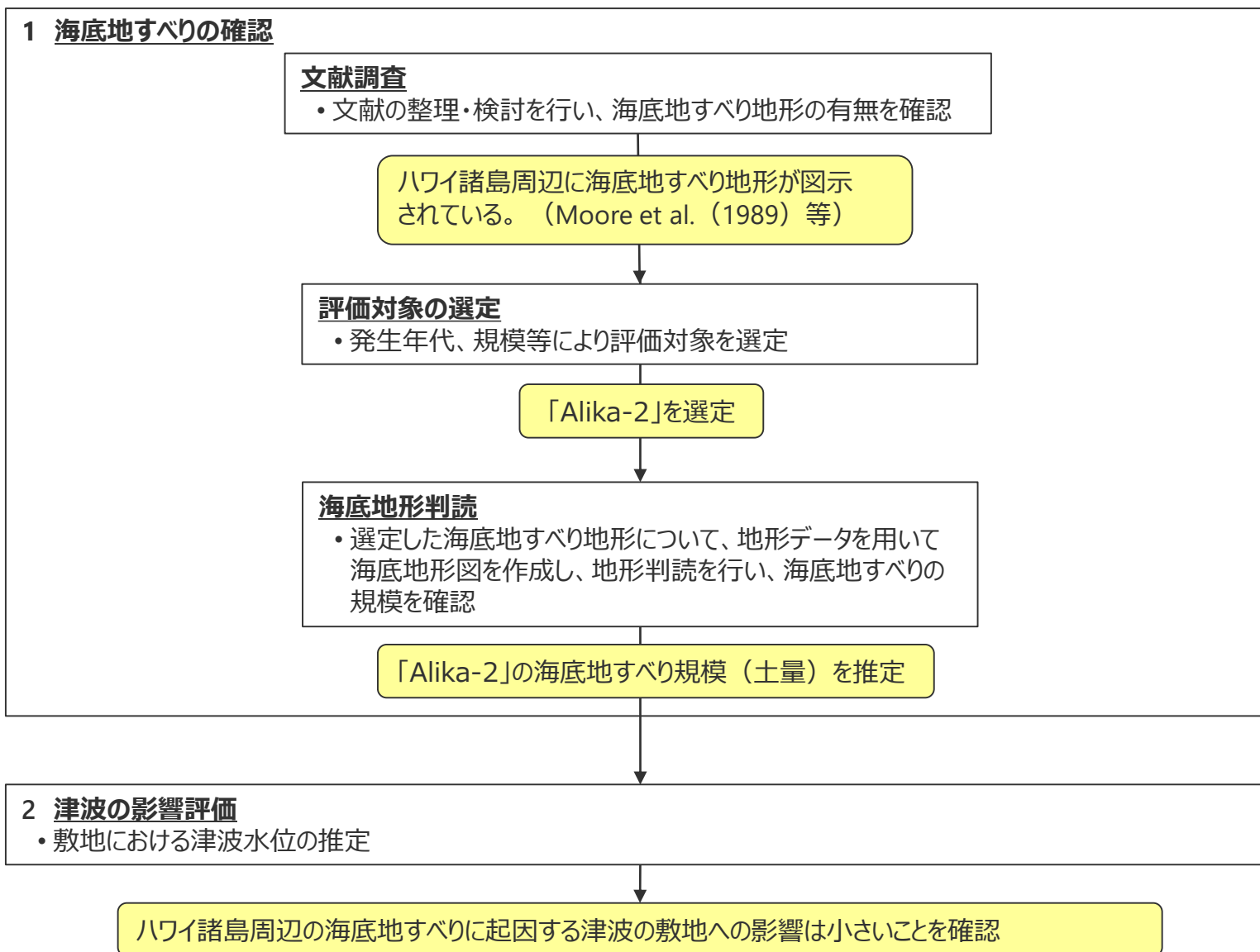


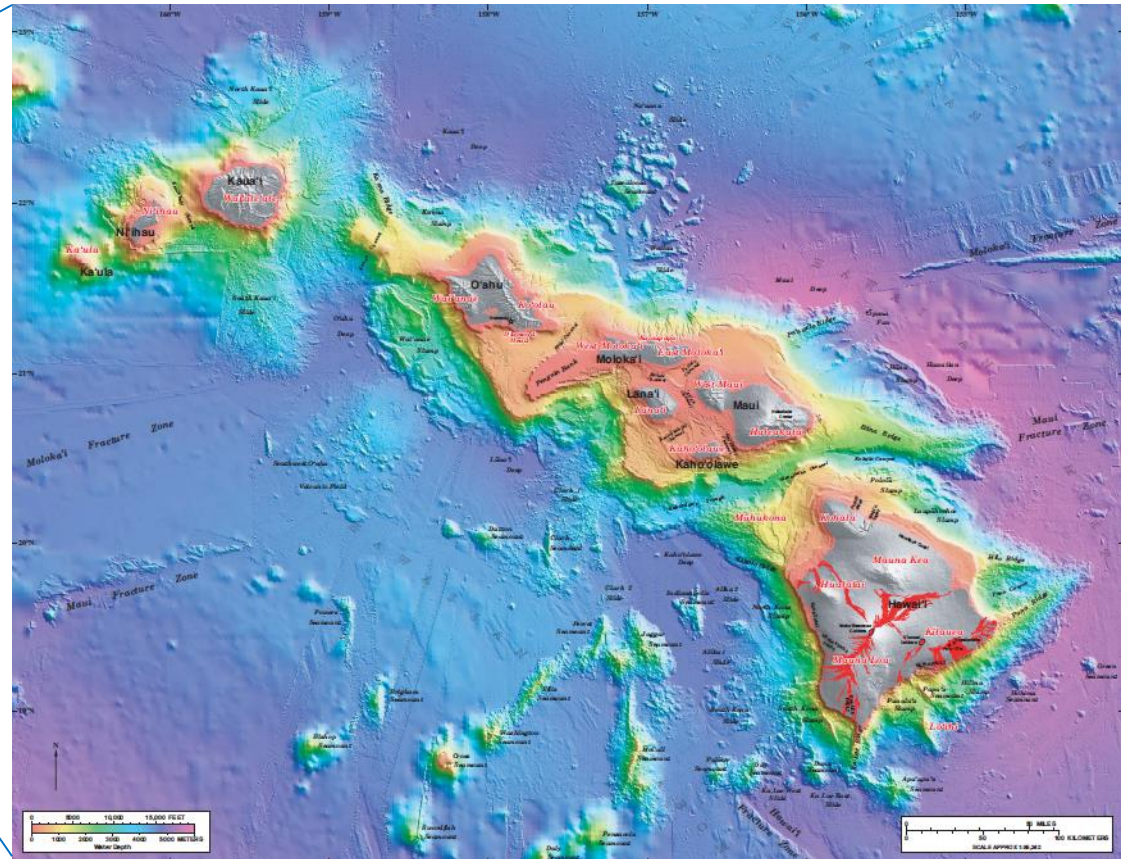
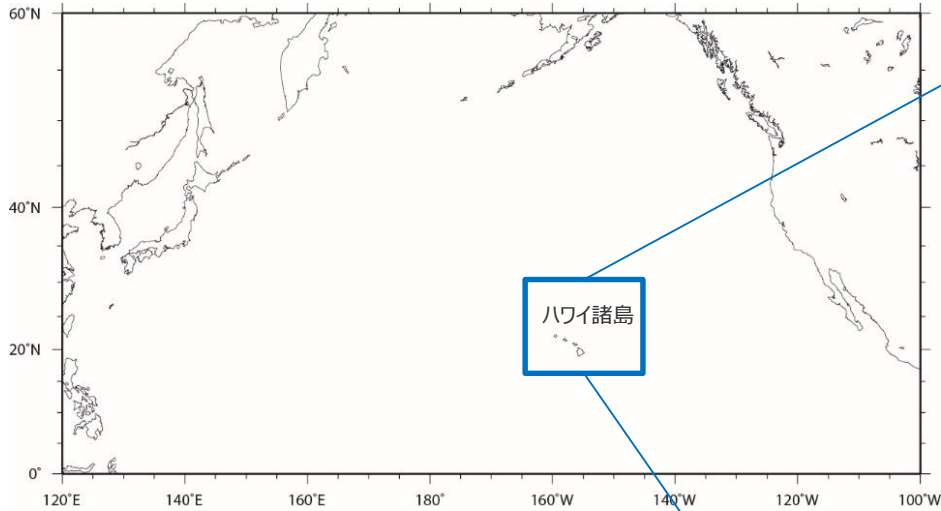
8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討

■以下のフローに従い、ハワイ付近の海底地すべりについて調査を実施し、津波水位の検討を行った。



8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 ハワイ諸島の概要

- ハワイ諸島は日本の南東約6,400kmの太平洋上に位置しており、ハワイ島、マウイ島、オアフ島、カウアイ島、モロカイ島、ラナイ島、ニイハウ島、カホオラウエ島の8つの島のほか多数の島と環礁からなる。
- ハワイをのせる太平洋プレートは北西方向へ年間10cm程度の速さで動いているので、ハワイ諸島は北西へ行くほど古い(佐竹(1997))。



Ekins et. al. (2003)

8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 既往津波に関する文献調査：1975年Kalapana津波

- 1975年にハワイ島南岸の Kalapana 付近に強震が起こり、日本沿岸各地で津波が観測された(羽鳥(1976))。
- 地震の規模は Nettles and Ekström (2004) のCMT解によればMw7.7である。
- 羽鳥 (1976) によれば、日本沿岸における検潮記録の最大全振幅の最大値は、宮城県鮎川における55cmであった。茨城県日立における最大全振幅は24cmであったと示されている。
- Day et al. (2005) によれば、ハワイ沿岸で最大15m弱の津波が観測された。

No.	Tide station	Initial wave					Maximum wave	
		A			B		Double ampl.	Occurred time, GMT
		Arrival time, GMT	Rise	Period	Arrival time, GMT	Rise		
1	Hanasaki	Nov. 30 8:48	cm 6	min 8	Nov. 30 7:56	cm 10	cm 27	Nov. 30 13:32
2	Kushiro	?					12	13:08
3	Hiroo	7:42	15	12			23	10:06
4	Urakawa	9:00	-6	15	7:42	3	12	12:11
5	Hakodate	?					17	13:30
6	Same	8:56	2	10	7:55	2	5	11:15
7	Miyako	8:50	-8	8	7:35	6	14	9:48
8	Enoshima	8:46	-4	10				
9	Ayukawa	9:00	-6	8	7:44	4	55	10:44
10	Onahama	8:10	4				21	9:20
11	Hitachi	7:27	5	16			24	10:14
12	Mera	8:28	5	16	7:22	4	19	11:22
13	Miyake Is.	8:22	4	7			24	10:15
14	Chichijima	6:53	6	18			18	10:18
15	Minami-Izu	7:20	3				20	11:46
16	Omaezaki	7:33	4	10			14	13:50
17	Owase	9:14	8	22	7:40	2	22	10:00
18	Kushimoto	10:00	7	12			22	17:00
19	Muroto	8:50	3	8			11	11:50
20	Tosa-Shimizu	8:00	8	22			23	16:23
21	Aburatsu	?					18	15:32
22	Naha	8:35	3	18			13	16:43

A: Evident wave commences. B: Wave front is indefinite. Wave front is determined with the aid of the refraction diagram.

羽鳥 (1976) による日本沿岸の検潮記録

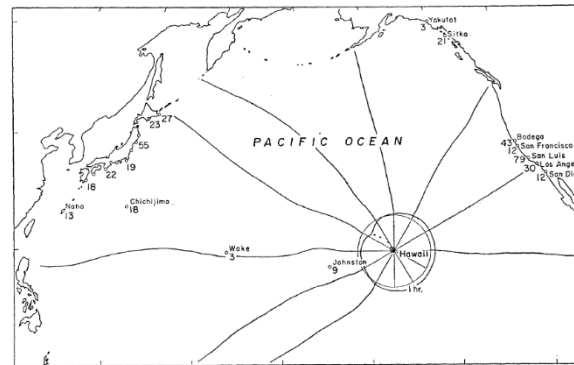


fig. 7. Distribution of the maximum double amplitude (unit: cm) and wave rays which are emitted from the origin subdivided into equal angles of 30 degrees.

羽鳥 (1976) による波向線
※米国沿岸における水位は日本沿岸と大差なく、指向性による影響はみられない



Day et al. (2005) によるハワイ沿岸の痕跡地点および遡上高

Location	Observed (m)
Honakahau (W)	2.1
Kailua (W)	3.4
Kahaluu (W)	1.8
Keauhou (W)	2.4
Napoopoo (W)	2.4
Honaunau (W)	1.8
Miloli (W)	<1.8
South Point (W)	6.7
Kaalualu (S)	4.0
Honuapo (S)	6.1
Punaluu (S)	6.1
Kalu (S)	9.4
Halape (S)	7.0
Apua Point (S)	14.6
Kamoamo (S)	6.4
Kalapana (S)	2.6
Pohoiki (S)	2.4
Cape Kumukahi (S)	3.4
Hilo (E)	3.0

8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 既往津波に関する文献調査：1975年Kalapana津波

■ Ma et al. (1999) は、①海底地すべり、②低角逆断層のいずれでもハワイ周辺の検潮記録を説明できるとし、これらの組合せにより津波が発生したであろうとしている。

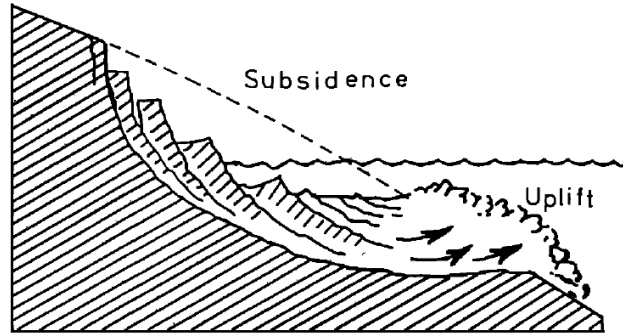
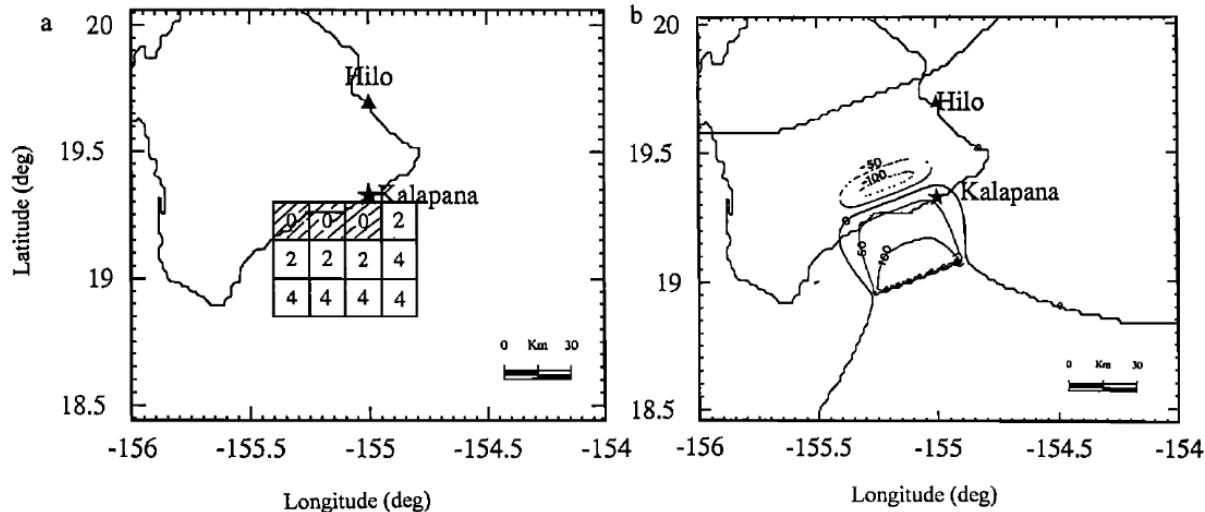


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



Ma et al. (1999) による1975年Kalapana津波のメカニズムの解釈（上）、地すべりの分布（左下）および低角逆断層による初期波形（右下）

いずれのモデルでも海面隆起量（=地すべりによる海底隆起量）=2.5km³としている。

左下図のハッチ部は沈降域、白抜き部は隆起域である。数字は時間遅れ（分）を表す。

8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 海底地すべり地形に関する文献調査および評価対象の選定

■ ハワイ付近の海底地すべりについて文献調査を実施した。

- Moore et al. (1989) によれば、ハワイ諸島で発生した海底地すべりの数と特徴が示されている。
- McMurtry et al. (2004) 等によれば、ハワイ諸島周辺の海底地すべりの発生年代が示されている。
- 横瀬 (2007, 2010) によれば、詳細なDEM データに基づきハワイ諸島の流山地域の微地形解析から、ハワイ諸島で想定されている17の巨大海底地すべり堆積物の中で、巨大津波を伴った可能性があるのは、オアフ島東部のNuuanu 地すべり、ハワイ島西部のAlika-2地すべりそして南部の東Ka Lae 地すべりの3つに限定されるとの見解を示している。
- Harbits et al.(2014)によれば、ハワイ諸島で発生した火山活動に伴う斜面崩壊は、火山の発達初期に生じたものであり、現在でも津波を励起させる可能性の有無には議論があると共に、遠方へ脅威となる津波となるかも議論があるとしている。

■ 以上から、後期更新世以降に生じた地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きい「Alika-2」を評価対象として選定した。

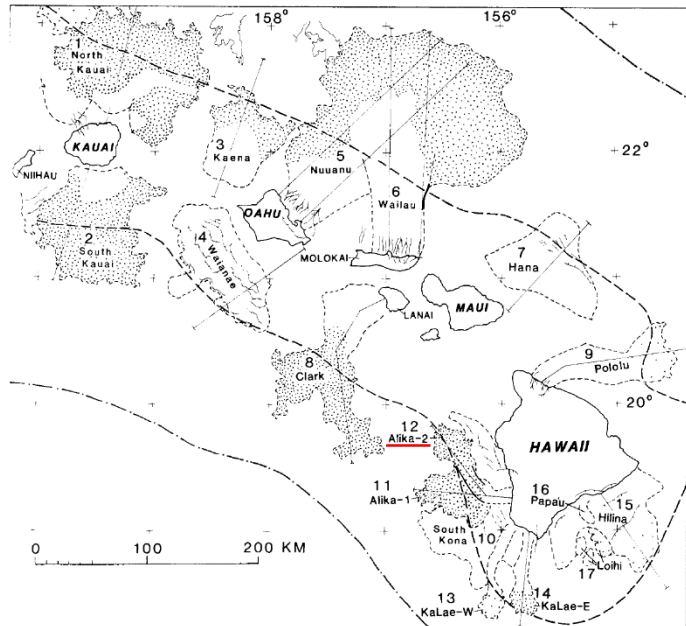


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial counterparts; heavy dashed line, axis of the Hawaiian Deep; dash-dotted line, crest of the Hawaiian Arch.

TABLE 1. Hawaiian Submarine Slides

No.	Name	Location	Area, km ²	Length, ^a km	Width, ^b km	Type ^c	年代 (Ma) ※1
1	North Kauai	North Kauai	14,000	140	100	D (0.6-0.9)	5.0
2	South Kauai	South Kauai	6,800	100	50	D (0.6-1.2)	5.0
3	Kaena	NE Oahu	3,900	80	45	D	3.6
4	Waianae	SW Oahu	6,100	50	80	S (1.0)	2.9-3.1
5	Nuuanu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Wailau	North Molokai	13,000?	<195	40	D (0.7)	1.0±0.1
7	Hana	NE Maui	4,900	85	110	S	0.86
8	Clark	SW Lanai	6,100	150	30	D (0.5-1)	1.3±0.06
9	Pololu	North Hawaii	3,500	130	20	D	0.254-0.306
10	South Kona	West Mauna Loa	4,600	80	80	S	0.200-0.240
11	Alika-1	West Mauna Loa	2,300	88	15	D (0.9-1)	>0.112-0.127
12	Alika-2	West Mauna Loa	1,700	95	15	D (2-5)	>0.112-0.127
13	Ka Lae, west	South Hawaii	850	85	10	D	>0.032-0.060?
14	Ka Lae, east	South Hawaii	950	75	10	D (2)	>0.032-0.060?
15	Hilina	South Hawaii	5,200	40	100	S	>0.010-0.100
16	Papa'u	South Hawaii	200	20	6	SF	0.001~0.005※2
17	Loihi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115※3
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.

^aLength of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.

^bWidth at head of landslide.

^cD, Debris avalanche; (number) is average number of hummocks appearing in GLORIA images per square kilometer; S, Slump; SF, sand rubble flow; L, three unclassified landslides.

- : 後期更新世よりも前に生じた地すべり
- : 巨大津波を伴った可能性のある地すべり
- (red border) : 選定した地すべり

※1 McMurtry et al. (2004)

※2 Papa'u (No.16) の年代はMoore et al. (1989) の“several thousand years ago”との記述に基づく。

※3 Loihi (No.17) の年代はGuillou et al. (1997) がLoihi火山東斜面の試料から求めた5±4~102±13kaに基づく。

Moore et al. (1989) を基に作成

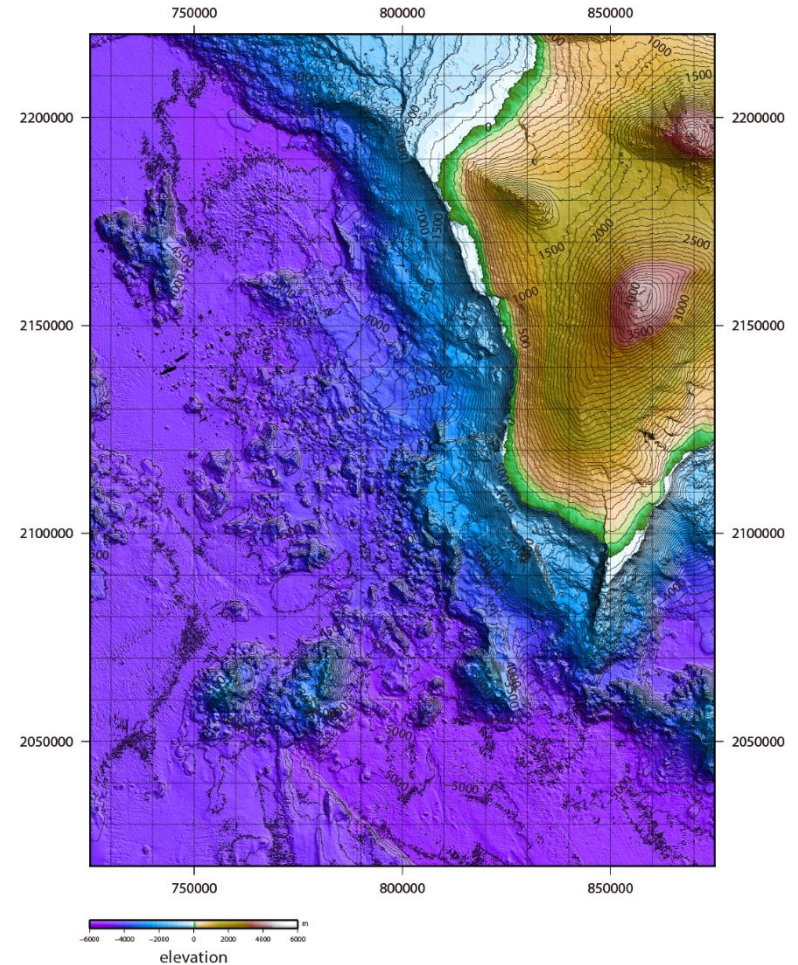
8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 海底地すべり抽出における海底地形判読

- ハワイ島西部周辺（Alika-2地すべり周辺）について、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部（SOEST）による地形デジタルデータ（50mグリッド）を使用し、海底地形コンター図および標高段彩陰影図を作成し、海底地形判読を行った。
- 海底地形判読にあたっては、以下の判読基準等に従って、海底地すべりの可能性のある地形を抽出した。

○海底地すべり地形の判断基準

地すべり地形としては滑落崖とその基部にある地すべり土塊（滑落土塊）が対をなす。陸上の地すべりに比べて、大規模、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。

<p>崩壊部 (滑落崖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面 ・急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。 ・下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要
<p>堆積部 (地すべり土塊)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 ・細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。 ・典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凸凹、低崖、凹地があり、凸形縦断の斜面形を示す。

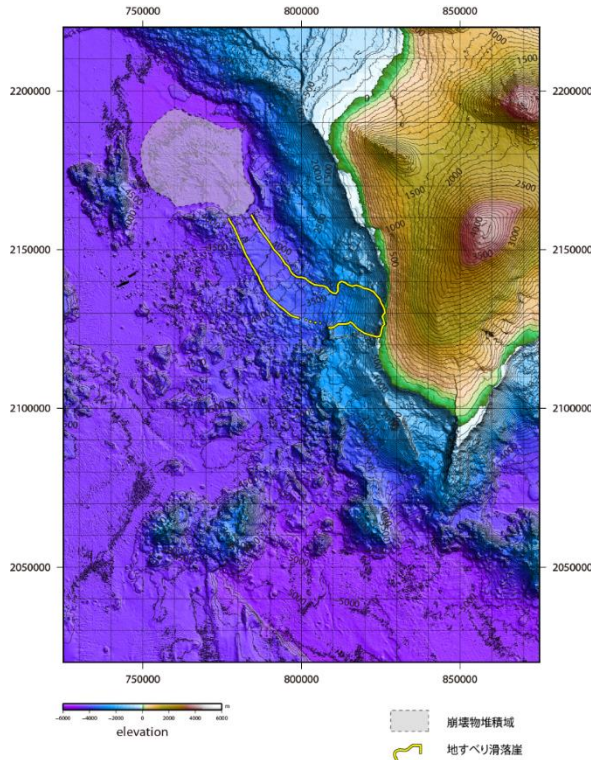


海底地形コンター図および標高段彩陰影図

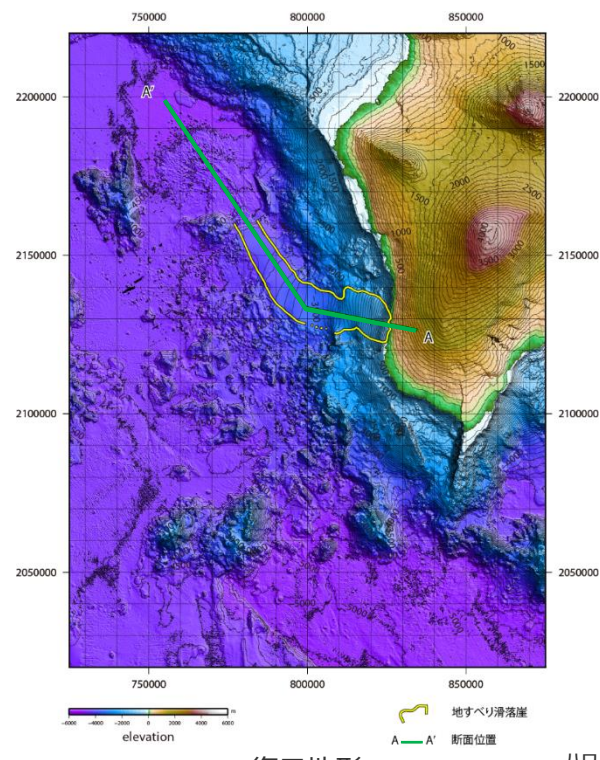
ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部（SOEST）による
海底地形デジタルデータを使用

8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 海底地すべり抽出における海底地形判読

- 海底地形判読の結果、「Alika-2」付近に海底地すべりと判断される地形（滑落崖、崩壊物堆積域）が認められた（左図）。
- また、地すべり滑落崖周辺の現況地形から滑落崖を埋め戻し、地すべり崩壊前地形を復元した（右図）。
- 復元地形と現況地形との差から地すべり規模（土量）を算出した結果、地すべり規模（土量）は約105km³となった。

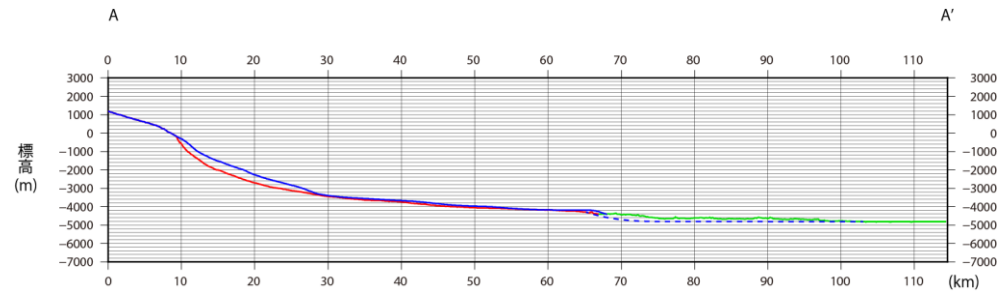


「Alika-2」の海底地すべり判読結果（現況地形）



復元地形

ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部 (SOEST) による海底地形デジタルデータを使用

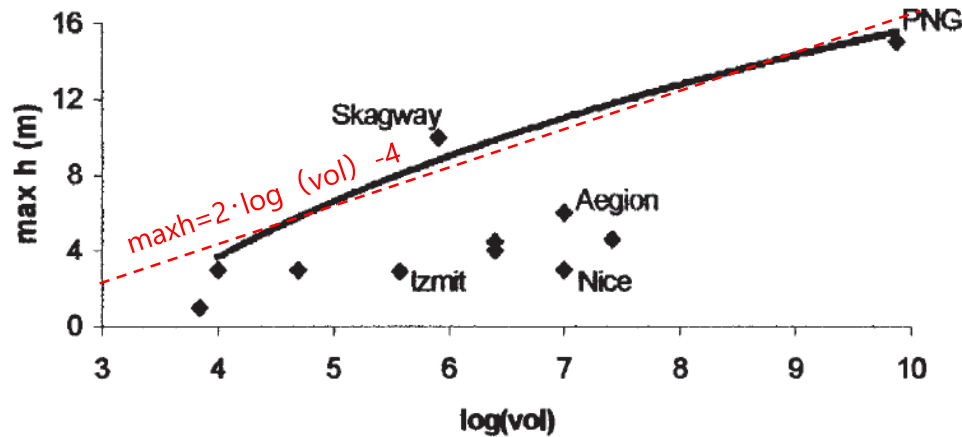


地形断面図 (H:V=1:2.5)

- : すべり面地形（現況地形）
- : 崩壊物堆積域（現況地形）
- - : 復元地形

8 ハワイ付近の海底地すべりに関する検討 評価結果

- 「Alika-2」の海底地すべりによる津波の敷地への影響を確認することを目的に、地すべり規模から津波水位を推定することを検討した。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003) は20世紀以降に発生した世界の地すべり津波のデータを分析し、地すべり塊の体積が沿岸における津波の最高水位と関係があるとしている。この関係では、地すべり体積の対数値に比例して津波水位が大きくなる。
- Ma et al. (1999) より、1975年Kalapana津波の地すべり体積を2.5km³とし、その地すべりによる日本沿岸における津波水位を検潮記録最大全振幅の最大値である55cm（宮城県鮎川）と仮定する。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003) による地すべり体積と津波水位の関係が、日本沿岸でも成立すると仮定すれば、「Alika-2」のような地すべり（地すべり体積約105km³）がハワイで発生した場合、日本沿岸における水位は3.8m程度と推定される。



Papadopoulos and Kortekaas (2003) を基に作成

地すべり体積 (m³) と沿岸における津波の最高水位の関係

※赤線は包絡線を直線近似して加筆したもの。
 ※PNG (1998パプアニューギニア) およびIzmit (1999トルコ) は断層運動による津波への寄与が含まれる。

- 地すべり1の体積をV1、日本沿岸における津波水位をh1とする。地すべり2の体積をV2、日本沿岸における津波水位をh2とする。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003) の関係により、
 $h2 = a \cdot \log(V2) + b$
 $h1 = a \cdot \log(V1) + b$
 両式の差をとれば、
 $h2 - h1 = a (\log(V2) - \log(V1))$
 よって、
 $h2 = h1 + a \cdot \log(V2/V1)$
 となる。
- いま、添え字1を1975年Kalapana津波、添え字2を想定津波に対応させると、求めたい水位h2は以下ようになる。

1975年の日本沿岸における津波水位 h1	0.55m
Papadopoulos and Kortekaas (2003) に基づく比例定数 a	2
1975年の地すべり体積 V1	2.5km ³
想定津波の地すべり体積 V2	105 km ³
想定津波の日本沿岸における津波水位 h2	3.8m

- ・ 以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さいことを確認した。

- 佐竹健治 (1997) 「ハワイの津波堆積物 –アメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加して-」『地質ニュース』第518号, pp.21-28。
- 羽鳥徳太郎 (1976) 「1975年ハワイ島 (Kalapana) 津波と日本沿岸での挙動」『地震第2輯』第29巻, pp.355-363。
- 横瀬久芳 (2007) 「ハワイ諸島における巨大海底地すべり」『日本地質学会, 第114年学術大会』, S-10, 6p。
- 横瀬久芳 (2010) 「ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波 – 流山の高さ分布におけるフラクタル次元 – 」『月刊地球号外』No.61, pp.71-80。

- Day, S. J., P. Watts, S.T. Grilli and J. T. Kirby(2005), "Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami", Marine Geology, Vol.215, pp.59–92.
- Eakins, Barry W., Joel E. Robinson, Toshiya Kanamatsu, Jiro Naka, John R. Smith, Eiichi Takahashi, and David A. Clague(2003), "Hawaii's Volcanoes Revealed", U.S. Geological Survey.
- Guillou, H., L. Turpin, F. Garnier, S. Charbit, and D. M.Thomas (1997), "Unspiked K-Ar dating of Pleistocene tholeiitic basalts from the deep core SOH-4, Kilauea, Hawaii", Chemical Geology, Vol.140, pp.81–88.
- Harbitz, Carl B., Finn Løvholt, Hilmar Bungum(2014), "Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely?", Natural Hazards, Vol.72, pp.1341–1374.
- Ma, K-F., H. Kanamori and K. Satake(1999), "Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data", Journal of Geophysical Research, Vol. 104, Issue B6, pp.13153–13167.
- McMurtry, G.M, P. Watts, G.J. Fryer, J.R. Smith, F. Imamura(2004), "Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands", Marine Geology, Vol. 203, Issues 3–4, pp.219–233.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan(1989), "Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge", Journal of Geophysical Research, Vol. 94, B12, pp.17465–17484.
- Nettles M. and Göran Ekström(2004), "Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.94, No.2, pp.422–429.
- Papadopoulos, G. A. and S. Kortekaas(2003), "Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data", Submarine Mass Movements and Their Consequences, Vol. 19 of the series Advances in Natural and Technological Hazards Research, pp. 367-374.
- The School of Ocean and Earth Science and Technology The University of Hawaii at Manoa (2016), (<http://www.soest.hawaii.edu/HMRG/Multibeam/bathymetry.php>).

