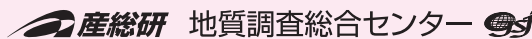


伊豆大島火山地質図 (第2版)

GEOLOGICAL MAP OF IZU-OSHIMA VOLCANO (2nd Edition)

1:40,000

石塚 治^{1*}・川辺禎久²・井上卓彦³・有元 純³・前野 深⁴
ISHIZUKA Osamu^{1*}, KAWANABE Yoshihisa², INOUE Takahiko³,
ARIMOTO Jun³ and MAENO Fukashi⁴

産総研 地質調査総合センター

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

2026



写真解説

北から見た雪景色の伊豆大島火山三原山と山頂カルデラ。三原山左には櫛形山から白石山に連なる西部カルデラ縁。三原山北側斜面最上部に1986B火口列、そこからLB溶岩流が流れ下っている。

Mt. Mihara and summit caldera of the Izu-Oshima Volcano in a snowy landscape seen from the north. To the left of Mt. Mihara is the western caldera rim, which stretches from Mt. Kushigata to Mt. Shiraiishi. The 1986B crater chain is located at the top of the northern slope of Mt. Mihara, from which the LB lava flow flows down.

- 1 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan
 - 2 地質調査総合センター 地質情報基盤センター
Geoinformation Service Center, Geological Survey of Japan
 - 3 地質調査総合センター 地質情報研究部門
Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan
 - 4 東京大学(産総研外来研究員)
University of Tokyo
- * Corresponding author

1. はじめに

伊豆大島火山は東京の南南西約 100 km, 伊豆半島の東方海上に浮かぶ活火山である。過去、数多くの噴火記録が残されており、火山災害も繰り返されてきた。1986年 11月の割れ目噴火では全島民避難という事態にも至った。その一方で山頂火口の火映現象は古くから「御神火」と呼ばれ、歌にも唄われるなど、伊豆大島火山は多くの観光客を惹きつける観光地でもある。

伊豆大島火山の基盤や山体下部は主に海面下に分布している。そのため、火山全体の形成史や噴火システムを考える上では、海底部を含めた火山体全体やその基盤に関する情報が不可欠である。この火山地質図は伊豆大島火山の火山地質について、これまでの研究成果に加え、新たな地表調査を行うとともに、陸上部のみならず、海面下の山体や側火山の分布、隣接する伊豆東部火山群などの情報を合わせて提示し、火山全体を理解できる地質図を目指し、伊豆大島火山地質図(川辺, 1998)を改訂したものである。

2. 伊豆大島火山の概要

2.1 地形

<海底の広域地形>

伊豆大島火山周辺の海底部を含めた広域構造を第 1 図に示す。伊豆大島火山は、伊豆小笠原弧の火山フロントに相当する七島・硫黄島海嶺と呼ばれる概南北方向に伸びる海底の高まりの上に位置し、島を形成する火山としては最も北に位置する。七島・硫黄島海嶺上には第四紀火山が配列しており、伊豆大島の東南東約 20 km には海底火山である大室ダシ火山が、また南方約 70 km には三宅島火山が存在する。伊豆小笠原弧の火山フロントはさらに北に伸び、北北西約 65 km の本州上に箱根火山が位置する。一方火山フロント西側の背弧地域には、利島火山が伊豆大島の南南西約 25 km に位置する。これらの火山は、いずれも活火山である。また利島の北方約 6 km には、海底カルデラと考えられる利島海穴が存在する (Ishizuka et al., 2006)。

伊豆大島の北方から北東、そして東方にかけて相模トラフのトラフ軸があり、フィリピン海プレートが北アメリカプレート下に北向きに沈み込んでいる。伊豆大島の北から北東側斜面には、相模トラフへ下る海底谷が発達している。相模トラフはさらに伊豆大島南東方で

伊豆小笠原海溝、日本海溝とともに海溝三重点を形成している。

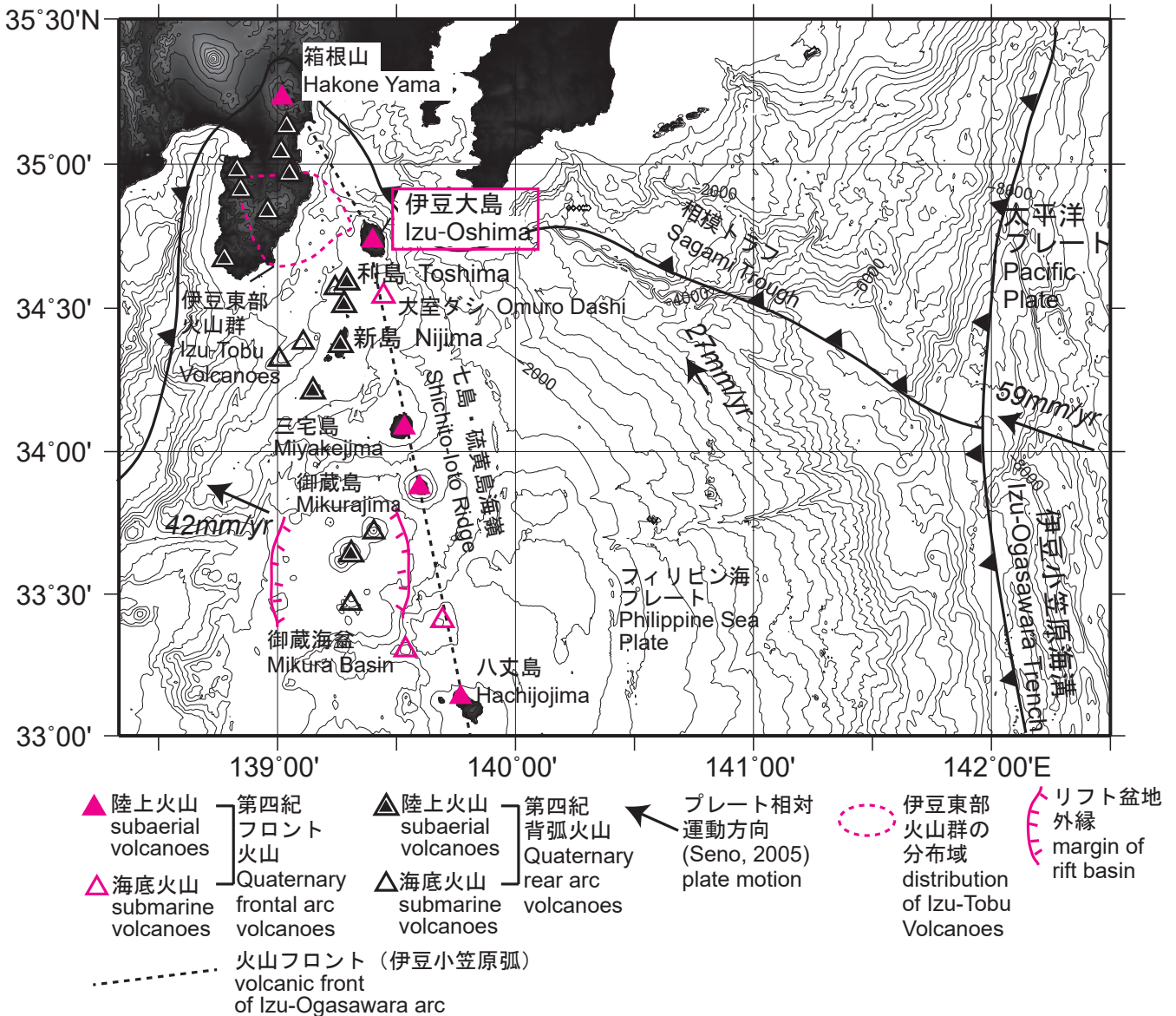
伊豆大島の西方に位置する伊豆半島には主に安山岩質の多質火山や天城火山等、第四紀の成層火山が分布すると同時に、玄武岩-流紋岩質の単成火山により構成される伊豆東部火山群が分布する。この火山群の東部は伊豆大島と伊豆半島の間の海底に分布し、東伊豆沖海底火山群(葉室ほか, 1980)と呼ばれる(第 1 図)。

一方、伊豆大島の南方から南西側には、七島・硫黄島海嶺から北東-南西方向に伸びる尾根状の地形が複数見られる(第 1 図)。利島から高瀬、ひょうたん瀬へと続く高まり、及び新島、神津島から銭洲海嶺へと伸びる高まりである。この中で利島、新島、神津島は活火山であるが、島から離れた高まりの海底部分から採取された岩石は、概ね約 200 万~580 万年前の噴出年代を示す安山岩~デイサイト火山岩である (Ishizuka et al., 2006)。このため、この地形は中新世後期から更新世にかけての、伊豆小笠原弧背弧域の火山活動により形成された可能性が高い。

伊豆大島西方から西-北西方に伸びる海底の高まりがあり、千波瀬及び千波海脚と呼ばれている。比較的起伏の少ない地形を示す。反射法地震探査によると、成層した堆積物層により構成されている(岡村ほか, 1999)。伊豆大島南東部波浮の沖合には北西-南東方向に伸びる波浮海脚と呼ばれる高まりがあり、後述のように伊豆大島火山の側火山列からなる。

<陸上地形>

伊豆大島は北北西-南南東方向に伸びた形をしており、長径約 15 km, 短径約 9 km である。島の北部から東部、及び南西部には高さ最大 350 m (東部)に達する海食崖が発達する。それに対して北西部及び南東部の海岸線は低く、比較的新しい時代の主に側火山からの溶岩流からなる。山頂部にはカルデラがある。西側カルデラ縁は明瞭だが、東側カルデラ縁は不明瞭で形成時期が異なる。両者合わせた全体のカルデラ径は 4 km ほどである。カルデラの東~北東側には溶岩流が海岸線に到達し、溶岩扇状地を形成している。西部カルデラの南側には中央火口丘三原山(標高 758 m)があり、山頂火口径は約 800 m。さらにその中央には径約 300 m の堅坑状火口がある。山腹には主に北北西-南南東方向の領域に側火山の火砕丘が多数分布する。



第1図 伊豆大島を含む北部伊豆小笠原地域の海底地形及び主要な地質構造
地形データはJTOPO30を使用。

Fig. 1 Submarine topography and major geologic structures in Northern Izu-Bonin arc including Izu-Oshima
JTOPO30 digital bathymetric and topographic data are used for the background map.

