕生した。水蒸気爆発後200年して、再び神山の活動が活ぱつになった。馬蹄形に崩れていた爆裂火口内に直径500mほどのドームが現れ、ドームの頂上を破って溶岩尖塔が衝き出した。溶岩尖塔が爆発して小火砕流が仙石原方面にひろがった（大涌谷火砕流）。この火砕流中にとりこまれていたナラの炭化木片の放射性炭素年代は2,900年（B.P.）である。2,900年前の神山噴火は、1902年に発生した小アンチル列島マルチニック島のプレー火山の噴火とよく似ていたと思う。冠ヶ岳の溶岩円頂丘は北海道洞爺カルデラの昭和山溶岩円頂丘とも似ている。これ以後箱根では大きな噴火はない。神山中腹の早雲地獄、大涌谷、駒ヶ岳中腹の湯ノ花沢で活ぱつな噴気活動が続いている。数年に一度程度、火山性群発地震がく

注 図1の等高線は100m単位. 色相は, 薄緑 = 0 m ~ 100m 濃緑 = 100m ~ 300m 黄 = 300 ~ 600m オレンジ = 600m ~ 900m 紫 = 900m ~ 1200m 濃茶 = 1200m以上.

図1中の地名

1 = 明星ヶ岳 2 = 明神ヶ岳 3 = 金時山 4 = 乙女峠
5 = 長尾峠 6 = 三国山 7 = 箱根峠 8 = 白銀山 9 = 幕山 10 = 鷹巣山 11 = 屏風山 12 = 小塚山 13 = 台ヶ岳 14 = 神山 15 = 早雲山 16 = 大湧谷 17 = 陣笠山 18 = 駒ヶ岳 19 = 上二子 20 = 下二子

図1 - 地形図

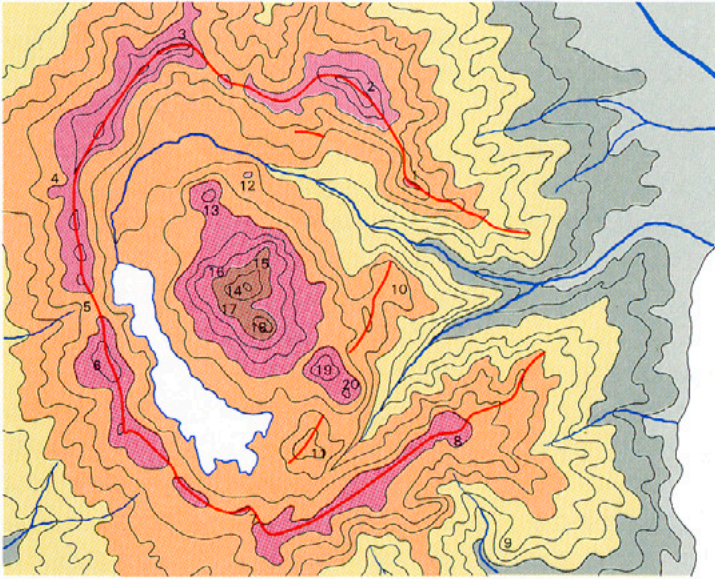


図2 - 箱根火山の鳥かん図

<原図 大木>

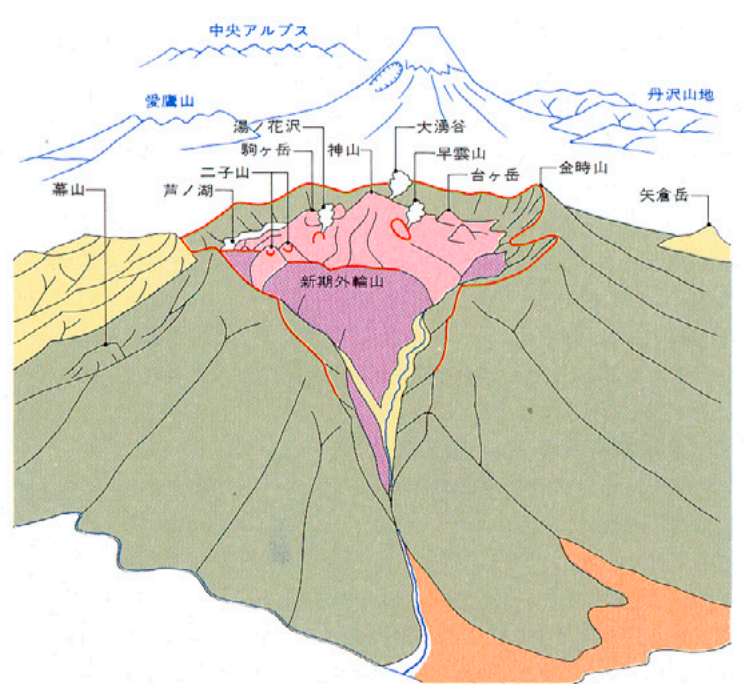


図3・A - 箱根火山地質図

<久野久 1950>

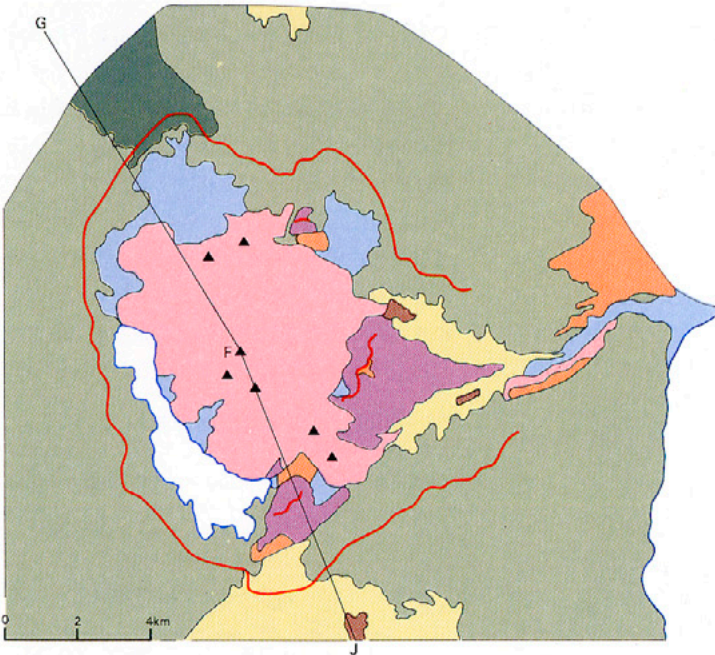


図3・B - 箱根火山の南北断面

<KUNO, OKI, OGINO, a HIROTA 1970>

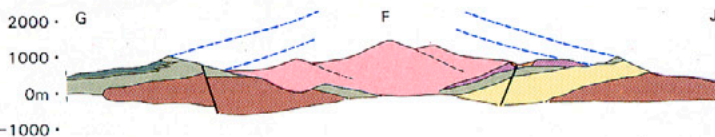
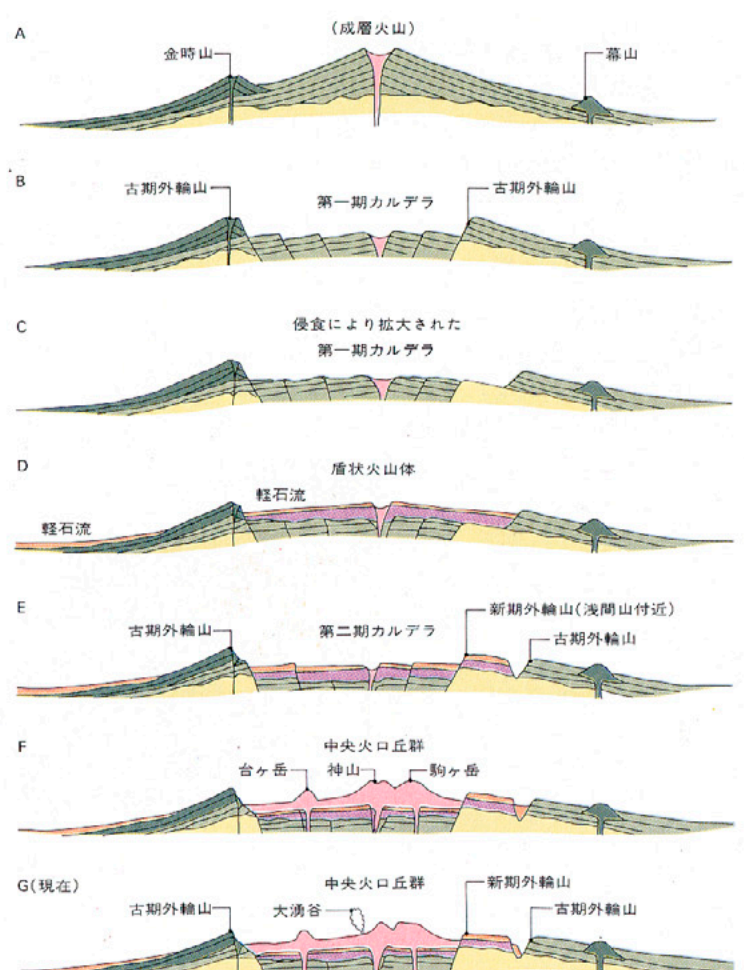


図2, 図3A・B, 図4の凡例

- | | |
|------------------|---|
| 湖成層堆積物, 礫錐 | 古期外輪山溶岩, 基底部に玄武岩溶岩及び集塊岩 |
| 中央火口丘溶岩及びその他の噴出物 | 早川凝灰角礫岩(T ₂)その他の第三紀層(T ₃ , B ₂)及び箱根火山より古い更新世火山岩類(YV) |
| 軽石流堆積物 | 湯ヶ島統 |
| 新期外輪山溶岩 | カルデラの縁 |
| 金時山溶岩 | 中央火口丘の山頂 |

図4 - 箱根火山の構造発達史

<1952の久野モデル>



りかえし発生している。中央火口丘群の体積は合計10 km³程で、第一期の130 km³に比べるとその8%にも達しない。火山の一生では、初期に激しい噴火をくりかえし、多量のマグマが噴出し、後期になるにつれて噴出量が少くなり、ついにマグマの噴出がなくなる。

温泉

箱根地域では古くから「富士の見えるところに温泉はない」といわれている。江戸時代に「箱根七湯」として知られていた温泉場は、芦ノ湯を除くと早川渓谷に沿って分布する。地下から上昇してくる温泉にとって、湧出をおさえつける邪魔者のない谷底の方が湧出しやすいことをこの諺が物語っている。谷底からは富士を見ることはできない。

泉質の分帯

療養泉の分類にしたがうと箱根には14種類の泉質がある。療養泉の分類では温泉1 kg中に蒸発残留物が1 gに満たないとき、溶存主成分がなんであっても単純温泉として分類する。温泉中の主要陰イオンである硫酸イオン、塩素イオン、全炭酸物質（主に重碳酸イオン）の比を用いて、箱根火山の温泉を酸性硫酸塩泉、重碳酸塩硫酸塩泉、食塩泉、塩化物重碳酸塩硫酸塩泉の4種に分類し、地図上にプロットすると図5のような泉質の「住みわけ」を認めることが出来る。これを泉質の分帯図と呼び、泉質に応じて第I帯から第IV帯で区分する（Oki & Hira-

no 1970）。

第I帯は酸性硫酸塩泉の地帯である。神山の北斜面にある大涌谷、北東斜面の早雲地獄、駒ヶ岳東麓の湯ノ花沢、硫黄山などの噴気地帯に伴う温泉がこれに属する。噴気地帯の浅層地下水と見ることができる。降水量の季節的变化によって湧出量は大きく左右され、冬の乾期には湧出を停止するものもある。主要成分である硫酸は火山ガス中の硫化水素が地表近くで酸化されて生ずる。

第II帯は中性に近い重碳酸塩硫酸塩泉の地帯である。食塩の少ないことと高温でないことが特徴である。カルデラ内で行なわれた深い数百mのボーリングによって見出された。カルデラの西側に広く分布し、中央火口丘溶岩類の基底帯が帯水層となっている。カルデラの東側にも第II帯に属する泉質の温泉があり、泉温も低く湧湯量も小さい。

仙石原で掘さくされた深さ30~100mの孔井から湧出する地下水は重碳酸塩に富み、硫酸塩や塩化物が少量。この重碳酸塩は明らかに火山噴出物中に挟みこまれた植物の分解によって供給されたものである。第II帯の温泉中の炭酸物質も火山噴出物中に挟みこまれている化石植物の分解で同様に供給されたものであって、火山ガス起源ではない。第II帯の浅層地下水は母岩と反応し、地層中からの炭酸物質の供給を受けながら第II帯の深い地下水に転化しているに違

いない。

第III帯は食塩が主成分の高温温泉の地帯である。表1に示したように溶存物質の85%が食塩、10%が珪酸である。第III帯の温泉は早雲地獄の地下数百mから出発し、3本の高温泉の流れとなって東の早川渓谷にむかう。多数の深いボーリングにもかかわらずカルデラの西側には第III帯に属する温泉は見つかっていない。中央火口丘噴出物基底帯に貯留されている第III帯の低温泉中に食塩に富む高温高圧の火山性蒸気が混入して生れた温泉である。

第IV帯は塩化物重碳酸塩硫酸塩泉の分布する地帯である。カルデラ東側の大部分の温泉は第IV帯に属する。化学組成では第II帯と第III帯の温泉が混合しあったような泉質であることから混合型と呼ぶ方が簡単でよい。温度の高いもの程塩素イオン量が大きく、食塩泉に近い泉質となっている。

泉質分布で重要なことは第II帯と第III帯の温泉はカルデラ東側のみ分布し、西側にはないことである。泉質分帯図を眺めるだけでも、箱根火山の熱水系はカルデラの西から東に向って一方的に流れていることが推察される。

食塩泉の意義

箱根温泉の成因にとって第III帯の食塩泉は重要な意味を持つ。泉質分帯のところで述べたように食塩泉の流れ第III帯は早雲地獄の地下数百mから出て東に流下している。明らかに神山の噴

図5 - 泉質分布図

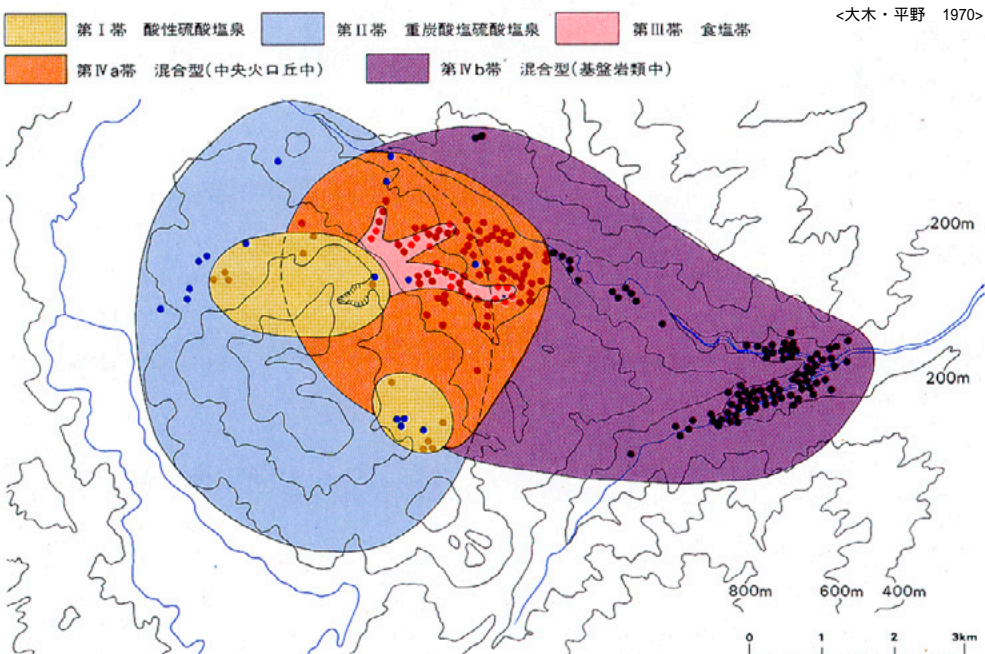
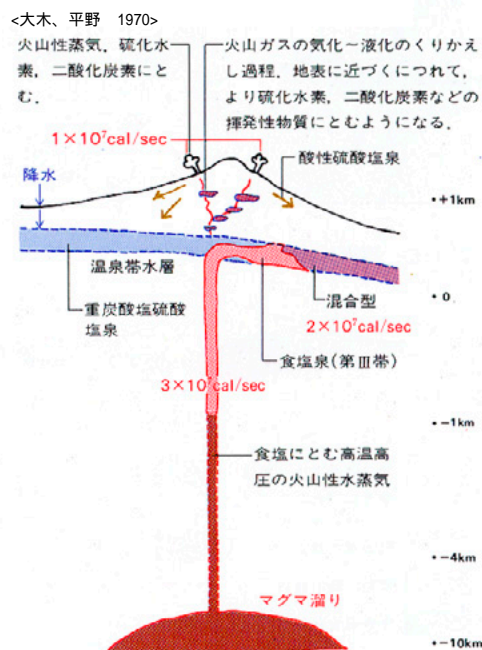


図6 - 箱根火山の温泉成因モデル



気活動と密接な関係がある。噴気地帯の地下から由来する高温食塩泉は北海道登別温泉でも見出されている(石川俊夫 1969)。

食塩の由来を追求することが火山性温泉の成因を探る重要な鍵であると指適したのはD.E. White(1957)である。放熱量の大きな地熱地帯の地下には、いたる所で高温の食塩泉が見出された。水の臨界温度(374) 臨界圧(221気圧)より少し高い条件の水蒸気中には食塩が重量比で2%位含まれるという実験にWhiteは注目した。Sourirajan & Kennedy(1962)はNaCl-H₂O系のより広範囲の温度・圧力条件下での実験を行ない、White説が実験的には不都合でないことを立証した。高温高圧下でマグマや高温塩水から分離した水蒸気には食塩が含まれ、地表に近づいて低圧になるにしたがい、食塩は液相にとり残される。食塩泉が分離し、硫酸塩泉・重碳酸塩泉・硫化水素泉の順に多様な温泉が生れるとWhiteは考えた。箱根温泉第一帯の食塩は、高温高圧の火山性蒸気によって運び出されていると思われる。

食塩の由来についてはまだ別の考え方もある。火口から噴出されている火山ガス中には塩化水素が含まれている。地下深部のマグマ溜りからも同様に塩化水素が水蒸気と共に放出されていると考えられる。火山性蒸気として火道を上昇してくる間に母岩と反応中和されるので塩化水素は食塩に転化する。つまり、マグマから分化

してくる火山性熱水は塩酸性であるとする考えである。この説の具合のよくないことは地下深部の熱水がより塩酸性である実例がほとんどないことである。硫黄地帯に湧出する酸性泉(塩酸性泉も含む)は地表近くの浅いところで形成されると説明が可能な場合が多い。地表に現れたマグマからは塩化水素ガスが放出されることは事実である。地表は低圧であるから、食塩はほとんど気相に移らない。溶岩から塩化水素が放出されるからといって、地下深部のマグマから食塩が気相で放出されないとする理由にはならない。

熱水系の中心部にある食塩泉は海水起源とする考え方がある。海中には食塩と共に硫酸塩が含まれていて、そのままでは食塩泉と明らかに化学組成が違う。250~300 に達すれば硫酸カルシウムの溶解度が著しく小さくなるので、熱水中には主に食塩のみが残る。海岸温泉には海水起源の食塩泉が存在している。九州南端の指宿、伊豆半島南端の下賀茂温泉などがその例とされている。多量の熱放散をしている地熱系(福富の熱階級 以上)の熱エネルギーを250~300 の海水起源熱水で運搬すると熱水中の塩素イオン量が多くなりすぎて、実際の観測量と一致しない場合もある。地下に高濃度塩水があっても、熱水上昇の過程で気相になり、地表近くで再び食塩泉型熱水にもどると、放熱量が大きくても食塩量の少ない熱水系が可能である。

火山性地震と温泉

箱根火山では数年毎に火山性の微小群発地震が発生する(水上武1960, 1969, 平賀1971)。火山性地震は海拔0m地中温度分布図で100等温泉にかこまれた地帯、つまり箱根火山の最高部に発生している(図7)。震源の深さは地表から1~2kmで、4kmより深いところにはほとんどない(図8)。この火山性微小地震は地下の高温塩水が気化するときの体積膨脹によるものと想像している(Oki & Hirano 1974)。水は高温になると気相となって液相から逃げだす傾向が強い。地下熱水系は次第に塩分に富むようになる。塩分濃度が大きくなると、溶液相の水蒸気圧は次第に低下する(図9)。濃縮された塩水に水が加えられ塩分濃度が低下すると水蒸気圧が急激に大きくなる。箱根火山の地下1~4kmの深部熱水系は、濃縮 地下水混入 気化(水蒸気爆発) 濃縮の過程をくりかえしていると考え、群発地震の周期性の説明がつけやすい。地下水が濃縮塩水系に混入する機構として箱根火山を支えている土台に広域的応力が加えられて、割れ目系が開くモデルを考えている。南関東の構造性地震と箱根火山の火山性地震との相関関係が見出されると、温泉 火山性地震 構造性地震を結びつけて考えることが可能になる。

図7 - 地中温度分布図と地震

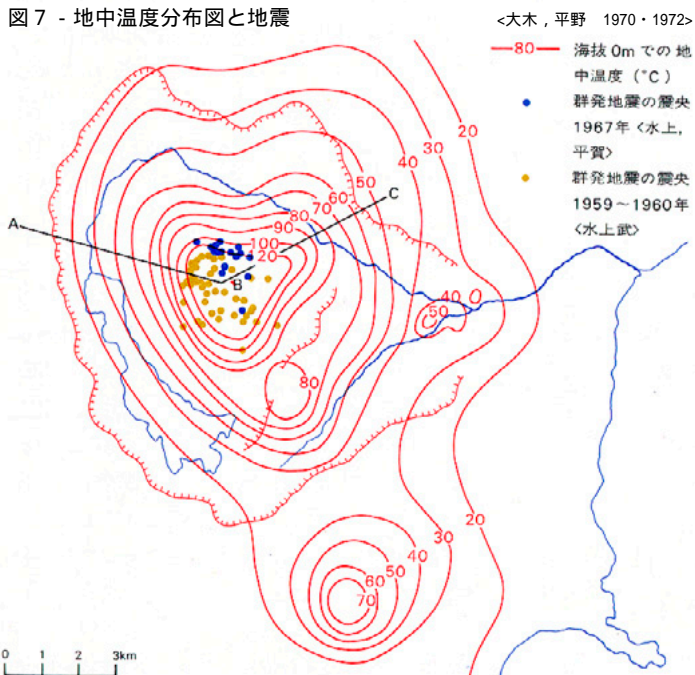


図8 - 東西断面(図7)と地震

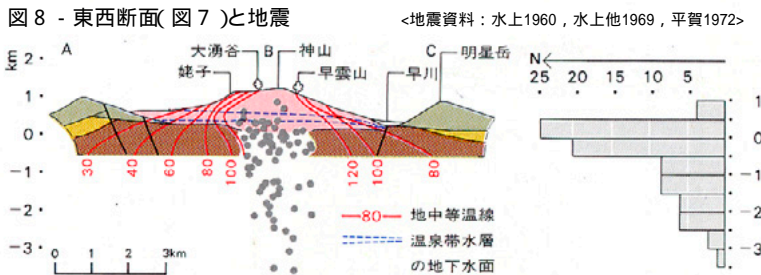
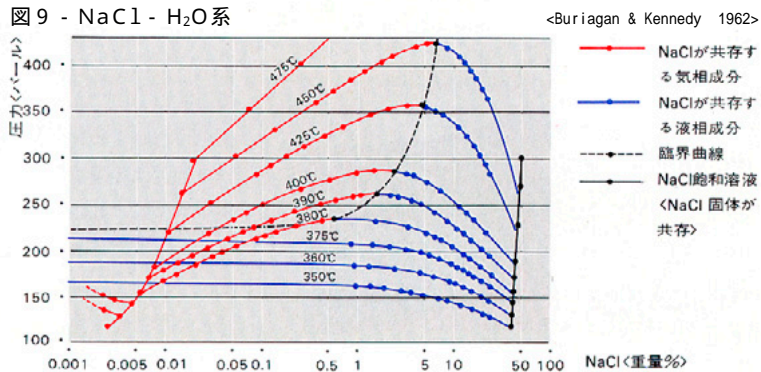