9 国内外の主な火山現象による 津波観測記録一覧表

9 国内外の主な火山現象による津波観測記録一覧表

火山現象による津波観測記録一覧表 (1 / 3)

1741年渡島大島の津波観測記録

地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)
	緯度	経度		
松前町	41°32'51"	139°59'47"	52	15.4
松前郡松前町	41°32'52"	139°59'47"	52	14.5
松前町	41°31'24"	140°00'17"	53	14.6
松前町	41°30'11"	140°01'05"	54	10.6
松前郡松前町	41°30'05"	140°01'06"	54	10.6
松前町	41°29'12"	140°01'25"	54	6.3
松前町	41°27'46"	140°01'42"	55	15.7
松前郡松前町	41°27'46"	140°01'43"	55	15.9
松前郡松前町	41°26'51"	140°02'38"	56	4.8
上ノ国町	41°42'01"	140°01'17"	58	19.4
松前町	41°25'42"	140°06'32"	62	8.2
檜山郡上ノ国町	41°44'28"	140°03'09"	62	11.0
松前郡松前町	41°26'06"	140°06'38"	62	13.6
松前郡松前町	41°25'49"	140°06'36"	62	5.8
松前郡松前町	41°25'49"	140°06'36"	62	5.8
松前郡福島町	41°26'42"	140°14'07"	72	3.6
松前郡福島町	41°28'44"	140°15'16"	74	6.3
檜山郡江差町	41°52'06"	140°07'22"	74	4.5
檜山郡江差町	41°52'01"	140°07'30"	74	2.4
江差町	41°54'00"	140°08'25"	77	9.4
爾志郡乙部町	41°58'00"	140°07'57"	81	8.0
乙部町	41°58'03"	140°07'59"	81	11.6
八雲町	42°07'52"	139°57'57"	85	11.1
八雲町	42°07'45"	139°58'58"	85	12.1
二海郡八雲町	42°07'46"	139°58'59"	85	13.0

(津波痕跡データベースを基に作成)

・波源からの距離は、渡島大島の位置(緯度：41°30'35"、経度：139°22'02" (中野ほか(2013)))と各地点の座標から算出

1640年駒ヶ岳の津波観測記録

地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)
	緯度	経度		
外ヶ浜町	41°12'09"	140°25'43"	95	3.0
深浦町	40°42'20"	139°58'59"	103	4.4
深浦町	40°41'07"	139°58'13"	104	3.5
深浦町	40°44'45"	140°05'50"	104	5.7
深浦町	40°44'35"	140°06'07"	105	4.5
深浦町	40°40'12"	139°57'06"	105	4.8
深浦町	40°40'11"	139°57'06"	105	3.2
深浦町	40°40'07"	139°57'07"	105	4.9
深浦町	40°44'27"	140°07'17"	106	3.7
鯡ヶ沢町	40°45'29"	140°09'38"	106	2.3
深浦町	40°37'39"	139°53'01"	107	6.9
鯡ヶ沢町	40°46'52"	140°12'25"	107	4.3
青森市*	40°51'20"	140°41'46"	133	1.5
青森市*	40°51'13"	140°41'53"	133	1.4
佐渡市	38°19'14"	138°30'59"	361	10.4
佐渡市	38°04'59"	138°26'06"	388	2.5
佐渡市*	38°02'11"	138°14'14"	397	5.8
佐渡市*	38°01'24"	138°13'45"	399	3.9
佐渡市*	38°00'05"	138°18'55"	399	0.6
南越前町	35°49'44"	136°03'52"	692	1.8
南越前町	35°49'36"	136°04'01"	693	1.1
小浜市	35°29'35"	135°44'11"	738	2.1
舞鶴市	35°34'13"	135°25'43"	743	3.5
小浜市	35°34'13"	135°25'40"	743	3.5
舞鶴市	35°34'10"	135°25'42"	743	3.5

(津波痕跡データベースを基に作成)

地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)
	緯度	経度		
北海道 伊達市	42°31'16"	140°46'48"	51	8.5

(津波痕跡データベースを基に作成)

・波源からの距離は、駒ヶ岳の位置(緯度：42°03'48"、経度：140°40'38" (中野ほか(2013)))と各地点の座標から算出

・*を付記した地点は、火山との間に大きな地形的障壁があると判断した地点

9 国内外の主な火山現象による津波観測記録一覧表

火山現象による津波観測記録一覧表 (2 / 3)

1792年眉山の津波観測記録

地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)	地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)	地点	位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)			
	緯度	経度				緯度	経度				緯度	経度					
島原市寺町(護国寺)	32°46'56"	130°21'58"	6	8.6	長崎県	雲仙市瑞穂町伊古	32°52'05"	130°14'18"	13	4.0	熊本県	熊本市河内町船津	32°49'54"	130°35'18"	28	12.0	
島原市寺町(光伝寺)	32°46'59"	130°21'58"	6	7.0		雲仙市吾妻町古部	32°51'18"	130°12'46"	13	10.0		熊本市河内町河内	32°49'02"	130°35'50"	28	14.7	
島原市寺町(善法寺)	32°47'00"	130°21'59"	6	8.0		雲仙市吾妻町本村名	32°50'37"	130°12'21"	13	4.0		荒尾市大島	32°59'45"	130°25'39"	28	2.8	
島原市萩原一丁目(快光院)	32°47'09"	130°22'01"	6	10.8		雲仙市吾妻町古城名(土井橋)	32°50'37"	130°11'42"	13	0.9		玉名市天水町部田見	32°52'34"	130°34'29"	28	3.0	
島原市萩原(安養寺)	32°47'08"	130°22'05"	7	9.4		雲仙市吾妻町古城名(土井橋)	32°50'37"	130°11'42"	13	0.9		宇土市網津町	32°41'49"	130°35'56"	29	3.0	
島原市萩原(浄源寺)	32°47'10"	130°22'05"	7	9.3		雲仙市吾妻町古城名(土井橋)	32°50'37"	130°11'42"	13	5.4		熊本市河内町河内	32°49'21"	130°36'07"	29	23.4	
南島原市深江町瀬野	32°44'01"	130°22'02"	7	12.0		雲仙市吾妻町田川原	32°50'26"	130°11'30"	13	5.0		玉名市天水町小天	32°51'31"	130°35'25"	29	8.0	
島原市上の町(大手広場交差点)	32°47'15"	130°22'08"	7	9.0		雲仙市瑞穂町西郷	32°52'22"	130°14'38"	13	5.0		福岡県	大牟田市早米町2丁目	33°00'22"	130°25'30"	29	3.0
島原市中町(大手広場交差点)	32°47'15"	130°22'08"	7	0.9		南島原市駒崎(浅間神社)	32°38'13"	130°15'17"	14	5.6		熊本県	玉名市天水町立花	32°52'01"	130°35'27"	29	4.5
島原市上の町(大手広場交差点)	32°47'15"	130°22'08"	7	8.0		南島原市向小屋(小学校)	32°37'06"	130°13'53"	17	4.5		熊本県	熊本市松尾町近津	32°48'21"	130°36'54"	30	16.5
島原市中町(大手広場交差点)	32°47'15"	130°22'08"	7	9.0		南島原市向小屋	32°36'52"	130°13'45"	17	4.5	福岡県	玉名市永徳寺	32°55'16"	130°33'38"	30	4.5	
島原市中町(大手門石垣)	32°47'17"	130°22'07"	7	9.0		上天草市大矢野町登立	32°36'47"	130°25'49"	20	9.9	福岡県	大牟田市新港町	33°00'50"	130°25'26"	30	4.3	
島原市中町(大手門石垣)	32°47'17"	130°22'07"	7	9.0		上天草市大矢野町登立	32°37'08"	130°26'36"	20	6.0		熊本県	熊本市松尾町上松尾	32°47'49"	130°37'18"	30	14.9
島原市中町(大手門石垣)	32°47'17"	130°22'07"	7	11.8		上天草市大矢野町上	32°35'29"	130°23'48"	20	10.0		宇土市笹原町	32°42'08"	130°37'06"	30	3.0	
島原市上の町(奥平家石垣)	32°47'20"	130°22'07"	7	11.8		上天草市大矢野町上	32°35'39"	130°24'23"	21	7.5		熊本市中島町	32°46'01"	130°37'38"	30	3.0	
島原市上の町(宮崎温仙堂)	32°47'25"	130°22'08"	7	7.6		宇城市三角町三角浦	32°37'22"	130°27'27"	21	8.0		熊本市川口町	32°42'51"	130°37'25"	30	6.0	
島原市片町(六地藏)	32°47'31"	130°22'09"	7	6.6		宇城市三角町	32°38'06"	130°28'28"	21	22.5		熊本市小島下町	32°46'34"	130°37'50"	31	6.0	
島原市田町	32°47'43"	130°22'05"	7	6.0		玉名郡長洲町大字上沖洲	32°54'36"	130°28'21"	23	6.0		熊本市小島9丁目	32°46'47"	130°37'53"	31	7.0	
島原市弁天町2丁目(霊丘神社)	32°46'58"	130°22'31"	7	6.1		玉名郡長洲町大字長洲	32°56'00"	130°26'33"	23	5.7		熊本市中原町	32°46'27"	130°37'57"	31	3.0	
島原市宮の町(猛島神社)	32°47'35"	130°22'17"	7	4.0		玉名市岱明町下沖洲	32°54'22"	130°28'50"	23	8.0		熊本市中島町	32°45'43"	130°38'09"	31	4.0	
島原市三会町(四面宮)	32°49'10"	130°21'16"	8	7.9	玉名郡長洲町大字清源寺	32°55'16"	130°28'02"	23	8.6	熊本市小島6丁目		32°46'33"	130°38'10"	31	4.9		
島原市三会町	32°49'13"	130°21'15"	8	7.7	玉名市岱明町鍋	32°54'13"	130°29'31"	24	8.0	熊本市小島8丁目	32°46'42"	130°38'21"	31	4.6			
島原市	32°49'27"	130°21'08"	8	10.0	玉名郡長洲町大字清源寺	32°55'39"	130°27'51"	24	7.0	熊本市小島8丁目	32°46'56"	130°38'21"	31	4.7			
島原市中野町(景花園遺跡)	32°49'33"	130°21'02"	8	9.0	荒尾市牛水	32°57'00"	130°26'08"	24	4.9	天草市有明町大島子	32°28'28"	130°15'33"	32	12.3			
島原市中野町(景花園遺跡)	32°49'33"	130°21'02"	8	9.0	玉名郡長洲町大字永塩	32°56'06"	130°27'51"	24	5.0	熊本市小島5丁目	32°46'54"	130°38'26"	32	4.0			
島原市中野町(景花園遺跡)	32°49'33"	130°21'02"	8	9.0	宇土市戸口町	32°40'10"	130°32'33"	25	15.0	宇土市新開町	32°41'59"	130°38'02"	32	4.0			
南島原市大崎(林田秀明氏宅)	32°41'39"	130°21'15"	9	25.0	荒尾市蔵満	32°57'30"	130°25'58"	25	4.8	熊本県	天草市有明町大島子	32°28'21"	130°15'24"	32	11.1		
島原市有明町松尾	32°50'01"	130°20'49"	9	7.3	玉名市岱明町浜田	32°54'26"	130°30'20"	25	4.0		熊本市内田町	32°44'46"	130°38'36"	32	1.9		
島原市	32°50'07"	130°20'46"	9	10.0	宇土市下網田字辺田	32°40'03"	130°32'49"	25	15.0		熊本市並建町	32°45'28"	130°38'49"	32	2.9		
島原市有明町大三東丙(温泉神社)	32°50'35"	130°20'03"	9	14.1	玉名市岱明町高道	32°54'10"	130°31'02"	25	4.5		熊本市孫代町	32°45'42"	130°38'53"	32	2.9		
島原市有明町大三東丙(盲目落橋)	32°50'41"	130°20'09"	9	11.6	宇土市長浜町	32°41'36"	130°33'46"	25	15.0		熊本市城山下代1丁目	32°46'48"	130°39'08"	33	4.5		
南島原市陣之内(堂崎庄屋江川家)	32°40'21"	130°20'15"	10	11.6	宇土市上綱田町	32°40'18"	130°33'44"	26	18.0		熊本市城山半田3丁目	32°46'15"	130°39'13"	33	4.5		
島原市有明町大三東丙	32°50'56"	130°20'27"	10	7.0	玉名市滑石	32°53'49"	130°32'02"	26	5.0		宇土市走湯町	32°42'18"	130°38'53"	33	3.0		
南島原市蒲河浜(浜屋敷跡)	32°39'56"	130°19'20"	10	4.5	玉名市岱明町山下	32°54'56"	130°31'13"	26	5.0		熊本市上高橋2丁目	32°47'16"	130°39'13"	33	3.6		
南島原市有家町中須川	32°39'42"	130°18'16"	11	11.3	玉名市滑石	32°53'57"	130°32'08"	26	5.0		熊本市美登里町	32°44'00"	130°39'31"	33	1.9		
雲仙市国見町多比良(正覚寺)	32°52'12"	130°18'29"	12	8.7	荒尾市宮内出目	32°58'56"	130°25'51"	27	3.0		熊本市美登里町	32°43'41"	130°39'31"	33	2.0		
雲仙市国見町多比良(正覚寺)	32°52'12"	130°18'29"	12	0.3	玉名市横島町横島	32°52'42"	130°33'41"	27	9.6	熊本市美登里町	32°44'02"	130°39'46"	34	2.0			
雲仙市国見町土黒	32°52'23"	130°18'08"	12	6.0	玉名市大浜町	32°54'14"	130°32'39"	27	3.0	宇土市馬之瀬町	32°42'16"	130°39'39"	34	2.5			
雲仙市国見町神代	32°52'17"	130°16'11"	12	4.0	玉名市小浜	32°54'43"	130°32'21"	28	3.0	熊本市	32°44'19"	130°40'50"	35	3.7			
南島原市谷川(真蔵寺)	32°39'24"	130°14'51"	12	6.3	熊本市河内町白浜	32°50'25"	130°35'01"	28	8.0	熊本市本荘5丁目	32°47'39"	130°42'08"	37	0.9			
雲仙市瑞穂町伊福	32°51'50"	130°13'55"	12	4.0	宇土市住吉町	32°42'01"	130°35'24"	28	3.0	福岡県	大川市大字紅粉屋	33°10'40"	130°21'23"	46	3.4		
南島原市鳥淵(鳥淵橋)	32°39'12"	130°14'26"	13	5.3							大川市大字櫻津	33°12'29"	130°22'28"	50	2.4		
											大川市大字向島	33°13'03"	130°22'07"	51	2.4		

・波源からの距離は、眉山の位置(緯度：32°45'40"、経度：130°17'55"(中野ほか(2013)))と各地点の座標から算出

(津波痕跡データベースを基に作成)

・すべての地点で火山との間に大きな地形的障壁がないと判断した

火山現象による津波観測記録一覧表 (3 / 3)

1883年クラカタウ山の津波観測記録

地点		位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)
		緯度	経度		
BANTEN	ANJER, JAVA	-6°01'48"	105°57'00"	59	10.0
	MERAK, JAVA	-5°55'12"	106°00'00"	67	41.0
	TYRINGEN, JAVA	-6°13'27"	105°49'56"	47	20.0
BENGKULU	BENGKULU, SUMATRA*	-3°46'01"	102°16'01"	436	0.9
	MANNA, SUMATRA*	-4°29'00"	102°54'00"	332	0.9
	MUKOMUKO, SUMATRA*	-2°35'00"	101°07'01"	617	1.2
	TELUK SAMBAT, SUMATRA*	-4°49'23"	103°22'47"	267	1.8
CENTRAL JAVA	JAVA ISLAND*	-7°54'00"	110°00'00"	543	2.5
	TJILATJAP, SUMATRA*	-7°43'59"	109°01'12"	437	1.8
JAKARTA	BATAVIA, JAVA*	-6°07'48"	106°45'00"	147	2.4
LAMPUNG	TELUK BETUNG, SUMATRA	-5°27'00"	105°16'12"	74	22.0
SUMATRA	LABOEAN-MARINGAI*	-5°21'00"	105°48'00"	93	1.5
SUNDA STRAIT	TELOK BATONG, SUMATRA	-6°00'00"	105°45'00"	38	24.0
	VLAKKE HOCK, JAVA	-6°00'00"	105°45'00"	38	15.0
WEST JAVA	PALABUHAN RATU, SUMATRA*	-6°59'00"	106°33'00"	158	1.5
	PINO, SUMATRA*	-7°49'22"	113°14'16"	884	2.1
WEST SUMATRA	PAINAN, SUMATRA*	-1°21'04"	100°34'32"	754	4.0
SUNDA STRAIT		-6°00'00"	105°45'00"	38	30.0

(NOAA Tsunami Websiteを基に作成)

1815年タンボラ山の津波観測記録

地点		位置(世界測地系)		波源からの距離(km)	最大水位(m)
		緯度	経度		
EAST JAVA	SUMENEP, JAVA	-7°01'01"	113°52'01"	474	1.5
WEST NUSA TENGGARA	BIMA, SUMBAWA ISLAND*	-8°28'01"	118°43'01"	84	0.3
WEST NUSA TENGGARA	SUMBAWA ISLAND*	-8°50'24"	118°04'48"	72	3.5

(NOAA Tsunami Websiteを基に作成)

*を付記した地点は、火山との間に大きな地形的障壁があると判断した地点

9 国内外の主な火山現象による津波観測記録一覧表

2022年トンガの火山噴火に伴う気圧変化による潮位変化

- 2022年1月15日、フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山（トンガ）で噴火が発生した。この際に気圧変化が観測されるとともに、太平洋沿岸において1mを超える潮位変化が観測され、日本の太平洋沿岸においても最大で1mを超える潮位変化が観測された。敷地近傍に位置する御前崎の潮位観測点においては、最大で0.7mの水位変動が観測された。（防災科学技術研究所(2022)、気象庁(2022a,b)）
- この潮位変化は、基準津波の策定において評価している海面を伝播する津波とはやや異なり、大気中を伝播する波による影響が支配的であったと考えられている（防災科学技術研究所(2022)、気象庁(2022a)）*。
- ➔ 本現象により生じた潮位変化はプレート間地震による津波等と比較して十分小さく、浜岡原子力発電所の津波評価に影響を与えるものではないと考えられる。本現象に関する知見は今後拡充されていくと考えられることから、この研究動向について引き続き注視していく。

* 防災科学技術研究所(2022)および気象庁(2022a)によると、今回の潮位変化は、地震時の津波や潮汐等原因のはっきりした潮位変化(主振動)に対して、様々な要因によって港湾や海峡などで起こる海面の副次的な振動現象である副振動のうち、気圧波(ラム波)や、大気重力波と海洋波とのブラウドマン効果等によって作られた潮位変化であるとされる。この「火山噴火により発生した気圧波に起因する潮位変化」は、一般的な理解し易さの観点から、津波警報・注意報等の一連の情報発信の中では「津波」と呼ぶこととされている。

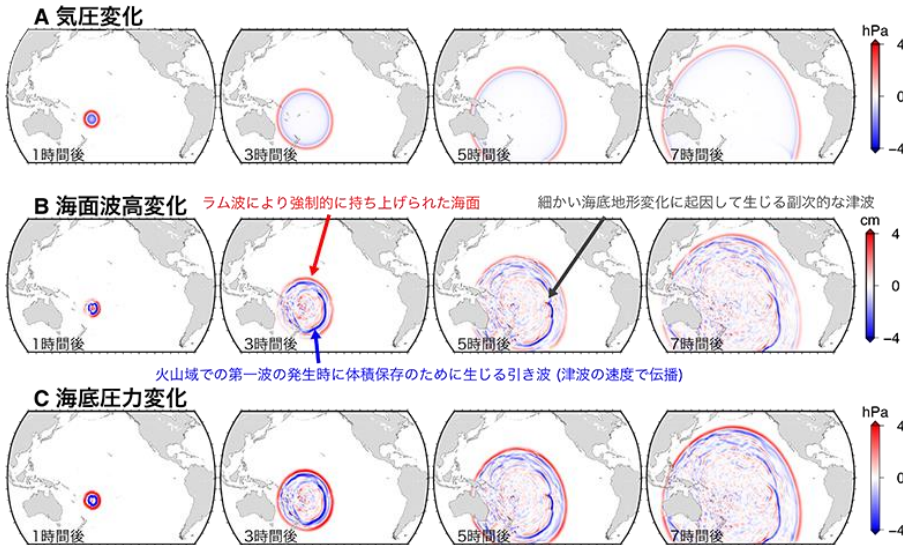
○噴火の基本情報

噴火日時：1月15日13時頃（日本時間）
 火山名：フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山
 噴煙：高度16,000m、半径260km
 噴火規模：VEI6（産業技術総合研究所(2022)）



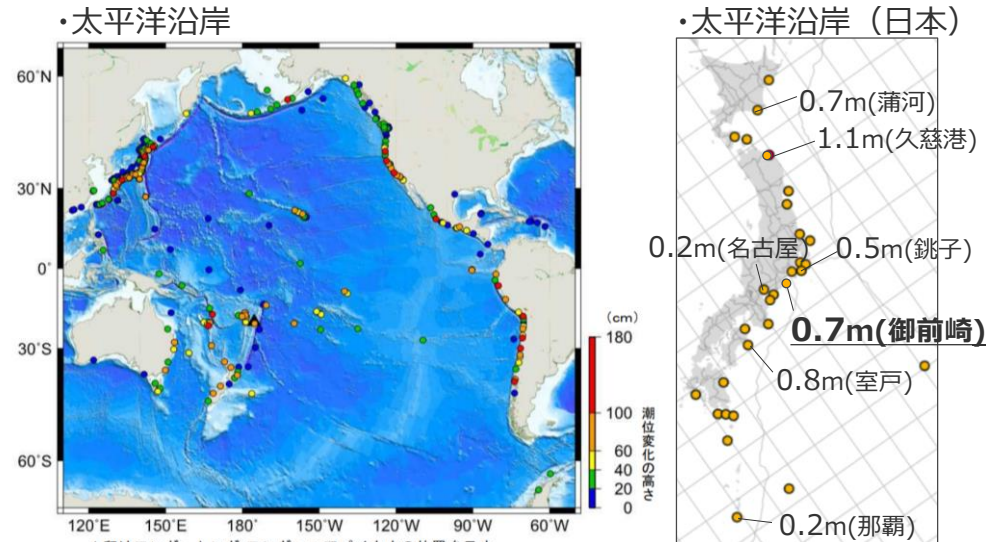
1月15日（噴火前） two hours before eruption, crater covered by sea
 1月18日（噴火後） After explosion, satellite image shows only high ground remains above water
 Source: Copernicus/ESA/Sentinel Hub, PlanetLabs, Maxar
 (BBC News (2022))

フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の噴火前後の衛星写真



(防災科学技術研究所(2022))

トンガ噴火に伴う気圧波の伝播と津波の発生・伝播のスナップショット



▲印はフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の位置を示す
 ※海外の潮位観測点の観測値は米国海洋大気庁 (NOAA) による (2022年2月14日現在)

(気象庁(2022a))

・数値は主な水位変動(場所)
 (気象庁(2022b))

太平洋沿岸で確認された潮位変化の最大高さ

1 0 個別火山の津波発生要因に関する 調査結果の詳細

0 富士山

(基本情報)

■ 火山分類

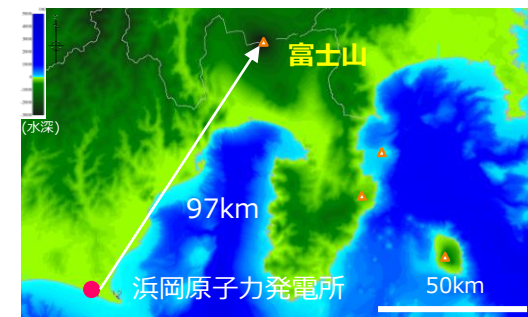
伊豆弧

陸上

■ 火山概要

敷地との距離	北北東97km	標高*1	3,776m	比高	—
活動年代*1	古富士火山は約8万年前～約1.7万年前。新富士火山は約1.5万年前以降。約10万年前の小御岳を含む。	半径*2	19km	中部地方整備局富士砂防事務所ホームページより算出。	
		体積*3	548km ³		
主な岩石*1	玄武岩	形式・構造*1	複成火山、火砕丘、溶岩流		
特徴	・富士山の活動は噴火様式の違いから小御嶽、古富士火山の活動(約8万～1.7万年前)と新富士火山の活動(約1.5万年前～現在)に区別される。(中野ほか(2013))				

*1 中野ほか(2013)、 *2 中部地方整備局富士砂防事務所ホームページ、 *3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



富士山位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

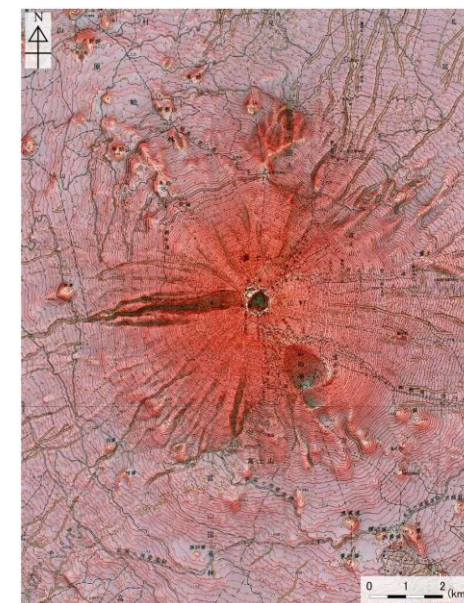
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

火山現象	火山現象の規模	詳細
山体崩壊	0.8km ³	(次頁)
火砕流*3	0.001DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は約1.5kaのS-24-Tk8等の0.001DREkm ³ 。
過去最大噴火規模*3	4DREkm ³	過去最大規模の噴火は約12kaの富士宮期 三島溶岩流。

*3 山元(2015)



(気象庁(2013))

富士山の地形図

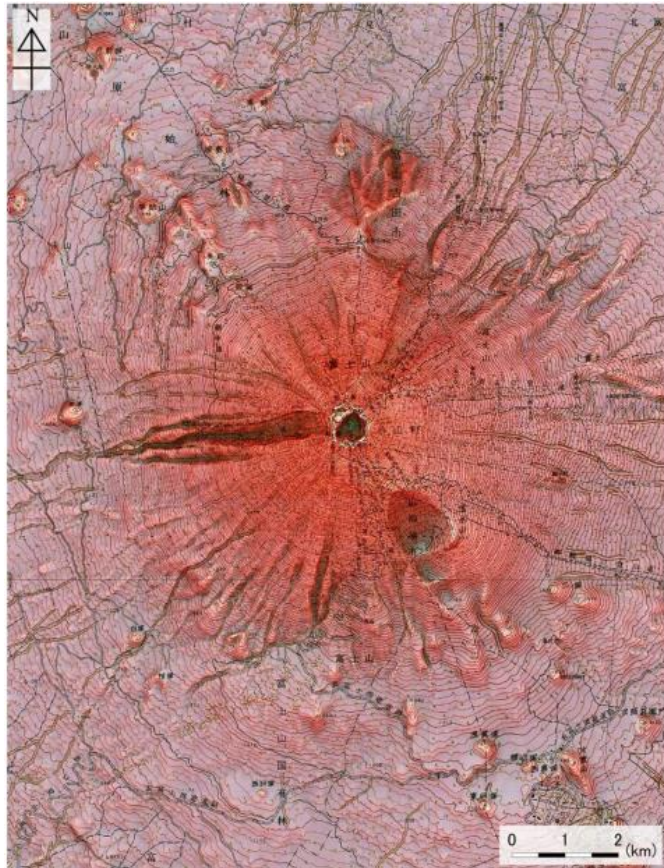
0 富士山

(山体崩壊)

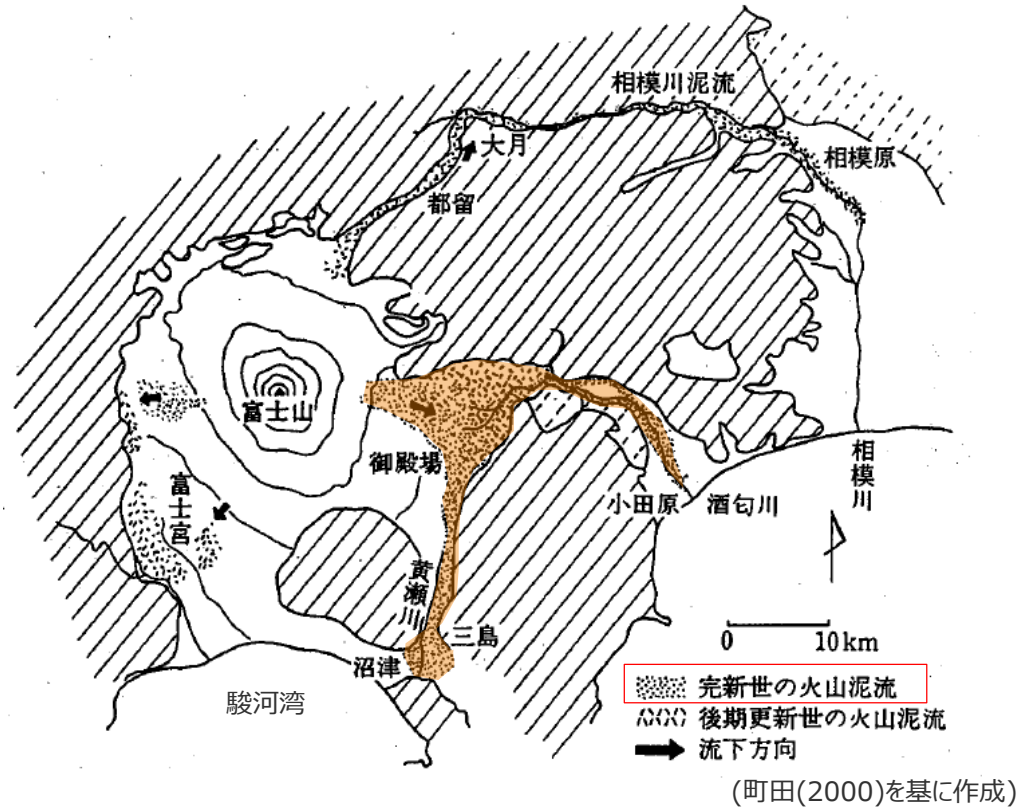
■ 約2,900年前に発生した岩屑なだれは、御殿場岩屑なだれと呼ばれている。その際の岩屑なだれ堆積物の体積は約1.05km³であり、その後、200~300年程度の間で発生したと考えられる泥流による泥流堆積物の体積は約0.71km³であるとされている。泥流堆積物は富士山から約40km~50km離れた沼津や小田原まで達したことが報告されている。(町田(2000)、山元ほか(2002)、宮地ほか(2004))



■ 可能性は低いものの、山体崩壊を起源とした泥流堆積物(0.71km³)の一部が駿河湾に到達した可能性は否定できない。
⇒**山体崩壊の規模を0.8km³と評価した。**



(気象庁(2013))
富士山の地形図



約2,900年前の岩屑なだれ後に発生した泥流による泥流堆積物の分布図

1 手石海丘

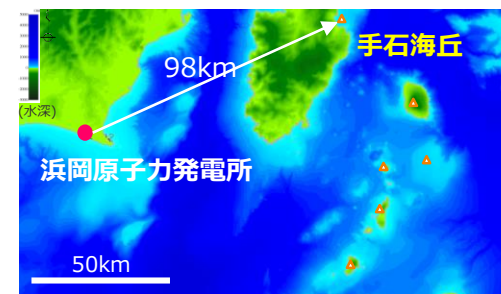
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	東北東98km	標高*2	-81m	比高*2	10m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 1989年噴火	半径	-		
		体積*3	-		
主な岩石*1	玄武岩	形式・構造*1	マール		
特徴	・伊豆東部火山群は東伊豆と伊豆大島の間数十個の海底火山と伊豆半島の東部の陸上部に分布する60個余りの単成火山群。 (小山(2009)) ・活動史が比較的良く分かっている過去4万年間では噴火間隔は約2,500年とされる。(小山(1998)) ・最新の活動は1989年手石海丘噴火。(小山(2010))				