3. 伊豆大島火山陸上部の活動史

3.1 先行する火山群

島の北海岸から東海岸にかけての海食崖には、北から岡田火山、行者窟火山、筆島火山と呼ばれる開析の進んだ伊豆大島火山の基盤火山群が露出し (Nakamura, 1964), いずれも玄武岩溶岩流・火砕岩と岩脈からなる。岡田火山噴出物は北端乳ヶ崎から岡田港西にかけていくつかの溶岩流、火砕岩、岩脈からなる岩体として、行者窟火山噴出物は東部海食崖に厚さ 20 m 以上の複数枚の玄武岩溶岩流と薄い火砕岩層の互層が露出する。筆島火山の噴出物は行者窟の南から筆島対岸の海食崖に露出し、玄武岩火砕岩と溶岩流、多数の岩脈からなる。いずれの噴出物も伊豆大島火山噴出物よりも K₂O に乏しい。これら基盤火山の活動年代は明確ではないが主にチバニアン期と考えられる。千波崎近くのボーリングコアの標高-34.8 m で深から K₂O に乏しい新鮮な溶岩が採取されており (川辺ほか, 2014), 千波火山 (土出ほか, 1988) が伏在し、古期大島ステージ初期の噴出物に覆われる高まりを作っている可能性がある。

3.2 伊豆大島火山

伊豆大島火山は主に玄武岩マグマを噴出する成層火山であり、海底火山として誕生して以降、伊豆諸島最大の火山島に成長した。第 2 図に層序関係図を示す。多くの噴火記録があり、噴火規模から大規模噴火 (噴出量 1 億トン以上)、中規模噴火 (噴出量 1 億トン未満)、小規模噴火 (噴出量 100 万トン未満) に区分される。

本地質図では、Nakamura (1964) をベースとして伊豆大島火山の活動ステージを、地形や岩相、マグマ組成の違いなどから、下位から活動開始初期の主に火砕物からなる泉津層、陸上噴火に移行した古期大島ステージ、現在のカルデラ地形形成以降を新期大島ステージと再定義した。このうち古期大島ステージは岩相と年代から下位の鏡端サブステージと上位の白石サブステージにさらに区分した。Nakamura (1964) 以来、個々の噴出物名は、古期大島ステージは O、新期大島ステージは下位から上位に S, N, Y のアルファベットに、それぞれ数字を上位のものから下位に向けて順に大きくなるように添えて示されている (例えば、一色, 1984a; 田沢, 1980; 上杉ほか, 1994; 小山・早川, 1996)。本地質図

もその命名法を踏襲する。新期大島ステージのマグマは古期大島ステージ末期のマグマより未分化で、微量元素組成も異なり、マグマシステムが異なる (川辺, 1991)。

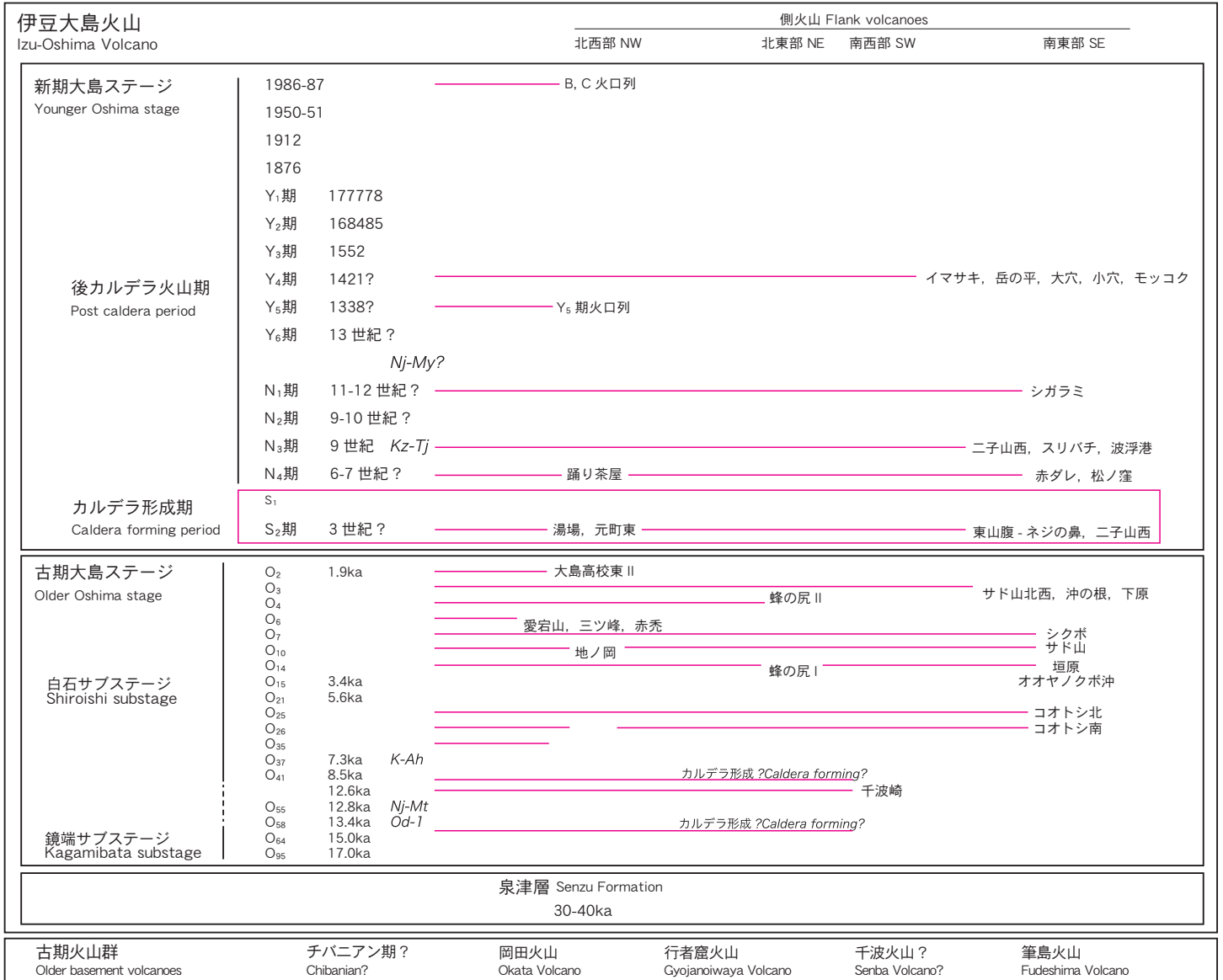
伊豆大島火山では、現在の山頂、三原山付近を噴出中心とする活動の他、多くの側火山の活動が認められている。側火山は露頭で確認できるものだけで 80 個以上存在している (第 3 図: 川辺, 2024)。側火山の多くは「岳の平」「愛宕山」などのスコリア丘で、溶岩流を伴い、また一つの噴火割れ目に沿って並んで形成されている事が多い。「蜂の尻」や「千波崎」などを除き、側火山配列は北北西-南南東方向が卓越する。これは伊豆大島周辺の地殻応力を反映していると考えられている (中村, 1969)。側火山列は陸上のみならず海底にまで伸び、長いものは陸上及び海底部分の総延長 10 km 近く (Y₄ 噴火) に達する。シクボ、波浮港のような海岸線付近や、沢立のような標高が高くても地下水が豊富な地域では、マグマと海水や地下水の反応によりマグマ水蒸気爆発を起こしてマールやタフリングを形成している。

また、山頂部には古期大島、新期大島ステージの活動中、複数回カルデラが形成された。伊豆大島火山山頂カルデラは、さらにカルデラ縁が明瞭な西部カルデラと不明瞭な東部カルデラに区分され (地質図参照)、新期大島ステージの約 1,700 年前に起こった山頂部での爆発的噴火 (カルデラ形成期 S₂ 噴火) により現在のカルデラ地形が作られた。西部カルデラは高重力異常を示し、カルデラ内ボーリング (一色ほか, 1963) からも西部カルデラはより深く、厚い溶岩流で満たされている。それに対し、東部カルデラは西部より浅く、溶岩流の割合が少ない (川辺ほか, 2009)。このことから陥没カルデラの主体は西部カルデラで、東部カルデラは西部カルデラ側に落ち込んだスランプリングと考えられる。S₂ 噴火と同様の堆積物は古期大島ステージ O₄₁ (約 8,500 年前) にもあること、山頂からの溶岩供給が途絶える白石サブステージへの変化は約 1.3 万年前に起こったことから、古期大島ステージ中にもカルデラを形成する活動が複数回西部カルデラ付近であったと考えられる。

以下、下位の泉津層から、14 世紀までの新期大島ステージ噴出物について解説する。

泉津層

泉津層は島の北部、東部及び南西部海食崖に露出する。約 3-4 万年前に基盤火山群



第2図 伊豆大島層序関係図
年代は川辺 (2012, 2024), 鈴木ほか (2019), 上杉ほか (1994), 一色 (1984b) に基づく。
島内で認識できる広域火山灰をイタリック体で示す。
Nj-My: 新島向山火山灰 Kz-Tj: 神津島天上山火山灰 K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰 Nj-Mt: 新島宮塚山火山灰 Od-1: 大室ダシ1火山灰。

Fig. 2 Stratigraphic relations of Izu-Oshima Volcano
Age data from Kawanabe (2012, 2024), Suzuki *et al.* (2019), Uesugi *et al.* (1994), Isshiki (1984b).
Distal tephra is shown in italic.
Nj-My: Nijijima-Mukaiyama tephra, Kz-Tj: Kozushima-Tenjosan, K-Ah: Kikai-Akahoya ash, Nj-Mt: Nijijima-Miyatsukayama, Od-1: Omurodash-1.