図9 - NaCl - H₂O系



3 火山活動と人間生活をめぐって

火山活動とマグマ

荒牧重雄 = 東京大学地震研究所教授

火山の分布

勝井義雄 = 北海道大学理学部教授

火山災害を中心に

横山 泉 = 北海道大学理学部教授

火山と人間生活 温泉を中心に

大木靖衛 = 神奈川県温泉地学研究所所長

火山活動とマグマ

火山活動をとらえる3つの立場

編集 本日は、火山についていろいろとお話しをお伺いしたいと思います。最初に荒牧先生からお願いいたします。

荒牧 火山活動とは何かと言った場合、その見方がいろいろあって、一番大きな見方は、火山活動を地球の内部作用としてとらえる見方です。これは、火山の原動力はマグマでありますから、マグマとは何か、マグマはいかにして生まれ、どのようにして地表に出てくるのか、というたいへんに大きな観点からとらえます。

次に、それをもう少し具体的に見て、地球の表面における火山現象とは何かというところがあります。地下からマグマが上がってきて地表へ出てくるときが火山の活動であるから、そのときにどのような現象が起こるか、たとえば火山というもりあがった地形ができる、あるいは爆発を起こすと逆に地表が凹んでマイナスの地形ができるというように、大きな地形・地質構造の生成と変化の現象としてとらえることができます。

3番目の火山活動のとらえ方は、ある意味で小さいのですが、しかしさらに小さいわれわれ人間にとってはきわめて身近な火山の爆発現象ないし噴火現象をみるもので、マグマが外へ出てくるときのダイナミックな状況をとらえる立場です。

このように、火山というものをとらえていく場合に、スケールの異なる3つの見方があるわけです。これらはそれぞれ対象も違うし研究の方法も違うので、一つの話にはなりません。ここでは3つの内容のすべてについてお話する時間もスペースもありませんから、あとの2つの分野に関連することを簡単にお話しします。

マグマとマグマ溜り

それで、まず最初にマグマとは何か。これは簡単にいいますと、岩石をつくる物質が高温状態で溶けたものであり、液体であります。化学分析をすれば岩石をつくる物質がわかりますが、この物質は珪酸塩という無機物質で、珪素、アルミニウム、鉄、マグネシウム、カルシウム、そういうものの酸化物です。そして大切なことは、マグマとは地球の内部にたまっている物質だということです。

マグマが地表へ出てきますと 溶岩 と呼ばれ

ます。地球の内部にあってまわりから大きな圧力がかかっているのがマグマです。ですから地表にある岩石をそのまま溶かしても、マグマには少し足りないのです。地下のマグマには、高圧のために、水、炭酸ガス、硫黄の酸化化合物、塩素、フッ素というような非常に沸騰点の低いガス状の成分がある程度溶け込んでいて、そのことが、後でお話するように火山活動を考える上で大変重要なポイントになります。

ではマグマは、地下どのくらいの深さで発生するかというと、いわゆるアッパーマントル（上部マントル）のところで、恐らく一番深いところでも数百キロメートルよりは浅いだろうといわれています。ですから、地球全体の直径に比べてみれば、非常に浅いところで発生する。地震の波のつたわり方からわかっていることは、地球の大部分は いま問題としているような数百キロより浅いところでは、その圧倒的な大部分は溶けていない。ただほんの一部で、恐らく2~3%かそれ以下、地球全体で見るともつとぐんと少ない割合で、何か異常現象が起こって岩石が局部的に溶ける。恐らくその部分で、ちょっと温度が高くなるとか、あるいは局部的に圧力が下がるとか、いろいろの要因があるでしょう。

こうして一部の岩石が溶けます。そうしますと、上部マントルをつくっている岩石とはちょっと違った化学組成の液体ができる。これは変に思われるかもしれませんが、上部マントルの岩石というのは多くの種類の化学成分の集合体ですから、そういうものが溶けますと、一番溶けやすい成分だけ最初に溶け出してくる。そういうものが集まって、マグマとなる。それは周りの岩石より軽いから、浮力がついてゆっくりと上がっていくだろうと思われれます。

上がってきて、地下の数キロメートルまでくると、一たん止まるかもしれない。たとえば浮力がなくなってしまえば釣合ってそれ以上は昇らない。浅いところの岩石は、深いところの岩石よりも軽い（密度が小さい）から、深いところではまわりの岩石より軽かったマグマも、浅いところにくるとまわりの岩石よりも重くなってしまふというわけです。そういうところでマグマが相当量たまる。こうして生じた貯溜槽がいわゆるマグマ溜りと言われているもので、これが火山の根っ子ではなかるうかというのが一般の考えです。図1-1Aはハワイ火山の推定断面図

図1・1 A - ハワイ火山の推定断面図

<イトン 1962>

矢印は上部マントルで生じたマグマが地下深所の通路に供給されていることを示す。上昇したマグマは地下数kmのマグマ溜りを充たし、山頂カルデラ及びリフトゾーン（破線）から流出する。断面中の数字は地震波（P波）の速度（km/sec）

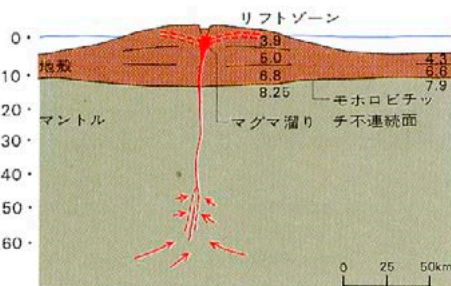
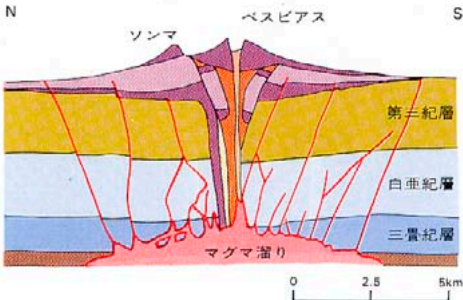


図1・2 B - ベスピアス火山の推定断面図

<リットマン 1936>



で、上部マントルで生じたマグマが地下深所の通路に供給され、上昇したマグマは、地下数キロのところにありと推定されるマグマ溜りを満たし、やがて山頂カルデラ及びリフトゾーンから流出するものと考えられています。また図1-1Bは、ベスピアス火山の推定断面図です。ここでは、上位の第三紀層の岩石は熱変成をうけておりませんが、下の白亜紀層は軽度の熱変成を、その下の三畳紀層は強い熱変成作用をうけているので、そうした事実から山頂下約6.5kmのところにはマグマ溜りの頂部があるらしいと考えられています。ただ根っ子がなく、マグマができてそのまますぐ上がってくるような火山もあるらしいのですが、日本のような火山帯では、大部分の火山には下に根っ子があるらしいと考えられています。

マグマの性状と噴火活動

マグマ溜りにいったんたまったマグマが、また何らかの原因で上へ上がってくる、そして地表へ噴き出す。これが火山の噴火です。噴き出したものが積もり積もると凸形の地形、すなわち火山になります。

岩石が地下で溶けたものがマグマで、それが地表に噴き出したものが溶岩ですが、表1-1に溶岩の化学組成を示します。これは、固化した溶岩について調べたもので、地下でマグマが含まれていた揮発性成分は噴火のさいかなりの量が空中に放出されてしまうので、この表には入っておりません。表は、ハワイ及び日本の火山の溶岩の主成分化学組成を調べたもので、玄武岩は酸化鉄、MgO・CaOなどの成分に富み、流紋岩

の方はこれらの成分に乏しく、逆に珪酸、アルカリに富んでいます。そしてこれら溶岩の温度は、高いところで1200℃、低いところで750℃ぐらいです。玄武岩のような黒っぽい溶岩をつくる岩石は、1200℃に近い方です。少し酸性がかかってくる安山岩では1100℃ぐらいから1000℃ぐらい。もう少し酸性になったデイサイトと呼ばれる岩石ですと1000℃ぐらいから750℃ぐらいまで下がる場合もある。750℃ぐらいまで下がる噴火というのは、非常に特殊な噴火です。

こうしたいろいろの溶岩の粘性係数は、実際に測定することができ、 10^3 から 10^{11} ポアズ(CGS単位)ぐらいの範囲で実測値があります。

粘性係数の小さい方は 10^3 ポアズぐらいで、これは水あめぐらいの感じで、溶岩としてはきわめて流動的ですが、 10^{11} ぐらいに大きくなればずっとかたくなり、なかなか流動しません。図1-2は、こうして測定されたいろいろの溶岩の温度と粘性です。

図にみるように、一般にどんな溶岩でも温度が下がるにしたがって粘性が大きくなりますが、溶岩の性質によって粘性の大小はさまざまで、たとえば約1000℃の粘性係数をみると、ハワイの玄武岩が 10^4 で粘性係数はきわめて小さく流動性に富みますが、昭和新山のデイサイトは 10^{11} ときわめて大きくほとんど流動性を失っています。

この事実は、一般には、マグマの中に珪酸成分が多くなると、珪酸塩鉱物の骨格をつくるSiO₄四面体どうしの結びつきの数(重合度)が増え、

全体として動きがにぶくなり、粘性が大きくなると説明されています。

ところで、さきほどお話ししたようにマグマは、地下数キロメートルから10キロメートルぐらいのところまでマグマ溜りとして存在する 경우가多く、そこで満を持しているわけです。ではそれがどうやって噴火するのか、すなわちマグマはどうやって地表に出てくるのかということになります。この考え方はいろいろありますけれども、一つは周りからグューグュー押されれば、その分だけマグマ溜りがちぢむ。もしマグマ溜りから地表へ道が通じていけば、そこを伝わってマグマがあふれ出てくる。この場合は、おそらく比較的ゆっくりとおだやかに溶岩だけが流れだしてくる、そういう噴火の仕方があるだろうと思われま。

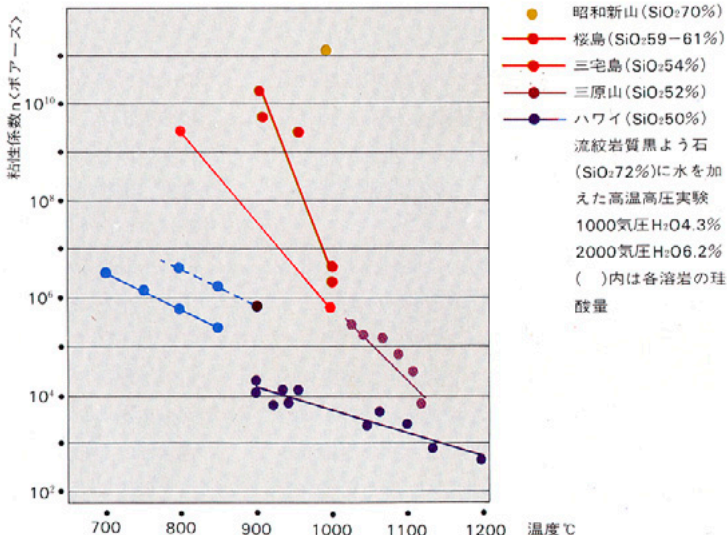
もう一つは、さきほどマグマ自身には水とか炭酸ガスとかの揮発成分(ガス成分)が溶け込んでいると言いましたが、それが飽和状態になって、さらに過飽和になる。マグマが地下の圧力の高いところから浅いところへ上がってきますと、周りの圧力が減りますからマグマの中に含まれている水などのガス成分が過飽和になる。過飽和になるとガス成分は、気泡としてマグマから分離してくる。そうしますと全体の体積は非常にふえますから、そのためにマグマとあわの混合物がマグマ溜りから地表にあふれ出てくる。これが噴火です。このとき、気泡がマグマから分離する速度が非常に速く、マグマ溜りの壁をつくっている岩石や溶岩のかけら、あるいはマグマのしびきといったものが噴火口か

表1-1 - 溶岩の化学組成

(岩石名)	玄武岩	玄武岩	安山岩	石英安山岩	流紋岩
(産地)	ハワイ キラウエア溶岩	三原山 1950-51年溶岩	桜島 大正溶岩	昭和新山 円頂丘溶岩	新島向山 円頂丘溶岩
SiO ₂	50.52	52.45	59.01	68.89	76.05
TiO ₂	3.63	1.47	0.72	0.47	0.12
Al ₂ O ₃	13.85	15.41	17.35	14.92	12.44
Fe ₂ O ₃	0.98	3.38	1.01	3.01	0.84
FeO	9.77	10.03	6.14	1.78	0.22
MnO	0.14	0.11	0.10	0.16	0.07
MgO	7.07	4.62	3.57	0.90	0.17
CaO	11.33	9.73	7.99	4.10	0.87
Na ₂ O	1.51	1.64	2.77	4.00	4.31
K ₂ O	0.47	0.34	1.51	1.03	2.88
P ₂ O ₅	0.22	0.12	0.22	0.24	tr.
H ₂ O+	0.04	0.51	0.12	0.12	1.66
H ₂ O-	—	0.15	0.16	0.32	0.11
合計	99.53	99.96	100.67	99.94	99.74

(文献) マクドナルド 久野 久 山口謙次 大場与志男 津屋弘遠

図1-2 - 観測された溶岩の温度と粘性 <水上、マクドナルド、ショーホーカ>



らガスと一緒に勢いよく噴き出してくる。これが火山の爆発的な噴火です。

一般に、玄武岩質のマグマに多い粘性の小さいマグマは、大きな圧力が加わらなくても噴出できるので火山性地震も一般に小さく、またガスもにげやすいので爆発性が低いと言われてます。それに比べて、安山岩質とかデイサイト質の粘性の大きいマグマは、噴出にさいして多くの火山性地震や地殻の隆起を生じ、はげしい爆発をとまいません。日本のような島弧、環太平洋の火山帯に特徴的なマグマは安山岩質マグマで、相当に爆発的で、浅間山とか桜島のような爆発をします。

さまざまな噴火のタイプ

そこで噴火の様式ということになりますが、これは勝井さんの整理された図1-3がわかりやすいので、それをごらんいただきます。ただこの図に示されている噴火形式の名称の多くは、地球の歴史の上で起った特徴的な噴火を便宜的にそのまま使用しております。実際の噴火では、これらの中間的なものや、あるいはまた一回の連続的活動の中で噴火形式の変化する場合も多いことを含んでみていただきます。

それで玄武岩質のマグマが直線状の割れ目の群から勢いよく短時間に大量に噴出する噴火、こういうのを割れ目噴火と言います。こうしてできた巨大な溶岩台地では、溶岩流の厚さは、平均20～30メートルぐらいですが、そのかわり水平距離にして何百キロメートルまで溶岩が広がる。厚さは非常に薄いが大面積をおおう玄武岩質の溶岩流が何枚も何枚も重なって、やがてそれは1kmとか2kmというような厚さになる。たとえばインドのデカン高原とか、現在ではアイスランドの噴火がこれにあたります。これは、現在の日本列島全体ぐらいの大きさの面積が、一つの噴火で一つといても何百万年も続く噴火ですけれども、でき上がってしまうわけで、地球上における火山活動の最大の規模はこういう噴火です。

粘性の小さい玄武岩質の溶岩の噴火でも、もう少し小規模になると、しかし単一の火山としては大型の火山なのですが、こういうのが、主として太平洋や大西洋の島、あるいは海底火山をつくっています。これは基底の直径が200km、高さが900mにも達するような大型の円錐形の火山をつくります。傾斜は非常に緩くて平均5度ないし10度ぐらいです。これがいわゆる盾状

火山。ハワイがそのいい例です。

それがもう少し粘性が大きくなって、やや爆発的になりますと、日本列島で特徴的な、山頂へ向かって傾斜が急になり、すそ野へ向かって傾斜が緩くなる富士山型の山ができます。これは一般に成層火山と呼ばれています。これが太平洋のまわりの火山帯に圧倒的に多いので、島弧型の火山のスタンダードといえます。これは火山の大きさとしては中型に属します。日本では桜島、浅間山、富士山、羊蹄山、そういうものがこのタイプに属します。

それから、噴出してくるマグマの粘性がもう少し強くなる、ないしは溶岩が流れにくくなりますと、溶岩が噴火口のまわりに盛り上がってしまつて、急傾斜のドーム状の小さな山をつくりまします。これが溶岩円頂丘。この溶岩円頂丘は余り大きな火山はできませんで、せいぜい比高が500mぐらいまでのものが多い。例としては、箱根の二子山や駒ヶ岳があります。

一方、デイサイト質ないしは流紋岩質の珪酸分に富むマグマが大量に噴火することがあります。この場合は爆発的なので、溶岩流として流れないで火砕流として流れます。非常に温度の高い火山灰とガスのまざった混合物が、勢いよくなだれのようにして流れ広がるわけですが、図にみるように、これにもいろんなタイプのものがあります。その多くは、火山灰の堆積物を広くつくり、全体が台地になります。こういうものは火砕流台地と呼ばれて、たとえば日本では、南九州鹿児島湾沿いのシラス地域などがそうです。また、噴火するマグマにガスが多くて爆発の度合いが激しいと、スコリア、軽石、溶岩のかげらをふき飛ばしてまわりに積み上げる。そうしますと、すりばちを逆さまにしたような形の山ができる。てっぺんに大きな噴火口があるわけですが、これが碎屑丘と呼ばれるもので、日本の例としては、小型の火山ですが伊豆半島の大室山や小室山などがあります。

それから、もっと爆発的ではあるけれども、非常に小規模で溶岩がでてこないままに終わりますと、小さな穴だけができる。そこに水がたまって池になったりする、そういう円形の穴状の負の地形をマールと言います。そういうような火山もある。

さきほどから繰り返し言っているように、火山噴火の原動力の非常に重要な部分は、マグマからガス成分が逃げ出すこと、すなわち気泡がで

きるということです。それで、たとえばマグマ溜りの中で発泡現象が大規模に起こりますと、あわに富んだ、ちょうどビールをあわみたいなき感じになったマグマがマグマ溜りから勢いよく外へ出てしまう。そうしますと、一時的にマグマ溜りの上の方がからになるわけで、噴火口のまわりの地表が支えきれずに陥没します。そうやってマグマ溜りの真上に円形の陥没した地形ができることがある。これは、大型の火砕流が噴出してマグマ溜りの中身が大部分なくなってしまった直後に起こる。これがいわゆる陥没カルデラといわれるものの大部分です。日本では珪長質マグマの爆発的噴出に伴って生ずる陥没カルデラがかなり多く、阿蘇、始良をはじめたくさんあります。

いままでの例は、マグマが陸上に出てきた場合の噴火ですが、マグマが海底に出てきますと、ちょっと様子が違ってきます。それは高温のマグマが低音の水に直接接触しますから、しかも水はよく冷やす能力があるから、でてきたマグマが溶岩流のように流れないで、それが冷えてすぐ粉々に破碎されてしまう。そのために、陸上で噴火するより海底で噴火した方が、砕かれた岩石や溶岩の破片が大量につくられる。したがってできる火山の形も違ってくる。それから特殊な場合、特に温度が高くて流動性に富んだ玄武岩質のマグマの場合には、表面が水に触れて急冷して革袋のようになって、その中に溶けたマグマが、しずくのようになって分離します。そういうものが積み重なって、最終的には枕を積み重ねたような形の堆積物ができる。これが枕状溶岩です。

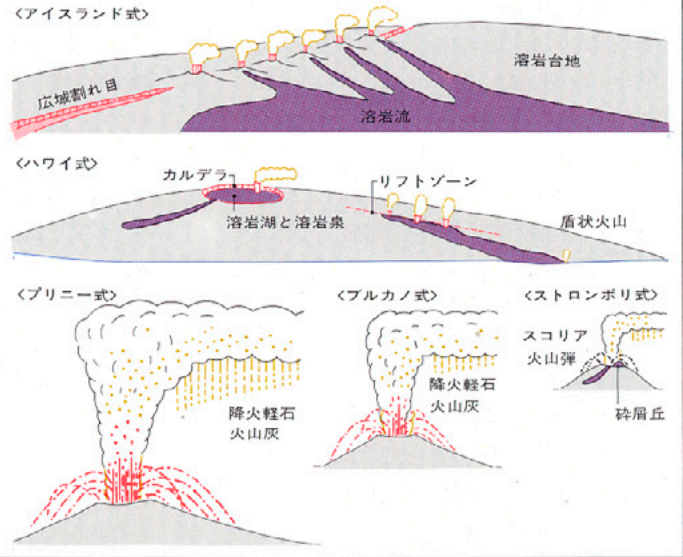
ところで海洋底というのは、こういう破碎された溶岩のかげらや枕状溶岩が、一様に、非常に厚く覆っている。海洋底の最上部数キロメートルというのは、こういうものでできていると思われています。

したがって、地球の表面の七分の三を占める海洋底は、そのほとんど全部が火山活動の噴出物で覆われている。ちょっと極端にいうと、海洋底は、火山活動の産物そのものであるといえる。そういう意味では、火山活動というのは、地球上において非常に大きな部分を占めているということが言えると思います。

図1・3 - 噴火形式とその実例

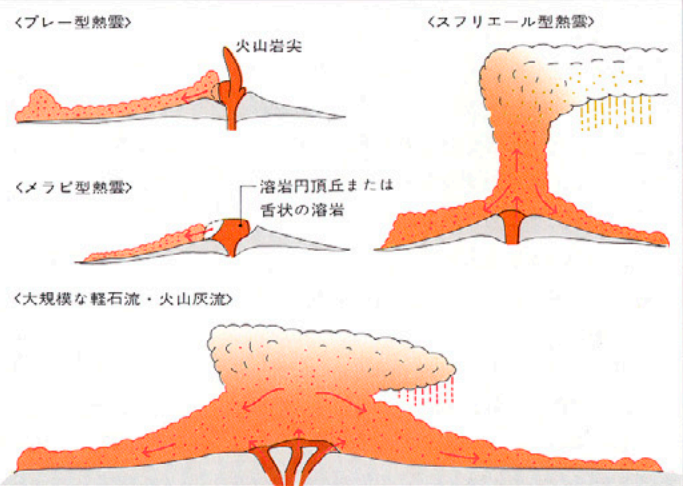
A 主要な噴火形式

噴火形式	マグマの性質	活動の特徴	噴出物の特徴	地形・構造	実例
アイスランド式	静穏的 流動的 玄武岩質 マグマ	広域割れ目から 多量の溶岩流出	パホイホイ溶岩・アア溶岩。初期に火山砕屑物が少量噴出	溶岩台地、 砕屑丘	ラキ1783年 アスキア1961年
ハワイ式	玄武岩質 マグマ	山頂及びリフト ゾーンの割れ目 から溶岩流出	パホイホイ溶岩・アア溶岩・溶岩泉の活動を伴うが爆発的ではない	盾状火山、 キラウエア 型カルデラ	マウナロア1942 キラウエア1959 ～60年
ストロンボリ式	玄武岩～ 苦鉄安山 岩質 マグマ	中心噴火。小爆 発をおこし半溶 融状態の溶岩塊 を噴出	紡錘状火山弾・スコリア・火山灰のほか、ときにパホイホイまたはアア溶岩を噴出	成層火山、 砕屑丘	ストロンボリ、 三原山1950～ 51年
ブルカノ式	安山岩～ 粗面安山 岩質 マグマ	中心噴火。激しい爆発。ときに火砕流を伴う。爆発の間隔は一般に長い	火山岩塊・パン皮火山弾・軽石・火山灰。最後に塊状溶岩を噴出することもある。	成層火山、 砕屑丘、マ グマの粘性 が高いと溶 岩円頂丘	ブルカノ1888～ 90年 浅間山、桜島
プリニー式	安山岩～ 流紋岩質 マグマ	中心噴火。永い止期の後に極めて激しい爆発的爆発。	多量の軽石・火山灰。ときに火砕流を伴う。マグマの分化作用顕著	成層火山、 砕屑丘。大 規模なときはカルデラ	ベスピアスAD 79年