*1 中野ほか(2013)、 *2 海上保安庁 海域火山データベース、 *3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



手石海丘位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

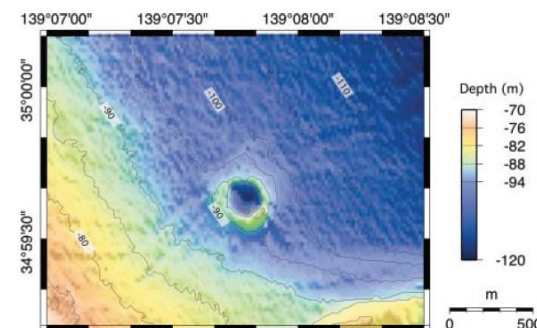
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	1989年噴火で形成(単成火山)
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	●	
	5万分の1地質図幅	-	
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没*3	0.00004DREkm ³	-
過去最大噴火規模*3	0.00004DREkm ³	-

*3 山元(2015)



(海上保安庁(2012a))

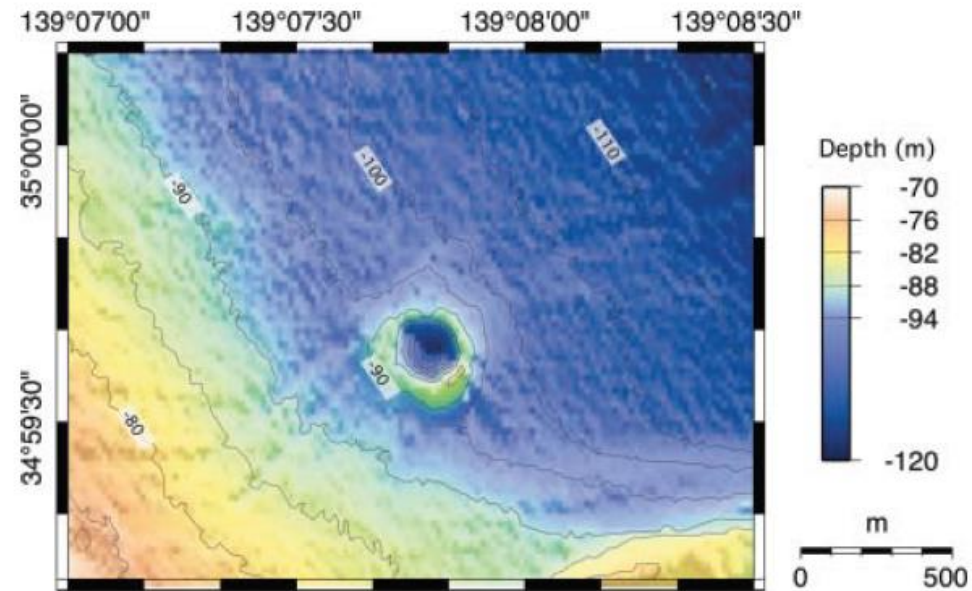
手石海丘の海底地形図

1 手石海丘 (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、手石海丘の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁(2012a))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁(2012a))

手石海丘の海底地形図

2 神津島火山群

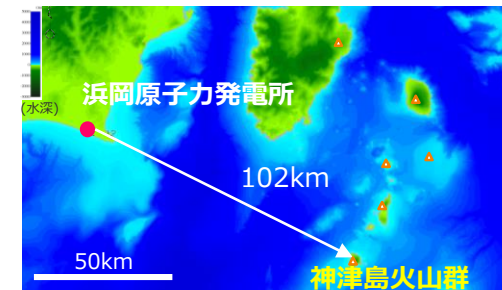
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東南東102km	標高*1	571m	比高	—
活動年代*1	10万ないし数万年前以降	半径*2	2.8km		
		体積*3	30km ³		
主な岩石*1	流紋岩	形式・構造*1	火砕丘,溶岩ドーム		
特徴	・周辺の島を含めて10数個の流紋岩質単成火山から構成される。(中野ほか(2013)) ・噴火間隔は数100年から1万年の幅があるが平均すると数1,000年程度。(吉田(1991)) ・最新の活動は過去最大噴火の838年天上山噴火(VEI4)。(山元(2015))				

*1 中野ほか(2013)、 *2 渡辺(2013)、 *3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



神津島火山群位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

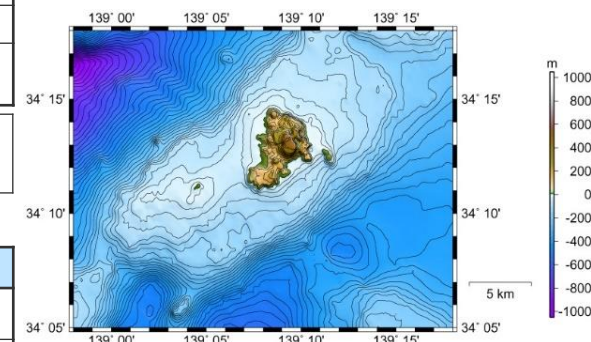
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	西暦838年以前の詳細な噴火活動史はまだ確立されていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
火砕流*3	0.66DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は、838年噴火。
過去最大噴火規模*3	0.66DREkm ³	同上

*3 山元(2015)



(海上保安庁 海域火山データベース)

神津島火山群周辺海底地形図

2 神津島火山群 (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、神津島火山群の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

神津島の地形図

3 初島

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東北東104km	標高*1	50m	比高	—
活動年代*1	0.7–0.3Ma	半径*2	1.1km×0.7km		
		体積*3	—		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	溶岩流		
特徴	・活動期間中に複数の活動があり、年代値からは約30万年前以降の活動の報告はない。中央部は段丘堆積物に覆われ、最も古い段丘堆積物は小原台面に対比されていることから、最終活動年代は少なくとも約10万年前より古い。(及川・石塚(2011))				

*1 中野ほか(2013)、*2 杉原(1981)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

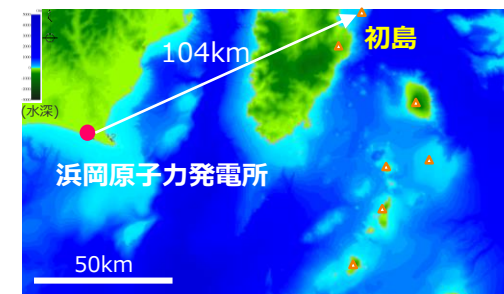
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	—	—
	5万分の1地質図幅*3	●	熱海地域の地質
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)	(省略)		(省略)

*3 及川・石塚(2011)

- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
火砕流*3	履歴がないことを確認	火砕流を示唆する報告は認められない。
過去最大噴火規模	0.015	初島の体積全てが火山噴出物であると仮定し、これが一度に噴出したとして評価。 面積0.427km ² ×最大標高0.034km



初島位置図



この地図は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用したものである。



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

初島の地形図

3 初島 (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、初島の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



この地図は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用したものである。



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

初島の地形図

4 利島

(基本情報)

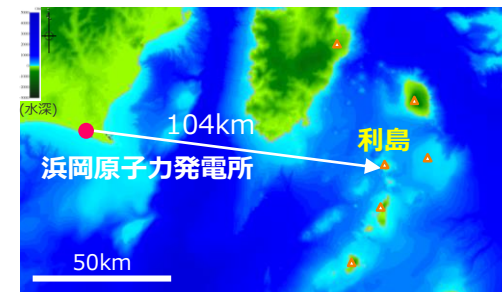
■ 火山分類

伊豆弧

陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東104km	標高*1	508m	比高	—
活動年代*1	7万年前～完新世	半径*2	1.125km		
		体積*3	6km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	複成火山		
特徴	・主成層火山、それを覆う火山砕屑物、寄生火口溶岩流からなる。 ・新しい活動の兆候を示すような現象は観測されていない。再び活動する可能性を否定することはできない。(東京都防災会議(1990)) ・最新の活動は9,100～4,000年前。(中野ほか(2013))				



利島位置図

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

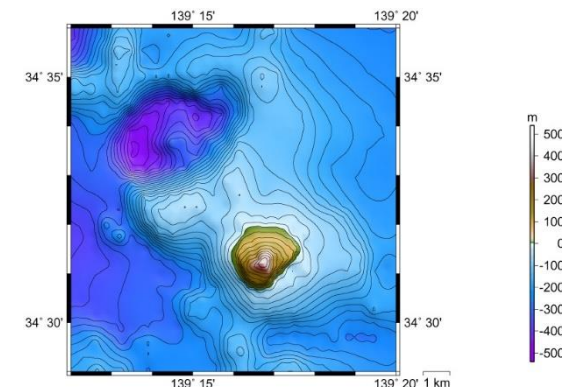
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	詳細な噴火活動史が判明していないため、過去1万年間の噴火イベントは網羅されていない可能性が高い。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅*3	●	利島地域の地質
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

*3 一色(1978)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.02km ³	(次頁)
火砕流*3	履歴がないことを確認	火砕流を示唆する報告は認められない。
過去最大噴火規模*3	0.68DREkm ³	過去最大規模の噴火は島を構成する溶岩の体積の0.68DREkm ³ (一色(1978))を上回らないとした。



(海上保安庁 海域火山データベース)

利島海底地形図

4 利島 (山体崩壊)

- 利島は直径約2.5km、海面下の部分まで含む山体の体積は6km³の火山島とされ、北斜面上には山体崩壊に関連したと考えられる岩屑なだれ堆積物が存在することが報告されている。(気象庁(2013)、第四紀火山カタログ委員会(1999)、東京都防災会議(1990)、大島(1996))。
- 一色(1978)によれば、露頭で確認されている泥流堆積物(層理の有無など見かけは異なるが、低温と思われる火山砕屑性の流れ堆積物)の厚さは2~4m程度であり、溶岩と見かけのよく似た岩塊を含む泥流が間をおいて少なくとも3回発生したと報告されている。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

■ 山体崩壊地形は判読されなかったものの、文献調査結果を踏まえると、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、島の長軸2.5kmを直径とした円内領域全体を厚さ4mの岩屑なだれ堆積物が覆ったと仮定すると、崩壊体積は $1.25^2 \times 3.14 \times 0.004 = 0.020\text{km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.02km³と評価した。**

1.2.3 地質に関する新知見

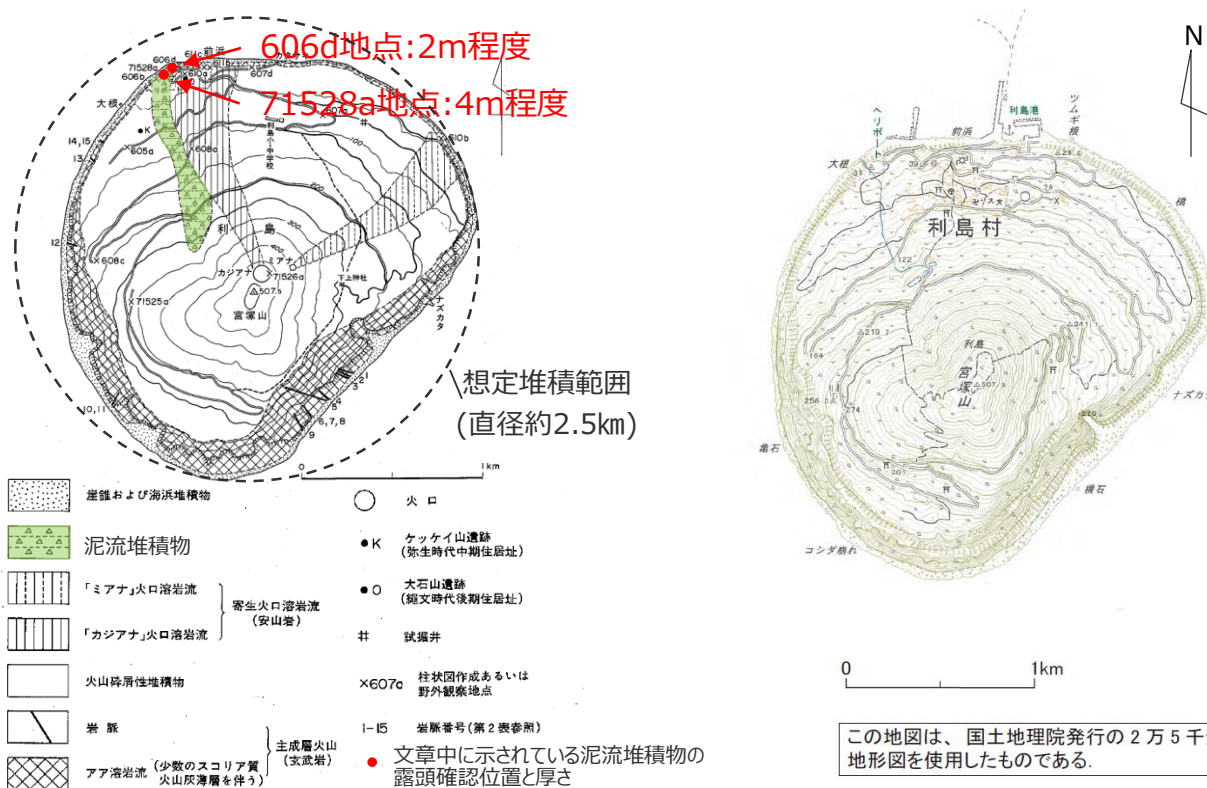
今回の調査を通じて、本火山の地質・成長史上新たな認識を深めた点として、少なくとも次の3点を挙げるができる。

- 1) 山頂部には、北に開く馬蹄形地形がある。
- 2) 北緩斜面上に、岩屑流堆積物が展開している。
- 3) 南東部(現在海の部分)でマグマ水蒸気爆発があった可能性がある。

(東京都防災会議(1990)を基に作成)

山体形成後に起きた大事件の一つは、山頂から北斜面にかけての崩壊である。山頂には北に開いた馬蹄形火口の地形が残り、北斜面には岩屑なだれが発生している。火山弾やスパター(マグマのしぶきの不定形固形物)の累積した山頂火口周辺の堆積物(アグルチネート)はそっくりそのままいくつかのブロックに壊れて北斜面に運び去られ、山腹表層を巻き込んだ堆積物の先端は北の海上へひろがった。北斜面が緩やかなのも、伝聞で「今から150~200年前頃は、現在よりも1里も沖に突き出しており、松林に覆われていた」といい「その付近は現在でも浅い」のも、この事件が下地になっていると考えられる。その後、山頂付近では「カジアナ」火口(直径100~

(大島(1996)を基に作成)



(一色(1978)を基に作成)

2万5千分の1地形図(国土地理院)

利島の地質図の地形図

利島の地形図

5 新島火山群

(基本情報)

■ 火山分類

伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東南東106km	標高*1	432m	比高	—
活動年代*1	後期更新世 – 完新世	半径*2	3.625km		
		体積*3	30km ³		
主な岩石*1	流紋岩、玄武岩	形式・構造*1	火砕丘、溶岩ドーム		
特徴	・周辺の島を含めて10数個の流紋岩単成火山と一つの玄武岩質単成火山から構成される。 ・噴火は約1,000年に1回程度の割合で発生。(伊藤(1998)) ・最新の噴火は886年向山火山の噴火(VEI4)。(山元(2015))				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

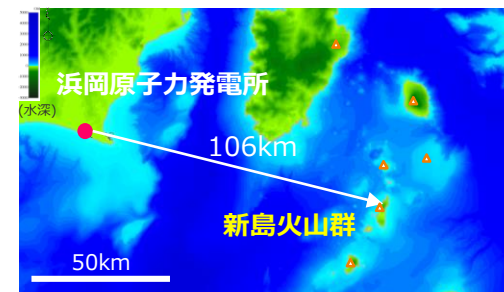
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

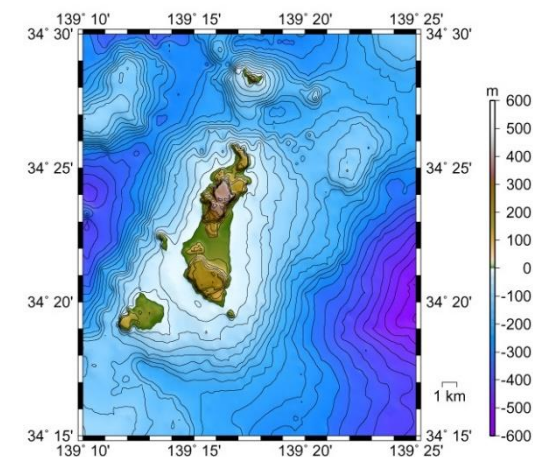
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
火砕流*3	0.73DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は、886年向山火山の0.73 DREkm ³ 。
過去最大噴火規模*3	0.73DREkm ³	同上

*3 山元(2015)



新島火山群位置図



(海上保安庁 海域火山データベース)

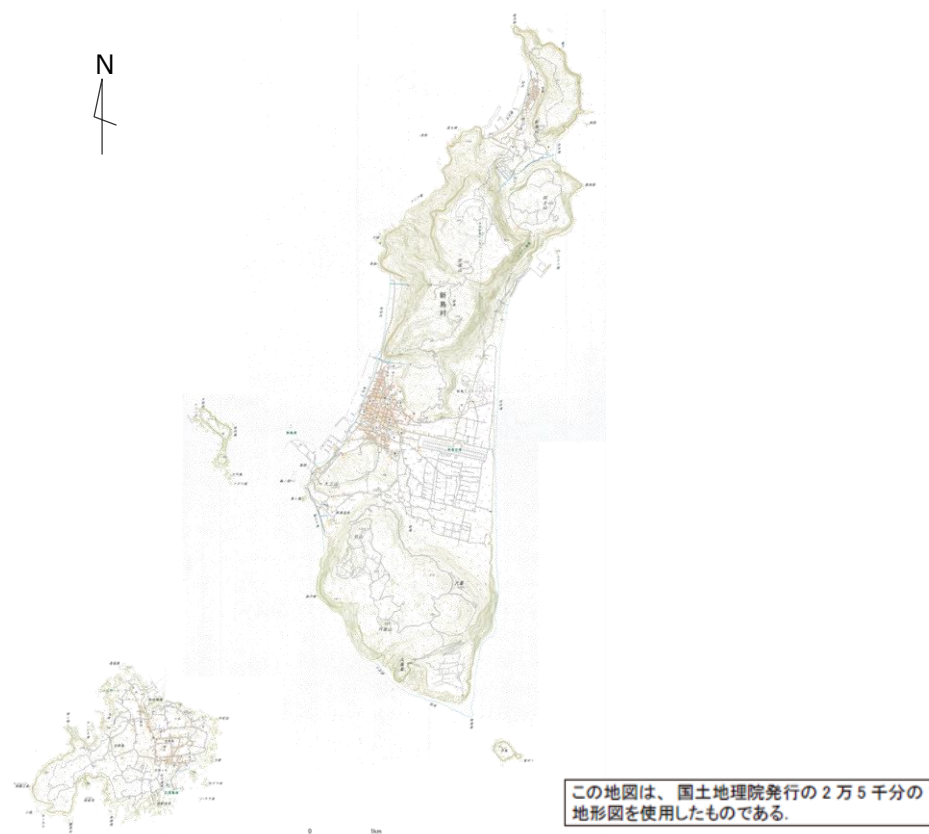
新島火山群海底地形図

5 新島火山群 (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、新島火山群の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

新島火山群の地形図

6 伊豆大島

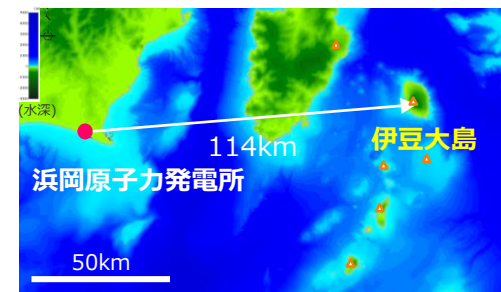
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東114km	標高*1	764m	比高	—
活動年代*1	約4-3万年前以降。最新の噴火：1990年	半径*2	6.25km		
		体積*3	415km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、火砕丘、溶岩流および小型楕状火山		
特徴	・主成層火山体と北北西～南南東方向の割れ目火口から噴出した多数の側火山から構成される。 ・19世紀以降は30～40年で噴火。最近1,700年間の大規模噴火は100～150年に1度の間隔で発生。(津久井ほか(2009))				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013) *3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



伊豆大島位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

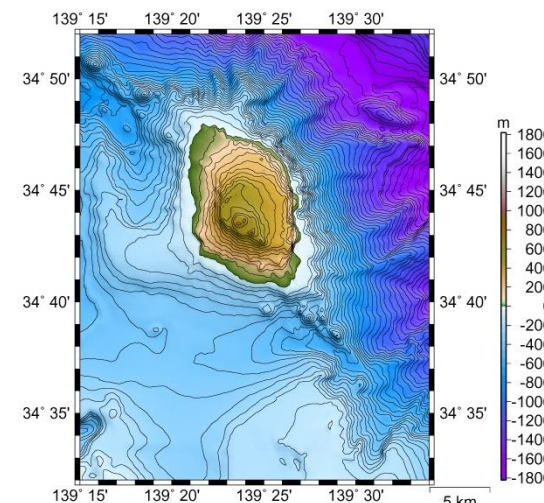
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 —：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.9km ³	(次頁)
火砕流*3	0.05DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は、4世紀頃のS2.0噴火。
過去最大噴火規模*3	0.25DREkm ³	過去最大規模の噴火は、約9kaのN1.0噴火。

*3 山元(2015)



(海上保安庁 海域火山データベース)

伊豆大島海底地形図

6 伊豆大島

(山体崩壊)

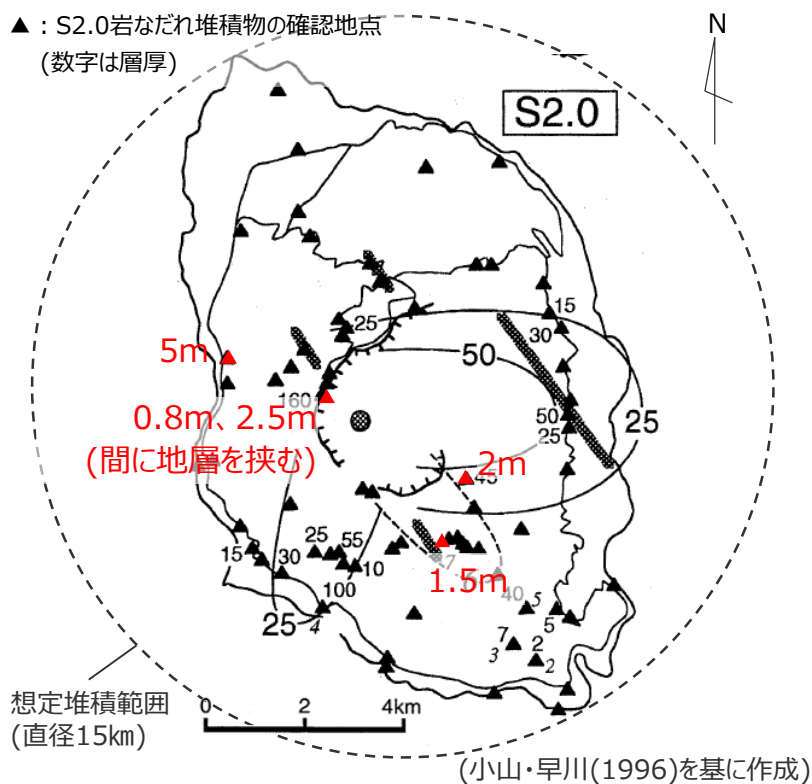
- 伊豆大島は長軸15km、短軸9kmの火山島であり、山頂のカルデラは2つの環状地形が接合したものと考えられる(一色(1984))。小山・早川(1996)は、S2.0噴火によるS2.0部層の無層理・塊状の火山角礫岩は岩なだれ堆積物であり、現在見られるカルデラは、S2.0噴火時に発生した山体崩壊によって形成された馬蹄形崩壊谷と考えた。この堆積物は、島内全域で確認され、海岸まで達している。なお、山元(2006)によると同堆積物をラハール堆積物と火砕物密度流と解釈しており、日本の火山データベースはこちらの解釈に従っている。
- 露頭で確認されている岩なだれ堆積物の厚さは1～5m程度であり、複数回の崩壊があったと考えられている(小山・早川(1996))。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

■ 山体崩壊地形は判読されなかったものの、文献調査結果を踏まえると、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性は否定できない。ここで、島の長軸15kmを直径とした円内領域全体を厚さ5mの岩屑なだれ堆積物が覆ったと仮定すると、崩壊体積は $7.5^2 \times 3.14 \times 0.005 = 0.88\text{km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.9km³と評価した。**



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

伊豆大島の地形図



S2.0噴火の岩屑なだれ堆積物確認地点

(2) 前述したように、S2.0噴火の際には少なくとも2回の岩なだれが島の北西斜面に流下している。また、S2.0岩なだれ堆積物は島のほぼ全域に分布する。1回の崩壊で島の全方向に岩なだれを流すことは不可能であるから、北西斜面を流下した2回のほかに、さらに1度か2度は違う方向への崩壊が起きているはずである。地形からみると、伊豆大島のカルデラは北東に開いており、北東への山体崩壊と岩なだれ流下にもなう馬蹄形崩壊谷と考えて不自然ではない。崩壊によって島の高所のできた崩壊地形は、次の崩壊によって崩される場合が多いだろうから、現在のカルデラ縁は最後に起きた崩壊(北東へ)による地形のみを反映している可能性が大きい。以上のように、カルデラ形成の主因を山体崩壊と考えれば、大きな陥没量を説明するための困難は解消する。

(小山・早川(1996)を基に作成)

7 大室ダシ

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	東119km	標高*2	-28m	比高*3	300m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 熱水活動、約1万年前に軽石噴火	半径	-		
		体積*4	125km ³		
主な岩石*1	流紋岩、デイサイト、玄武岩	形式・構造*1	複成火山		
特徴	・水深約100～200mにある直径約20kmの流紋岩質海底火山。平頂部の直径約1kmの凹地が大室海穴と呼ばれる。 ・JAMSTECにより継続的に活動的な浅海海底熱水域が確認されているが、活動史、噴火履歴等詳細は不明である。 （JAMSTEC(2012)） ・1万4千年前以降に最低3回噴火したとされる。（McIntosh et al.(2022)）				

*1 中野ほか(2013)、*2 海上保安庁 海域火山データベース、*3 菅・藤岡(1990)、*4 第四紀火山カタログ委員会(1999)

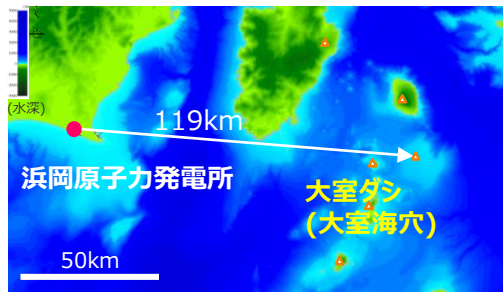
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)	-	-	-

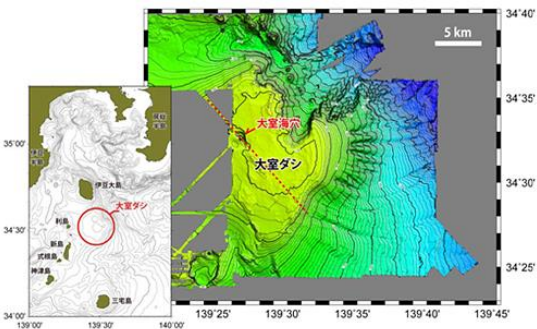
●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 -：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	・1万4千年前以降に最低3回噴火したとされる（McIntosh et al.(2022)）がその規模は不明。
過去最大噴火規模	データ不足	-



大室ダシ(大室海穴)位置図



JAMSTEC(2012)

大室ダシ(大室海穴)海底地形図

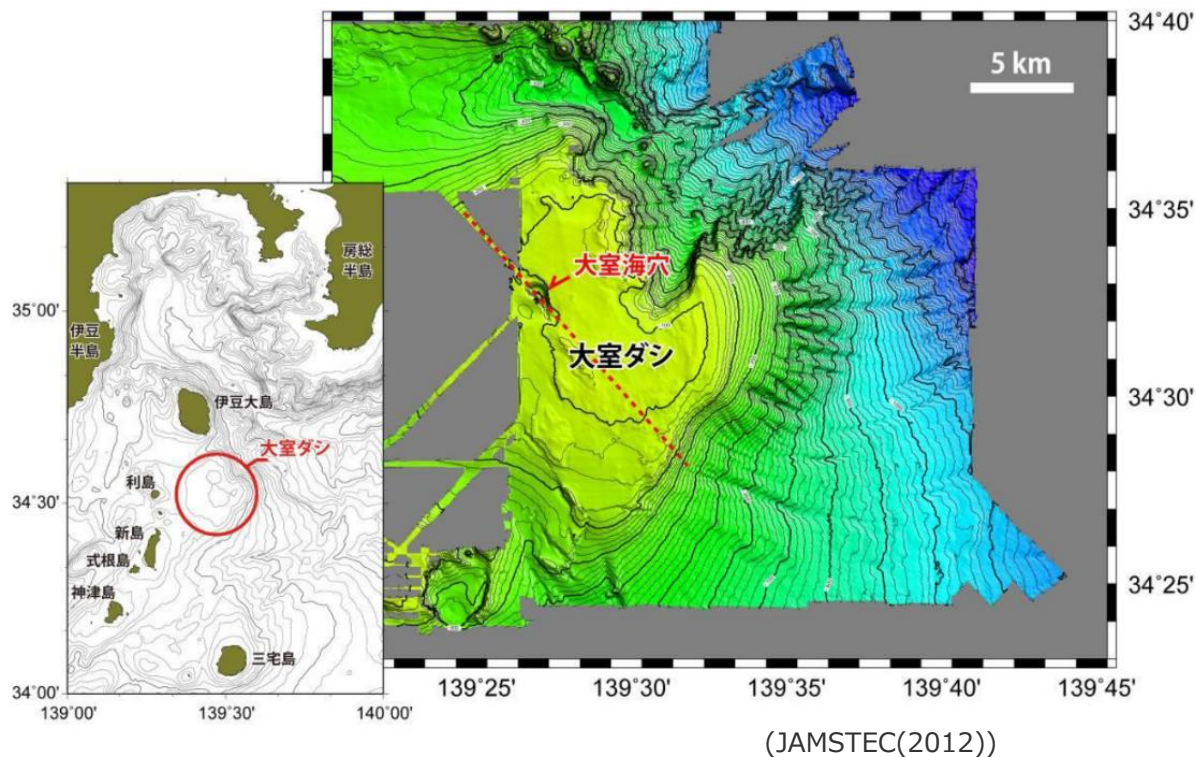
7 大室ダシ (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、大室ダシの山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(JAMSTEC(2012))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



大室ダシの地形図

8 三宅島

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東南東140km	標高*1	813m	比高	—
活動年代*1	2万5千年前よりは古くから活動	半径*2	4.65km		
		体積*3	519km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、火砕丘		
特徴	・桑木平に二重のカルデラをもつ火山体であり、2000年にも山頂に新たなカルデラを形成。(津久井ほか(2001)) ・1469年以降20年～60年間隔で噴火。(津久井ほか(2001)) ・最新の噴火は2010年。(気象庁(2013))				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

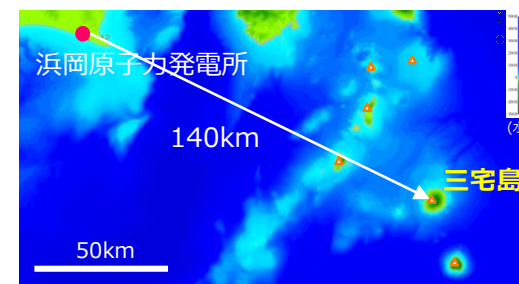
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

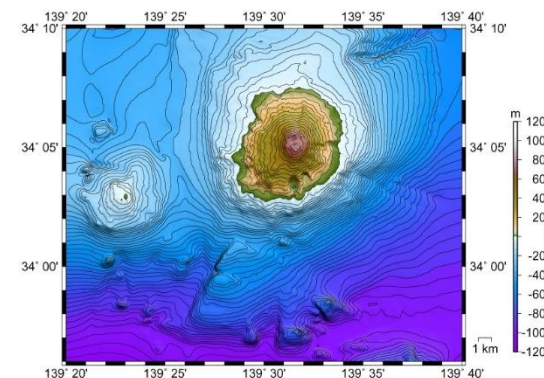
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	1.5km ³	(次頁)
火砕流*3	0.003DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火はAD2000年噴火噴出物
過去最大噴火規模*3	0.37DREkm ³	過去最大規模の噴火は3kaの八丁平噴火。

*3 山元(2015)



三宅島位置図



(海上保安庁 海域火山データベース)