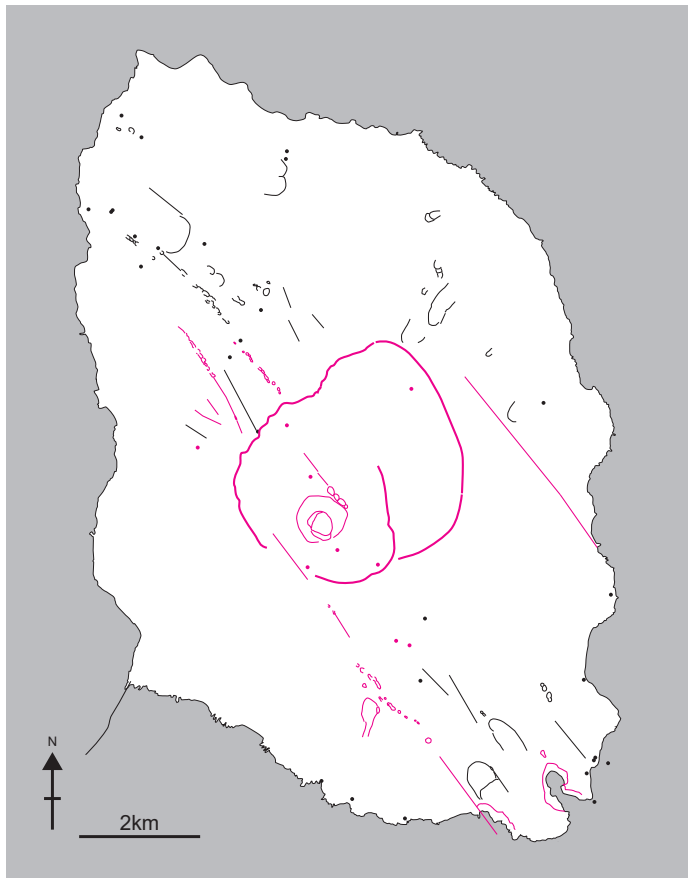
の西側海底での噴火活動で始まった水蒸気及びマグマ水蒸気噴火起源と考えられる粗粒な火砕物を主とし、降下火砕物と少量の玄武岩溶岩流を伴う（一色, 1984a）。マグマが海水と接触しやすい時期の噴出物と考えられる。

古期大島ステージ

古期大島ステージ噴出物は陸上のマグマ噴火起源の主に降下火砕物及び溶岩流からなり、泉津層を覆って厚く堆積して伊豆大島山体主要部を形成する。島の南西部「地層大切断面」の露頭には、100層以上の大規模噴火による降下火砕物が見られ、O₁, O₄₁, O₉₅などと命名されている（田沢, 1980；上杉ほか, 1994）。放射性炭素年代値及び挟在する新島火山、大室ダシ火山起源の火山灰などの年代から、古期大島ステージの活動は約1.7万年前（O₉₅）から始まり（鈴木ほか, 2019）、平均噴火間隔は100-150年ほどと考えられる。古期大島ステージは年代と岩相から下位の鏡端サブステージと上位の白石サブステージに区分できる。鏡端サブステージ噴出物は野増から南東の海食崖下部に泉津層を覆って露出し、主に玄武岩溶岩流と挟在する火砕物からなる。上位の白石サブステージ噴出物は中央火口丘として白石山から楡形山にかけての白石中央火砕丘があるほか、多数の側火山を伴う。地質図には古期大島ステージ中の地形的に側火山と推定されるものを特に側火山の噴出物として分けて示した。白石サブステージ噴出物は溶岩流と火砕物からなるが、溶岩流の占める割合で降下火砕物卓越部と溶岩流・降下火砕物互層部に区分できる。降下火砕物卓越部は主に島の西部に分布し、そこでは狭い谷を流下した2-3枚の溶岩流以外はほとんど降下火砕物からなり、海食崖や谷地形が発達して鏡端サブステージ噴出物を覆う。このことは山頂部からの溶岩供給が途絶えたことを示唆する。白石サブステージ降下火砕物最下部の年代は、大室ダシ起源テフラ（Od-1：O₉₈に挟在）から約1.3万年前と推定され（鈴木ほか, 2019）、この頃に最初のカルデラ形成があったと考えられる。O₄₁（約8,500年前）にも山頂部での水蒸気噴火堆積物があり、ボーリング調査での東部カルデラ底に溶岩流が堆積しなくなった年代（約5,800年前以前）から東部カルデラはこの頃に形成された可能性がある。白石サブステージ溶岩流・降下火砕物互層部が分布する地域は白石山中央火口丘だけでなく側火山が多数分布し、側火山から供給された溶岩流によって基盤火山群分布域以外の海食崖は低い。島内東部フナーの滝の海食崖では約1万年前の溶岩流が分布するが、低い海食崖を構成する溶岩流は、後述するようによそ5,000年前以降の溶岩流からなる。

新期大島ステージ

最新のカルデラ形成以降では、Nakamura (1964) で大規模噴火が12回認識され、浸食面の発達から3つに大きく区分されて、上位からY₁-Y₆, N₁-N₄, S₁-S₂と命名された。このうちS₁-S₂がカルデラ形成時期、Y₁-Y₆, N₁-N₄が後カルデラ火山活動である。小山・早川 (1996) は噴火休止期を示す風成土壌層の存在からさらに細かく区分し、いくつかの中規模噴火も認識している。本報告ではNakamura (1964) を元に、小山・早川 (1996) を加味して噴火堆積物を整理し、新期大島ステージとした（第4図）。ただし Nakamura (1964) のS₁はS₂との間の風成土壌層の発達も悪く、また実際には噴出物規模も中規模



第3図 伊豆大島火山の火口分布図

川辺 (2024) を改変。

赤太線：西部及び東部カルデラ縁、曲線：火口縁、直線：割れ目火口列、丸：側火山推定位置、黒：古期大島ステージ、赤：新期大島ステージ。
Modified from Kawanabe (2024).
Bold red line: caldera rim, Curves: crater rim, Straight lines: fissure, Dots: estimated eruption location, Black: Older Oshima stage (pre-caldera), Red: Younger Oshima stage (syn- and post-caldera).

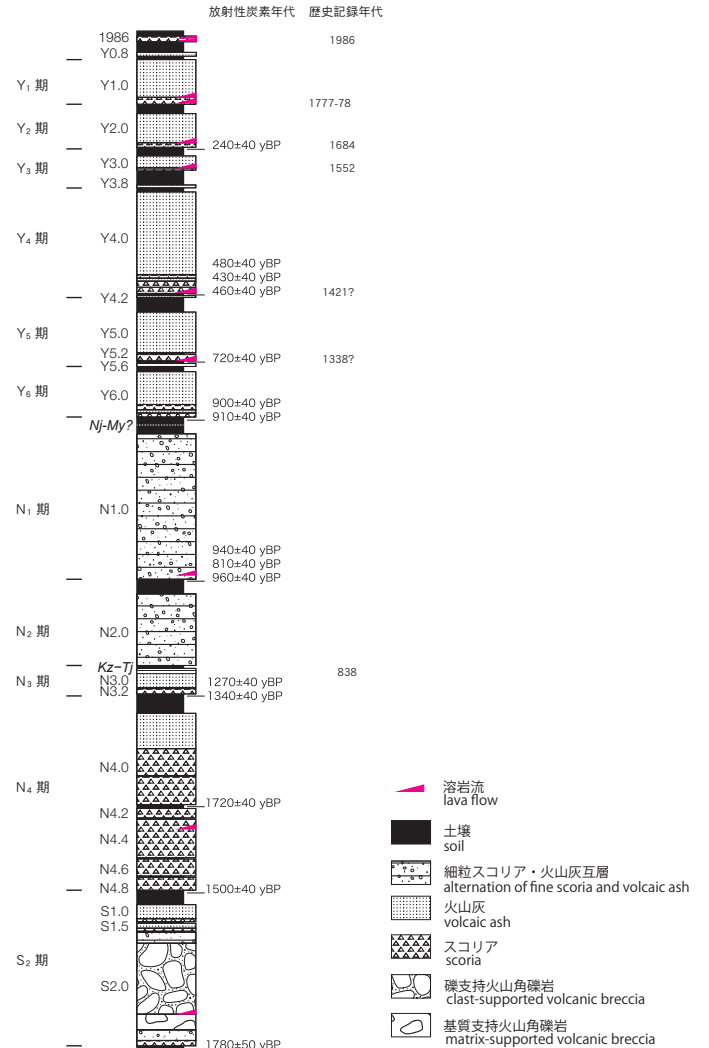
であることから S₂ に含めた。これらのうち、ほぼ確実な歴史記録があるのは 14 世紀頃の Y₅ 噴火以降である。はじめに噴出率の大きな本質テフラ・溶岩流の噴出→堅坑状火口再生に伴う大量の火山灰放出→休止期という噴火パターンが多くの噴火に見られるが例外もある。以下、14 世紀以前の主な噴火について記述する。

S₂ 噴火 (3世紀?) : S₂ 噴火の S2.0 エピソードでは、山頂部からのスコリア放出→土石流の発生→島内複数割れ目火口からの溶岩流→山頂部での大規模な水蒸気爆発と火砕流の発生と推移し、現在のカルデラ地形を形成したと考えられる（一色, 1984a；山元, 2006）。水蒸気爆発に伴う火山岩塊は人頭大のものがカルデラ縁から 2~3 km の所まで飛散し、火砕流はほぼ全島を覆っている。短い休止期を挟んでより規模の小さな水蒸気噴火エピソード (S1.5, S1.0) があつた。S₂ 噴火の年代は紀元 3 世紀頃と推定される（川辺, 2012）。