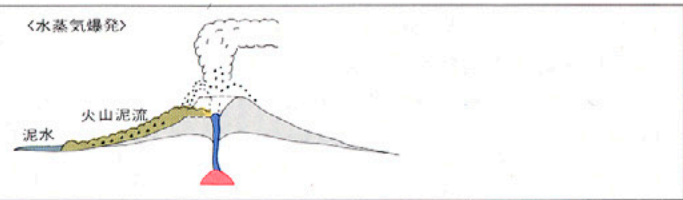
B 火砕流のさまざまなタイプ

タイプ	マグマの性質	噴火の特徴	噴出物の特徴	実例
プレー型熱雲	発泡不良 粘性大	溶岩円頂丘の爆発により溶岩片・火山灰・火山ガスからなる熱雲(700℃～1000℃)が高速で流下	噴出物は少量で、火山岩塊・火山礫・火山灰が多い。	プレー1902年 有珠山1853年
メラビ型熱雲		溶岩円頂丘または厚い溶岩流の崩壊により高温の岩屑などが頻発		メラビ
スフリエール型熱雲	流紋岩、 ディサイト、 安山岩、 質 マグマ	爆発的噴火で高く上昇する噴煙柱から分かれた噴出物が重力で流下。やや遅く低温。		スフリエール 1902年
中間型火砕流		爆発的噴火とともに降下軽石、火砕流の発生。マグマの発泡度は熱雲型よりやや良好なので中間型として区別される		浅間山1783年 (吾妻火砕流)
軽石流・ 火山灰流	発泡良好 やや流動的	爆発的噴火とともに火山灰・軽石が1万m以上に上昇し、下方では多量の軽石流・火山灰流が流下。大規模なものはカルデラを形成。	噴出物は多量で、軽石・火山灰が多い。 火山砕屑岩台地・カルデラ(クラカトア型・カトマイ型・バイエス型など)	駒ヶ岳1929年 クラカトア1883 カトマイ1912年



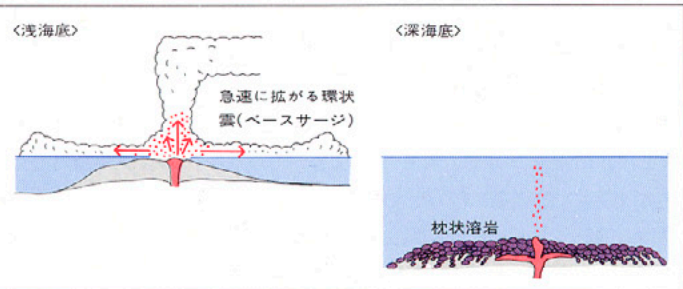
C 水蒸気爆発と火山泥流

形式	マグマの性質	活動の特徴	実例
水蒸気爆発	マグマ噴出せず	既存の山体が高圧の火山ガスにより破壊される。新しいマグマは噴出せず、噴出物はすべて既存山体の破片	警梯山1888年 キラウエア1924年
火山泥流	必ずしも噴火に伴わない	火山物質が水を媒体とした泥流となって流下するもので、その成因は、①火口からの泥物質の噴出、②湖底噴火で泥水を噴出 ③火口湖の決壊 ④雪水の融解・降雨・地震など、さまざまである。	十勝岳1926年 ケルト1919年



D 水中の噴火

噴火の場所	水圧	活動の特徴	噴出物の特徴	実例
湖底噴火	低圧	高温のマグマに水が接触してマグマ水蒸気噴火が発生。横なぐりのベースサージを伴う。	火山砕屑物はガラス質急冷縁をもつ水冷火山弾・火山岩塊・火山礫・軽石など。	タール1965年
水底噴火	中～ 低圧	マグマ水蒸気噴火。水の急速な融解で火山泥流が発生	苦鉄質溶岩は枕状溶岩、中性～柱状質溶岩は水中日破砕溶岩	デセプション アイランド
浅海底噴火	低圧	マグマ水蒸気噴火。ときにベースサージが発生		西之島新島73～74 明神礁1952～53年
深海底噴火	高圧	高い水圧によりマグマは発泡をおさえられて、爆発せず、静かに海底に流出。	枕状溶岩・ハイアロクラスタイト	不明



火山の分布

活動的な火山の分布状況

勝井 地球上の火山活動についてざっとお話しします。地球の歴史における最古の火山活動の証拠は、35億年前の始生代から知られています。たとえば南アフリカのトランスバル地方には、大量の古い玄武岩が溶岩として流出しています。それは、堆積物を含めると厚さにして16kmという膨大な規模のものです。それ以来、地球上では古生代や中生代を通じさまざまな地域で火山活動が行なわれてきております。そして現在、つまり地球の歴史では最も新しい新生代では、火山活動は主として島弧や大陸縁その他に集中しております。

現在、活動的な火山は地球上に約800あります。もうすでに活動を終わって侵食を受けた火山も含めると、その数はざっとその5倍ぐらいになります。こういった数字が明らかになりましたのは国際的な協力のたまものでして、火山学の方には国際火山学地球内部化学協会（IAVCE）という長い名称の学会があります。この協会では、1950年ごろから世界各地の活火山カタログをつくりました。また、亡くなられた東大の久野久教授の提唱によって、世界の火山地図の編集が数年前から始められ、私共も協力してようやく最近出版されました。このような国際協力で、地球上の火山分布がかなり詳しくわかるようになりました。

図2-1はこのような成果の一部で、赤い点が活動的な火山です。青い点は、1961年から1967年までに起きたマグニチュード4以上の地震の震央で、参考のためにプロットしたものです。もう一つ、ピンクで示した部分がありますが、これは、年代にしますと数百万年から数十万年前というオーダーの火山地域です。図にみるように、まず太平洋を囲む地域 環太平洋域や、インド洋に面するインドネシア、さらに地中海やエーゲ海地方などでは火山が密集して細長い火山帯をなして分布しております。つまり、島弧と大陸縁に火山が集中しています。また大陸の内部でも、東アフリカ、紅海、アラビア半島などに火山が分布しております。ところがカナダや南米の東部、西オーストラリア、ユーラシア大陸北部、東南極大陸などの古い安定した盾状地（図2-2参照）では、現在、火山活動は全くおこっておりません。さらに今度は、地球の

3分の2を占める海洋域に目を向けますと、ハワイのような火山諸島があり、またアイスランドとそれに連なる中部大西洋海嶺の付近にも火山島がみられます。

環太平洋域

そこで、ごく簡単に各地域の説明をいたします。図2-2は、世界の地質構造図と火山分布を示したもので、この図をみていただきながら話をすすめます。まず第一に環太平洋域ですが、この地域では、島弧の外側に図のように海溝が取り巻いている。海溝から内側では地震が多発し、さらに多数の火山が並んでいる。大西洋側に張り出す小アンチル諸島や南米と南極の間の南サンドウィッチ諸島も典型的な島弧で、火山を伴っております。とくに西太平洋には、アリューシャン、カムチャッカ、千島、日本列島、伊豆マリアナ、トンガ、ケルマデック、ニュージーランドなど、いずれも多数の火山を伴うりっぱな島弧が多い。また北米や南米の太平洋岸のカスケードやアンデス山脈に沿っても火山が噴出してあります。環太平洋地域の火山は、さきほどの荒牧さんのお話にありましたように、他の地域の火山に比べますと非常に爆発的です。火山がどの程度爆発的であるかをしめす尺度として、爆発指数というものがあります。この指数は、全噴出物（溶岩、軽石、火山灰など）に対する爆発噴出物（軽石、火山灰など）を百分比であらわしたものです。環太平洋域ではこの指数がおおよそ80%ぐらいになり、非常に爆発的な火山活動が行なわれていることがわかります。そして、噴出物の特徴としては、桜島や浅間山を構成しているようなカルクアルカリ岩系の安山岩が大へん多い。ところが、この安山岩というのは、不思議なことに太平洋の海盆のなかには出現しない。ですから、昔から島弧・大陸縁と太平洋の間に雄大な線を引き、これを安山岩線という名前で呼んでおります。

最近、この環太平洋域の島弧や大陸縁における火山の分布様式について、いろいろな特徴が詳しくわかってきました。たとえば、島弧と平行して深さ10,000mに達する海溝があり、海溝付近から島弧にかけて、震源の深さが数10kmという浅い地震が非常にたくさん発生しています。島弧の内側の方にまいりますと震源が次第に深くなり、地震の発生も少なくなって、安山岩の噴出で特徴づけられる火山帯が現われます。火山帯の位置は深さ100ないし250kmの地震の発生

するゾーンの上に相当してありまして、ここでは地殻熱流量が大きくなっていることも注目されています。つまり、火山分布域の東縁を境に、島弧の外側と内側では、地震・地殻熱流量・火山活動などに著しい違いが認められるわけです。この境を 火山帯のフロント と呼んでおります。さて、このフロント付近では一般に火山が密集して分布しておりますが、内弧側にむかいますと、火山が次第に少なくなり、噴出物は一般にアルカリ（ $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$ ）に富んできて、アルカリ岩系の玄武岩や粗面岩という岩石も現われてきます。

地中海 コーカサス インドネシア

次に、地中海からコーカサスを経てインドネシアにつながる変動帯を取り上げます。インドネシアとエーゲ海域は、西太平洋に似た島弧で、深発地震も発生しており、ここでは安山岩からなる多数の活動的な火山がみられます。アルプスの周縁では、南フランスのオーベルニュやドイツのアイフェル地方などに断層運動に伴って噴出したアルカリ岩系噴出物からなる火山があります。これらは、いずれも既に活動を終わってしまっていて、活動的なものは南イタリアに限られています。一方、アルプスやヒマラヤ山脈自身には火山がありません。これらは南米のアンデス山脈と同じように新生代に隆起した大山脈なのですが、その成立が本質的にちがっていると考えられます。

東アフリカ 紅海 アラビア半島

次に、東アフリカと紅海地方にも多数の火山がみられます。この地方では、安定した古い大陸が断層や破砕帯で割れて大地溝が形成され、そこに火山が噴き出しています。ここでは火山活動はあまり爆発的でなく、爆発指数は平均40%ぐらいで、エルタアレやニラゴンゴ火山では溶岩湖の活動もみられます。噴出物は一般に著しく K_2O にとむことが特徴で、各種のアルカリ岩が噴出しています。またカーボナタイトと呼ばれる炭酸塩からなる特殊な溶岩も知られています。

海洋域

次に海洋域ですが、ここにも陸上のように中心噴火で生じた多数の海山や火山島がございます。しかし、これらの大部分は盾状火山で、陸上の火山に比べ非常に大きな山体をつくっています。噴出物の大部分が玄武岩であることも特徴で、ハワイにみられるように比較的静穏に多量の溶

岩を流出しています。したがって爆発指数は低く、1～3%ぐらいです。

ところで、この2枚の世界火山分布図では、海洋域の火山については資料が非常に不足しています。もし、海水を除いて海洋底を見渡すことができれば、延々と続く中央海嶺の中軸では若い溶岩流があふれ、ややなれて大火山が聳えているといった光景をみることができるとも知れません。事実、例えば東太平洋海嶺の中軸沿いでは、数10万年以降の若い溶岩が海底に流出して、ちょうど舗装道路のように延々と続いて固まっているところが発見されています。北大西洋のアイランドやヤンメイアンなどは中部大西洋海嶺の軸部にあたっておりまして、現在ここでは活発な火山活動が行なわれています。その噴火はラキ火山の1783年の活動のように、24kmもの長い割れ目が開いて一度に12km³という大量の玄武岩の溶岩をあふれ出すといった非常に特異なものです。したがって各地の中央海嶺では、このような活動が行なわれてきたと推定されます。

以上、世界の火山分布をざっと概観しました。世界の90以上の温泉や地熱地帯の分布も、このような火山分布とよく一致しています。そしてこのような世界の火山分布をいかに説明したらよいかという問題にはいくつかの仮説があります。

火山の分布とプレートテクトニクス

編集 固体地球科学の方ではプレートテクトニクスという仮説がいろいろな分野から検討されているそうですが、この仮説では火山の分布はどのように説明されているのですか。

勝井 さきほどの図2-1にありますように、最近の地震観測の結果は、みごとに中央海嶺を描き出しています。ここでは早くから地殻熱流量が非常に大きいことが注目されていました。またここでは先ほど申しましたように、堆積物がかぶっていない若い玄武岩の溶岩があふれています。そこで、総延長8万kmにおよぶ中央海嶺こそマンテル対流によって海洋プレートが生産される場所ではないだろうかという考えが出されています。しかし、現在では先程のアイスランドなどを除くと、確かに海嶺軸でおこった噴火というもの、これまで記録がないのです。これは若し噴火がおこっても、深海底ですから大きな水圧がかかっておりますし、流動性にとむ玄武岩質マグマは余り発泡せず静かに枕状溶

岩となって流出するので、海面上からは何も異常をキャッチできないためであるのかも知れません。あるいは少なくとも大航海時代いらい、中央海嶺では活動を休んでいるとも考えられます。この辺は今後の問題です。

ともかく、海嶺沿いには1年あたりにして4km³ぐらいのマグマが噴出してきたと見積る人もいます。このようにして生産されたプレートは両側に少しづつ広がって、西太平洋のような島弧の下へ海溝をつくりながらもぐっていきと考えられています。途中ハワイ諸島のように、マンテルから特別にスポット状にマグマが湧き出してくるところでは、生まれた火山島がプレートによって北西側へ移動するらしいのです。ハワイ諸島でハワイ島が最も新しく、北西の島ほど古いのは、このような考えで説明されています。島弧付近の地震の頻発は、海洋プレートのもぐりこみで説明されていますが、深さ100～200キロメートルももぐりこみますと、海洋プレートは高圧のために変成して脱水がおこります。この水は上のマンテルにしみこみ、マンテル物質の融点を下げ、安山岩質マグマが発生する可能性があります。

島弧に特徴的な安山岩質マグマは、このようにして生ずるか、あるいは海洋プレートそのものが溶けてできるといった主張もあって、今後の問題となっています。またプレートが何故動くか、その原動力の問題も未解決です。以上のように、プレートテクトニクスの仮説は火山の分布に明快な説明を与えると期待されていますが、未だ多くの問題をかかえております。

日本列島の火山分布

編集 日本列島では、これまで那須火山帯とか富士火山帯とかいう火山帯が設定されていますが、これはどういう意味ですか。

勝井 日本列島は北西太平洋域の典型的な島弧でして、活動的な火山だけで約65もあり、第四紀に噴出した火山(群)は総計200近くございます。これらの火山は一樣に分布しているわけはありません。東日本では、千島列島(内帯)から知床半島を経て北海道の中央高地、渡島半島から奥羽山脈を経て北アルプスにいたり、これから南下して伊豆半島を経て伊豆マリアナにいたる地帯に火山が集中しております。西日本では、九州からトカラ列島にいたる地帯にも火山が集中しており、このほか日本海沿岸地方には散在して火山がみられます。(図2-3

参照)

このような火山の並びについて、お話しのように千島・那須・鳥海・富士・乗鞍・大山・琉球などといった火山帯が古くから設定されています。これらは、はじめ全く地理的に、つまり星座のように火山配列が区別されただけなのですが、そのご火山帯ごとに噴出物の岩石学的性質に特徴のあることがわかってきました。例えば奥羽山脈沿いの那須火山帯では輝石安山岩が一般的で、日本海側の鳥海火山帯では角閃石安山岩と輝石安山岩が噴出しています。同様な理由で、富士火山帯を南と北に区別する提案もございました。しかし、岩石学的な特徴に注目した区分には不都合な点もでてきました。それは、那須火山帯の南端では、角閃石安山岩がひんばんに出現して、鳥海・富士北帯・乗鞍の各火山帯と区分する理由がなくなってしまったのです。図2-3の日本の火山をみていただければ、この辺の事情がよくお判りになると思います。

現在では、火山帯の会合点付近で、ある火山がいずれの火山帯に属するかというような問題は余り本質的な問題とは考えずに、先程申し上げたような島弧構造と火山の配列といった問題が注目されています。このような見方からは、火山帯を島弧海溝系の区分にしたがって設定する方が、より自然だと思われれます。千島火山帯というのは、既にこのような意味で使われております。

編集 図2-3でみると西日本の日本海側には、日本では一寸異質とも思えるアルカリ玄武岩の火山が並んでいて、小さな盾状火山をつくっていますが……。

勝井 確かに異質です。と申しますのは、日本の多くの火山は、地下に大きなマグマ溜りが生じ、長期にわたって活動し、大きな安山岩の成層火山として生長したものです。山陰から北九州にかけては、大山や三瓶山のような安山岩の大きな火山もござりますが、アルカリ玄武岩の小規模な碎屑丘や溶岩丘が非常に多数分布しています。これらの小規模な火山は、大部分が短時日の活動で生じた単成火山であるということも特徴です。東日本では、男鹿半島の一の目湯などのマールを除くと、このようなものは殆んど見られません。その理由は未だよく判りませんが、恐らくマグマの性質とその発生・上昇の機構に原因があると思われれます。内弧側で生ず

(38頁へつづく)

図2・1 - 世界の火山と地震の分布<火山分布はIAVCEIカタログとKATSUI, 1971などによる。震央はBARAZANGI & DORMAN, 1969による>

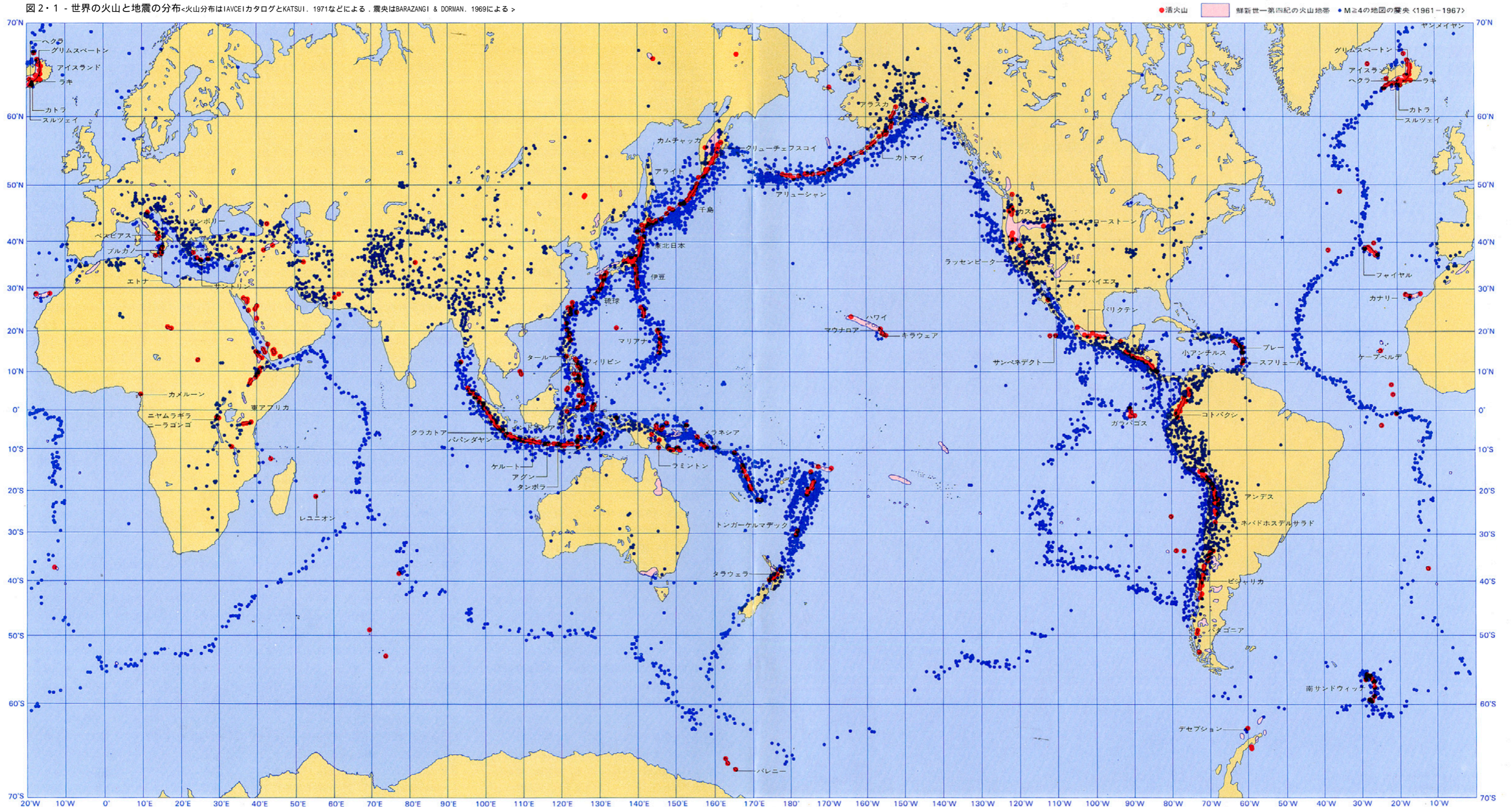
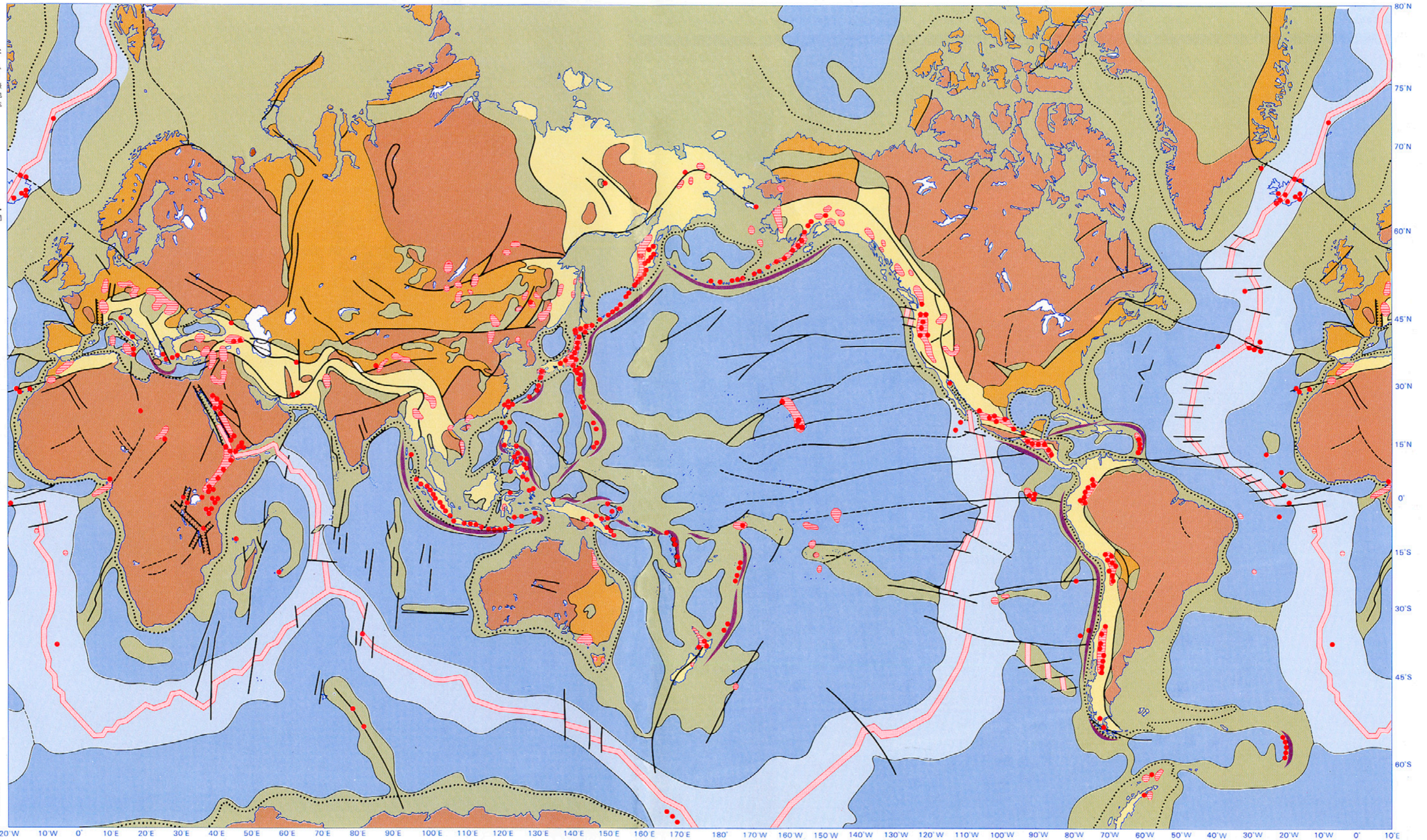