三宅島海底地形図

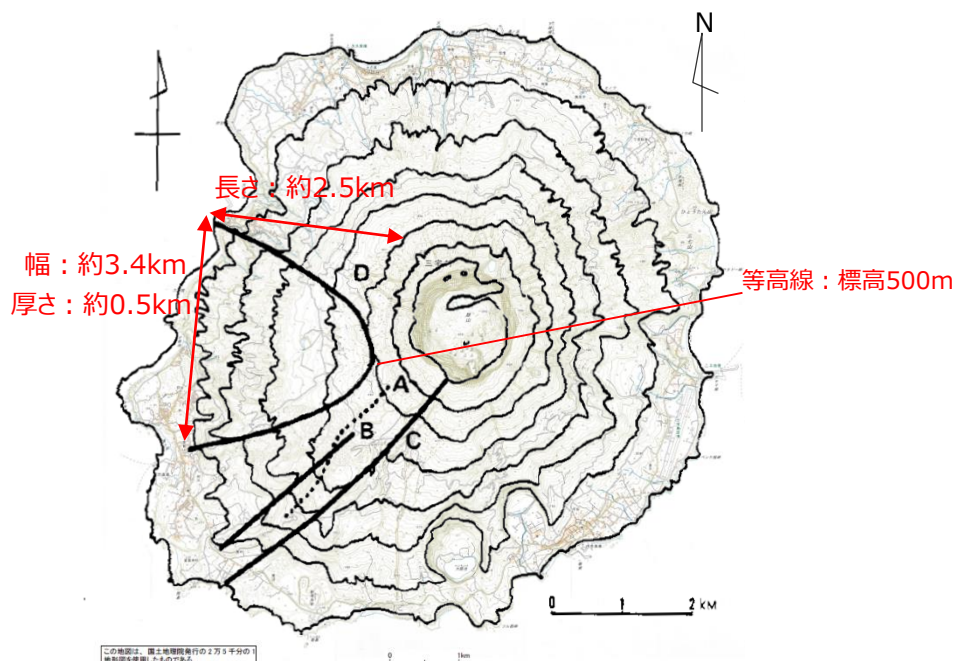
8 三宅島

(山体崩壊)

- 防災科学技術研究所(2002)によると、空中写真による地形判読から三宅島の西側斜面が「斜面移動体かどうか判定できない山体・小丘」とされている。
- 井口(2006)の調査結果からは三宅島において0.001km³よりも規模の大きな山体崩壊は認められていない。
- 田中ほか(1985)によると三宅島西部において馬蹄型の急傾斜面が確認されたことから大規模な山体崩壊の可能性が示唆されている。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。



- 山体崩壊地形は判読されなかったものの、馬蹄型の急傾斜面が残るとの報告があることから、大規模な山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性は否定できない。ここで、崩壊地形は田中ほか(1985)で示唆される崩壊地形より長さ約2.5km、幅約3.4km、厚さ約0.5kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $2.5 \times 3.4 \times 0.5 \div 3 = 1.42 \text{ km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を1.5km³と評価した**



北西部の伊ヶ谷を通る白い線は、村宮牧場の付近で湾曲して、手島牧場の方へ向かう白い線に連続しているように見える(図5のD)。その形は馬蹄形をしており、この解釈としては大規模な崩壊の存在が考えられる。

(田中ほか(1985))

(2万5千分の1地形図(国土地理院)に田中ほか(1985)で示唆される崩壊地形を重ね合わせたものに崩壊地形の大きさを加筆)

三宅島の地形図

9 御蔵島

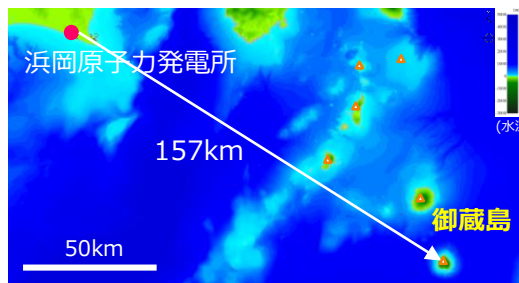
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	東南東157km	標高*1	851m	比高	—
活動年代*1	後期更新世－完新世 複成火山の活動は7,000年前よりは古い。 最新の噴火：6,400-6,200年前。	半径*2	2.75km		
		体積*3	384km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	複成火山、溶岩ドーム		
特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・形成年代が異なる2～3の成層火山からなり複数のカルデラが存在。 ・現在、噴気活動は認められない。火山規模から三宅島を上回る規模の噴火は考えにくい。(東京都防災会議(1990)) 				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



御蔵島位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

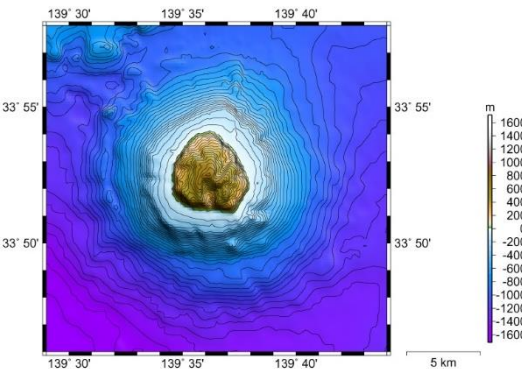
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017)	●	—
	・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)	(省略)	(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.9km ³	(次頁)
火砕流*3	0.03DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は6.4-6.2kaのツブネヶ森-ヤスカジヶ森噴火。
過去最大噴火規模*3	0.03DREkm ³	同上

*3 産業技術総合研究所(2017)



(海上保安庁 海域火山データベース)

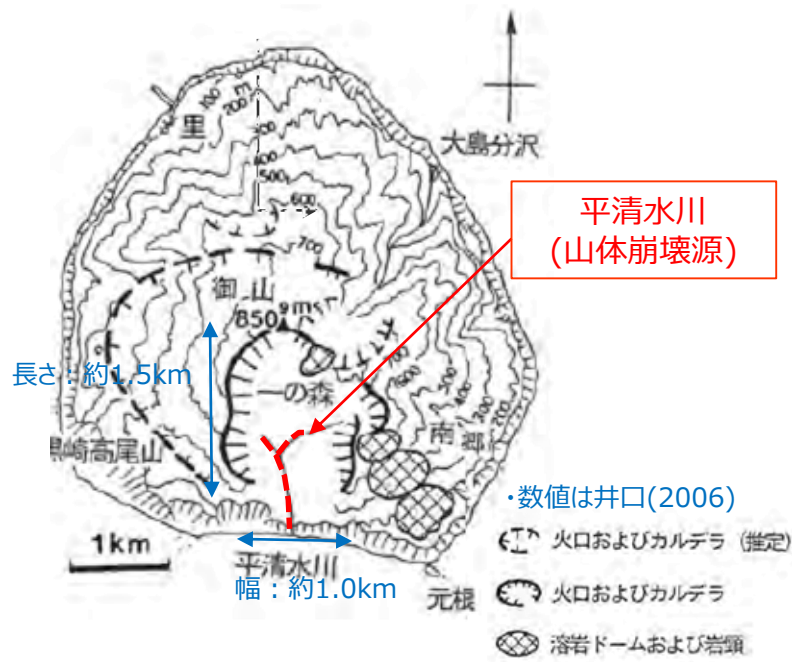
御蔵島海底地形図

9 御蔵島 (山体崩壊)

- 井口(2006)によると、島内南部を流れる平清水川において山体崩壊が確認され、崩壊源の大きさは幅1.0km、奥行1.5km、その規模は0.1~1.0km³とされている。
- 杉原・嶋田(1999)によると、御山火山では主成層火山体(古期・新期)を構成する安山岩・玄武岩質溶岩、岩屑なだれ堆積物が観察されている。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。なお、文献で指摘されている崩壊地形は侵食でできた谷地形と判読した。

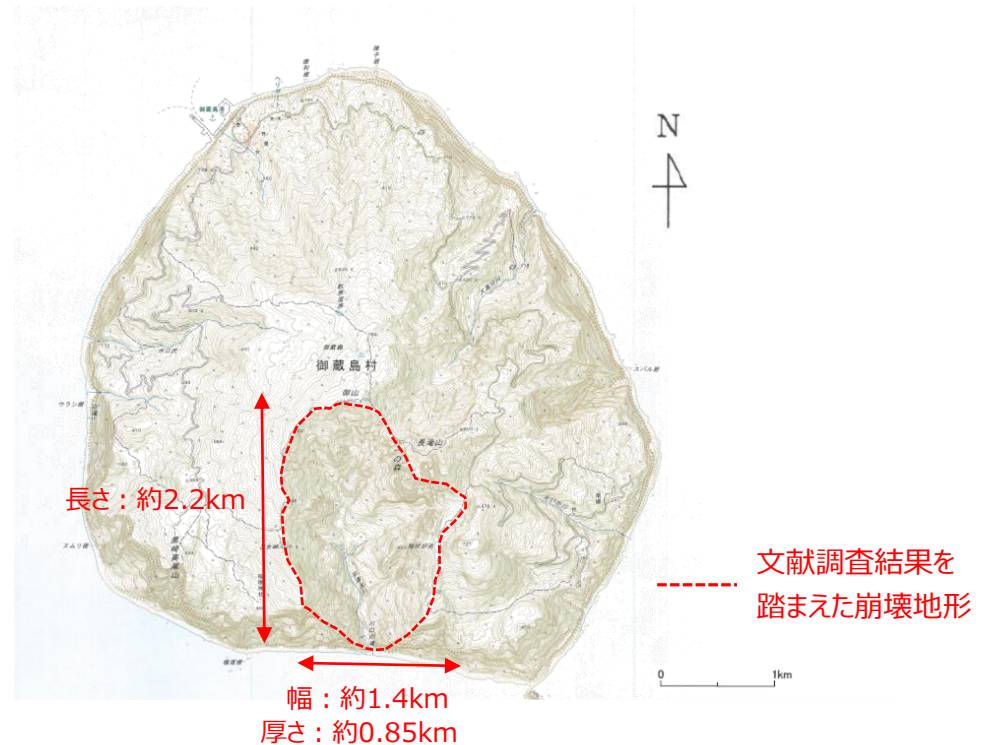


■ 山体崩壊地形は判読されなかったものの、文献調査結果を踏まえると岩屑なだれが発生した可能性は否定できない。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約2.2km、幅約1.4km、厚さ約0.85kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $2.2 \times 1.4 \times 0.85 \div 3 = 0.87\text{km}^3$ となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.9km³と評価した。**



(磯部(2011)を基に作成)

地すべり地形分布図



(2万5千分の1地形図(国土地理院))

御蔵島の地形図

10 黒瀬堆

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南東203km	標高*2	-114m	比高*2	500
活動年代	不明	半径	-		
		体積*3	139km ³		
主な岩石*1	流紋岩	形式・構造	-		
特徴	・黒瀬は御蔵島と八丈島を結ぶ火山フロント上、八丈島の北方25kmにあり八丈島を含む地塊の北縁をなしている。水深200m付近を基底として北東-南西方向に長軸を持つ大きさ約20km×約15kmの高まりで、200m等深線で囲まれる部分の広さは伊豆大島や三宅島に匹敵する。最浅部の水深は114mである。黒瀬海穴はほぼその中央にあり、直径約4 kmのほぼ円形の凹地である。(岩淵ほか(1989))				

*1 田村(2016)、*2 岩淵ほか(1989)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

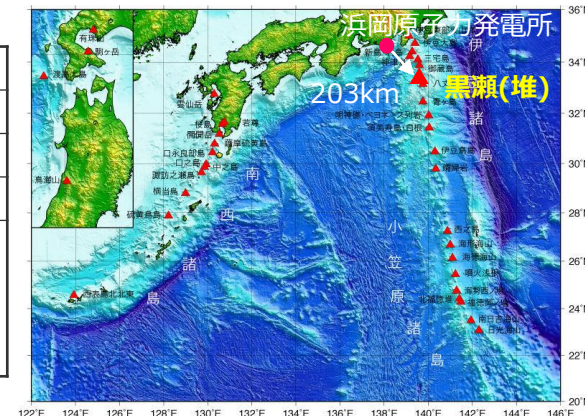
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017)	-	-
	・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

黒瀬(堆)位置図

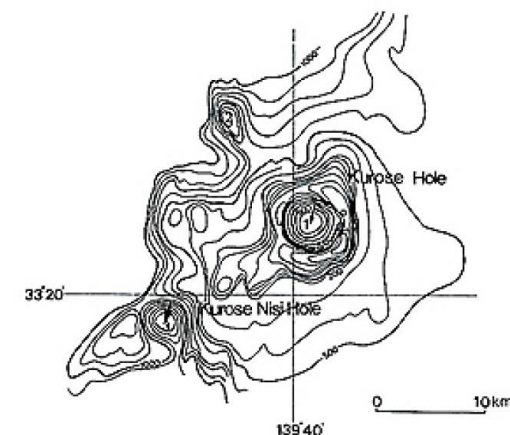


図2 黒瀬西海穴と黒瀬海穴付近の海底海地形図
矢印は凹地を示す

(藤岡・斎藤(1992))

黒瀬(堆)の海底地形図

10 黒瀬堆

(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、黒瀬堆の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(藤岡・斎藤(1992))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

- *1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))
- *2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。

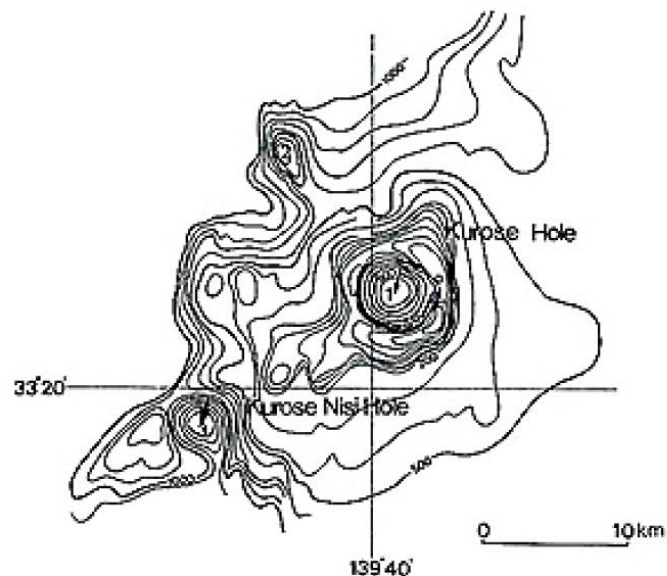


図2 黒瀬西海穴と黒瀬海穴付近の海底海域
矢印は凹地を示す

(藤岡・斎藤(1992))

黒瀬(堆)の海底地形図

11 八丈島

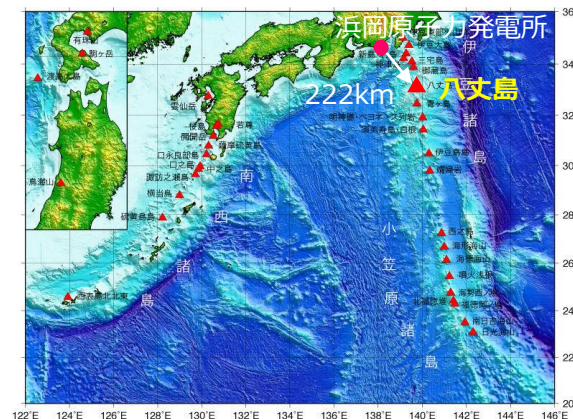
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	南東222km	標高*1	854m	比高	—
活動年代*1	後期更新世-完新世 狭義の東山火山は数万年前-約4000年前。 東山主複成火山体より古い山体（広義の東山火山古期火山体）は10万年より古い。西山は約1万年前以降。 最新の噴火：1605年（西山）	半径*2	5.75km		
		体積*3	274km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩、デイサイト	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、複成火山、火砕丘		
特徴	・東山と西山の2火山が接合した島。東山に噴火記録なし。西山は玄武岩の成層火山で山頂噴火のほか山腹や付近海底から噴火したことがある。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

八丈島位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

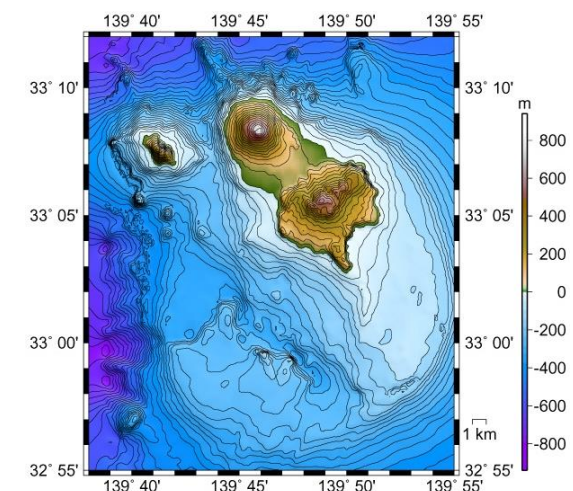
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	●	—
	・産業技術総合研究所(2017)	●	—
	・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)	(省略)	(省略)	(省略)

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.5km ³	(次頁以降)
火砕流*3	0.76DREkm ³	火砕流を含む最大規模の噴出量は約21.6kaの東山テフラ4、5、東山(中之郷)サージである。
過去最大噴火規模*3	1.74DREkm ³	過去最大規模の噴火は約30.8kaの底土テフラ1-18、底土溶岩

*3 山元(2015)



(海上保安庁 海域火山データベース)

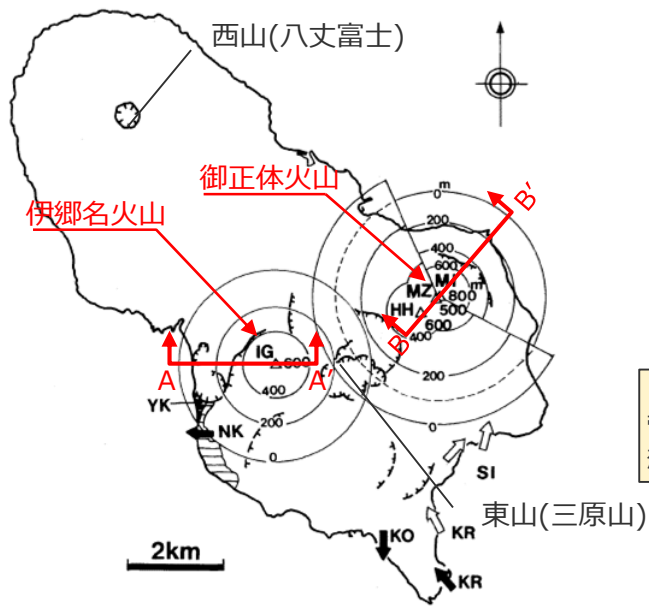
八丈島海底地形図

11 八丈島

(山体崩壊) 1/2

- 菅(1998)によると、八丈島のうち伊郷名火山、御正体火山の馬蹄形カルデラは山体崩壊によって形成された可能性が高いとしている。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査から、山体崩壊地形が判読された。(次頁)

- 文献調査および地形判読調査結果を踏まえると、山体崩壊が発生した可能性が考えられる。下図より、山体崩壊が発生した可能性が報告されている伊郷名火山と御正体火山の推定崩壊体積は、それぞれ0.31km³、0.42km³である。
⇒**山体崩壊の規模を0.5km³と評価した。**



(菅(1998)を基に作成)

八丈島平面図

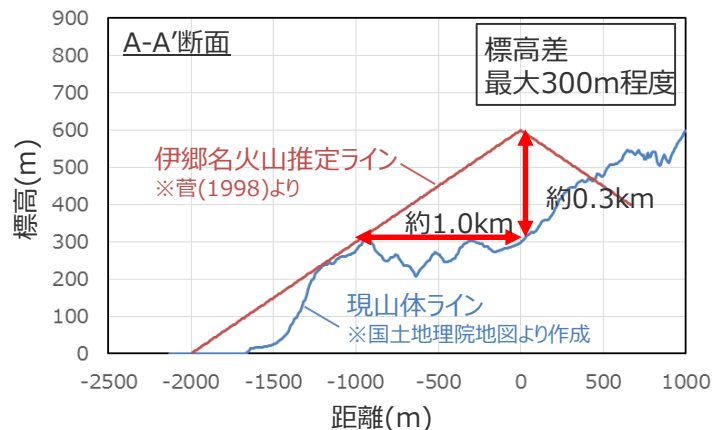
7. 伊郷名火山

樫立北西部に残る伊郷名火山は、南東に開いたカルデラを持つ。必従谷が発達した山体斜面から復元したこの火山の原形は、海面上の直径が約4km、標高は約600mである(図5)。横間ヶ浦の側火口内に厚さ30m以上の安山岩溶岩が露出するほかは、伊郷名火山にはほとんど露頭がなく、内部構造は不明である。しかし、カルデラ内壁に灰色で内部が緻密な安山岩が断続的に露出していること、山体斜面の傾斜が約16度で比較的急なことから、この火山はおもに安山岩溶岩からなるものと考えられる。

(菅(1998)を基に作成)

<伊郷名火山の山体崩壊体積>

菅(1998)より崩壊地形を高さ約0.3km、半径約1.0kmの円錐として想定すると、崩壊体積は $1.0^2 \times 3.14 \times 0.3 \div 3 = 0.31\text{km}^3$ となる。



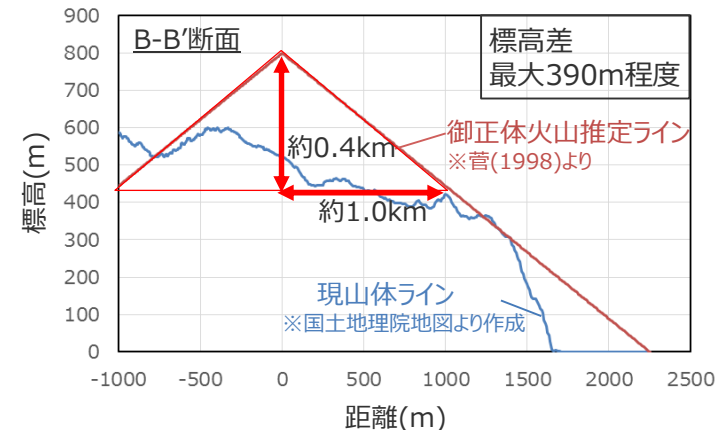
8. 御正体火山

普通輝石・紫蘇輝石安山岩からなる御正体火山(一色, 1959)は、傾斜19度の山体斜面と南西に開いたカルデラを持つ。噴出物が露出する御正体根周辺の海食崖へは、陸上からは接近できない。東京都水産試験場の堀井善弘氏が海上から撮影したビデオ映像によると、海食崖には1枚の厚さが10~40mの安山岩溶岩が数枚露出し、それらを幅数10cm~4mの多数の岩脈が貫いている。これらの厚い安山岩溶岩流は、地形でも明瞭である(図6-6)。必従谷のパターンから、御正体火山は海面上の直径が約4.5km、標高は約800mであったと推定される(図5)。

(菅(1998)を基に作成)

<御正体火山の山体崩壊体積>

菅(1998)より崩壊地形を高さ約0.4km、半径1.0kmの円錐として想定すると、崩壊体積は $1.0^2 \times 3.14 \times 0.4 \div 3 = 0.42\text{km}^3$ となる。



11 八丈島

(山体崩壊) 2/2

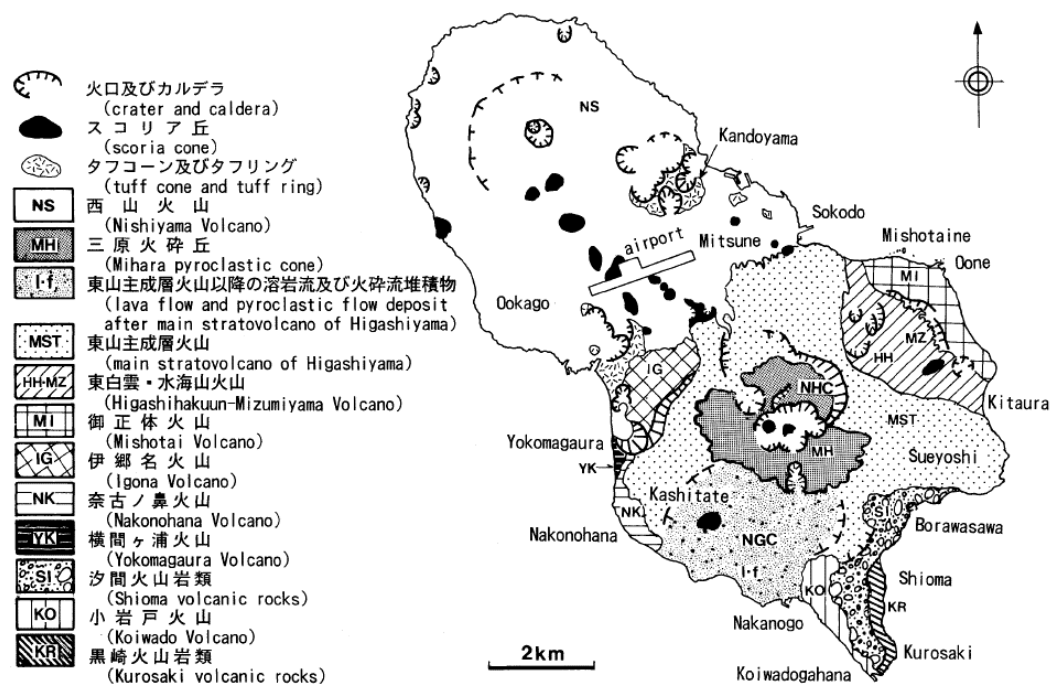
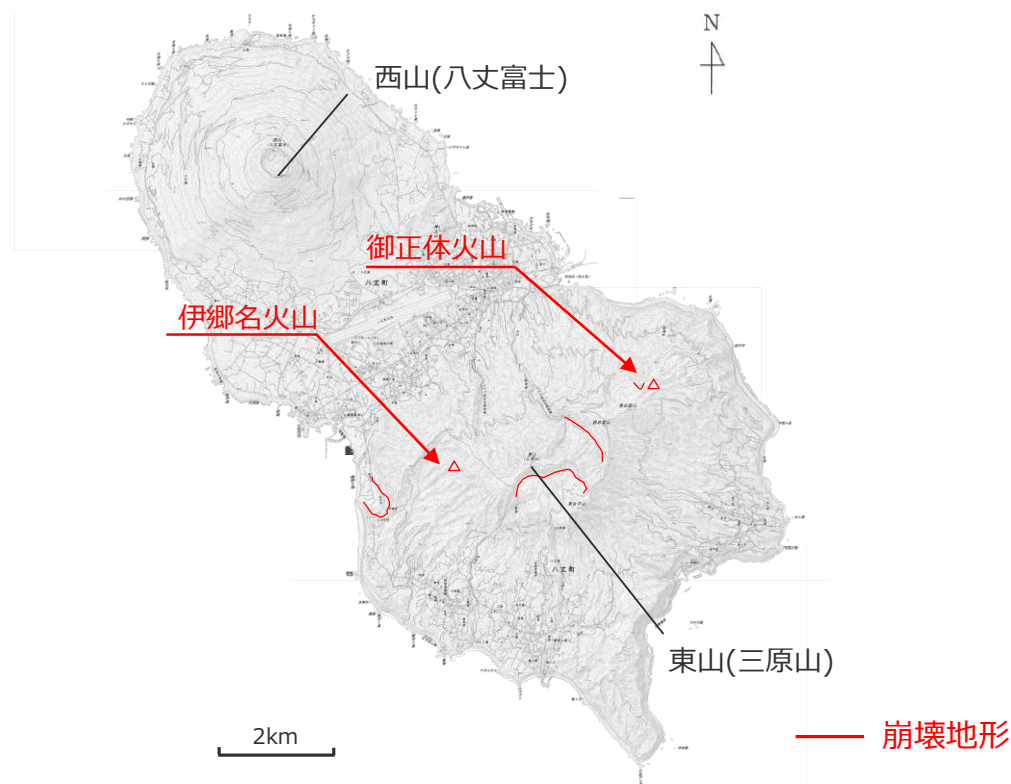


図4 八丈島火山群の地質概略
NHC: 西白雲山カルデラ NGC: 中之郷カルデラ

(菅(1998))

八丈島の地質概略図



(2万5千分の1地形図(国土院理院)
火山の位置は菅(1998)を基に作成)

八丈島の地形図

12 南八丈堆

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南東259km	標高*2	-260m	比高*2	280
活動年代	不明	半径	—		
		体積*3	—		
主な岩石*1	流紋岩	形式・構造	—		
特徴	・南八丈堆は八丈島の南に発達する島棚南端に位置し、西側に発達する八丈凹地の小海丘群や南に発達する青ヶ島に属する海丘群とは地形的に独立した存在である。南八丈堆の頂上に発達する凹地は、中央部に中央火口丘状地形が発達し、周辺からは多量の流紋岩質火山岩や軽石が分布していることから、カルデラ起源の凹地であると推定される。中央火口丘斜面では角礫質の軽石や巨大軽石が点在し、頂部では陥没地形が発達し流紋岩質角礫岩が分布している。(坂本ほか(2000))				

*1 田村(2016)、*2 坂本ほか(2000)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

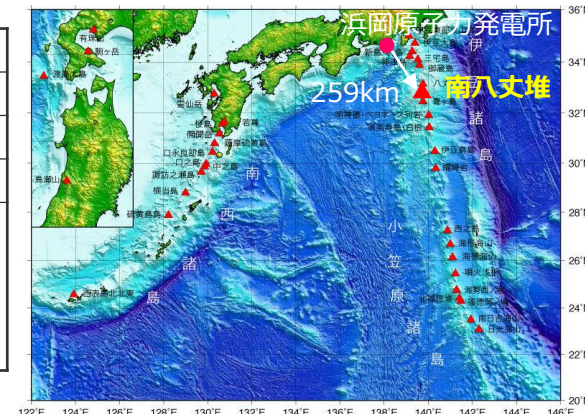
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017)	—	—
	・気象庁(2013)	—	—
	5万分の1地質図幅	—	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		—	—

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 — : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

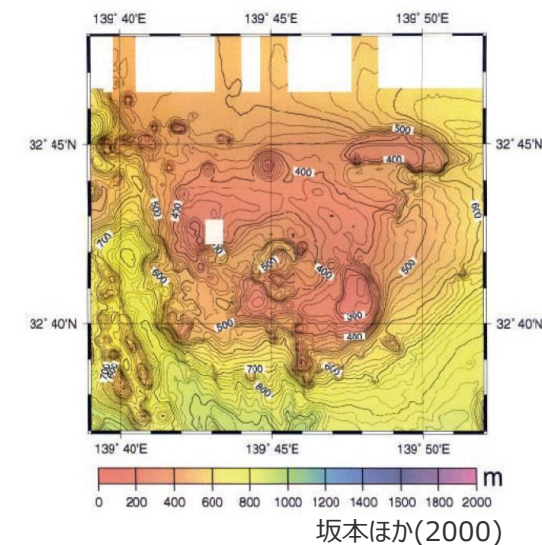
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	—
過去最大噴火規模	データ不足	—



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

南八丈堆位置図



坂本ほか(2000)

南八丈堆海域の海底地形図

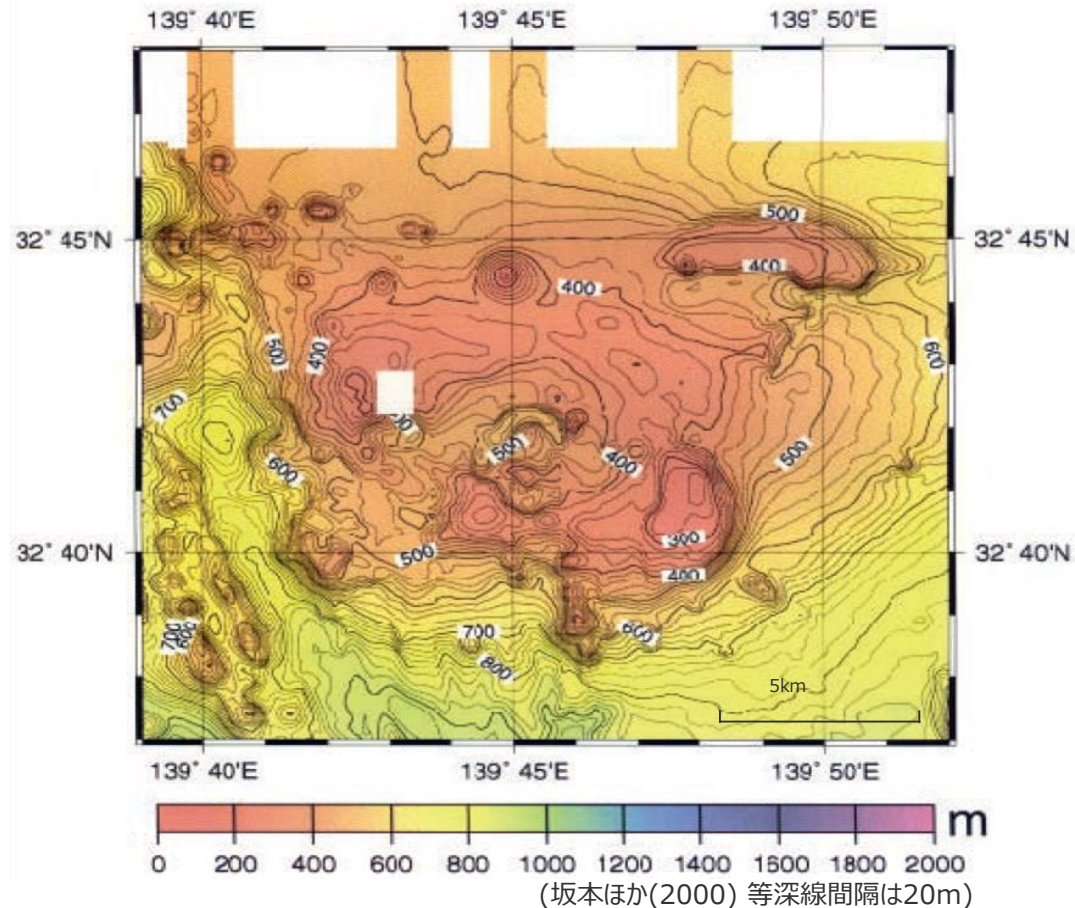
12 南八丈堆

(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、南八丈堆の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(坂本ほか(2000))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