N₄ 噴火 (6-7 世紀?) : N₄ 噴火の噴出物は複数の降下単位からなる厚い降下スコリア層とそれらを覆う成層した細粒火山灰からなる。降下スコリア層の総厚は島内東部で 2~3 m の厚さに達する。降下スコリア層は薄い風成堆積物や火山灰層を挟有し、6層に区分できる（小山・早川, 1996）。これらのスコリア層は短い（数年~十数年程度）の休止期間を挟んで、それぞれ異なる噴出口から噴出したものと考えられる。噴出口は山頂カルデラ内のほか、カルデラ南西縁、西山腹にあり、西山腹の火口からは元町の火山博物館裏まで溶岩流が流下している。また南山腹にも N₄ 噴火とされるスコリア丘（松ノ窪）がある。

N₃ 噴火 (9世紀) : 山頂と南東山腹で噴火があり (N3.2 エピソード)、休止期間を置いて南東山麓の側噴火で波浮港爆裂火口とその北北西に位置するスリバチ火口が形成された (N3.0 エピソード)。波浮港火口から放出された火山岩塊、火山弾は波浮港から約 1.2 km の範囲に飛散した。N3.0 堆積物上部には西暦 838 年神津島上山噴火起源の流紋岩火山灰 (Kz-Tj) 薄層が挟まれており、N₃ 噴火が 9 世紀初頭頃に起きたことがわかる。

N₁ 噴火 (11-12世紀?) : N₁ 噴火の噴出物と同じく、山頂火口からの降下スコリアと細粒火山灰の互層からなる。火山灰層中には火山豆石が含まれることがある。南山腹には N₁ 噴火で形成されたと考えられるスコリア丘があり、スコリア丘の麓から溶岩流が流出している。N₁ 噴出物と Y₆ 噴出物の間には侵食不整合が発達する。N₁ 噴出物の風成土壌層には 9 世紀後半とされる新島向山噴火起源と考えられる流紋岩火山灰 (Nj-My) が含まれる（津久井ほか, 2006）が、N₁ 噴火の遺物年代、放射性炭素年代は 11~12 世紀の年代を示す（川辺, 2012, 2023）。



第4図 新期大島ステージ層序年代図

テフラ区分はNakamura (1964)、小山・早川 (1996) に基づく。年代値は川辺 (2012, 2023)。

Kz-Tj：神津島上山火山灰、Nj-My：新島向山火山灰。

Fig. 4 Schematic section of syn- and post-caldera tephra of Izu-Oshima Volcano. Tephra names are taken from Nakamura (1964) and Koyama and Hayakawa (1996). Age data from Kawanabe (2012, 2023).

Kz-Tj: Kosuzhima-Tenjosan tephra, Nj-My: Nijima-Mukaiyama tephra.

Izu-Oshima Volcano is a frontal arc basaltic stratovolcano that began its activity around 40,000 to 30,000 years ago. These earliest eruptions produced deposits that cover three or four older volcanoes and are contained within the Senzu Group, composed of ejecta from phreatomagmatic eruptions, and the overlying Older Oshima stage, composed of pyroclastic fall deposits and lava flows. Since 17,000 years ago, about 100 major eruptions have been recorded by tephra fall deposits. At the summit of Izu-Oshima Volcano there is a caldera approximately 4 km in diameter. Explosive activity has occurred frequently from this summit area and as lateral eruptions. There are more than 80 flank volcanoes most of which are aligned in a northwest-southeast direction. Most of these features are scoria cones, but tuff rings and maars, such as the Habuminato crater, have formed near the coast due to phreatomagmatic eruptions. The current caldera topography was created by a large phreatomagmatic eruption at the summit about 1,700 years ago. Volcanic deposits from the caldera formation and post-caldera activity belong to the Younger Oshima stage, which contains recognizable products from 12 major eruption periods. The caldera-forming eruption of the Younger Oshima stage, known as S₂, began with an eruption at the summit, followed by debris flows, and lateral eruptions in multiple locations, then a large-scale phreatomagmatic eruption at the summit and associated pyroclastic flows that covered the entire island. Many eruptions after the formation of the caldera began with a high-volume explosive magma eruption and lava effusion, then end with ash emission, but there are some exceptions.

The most recent magmatic eruption, in 1986, began with lava fountaining at the central cone, Mt. Mihara crater. Initially the eruption was confined to the Mt. Mihara crater, but on the sixth day after the eruption began, seismic activity began in the northwestern part of the island, and a lateral eruption suddenly began. Lava flows from the craters outside the caldera flowed down toward residential areas, and as the possibility of an eruption in the southeastern part of the island increased, all residents evacuated the island. One year after the 1986 eruption, the lava lake inside the Mt. Mihara crater drained with accompanying explosive activity, and the pit crater reappeared. After the eruption, the volcano continued to expand slowly but has stagnated since 2018. At the time of writing, no ground deformation anomalies were observed.

Izu-Oshima Volcano is flanked by numerous, subparallel NW-SE-trending chains of submarine knolls and ridges extending up to 22 km to the NW and the SE from the summit of Mt. Mihara. To the NW of Izu-Oshima island, there is a series of small knolls that generally have heights of 50–100 m and basal diameters of around 300–1,000 m. To the SE of the island, each knoll has a relative height of 70–250 m and a basal diameter between 0.5–1.6 km, and a chain of the knolls forms the Habu Spur.

Submersible surveys revealed that these knolls and ridges are fissures that erupted basaltic spatter and lava flows. The geochemical composition of erupted magma is consistent along the length of each ridge, with minor variations due to crystal fractionation and some plagioclase accumulation. Compositions of the ridges are also very similar to lavas from the subaerial flank volcanoes that can be traced down the flanks of Izu-Oshima Volcano. This implies that pairs of subaerial cones and submarine ridges represent the locus of magma transport events away from the storage system beneath Izu-Oshima.

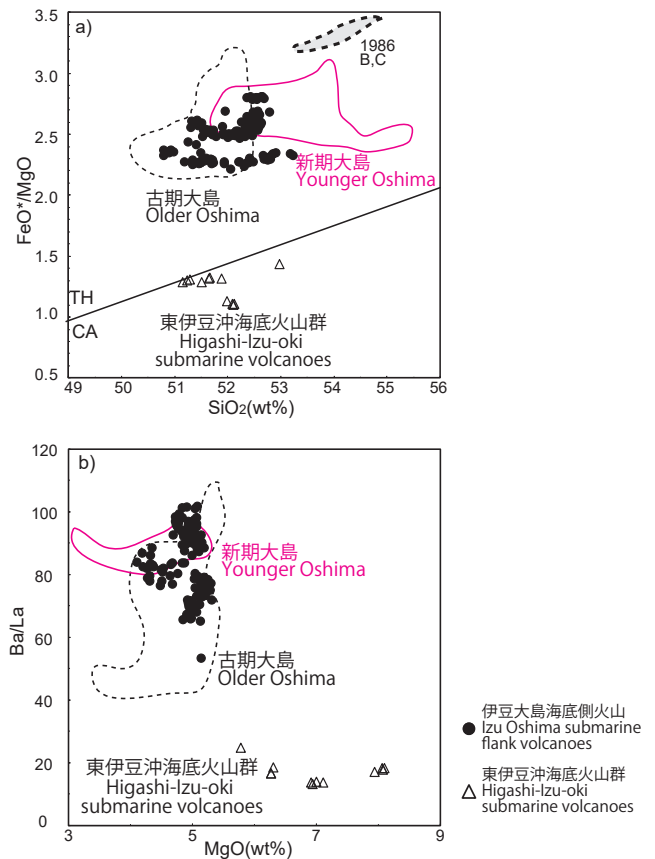
The subparallel ridges are observed to transect a series of seamounts known as the Higashi-Izu-oki submarine volcanoes, which are dispersed across the area between the volcanic front and the Izu Peninsula. Nishi-Chigasaki Knoll, one of the Izu-Tobu volcanoes with a relative height of around 450 m and a basal diameter of 3 km, occurs in the area where the NW-SE trending submarine ridges occur. Three to four NW-SE trending ridges can be recognized transecting the NW and SE slopes of this knoll, implying that the ridges are younger.

Seismic reflection profiles to the NW of Izu-Oshima Island indicates that the submarine volcanic ridges were formed where a series of normal faults dissect the basement and the entire sequence of overlying sediments. Since these faults displace the uppermost sediment layers, the normal faults are likely to be still active around Izu-Oshima Volcano, i.e. the area is under extension.