図2・2 - 世界の地質構造と火山の分布

- 活火山
- 鮮新世—第四紀火山地域
- 盾状地および古い台地・地塊
- 古生代の褶曲山脈および新しい台地
- 中生代および新生代の褶曲山脈
- 大陸斜面
- 断層・破砕帯
- ▨ 地溝
- ▨ 海溝
- 海盆
- 前陸盆地・大陸棚・水床・海嶺・海盆周縁部など
- ▨ 海洋中央海嶺



●注 地質構造はKHAIN & MURATOVを簡略した地質構造図の上に主な活火山を記入した

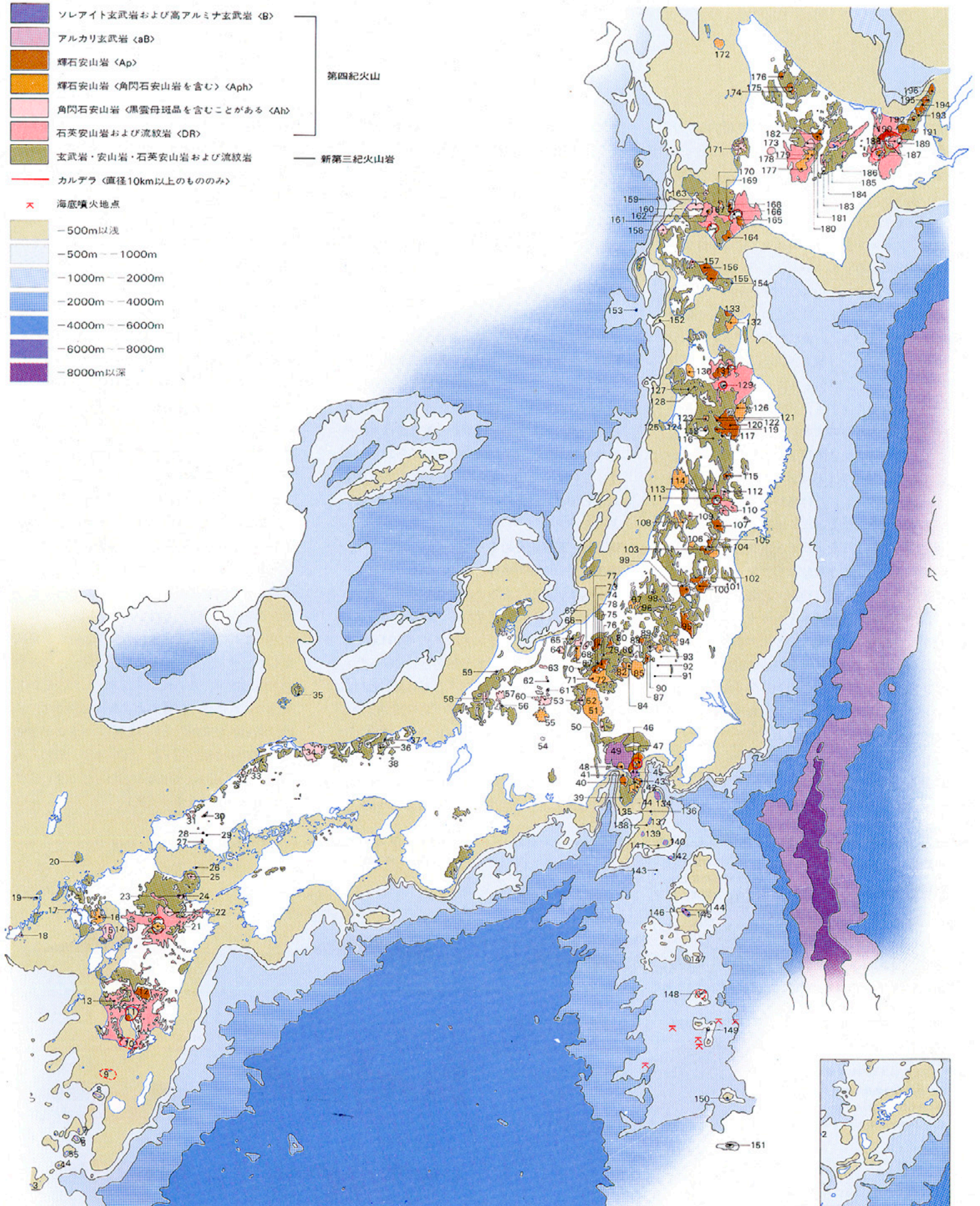
日本の火山

C=カルデラ T=火砕岩台地 S=成層火山 L=溶岩流および小形の盾状火山 D=溶岩円頂丘 P=砕屑丘 M=海底噴火地点 U=形式不明

番号	名称	岩質	タイプ	番号	名称	岩質	タイプ	番号	名称	岩質	タイプ
1	西表島北方の海底火山(注1)		M	66	妙高	Ah	S-C,D	138	式根島	DR	D
2	沖繩島島	Ap	S,D,P	67	黒姫	Aph	S,D	139	神津島	DR	P,D
3	横当島	Ap	S	68	飯綱	Aph	S,D	140	三宅島	B	S,P,L
4	悪石島	Ap	S	69	斑尾	Ah	S,D	141	大野原島	Ap	D
5	諏訪之瀬島	Ap	S	70	菅神	Aph	D	142	御蔵島	B	S,D
6	中之島	Ap	S	71	烏帽子	Aph	S-C,D	143	蘭瀬波島	Ap	D
7	口之島	Ah	S,D	72	浅間	Aph	S,L,D	144	八丈島西山	B	S,P,L
8	口永良部島	Ap	S	73	四阿	Ap	S,D	145	八丈島東山	B	S-C,S,P,L
9	鬼界	DR	T-C	74	御飯	Ap	S	146	小島	Ap	S
	竹島		S,D	75	草津白根	Ap	S	147	青方島	B	S,P,L
	吐錫喇硫黄島			76	志賀(志賀高原)	Ap	L	148	ベコネース列岩	B	S-C
	昭和硫黄島			77	高社	Ap	U	明神礁およびその付近の海底火山		DR	D
				78	毛無	Ap	U	スマス岩およびその付近の海底火山		B	U,M
10	阿多	DR	T-C	79	苗場	Ap	S-C	150	鳥島	B	S,P,L
	鯉池	Ap	T-C,S,D,P	80	飯土	DR	S?	151	磯婦岩	B	U
	池田湖			81	鼻曲	Aph	S	152	渡島小島	Ah	S
	鍋島岳			82	榛名	Aph	S-C,D	153	渡島大島	Aph	S
	開聞岳			83	小野子	Ap	S?	154	恵山	Ap	S,D
11	始良	DR	T-C	84	子持	Aph	S,D	155	横津	Ap	S
	桜島	Ap	S	85	赤城	Aph	S-C,D	156	駒ガ岳	Ap	S
12	霧島	Ap	S,P	86	武尊	Ap	S	157	濁川	DR	T-C
13	蘭半田	Ah	D	87	皇海	Ap	S	158	狩場	Ah	S
14	金峰	Ah	S,D	88	葛蒲平	Ap	L	159	雷電	Ah	S
15	雲仙	Ah	D	89	燈岳	Aph	S	160	イフオヌブリ	Ah	S,D
16	多良	Aph	S,D	90	日光白根	DR	L,D	161	洞爺	DR	T-C
17	虚空蔵	aB	P,L	91	大真名子およびその他の溶岩円頂丘	DR	D	中島 有珠	Aph	S,D	
18	福江島およびその付近の島々	aB	P,L	92	男体	Aph	S		Ap		
19	小値賀島およびその付近の島々	aB	P,L	93	女峰赤嶺	Aph	S,D	162	羊蹄	Ap	S,P,L,D
20	岳ノ辻	DR	T-C	94	高原	Aph	S,D	163	赤井川	Ah	S-C,D
21	阿蘇	DR	T-C	95	那須	Ap	S	164	俱多楽	Ap	S-C,D
	中岳およびそのほかの中央火山	Aph	S,P,L	96	浅草	Aph	S	165	支笏	DR	T-C
22	九重	Ah	D,S	97	守門	Aph	S	恵庭 風不死 樽前	Ap	S,P,D	
23	由布	Ah	D	98	沼沢	Aph	L-C,D				
24	鶴見・伽藍	Ah	D	99	猫魔	Ap	S-C,L				
25	両子	Ah	D	100	磐梯	Ap	S-C		166		漁岳
26	姫島	Ah	D,P	101	安達太良	Ap	S,D	167	空沼	Ap	L?
27	四郎	Ah	D	102	吾妻	Ap	S,L,P	168	札幌	Ap	L?
28	千石	Ah	D	103	蔵王(Ap/Aph)		S,P	169	無意根	Ap	L?
29	徳山金峰	Ah	D	104	雁戸	Ap	S	170	手稲	Ap	L?
30	青野山	Ah	D	105	神室	Ap	S	171	暑寒別火山群	Ah	S
31	阿武	aB	P,L	106	白鷹	Aph	S,D?	172	利尻	Aph	S,P,L
32	大江高山	Ah	D	107	船形	Ap	S	173	イルムケップ	Ah	S
33	三瓶	Ah	T-C,P,D	108	月山	Aph	S	174	ピヤシリ	Ap	U
34	大山	Ah	S-C,D	109	肘折	DR	T	175	沼岳	Ap	U
35	隠岐島後(御蔵)	aB	P,L	110	鳴子	DR	D	176	函岳	Ap	U
36	神鍋(間鍋)	aB	P,L	111	鬼首	DR	T-C	177	十勝(Aph/DR)		T-C,S,P,L,D
37	玄武洞	aB	L		高日向	D		178	トムラウシ	Aph	D
38	室(たくら、田倉)	aB	P,L	112	栗駒	Ap	S	179	忠別	Aph	S
39	蛇石	Ap	L	113	高松	Ap	U	180	大雪	Ah	T-S-C,S,D,L
40	棚場	Ap	S	114	鳥海	Aph	S,D	181	ニセイカウシュベ	Ap	S
41	達摩	Ap	L	115	焼石	Ap	S	182	天狗	Ap	S
42	天城	Aph	L,P,D	116	田沢(注2)		C?	183	然別火山群	Aph	D
43	大室山火山群	Ap	P,L,D	117	秋田駒ガ岳	Ap	S,L	184	ウベベサンケ	Ap	U
44	宇佐美	Ap	S	118	大仏	Ap	S	185	ニベソツ	Ap	U
45	多賀	B	S	119	荷葉	Ap	S,L,D	186	キトウシ	Ap	S
46	湯河原	Ap	S	120	岩手	Ap	S	187	阿寒(DR/Ap)		ST-C
47	箱根	Ap	S-C,L,S,D	121	八幡平	Ap	S	フレベツ フップシ 雄阿寒 雌阿寒	Ap	S	
48	愛鷹	Aph	S,D	122	秋田焼山	Ap	S,D				
49	富士	B	S,P,L	123	森吉	Aph	S,D				
50	茅ヶ岳・黒富士	Ah	S,D	124	寒風	Ah	L,D				
51	八ガ岳(南八ガ岳)	Aph	S	125	目湯	aB	P	188	屈斜路(DR/Ap)		ST-C
52	巻科(北八ガ岳)	Aph	S,D	126	七時雨	Aph	T?,D	中島 アトサヌブリ	DR	S,D	
53	霧ヶ峰	Ah	L,D	127	太良駒ガ岳	Ah	S				
54	上野	B	L	128	田代	Aph	S,D	189	摩周	Ap	ST-C
55	御岳	Aph	S	129	十和田(注3)(DR/Ap)		ST-C,S,D	西別 カムイヌブリ カムイシュ島		S,D	
56	丸山	Ah	U	130	岩木	Aph	S,D				
57	白山	Ah	S	131	八甲田	DR	T-C	八甲田火山群	DR	S,D	
58	大日山	Ah	U	132	忍山	Ap	S,D				
59	戸室	Ah	D	133	むつ巖岳	Ap	S	190	斜里	Ap	S,D
60	乗鞍	Ah	S	134	大島	Aph	P-C,D	191	武佐	Ap	S
61	焼岳	Ah	D	135	利島	B	S	192	海別	Ap	S
62	鷲羽・雲ノ平	Ah	L,D?	136	鶴渡根島	B	S?	193	遠根別	Ap	S?,D
63	弥陀ヶ原・五色原(立山)	Ah	S-C,L	137	新島	DR	P,D	194	霧臼	Ap	S?,D
64	白馬大池(白馬乗鞍)	Ah	S?					195	知床硫黄山	Ap	S
65	新湯焼山	Ah	D					196	知床	Ap	S?

●注1 噴出物の岩質は不明、右の地図の範囲外 ●注2 噴出物未確認 ●注3 ただし中湖の岩質はAp、形式はS,D

図2・3 - 日本の火山<色直記・松井和典・小野晃司(1968)日本の火山.200万分の1地質編集図No.11.地質調査所による,一部改訂>



るアルカリ玄武岩質マグマは大変流動的で、小さな割れ目でも水がしみ出るように噴出してしまふので、大きなマグマ溜りを生じないで噴出し、散在した小型の単成火山をつくったとも考えられます。

編集 アルカリ玄武岩のマグマというのは？

勝井 火山岩のうち、かんらん石や輝石などの有色鉱物を35または40%以上含むものを玄武岩と呼んでいます。玄武岩はこのように有色鉱物に富んでいるので、一般に酸化マグネシウムや酸化鉄に富み、ケイ酸に乏しい（SiO₂ 52%以下）のですが、このうち特にケイ酸や酸化カルシウムに乏しく、アルカリに富むものをアルカリ玄武岩として他の玄武岩と区別しています。この種の玄武岩を顕微鏡下で観察しますと、かんらん石に輝石の反応縁がなく、また斜方輝石を欠いているといった特徴がみられます。

いまま申しましたように、山陰から北九州にかけては、このようなアルカリ玄武岩からなる比較的小さな火山が多数分布しております。詳細に検討しますと、東北地方・北海道の日本海側や、伊豆半島の西側にもアルカリ玄武岩が少量噴出しております。このようにアルカリ玄武岩は、いずれも島弧のずっと内側に噴出しています。内弧側では、地震の震源が深くなっていることから考えて、アルカリ玄武岩はソレアイトよりも深いところ、つまりより高圧下で生ずるといった仮説が提案されています。

高温高圧実験によりますと、かんらん石と輝石に富む組成の物質が部分溶融する場合、低圧下

では比較的ケイ酸に富む液を生じ、高圧下ではよりケイ酸に乏しい液が生ずるといった結果が東大の久城さんによって得られています。この場合、高圧下では部分溶融して生ずる液がケイ酸に乏しくなるだけでなく、アルカリに富むようになり、この仮説をうらづけるような結果が得られています。

編集 伊豆七島の火山のなかにも、玄武岩質のものと同流紋岩質のものとがまじっていたり、同じ地域でもいろいろと違うのですね。

勝井 伊豆七島の大島と三宅島は玄武岩（ソレアイト）質の噴出物、利島と御蔵島は玄武岩と安山岩の噴出物で構成されています。一方これらの西側にある新島・式根島・神津島は火山体の大部分が流紋岩質の噴出物でつくられています。このような顕著なちがいを説明する仮説もありません。

活・休・死火山をめぐって

編集 火山の形の名称として、よくコニーデとかトロイデとか、あるいはアスピーテ、ホマーテなどといわれていますね。これはどういう...

勝井 この用語は、シュナイダー（1911年）という人が、火山の形態的分類名として使ったものです。日本では古くから、この用語が教科書などにも採用されていますが、諸外国では殆んど用いられておりません。コニーデは成層火山、トロイデは溶岩円頂丘、アスピーテは盾状火山、ホマーテは大きな火口をもつ碎屑丘などにほぼ相当します。シュナイダーは、複成火山という

ものは、アスピーテからコニーデをへて最後にホマーテを生ずるのが一般的生成順序であると説いていますが、実際には、多くの場合このような順序にはなっておりません。

編集 よく火山の分類に活火山・休火山・死火山という言葉が使われますが、その意味は？

勝井 活火山は最近の阿蘇山や桜島のように、現在噴火をつづけているものです。休火山は江戸時代まではしばしば噴火した富士山のように、活動記録があって現在活動を休んでいるが将来噴火の可能性のあるもの。一方、死火山はこれまで活動記録もないし、将来も恐らく噴火しないだろうと判断される火山ということになっています。

歴史上の記録というのは北海道のように極めて新しいところもあれば、西日本のように古いところもありますから、噴火の記録があるかないかは多分に人為的なものです。それに数百年以上もの長い休止期のあとに、活動を再開することもありますから、将来噴火するかどうかは実は余りよく判りません。また火山によっては、たった一度しか噴火しない単成火山というもあり、これには、活・休・死火山という言葉はなじみません。したがって現在では、この3つの言葉は次第に使われなくなりました。しかし、やはりこれに代る何等かの言葉は必要です。私は“活動的な火山”という語を、おおよそ活休火山の意味で使うことにしています。但し、英語に訳せばactive volcanoとなってしまうから誤解を生じますが。(笑)

図2・4 - 富士山の模式断面図と東麓の火山灰層との関係 <町田洋 1968>

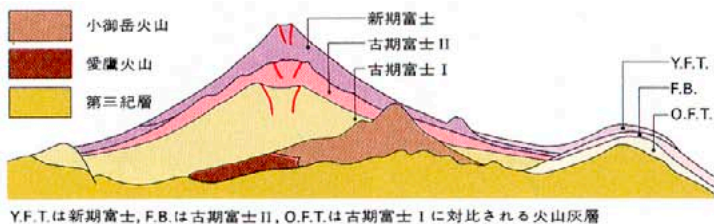
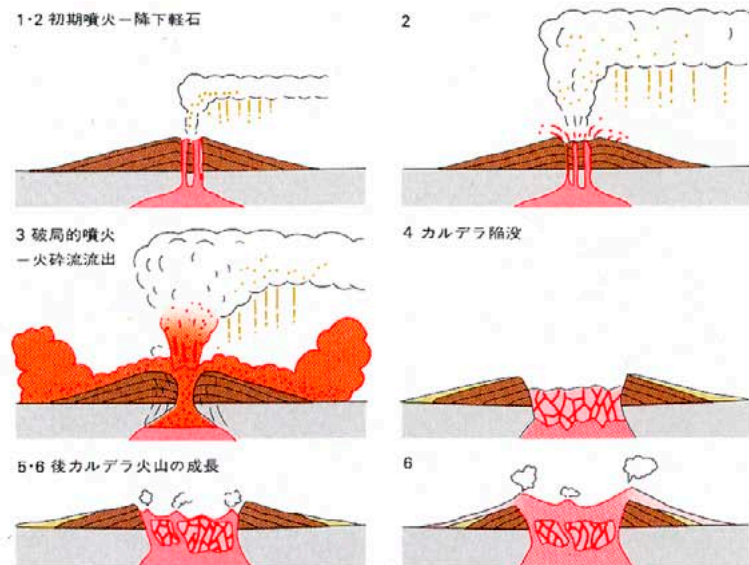


図2・6 - カトマイカルデラと1912年噴出物 <カーチス 1968>



図2・5 - クラカトア型カルデラの形成史 <ベンメレン, 1929; ウイリアムス, 1941>



火山の寿命

編集 火山の寿命について、たとえば富士山などは何時ごろから活動を開始したのですか。

勝井 マールのような単成火山は短命ですが、成層火山では一般に寿命が大変長く、数千年から数10万年におよぶといわれています。もっとも、このような長期にわたる活動では、途中でマグマの性質が変化したり、火山構造も複雑になって、よく調べるといくつかの火山体からなる複合火山であることが多いので注意を要します。そのよい例が、日本の富士山で、一見単一の成層火山のようにみえますが、実はその下に小御岳、古期富士などの火山がかくされていることが、津屋先生や町田さんらの研究で明らかにされています(図2-4参照)。複合火山としての富士山は、古期富士の時代からでも約8万年になります。現在の新期富士は約5,000年前から活動をはじめ、しきりにスコリア・溶岩などを噴出しながら新しい山体および多数の寄生火山を形成しています。古文書にもAD781年から10数回の活動記録があります。富士山は1707年の宝永の噴火以来現在まで270年も活動を休止していますが、これで寿命が終ったとは申せません。歴史時代にはいつからでも、400年以上も活動を休んだことがあるのです。

アンデス山脈の火山

編集 高い山脈の上に火山ができるというようなこともあるのですか。

勝井 それはあるんです。世界で一番高くて活

動的な火山というのは、アンデス山脈のネバド・オホス・デル・サラード(6,863m)という火山です。中部アンデスには海拔6,000m以上の火山が32もあります。これらのほとんどは成層火山ですが、火山自体はそれほど高くはないのです。アンデス山脈は新生代に隆起したもので、中部アンデスは平均的に高さ4,000~5,000mぐらいですが、その上に厚さ数百メートルの流紋岩質の溶結凝灰岩の台地が広く発達していて、さらにその上に安山岩の円錐状の火山が噴出しているのです。ですから海拔6,000m以上の火山といっても、火山自体の高さは、せいぜい1,000mぐらいです。コーカサス山脈の高い火山も事情は同じです。これらの高い山脈の上では、不思議なことに、広大な流紋岩質火砕流台地や安山岩の火山が分布し、玄武岩は殆んどありません。ある人は、深さ60~70kmに沈んでいる山脈の根が再溶融して、多量の珪長質マグマを生じたと考えています。

カルデラのタイプと成因

編集 さきほどの図1-3には、クラカトア型とかカトマイ型とか、カルデラのタイプが記されていましたが、その成因はだいぶ違うのですか。

勝井 クラカトア型というのは、1883年のクラカトア島の大噴火で生じたカルデラをタイプにしています。これは、多量の珪長質マグマが、軽石・火山灰となって短日時に放出され、生ずるものです。日本の九州や北海道の多くのカルデラはこの型のもので、一般に大規模な火砕流

を噴出して生じています。この種のカルデラは、図2-5にみるように、多量の珪長質マグマが一時に噴出すると、マグマ溜りが空になって火山体を支えきれずに陥没すると考えられていますが、最近では、爆発時に相当量の火山体が吹きとばされて生ずるのではないかと考えられています。

これに対し、カトマイ型というのは、1912年のアラスカ半島のカトマイ火山の大噴火のように、陥没したカルデラの位置からではなく、山腹から多量の軽石・火山灰が噴出して山体頂上部が陥没したものです(図2-6参照)。日本では、カトマイ型の確かな例は知られておりません。このほか北米などでは、図2-7にみるように、環状の割れ目から数100km²というものすごく大量の軽石・火山灰の火砕流を噴出して陥没するパイエス型カルデラが知られています。

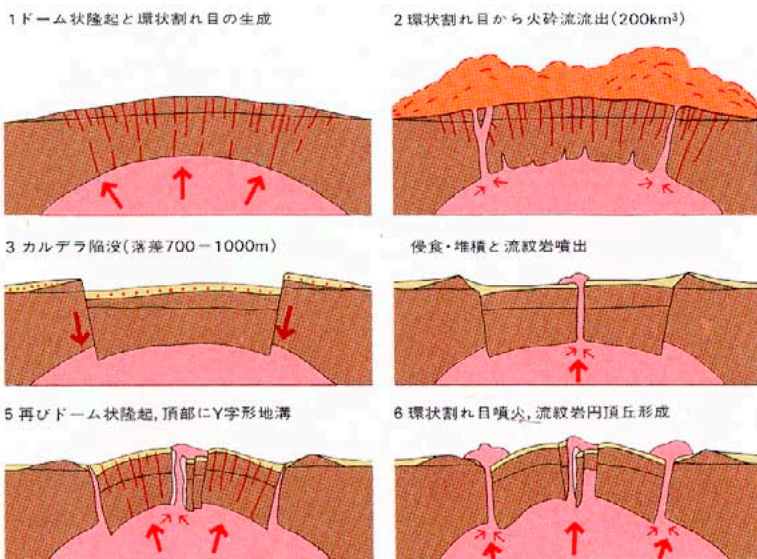
一方、ハワイ火山では、多量の玄武岩質溶岩の流出に伴って生じたキラウェア型があります(図2-8参照)。伊豆大島の外輪山も、このタイプのカルデラと考えられております。