南八丈堆海域の海底地形図

13 青ヶ島

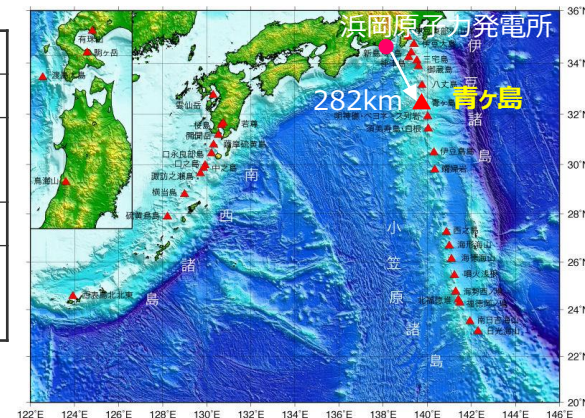
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	南南東282km	標高*1	423m	比高	—
活動年代*1	後期更新世 - 完新世 約3,500年前には主複成火山体の大部分は完成していた。 カルデラ形成は2,600-2,100年前。 最新の噴火：1785年	半径*2	1.5km		
		体積*3	149km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、火砕丘		
特徴	・山体の最高点は大凹部であり、島の南部にはカルデラを持つ。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

青ヶ島位置形図

■ 噴火規模に関する既往の知見

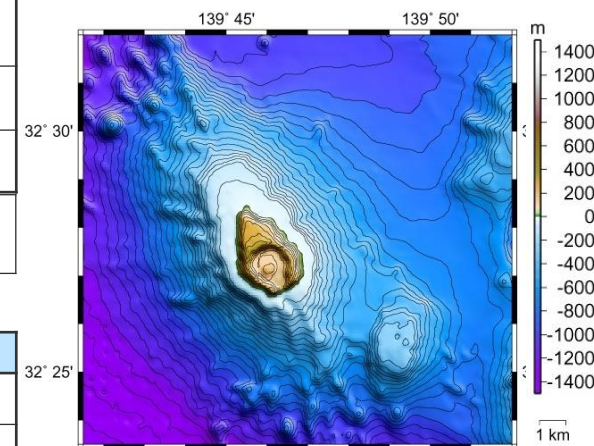
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	●	—
	5万分の1地質図幅	●	青ヶ島火山および伊豆諸島南方海底火山地質図(高田ほか(1994))で青ヶ島は1万分の1地質図が作成されている。
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)	(省略)	(省略)	(省略)

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 —：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.4km ³	(次頁)
火砕流*3	0.05DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴火は3.9~3.7kaの無斑晶玄武岩類噴火。
過去最大噴火規模*3	0.31DREkm ³	過去最大規模の噴火は2.8~2.4kaの金太ヶ浦溶岩・休戸郷降下堆積物噴火。

*3 産業技術総合研究所(2017)



(海上保安庁 海域火山データベース)

青ヶ島海底地形図

13 青ヶ島

(山体崩壊)

- 岩屑なだれ(流坂岩屑なだれ堆積物)が発生し、最終的に現在の池の沢火口(径1.7km×1.5km、深さ300m以上)が形成されたとされている。(高田ほか(1994))
- 島の南半部は、中央火口丘(丸山)をもつ径1.7km×1.5kmの大きな火口(池の沢火口)(標高約100m)で占められ、標高約150-420mの外輪山でとり囲まれている。(中野ほか(2013))
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。



- 文献調査および地形判読調査結果から、山体崩壊が発生した可能性が考えられる。ここで、山体崩壊の規模は最大でも池の沢火口の体積と同等と考えられる。崩壊地形は高田ほか(1994)より長さ1.7km、幅1.5km、厚さを0.4kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $1.7 \times 1.5 \times 0.4 \div 3 = 0.34 \text{ km}^3$ 程度となる。

⇒山体崩壊の規模を 0.4 km^3 と評価した。



およそ3000-2400年前の間に上記の南東部の火口状凹地の上部を、多くのユニットからなる溶岩流および降下スコリアが埋めた(金太ヶ浦溶岩)(第4図)。主として玄武岩溶岩の活動であるが、安山岩溶岩の噴出も起こった。一方、青ヶ島東部および北部では、多量のスコリアと少量の火山豆石が降下した(休戸郷降下堆積物)(第5図)。金太ヶ浦溶岩に関連した岩脈は、北北東の走向が卓越している。金太ヶ浦溶岩と休戸郷降下堆積物の推定総噴出量は、 0.6 km^3 程度であろう。次に岩屑なだれが発生し(流坂岩屑なだれ堆積物)、最終的に現在の池の沢火口(径1.7km×1.5km、深さ300m以上)が形成されたとされている。

(高田ほか(1994)を基に作成)

(2万5千分の1地形図(国土地理院)を基に作成)

青ヶ島の地形図

14 明神海丘

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東321km	標高*1	-364m	比高*2	900m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 熱水活動	半径	-		
		体積*3	106km ³		
主な岩石*1	流紋岩	形式・構造*1	海底カルデラ、溶岩ドーム		
特徴	・青ヶ島南南東約40kmにある水深365mの海丘で七島－硫黄島海嶺の頂部の1つ。カルデラ地形(水深約1,300m)をもつ。カルデラを取り巻く外輪山の水深は400～700mである。明神海山東側カルデラ壁から硫化物の鉱染を受けた岩石、熱水噴出孔生物の死殻を採取している。過去の熱水活動も確認されている。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 菅・藤岡(1990)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

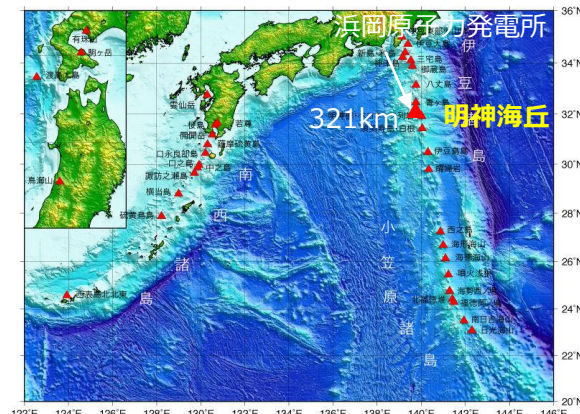
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017)	-	-
	・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 -：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

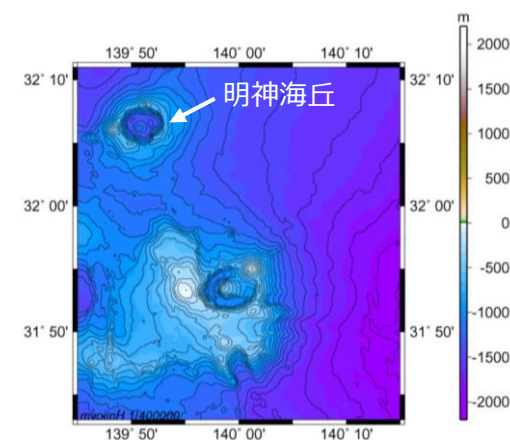
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

明神海丘位置図



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

明神海丘海底地形図

14 明神海丘

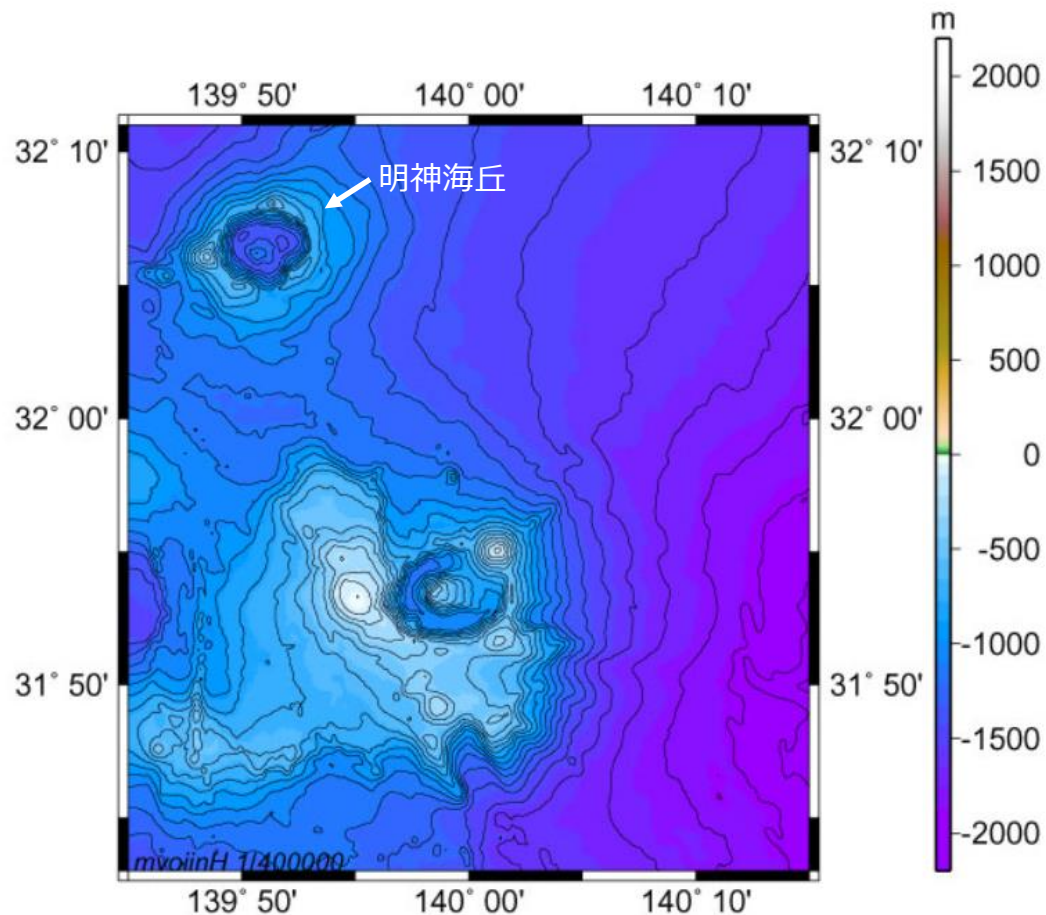
(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、明神海丘の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

明神海丘の海底地形図

15 明神礁

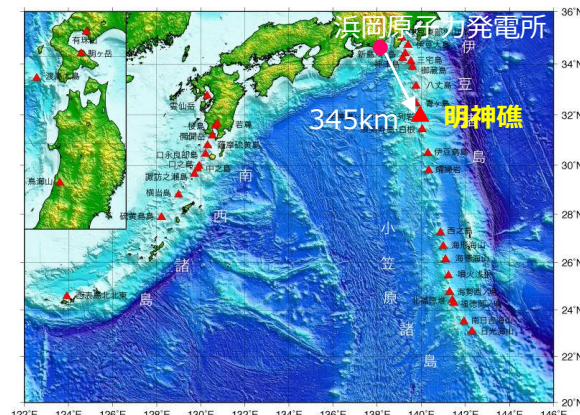
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東345km	標高*1	-50m	比高*2	1,410m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 最新の噴火：1970年、このうち新島出現 (1870,1896,1946,1952,1953)	半径	-		
		体積*3	326km ³		
主な岩石*1	デイサイト、安山岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・カルデラ外輪山北東縁上に後カルデラ火山として明神礁を持つ複式火山である。明神礁は1870年～1970年までの100年間に11回の噴火を起こしており、大噴火時には多量のデイサイト質の軽石を噴出している。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991) *3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

明神礁位置図

■ 噴火規模に関する既往の知見

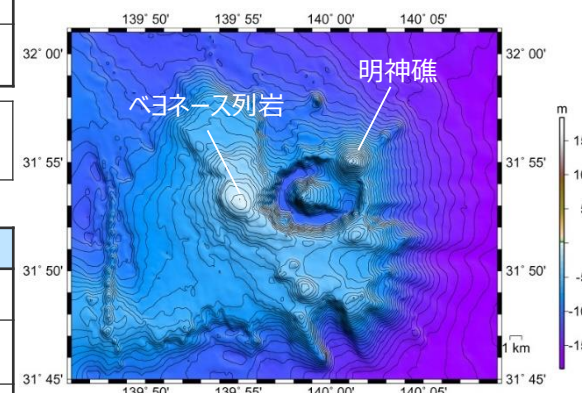
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。特に西暦1869年以前の噴火活動については全く不明である。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
△：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
-：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.3km ³	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	過去最大規模の噴出量は、1952年噴火の0.1DREkm ³ 。ただし、噴出量に関するデータは近年のものに限られる。
過去最大噴火規模	データ不足	判明している過去最大規模の噴火は1952年噴火のVEI3~4(0.1DREkm ³)である。*3 噴火規模に関する既往の知見より、評価は「データ不足」とする。

*3 高田ほか(1994)、町田・新井(2011)に基づく



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

明神礁海底地形図

15 明神礁

(山体崩壊)

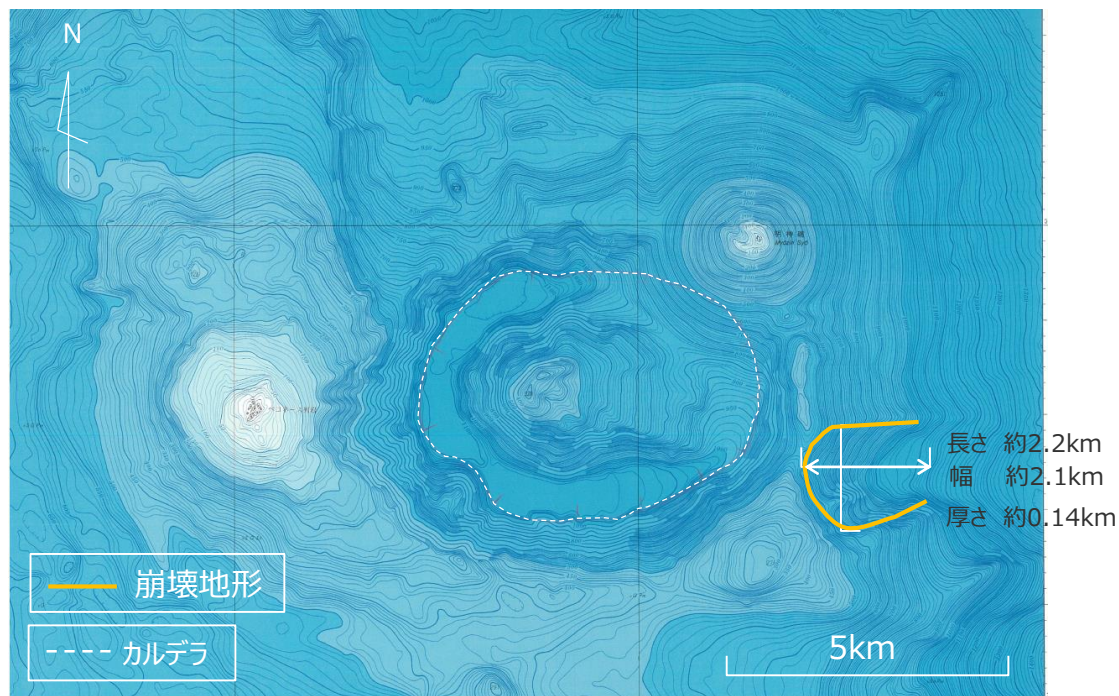
- 文献調査*1からは、明神礁の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した5万分の1地形図(海上保安庁)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形が判読された。

■ 地形判読調査より山体崩壊地形が確認され、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約2.2km、幅約2.1km、厚さ約0.14kmとし、その形状を四角錐と仮定すると崩壊体積は $2.1 \times 2.2 \times 0.14 \div 3 = 0.22 \text{km}^3$ となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.3km³と評価した。**

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(5万分の1地形図(海上保安庁)を基に作成)

明神礁の地形図

16 須美寿島

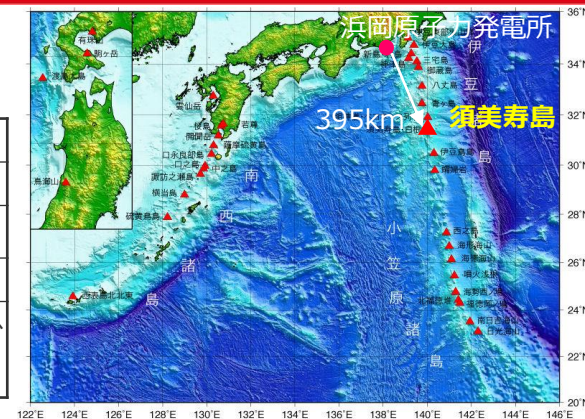
(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東395km	標高*1	136m	比高*2	1,000m
活動年代*1	後期更新世 海底噴火（1870年、1916年）、海水変色（～2005）	半径	-		
		体積*3	98km ³		
主な岩石*1	玄武岩	形式・構造*1	カルデラ、海底噴火地点、複成火山		
特徴	・青ヶ島南方約110kmにある高さ136mの突岩で南北に長い。本島の北側には北西-南東を長軸とする直径10kmのカルデラがあり、最大で35°の急傾斜を有する。比高約200m、頂部水深795mの小さな中央火口丘がある。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 菅・藤岡(1990)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
須美寿島位置図

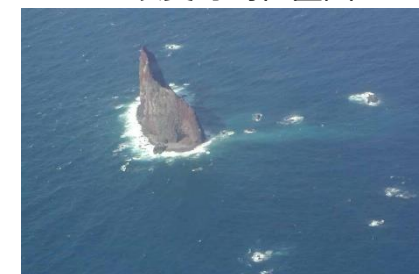
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。西暦1974年以降の海水変色イベントは、大多数が噴火によらないものである可能性が高い。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

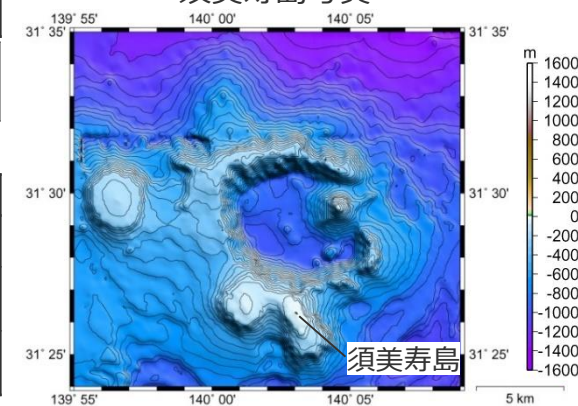
● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.5km ³	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベース)
須美寿島写真



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
須美寿島海底地形図

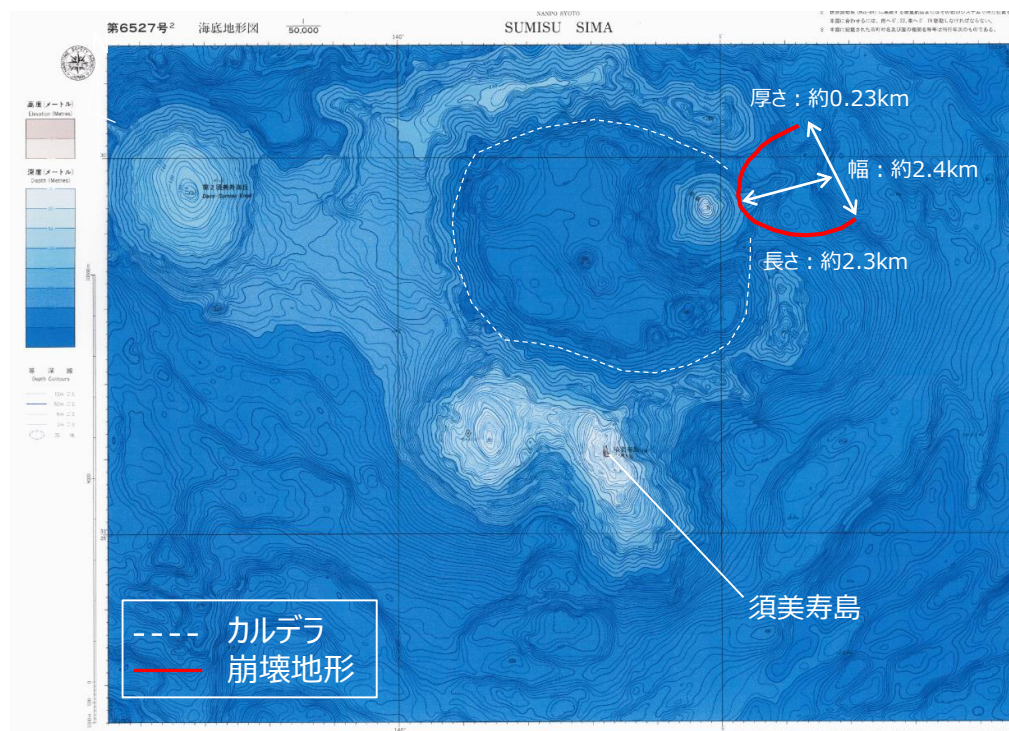
16 須美寿島

(山体崩壊)

- 須美寿島は東京の南方約480kmにある高さ136mの突岩で波食により削り残された岩体である。(海上保安庁(2012a))
- 当社が実施した5万分の1海底地形図(海上保安庁)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。



- 地形判読調査より山体崩壊地形が確認され、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約2.3km、幅約2.4km、厚さ約0.23kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $2.3 \times 2.4 \times 0.23 \div 3 = 0.42 \text{ km}^3$ となる。
⇒**山体崩壊の規模を 0.5 km^3 と評価した。**



(5万分の1海底地形図(海上保安庁)を基に作成)

須美寿島海底地形図

概要 須美寿島は東京の南方約480kmにある高さ136mの突岩(31°26.2'N, 140°02.8'E)で、波食により削り残された岩体である。本島の北側には北西-南東を長軸とする径10kmのスミスカルデラ(最深部969m)があり、最大で35°(海上保安庁(2012a)を基に作成)

17 南スミスカルデラ

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東412km	標高*2	-270m	比高*2	572m
活動年代	不明	半径	-		
		体積*3	100km ³		
主な岩石*1	流紋岩	形式・構造	-		
特徴	南スミスカルデラは、須美寿島の南方約20kmの31°16'N、140°04'Eに位置する規模の小さなカルデラである。そのカルデラ縁の形状はほぼ円形に近く、カルデラ縁の直径は2km×3kmである。カルデラ床の直径は1km×2kmであり、その水深は最大で842mである。外輪山の頂上の水深は270-500mである。第1層は成層しており、カルデラの周囲に厚く堆積する。カルデラの外輪山は第1層が堆積してきた山体からなり、カルデラ壁には第1層が露出する。さらにカルデラ壁を切る断層は見られない。これらの特徴は北ベヨネースカルデラと同じである。(高田ほか(1994))				

*1 田村(2016)、*2 高田ほか(1994)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

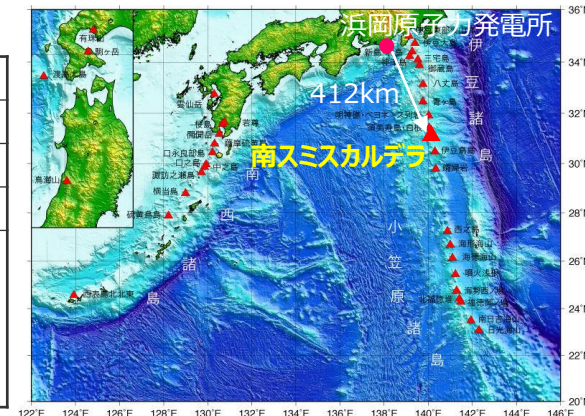
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017)	-	-
	・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

南スミスカルデラ位置図

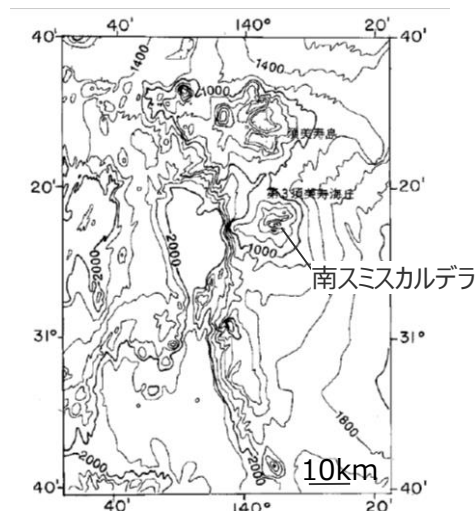


Fig.57 Topography around Sumisu Shima and Daisan-Sumisu Knoll surveyed in 1984. Contour interval 200m. [T.D.]

(海上保安庁(2004))

南スミスカルデラの海底地形図

17 南スミスカルデラ (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、南スミスカルデラの山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁(2012a))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。

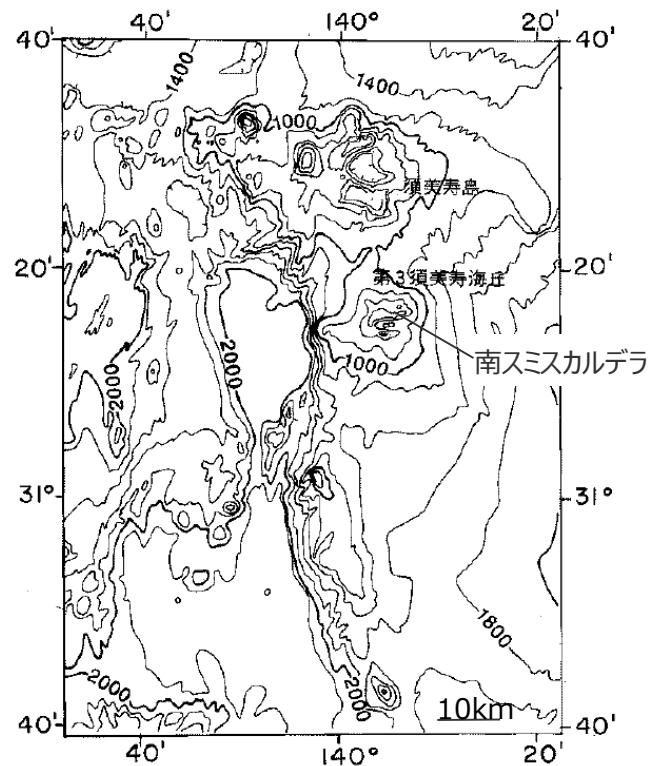


Fig.57 Topography around Sumisu Shima and Daisan-Sumisu Knoll surveyed in 1984. Contour interval 200m. [T.D.] (海上保安庁(2004)を基に作成)
南スミスカルデラの海底地形図

18 伊豆鳥島

(基本情報)

■ 火山分類 伊豆弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	南南東501km	標高*1	394m	比高	—
活動年代*1	後期更新世 - 完新世 最新の噴火：2002年	半径*2	1.35km		
		体積*3	466km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩、デイサイト	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、火砕丘、溶岩流および小型楕状火山		
特徴	・周囲約65kmのほぼ円形に近い二重成層火山。鳥島付近の海底地形は複雑で、鳥島以外にいくつか高まりが認められる。 (海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

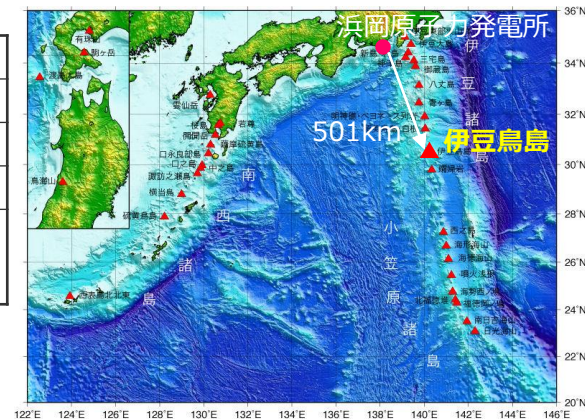
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	西暦1902年噴火以前の噴火史については良くわかっていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	—	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		●	東京都鳥島火山調査報告(高島(1951)) 東京都鳥島火山の地形と地質(本多ほか(1954)) 伊豆鳥島火山の岩石学的研究(杉本ほか(2005))

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
△：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
—：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

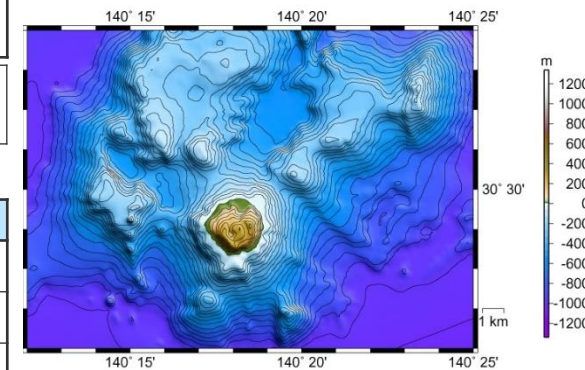
	調査結果	詳細
山体崩壊	0.1 km ³	(次頁)
火砕流*3	履歴がないことを確認	火砕流を示唆する報告は認められない。
過去最大噴火規模*3	0.025DREkm ³	過去最大規模の噴火は1939年噴火。

*3 産業技術総合研究所(2017)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

伊豆鳥島位置図



(海上保安庁 海域火山データベース)

伊豆鳥島海底地形図

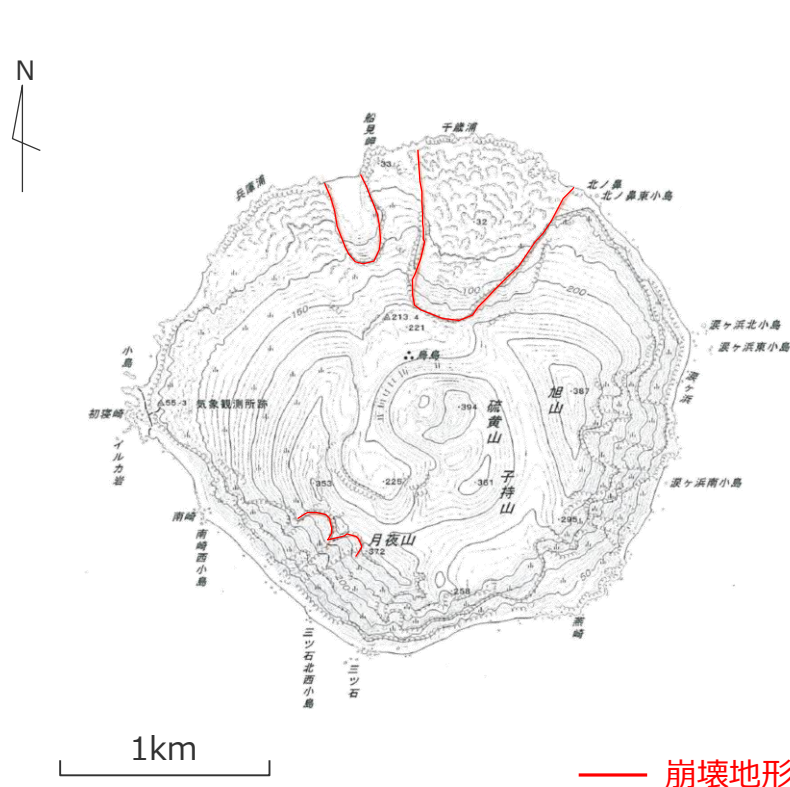
18 伊豆鳥島

(山体崩壊)

- 井口(2006)によると、伊豆鳥島の千歳浦において山体崩壊が確認され、崩壊源は幅0.5km、奥行0.5kmであり、その体積は0.1km³以下と推定されている。
- 当社が実施した2万5千分の1地形図(国土地理院)を用いた地形判読調査からは、千歳浦等で山体崩壊地形が判読された。

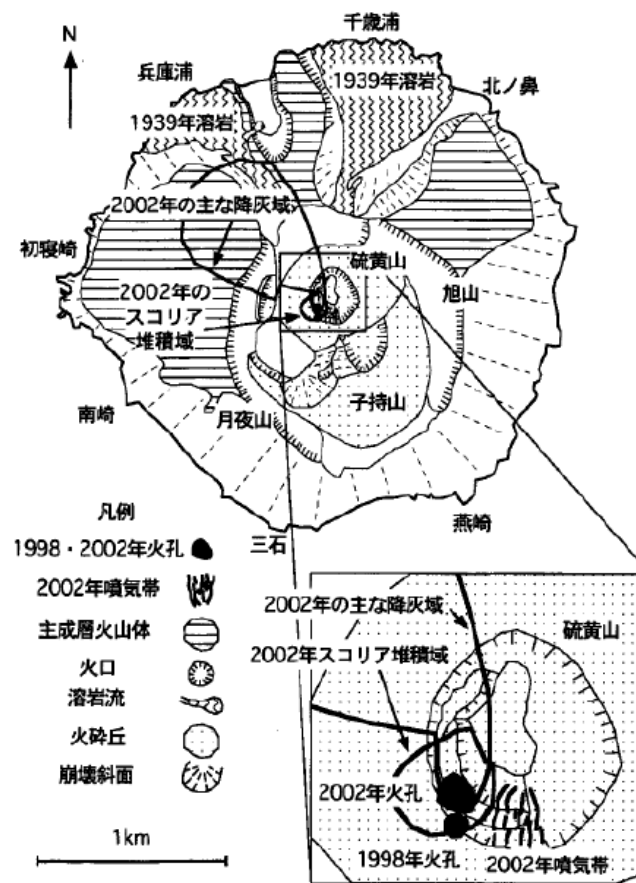
- 伊豆鳥島の千歳浦において山体崩壊が確認され、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、井口(2006)より崩壊地形は幅0.5km、奥行0.5kmであり、崩壊体積は0.1km³以下である。