引用文献

荒牧重雄・藤井敏嗣(1988) 伊豆大島火山 1986-1987年噴火の岩石学的・地質学的モデル. 火山, 33, S297-S306.
 葉室和親・荒牧重雄・加々美英雄・藤岡換太郎(1980) 13. 東伊豆沖海底火山群 - その1 -. 東京大学地震研究所彙報, 55, 259-297.
 Ikenaga, Y., Maeno, F. and Yasuda, A. (2023) Temporal change in eruption style during the basaltic explosive An'ei eruption of the Izu-Oshima volcano, Japan: insights from stratigraphy and chemical composition analyses. *Front. Earth Sci.*, 11:1172615. doi: 10.3389/feart.2023.1172615
 Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, J. A., Nesbitt, R. W., Yuasa, M. and Sakamoto, I. (2006) Variation in the source mantle of the northern Izu arc with time and space - Constraints from high-precision Pb isotopes -. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 156, 266-290.
 Ishizuka, O., Geshi, N., Kawanabe, Y., Ogitsu, I., Taylor, R. N., Tuzino, T., Sakamoto, I., Arai, K. and Nakano, S. (2014) Long-distance magma transport from arc volcanoes inferred from the submarine eruptive fissures offshore Izu-Oshima volcano, Izu-Bonin arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 285, 1-17.
 Ishizuka, O., Taylor, R. N., Oikawa, T., Kawanabe, Y. and Ogitsu, I. (2015) Progressive mixed-magma recharging of Izu-Oshima volcano, Japan: A guide to magma chamber volume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 430, 19-29.
 石塚 治・井上卓彦・有元 純・川邊禎久・前野 深(2023) 周辺海域を含めた伊豆大島側火山の活動とそのマグマ供給系. 防災科学技術研究所研究資料, 487, 19-24.
 一色直記(1984a) 大島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 133p.
 一色直記(1984b) 大島火山の歴史時代における活動記録. 地質調査所月報, 35, 477-499.
 一色直記・中村一明・早川正巳・平沢 清・行武 毅・荒井 綏・岩崎文嗣(1963) 試錐結果からみた伊豆大島火山のカルデラの構造. 火山, 8, 61-106.
 川辺禎久(1991) 伊豆大島火山の岩石学的発達史. 火山, 36, 297-310.
 川辺禎久(1998) 伊豆大島火山地質図. 火山地質図, no.10, 地質調査所.
 川辺禎久(2012) 新たに得られた伊豆大島火山新期大島層群噴火堆積物の放射性炭素年代. 地質調査研究報告, 63, 産総研地質調査総合センター, 283-289.
 川辺禎久(2020) 伊豆大島火山 Y4 噴火の噴火推移. SVC47-P07, JpGU-AGU Joint Meeting 2020 abstract.
 川辺禎久(2023) 伊豆大島火山 N 期噴火年代の再検討. P71, 日本火山学会講演予稿集 2023 年度秋季大会.
 川辺禎久(2024) 伊豆大島火山の火口位置データおよび噴火イベント集. 地質調査総合センター研究資料集, no. 749, 産総研地質調査総合センター, 17p.
 川辺禎久・松島善雄・鬼澤真也(2009) 伊豆大島カルデラ東部ボーリング調査. P57, 日本火山学会講演予稿集 2009 年度秋季大会.
 川辺禎久・鬼澤真也・小久保一哉(2014) 千波火山: 気象庁伊豆大島千波崎ひずみ計コアの観察. SVC54-P13, 日本地球惑星科学連合 2014 年大会講演要旨.
 火山噴火予知連絡会伊豆部会(2008) 伊豆大島の火山活動に関する勉強会報告書 - 伊豆大島噴火シナリオ -. 気象庁, 162p.

気象庁(2025) 伊豆大島の火山活動解説資料(令和7年6月). https://www.data.jma.go.jp/vois/data/report/monthly_v-act_doc/tokyo/25m06/317_25m06.pdf(2025年7月26日閲覧)
 小山真人・早川由紀夫(1996) 伊豆大島火山カルデラ形成以降の噴火史. 地学雑誌, 105, 133-162.
 Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
 Nakamura, K. (1964) Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 42, 649-728.
 中村一明(1969) 広域応力場を反映した火山体の構造-側火山の配列方向-. 火山, 14, 8-20.
 及川輝樹・石塚 治・古川竜太・川辺禎久・佐々木 寿(2025) ALB 計測による伊豆大島沿岸域の海底地形データ. 地質調査総合センター研究資料集, no.770, 産総研地質調査総合センター.
 岡村行信・湯浅真人・倉本真一・石原丈実・上嶋正人・駒澤正夫(1999) 駿河湾海底地質図. 海洋地質図, no. 52, 地質調査所.
 阪口圭一・高田 亮・宇都浩三・曾屋龍典(1988) 伊豆大島火山 1986 年噴火と噴出物. 火山, 33, S20-S31.
 鈴木毅彦・寺山 怜・松風 潤・加藤佑一(2019) 伊豆大島南西部「地層大切断面」における先カルデラ火山新期大島山形成期以降, 過去約 2 万年間のテフクロロジ. SVC38-01, 日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演要旨.
 田沢堅太郎(1980) カルデラ形成までの 1 万年間における伊豆大島火山の活動. 火山, 25, 137-170.
 土出昌一・村井弥亮・浅田 昭・大島章一・加藤 茂・岩淵 洋(1988) 伊豆大島周辺の海底調査 - 島周辺の概観および波浮海淵の精査 -. 火山, 33, S224-S233.
 津久井雅志・斎藤公一滝・林 幸一郎(2006) 伊豆諸島における 9 世紀の活発な噴火活動について - テフラと歴史史料による層序の改訂 -. 火山, 51, 327-338.
 津久井雅志・段木一行・佐藤正三郎・林 幸一郎(2009) 伊豆大島火山: 史料に基づく最近 3 回の大規模噴火の推移と防災対応. 火山, 54, 93-112.
 上杉 陽・新川和範・木越邦彦(1994) 伊豆大島火山千波崎の地層切断面露頭群のテフラ標準柱状図 - 第四紀研究, 33, 165-187.
 Usui, Y., McIntosh, I. and Ishizuka, O. (2024) Dating island-arc submarine basalts with geomagnetic paleointensity. *Earth Planets and Space*, 76: 47, doi: 10.1186/s40623-024-01980-2
 山元孝広(2006) 伊豆大島火山, カルデラ形成期の火砕物密度流堆積物: 差木地層 S₂ 部層の層序・岩相・年代の再検討. 火山, 51, 257-271.



第5図 伊豆大島海底火山噴出物の全岩化学組成プロット
 地質図範囲内の東伊豆沖海底火山群データを合わせて示す。a) SiO₂ - FeO* (FeO^{total}) / MgO, b) MgO-Ba/La. 1986年噴火の噴出物組成は川辺(1991), 陸上の側火山噴出物の組成はIshizuka et al. (2015) による。
 ソレアイト-カルクアルカリ系列の識別線はMiyashiro (1974) による。
 Fig. 5 Plots for whole rock composition of submarine effusives from Izu-Oshima Volcano
 Composition of Higashi-Izu-oki submarine volcanoes in the map area are also shown. a) SiO₂ - FeO*(FeO^{total}) / MgO. (Line distinguishing the tholeiitic and calc-alkaline field is from Miyashiro (1974).
 Compositional range of Older Oshima and Younger Oshima subaerial flank volcanoes is from Ishizuka et al. (2015).
 Composition of 1986 eruption: Kawanabe (1991). Composition of submarine Higashi-Izu-oki submarine volcanoes: Ishizuka et al. (2015).

4. 伊豆大島海域の海底火山活動

4.1. 伊豆大島周辺の海底火山

伊豆大島三原山山頂から周辺海底部にかけて、北西側、南東側それぞれ約 20 km にわたる火山列が形成されている (Ishizuka *et al.*, 2014)。北西側、南東側ともそれぞれがほぼ平行な複数の火山列が存在する。火山列を構成する火山は、概ね比高が約 50–100 m、底径が約 300–1,000 m である。これらの山体では、無人潜水船による調査により枕状溶岩や火山弾等の火山噴出物が確認されている。それぞれの火山体から採取された火山噴出物の岩石学的特徴は、火山列を構成している火山については伊豆大島火山のものと同様であり、山頂火口からの距離と関係なく、個々の火山列毎に共通の特徴を持ち、かつ中央火口の噴出物と概ね類似している (第 5 図, 第 1 表)。これは、海底の火口列の多く (地質図中の Syb, Sob, Og, Ox に該当) が、広域応力場に規制されて伊豆大島中心部の浅所マグマだまりから地殻内長距離マグマ移動により形成された伊豆大島火山の側火山であることを示している (Ishizuka *et al.*, 2014)。

一方西乳ヶ崎海丘 (Tba) は伊豆大島火山噴出物とは明瞭に異なり、東伊豆沖海底火山群と岩石学的特徴が類似するため、火山列とは起源が異なり、東伊豆沖海底火山群に属する火山と考えられる。このように、伊豆大島火山の海底側火口と東伊豆沖海底火山群は、一部分分布域が重なるのみならず、異なる。

北西側沿岸域 (海岸から 2 km 程度までの海底部) の詳細海底地形では、北西–南東方向に配列する大小の火山体 (Og, Ox) が分布する (石塚ほか, 2023; 及川ほか, 2025)。比較的大型の山体は、比高 100 m 以上、底径 1 km を超えるが、浸食あるいは堆積物による埋積を被ると同時に、断層系による変位を受けている。一方はるかにサイズが小さく、比高 20 m、底径 100–200 m 程度の地形の保存が良い山体が見られる。これらの山体形状の違いは、それぞれの火山体の活動時期の違いを表している可能性がある。

北西側沿岸域では、海岸付近に多くの溶岩流 (Nid, Mi, Ak) とそれに伴う溶岩扇状地が認識できる。北西部陸上部にはカルデラ形成期以前 (約 2,400–2,000 年前) に形成された側火山が分布するが、そのうちの一つ、三峰のすぐ海側で顕著な溶岩流がみられ (Mi)、海岸から 1.5 km 程度の位置まで流れている。浅い部分で縄状構造をみせるが、斜面を下ると複数のローブに分岐し、そのうちの幅の広いものが谷の中を下っている。先端部に近い部分で幅約 70 m、高さ 12–13 m 程度であり、枕状溶岩が観察された。

北西側沿岸域のもう一つの重要な特徴は、多数の西北西–東南東方向の線状構造が発達していることである。この構造に直交する反射法地震探査断面を見ると、これらは正断層系とみられ、表層の堆積物まで変位させているように見える (第 6 図 a)。これらの断層は、ステップ状に変位することで盆地を形成している。最小圧縮応力方向が北北東–南南西方