過去数万年間における日本で最大規模の噴火

編集 過去数万年の間に日本で最大規模の噴火といえばやはり九州の火山になるのでしょうか。

勝井 噴火の規模は、火山噴出物の性質と量から近似的に求めることができます。大部分が高温の本質噴出物で、かつ多量であれば、大規模な噴火となります。それで、更新世末から現在までの火山噴出物の量を、一回または比較的短期間の一連の噴火という単位で大きなものを探

図2-7 - パイエスカルデラの形成史



<スミス・ベイリー 1968>

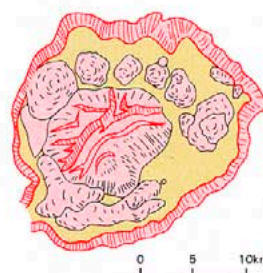
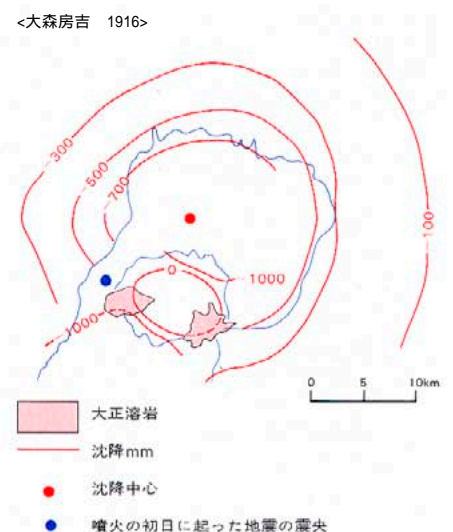


図2-8 - 桜島1914年噴火後の沈降



してみますと、目だって大きいのは、やはりカルデラ形成期の活動です。特に、約2.2万年前におこった始良カルデラの噴火では、降下軽石・火山灰、火砕流を含めると噴出量が200 km³以上になるだろうと推定されています。約3万年前におこった支笏カルデラの活動でも噴出量は100 km³以上です。これに比べると、歴史時代の大噴火は、例えば桜島1914年で約2.2 km³、駒ヶ岳1640年で約1.2 km³にすぎません。これはわれわれ日本人にとって幸いといえます。いま始良や支笏カルデラの大噴火があいついで起ったら、日本列島の大部分が相当な被害をうけることになるでしょう。

編集 大規模な噴火のあと、山体の陥没だけでなく周辺地域の地殻変動が生じることもあるという話をきいたことがあります。……

勝井 1910年の有珠明治新山の生成や1914年の桜島の大噴火で、大森房吉がこのような地殻変動を始めて記録しました。桜島では、噴火前からべ山体の中央部が少し隆起したのですが、鹿児島湾北部の始良カルデラは、逆に相当量沈降しました(図2-8参照)。この事実は、始良カルデラの中心の地下にマグマ溜りがあって、噴火後マグマ溜りの圧力が減少して沈降したと考えられています。地殻変動と火山活動の消長との関係は、噴火予知の上でも注目されています。

火山災害を中心に

火山災害の主要な歴史

横山 私のテーマは火山災害を中心というのですが、わかりやすくするために話を3つに区分し、まず火山災害の例を10ぐらい挙げて、その様相を述べ、次にその災害の対策、最後にいろいろな方法による噴火の予知、だいたいこういった順序でお話しします。

まず火山災害の例ですが、災害といえば犠牲者の数がすぐ問題になりますが、ここでは、それだけではなく、後の話に役立つような観点からもとり上げてみます。表3-1は、ごく主要な火山災害の一覧表で、歴史的に早い方から順に挙げていきますと、まず、イタリアのベスピアスの79年の有名な噴火があります。この噴火でポンペイの町が埋まりました。このときには、死者はわりあい少なかった。というのは西暦63年にこの地域に地震があり、そのためにポンペイの町は相当壊されてしまい、すでに住民は避難していたわけです。よくポンペイの遺跡として、死んだ人が火山灰に埋められて、そこどころに石こうを流し込んで保存されている写真をみうけますが、これは地下室に閉じ込められていた奴隷でありまして、被害としては少ない。ただこれは、歴史的に一番古い記録なので、古代文化、2000年前の文明を現在にまでよく保存していたということにもなって、一般によく

知られているわけです。しかし、当時の人々は、この山がまさか噴火するとは思っていなかったのです。というのは、当時この山は、山頂まで樹木が密生していたことがわかっていますから、活動に長期の休止期間があったようです。一般に、長い休止期間の後に起こる噴火は激しいのですが、このベスピアスもこの例になるわけです。この噴火は、火山学的にもよく調べられています。

次はたいへんとびまして、同じベスピアスが1631年に噴火しています。この噴火は、400年ぐらいの長い休止期間をおいて激しく噴火しました。激しいといっても、非常に大量の溶岩流が出たわけですが、このときの犠牲者は18,000人に及びます。

その次に、少しとびますが日本の浅間山の1783年、天明3年の有名な噴火があります。このときの直接の死者は1,151人とわりあい少ないのですが、その後、天明の飢饉がおこっていますので、その一因に噴火によって日射がさえぎられ不作になったということも言われています。間もなく200年記念にあたるわけで、後で出てくるインドネシアのクラカトアの大噴火がちょうど1883年に起こっており、浅間山は200年、クラカトアは100年で、1983年というのは火山学上の記念すべき年になるわけです(笑)。

その次に、雲仙岳が1792年です。島原半島の眉山が崩壊して、津波が有明海を渡って対岸の肥後に押し寄せた。こうして泥流と津波により死者が15,000人もでた。これが「島原大変肥後迷惑」という話です。次にインドネシアのタンボラが1815年。これは史上最大の噴火といわれています。ここは現在でも交通不便なところなので噴火の詳細は不明ですが、この時の死者が92,000人と記録されています。この人数には、その後周辺の土地が荒廃して、作物ができずに餓死した人まで含まれております。

それから、有名なクラカトアの大噴火が1883年で、このときは36,000人の犠牲者。クラカトア自体は無人島だったのですが、周辺の島々や沿岸の住民が津波のために犠牲になっております。それから、日本でいいますと、この5年後の1888年に磐梯山の噴火により、死者461人の犠牲者がでています。原因は泥流で、当時の人口密度でこのぐらいの被害が出た。この泥流が川をせきとめまして、現在の桧原湖などの景勝の地をつくりました。

表3-1 - 多数の犠牲者をだした噴火

<おもに識訪影による>

火山名	噴火時代	死者概数	備考
メラピ(Merapi インドネシア)	1060年	数千	おもに熱雲による
エトナ(Etna イタリア)	1169年	15,000	爆発・溶岩流出
ケルト(Kelut インドネシア)	1586年	10,000	火山泥流による
ベスピアス(Vesuvius イタリア)	1631年	18,000	79年以來の大噴火
エトナ(Etna イタリア)	1669年	10,000	カタニア市まで溶岩流
メラピ(Merapi インドネシア)	1672年	3,000	熱電と火山泥流による
アウ(Awn インドネシア)	1711年	3,200	火山泥流による
パパンダヤン(Papandjar インドネシア)	1772年	3,000	爆発による
ラキ(Laki アイスランド)	1783年	10,000	餓死者を含む
雲仙岳(日本)	1792年	15,000	火山泥流と津波による
タンボラ(Tambora インドネシア)	1815年	92,000	噴火後の餓死者を含む
ガルンガン(Galunggung インドネシア)	1822年	4,000	火山泥流による
アウ(Awn インドネシア)	1856年	2,800	火山泥流による
クラカトア(Krakatoa インドネシア)	1883年	36,000	おもに津波による
アウ(Awn インドネシア)	1892年	1,500	火山泥流と熱雲による
プレー(Pelée 西インド諸島)	1902年	28,000	熱雲による
スフリエール(Soufriere 西インド諸島)	1902年	1,565	熱雲による
ケルト(Kelut インドネシア)	1919年	5,000	火山泥流による
ラミントン(Lamington ニュージーランド)	1951年	3,000	爆発と熱雲による
アグン(Agung インドネシア)	1963年	2,000	熱雲と火山泥流による

その次が、西インド諸島のプレー火山の噴火で、これが1902年、被害は28,000人。これは非常に恐ろしい熱雲です。泥流というのは温度が低いのですが、それに対して熱雲は温度が高い。これが地面をほうように噴出して来る。浅間の1783年噴火の場合も熱雲と泥流です。このとき、まず、軽石・火山灰を噴出し、次いで、吾妻火砕流が山頂から8 kmの地点まで流下し、翌日になると、噴きあげられた大岩塊は北斜面に落下して、細粒物とともに一団となって高速で流下しました。これが鎌原熱雲と称されるもので、山麓では地表の水を多量にふくんだ火山泥流となって、吾妻川に流れ込みました。この泥流をまともにうけた鎌原村では、556人の村人のうち、助かった人は93人に過ぎませんでした。いづれにせよ、プレー火山の噴火は熱雲の研究の発端になったようです。

それから、時間を追っていきますと、有珠山の噴火が1910年、明治43年です。これは犠牲者なしということで注目に値します。当時の北海道は人口も少なかったのですが、噴火の前兆として有感地震があったので住民を事前に避難させたためです。

次が桜島の1914年、大正3年の噴火で、これは被害は58人とそう多くはないのですが、この大正3年の噴火についてはまだ後で触れます。それから1919年にケルトーというインドネシアの火山で死者の数が5,000人という火山災害が発生していますが、これも泥流です。これについても後で触れます。

もう一つ、ごく最近いわれているものに1963年のインドネシアのアグン大噴火があります。このときの死者は2,000人。主な原因は熱雲と泥流です。このアグンの大噴火は、1843年以降のもので、そして、この大噴火による火山灰は成層圏にまで達し、地球を回るものですから、1964～65年には日射がさえぎられて異常気象をおこし、世界的な農業災害を招いたといわれています。このときは航空機によって、地表20 km以上の高さに火山塵が確認されています。最近、気象学の分野で、地球が寒冷化しているという議論が盛んですが、その一因として火山灰の影響があるのではないかという話は、これが一番最近のデータになっています。

以上みてきたように火山災害というのは、まずは人口密度の高いところで被害は大きいわけです。日本もそうですが、特にインドネシアの

人口は稠密なため、被害も大きくなっています。それからまた、火山の周辺というのは一般的に土地が肥沃なために人口も多く、疎開などということはなかなかむずかしいのでありましょう。この逆の例としては、メキシコにコリマという火山があり、この近くにコリマという町がありますが、火山の周辺の人口は非常に少ない。1992年12月にこの火山が噴火して溶岩流を出しました。私はちょうどその時、たまたまメキシコ・シティにい合わせたのですが、噴火してから約1週間後に現地に行きましても、厳密に、いつ噴火が始まったのが全くわからないのです。それほどこの土地の人々は無関心なんですね。溶岩流が出て、無人の森林をちょっと焼く程度なので人々は関心を示さない。火山学上はまことにもったいない話ですが、いづれにしても人口の少ないところでは、火山災害にはならないという例です。

大きな火山災害をひきおこすものとして、さきに申したように熱雲があります。熱雲というのは火山噴火の際、火山の下から出てくる数100から1000近くもある非常に温度の高い新しい噴出物が、上へ行かずに火山の斜面に沿って非常に速い速度で走り下がっていく。そしてジェットみたいに空気を巻き込んで噴射しながら走っていく。日本では、先ほど申しましたように浅間の天明の噴火のときにこれがみられましたし、それから被害はなかったのですが、桜島の1939年の噴火のときにも小規模の熱雲がみられました。

それからもう一つは津波です。とくに海岸近くの火山の津波は、きわめて破壊的です。クラカトア、雲仙岳、北海道の駒ヶ岳、渡島大島などは津波災害をおこしています。

それから泥流というのがあります。火山泥流はインドネシア語でラハール(Lahar)といい、これが国際的な術語になっています。特にインドネシアのケルトーの泥流が有名です。このケルトーでは火口湖に水がたまる。これは日本ではちょっと理解しにくいのですが、普通、われわれは火山というと、深部に地下水はためて地表近くには水はたまらないと思っている。堆積した火山岩はガサガサでどんどん水をとおしてしまい、火山地域で飲み水をとるのに苦労するくらいなんです。このケルトーという火山では、火口が安山岩の岩盤で、噴火が済むと、水を漏らさないで火口湖になってしまいます。

それで次の噴火のときには、新しい噴出物が水とともに溢れる。このときの泥流が一次泥流です。そして少し時間がたつと、そこに熱帯特有の集中豪雨が降りそそいで、すでに堆積している噴出物を再び泥流として流す。これが2次泥流になるわけです。これをラハールと言うのです。南米のチリあたりでは、火山噴出物が雪を溶かして泥流災害をおこしますが、これもラハールといっています。日本でもこうした例はいくつかあります。

もう一つは海底噴火で、最近で有名なのは1952年の明神礁の噴火です。このとき海上保安庁の水路部の観測船「第5海洋丸」が遭難しまして、31人の乗組員が全員犠牲になったという、悲しい記録があります。これは多分、海底火山の火口の真上において噴火に遭遇したものと思われる。海底の噴火というのは岩石の性質によって違いがありますが、一般的には、海水と1000近い高温の火山噴出物が急に接触しますから、非常に爆発的になります。

火山災害の対策

そこで次の問題として、こういう災害を軽減するのに実際にはどんな対策があるかという話に移ります。この対策としては、噴火前の対策と噴火中の対策とに分けられますが、噴火前の対策としてよく例に出るのがインドネシアのケルトーです。インドネシアは第2次世界大戦までの300年間くらいオランダが支配しておりました。オランダは、地学研究も非常に熱心な国でこのケルトーの火口湖の水を減らしてラハールの原因を取除くという計画は、すでに1920年頃から着手されています。ケルトーの場合には1586年の噴火のさいには1万人が死んでいる。先ほど申しました1919年のときには5,000人の死者がでていた。それでこの後、火口湖の水を減らすために、大規模な工事を始めました。火口湖の水を抜くために一挙に一番底から始めますと、水圧のために工事ができない。それでだんだん水位を下げながら上から順に7本のトンネルを掘り、最後にBというトンネルができたわけです。そして1951年にまた噴火したのですが、このときにはすでにBトンネルができていたために、火口湖の水が一番下のレベルまで下がっており、そのため泥流は出ず、災害を防ぐことができました。しかし、この噴火で火口の底がまた深くなってしまい、またまた水がたまり始めましたので、新しいトンネルを掘始

めました。ところが1966年にまた噴火して、このとき数100人の犠牲が出てしまいました。新しいトンネルは1967年に完成しておりますが、このトンネルは、インドネシアが独力で掘り上げております。

それからまたこの火山では、水を減らす対策と同時に、泥流を人口の集まっている町からよそへ方向転換させる工事も平行して行なっております。まず泥流の向きを変えるダムをつくり、次にこの泥流を一時たくわえる貯溜池をつくり、そして都市から遠ざけるという大工事です。1973年にはこのダムが完成していますが、これには日本が技術援助して建設省などから技術者が出向して工事を指導しており、そのためにサボダム (Sabo Dam) と言って、砂防という日本語がそのまま通用しております。日本では、こういう対策を必要とする火山はまずないのですが、インドネシアは開発途上国でありながらよくやっていると感じを受けました。わが国で平常の火山対策として重要なことは、風光明媚だからといって、活火山山麓にやたらに別荘などをつくらぬことでありましょう。

噴火中の対策としては、ハワイでは溶岩流を爆撃して方向を変えるというようなことも、1950年代にやっております。

伊豆大島では、1951年の3月頃に火口から溶岩が溢れだして、外輪の野増口という西側の稜線の一番低いところに溶岩がせまったときに、急いで石を積んでこの流れを防ぐ準備をしましたが、幸いこの直下で流れがとまりました。それから、いまの桜島では、緊急時にフェリーが着けるりっぱな避難港を島の周辺に約10カ所もつくっています。かりに大きな噴火があってもどこかの港が避難に使えるわけです。

噴火の予知をめぐる

以上のように噴火は、いろいろな災害をひきおこしますが、では噴火のおこる前に火山活動を予知できないかということが問題になります。一般に予知といいますが、火山噴火の予知は天気予報などと違った面があります。地震予知を引きあいに出しますと、地震予知よりは火山の噴火予知は、ともかく場所が決まっているだけでもやさしいのではないかと、そういうふうを考える人もいます。確かに、火山の噴火予知では、だいたいの場所が決まっております。しかし、すでにお話ししたように100年とか200年をおいて噴火する火山があり、休止期間が長いほ

ど激しい噴火をする例が多いのです。日本ではそういう火山が50以上もあります。これらすべてを不断の注意をもって監視することは、経済上の問題もあって実際には不可能なのです。現在のところは、いわゆる活動的な火山に焦点をしばっているわけです。

それから地震予知と違うところは、地震は本震が起こりますと、後には必ず小さくなる。余震というのは小さくてやがて終わることがわかっている。これに対し噴火というのは、噴火開始とその消長を調べていって、最後の終息までやらなければならない。この点は地震と非常に違うところですね。ですから地震は、ともかくその発生を予知さえすれば、どんな方法でも採用すればよいが、火山の予知の場合には、火山現象全般を理解しなければならないのです。火山及び火山現象の基礎研究をもとにしなければ、噴火現象のプロセスを予知するなどということはとてもやれないはずのものなのです。実は地震予知も同じことなのですが、よく群発地震が霧島山ろく辺にも起こるし、また松代群発地震というものもありましたが、これは、見方を変えますと火山の末期的な現象とも言えるものです。群発地震とは、たいてい火山地帯とか温泉地帯に起こります。これのむずかしいのは、場合によると延々と続くことです。一般の人々の関心もこれがいつ終わるかという点に集まるのも当然のことでしょう。

噴火予知の失敗の例としては、大正3年の桜島の噴火があります。当時、対岸の鹿児島測候所に地震計が設置してあり、噴火の数日前から前兆地震を記録していましたが、測候所は、「火山と地震とは直接関係ない、したがって桜島は噴火しない」と述べたのであります。このため、避難の機を逸して犠牲も大きくなった面もありました。

いま東桜島小学校の庭には桜島爆発記念碑が建っており、それには当時の村長によって、論理を信用してはいけない(笑)、自分で危険を感じたら逃げる、という意味のことがその石碑に書かれているわけです。これは1914年当時のことですが、確かにこの噴火に先立って地震もあつたし、温泉が非常に高温になったということもあつたのです。しかし、当時の火山学では、これらの前兆があつた大噴火に必ず結びつくという確信がなかったことは無理のないところであります。現在では、鹿児島気象台および京都

大学桜島火山観測所の手によって、諸種の観測網が張られています。しかし、火山噴火というのは、これを実験して調べるというわけにゆきませんので、予知は100%確実とはまだ言えません。いろんな場合を経験し、これを調べて、その成果を蓄積してゆけば、やがてはその目的が達せられるものと期待しています。大正3年の桜島の失敗は、そういう目で見ていただきたいと思ひます。

現在わが国では、地震予知ということが大きな問題になっておりますが、噴火予知の方でもおくれせながら、昭和49年から、国としての火山噴火予知計画が発足して、気象庁及び各大学の観測所を整備して、全国的に噴火の予知を完成しようと努力しております。

具体的な方法はいろいろと考えられるのですが、基本的なのは地震観測です。

では地震観測によって、如何にして噴火の開始を予知するかというと、これはまず地震の頻度が目安になります。ただこの辺になりますと、いまだに常識的な判断と言われても止むを得ない点があり、現在のところは、だんだんと地震がふえていって、やがてカタストロフィーに達して噴火が始まるのだらうと考えられています。また震源の深さに注目する方法もあります。震源の上下方向あるいは水平面内における移動ということから判断する。この辺のことは、今後興味あるテーマです。

2番目は、地殻変動を見つけて噴火の予知に役立てる。これは水準測量、あるいは三角測量の結果を解析します。

3番目は、ポテンシャル量、すなわち重力および地磁気を観測する方法であります。この種の物理量は、地下の状態の変化を直接地表へ伝える特性があります。

4番目は、熱です。噴火の前には温度があがるのだらうと考えられるのでこれを調べます。これは赤外映像を飛行機から撮影するわけで、遠隔測定(リモートセンシング)が最近非常に発達してきましたから、火山観測においても、観測者が危険をおかしてまでやらなくても、こういう進歩した技術を用いて観測ができるようになりました。最近の国際雑誌にも、人工衛星から見た桜島の噴煙に関するアメリカ人の論文が発表されているくらいです。

5番目は、噴出物を調べる方法。これは噴出物をちょっと見るだけで、どんな種類のマグマが

活動するかがわかる。ですから、この調査によってその後続く活動のタイプを予測する。たとえば昨年の暮に硫黄島の南の方で、島になるかどうかと火山のことが話題になっていましたが、そのさい、この火山がどういう噴火をするかということを予測する場合、水路部があそこの海底から石をとってきています。それを調べると玄武岩と安山岩だったので、特別のことがない限り玄武岩と安山岩の溶岩が出てくるであろうと考えられる。そうすると、そう激しい噴火ではないだろうという見込みになるわけです。しかし、その岩石がデイサイトとなると、これは爆発的な噴火をしますから、たいへん危険だという見込みがたつわけです。

ただ前にも指摘しましたように、1000 近い溶岩が海水に接すれば、岩石の性質が何であろうと実際には相当爆発的になる、そういう懸念もあります。

それから最後に、火山ガス。これも厳密に言えば噴出物ですが、ともかく火山の地下深いところからものが出てくるのですから、非常に重要な情報を与えてくれる。最近では、隔測で火山ガスを調べることができます。これは公害の研究によってこの種類の機器が進歩して、火山のふもとにいてSO₂の含有量をすぐ読めるようになりました。

このように隔測の装置が非常に進歩してきたので、いままでは危険でできなかったこういう新しい調査から、噴火予知がぐんと進んでゆくものと思われまます。

編集 火山災害の話で、火山灰が一時的に広がって、付近の農作物をいためるというようなことは……

横山 それは、桜島がそうなんです。さきほどもお話したように、桜島では大正3年の噴火のように山腹から溶岩流を出すような大噴火に対しては、十数カ所に避難港ができていたわけですが、いま、ご指摘のような火山灰が降ることに対しては、対策の施しようがありません。1回や2回じゃなく、しかも季節ごとに風により火山灰の降る方角が変わるわけで、付近の住民にとっては、これが一番困る。どこにも苦情の持っていきようのない災害で、農作物、特に桜島の果物はほとんど全滅に近い状態です。せめて予報ができないかという話もあるのですが、要するに、火山灰がどのくらい降るかを予報することは、火山活動の微細構造を予報することな

ので、現在ではまだ大変にむずかしいことなのです。

編集 最近、火山噴火の開始を予知したという例はあるわけですか。

横山 ええ、ソビエトであります。カムチャツカで、3年ぐらい前から噴火の始まった玄武岩質のトルバチックという火山です。これは前兆現象としておこった地震によって予知したそうです。カムチャツカの火山研究所では、どこでいつ噴火するというのを予測しまして、ヨーロッパからジャーナリストを呼んで待たせていたということです。

編集 それで全部当たったわけですか。

横山 ええ。それで噴火開始から観測の展開までを映画に撮っていますね。それから、ハワイでも1970年頃から観測体制を非常に整備して、現在のはかなりの程度まで予知を行なっています。その設備や研究者もすぐれています。ご承知のように、ハワイ火山は日本の火山にくらべると構造が単純であり、しかも、ほとんど毎年のように噴火をくりかえしている。噴火予知研究のためには非常に有利な条件でして、私どもからすれば、うらやましい限りです。