⇒山体崩壊の規模を0.1km³と評価した。



(2万5千分の1地形図(国土地理院)を基に作成)

伊豆鳥島の地形図



(気象庁(2013))

伊豆鳥島火山の地質図

19 孀婦岩

(基本情報)

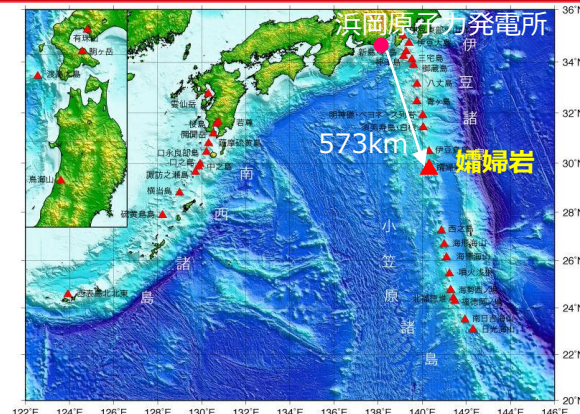
■ 火山分類

伊豆弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東573km	標高*1	99m	比高*2	2,350m
活動年代*1	後期更新世	半径	-		
	1975年に孀婦岩北方約500 m地点で変色水	体積*3	517km ³		
主な岩石*1	玄武岩、玄武岩質安山岩	形式・構造*1	複成火山?(岩頸?)		
特徴	・孀婦岩を頂く地塊は東西約50kmに連なる比高1,500~2,000mほどの2つの高まりからなる。この地塊には振幅約1,000~1,300nTのダイポール型磁気異常が認められる。孀婦岩近海で+190mGalのフリーエア異常。孀婦岩からカンラン石単斜輝石玄武岩が採取されている。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
孀婦岩位置図

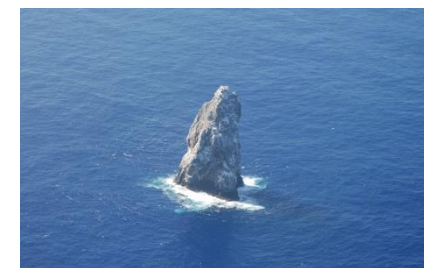
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	孤島であり山体の大部分が海中であるため、噴火履歴を全く網羅できていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

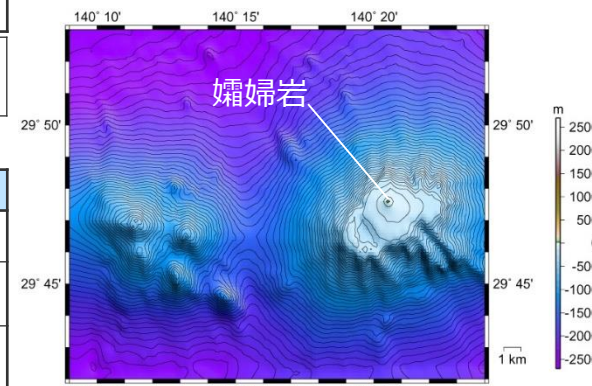
● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベース)
孀婦岩写真



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
孀婦岩海底地形図

19 孀婦岩

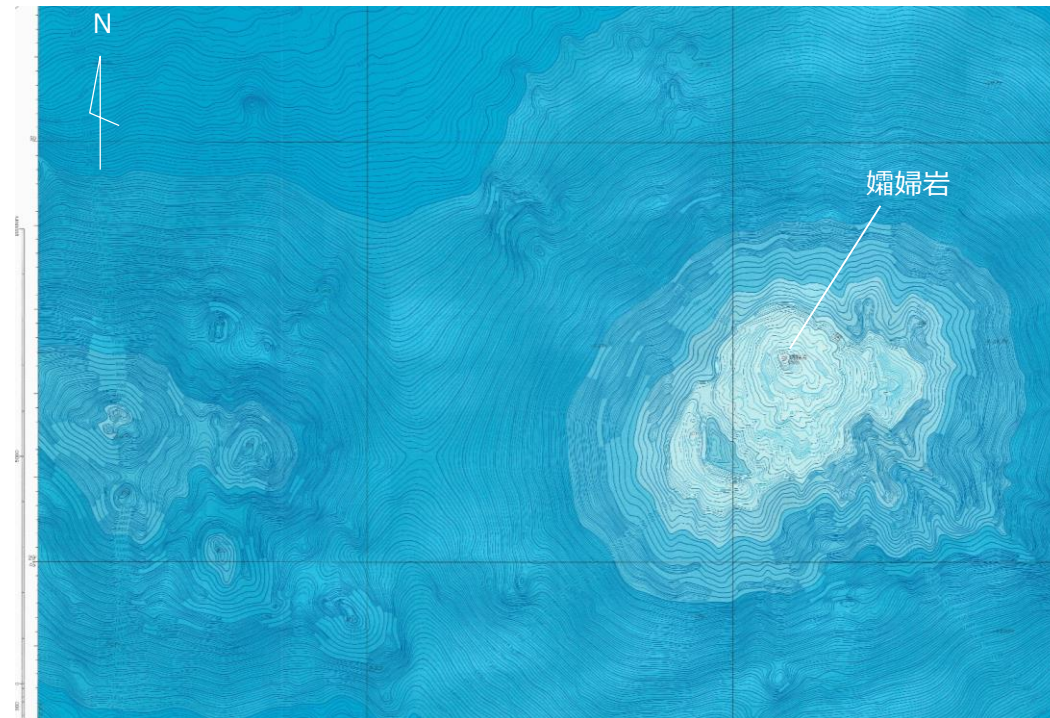
(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、孀婦岩の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した5万分の1海底地形図(海上保安庁)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(5万分の1海底地形図(海上保安庁)を基に作成)

孀婦岩の海底地形図

20 水曜海山

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東707km	標高*1	-1,418m	比高*2	1,380m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 活発な熱水(290℃以上)の噴出が認められる (1991年7月)	半径	-		
		体積*3	171km ³		
主な岩石*1	安山岩、デイサイト	形式・構造*1	海底火山、カルデラ、溶岩ドーム		
特徴	・水曜海山山頂部のカルデラ内で、活発な熱水噴出が認められ、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱などの鉱石が採取されている。 (海上保安庁 海域火山データベース) ・水曜海山の西峰は長径が約15kmの東西に延びる楕円を底面とする円錐型火山で、水深860m、940m、1,000mの三つのピークを持つ主峰とその東に接する水深1,100mの寄生火山からなっている。(長岡ほか(1991))				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

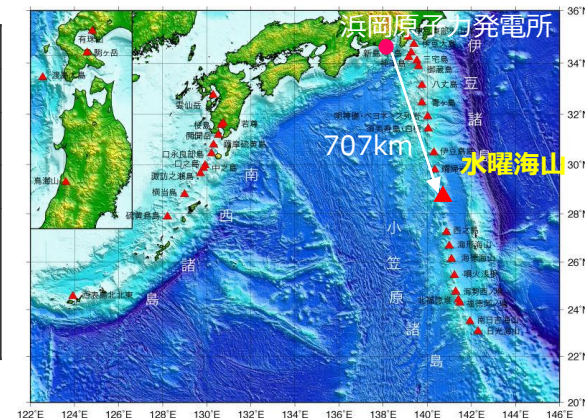
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017)	-	-
	・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 -：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

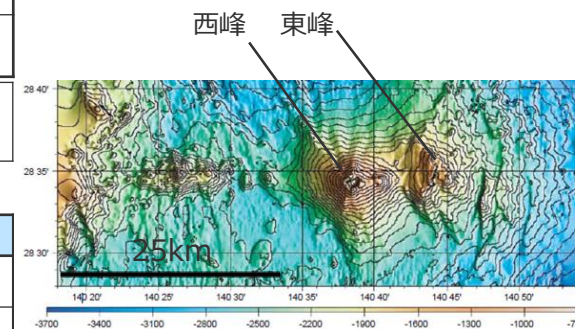
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.06km ³	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

水曜海山位置図



(石橋ほか(2003)を基に作成)

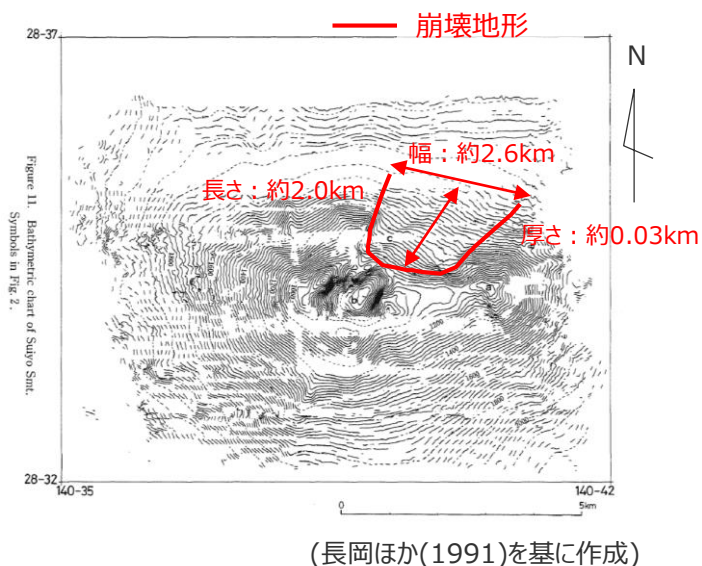
水曜海山海底地形図

20 水曜海山

(山体崩壊)

- 水曜海山の西峰は長径が約15kmの東西に延びる楕円形を底面とする円錐型火山で、水深860m、940m、1,000mの三つのピークを外輪山とする長径1.5km、深さ500mのいびつなカルデラが認められ、その北東側の斜面には、馬蹄形の浅くて幅のある谷があり、かつて山頂部の北東斜面が崩壊したとされている。(長岡ほか(1991))
- 当社が実施した海底地形図(石橋ほか(2003))を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。

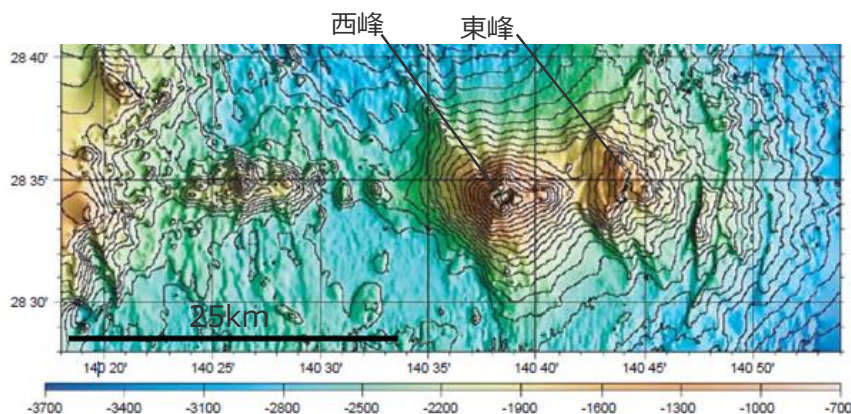
■ 文献調査より山頂部の北東斜面に崩壊地形が確認され、山体崩壊地形も判読されているため、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。地形図より、崩壊地形は、長さ約2.0km、幅約2.6km、厚さ約0.03kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $2.0 \times 2.6 \times 0.03 \div 3 = 0.052 \text{ km}^3$ となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.06km³と評価した。**



水曜海山の海底地形図

水曜海山の西峰は長径が約15kmの東西に延びる楕円を底面とする円錐型火山で、水深860m、940m、1000mの三つのピークを持つ主峰とその東に接する水深1100mの寄生火山 (Fig.11a) からなっている。主峰には、前述の三つのピークを外輪山とする長径1.5km、深さ500mのいびつなカルデラが認められた (Fig.11b)。さらに、その北東側の斜面には馬蹄形の浅くて幅のある谷があり (Fig.11c)、かつて山頂部の北東斜面が崩壊したことを示している。これらの地形の切り合いの関係から、円錐型火山体→北東斜面の崩壊→山頂部のカルデラの形成という地史が読み取れる。

(長岡ほか(1991)を基に作成)



水曜海山の海底地形図

21 木曜海山

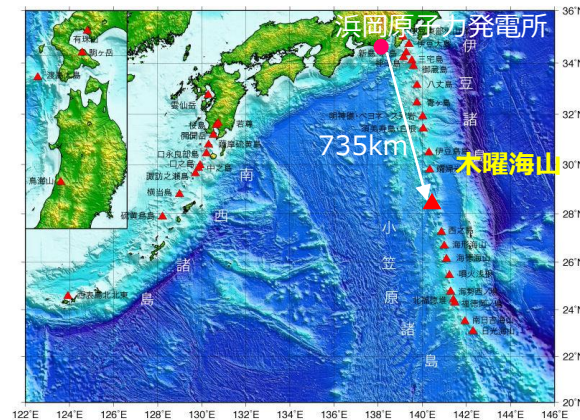
(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東735km	標高*1	-920m	比高*2	1,780m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 熱水の噴出が認められる(1990年7月)。	半径	-		
		体積*3	636km ³		
主な岩石*1	玄武岩	形式・構造*1	海底火山、カルデラ、溶岩ドーム		
特徴	・山頂部に、直径3×2.3km、深さ450mのカルデラがある。カルデラ中央に比高180mの溶岩ドーム。(中野ほか(2013))				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

木曜海山位置図

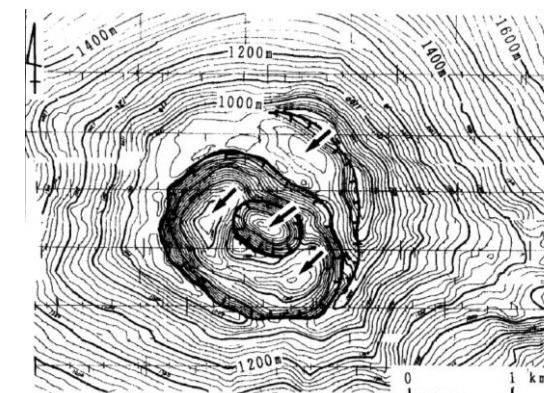
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017)	-	-
	・気象庁(2013)	-	-
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.03km ³	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(長岡ほか(1989))

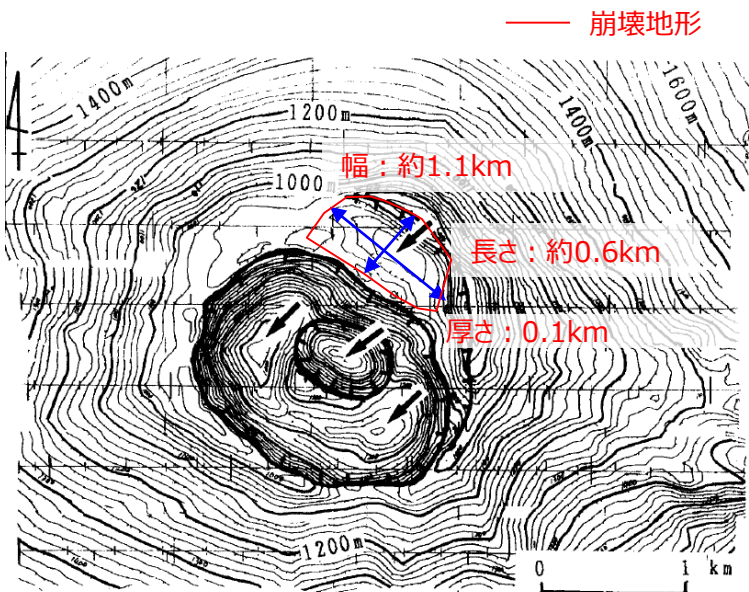
木曜海山海底地形図

21 木曜海山

(山体崩壊)

- 山頂部には、長径3km、短径2.3km、深さ450m、最大水深1,380mのほぼ楕円型のカルデラが認められ、外輪山の北東部に水深819mの最高点がある。(長岡ほか(1992))
- 北半分の外輪山は二重になっているのが読み取れることから、少なくとも2回のカルデラ形成イベントが起きたことが推定される。しかし、カルデラ壁の地滑り地形(二重山稜)の可能性も否定できないとされている。(長岡ほか(1992))
- 内側と外側の外輪山の間広がる平坦な海底は980-993mの水深を持つとされる。(長岡ほか(1992))
- 当社が実施した海底地形図(長岡ほか(1989))を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

■ 山体崩壊地形は判読されなかったものの、文献調査結果を踏まえると岩屑なだれが発生した可能性は否定できない。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約0.6km、幅約1.1km、厚さ約0.1kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $0.6 \times 1.1 \times 0.1 \div 3 = 0.022 \text{ km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.03km³と評価した。**



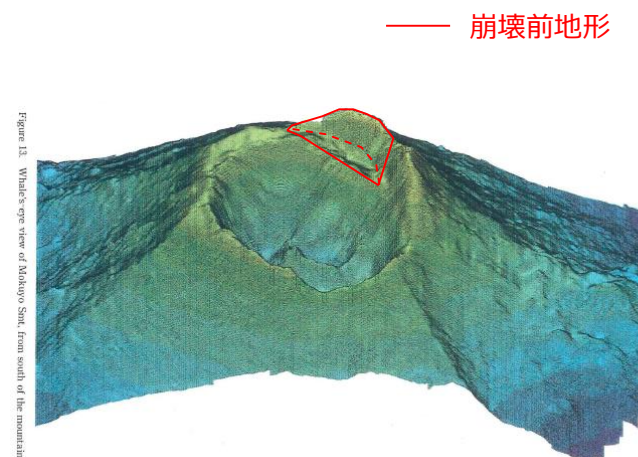
(長岡ほか(1989)を基に作成)

木曜海山の海底地形図

木曜海山は小笠原諸島父島の北西220km にあり、底面の直径が70km 以下、小笠原トラフからの比高が3000m 以上に達する、大型の円錐型火山である。「拓洋」のナローマルチビーム測深機による地形調査から、山頂部には、長径3 km、短径2.3km、深さ450m、最大水深1380m のほぼ楕円形のカルデラが認められた (図2)。カルデラ底の中央には比高180m の中央火口丘がある。水深819m の最高点はカルデラを取り巻く外輪山の北東部にある。

地形図をよくみると、一見単純そうなカルデラの地形も複雑である。まず、北半分の外輪山は二重になっているのが読み取れる (図2)。このことから、少なくとも二回のカルデラ形成イベントが起きたことが推定される。しかし、カルデラ壁の地滑り地形(二重山稜)の可能性も否定できない。

(長岡ほか(1992)を基に作成)



(長岡ほか(1991)を基に作成)

木曜海山の鯨観図

22 西之島

(基本情報)

- 火山分類 小笠原弧 陸上
- 火山概要

敷地との距離	南南東857km	標高*1	160m(2018年1月時点)	比高	—
活動年代*1	後期更新世 - 完新世 最新の噴火：2022年	半径*2	0.35km		
		体積*3	1,597km ³		
主な岩石*1	安山岩	形式・構造*1	複成火山		
特徴	・南北約650m、幅約200m、島頂は中央部付近(27°14.8' N、140°52.5' E、25m)で、全体として平低な安山岩質の島(SiO ₂ 58~60%)である。1973年、西之島至近の海底で有史以来噴火記録のない西之島火山が活動を開始し、新島を形成した。 ・2013年11月20日 噴火、西之島南東沖に新たな陸地誕生。新たな陸地は黒色の噴石丘で約100m×約200m、中央に円形噴火口、噴煙の高さ約600m。 ・2013年12月26日 溶岩流が西之島と結合し一体化したことを確認。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

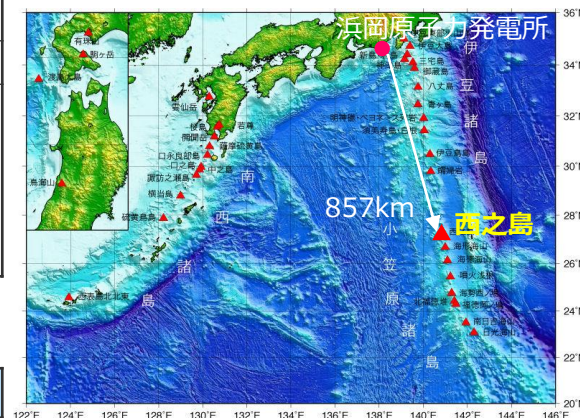
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	西暦1973年以前の噴火史については全くわかっていないため、網羅できていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	△	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		●	前野ほか(2018)

- ：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- ：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

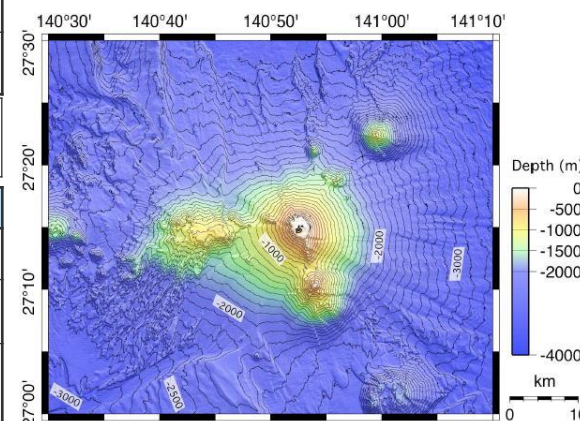
	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没*3	0.1DREkm ³	(下と同じ)
過去最大噴火規模*3	0.1DREkm ³	・2013年～2015年活動は溶岩流が主体の穏やかな噴火でありながらも、その噴出規模は1億m ³ を超え、21世紀最大とされる。 ・島の面積も今回はおよそ2.6km ² に達し、前回の噴火で最も島が拡大したときと比べてもおおよそ10倍の大きさまで成長した。また2020年にも同程度規模の噴火が発生した。 ➡以上の記載から、過去最大噴火規模は0.1DREkm ³ とした。

*3 前野ほか(2018)、Maeno et al. (2022)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

西之島位置図



(海上保安庁 海域火山データベース)

西之島海底地形図

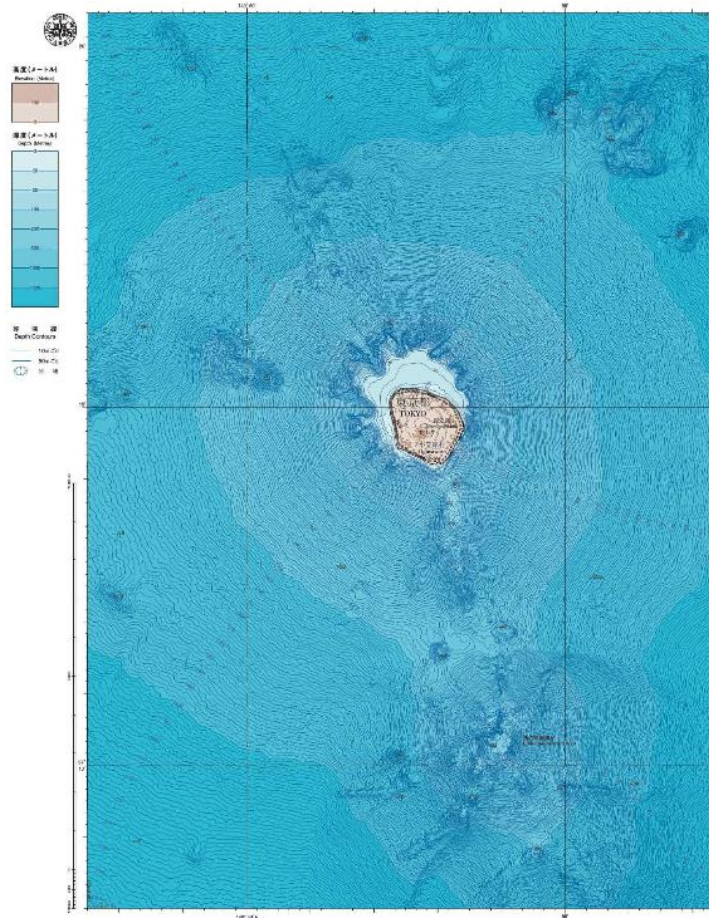
22 西之島

(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、西之島の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した5万分の1海底地形図(海上保安庁)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(5万分の1海底地形図(海上保安庁))

西之島の海底地形図

23 海形海山

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東923km	標高*1	-162m	比高*2	2,350m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 熱水活動(1988年)	半径	-		
		体積*3	1,424km ³		
主な岩石*1	安山岩、玄武岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・北硫黄島北北西約140kmにある海山でその基部は水深3,500mにあり、南部の海徳海山とは水深2,200mで尾根を接する。 海形海山頂部には東峰と北東-南西に連なる3つの峯から成る西峰列とがある。東峰にカルデラ地形が認められる。 (海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

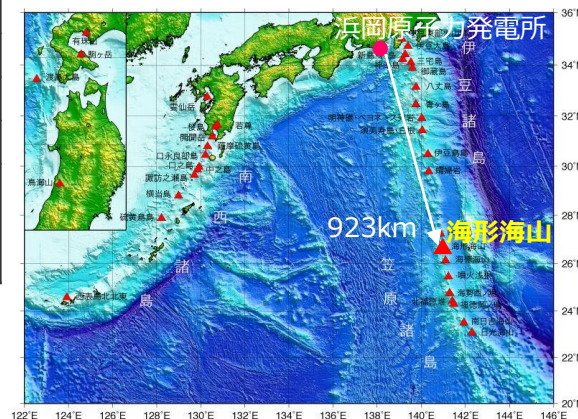
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	過去1万年間における噴火記録は見つかっていない。海底火山であるため噴火履歴を全く把握できていない。海底熱水活動の存在を理由に活火山に指定されている。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

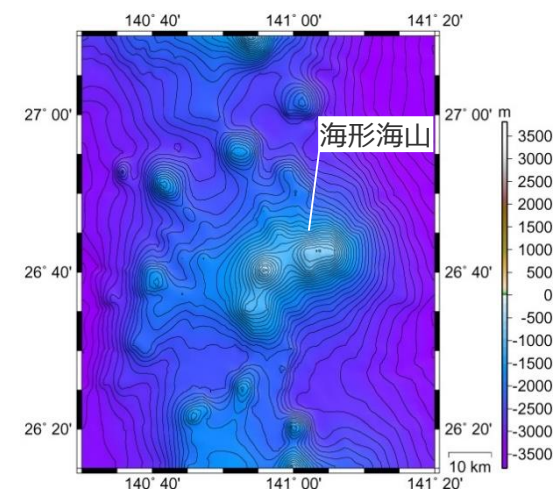
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	1.3km ³	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

海形海山位置図



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

海形海山海底地形図

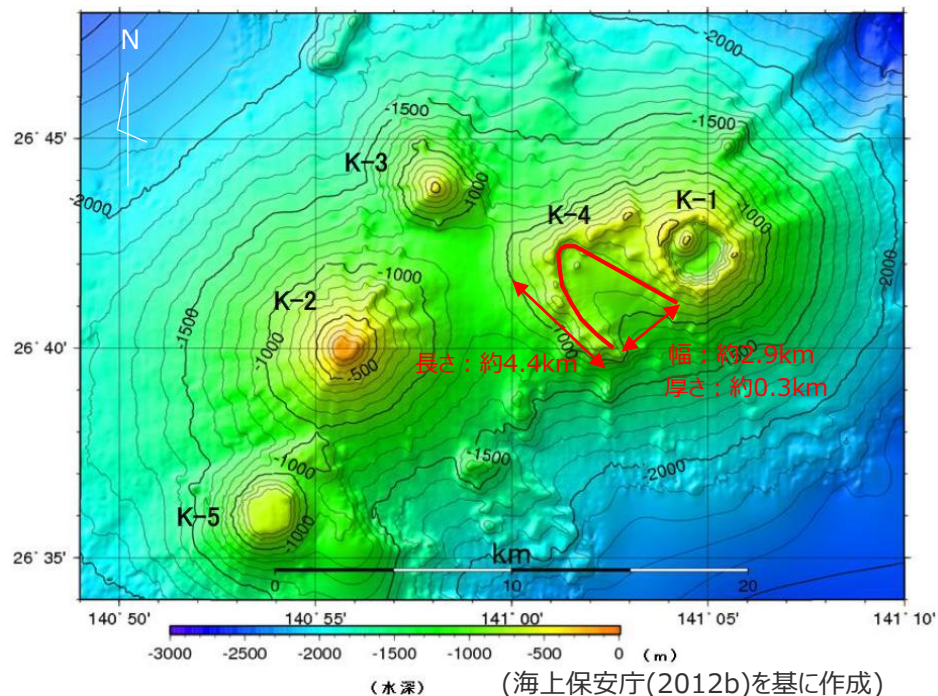
23 海形海山

(山体崩壊)

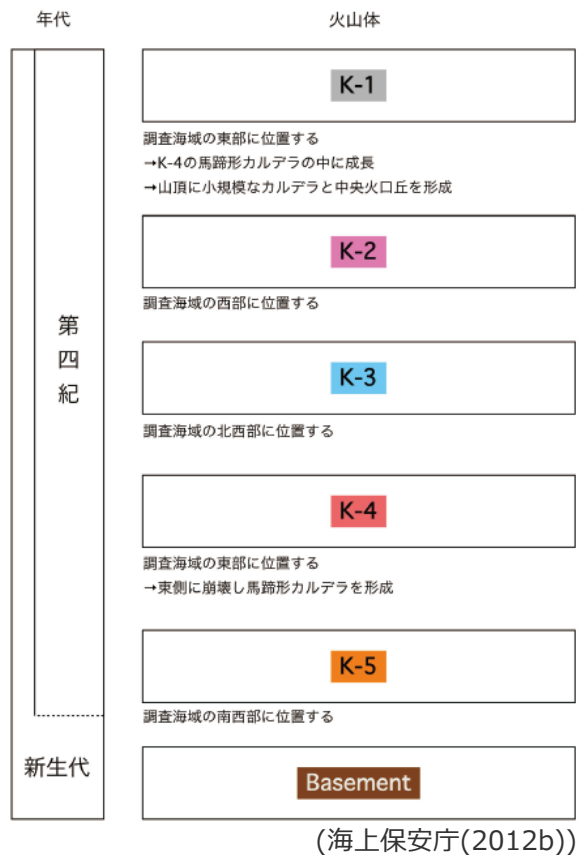
- 文献調査の結果から海形海山の東部で東側に崩壊してできたとされる馬蹄形のカルデラが確認されている。(海上保安庁(2012b))
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁(2012b))を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。



- 地形判読調査より山体崩壊地形が確認され、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約4.4km、幅約2.9km、厚さ約0.3kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $4.4 \times 2.9 \times 0.3 \div 3 = 1.28 \text{ km}^3$ 程度である。
⇒**山体崩壊の規模を1.3km³と評価した。**



海形海山の海底地形図



海形海山の地質層序

24 海徳海山

(基本情報)

■ 火山分類

小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東983km	標高*1	-95m*4	比高*2	2,485m
活動年代*1	海底火山 (海底噴火地点)	半径	—		
	海底噴火 (1984年)、海水変色 (2022年)	体積*3	1,878km ³		
主な岩石*1	玄武岩、デイサイト	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・基部40km、比高2,500mで3つの峰からなる。南にある2つの峰はその位置により、東海徳場、西海徳場と呼ばれている、1543年に海底噴火の報告があるが、海徳海山付近での確実な噴火記録は1984年の東海徳場での噴火である。 (海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

*4 中野ほか(2013)では2023.3.1時点で-97mとされているが、水深が浅い方が津波計算は大きくなることを考慮し津波評価上は当初と同様-95mとして評価する。

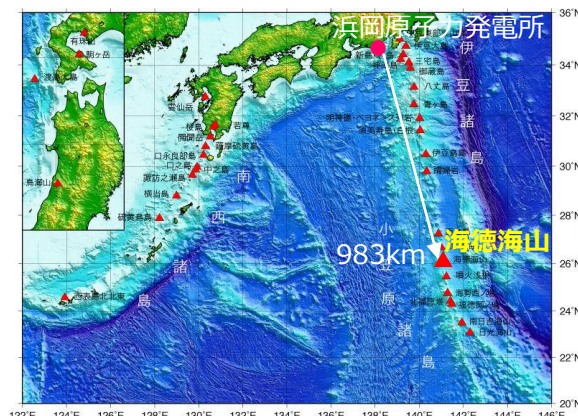
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴をほとんど把握できていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	—	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		—	—

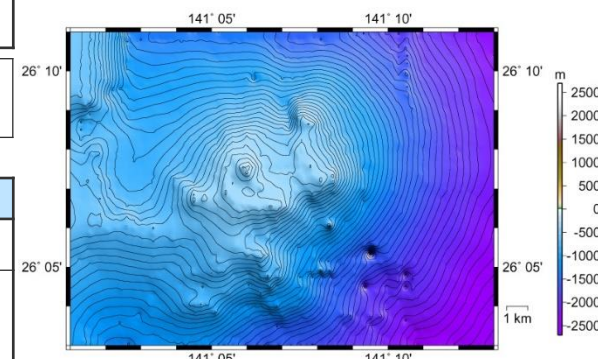
●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 —：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	判明している過去最大規模の噴出量は、1984年噴火の0.001DREkm ³ 。(産業技術総合研究所(2017)) 噴火規模に関する既往の知見より、評価は「データ不足」とする。
過去最大噴火規模	0.001DREkm ³	判明している過去最大規模の噴出量は、1984年噴火の0.001DREkm ³ 。(産業技術総合研究所(2017))