向であり、それに直交する方向にマグマが移動、貫入して火山列が形成されていることを示唆する。

南東側では、波浮の沿岸域で多くの北西–南東方向に火山体が配列する火山列が分布する (Syb, Sob, Ox)。火山列を構成する火山体の比高 20–50 m 程度、底径は 200–300 m 程度である。加えて比高約 10–30 m の北西–南東方向に伸びる尾根状の地形も複数認められる。尾根状の地形について、無人潜水船による調査では、堆積物の被覆がほぼない新鮮なスパッターが分布し、スパッターのサイズは尾根の頂部に位置する割れ目に近づくと大きくなることから、割れ目火口列と考えられる。また噴出物の化学組成の特徴は、後カルデラ期 (新期大島ステージ相当) の特徴を示し、1,500 年前以降の火山活動により形成された可能性が高い。割れ目火口列の中には、15 世紀の Y₄ 噴火により形成された側火山列の延長上に位置するものもあり、この噴火が海底にまで及んでいた可能性を改めて示すと同時に、島外で側火口列を形成するような噴火が繰り返してきたことを示唆する。火口列に直交する反射法地震探査断面では、この地形を形成する噴出物は概ね最上位の堆積物と同時期と考えられ、最近活動した火山が多いと考えられる。これは前述の噴出物の組成からの活動時期の推定 (Ishizuka *et al.*, 2014) と整合的である。南東沿岸域では、同じく側火山が多く見られる北西側沿岸域と異なり、断層による変位が確認できない。

南西側の千波崎沿岸域には、岬から沖に向かって南南西方向に約 1.4 km にわたって高さ約 15–20 m、幅 70–80 m の高まりが伸びる (Sob: 第 6 図 b)。千波岬付近に露出する噴出物は、火口近傍相の特徴を示すことから、割れ目火口からの噴出物と考えられる。この噴出物により構成される尾根状の高まりが南西方向に向けて海中まで伸びており、この陸上部の尾根状地形の特徴は海底部で観測されたものに近い。この割れ目火口から流出したと考えられる溶岩について、その下底直下の土壌中の炭質物から 12,550 年前の ¹⁴C 年代が得られたことから (石塚ほか, 2023)、この高まりは先カルデラ期 (古期大島ステージ相当) の活動時に形成された陸上から海底まで連続する割れ目火口列と考えられる。この時代には広域応力場が現在と異なり、現在とは異なる方向にマグマ移動が起きたことも指摘できる。

東側沿岸域では、浅い平坦な海底が沖に向かって張り出している。平坦面の反射法地震探査断面を見ると北部では成層した堆積物の下に凹凸の激しい溶岩及び無層理の堆積物が明瞭に認められ (第 6 図 c)、これらは先大島の筆島火山の火山体の一部 (Fdo) と考えられる。

4.2. 伊豆大島沿岸域の火山活動時期

伊豆大島沿岸域において多くの溶岩流や火山噴出物により形成された地形を見出して

第1表 伊豆大島火山海底噴出物の全岩化学組成

Table 1 Whole rock chemical compositions of submarine effusives of the Izu-Oshima Volcano

	1	2	3	4	5	6	7	8
地域名 area	乳ヶ崎北西 NW off Chigasaki	乳ヶ崎北西 NW off Chigasaki	乳ヶ崎北西 NW off Chigasaki	乳ヶ崎北西 NW off Chigasaki	波浮南東 SE off Habu	波浮南東 SE off Habu	波浮南東 SE off Habu	波浮南東 SE off Habu
活動ステージ stage	新期 Younger Oshima	新期 Younger Oshima	古期 Older Oshima	古期 Older Oshima	新期 Younger Oshima	新期 Younger Oshima	古期 Older Oshima	古期 Older Oshima
サンプル sample type	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava
Sample No.	*HPD#994R01	*HPD#996R06	*HPD#1001R11	*HPD#992R05-1	*HPD#999R06	*HPD#1005R13	HPD#998R02	*HPD#1000R01
Major element (wt%)								
SiO ₂	52.56	52.46	51.64	52.32	51.92	52.55	51.73	52.783
TiO ₂	1.21	1.23	1.06	1.19	1.16	1.23	1.15	1.124
Al ₂ O ₃	14.57	14.36	16.07	14.46	14.77	14.25	15.16	14.845
Fe ₂ O ₃ *	14.44	14.67	12.88	14.22	13.95	14.53	13.92	13.251
MnO	0.22	0.22	0.20	0.22	0.22	0.22	0.21	0.244
MgO	4.85	4.74	5.05	5.16	5.03	5.01	5.18	5.093
CaO	9.79	9.72	10.76	10.11	9.97	9.72	10.32	10.017
Na ₂ O	1.99	2.05	1.93	1.95	1.99	2.01	1.90	1.909
K ₂ O	0.41	0.42	0.37	0.40	0.40	0.43	0.39	0.376
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.104
Total	100.13	99.98	100.07	100.11	99.52	100.08	100.07	99.745
Ba/La	93.50	95.89	75.61	89.99	92.32	96.70	73.32	78.73

Fe₂O₃*は、全鉄をFe₂O₃に換算した値。
Fe₂O₃†: Total iron as Fe₂O₃.
*データはIshizuka *et al.* (2014)による。
†Data published in Ishizuka *et al.* (2014)

第2表 東伊豆沖海底火山群海底噴出物の全岩化学組成

Table 2 Whole rock chemical compositions of Higashi-Izu-oki submarine volcanoes

	9	10	11	12	13	14	15	16
火山名 name of volcano	西乳ヶ崎海丘 Nishi Chigasaki knoll	門脇海丘 Kadowaki knoll	赤沢海丘 Akazawa knoll	熱川海丘北西 Atagawa knoll NW	熱川海丘 Atagawa knoll	矢筈出シ Yahazudashi knoll	矢筈出シ南西 Yahazudashi SW knoll	千波海脚北西 Senba Spur NW
サンプル sample type	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava	溶岩 lava
Sample No.	KT08-06D4R01	KT08-06D30R01	KT08-06D31R01	KT08-06D32R01	KT08-06D33R01	KT08-06D34	KT08-06D35	HPD#1002R07
Major element (wt%)								
SiO ₂	51.91	51.57	51.76	53.57	51.10	52.19	65.63	51.891
TiO ₂	0.95	0.91	0.83	0.90	1.00	0.98	0.69	0.833
Al ₂ O ₃	17.28	16.78	17.57	17.11	17.27	17.31	15.25	15.989
Fe ₂ O ₃ *	9.29	10.36	9.74	9.73	9.57	9.91	5.34	9.945
MnO	0.15	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.12	0.166
MgO	6.37	7.12	6.17	5.35	5.57	5.79	2.17	7.919
CaO	10.62	9.90	10.74	9.31	9.34	9.76	4.98	9.995
Na ₂ O	3.04	2.58	2.55	2.89	3.02	2.93	3.92	2.433
K ₂ O	0.33	0.42	0.41	0.59	0.51	0.42	1.77	0.447
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.17	0.23	0.29	0.26	0.16	0.195
Total	100.08	99.96	100.10	99.84	97.82	99.73	100.03	99.813

Fe₂O₃*は、全鉄をFe₂O₃に換算した値。
Fe₂O₃†: Total iron as Fe₂O₃.

いる。これらの噴出時期の推定を2つの手法によって試みた。1) 海岸部に露出した噴出物の年代決定を行い、地形的な特徴、連続性や岩石学的特徴から海岸の溶岩流や噴出物に対比できると考えた場合には、陸上噴出物の年代を割り当てる。2) 直接対比ができない場合、かつ噴出物の採取、分析が可能な場合には、化学組成の時間変化 (Ishizuka *et al.*, 2015; Usui *et al.*, 2024) による年代推定を行う。伊豆大島南-南東沿岸域には多くの溶岩流や側火山が分布する。神の根側火山を覆う溶岩やその西側に分布する溶岩流について約2,200年前の¹⁴C年代が得られ、層序関係から、神の根側火山 (Oc) の活動もこの時期と考えられる。一方神の根西方の2つの側火山 (Oc: 八磯, 赤岩) については、上位溶岩の年代について得られた制約と化学組成の特徴から、約4,000~5,000年前に活動した可能性が高い。さらに神の根側火山噴出物に覆われる溶岩が約3,000年前、差木地港東に露出する溶岩 (Sk) は、5,000年前頃に遡ることが明らかになった。南東部トウシキ海岸の溶岩については、これを覆う噴出物の年代から約2,000年前程度である可能性が高い。これら側火山から流出した溶岩流や、沿岸部に溶岩扇状地を形成している溶岩

流について、陸上部との対比により、沿岸海底部の溶岩流の年代を見積もった。その結果、伊豆大島南~南東沿岸海底には、主に2,200~2,000年前 (トウシキ沖溶岩流, Ts) 及び5,000~4,000年前に流出した溶岩流 (差木地沖溶岩流, Sk; カキハラ磯沖溶岩流, Sk) が分布すると考えられる。同様の検討により、南西部野増地区の南の沿岸海底には13,000年前の鏡端溶岩流 (KbL) が、北西部野田浜や赤禿沖合には2,300~2,200年前の溶岩流 (三峰側火山溶岩流, Mi; 赤禿火山溶岩流, Ak; 北西沿岸部溶岩扇状地, NId) が分布することが明らかになった。