火山噴火と寒冷化

編集 現在さかんに話題になっている地球の寒冷化と火山活動との関連については、どのように考えられているのでしょうか。

横山 私自身は、この方面の専門家ではございませんが、火山学の面からみた説をご紹介します。歴史上、火山の大爆発によって多量の噴出物が大気中に放出されてきました。これら噴出物のごくわずかの部分(0.1~1%)が成層圏に滞留するのですが、太陽光線のエネルギーが最大である波長(0.5μm付近)に等しい大きさの火山塵の滞留期間は10年くらいと計算されています。ただし、火山塵は次第に極方向へ拡散しますので、長期滞留は極付近で著しいと考えられます。したがって一つの火山噴火による太陽放射の減少の継続時間はたかだか数年ということになります。確かに、火山塵の滞留は大気の温度の低下の原因になりますが、地球上の火山噴火がパルス的であることを考えると、火山噴火だけを地球の寒冷化の原因とすることには疑問が生じます。副因にはなり得るでしょう。気候変動には、複雑な要因が多く、今後の解明にまつべき問題だと思えます。

火山と人間生活

温泉の研究史

大木 私のテーマは火山と人間生活ということです。火山の恵みである温泉の話になります。温泉活動というのは、火山噴火ほどではないけれども地学現象として珍しいものが多いと思います。科学的探求が本格的になった1800年代には、多くの大学者が盛んに温泉の研究を行なっています。たとえば化学実験でおなじみのブンゼンバーナーを発明した有名なブンゼンです。彼は1847年にアイスランドに旅行して、そこでたくさんの火山と温泉をみました。なかでも周期的に熱湯を噴出する間欠泉の活動に心をうばわれ、その活動の原因を熱心に追求しました。そして温泉水は、雨水が火山の熱で暖められたものだと結論しています。

温泉の科学的研究はブンゼンによって始められたと言われています。1800年代から1900年代の初めにかけてアメリカでは、イエローストーン国立公園の温泉がたくさんの地質学者や化学者によって盛んに調べられております。イエローストーンでは現在でも、美しく非常に珍しい温泉現象を沢山みることが出来ます。たとえばマンモスホットスプリングスでは山腹から湧きだす温泉から炭酸カルシウムが沈澱して段々畑のようなテラスがつくられています。あるいは噴泉騰と言いまして、高さが数メートルの炭酸カルシウムの塔ができ、その頂上から温泉がチョロチョロと湧きだしています。オールドフェースフルと名づけられた間欠泉は、イエローストーンのハイライトです。

こういうものを盛んに研究したわけですが、しかし、地学現象の本質的なものとなかなか結びつかなかったのです。こうして珍しい現象を見ようという研究は、大体1930年ぐらいで終わってしまうのです。

温泉の成分の研究は、医学的効果と結びつけようと努力されました。温泉へ行って療養すれば病気が治るということが昔から言われています。温泉の中に何か不思議な成分があるのかも知れない。いろいろな成分を細かく分析することが始まったわけです。発光分光分析法が発達し、各種の微量元素が分析され、温泉の本質的な成分を調べることが1940年ぐらいいまで続きます。ところが、分析してみますと、岩石の中にある元素ばかりで特別不思議な成分は何も見つけれ

すことができませんでした。温泉成分の本質的なものが何であるかわからなくなってきて、こうした方法での化学的な興味も薄れてしまいました。しかし、1930年ごろからもっと別な面の発展が始まっていました。

たとえば水というようなごくあたりまえのものが、どうしてあんなにもいろいろな物質を溶かすのかというような研究です。あたりまえと思っていたものを見直そうという考え方です。そういう意味での科学は、いまに至るまで続いていると思います。1950年代になって、温泉化学の問題の所在がわかってきました。どんな温泉の中にも塩素イオンが溶けています。塩素イオンは、海水の中にたくさんあるもので別に特別なものではありません。温度の高い温泉ほど塩素イオンが多いということは、昔からわかっていましたが、なぜ高温温泉には塩素イオンが多いのか、これをどうして説明したらいいのか？このことを考えるようになって、はじめて温泉成分の問題がおもしろくなってきたのです。

温泉の分布

ここでちょっと話をかえて、別の角度から温泉をみてみます。温泉は火山と親子のような関係にあると言われています。温泉の分布しているところは、環太平洋火山帯とか、イタリアなどのように火山がたくさんあるところですが、最近、温泉の分布をプレートテクトニクスの立場から説明する試みがなされています。温泉がこの場合地熱と言ってもいいのですけれども分布しているところは、プレートとプレートとの境界に多いようです。大西洋中央海嶺、東太平洋海嶺というような、地下深くからマグマが湧き出てくる場所にたくさん熱量を放出する温泉があってもよいはずですが、その例としてはアイスランドです。もっとほかにあるかといわれても、あとは海の中になってしまうのでいい例は出てきませんが、それから、島弧などのようにプレートが沈み込むところにも、火山にともなって温泉がたくさんあります。日本、ニュージーランド、インドネシアなどがそうです。また、ホット・スポットというマントルから高温のものが湧き出す温泉があります。人によっては、イエローストーンもホット・スポットにしています。イエローストーンからは、日本の温泉総湧出量の数倍にあたるものが湧き出します。プレートの沈み込む地域から放散される地熱は、プレートの生れるところに比べ

と一けた小さいようです。

しかし温泉を地図にプロットしてみると、火山分布と合わないところが出てきます。たとえば、中国大陸の中の温泉、ハンガリー盆地の温泉など、現在、火山も何もないところに温泉が分布しています。こういうところは、地下の地温上昇率がわりと高く、100mで6℃とか8℃になっているようです。厚い堆積物がたくさんたまっている場合が多く、それをジオプレッシャーベイズンと呼んでいます。熱源は何であるかは、まだわかっていません。

プレートとプレートの衝突する褶曲山地にもよく温泉があります。

熱水系 熱水卓越系と蒸気卓越系

地熱発電のように蒸気を取り出す目的で地熱系を調べてみますと、たとえばイタリアのラルデレロという古くから地熱発電をやっているところでは、過熱水蒸気が噴き出しています。アメリカのカリフォルニアのガイサーも同じです。ガイサーというのは間欠泉のことですが、ここには間欠泉はありませんが、過熱水蒸気が出てきます。水蒸気の温度は200℃以上もあって、発電機を回すのに利用されます。

ところが水蒸気だけを噴水する熱水系は非常にまれで、ほとんどのものは、水蒸気と温泉とがともに湧き出てくるのです。ニュージーランドのワイラケや日本の多くの温泉、あるいはイエローストーンもアイスランドもみな同様です。熱水系を二つに分けて、前者の場合は、過熱水蒸気なのですがこれを蒸気卓越系(Vapor dominated system)と言い、後者の方を熱水卓越系(Hot Water System)と言っています。英語では、両者を含めて熱水系(Hydrothermal System)と呼んでいます。熱水系は、水蒸気とか温泉とか熱流体で地上に運び出されてくるものですから、利用しやすく、そのため現在では、熱水系の研究や開発が盛んにすすめられています。さらにより深い地球内部の熱を利用しようという動きが活発になってきています。

温泉研究と金属鉱床

さきほど温泉の溶存成分では、塩素イオンの問題がたいへん重要だと言いました。温泉の成分には、地球の中から初めて地上にあらわれてくる特別な成分があるはずですが、マグマから初めて分かれてくるような何らかの成分がかりにあるとするならば、それは温度が高くて地熱放散量の大きな温泉の中にあるだろうと思われま

す。最も高温で熱放出量の大きい温泉を追ってみますと、そういう温泉は食塩型の温泉であったわけですが、これを1957年に、アメリカの地質調査所にいるD・Eホワイトが指摘しました。近代的な温泉の研究は、このときから始まると私は思っています。

水の臨界温度付近375℃、圧力が230気圧ぐらいつまり高密度水蒸気には、食塩が2～3%蒸気になって溶け込むことができるのです。珪酸(SiO₂)も水蒸気に溶けやすくなります。高密度火山性蒸気から導かれる高温の温泉の中には、食塩と珪酸が多いということがかなりうまく説明できます。

地下にあるマグマから熱水系が分離するのは、高温、高圧下での一種の蒸留です。高温、高圧で蒸留すると、食塩とか珪酸が気相に移るのです。地上に近いところで蒸留が行なわれますと、普通の実験室でやっているように、食塩とか珪酸はみんな溶液の中に残って、水だけが蒸発します。浅いところで蒸留をされると、揮発性の大きい硫化水素とか炭酸ガスのみが蒸気相に移り、食塩、珪酸、その他の塩類は液相の方に残るのです。

温泉と鉱床も深い関係があります。温泉は、鉱液から金属元素が脱落したものと考えられています。たとえば亜鉛、銅、鉛というような金属鉱床をつくる元素を運ぶ鉱液、それは水が蒸気かはわかりませんが、とにかくそういうものがあって、それがぐるぐる地下を回って鉱床ができるのです。鉱床と結びつくのは、どんな特別の温泉なのだろうか。そういう発想法になりまして、いろいろな金属鉱床をつくる鉱物と温泉との関係が、いま盛んに研究されています。昔は、金属鉱床は何でもマグマから導きだされるところと考えていたのです。いまは、海水とか普通の堆積岩や火山岩などから、どのようにして金属元素が濃集してくるのかという追求が盛んに行なわれているわけです。

温泉療養

日本人は非常に温泉が好きで、温泉の効用では、「古事記」の数年後に出た「出雲風土記」に玉造温泉のことが記録されています。これには、健康や美容に温泉が非常に効くとされています。そのころから日本では、温泉は入浴するものなのです。この伝統は今日まで続いていて変わりはありません。ところがヨーロッパでは、むしろ温泉を飲むということが昔から盛んです。い

づれにしても飲む水ですから、これを化学分析するわけです。有毒なものが入ってはいけません。水の成分をうんと細かく分析して水質の分類が行なわれました。

日本人は、もっぱら入浴する方です。有名な貝原益軒先生も、温泉は飲むなど言っています。火山国日本の温泉には、酸性泉が多く、ときには砒素が入っていますから不用意に飲むのは害があります。火山国日本の温泉とヨーロッパ大陸の鉱泉あるいは温泉との違いが、ここにあるわけです。

昭和23年にわが国では、温泉法が施行されました。温泉は非常にいいものだから、国民こぞって開発してどんどん入りなさい。そしてみんなが入るのだから、温泉を化学分析しなさいと法律で決めたわけです。そしてそのさい、ヨーロッパ風の温泉分析のテクニクとか分類法が導入されました。温泉を大きくは11種類、細かく分けると80数種類にも分類しています。私はかつて、ある外国人から次のような質問をうけたことがあります。「日本では、温泉を分析し、その温泉に入浴して効いた効いたといっている。飲んで効いたとか効かないとかいうのならわかるけれども、日本人は細かく分析されているいろいろな成分が、皮膚を通して身体の中に入っていくというように考えているのだろうか？温泉に入浴するのはほんとうに効くのですか？」私の答えはともかく、私はこのとき 和魂洋才 という言葉を思い出しました。西洋から技術を導入するけれども大和魂は失わない。温泉の科学は、まさに和魂洋才的に導入されています。ヨーロッパの分析・分類の技術を導入し、そのシステムを用いて入浴しています。しかも、日本の権威ある厚生省が法律で和魂洋才の行政を展開しようと努力しました。温泉法のなかには、日本の学問の輸入の仕方がそのまま残っていて大変興味があると思います。

温泉がそんなに身体に効くかということになりますと、抗生物質とかワクチンのように、飲んだり注射したりしてすぐ効くことはないでしょう。しかし、温泉に入浴することが非常に健康によいことも確かなんです。民族が長い歴史のなかで持ちつづけてきたこの療養の方法は、やはり根拠があるのです。

分析的にすぐ効果がわからないからといって捨ててしまえるものではありません。薬をたくさん飲み、そのために副作用がでて、しまいには

病気になるという例もあります。温泉においてはこういうことはないわけです。現代人は、疲れて病気になることが多いわけですから、安いお金で身も心ものびのびすることができれば、病気が治るのはあたりまえの話でしょう。近代化が進んだ日本でも、もう一度ローカルな伝統的な温泉を使つての療養を考え直す必要があると思います。

地熱利用に対する一つの提案

日本がエネルギー危機になってから、地熱開発を盛んにしよう、温泉がたくさんあるから地熱発電をしようと通産省が中心になってやっております。地熱発電のスケールは、火力発電所に匹敵するものにしなければならぬ。つまり、50万キロワット単位の発電所をつくらうという計画が盛んです。事実、アメリカのガイサー、ニュージーランドのワイラケ、イタリアのラルデレロなどでは、地熱の状態も非常にいいので、50万キロワットまではいかななくても20~30万キロワットの発電には近づいています。日本でも調査をすれば、そういう発電所ができるだろうということで、大型プロジェクトを組もうという発想法があります。しかし、日本の温泉地帯の規模を考えますと、世界で指折り数えるしかないような有力な地熱地帯は数カ所もありません。5万キロワットや1万キロワットという小さいものでは、現在の日本の安い電力エネルギーを考えると、人件費とか施設投資が大き過ぎて全然問題にならないという見方が非常に強いのです。しかし、いまのエネルギーのコストを考えるとだめでも、これからのエネルギーが高くなることも考えておかななくてはなりません。小さい地熱発電でも必ず価値が出てくるでしょう。小さい地熱発電所ならば日本には何十カ所もつくることができるはずで

電力のようなポテンシャルの高いエネルギーも、人間が使う段階になれば、最後は熱水、暖房、温室などの熱源として使うので、直接発電以外に、熱エネルギーを多目的に利用することが大切でしょう。電力と熱源の両方を組み合わせて地域開発を進める必要があるのではないかと思います。つまり、日本のあちこちで地熱エネルギーを開発して、その地域に結びついた開発がこれからは必要になるでしょう。世界の大きな地熱発電だけを見てそれを真似することではなしに、日本の火山活動や地熱活動に合っているエネルギーの利用の方法をすべきだと考えてい

ます。

編集 ヨーロッパなどでは、第三紀の火山帯のところに温泉が分布するというお話でしたが、そういう温泉の温度は高いのですか。

大木 温度は余り高くないのです。なかには40とか50とか高いのがありますが、一般にはそう高くなく、炭酸ガスをよく含んだミネラルウォーターが各地にあります。

編集 ハワイとか富士山など活動的な火山には温泉がでてませんか。

大木 熱水系ができるには、水と熱とのバランスを適当に保つ特殊な条件が必要のようです。火山体というのは、富士山もハワイの火山も、恐らくアイスランドの火山もそうですが、水にとってはスポンジがざるみたいなのです。火山体の中は水がめともいえます。マグマが出てくるすぐそばでボーリングしても、新しい火山体の中では温度がなかなか上がらないのです。古い火山、たとえばカルデラで山が崩れ、侵食されて火山の堆積物が取り去られたその真ん中に、温泉が見つかることが多いと思います。それは、地上の水が余り浸み込まないような古い岩盤の中へ下から火山の熱が供給されてくるわけで、そういうところに温泉ができるのです。富士山とかハワイになぜ温泉がないのかという問題も、火山体の構造と結びついて説明ができるのではないかと思います。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終りたいと思います。本日は長時間どうも有難うございました。

火山活動の観測と防災

諏訪 彰 = 気象研究所地震火山研究部長

暴れ狂った有珠・桜島

昨年8月7日朝、洞爺湖（カルデラ）の南縁に位置する有珠山（727m）が大爆発し、噴煙は12,000mの高空に達し、北海道の大半に降灰した。有名な昭和新山の噴火以来、32年ぶりの噴火であった。以後、同月14日未明まで、大小の爆発が十数回も繰り返され、石英安山岩質軽石を含む火山砕屑物総量は約0.08 km³と概算され（勝井義雄氏による）、付近一帯の農作物等に惨害を与えた。

更に、噴火停止後も有感・無感の火山性地震が続発し、かつ、山頂火口原などでは地盤が目覚ましく隆起し続けたが、11月16日には再び小爆発も発生し、過去の諸噴火の実績に鑑み、火山活動の今後の成り行きが警戒されている。

しかし、噴火開始より約30時間前の8月6日未明から、有感・無感の地震が続発し、有珠火山監視の任にある室蘭地方気象台が、4回も臨時火山情報を出して実況を発表し、人びとに注意を促していたためもあり、死傷者は全く出さずにすんだ。

なお、今回の有珠火山の活動は、1974（昭和49）年に火山噴火予知連絡会が発足してから、多くの関係機関が本格的に連繫し、多種多彩な観測・研究に取り組む最初の機会を与えてくれた。該連絡会現地総合観測班も組織され、重要な役割を演じてきたが、初経験だけに、関係諸機関の連繫のあり方、該連絡会に参加していない科学者達とのかねあいなど、検討し、改善すべき問題もあるようである。また、活動火口群からわずか2～3kmしか離れていない温泉観楽街の避難命令の発令・解除や、観光客の受け入れ時期などが微妙な問題になり、科学陣の観測・研究成果が十分に活用されないうらみもあった。これは、どこの火山でも起こりがちな難問ではあるが、今回は特にそれが浮き彫りにされ、まことに考えさせられる。

昨年は、このほか、東北地方の吾妻火山が微噴火し、九州地方の阿蘇山、桜島、諏訪之瀬島が爆発をくり返し、また、火山列島の南硫黄島付近の浅瀬（福徳岡の場）では海底噴火があり、さらに、日本の領海外ながら、南硫黄島南方の浅瀬（日吉沖の場と福神岡の場）でも海底噴火が認められた。特に、桜島は顕著な爆発だけでも約223回を算し、付近住民はしばしば降灰砂に苦しめられた。また、阿蘇山中岳の7月20日の爆発では、土産物業者3名が軽傷を負った。

火を噴く日本列島

さて、広義の活火山、つまり、今後も、噴火や、地震群発などの火山性異常現象が起きる恐れがある火山の世界総数は約850である。もっとも、複数の峰が群集している場合に、それらを幾つの火山にまとめるかは学者の見解が必ずしも一致しない。さらに、1973～74（昭和48～49）年に、有史以後最初の噴火で新島を誕生させ、日本の国土にわずかながらも自然増をもたらした活火山・西之島のような例もある。前述の海底火山・日吉沖の場や福神岡の場も、1975（昭和50）年に、有史以後、初噴火した。これらの火山は、従来、内外で発行された火山分布図では、活火山としてはもとより、火山の存在すら、無視されていた。火山調査の比較的ゆき届いている日本でさえ、こんな具合である。今後も、時がたつにつれ、また、各国、特に発展途上国などの火山調査が進むにつれて、世界の活火山数はまだかなり増加するであろう。

それはともかく、環太平洋火山帯に属する日本には、77の活火山が知られており（日吉沖の場や、更にその南方の福神岡の場の両海底火山は含まない）、南千島の10活火山を除いても、67の活火山がある。そして、対日平和条約が結ばれ、敗戦による混迷状態からようやく立ち直り始めた1951（昭和26）年以降には、毎年、この67活火山の約1割にあたる7火山前後が噴火した。最も多かったのは1959（昭和34）年、1962（昭和37）年と1974（昭和49）年で、それぞれ9火山が噴火した。最も少なかったのは、1972（昭和47）年の4火山である。今年は6火山が噴火したが、総合的にみて、その程度の火山活動は、火山国・日本としては、特に異とするには当たらない。もっとも、近年、日本の火山活動は概して低調で、特に北海道では、1966（昭和41）年の雌阿寒岳の爆発の後ほどの火山も噴火せず、むしろ異様なほどだったのが、ここへきて、ややぶり返し始めたようにも見える。なお近年、全世界では、年に40～50火山ほどの噴火が報じられている。諸外国に比べ、日本の活火山はよく噴火し、かつ、その監視もゆき届いていると言えよう。

日本では、火山性異常現象が認められ、その後の活動推移が警戒されながら、結局、噴火せずじまいになる火山も、毎年、数火山ある。これらのことを、地球上の陸地総面積の400分の1に過ぎない国土に、全人口の約40分の1を抱え

ていることと考え合わせると、私たち国民の生活が火山やその活動と特に密接な関係にあることがうなずけよう。

ちなみに、日本の67活火山の中で、噴火の記録が残されているのは55火山である。また、戦後にも26火山が噴火したが、その約4割は水蒸気爆発であった。これは、地下のマグマからの水蒸気や地下水が熱せられて生じた水蒸気が、次第に圧力を増し、ついに周囲の岩石を爆破する現象で、普通の噴火と違い、マグマから直接に由来した溶岩や火山砕屑物が出さず、既存の岩石土砂だけを噴出する。近年の例は、口永良部島、霧島山、焼岳、新潟焼山、草津白根山、那須岳、吾妻山、雌阿寒岳の爆発である。

水蒸気爆発は、概して、老衰期の活火山に多く、噴火の間隔も長いのが普通だが、1082年ぶりの噴火で山体の一部を吹き飛ばし、今回の有珠山噴火のほぼ6倍の約1.2 km³の火山砕屑物を出し、46人の生命を奪った1888（明治21）年の磐梯山大爆発でもわかる如く、油断はできない。また、日本では、普通の噴火も、大多数は激しい爆発である。これは粘り強い安山岩質マグマを出す活火山が圧倒的に多く、流動性に富む玄武岩質マグマを出すのは、伊豆大島や三宅島など、ごく限られるためである。

悔りがたい噴火の害

火山の恵みも大きい、その害、特に噴火災害は悔り難い。戦後、噴火による死者の総数は7火山13件で計81人であるが、山ろくでの犠牲者は、桜島の2次的泥流による1946（昭和21）年1件1人、1974（昭和49）年2件8人の合計9人だけである。2次的泥流というのは、山の斜面に堆積した多量の火山灰・砂などの火山砕屑物が大雨のために流れ出すもので、今回の有珠山大爆発の後でも発生したが、幸い小規模だったため、それによる被害は軽微ですんだ。なお、1974年は、1955（昭和30）年から反復されてきた桜島南岳の爆発活動の第2のピークで、年間爆発回数が362回を数え、付近住民はおびたらしい降灰砂に苦しめられた年である。

また、戦後の32年余の間での最大の惨事は、全乗員31人が殉職した、1952（昭和27）年の明神礁海底噴火による海上保安庁水路部の観測船・第五海洋丸の遭難で、世界の火山調査殉難史にもかつてない事件であった。日本での同種の悲劇としては、1893（明治26）年の吾妻山一切経山の爆発で、火山弾に打たれて殉職した地質調

査所員 2 人がある。さらに、噴火災害とは言い難いが、1975（昭和50）年には、西之島新島の地形測量中の 1 人が大波にさらわれて、水死するという事故があった。これらは、火山研究の尊い犠牲には違いないが、防災科学者としては、推奨されるべきことではない。

戦後の噴火による犠牲者の過半数を占める 6 火山 9 件 41 人の死者は、活動火口付近に居合わせた人びとであり、1962（昭和37）年の十勝岳大爆発による硫黄鉱山職員 5 人を除く、5 火山 8 件（浅間山 3 件・阿蘇山 2 件・伊豆大島・桜島・新潟焼山）36 人は登山観光客であった。戦後における全世界の諸噴火による死者総数約 7,000 人に比べると、日本の死者はごく少ない。これは、日本では、他の多くの火山国に比べれば、火山観測体制が整備されていることにもよるであろうが、日本には本格的な大噴火がなかったことが主要な理由であろう。

しかし、今後もそのような火山活動状態が続くとは期待しがたい。しかも、諸活火山地域の開発、特に無謀な観光開発が急速に進展してきたために、小爆発でも思わぬ大災害を生じかねない。例えば、日本の国立・国定公園の約 7 割は活火山を主人公としており、また、全活火山の約 7 割が国立・国定公園に指定されている。国立公園の阿蘇山や草津白根山では、噴火が突発すれば、生命が危険にさらされる火口縁まで 4～5 万人もの老若男女が来遊する日も少なくない。しかも、近視眼的に目の金もうけに狂奔しがちな観光業者に誘導される登山観光客たちは、ほとんどが火山爆発の危険などは意識しておらず、また、土地かんでもない、いわゆる烏合の衆なのである。

火山観測の歩み

近代科学の立場から火山にメスが入られたのは、ヨーロッパでも 18 世紀後半からであり、日本では、明治維新以後、今から約 1 世紀前からである。特に、日本における火山活動の科学的調査は 1876～77（明治9～10）年の伊豆大島の噴火に始まる。1881（明治14）年には全国の郡役所で噴火などの異常現象を認めた場合は、その状況を東京气象台（現気象庁）へ報告することが定められ、以後、国家事業としての火山観測を気象庁が担当するようになった端緒となった。1902（明治35）年の伊豆鳥島大爆発による島民 125 名全滅の悲劇などに鑑み、大森房吉氏の尽力で、1911（明治44）年、浅間山の西側山