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
海徳海山位置図



(海上保安庁 海域火山データベース)
海徳海山海底地形図

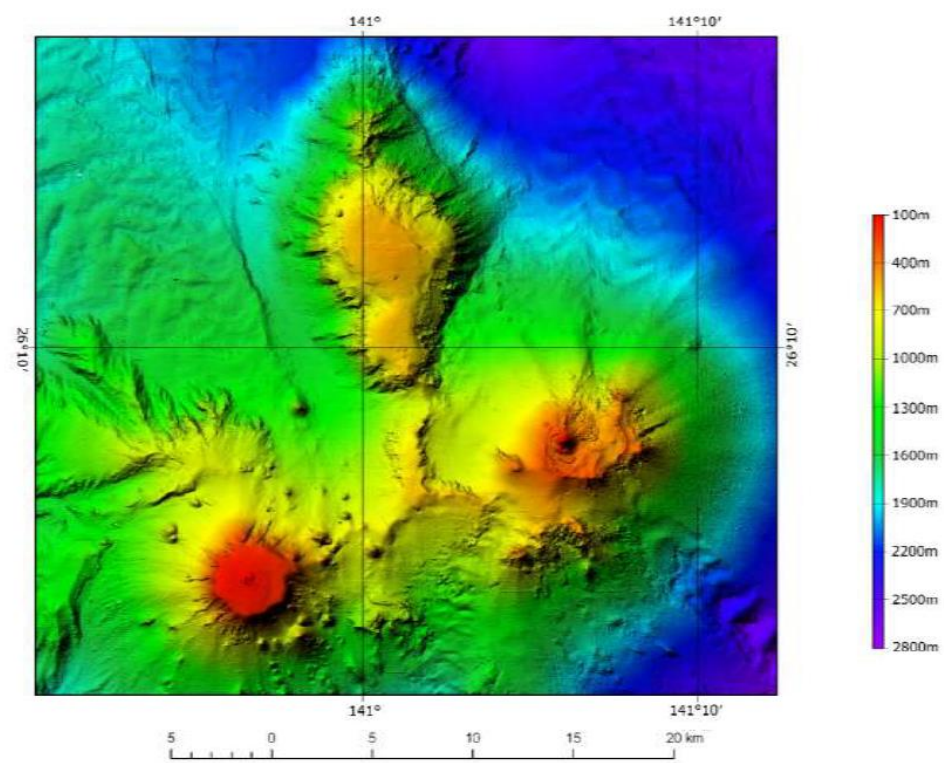
24 海徳海山

(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、海徳海山の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁(2019))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁(2019))

海徳海山の海底地形図

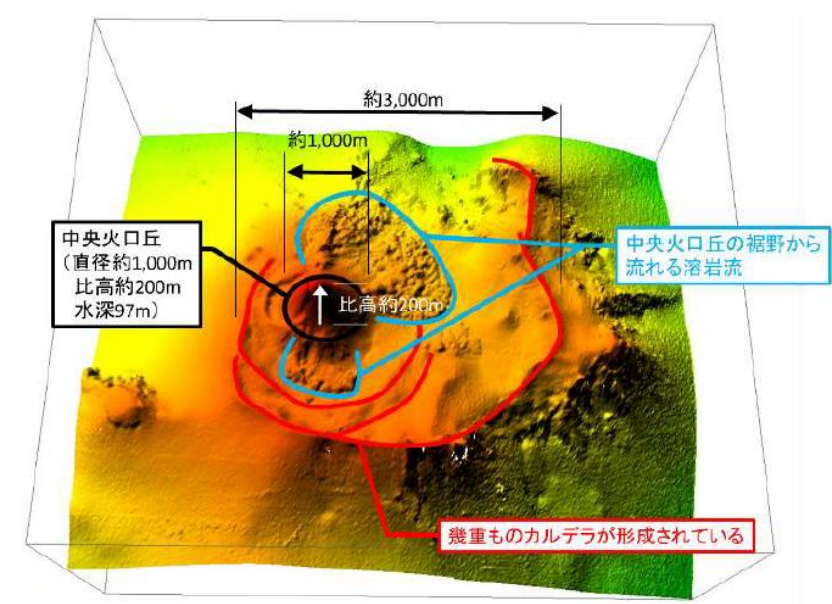


図6 東海徳場 3D 海底地形図の説明

(海上保安庁(2019))

25 噴火浅根(北硫黄島)

(基本情報)

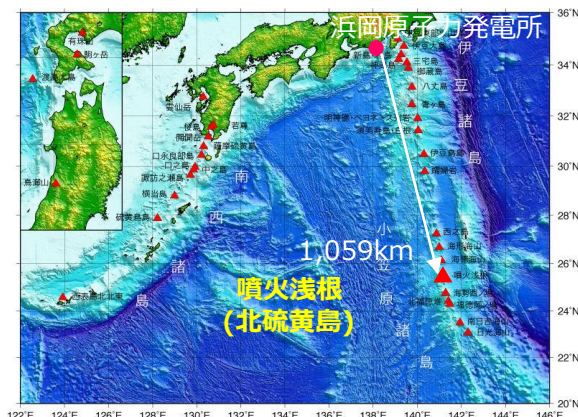
■ 火山分類

小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,059km	標高*1	-14m	比高*2	2,476m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 1945年まで噴火、以降は海水変色、2011年には気泡湧出を確認	半径	-		
		体積*3	3,338km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・北硫黄島の西側にはほぼ円形のカルデラ状の凹地が存在し、北硫黄島はカルデラ形成以前の山体である可能性がある。 ・カルデラの中には、後カルデラ火山として北硫黄島の北ノ岬の西方約5kmに噴火浅根(最浅水深14m)があり、1880年に噴火の記録がある。(海上保安庁 海域火山データベース) ・北硫黄島周辺の火山活動は時代の古い順に①台地状の高まり、②北硫黄島、③噴火浅根と移り変わってきたと考えられる。(渡辺(1994)) ・2022年に気象衛星ひまわりの観測により噴火浅根周辺海域で噴煙と思われる噴火域を観測したが、海上保安庁の観測からは噴火に伴うとみられる変色水及び浮遊物は認められなかった。(気象庁(2022c))				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)より求められる、北硫黄島の基部水深(2,490m)から推定、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
噴火浅根位置図

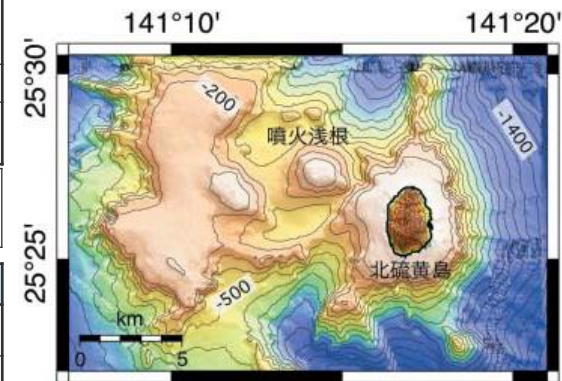
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 -：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.06km ³	(次頁以降)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベース)
噴火浅根海底地形図

25 噴火浅根(北硫黄島)

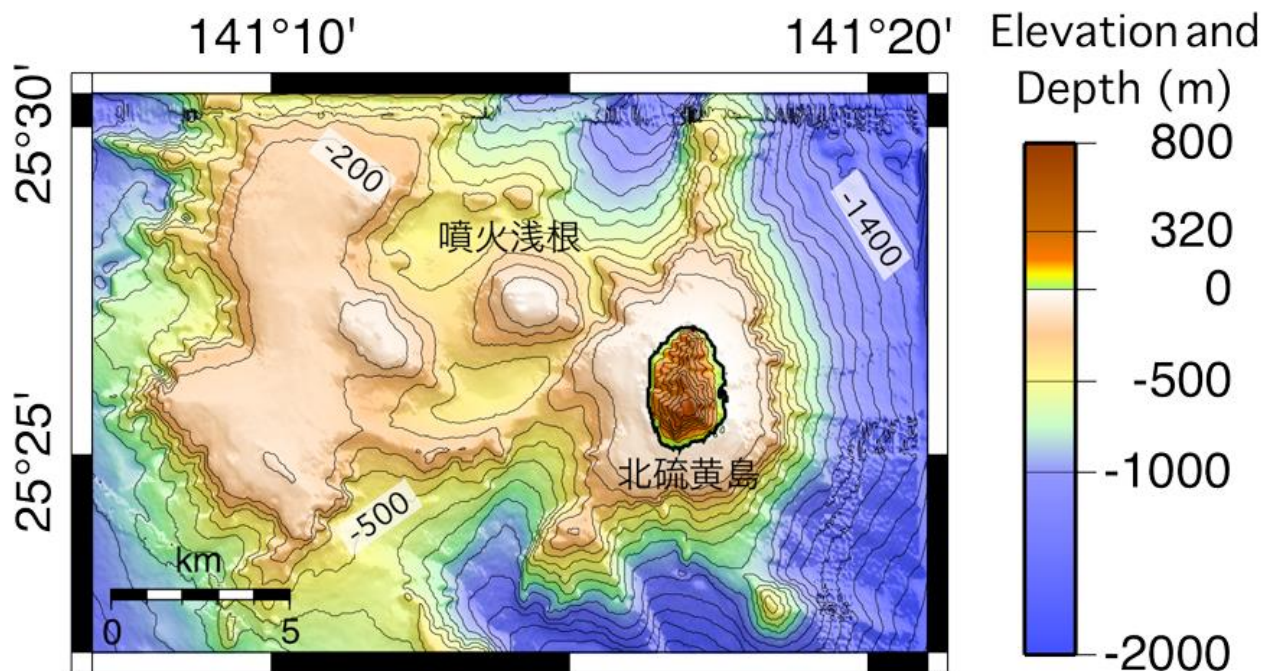
(山体崩壊) 1/2

- 噴火浅根のうち海底について、文献調査*1からは、山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁 海域火山データベース)

噴火浅根の海底地形図

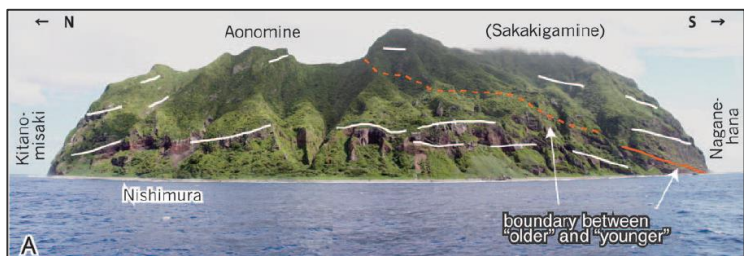
25 噴火浅根(北硫黄島)

(山体崩壊) 2/2

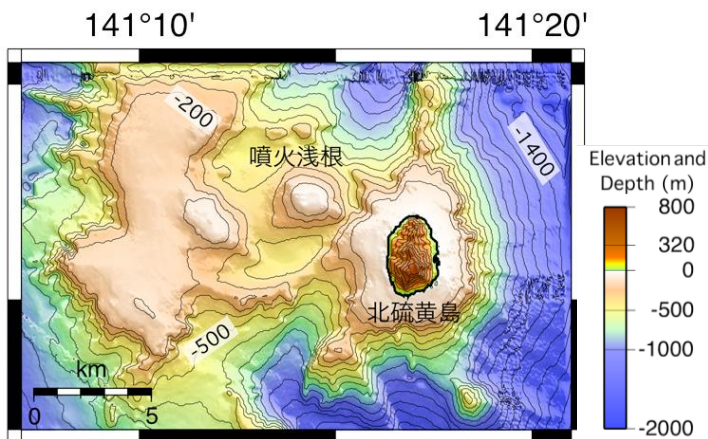
- 噴火浅根のうち陸上の北硫黄島は、東西約2.1km、南北約3.3km、標高792mを有する火山島であり、沖合2km程度までは水深100mまでの緩傾斜の海底が取り巻いている。(中野・古川(2009))
- 南面の長根鼻には大規模な崖錐地形が発達している。(中野・古川(2009))
- 当社が実施した地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形は判読されなかった。



■ 山体崩壊地形は判読されなかったものの、文献調査結果を踏まえると岩屑なだれが発生した可能性は否定できない。ここで、崩壊地形は地形図より長さ約0.2km、幅0.9km、厚さ0.9kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $0.9 \times 0.2 \times 0.9 \div 3 = 0.054 \text{ km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.06km³と評価した。**



(中野・古川(2009))



(海上保安庁 海域火山データベース)

北硫黄島の地形図



(中野・古川(2009)を基に作成)

北硫黄島の地形図



(中野・古川(2009)に同論文の値を加筆)

長根鼻の崩落崖

北硫黄島は東京の南方約1,200kmに位置する、東西約2.1km、南北約3.3km、標高792mを有する火山島であり、水深1,500~2,000m付近からそびえる海底火山の頂部である。北硫黄島・(中)硫黄島・南硫黄島の三島からなる火山(硫黄)列島の北端に当たり(第1図)、伊豆諸島から連続する七島・硫黄島海嶺上に位置する。

(中略)

なお、北硫黄島近海の詳細な海底地形は海上保安庁水路部(1994)によって明らかにされている。それによれば、沖合2km程度までは水深100mまでの緩傾斜の海底が全周囲を取り巻き、その先は急傾斜となる。

(中略)

島の海食崖には成層した火山岩層の好露出が連続する。成層した凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩やア溶岩の塊状部・クリンカーの累重が卓越し、いずれも水中堆積の証拠は見いだされず、北硫黄島は陸上で成長した火山である。火砕物は転動堆積物、土石流堆積物、降下火砕物やサージ堆積物の産状を示す。これらの火山岩層は多くの場合、ほぼ山頂方向から海岸方面へ層理面が緩傾斜しており、南北方向に関しては島のほぼ中央部が火山体の中心であったことを示唆している(第3図)。ただし、北側では全体に西傾斜を示しており、島が傾動していない限り北部においては少なくとも噴出中心は現在の主稜線よりも東側にあったことになる。中腹以上は植生に覆われていることが多く、火山の堆積原面と考えられる新鮮な地形は全く認められない。石野村付近にはやや古い崖錐堆積物が段丘状の緩い地形をなし、また、南面の長根鼻には大規模な崖錐地形が発達している(第2図)。

(中野・古川(2009)を基に作成)

26 硫黄島(海勢西ノ場)

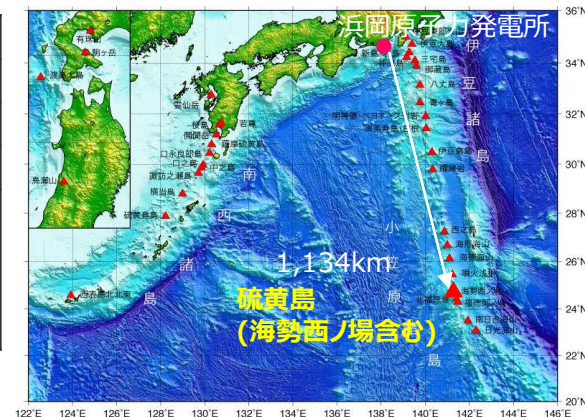
(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 陸上

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,134km	標高*1	161m	比高	—
活動年代*1	後期更新世 - 完新世 最新の噴火：2022年	半径*2	3.325km		
		体積*3	1,412km ³		
主な岩石*1	粗面安山岩、粗面岩	形式・構造*1	複成火山-カルデラ、火砕丘		
特徴	・水深200m以深からそびえる直径40km以上の火山体の頂上にある。北東～南西の長さ約8kmで、南西端の摺鉢山及び北東部の元山の2つの火山並びにその間の千鳥ヶ原から成る。島の各地に硫気と地熱地域があり、島の隆起が続いている。有史以来の噴火は水蒸気爆発である。(海上保安庁 海域火山データベース) ・硫黄島の北西約15kmに海勢西ノ場(24°50.8' N、141°07.8' E、水深187m)がある。海勢西ノ場と推定される位置から火山活動の報告があるが詳細不明。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 渡辺(2013)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

硫黄島位置図

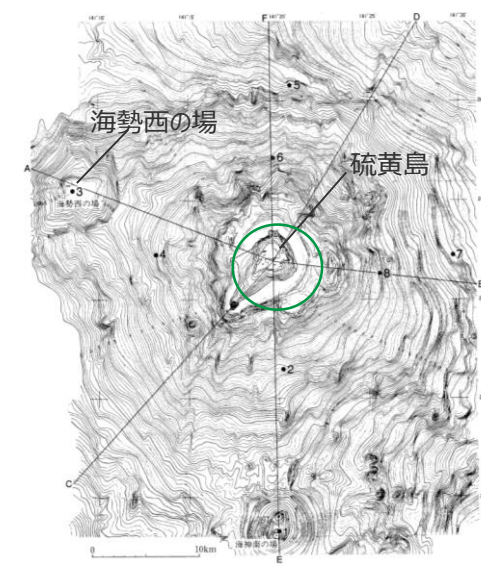
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	西暦1922年以降については噴火記録が良く残されている。それ以前の噴火活動については良くわかっていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	—	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		●	長井・小林(2015)、長井(2014)

●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 —：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	0.5km ³	(次頁以降)
火砕流	0.24DREkm ³	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、元山噴火時の0.24DREkm ³ 。 元山火砕流は体積0.6km ³ (長井(2014))⇒÷2.5(DRE換算)⇒0.24DREkm ³
過去最大噴火規模	0.5DREkm ³	過去最大規模の噴火は元山溶岩の0.5DREkm ³ (長井(2014))とした。



(貝塚ほか(1985)を基に作成)

硫黄島(海勢西ノ場)海底地形図

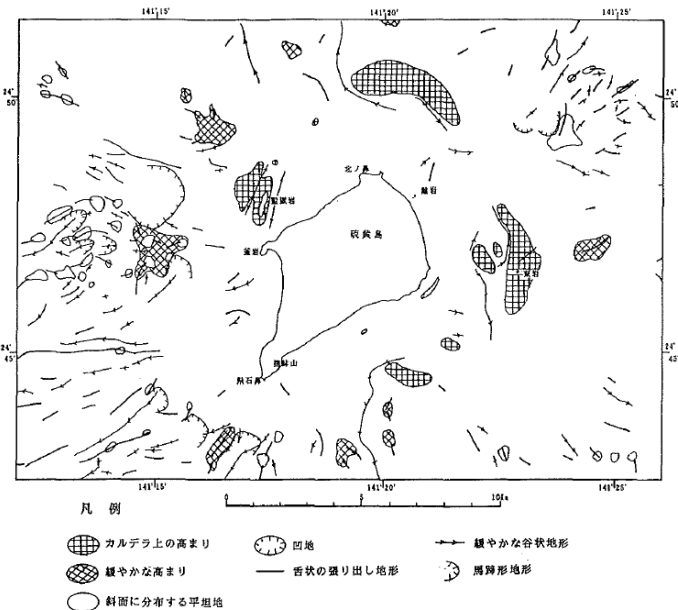
26 硫黄島(海勢西ノ場)

(山体崩壊) 1/2

- 硫黄島では馬蹄形をした地形の内、最も顕著なものが監獄岩西側に認められ、音波探査の結果から判断して、これらの地形群は崩壊地形(岩屑崩壊)であると考えられる。(渡辺(1994))
- 摺鉢山南方沖には音波探査記録断面に現れる過去の大規模な山体崩壊地形が存在したが、現在は厚さ300mの堆積物に埋めつくされている。(渡辺(1994))
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。

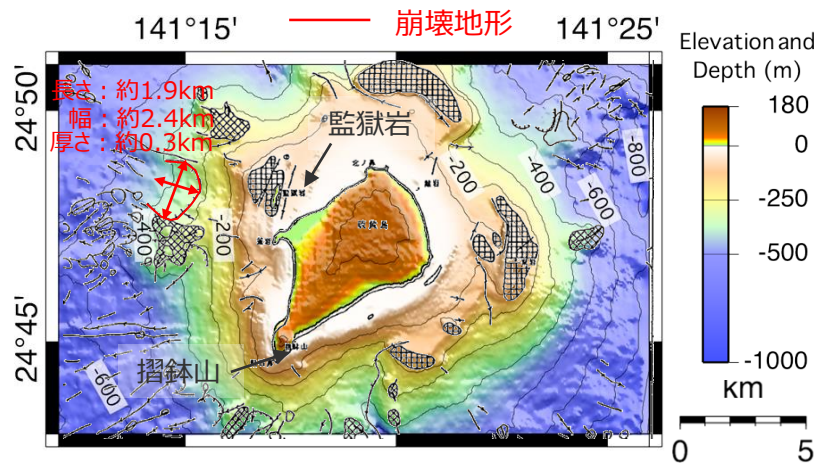


■ 文献調査の結果から馬蹄形をした地形の内、最も顕著なものが監獄岩西側に認められることから、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、崩壊地形は渡辺(1994)で示される崩壊地形より長さ約1.9km、幅約2.4km、厚さ約0.3kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $1.9 \times 2.4 \times 0.3 \div 3 = 0.46 \text{ km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.5km³と評価した。**



(渡辺(1994))

硫黄島周辺の地形解釈図



(硫黄島の海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)に地形解釈図(渡辺(1994))を重ね合わせたものに崩壊地形の大きさを加筆)

硫黄島の地形図

北東側と西側には馬蹄形の地形や舌状に張り出した地形、緩やかな谷地形が所々認められる。馬蹄形をした地形の内、最も顕著なものが監獄岩西側に認められ、音波探査の結果から判断して、これらの地形群は崩壊地形(岩屑崩壊)であると考えられる。摺鉢山南方沖には、音波探査記録断面にW型に現れる過去の大規模な山体崩壊地形が存在したが、現在は厚さ300mの堆積物により埋めつくされている (Fig. 9)。

(渡辺(1994)を基に作成)

26 硫黄島(海勢西ノ場)

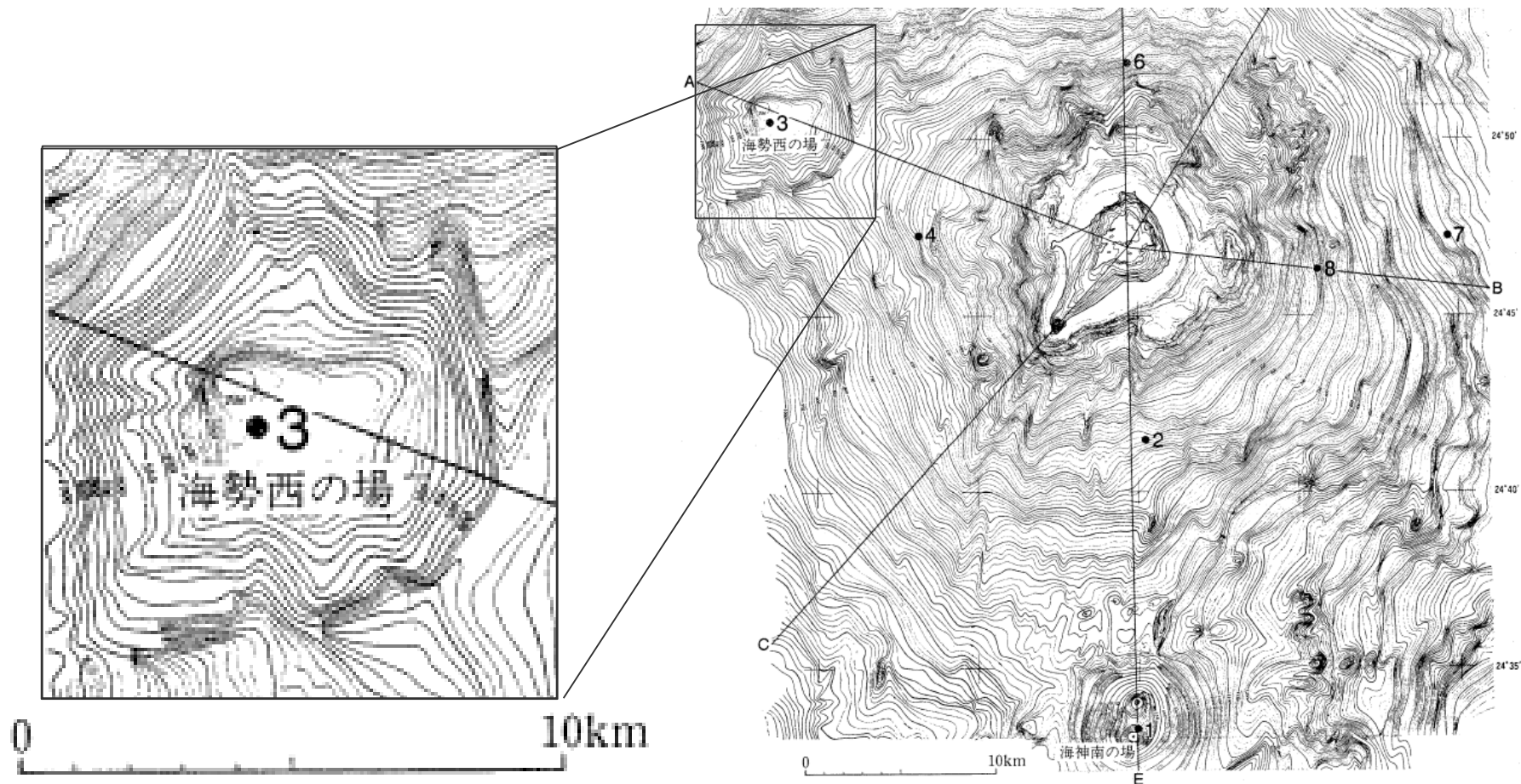
(山体崩壊) 2/2

- 文献調査*1からは、海勢西ノ場の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(貝塚ほか(1985))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(貝塚ほか(1985))

海勢西ノ場の海底地形図

27 海神海丘

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,156km	標高*2	-198m	比高*3	802m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 1938年硫黄流出	半径	—		
		体積*4	—		
主な岩石*1	粗面岩質安山岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・硫黄島の南方20kmに海神海丘(24°33.6'N、141°19.5'E、水深198m、粗面岩質安山岩)がある。海神海丘と推定される位置から火山活動の報告があるが詳細不明。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 海上保安庁 海域火山データベース、*3 海神海丘海底地形図より、基部水深(1,000m)を設定、

*4 第四紀火山カタログ委員会(1999)、

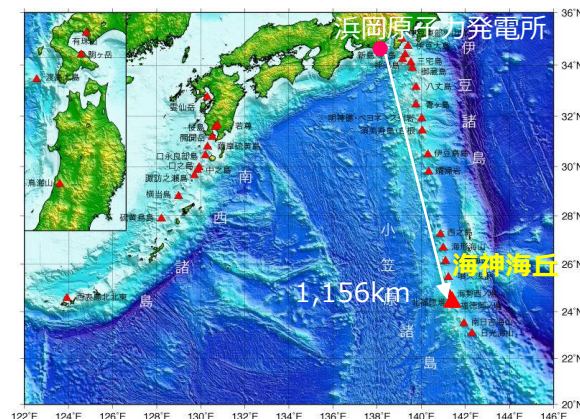
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	—	—
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	—	—
	5万分の1地質図幅	—	—
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		—	—

- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

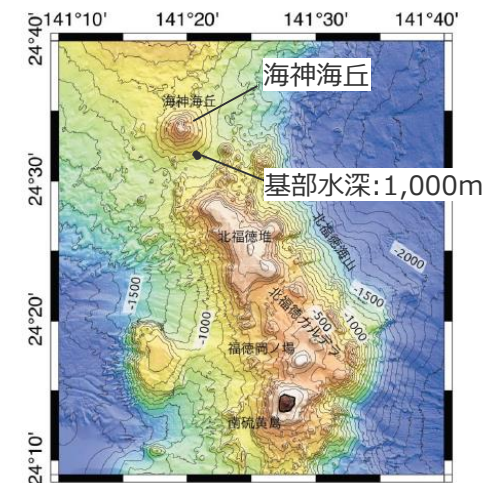
■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	—
過去最大噴火規模	データ不足	—



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

海神海丘位置図



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

海神海丘海底地形図

27 海神海丘

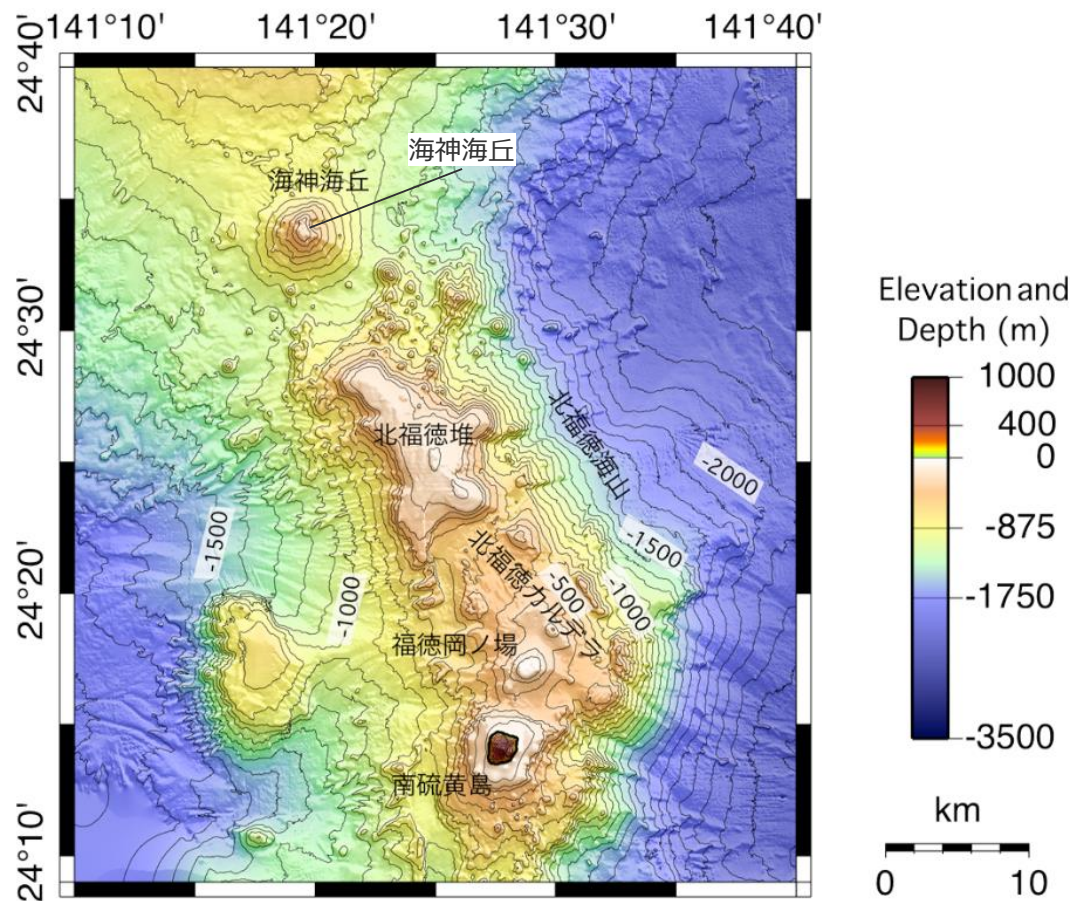
(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、海神海丘の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

海神海丘の海底地形図

28 北福德堆

(基本情報)

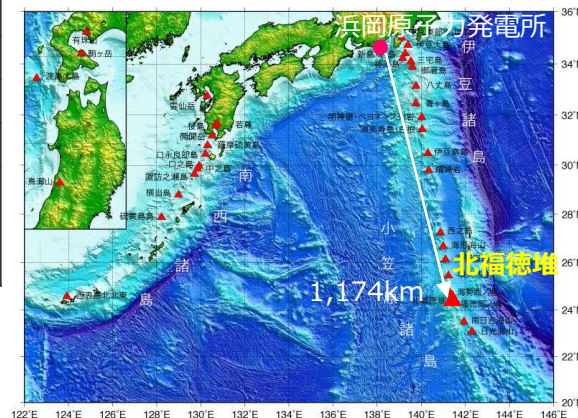
■ 火山分類

小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,174km	標高*1	-73m	比高*2	2,228m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 海底噴火(1988)	半径	-		
		体積*3	300km ³		
主な岩石*1	-	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・硫黄島の南南東約40kmにある北福德堆は北西から南東に連なる3つの瀬を持つ別名海勢場と呼ばれる高まりである。その南側に位置する南硫黄島及び福德岡ノ場をのせる地形の高まりとは500m等深線で区別される。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)より求められる北硫黄島の基部水深(2,301m)から推定、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

北福德堆位置図

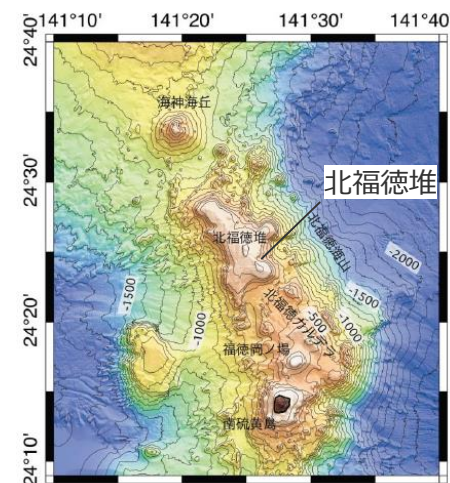
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

● : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 - : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