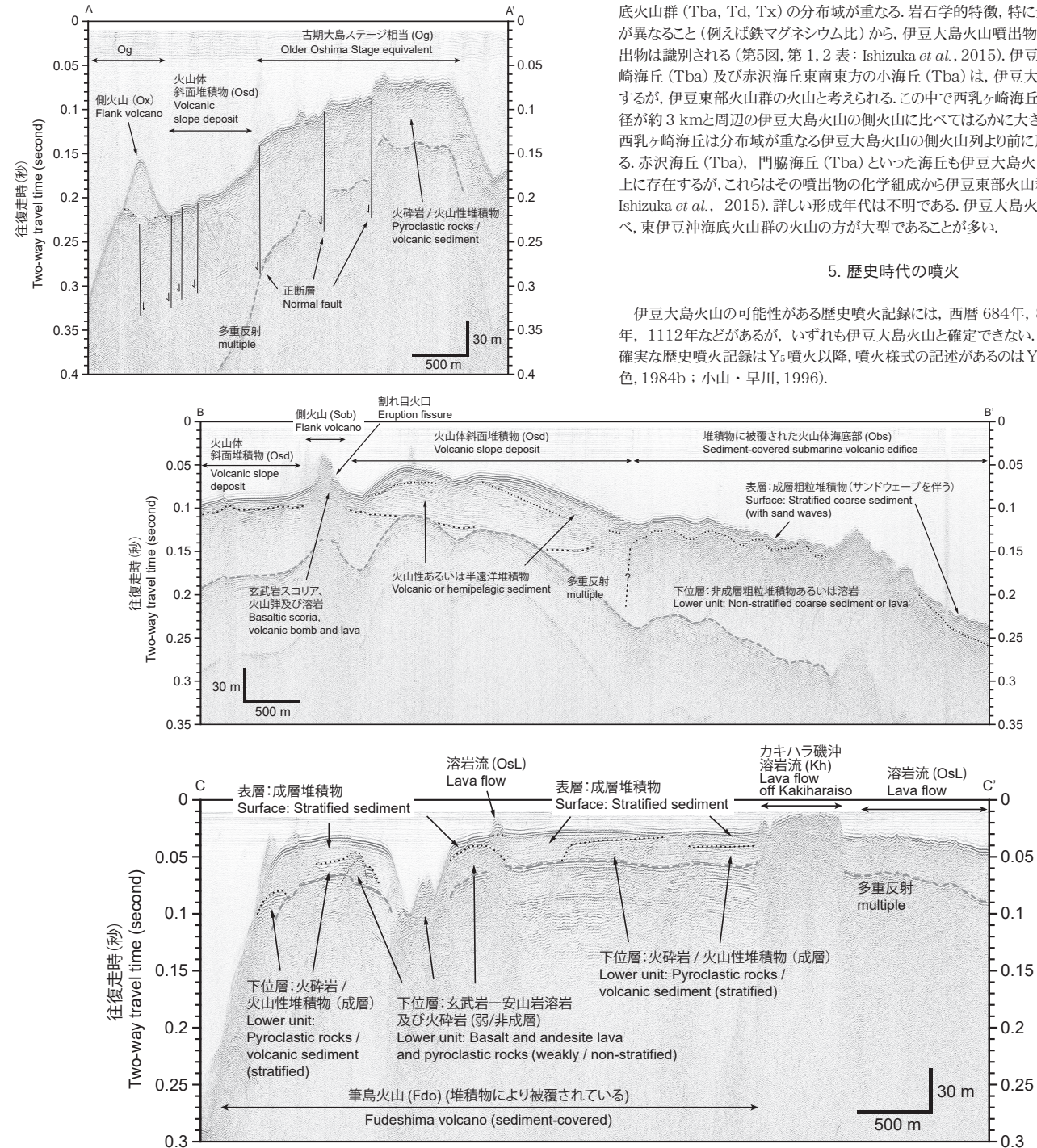
一方、北西部の乳ヶ崎沖や波浮港東方沖には、開析が進み、かつ山頂部が比較的平坦な火山体が複数確認できる (前章参照)。これら火山の活動年代は得られていないが、海面低下期に山頂部の浸食が進んだと考えれば、約11,700年前以前に活動した火山である可能性が高いと推測される。

4.3. 東伊豆沖海底火山群 (伊豆東部火山群)

伊豆大島の西方及び北西方の海底では、伊豆大島火山の海底側火山と東伊豆沖海底火山群 (Tba, Td, Tx) の分布域が重なる。岩石学的特徴、特に全岩化学組成の特徴が異なること (例えば鉄マグネシウム比) から、伊豆大島火山噴出物と伊豆東部火山群噴出物は識別される (第5図, 第1, 2表: Ishizuka *et al.*, 2015)。伊豆大島北西沖の西乳ヶ崎海丘 (Tba) 及び赤沢海丘東南東方の小海丘 (Tba) は、伊豆大島側火山の山体に接するが、伊豆東部火山群の火山と考えられる。この中で西乳ヶ崎海丘は比高約450 m、底径が約3 kmと周辺の伊豆大島火山の側火山に比べてはるかに大きい。地形的関係から、西乳ヶ崎海丘は分布域が重なる伊豆大島火山の側火山列より前に形成されたと考えられる。赤沢海丘 (Tba)、門脇海丘 (Tba) といった海丘も伊豆大島火山の側火山列の延長上に存在するが、これらはその噴出物の化学組成から伊豆東部火山群に属する (第5図: Ishizuka *et al.*, 2015)。詳しい形成年代は不明である。伊豆大島火山の海底側火山に比べ、東伊豆沖海底火山群の火山の方が大型であることが多い。

5. 歴史時代の噴火

伊豆大島火山の可能性がある歴史噴火記録には、西暦684年、856年、880年、886年、1112年などがあるが、いずれも伊豆大島火山と確定できない。伊豆大島火山のほぼ確実な歴史噴火記録はY₃噴火以降、噴火様式の記述があるのはY₄噴火以降である (一色, 1984b; 小山・早川, 1996)。



第6図 伊豆大島周辺海域の代表的な反射法地震探査断面図
測線の位置は地図図に示す。

- a) 伊豆大島北西沿岸の断面 (測線A-A')。正断層系が発達すると同時に浸食が進んだ火山体、より新しいと考えられる形状保存の比較的良好な火山体が認識できる。溶岩流や側火山の断面 (測線B-B')。西部で千波崎から伸びる割れ目火口と成層した堆積物が、東部ではサンドウェーブの下位に、古い火山体の一部である可能性がある無層理粗粒堆積物あるいは溶岩が認められる。
- c) 伊豆大島東部沿岸の断面 (測線C-C')。成層した表層堆積物の下に、筆島火山の火山体に相当すると考えられる無層理の粗粒堆積物あるいは溶岩が存在する。

Fig. 6 Seismic reflection profiles of the submarine coastal area of the Izu-Oshima Volcano

- a) Survey line A-A' off the northwestern coast: This profile indicates occurrence of an eroded volcanic edifice consisting of non-stratified volcanic deposits and possible lava flows, and a pyroclastic cone with well-preserved morphology. The eroded edifice has been dissected by faults, which have been widely observed in this area as NW-SE trending subparallel lineaments.
- b) Survey line B-B' off the southern coast: Eruption fissure extending from Senba Saki and stratified sediment can be recognized in the western part of the line. In the eastern part of the line, non-stratified volcanic deposits and possible lava flows, which might be part of old volcanic edifices, are overlain by coarse-grained sediment forming sand wave.
- c) Survey line C-C' off the eastern coast: Non-stratified sediment and volcanic rocks form basement with rugged surface covered by stratified sediment. Younger overlying lava flows are also observed.

Y₅ 噴火 (14世紀, 1338年?): 北西山腹の割れ目火口からスコリア放出と溶岩流を流下させ、現在の元町付近を溶岩が埋め尽くし海岸に達した (Y5.3 エピソード)。その後、山頂部からのスコリア、細粒火山灰の噴出が起こった (Y5.0 エピソード)。

Y₄ 噴火 (15世紀, 1421年?): 山頂火口からのスコリア噴出とほぼ同時に、カルデラ内から南方海底まで伸びる北西-南東方向の陸上部分に長さ約 6 km の割れ目火口を形成し、岳ノ平スコリア丘、大穴・小穴火口などを形成した (川辺, 2020)。この割れ目火口から溶岩流が差木地・間伏へ流れた。割れ目火口が海岸に達するイマサキでは、スコリア放出に続いてマグマ水蒸気噴火でタフリングを形成した。カルデラ内でも溶岩流の噴出があり、カルデラをほぼ埋め立てて北縁からわずかに溢流した。これらを覆って細粒火山灰とスコリアの噴出があった。1421年 5月5日 (新暦) の日付があるいくつかの文献に「伊豆大島焼、其響如雷、海水如熱湯、魚多死」との記述があることから、Y₄ 噴火はこの噴火記録に対比されている。

Y₃ 噴火 (16世紀, 1552年): 山頂火口からの降下スコリア噴出に続き、溶岩流がカルデラを満たした。溶岩流はカルデラ北東縁から溢れ出し、現在の泉津の東から大島公園にかけて海岸線に達した。

Y₂ 噴火 (1684-1685年): 1684年 3月29日 (新暦) に山頂火口から噴火が始まり、溶岩噴泉、スコリア噴出があった。4月中旬には溶岩流が東側に流れ、海に達して現在の長根岬の溶岩扇状地を形成した。その後、降灰が翌年まで続き、厚さ 25~100 cm に達した。その後、小規模な噴火活動が 7年後の 1690年まで続いた。

Y₁ 噴火 (安永噴火, 1777-1778年): 1777年 8月31日 (新暦) 夕方から三原山山頂火口で噴火が始まり、スコリア噴出とカルデラ内での溶岩流出が起こった。1778年 4月19日から再度活発化し、大量のスコリア放出と三原山北西麓から溶岩流の流出があり、溶岩は北東に流下した。いったん静穏になったが 11月6日にふたたび三原山南東麓から溶岩流が流出し、カルデラ南西縁赤ダレ付近を越えて流下した。11月14~15日には北東方向へ溶岩流が流下し、現在の大島公園付近で海に達した。この噴火では降下スコリアの斑晶量が初期は少なく、後期では多くなったが、溶岩流は全期間無斑晶であった。その後 1783~86年、1789年頃にかけて降灰があり、中腹で厚さ 1.2~1.5 m に達し、三原山周辺には火砕サージが発生している。一連の噴火活動は 1792年に終息した (津久井ほか, 2009; Ikenaga et al., 2023)。

19世紀以降の活動

安永噴火以降、噴出量数千万トン級の中規模噴火が 1876-77年、1912-14年、1950-51年、1986-87年に起きている (一色, 1984b; 阪口ほか, 1988)。1986年噴火を除き、中規模噴火に続いて小規模噴火活動が十数年ほど続きその後静穏期が 10年前前後続くパターンが見られる。これらのうち 1950-51年噴火、1986-87年噴火について概略を述べる。