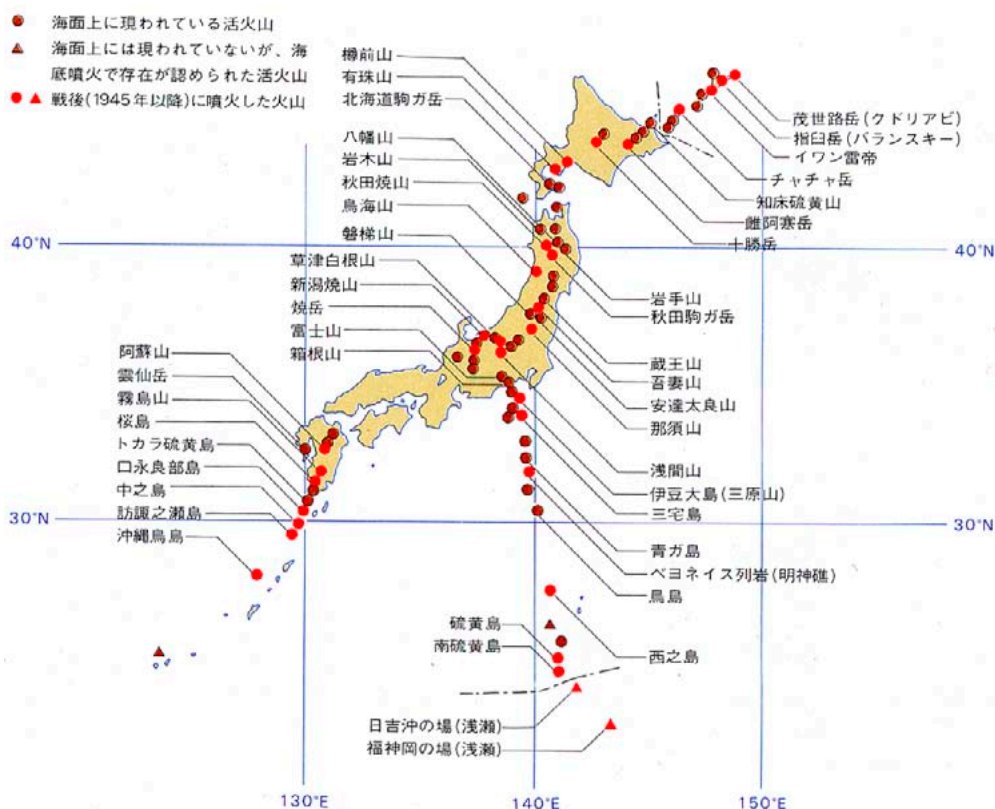
腹に、日本としては最初の火山観測所が震災予防調査会によって建設され、長野野候所（現長野地方气象台）の協力を得て、地震や気象の観測を行なった。世界最古の火山観測所は 1845 年創設のイタリアのベスピアス火山観測所であるが、各種の測器で火山の動きを診察してゆく現代流の火山観測所は、これと翌 1912 年創設のハワイのものがかう矢である。なお、ハワイ火山観測所は、鳥島と同じ 1902 年にサンピエール市民約 28,000 人を一瞬にしてほぼ全滅させた、西インド諸島マルチニック島（仏領）プレー火山大噴火の惨禍に鑑み、米国の T. A. ジャッガー氏が創設し、約 30 年間も初代所長をつとめ、世界無比の総合的火山観測所に育て上げた。

浅間山の該火山観測所は、冬季は欠測し、しかも、1923（大正12）年に廃止されたが、その前年に南ふもとの長野野候所支所（現軽井沢測候所）が設けられて、常時観測が行なわれ、さらに 1933（昭和8）年には東大地震研究所も支所を設けた。西の阿蘇山にも 1927（昭和2）年に京都大学の火山研究施設、1931（昭和6）年に熊本測候所支所（現阿蘇山測候所）ができた。かくて、両火山は、火山観測、とくに噴火予知の研究のゆりかごの役を果たしてきた。その後、

伊豆大島などの数火山でも、最寄りの気象官署が火山観測を始めたが、第 2 次大戦で、火山の観測・研究も低迷させられた。いずれにしても第 2 次大戦前後までの火山の観測・研究は、要員・予算などの裏付けが乏しすぎ、したがってさしたる義務付けもなく、篤志科学者の個人プレー的色彩が濃く、その発展は遅々としていた。火山活動の観測・研究が活気づきはじめてのは 1950～51（昭和25～26）年の伊豆大島大噴火、1952～53（昭和27～28）年の明神礁海底噴火の頃からである。1952 年に、中央気象台（現気象庁）は世界最初の《火山観測法》を刊行し、内容貧弱ながらも、諸火山における観測の標準化をはかり、また、同年に在京火山研究者有志が先ず同台で開催した談話会《活火山クラブ》は《火山物理研究会》を経て、1956（昭和31）年以降、現存の日本火山学会へと発展した。その 1956 年から、気象庁には《火山観測》という名の予算が、わずかながらも、正式に与えられ始めた。とにかく、測器類の進歩、特に電子工学の目覚ましい発展、そして、年々激増した的確な火山活動監視の社会的必要性が、火山活動の観測・研究の発展を促したといえよう。

日本付近の活火山

<識訪影調べ>



1974（昭和45年）鳥海山の噴火。カルデラ内の白雪の斜面を流下する黒々とした帯状のものは、同年4月24日噴出の火山泥流（山形県消防防災課提供）

浅間山の有線式遠隔記録方式の火山性震動観測装置の受信・記録部（軽井沢測候所内）

全国火山観測体制の整備

元来、火山活動の診断は、医師が人体を診断するのによく似たところがある。無医村解消が望ましいが、それを達成できない村には、せめて、定期巡回検診や、急病患者への遅急のない往診ができるようにしておかねばならない。

それで、気象庁は、全国の活火山について、火山活動の記録や地学的調査に基づく、噴火の頻度・規模・様式・地点などと、今後それが起きた場合の社会的影響（推定危険区域内の人命財産）の程度から、各火山の活動監視の必要度を総合評価して、全活火山をその必要度の大小で、順次A・B・Cの3級に分類し、常時観測と機動観測を併用して、効率的に日本の火山活動を監視しようと考えた。この構想は、1962～66（昭和37～41）年にその骨組みが築かれ、A級4活火山全部（浅間・伊豆大島・阿蘇・桜島）と、B級12活火山（雌阿蘇・十勝・樽前・有珠・北海道駒・吾妻・安達太良・磐梯・那須・三宅島・雲仙・霧島）の計16火山で常時観測が行なわれ、おもにB・C級活火山を対象とする機動観測（計画的な基礎調査と異常時の緊急調査）も制度化された。この第1次整備は、病院や診療所の新設の場合と同様に、不十分な点が多く、内容的に、順次、充実・強化していく必要があることは、言うまでもない。また、ある火山が噴火しても、すぐ昇級させるといった筋合いの

ものではないが、観光開発の画期的進展などで、活動監視の必要度が増大した活火山などは、昇級させるべきである。既に、草津白根・富士・焼岳・蔵王・岩手・岩木の6活火山はC級からB級に昇級しており、速やかに常時観測が始められるべきであり、草津白根山だけは1977（昭和52）年度に実現された。なお、現在、諸大学なども数火山に観測・研究施設をもっているが、問題の有珠山にも、火山噴火予知計画の一環として、1977年に北大の火山観測所が新設された。ところで、現在、海外では、インドネシア（メラピなどの16活火山）を始め、米国（ハワイ）、イタリア（ベスピアス・エトナ）、ソ連（カムチャッカ）、フィリピン（マヨンなど）、パプアニューギニア（ラバウルなど）、ニュージーランド（ルアペフなど）、マルチニック島（プレー）、アゾレス諸島などの合計約35活火山に常設の火山観測所がある。しかし、これに日本の諸火山観測所を加えても、常時監視体制が曲りなりにもできているのは世界の全活火山の数%に過ぎない。しかも、発展途上国などの火山観測所は、測器類も専門の科学技術者もごく乏しいので、ユネスコや日本・米国などが、その整備に技術・経済協力しつつある。

もっとも、ハワイを始めとする諸外国の火山観測所が、一般に、地球物理・地球化学・地質岩石学など、火山へ総合的に科学のメスを入れているのに対して、日本の火山観測所は、概して、地球物理学に偏し過ぎているきらいがあり、今後は、順次、改善されるべきであろう。

火山情報と噴火の予知・予報

火山活動の消長、噴火の発生や停止などについての、火山観測の成果に基づく何らかの情報の発表は、社会の切実な要請である。噴火予知の実現への見通しは明るい、まだ一般には不可能なことを理由に、誰も黙して語らずというのでは、噴火の都度、大被害を出しかねない。それで、まだ完全な診断・治療方法が確立されていない病気の患者だからといって、医師が患者を門前払いするわけにはいかないのである。

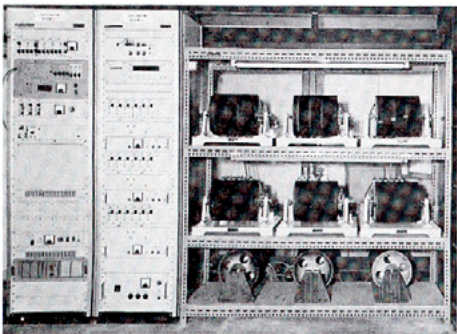
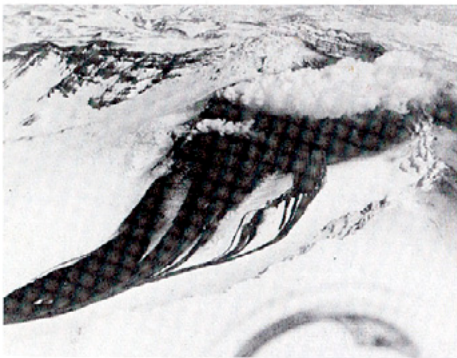
このため、気象庁は、1965（昭和40）年1月から、順次、諸火山で『火山情報』の発表を正規業務化し、特にA級活火山では、率先して、月例と臨時の火山情報を発表している。火山情報はいわば実況報告で、予報ではないが、火山活動の性質からみても、防災上、戦時中の空襲に対する警戒警報・空襲報の発令・解除程度の効

用はある。この程度の情報の発表でも、社会的にみて、一般に、害より益の方が遥かに大きい。筆者は、上述の1962～66年の全国火山観測体制の整備を推進するため、「1960（昭和35）年現在では、全国諸火山の噴火の内、その発生前に、予報は不可能でも、誰かが何らかの方法で人びとに注意を喚起してあるのは1割くらいであるが、この第1次整備が実現すれば、それを7割程度まで向上させられる見込みである。」旨、関係方面に説明して歩いたが、それは見当違いではなかった。とにかく、全国的に『寝耳に水』の噴火は激減し、特に、気象庁が常時観測中の活火山では、ほぼ皆無になった。

また、火山活動についての情報の発表が気象庁に一元化され、一般の人びとは従来のような多元的な情報の発表に混迷させられずにすむようになったためか、噴火などについてのデマも激減した。

とにかく、全国的に火山活動監視網が張りめぐらされている点で、日本は諸外国に遥かに先んじているが、それでも、年々増大する一方の火山監視。噴火予知の社会的要請には、とても対応しかねている。それで、文部省測地学審議会の建議により、気象庁と諸大学などがより密接に協力し、噴火予知を実現していくための観測研究計画が、1974（昭和49）年度から実行されているのである。気象庁としては、これは、全国火山観測体制整備の第2段階であり、従来からの震動観測装置などを更新・強化するだけでなく、傾斜計やジオジメーター（光波測量）による地盤変動の観測、地上や航空機からの赤外放射温度計による測温なども、気象研究所地震火山研究部が先導導入し、順次、各気象官署で業務化していくことにしている。

これと並行して、諸大学の火山観測所も充実・強化され、移動観測班も新設されつつある。また、気象庁・大学及び関係官庁が具体的な連携作戦を円滑に行なえるようにするため、1974（昭和49）年7月、気象庁を事務局とする火山噴火予知連絡会も創設された。該連絡会は、諸火山の活動について、統一見解を発表したりするが、火山予報を出すことにはなっていない。なお、噴火防災の実をあげるためには、火山観測の整備・充実だけでなく、警報組織、避難・救援体制の整備、各種の防災工事の施行、正しい火山知識の普及なども、併せて推進する必要があることは言うまでもない。



日本の活火山一覽

諏訪 彰監修

●活火山の級

各火山の活動性（噴火の頻度・規模・形式・地点など）と噴火の社会的影響（推定危険区域内の人命財産一特に固定人口と流動人口）の程度から、各火山の活動監視の必要度を総合評価し、全活火山を、その大きい方から、順次A、B、Cの3級に分類。（本文参照）

A=A級 気象庁が常時精密観測中

B=B級 気象庁が常時普通観測中

C=C級

●噴火形式

○=山頂噴火

◐=山腹噴火

↑=普通の火山爆発

↑=水蒸気爆発

→=溶岩流

→=火砕流

→=火山泥流

◐=溶岩円頂丘

◐=溶岩湖

⊖=割れ目噴火

⊖=湖底噴火

⊖=海底噴火

⊖=噴火津波

①茂世路岳 Kudriavy (↑) — C

1778 ↑
1883 ↑
1946 ↑

②散布山 Chirip (↑↑?) — C

1843
1860

③指白山 Baransky (↑?) — C

1951 ↑

④小田萌山 Tebenkov — C

噴火記録なし

⑤小散布山 Ivan Grozny (↑) C

1973 ↑
⑥阿登佐登 (↑→) — C
Atosanupuri
1812 ↑?
1932 ↑

⑦ベルタルベ (↑?) — C

Berutarube
1812 ↑?

⑧翁翁岳 Tiatia (○↑) — C

1812 ○↑
1973~75 ○↑

⑨羅白岳 Mendeleev (○↑) — C

1880 ○↑
1900 ○↑?

⑩泊山 Golovnin (↑) — C

1800年代中頃

⑪知床硫黄山 (○◐↑?) — C

1876 ○↑
1889~90 ○↑硫黄流出
1936 ○↑硫黄流出

⑫摩周 — C

噴火記録なし、時々地震群発

⑬アトサスプリ — C

噴火記録なし、時々地震群発。狭義のアトサスプリ（硫黄山）は硫気活発。

⑭雌阿寒岳 (○↑) — B

1954~56 ○↑山林耕地被害
1957~66 ○↑ (61, 63を除く)

⑮大雪山 — C

噴火記録ないが約200年前噴火?

⑯十勝岳 (○◐↑→) — B

1857 ↑
1887 ○↑?
1889 ○↑
1925 ○↑
1926 ○↑→2村落埋没。死者144傷者200。山林耕地被害。

1926~27 ○↑
1956~59 ○↑

1962 ○↑死者5傷者11。硫黄鉱山施設・山林耕地被害

⑰樽前山 (○↑◐) — B

1667 ○↑
1739 ○↑
1804~17 ○↑死傷者あり

1867 ○↑

1874 ○↑◐崩壊

1883 ○↑

1885~87 ○↑

1894 ○↑

1909 ○↑◐再生

1917~21 ○↑

1923 ○↑

1926 ○↑

1928~29 ○↑

1931 ○↑

1933 G↑

1936 ○↑

1951 ○↑

1954~55 ○↑

⑱有珠岳 (○◐↑◐→) — B

1611 ↑ } (不確定)
1626 ↑ }
1638 ↑ }

1663 ○↑◐小有珠生成。死者5。

家屋山林耕地被害

1769 ↑

1822 ○↑→1村落全滅。死者50

傷者53。家屋山林耕地被害

1853 ○↑◐大有珠生成。

1910 ○↑→明治新山生成。

家屋山林耕地被害。

1944~45 ○↑◐昭和新生山生成。家屋

山林耕地被害

1977 ○↑家屋山林耕地被害。

⑲北海道駒ヶ岳 (○↑→→) — B

1640 ○↑◐溺死者700余

1765 ○↑

1784 ○↑

1856 ○↑1村落焼失。死者約20

1888 ○↑

1905 ○↑→

1919 ○↑

1922~24 ○↑

1928 ○↑

1929 ○↑→噴出物総量5億m³。

死者1傷者多数。家屋被害

1915。家畜山林耕地被害

1935 ○↑

1937 ○↑

1939 ○↑

1942 ○↑

⑳惠山 (○↑→) — C

1846 ○↑

㉑渡島大島 (○↑◐) — C

1741 ○↑◐北海道沿岸で溺死者

1467。

1742 ○↑

1759 ○↑

1790 ○↑?

㉒恐山 — C

噴火記録なし。時々地震群発。

㉓八甲田山 — C

噴火記録なし。時々地震群発。

㉔岩木山 (○↑) — B

1597 ○↑?

1600 ○↑?

1604 ○↑

1605? ○↑?

1618? ○↑?

1694? ○↑?

1709? ○↑?

1783 ○↑

1790? ○↑?

1793 ○↑

1794? ○↑?

1800? ○↑?

1807? ○↑?

1833? ○↑?

1844~45 ○↑

1848 ○↑

1856? ○↑?

1863 ○↑

㉕八幡平 — C

噴火記録なし。時々地震群発。

㉖秋田焼山 (○↑→) — C

1807? ○↑?

1867? ○↑?

1887 ○↑?

1890 ○↑

1948~49 ○↑

1951 ○↑

1957 ○↑

㉗岩手山 (○◐↑↑→) — B

1686 ↑→?→家屋山林耕地被害

1687 ↑?

1689 ↑?

1719 ○↑→焼走り溶岩流

1919 ○↑

㉘秋田駒ヶ岳 (○↑↑→) — C

807 ○↑?

1890~91 ○↑

1932 ○↑

1970~71 ○↑→

㉙鳥海山 (○↑↑◐→) — C

578 ○↑?

708~14 ○↑?

804~06 ○↑?

810~23 ○↑

824~32 ○↑→

839 ○↑

871 ○↑→?

871~84 ○↑

915 ○↑?

939 ○↑

1659 ○↑

1740 ○↑→

1740~46 ○↑

1801 ○↑◐享和岳（新山）生成

死者8。

1801~04 ○↑

1821 ○↑

1974 ○↑→

㉚栗駒山 (○↑→) — C

1744 ○↑

1944 ○↑→

㉛鳴子 (↑?) — C

837 ↑?

㉜蔵王山 (○↑◐→) — B

1183?

1227 ↑

1230 ↑

1620 ↑

1622~24 ↑

1630 ↑

1641 ↑

1668~69 ↑

1670 ↑

1694~96 ↑

1804 ↑

1809 ↑

1821 ◐↑

1830~31 ↑

1833 ↑

1867 ◐↑→

1873 ↑

1894 ↑

1895 ◐↑→

1895~97 ↑

1918~23 ◐↑

㉝吾妻山 (○↑または↑) — B

有史以後の噴火は全て一切経山

1331 ○↑?

1800頃 ○↑?

1893 ○↑または↑。噴火調査者

殉職2。

1893~96 ○↑または↑

1950 ○↑または↑

㉞安達太良山 (○↑または↑) — B

1623 ○↑?

1812 ○↑?

1899 ○↑

1900 ○↑または↑死者72傷者10

硫黄鉱山施設・山林耕地被害。

35 磐梯山 (○↑→) ———— ㊦

806 ○↑?→?

1888 ○↑→山頂破裂。噴出物総量1.2km³、諸村落埋没、死者461、家屋山林耕地被害。檜原湖などを生成。

36 那須岳 (○↑↑→) ———— ㊦

1397 ○↑または↑

1408~10 ○↑→死者180余

1846 ○↑

1881 ○↑

1953 ○↑

1960 ○↑

1963 ○↑

37 日光白根山 (↑) ———— ㊦

1625 ↑

1649 ↑

1872~73 ↑

1889 ↑

38 赤城山 (↑) ———— ㊦

1251 ↑

39 浅間山 (○↑→→) ———— ㊦

685 ○↑

887 ○↑?

1108 ○↑

1281 ○↑→山林耕地被害

1427 ○↑?

1527~28 ○↑

1532 ○↑→家屋道路被害

1596 ○↑死者多数

1598 ○↑

1604~05 ○↑

1609 ○↑

1644~45 ○↑

1647~48 ○↑→家屋流失

1648~49 ○↑

1651~52 ○↑

1653~61 ○↑ (53はまたは55)

1669 ○↑

1704 ○↑

1706 ○↑

1708~11 ○↑

1717~18 ○↑

1720~21 ○↑死者5。

1721~23 ○↑

1728~29 ○↑

1731~33 ○↑

1754~55 ○↑大噴火・山林耕地被害

1776~77 ○↑

1783 ○↑→→噴出物総量0.45km³、死者1151、家屋流失・焼失・全壊1182。山林耕地被害。

1803 ○↑死者あり。家屋倒壊。

1815 ○↑

1869 ○↑

1875 ○↑

1879 ○↑

1889 ○↑

1894 ○↑

1899 ○↑

1900~02 ○↑

1904 ○↑

1907~08 ○↑

1909 ○↑空振・降灰で被害。

1910 ○↑

1911 ○↑噴石・降灰・空振で大被害、死者多数。

1912 ○↑

1913 ○↑死者1傷者2。

1914 ○↑

1916~17 ○↑

1919 ○↑

1920 ○↑噴石で山火事。家屋の焼失1。

1921~22 ○↑

1927 ○↑

1928 ○↑噴石で家屋焼失1。

1929 ○↑

1930 ○↑山火事・噴石で死者6。

1931 ○↑噴石で死者3。

1932 ○↑

1934 ○↑

1935 ○↑噴石で山火事。降灰・空振でも被害。

1936 ○↑噴石で死者1。

1937~42 ○↑

1944~46 ○↑

1947 ○↑噴石で死者11。山火事

1950 ○↑噴石で死者1。傷者1降灰・空振でも被害。

1951~55 ○↑

1958 ○↑空振で被害。

1959 ○↑

1961 ○↑死者1。山林耕地被害

1965 ○↑

1973 ○↑

40 草津白根山 (○↑↑→) ———— ㊦

1805 ○↑?

1882 ○↑

1897 ○↑硫黄鉱山施設破壊。

1900 ○↑

1902 ○↑硫黄鉱山施設破壊。

1905 ○↑

1925 ○↑

1927~28 ○↑

1932 ○↑→硫黄鉱山施設破壊。死者2、傷者7。

1937~39 ○↑

1942 ○↑

1958~59 ○↑

1976 ○↑

41 妙高山 ———— ㊦

噴火記録なし。

42 新潟焼山 (○↑↑→) ———— ㊦

989 ↑?

1852~54 ○↑

1949 ○↑→

1962 ○↑

1963 ↑?

1974 ○↑→噴石で死者3。

43 弥陀ヶ原 ———— ㊦

噴火記録なし。

44 焼岳 (○↑↑→) ———— ㊦

1585 ○↑→家屋埋没300余

1907~13 ○↑または↑

1915 ○↑→大正池生成。

1916 ↑

1919 ↑?

1923~35 ↑ (28、34除く)

1939 ↑

1962 ○↑→噴石で傷者4。

1963 ○↑

45 乗鞍岳 ———— ㊦

噴火記録なし。

46 御岳山 ———— ㊦

噴火記録なし。

47 白山 (○↑↑) ———— ㊦

835 ○?

859 ○?

900頃 ○↑または↑

1177 ○↑または↑

1239 ○↑または↑

1547~48 ○↑または↑

1554 ○↑または↑

1579 ○↑→神社焼失。

48 富士山 (○↑↑) ———— ㊦

781 ↑?

800~01 ○↑→足柄路が降灰砂に埋没。箱根路開かれる。

826 ↑

864~66 ○↑→青木ヶ原溶岩流がせの海を西湖と精進湖に2分。人家埋没。

870 ○↑

832 ↑

937 ↑

999 ↑

1017 ?

1033 ○↑→?

1083 ↑

1511 ↑

1560 ↑

1700 ↑

1707 ○↑噴出物総量0.8km³。降灰砂は東方90kmの川崎市で厚さ5cm。大被害。

49 箱根山 ———— ㊦

噴火記録なし。しばしば地震群発。

50 大室山 ———— ㊦

噴火記録なし。時々地震群発。

51 大島三原山 (○↑↑↑) ———— ㊦

680 ?→

684 ○↑?

1112 ↑

1338 ↑

1415~16 ↑

1421 ○↑→○↑?

1442 ↑

1552 ○↑→?

1600~01 ↑?

1612~13 ↑?

1636~37 ↑?

1684~90 ○↑→北東海岸に達す

1695 ↑

1777~79 ○↑→北東及び南海岸に達す。有史以来最大の噴火

1783~86 ↑

1803 ○↑

1822~24 ○↑

1830~43 ↑

1846 ○↑

1870 ○↑

1876~77 ○↑→

1896 ○↑

1912~14 ○↑→

1938~40 ○↑

1950~51 ○↑→三原砂埋没。噴出物総量3000万m³

1953~54 ○↑噴石で死者1。

1955~71 ○↑

1974 ○↑

52 伊豆新島 (↑↑→) ———— ㊦

886 ↑↑?しばしば地震群発

53 神津島 (↑↑→) ———— ㊦

832 ?

838 ↑↑?しばしば地震群発

54 三宅島 (雄山) (○↑↑↑) ㊦

1085 ↑?

1154 ↑?

1460 ↑→?

1535 ↑→?

1595 ↑→?

1643 ○↑→1村落全滅。山林耕地被害。

1712 ○↑→泥土噴出し、家屋埋没多数。

1763 ○↑→?家屋山林耕地被害

1811 ○↑→?

1835 ○↑→

1874 ○↑→噴出物総量1600万m³。1村落45軒全滅

1940 ○↑→噴出物総量1900万m³。死者11傷者20。家屋被害62。山林耕地水産被害

1962 ○↑→噴出物総量900万m³。家屋焼失4。山林耕地被害。学童島外へ避難。

55 八丈島西山 (○↑↑↑) ———— ㊦

1487 ○↑

1518~22 ○↑山林耕地被害

1523 ○↑

1605 ○↑山林耕地被害

1606 ○↑新島誕生?

56 青ヶ島 (○↑↑→) ———— ㊦

1652 ○↑?

1670~80 ○↑?

1780 ○↑→カルデラ内に噴石丘生成。死者約140。家屋殆んど焼失。残存島民108は八丈島へ避難。以後50年間無人島。

57 ベヨネーズ列岩 (○↑↑↑) ———— ㊦

1869 ×

1871 ×

1896 ×新島出沒

1906 ×

1915 ×

1934 ×

1946 ×新島出沒

1952~53 ×新島〈明神礁〉出沒。観測船第五海洋丸遭難。全乗員31殉職。

1954~55 ×

1960 ×

1970 ×

58 スミス島 (×) ———— ㊦

1672 ×?

1869 ×

1870 ×新島出沒。

1873 ×?

1916 ×島の西端付近。

59 伊豆鳥島 (○↑↑↑) ———— ㊦

1902 ○↑中央火口丘爆砕消失。全島民125死亡。日本で火山観測ばっ興の契機となる

1939 ○↑→中央火口丘再生。全島民島外に去る。

60 西之島 (×↑↑) ———— ㊦

1973~74 ×新島が旧島に接続

61 北硫黄島北西洋上 (×↑) ———— ㊦

1543 ×?26°00'N、140°46'E

62 北硫黄島付近 (×↑) ———— ㊦

1780 ×

1880 ×

1930~45 ×

63 硫黄島 (○↑) ———— ㊦

1922 ↑

1935 ↑

1957 ↑

1967 ↑

1969 ↑(噴気?)

64南硫黄島付近 (△↑) ———— ©

1904~05 △標高150mの新島出沒
1914 △標高120mの新島出沒
1973~75 しばしば海面異常。
1977 しばしば海面異常

65鶴見岳 (↑) ———— ©

867 ↑?

66九重山 (↑) ———— ©

1663
1675 硫黄流出。
1742 硫黄流出。

67阿蘇山 (○↑) ———— A

有史以後はすべて中央火口丘・中岳のストロンボリ式噴火。

553 ○↑日本最古噴火記録。
864 ○↑?
867 ○↑
1239~40 ○↑
1265 ○↑
1269 ○↑
1271~74 ○↑耕地被害。
1281 ○↑
1286 ○↑
1305 ○↑
1324 ○↑
1331~33 ○↑
1335 ○↑堂舎被害。
1340 ○↑堂舎被害。
1341 ○↑
1343 ○↑
1375~77 ○↑堂舎被害。
1387~88 ○↑
1434 ○↑
1438 ○↑
1473 ○↑堂舎被害。
1474 ○↑
1485 ○↑噴石丘生成。

1505~06 ○↑
1522~23 ○↑
1542 ○↑
1558~59 ○↑
1562 ○↑
1564 ○↑
1573 ○↑
1576 ○↑
1582~83 ○↑堂舎被害。
1584 ○↑耕地荒廃。
1587 ○↑
1592 ○↑
1598~99 ○↑
1612~13 ○↑
1631 ○↑
1637 ○↑
1649 ○↑
1668 ○↑
1675 ○↑
1683 ○↑
1691 ○↑

1709 ○↑
1765 ○↑
1772~80 ○↑
1804 ○↑
1806 ○↑
1814~16死者1。耕地荒廃
1826~30 ○↑噴石丘(朝間山)生成
耕地荒廃。

1830~32 ○↑
1835 ○↑
1837~38 ○↑
1854 ○↑
1856 ○↑
1872 ○↑死者数人。
1872~74 ○↑
1884 ○↑
1894 ○↑
1897 ○↑
1906~08 ○↑
1910 ○↑
1916 ○↑
1918~19 ○↑
1923 ○↑
1926~30 ○↑山林耕地荒廃。
1932~33 ○↑傷者13。山林耕地荒廃
1934~77 ○↑(52, 69, 70を除く)
53=死者6傷者90余。
58=死者12傷者28。観光施設破壊、山林耕地荒廃
65=観光施設破壊。

68雲仙岳 (○↑↑↑→→) ———— B

860 ↑?
1657 ○↑→古焼溶岩。
1663 ○↑
1792 ○↑→→新焼溶岩など
強震、山崩れ、有明海に津波で死者約15,000。有史以来の日本最大の噴火災害。

69霧島山 (○↑↑↑→→) ———— B

742 ○↑
837 ○↑
843 ○↑
857~58 ○↑
945 ○↑
1112 ○↑神社焼失。
1167 ○↑
1184 ○↑
1235 ○↑死者多数。
1524 ○↑
1552 ○↑
1566 ○↑
1574 ○↑
1576~78 ○↑
1585~88 ○↑
1598~1600 ↑?
1613~18 ↑?
1637~38 ○↑S
1659~64 ○↑T

1677~78 ○↑T
1706 ○↑T神社焼失
1716~17 ○↑S死者2傷者61。神社
仏閣焼失、家屋焼失破壊700
余、山林耕地牛馬被害。
1771~72 ○↑T
1822 ○↑S
1880 ○↑T
1887~89 ○↑T
1891 ○↑T
1894~95 ○↑T死者4、家屋焼失22
1895~96 ○↑T死傷者2。
1897 ○↑T耕地被害。
1897~1900 ○↑死者2傷者3。
1900~03 ○↑T
1913~14 ○↑T
1923 ○↑T死者1。
1959 ○↑S山林耕地被害。
1971 ○↑
(注) T=高千穂峰お鉢火口。
S=新燃岳山頂火口。

70桜島 (○↑↑↑→→→△) ———— A

708 ↑
716~17 ↑
764~66 △錦江湾北部、3島新生
死者埋没家屋多数。
1468 ○↑?
1471~76 ○↑→人畜死傷・家屋埋没
など多数。
1478 ↑
1642 ↑
1678 ↑
1706 ↑
1742 ↑
1749 ○↑
1756 ↑
1778 ↑
1779 ○↑→△新島(燃島)生成。
津波で死者153。家屋・耕地被害。
1780~81 ↑△死者15。
1782~83 ↑
1785 ↑
1790~92 ↑
1794 ↑
1797 ↑
1799 ○↑?
1860 ↑
1914 ○↑→大隅半島とつながる
噴出物総量20億m³。地震鳴動顯著、諸村落埋没焼失、死者58傷者112。家屋焼失2268
1935 ○↑
1938~42 ○↑↑↑?
1946 ○↑→噴出物総量1億m³。
死者1、村落埋没焼失、家屋山林耕地被害。
1948 ↑

1950 ○↑
1955 ○↑死者1傷者7、山林
耕地被害。

1956~63 ○↑
1964 ○↑傷者8。
1965~72 ○↑
1973 ○↑傷者1。
1974 ○↑山林耕地家屋被害
二次的→2回で死者8。
1975~77 ○↑

71開聞岳 (↑) ———— ©

B C 520~477?
874 ↑
885 ↑

72トカラ硫黄島 (△↑) ———— ©

1934 △新島出沒。
1934~35 △新島再生、標高約50mの
島として現存。

73口永良部島 (○↑↑↑→) ———— ©

1841 ↑?
1906~07 ↑?
1914 ↑?
1931~34 ○↑→死者8傷者26。1村
落全焼、山林耕地被害。

1945 ↑
1966 ↑傷者3。
1968~69 ↑
1973~74 ↑
1976 ↑

74中之島 (○↑) ———— ©

1914 ○↑御岳
1949 ○御岳

75諏訪之瀬島 (○↑→) ———— ©

1813 ○↑→全島民島外に去り約
60年間無人島。
1877 ↑
1884 ○↑→
1884~85 ○↑
1889 ○↑
1915 ↑?
1922 ↑?
1925 ○↑
1934 ○↑
1938 ○↑
1940 ○↑
1949~77 ○↑

76沖繩島 (○↑) ———— ©

1664 ↑
1796 ○↑
1829 ↑
1855 ↑
1868 ↑
1903 ○↑全島民が一時久米島へ
移住。
1959 ○↑全島民が移住、無人島
となる。
1967~68 ○↑

77西表島北北東方 (△↑) ———— ©

1924 △多量の軽石が黒潮にのっ
て漂流、日本の各地に漂着。

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、クリストパライト、リュウサイトなどは、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けて命名する。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アイト、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アイトなどに分類される。安山岩の場合も同様であって、ビジョン輝石質岩系の安山岩（アイスランドライト）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作る形態で、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。

プレッシャーリッジ

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、ハイアロクラスト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砕されて、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、着地時に扁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
	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 (リュウサイト)(Lc)
	ケイ酸鉱物	SiO ₂ (石英・トリディマイト・クリストパライト)
（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) ₈ O ₁₀ (OH) ₂
	黒雲母	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₂
	磁鉄鉱	Fe ²⁺ Fe ³⁺ 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>

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> リュウサイト玄武岩<注2>	ネフェリナイト (カスミ岩) リュウサイト (白榴岩)
B系列	準長石 十長石	Ne>Lc Lc>Ne	ネフェリン・ペイサイト リュウサイト・ペイサイト	ネフェリン・フォノライト リュウサイト・フォノライト
C系列	長石のみ	Or×100 An+Ab+Or >15 Or×100 An+Ab+Or <15	粗面玄武岩 玄武岩	粗面安山岩 安山岩
D系列	長石+ケイ酸鉱物	An>Or Or<An		曹長石粗面岩 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(またはリュウサイト)と呼ぶ。

図3 - 火山砕屑物の分類

噴出時の状態 大きさ(注1)	形態・構造	固体または半固体 特定の形態・内部構造をもたないもの	流動体 特定の形態をもつもの
	>32mm	火山岩塊	溶岩餅 リボン状・牛糞状火山弾 紡錘状火山弾 パン皮火山弾
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できやすい。

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。

火山砕屑物

各種の火山砕屑物が高温のまま堆積して粘結しあうか、または凝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、半以下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、綿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けられている。これらの火山には、数カ月～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、おもに枕状溶岩が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ず、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、そこにみごとに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ブリ火山では、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。男鹿半島の一の目淵・二の目淵・三の目淵や、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比べ高さが低く、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。

ダクタイトル管路の地震時挙動観測

1 地下埋設管路の耐震研究

パイプ技術研究所では、地下埋設管路の耐震研究について、種々の室内実験、電子計算機による解析、理論研究及び耐震継手の開発など幅広い活動を行なっています。昭和47年からは、八戸市の発案のもとに、同市との共同で実際の生きた上水道地下埋設管路（600 ダクタイトル管）の地震時挙動観測を行なってきましたが、昭和50年からはあらたに、より大規模な観測体制に入り、耐震研究にとって貴重な記録が数多く得られています。

2 地震時挙動観測内容について

白山浄水場内観測所（1200 耐震S形ダクタイトル管路）

昭和50年5月より観測に入り、測定計器（ピックアップ）は図1に示すように、配水池（構造物）に加速度計（X,Y,Z方向）、管路に加速度計（X,Y,Z方向）、継手部伸縮計として構造物の取り合い部（配水池、弁室）に3カ所、

曲管部に2カ所、直管部の2カ所、総数24チャンネルの多点同時測定で無停電装置を設置しています。

幹線観測所（1500 耐震S形ダクタイトル管路）

昭和50年5月より観測に入り、測定計器は直線管路に沿って約50m間隔で3カ所に設置し、各カ所で地盤については、管路位置で地震計（加速度、速度：X,Y方向）地盤歪計（3点）、地表面下25.6mに地震計（加速度：X,Y方向）を設置し、管路については、管体加速度計（X,Y,Z方向）、管体歪計（上、下、左、右）継手部伸縮計（3点）を設置しており、総数53チャンネルの多点同時測定で無停電装置を設置しています。

下長観測所（1000 耐震S形ダクタイトル管路）

昭和52年7月より観測に入り、測定計器は図2に示すように、地盤については管路位置で

60mの正三角形各頂点の3カ所に地震計（加速度、速度、変位：X,Y方向）、60m間隔の2カ所に地盤歪計（2点）と地表面下約45mに地震計（加速度：X,Y方向）を設置し、管路については、60m間隔の2カ所に管体加速度計（X,Y方向）、管体歪計（左、右）継手部伸縮計（4点）を設定しており、総数42チャンネルの多点同時測定です。

3 地震時挙動記録について

昭和50年5月より昭和51年12月までに得られた記録を表1、図3に、記録波形の1例を図4に示します。

なお、八戸市以外に東京都内でも水管橋及び埋設ダクタイトル管路の地震時挙動観測を行なっております。

図1 - 白山浄水場内地震観測所

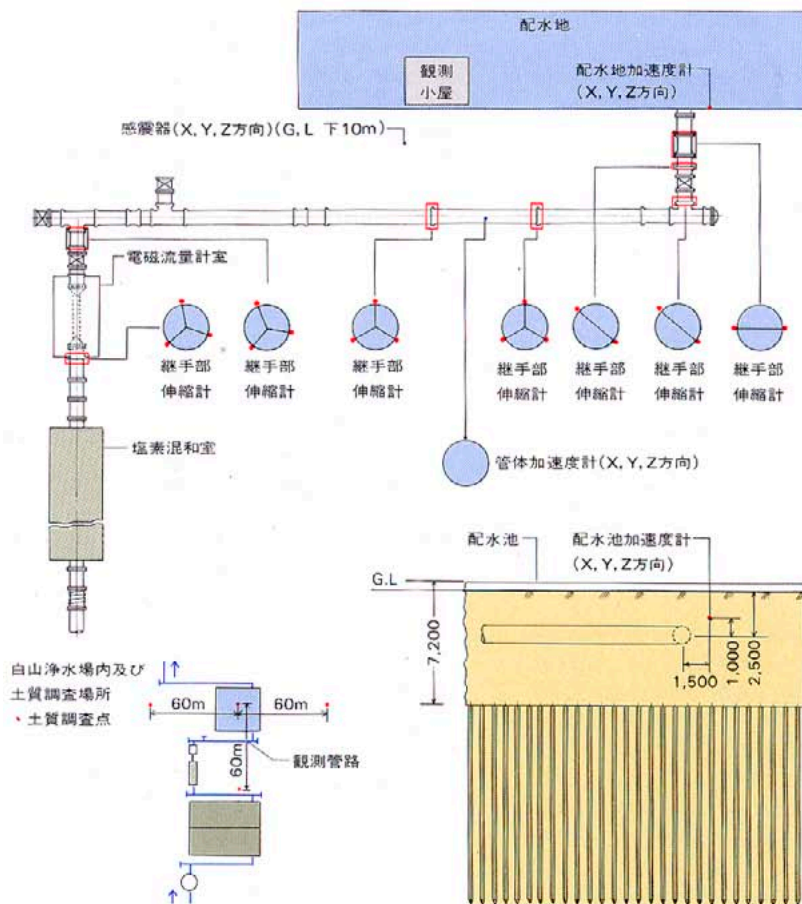


図2 - 下長地震観測所

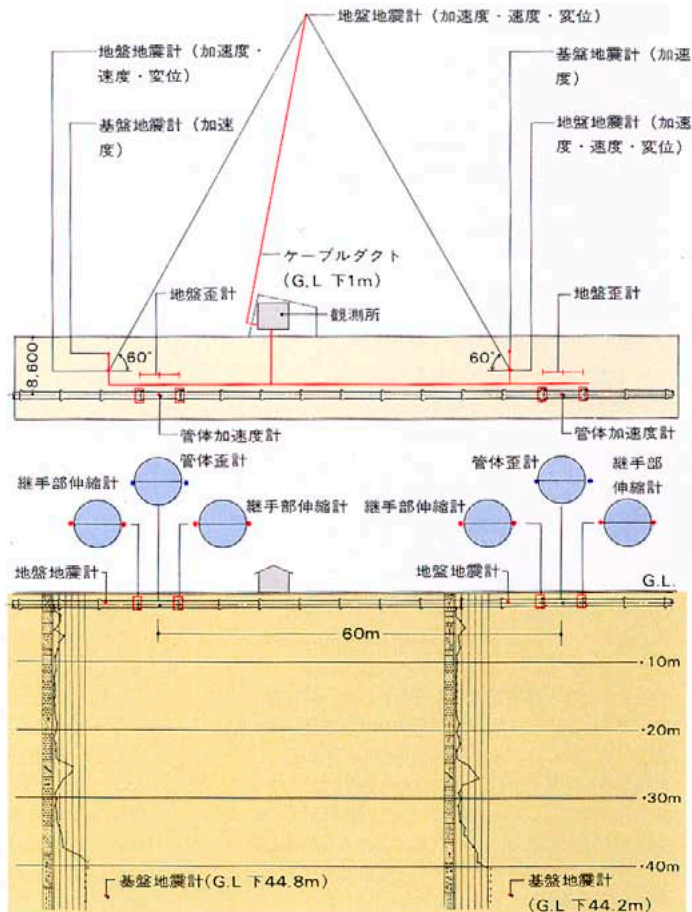


表 1 - 地震記録

<気象庁「地震月報」による>

No.	白山浄水場内観測所		震源場所	発振日時	震源位置	マグニチュード (M)	震源深さ (km)	八戸震度	震央距離 (km)
	管体最大加速度 (GAL)	地盤最大加速度 (GAL)							
1	1.0		北海道東方沖	1975. 6.10 23:38	147°35'E 42°49'N	5.8	10	0	560
2	2.0		北海道東方沖	1975. 6.14 3:08	147°30'E 42°54'N	6.5	0	I	558
3	16.2	7.4	岩手県沖	1975. 6.16 3:54	142°30'E 40°09'N	5.1	30	II	94
4	5.0		関東地方東方沖	1975. 6.15 8:37	143°32'E 36°23'N	5.9	40	I	498
5	20.0	12.1	岩手県南部	1975. 6.16 3:02	142°25'E 40°08'N	4.9	30	II	89
6	21.6	20.6	岩手県沖	1975. 6.18 6:29	142°26'E 40°10'N	5.0	40	II	88
7	9.7	10.6	青森県東方沖	1975. 6.18 14:44	143°15'E 40°52'N	5.5	30	I	148
8	2.8		北海道東方沖	1975. 7.20 17:03	146°11'E 43°54'N	5.7	60	I	859
9	4.0		東北東方沖	1975. 8.29 19:18	143°53'E 40°32'N	5.3	50	I	198
10	12.6	6.6	浦河沖	1975. 9. 9 14:56	142°46'E 41°36'N	4.7	40	II	153
11	8.2		岩手県沖	1975. 9.10 18:27	142°49'E 40°19'N	5.2	10	I	112
12	13.2		浦河沖	1975. 9.20 2:54	142°50'E 41°46'N	5.9	50	III	171
13	4.8		宮城県沖	1975.10. 9 19:17	142°00'E 38°13'N	5.0	40	I	266
14	6.7		青森県東方沖	1975.10.25 19:56	142°02'E 41°31'N	4.7	60	I	112
15	20.1	24.4	浦河沖	1975.10.30 10:41	142°47'E 41°57'N	6.0	60	III	184
16	3.5		不明						
17	11.4	6.7	青森県西方沖	1975.12.24 8:02	140°24'E 41°14'N	5.6	160	II	120
18	10.1	6.2	青森県東方沖	1975.12.31 4:49	141°41'E 40°27'N	4.3	80	II	59
19	15.3	8.3	浦河沖	1975.12.31 23:12	142°04'E 41°35'N	5.1	50	I	120
20	10.8	10.4	青森県東方沖	1976. 6. 2 14:49	142°02'E 41°27'N	5.0	60	II	105
21	10.9	8.8	宮城県沖	1976. 6. 4 13:23	142°44'E 38°18'N	5.8	30	I	273
22	31.0	20.3	岩手県沖	1976. 7. 8 20:47	142°26'E 40°14'N	5.9	30	III	85
23	8.5		オホツク海南部	1976. 7.10 20:38	146°09'E 46°48'N	6.0	440	0	784
24	12.5	9.3	青森県東方沖	1976. 8.17 13:43	142°03'E 41°07'N	4.6	60	III	74
25	7.6	10.1	浦河沖	1976. 8.28 21:06	142°46'E 41°34'N	4.8	50	II	151
26	3.8		福島県東部	1976.10. 6 22:38	141°25'E 37°04'N	5.9	70	0	391
27	8.0	6.7	宮城県沖	1976.11. 8 17:19	142°19'E 38°04'N	6.2	30	II	287
28	7.6		奥陸	1976.11.28 21:53	140°51'E 41°07'N	4.9	0	II	83

図 3 - 震央分布図

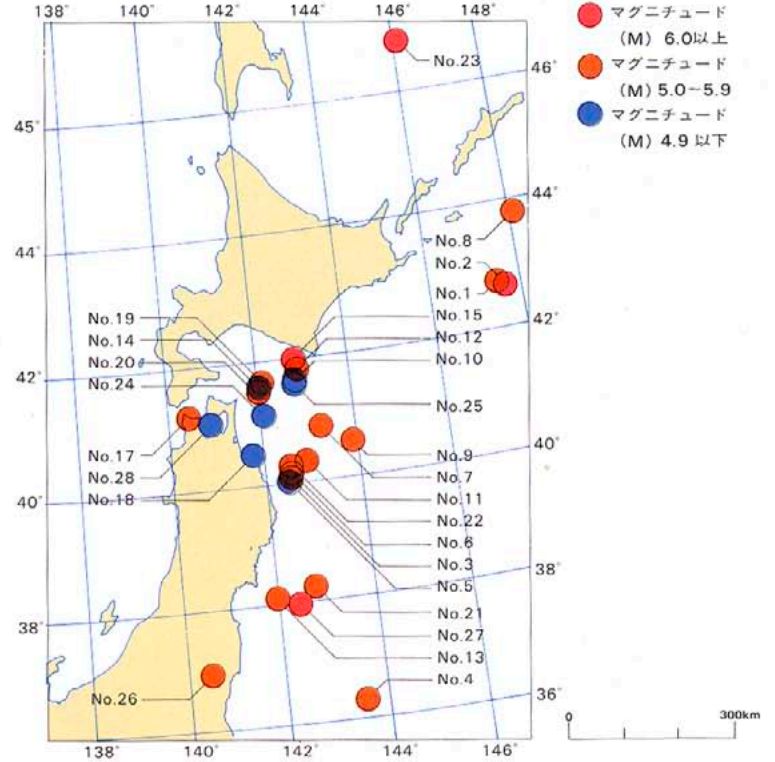


図 4 - 幹線観測所地震記録 (No. 15)