1950-51年: 7月16日午前9時15分ごろ三原山堅坑状火口内から噴火が始まり、スコリア丘形成と溶岩が噴出、9月13日には三原山山腹へ流れ出した。噴火活動は9月23日に終息した。1951年 2月4日に再度活発化し、2月13日には溶岩の流出が始まった。2月28日以降三原山北西火口縁を越えてカルデラ床へ流下し、4月初めに活動は終了した。1951年 4月から6月にかけての爆発的噴火活動があり、多量の降灰が観測され、火口底中央に堅坑状火口が再現した。1953年以降に堅坑状火口内でストロンボリ式噴火やスコリア放出を伴う噴煙活動や爆発的噴火活動があり、1957年 10月13日に爆発的噴火により観光客など 54名が死傷した。1958年から1969年にかけても爆発的噴火と噴煙活動が続き、その後 1974年の堅坑状火口底内でのストロンボリ式噴火以降に噴火活動は収まった。

1986-87年: 1986年 7月に火山性微動が観測され、10月末には連続微動となった。このほか電気比抵抗値の低下、熱活動の上昇などマグマ上昇を示す観測結果が得られていたが、明確な山体膨張は観測されなかった。11月12日に三原山堅坑状火口南東壁から噴気が、そして 11月15日 17時 25分頃溶岩噴泉が確認された (A火口)。噴出した溶岩は 19日昼前に三原山火口縁を越えカルデラ床まで流れ下った (LA溶岩流)。20日未明には溶岩噴出が弱まった一方、21日午前中から爆発的噴火が始まり、黒煙や衝撃波が頻繁に発生し、空振は関東北部でも観測された。14時頃からカルデラ北部で地震が群発し始め、16時 15分、三原山北西のカルデラ床で、北西-南東方向の割れ目噴火が始まった (B火口列)。16時 44分には A火口も活動を再開した。B火口列の噴煙柱高度は 16,000 m に達し北方と北東方に溶岩が流出した (LB I, LB III 溶岩流)。17時 47分に B火口列の延長線上、カルデラ外の北西斜面で新たな割れ目噴火が始まり (C火口列)。18時頃には溶岩が元町方向へ流下し始めた (LC 溶岩流)。島内南東部でも地震活動が活発化、地殻変動による開口割れ目も発見されたことから、21日 22時 50分に島外避難命令が出され、全島民離島となった。21日夜半には B, C火口の溶岩噴泉活動は収まり、B火口列で細粒火山灰を放出する噴火が 23日午前中まで続いた。23日午後長さ約 300 m の小溶岩流 (LB II 溶岩流) が流出しているのが発見された。震源分布は北西-南東方向に伸び、同じ方向の開口割れ目が島内で多数発見された。その後 12月 17日午前中から火山性微動が観測され、18日 17時 23分から 19時 30分ごろまで A火口でストロンボリ式噴火が発生した。三原山山頂 A火口の噴出物は SiO₂ = 52.5~53.2 wt.% 程度の斜長石斑晶がやや自立輝石玄武岩であったのに対し、割れ目火口 (B, C火口列) からの噴出物は SiO₂ = 54.5~67 wt.% の無斑晶状玄武岩質安山岩からデイサイトと広い組成範囲を示し、A火口噴出物との間には化学組成のギャップがある。このことは A火口と B, C割れ目火口それぞれのマグマ溜りが独立していたことを示す (荒牧・藤井, 1988)。

1987年 7月頃から山頂部での地震が増加、元の堅坑状火口縁に沿った環状噴気が出現した。11月16日 10時 47分に大音響とともに爆発し、三原山周辺に堅坑状火口を満たしていた溶岩片が飛散、堅坑状火口は約 30 m 陥没した。18日も噴火し、陥没により直径 350~400 m、深さ約 150 m の堅坑状火口が再現した。翌 1988年 1月 25日、27日にも小噴火があった。またこの時期に火口から放出される亜硫酸ガスにより島内の農作物に被害を生じた。1990年 4月以降は火山活動が低調になったが、8月中旬から山頂で次第に火山性地震が増加。10月4日未明に小噴火した。この噴火で堅坑状火口北側に直径約 100 m の陥没孔が形成された。噴出物は既存の火口周辺の岩片で、新鮮なマグマ物

質は含まれていなかった。この活動以降 2025年まで噴火は確認されていない。

2025年 8月現在、三原山周辺で弱い噴気活動が見られるだけで、地震活動は多少の増減があるが低調で、火山性微動もほとんど発生せず、地磁気、噴気など熱異常や比抵抗値変化なども観測されていない。一方、1986年噴火以降、緩やかな山体膨張が続き、特に地震数が増えると山体膨張が加速する傾向が見られる。この緩やかな膨張は地下にマグマが蓄積しているためと考えられるが、2018年頃から膨張は停滞している (気象庁, 2025)。

6. 噴火活動の特色—防災上の注意

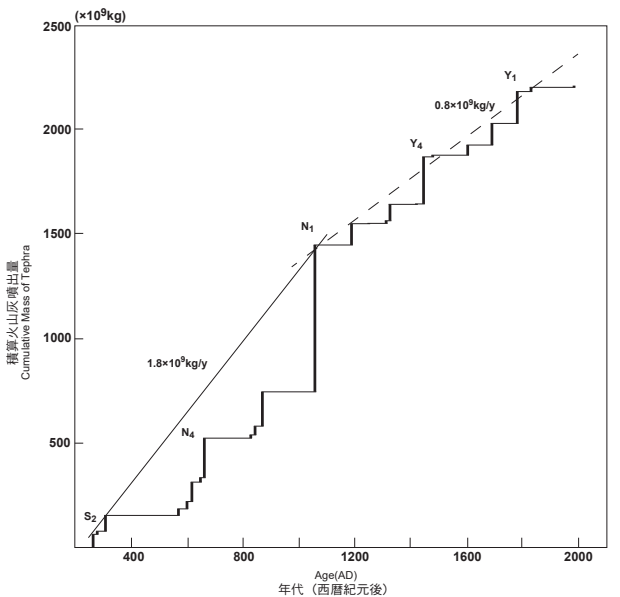
伊豆大島ではおよそ 100~150年に一度の割合で、カルデラ外山腹に堆積物を残すような大規模噴火を起こしている。明確な中規模噴火記録が残る 19世紀半ば以降では約 40年に一度の割合で中規模噴火を繰り返している。これらの噴火推移データを元に伊豆大島では噴火推移イベントツリーが作成され (火山噴火予知連絡会伊豆部会, 2008)、防災計画に反映されている。新时期大島ステージのマグマ噴出率はカルデラを埋積した噴出物量が不明なため、火砕堆積物量 (小山・早川, 1996) で推定されており、S₂ から N₁ 噴火までが 1.8 × 10⁹ kg/y、Y₆ 噴火以降が 0.8 × 10⁹ kg/y である (第 7 図: 川辺, 2012)。

ここ 500年ほどの大規模及び中規模噴火では明瞭な前兆現象がないまま噴火が始まっている。噴出率が高い準プリニー式噴火や溶岩噴泉及び溶岩流出で噴火開始し、その後爆発的噴火・火山灰放出・三原山堅坑状火口の再生後に終息という活動パターンを示すことが多い。多くの大規模及び中規模噴火では、堅坑状火口が再生するときに爆発的噴火を起こし、大量の火山灰を放出している。爆発的であり、また予測も困難と考えられるので、注意が必要である。また降灰や火山ガスの放出もこの時期に活発で、農作物への被害などが生じやすい。側噴火もよく発生する。1986年噴火では山頂噴火の 6日後に側噴火が発生したが、Y₄ 噴火のように側噴火がほぼ同時に発生することもある。側噴火はより居住地域近くで発生し、海岸付近ではマグマ水蒸気噴火を起こすため、特に注意が必要である。側噴火では事前に局地的な地震や地殻変動が起こると考えられるので、このような前兆に注意すべきだろう。

伊豆大島で予想される最大の火山災害は、山頂でのカルデラ形成に伴う大規模な水蒸気爆発とそれに伴う火砕流である。S₂ 噴火の水蒸気噴火発生前には、複数箇所で側噴火があったほか、カルデラ形成前と以後では、マグマ組成にやや違いが認められることから、地下深部からの大量のマグマ供給がこの時期に起きていたらしい。このような噴火は、島の顕著な隆起、カルデラ直下での地震増加などを監視することで、ある程度の予測可能性はあるが、現時点で確度の高い予想することは困難である。

伊豆大島山体には厚く降下火山灰、スコリアが堆積している。一般的に水はけは良く、常に水が流れている川はほとんどないが、2013年 11月の土砂災害のように激しい降雨時に表層崩壊が発生し土石流となることがある。特に傾斜が急な斜面では土砂災害に注意が必要である。

沿岸海底部の調査により、この海域に多くの側火山が存在することが明らかになった。特に水深の浅い海岸域では、激しいマグマ水蒸気噴火が発生する可能性があり、噴出物の飛散、降下上部に及び災害が発生する懸念がある。実際、碁石浜、イマサキ、波浮、カキハラ磯周辺には、沿岸海底部でのマグマ水蒸気噴火によるものと考えられる噴出物が存在する。海底側火山は概ね陸上と同様、山頂から見て概ね北西-南東方向に配列している。このため、北西沿岸沖、南東沿岸沖で特に側火山の噴火が発生する可能性が高い。これらの側火山は、伊豆大島中央部のマグマ供給系から地殻内水平移動によりマグマが供給されて形成されると考えられる (Ishizuka et al., 2014)。多くの側火山列が沿岸海底部に存在することは、Y₄ や S₂ 噴火のように側火山列が陸上から海底に達するイベントが繰り返し起きてきたことを示しており、長大な火山列形成に伴う噴火活動による噴出物による影響や道路交通網の障害などに留意する必要がある。



第7図 新时期大島ステージテフラ噴出質量階段図
火砕堆積物の噴出量は小山・早川 (1996)。年代値は川辺 (2012) による。
Fig. 7 Cumulative tephra volume diagram of Izu-Oshima Volcano after caldera formation
Eruptive mass and age data are taken from Koyama and Hayakawa (1996) and Kawanabe (2012).