北福德堆海底地形図

28 北福德堆

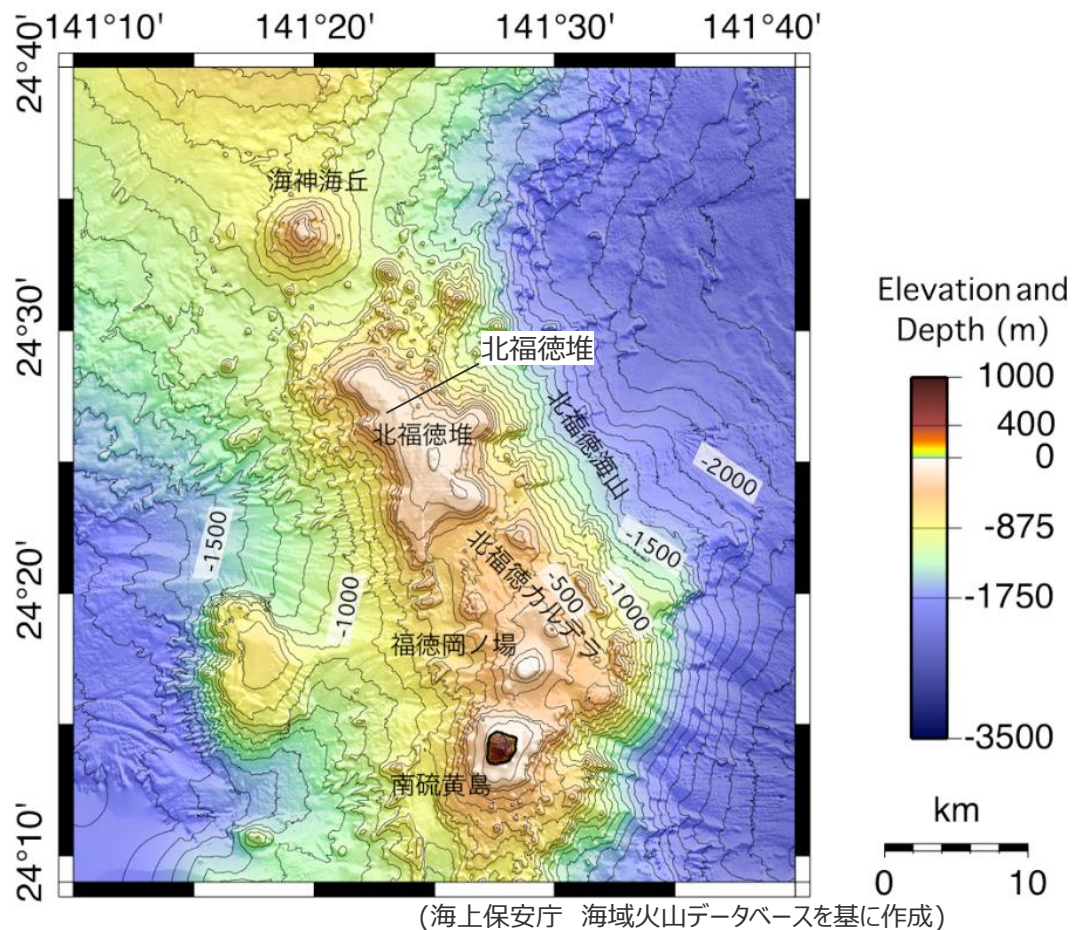
(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、北福德堆の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



北福德堆の海底地形図

10 個別火山の津波発生要因に関する調査結果の詳細

29 福徳岡ノ場(南硫黄島)

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,189km	標高*1	-14m	比高*2	2,100m
活動年代*1	海底火山(海底噴火地点) 最新の噴火: 2021年、新島形成(1904, 1914, 1986, 2021)	半径	-		
		体積*3	1,271km ³		
主な岩石*1	粗面安山岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・南硫黄島の北東約5kmに福徳岡ノ場がある。しばしば海底火山活動が見られ、これまで3回新島を形成したが、いずれも海没した。主に安山岩からなる。(海上保安庁 海域火山データベース) ・東京から約1,300km 南方に北福徳堆、北福徳カルデラ、福徳岡ノ場、南硫黄島を含む40km×20km の複合火山が存在する。(中略)現在の活動の中心は、福徳岡ノ場及び北福徳堆である。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

■ 噴火規模に関する既往の知見

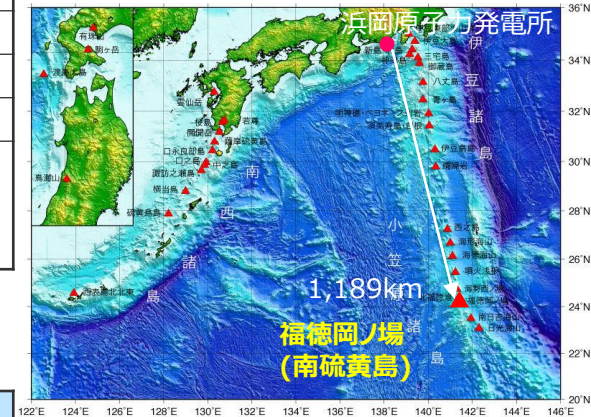
区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。特に西暦1904年以前の噴火活動については全く不明である。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

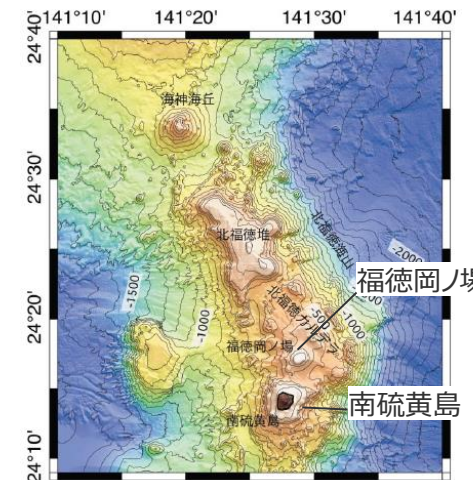
	調査結果	詳細
山体崩壊	0.1km ³	(次頁以降)
海中噴火・カルデラ陥没*3	データ不足	過去最大規模の噴出量は、2021年噴火の0.1DREkm ³ 。噴火規模に関する既往の知見から、評価は「データ不足」とする。
過去最大噴火規模*3	0.1DREkm ³	過去最大規模の噴出量は、2021年噴火の0.1DREkm ³ 。

*3 前野ほか(2022)



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

福徳岡ノ場位置図



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

福徳岡ノ場海底地形図

29 福徳岡ノ場(南硫黄島)

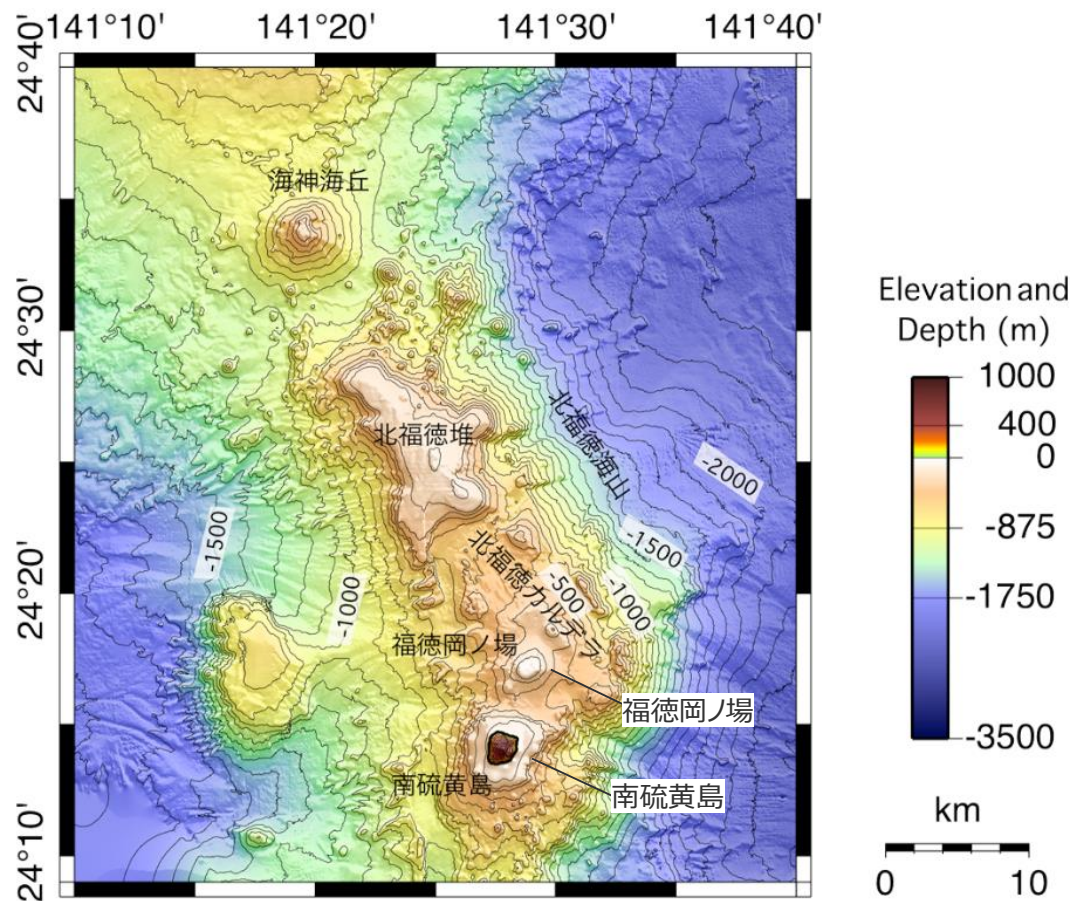
(山体崩壊) 1/2

- 福徳岡ノ場のうち海底について、文献調査*1からは、山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

福徳岡ノ場の海底地形図

- 福徳岡ノ場のうち陸上の南硫黄島は、直径約2km、周囲約7.5km、面積約3.5km²、標高916mである。(中野(2008))
- 南硫黄島の中腹から海岸付近に、地すべりあるいは崩壊によって形成された堆積表面あるいは崖錐斜面が各所で見られるとされる。それらのうち、北東、松方岬西方には大規模な地滑り地形があり、標高550-600m付近を崩落崖頂点とする扇形に開いた地形を示すとされている。(中野(2008))
- 当社が実施した地形図(中野(2008))を用いた地形判読調査からは、山体崩壊地形が判読された。

■ 文献調査及び地形判読調査の結果から、山体崩壊により岩屑なだれが発生した可能性が考えられる。ここで、崩壊地形は中野(2008)で示される崩壊地形より長さ約0.6km、幅約0.8km、厚さ0.6kmとし、その形状を四角錐と仮定すると、崩壊体積は $0.6 \times 0.8 \times 0.6 \div 3 = 0.096 \text{ km}^3$ 程度となる。
⇒**山体崩壊の規模を0.1 km³と評価した。**

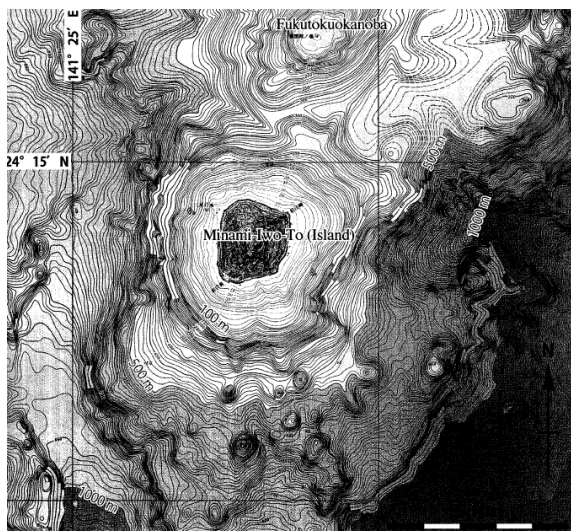
南硫黄島は直径約2km、周囲約7.5km、面積約3.5km²、標高916mであり、平均傾斜が40°を超えるほぼ円錐形をなし、海岸線に湾の出入りはほとんどない。山頂からは急峻な放射谷が発達している。谷地形はいずれも小規模であり、流水は全く確認できない。島のほぼ全周囲が10-50m以上の切り立った海食崖に囲まれており、その基部にはわずかに礫浜が発達する。礫浜海岸は南東部で奥行
(中略)

2-2. 崩落地形・崩落堆積物

南硫黄島の中腹から海岸付近に、地すべりあるいは崩壊によって形成された堆積表面あるいは崖錐斜面が各所で見られる(図2)。以下、主なものについて記述する。

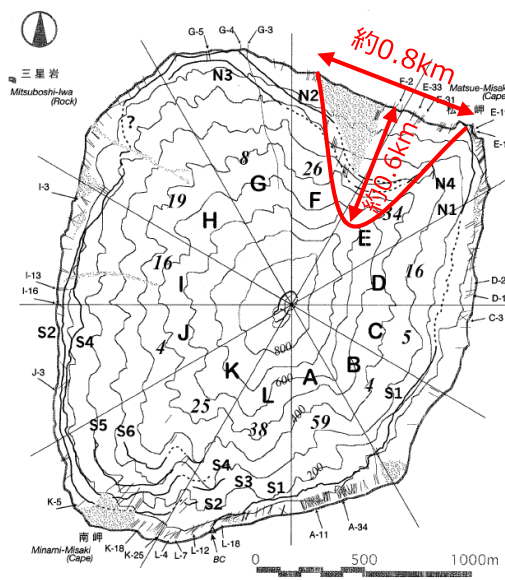
北東、松方岬西方には大規模な地すべり地形がある。標高550-600m付近を崩落崖頂点とする扇形に開いた地形を示し、その崩落堆積物は標高300m以下に認められ、海岸部では幅400m以上にわたって崩落堆積物が海食崖を形成している。標高150mより下では表層に植生の発達しない部分があり、未固結の堆積物を削ってガリーが発達する。堆積物にはジグソークラックを示す巨岩塊や破碎・変形しかけた岩脈を含む崩落以前の堆積構造をとどめる部分も見られる(図3A、B)。未固結ではあるが、海食崖が形成される程度には膠結している。また、さらに山頂側の上部、標高700-750m付近を頂部とする滑落崖も認められるが、その崩落堆積物は植生に覆われてほとんど確認できない。1978年国土地理院撮影の空中写真ではこの部分が山影で暗部となり、実体視が困難である。

北西、三星岩対面の狭い谷は、現在でも頻繁な崩落が見られる崩落谷である。ただし、その崩落規模はごく小さい。崩落の源頭部は標高400-450m付近であるが、谷は狭く、海岸付近では顕著な扇形に開いた崖錐地形を形成する(図3C)。海上からは目立つ地形で、時折砂塵が舞い上がるのが目撃される。末端部の幅は80m以下であり、波食により洗われている。堆積物は砂や礫サイズの構成物が多く、少なくとも表層は未固結である。



(中野(2008))

南硫黄島の地形図



(中野(2008)を基に作成)

南硫黄島の岩脈、火砕物層、崩落、堆積物の分布

(中野(2008)を基に作成)

30 南日吉海山

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,286km	標高*1	-97m	比高*2	2,470m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 海底噴火(1976)、海水変色(1996)	半径	-		
		体積*3	718km ³		
主な岩石*1	粗面安山岩? Bloomerほかでは玄武岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・頂部は北西-南東方向に並んだ2つの火口から成り、北西側の火口内及び火口縁上に火口丘が形成している。現在活動的なのは火口内の中央火口丘である。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

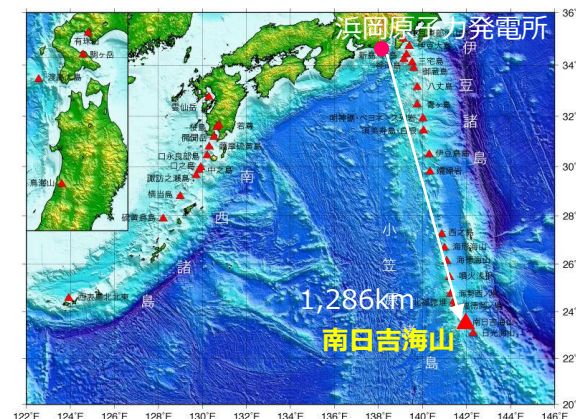
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を網羅できていない。特に西暦1975年以前の噴火活動については全く不明である。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

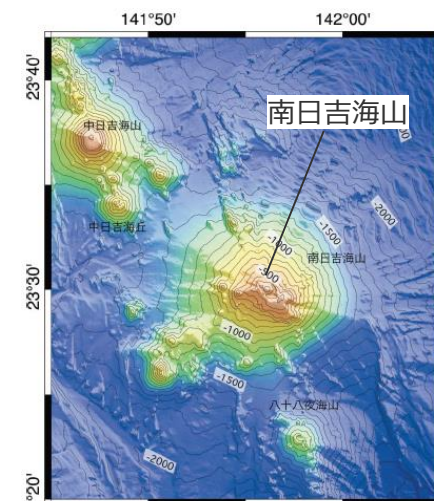
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
南日吉海山位置図



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
南日吉海山海底地形図

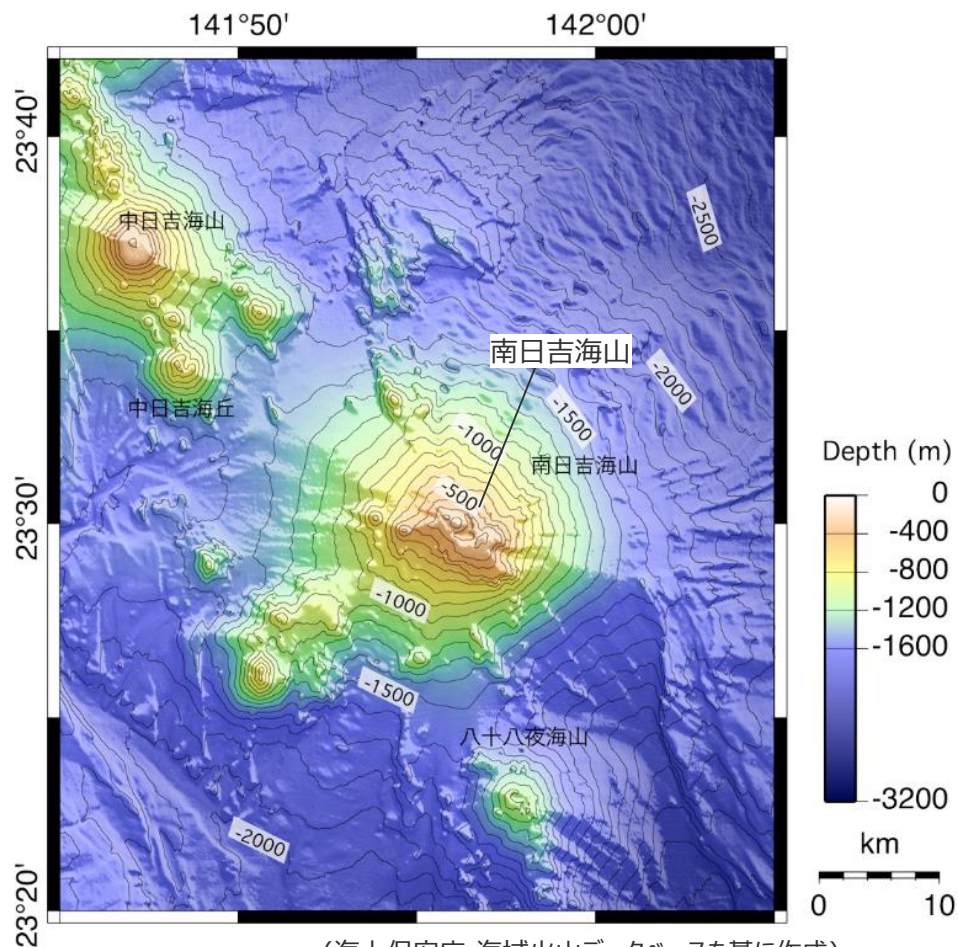
30 南日吉海山 (山体崩壊)

- 文献調査*1からは、南日吉海山の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図 (海上保安庁 海域火山データベース)を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

南日吉海山の海底地形図

31 日光海山

(基本情報)

■ 火山分類 小笠原弧 海底

■ 火山概要

敷地との距離	南南東1,341km	標高*1	-612m	比高*2	2,909m
活動年代*1	海底火山（海底噴火地点） 海水変色(1979)	半径	-		
		体積*3	812km ³		
主な岩石*1	玄武岩、安山岩	形式・構造*1	海底火山		
特徴	・日光海山は全体として円錐状でありその上部に噴出物に覆われた約径5kmのカルデラが存在する。(海上保安庁 海域火山データベース)				

*1 中野ほか(2013)、*2 Yuasa et al.(1991)、*3 第四紀火山カタログ委員会(1999)

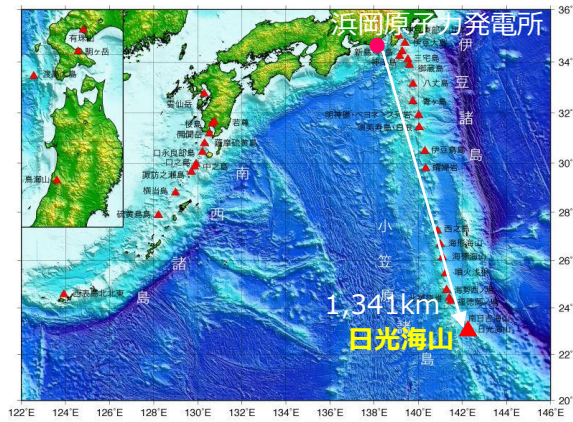
■ 噴火規模に関する既往の知見

区分	項目	判定	備考
代表的な火山に関するカタログ	山元(2015)	-	-
	・産業技術総合研究所(2017) ・気象庁(2013)	△	海底火山であるため、噴火履歴を全く網羅できていない。西暦1979年の海水変色も実際に噴火に起因するものかどうか不明。(産業技術総合研究所(2017))
	5万分の1地質図幅	-	-
カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)		-	-

- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
- △ : 過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
- : 過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

■ 火山現象の調査結果

	調査結果	詳細
山体崩壊	痕跡がないことを確認	(次頁)
海中噴火・カルデラ陥没	データ不足	-
過去最大噴火規模	データ不足	-



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)

日光海山位置図

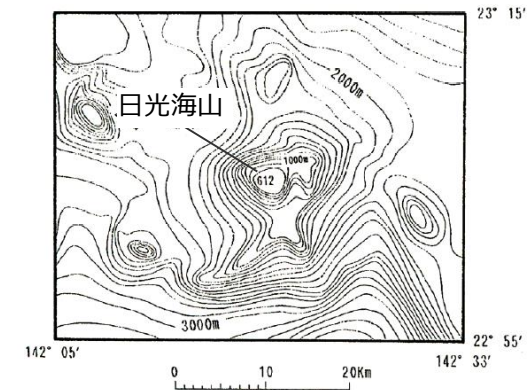


図 78-1 日光海山海底地形(霧島・他, 1995より抜粋).

※緯度・経度は旧日本測地系の値である。
(気象庁(2013)を基に作成)

日光海山海底地形図

31 日光海山

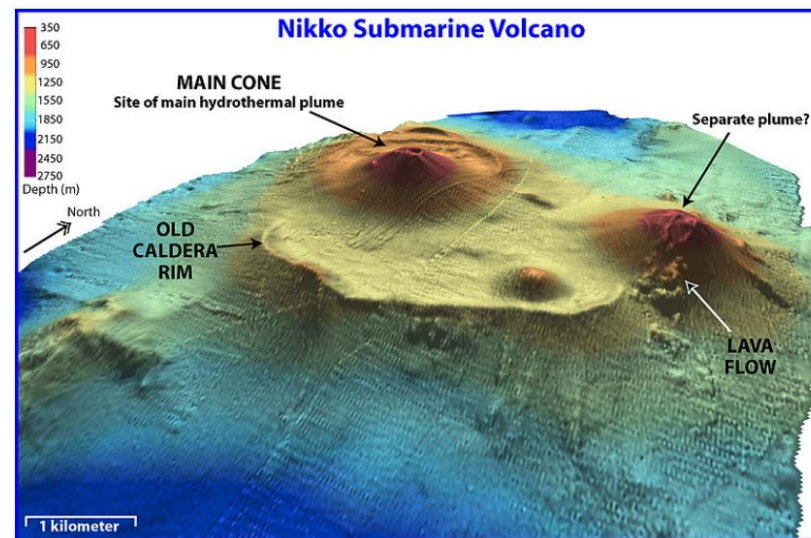
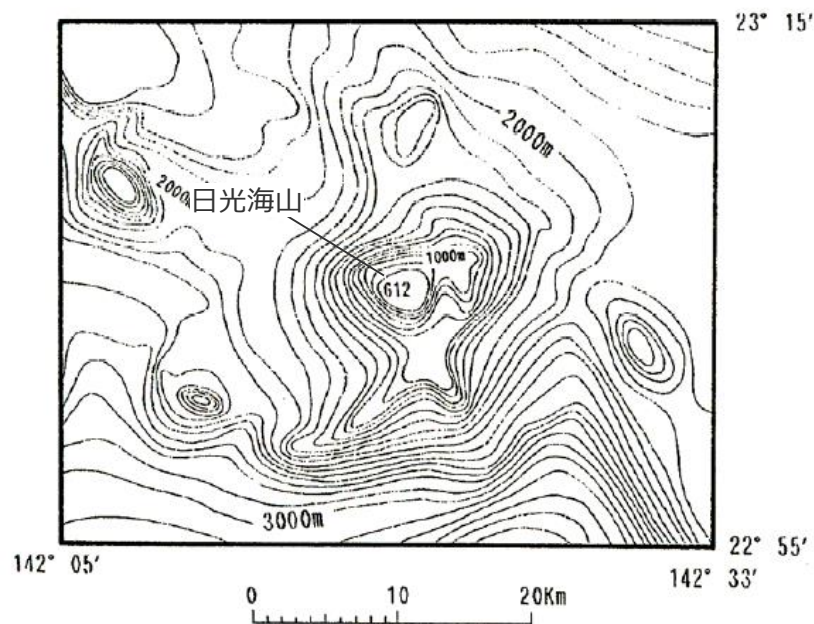
(山体崩壊)

- 文献調査*1からは、日光海山の山体崩壊に関する報告は認められなかった。
- 当社が実施した海底地形図(気象庁(2013))を用いた地形判読調査*2からは、山体崩壊地形は判読されなかった。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。



(NOAA(2003))

日光海山の鯨観図

図 78-1 日光海山海底地形(霜鳥・他, 1995より抜粋).

※緯度・経度は旧日本測地系の値である。

(気象庁(2013)を基に作成)

日光海山海底地形図

1 1 巨大噴火の履歴を持つ地域との 比較分析

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

沈み込むプレート（名称、年代、沈み込み速度）

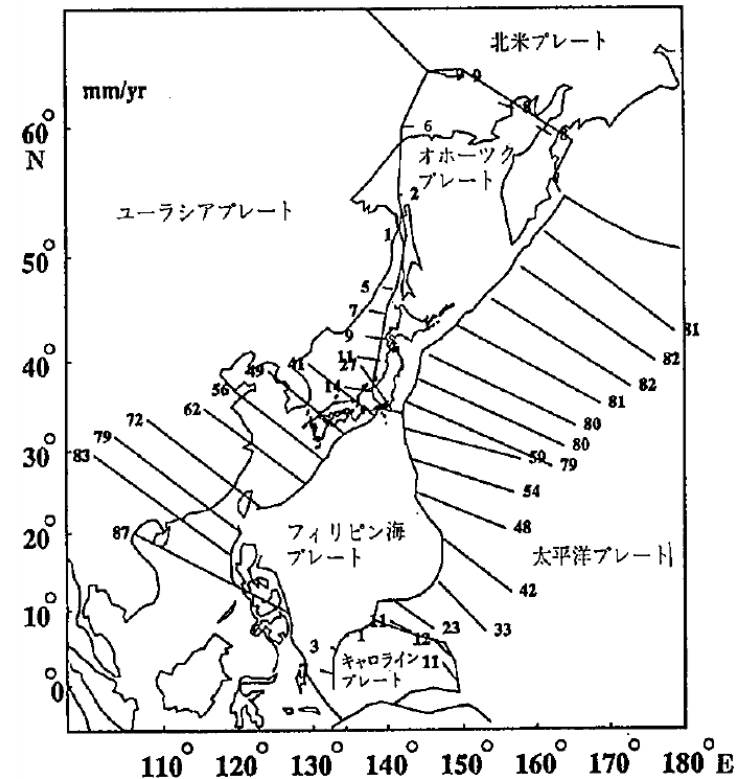
- 「北海道周辺」および「伊豆小笠原弧」においては太平洋プレートが、「九州周辺」においてはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- 沈み込む太平洋プレートの年代は約130Ma。沈み込むフィリピン海プレートの年代は地域によって異なり、伊豆小笠原弧周辺で>40Ma、四国海盆周辺が27-15Ma、九州・パラオ海嶺以西で>50Maとされる。
- 太平洋プレートの沈み込み速度は、千島弧～東北日本弧で約80mm/年、伊豆小笠原弧で約50～60mm/年。フィリピン海プレートの沈み込み速度は、西南日本弧で約50mm/年、琉球弧で約60～70mm/年である。

項目		北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
沈み込むプレート	名称	太平洋プレート	フィリピン海プレート	太平洋プレート
	年代	約130Ma	> 50Ma	約130Ma
	沈み込み速度	約80mm/年	約60～70mm/年	約50～60mm/年



(笠原ほか(2003))

日本列島に沈み込むプレートの配置、構造と年代



(瀬野(1995))

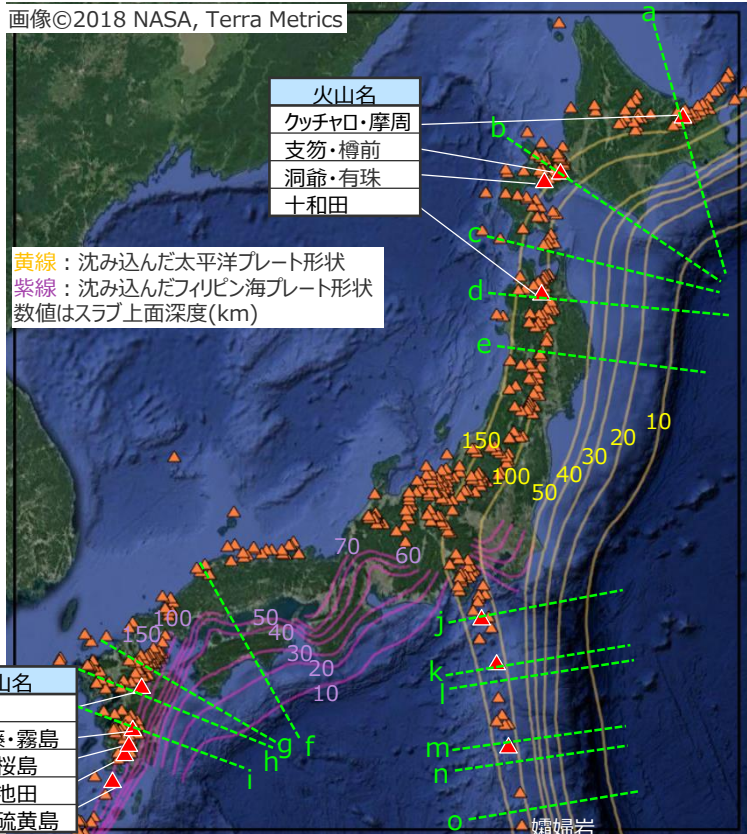
日本列島周辺のプレート沈み込み速度と向き

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 沈み込むプレート（スラブ形状、角度）

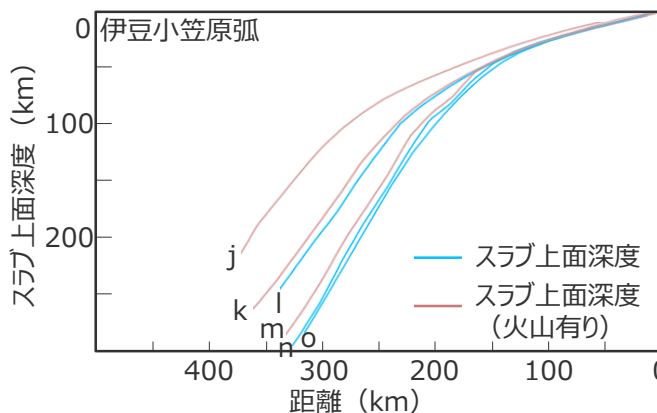
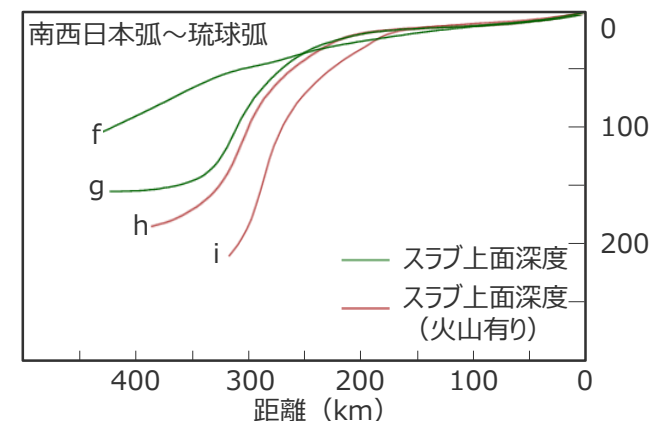
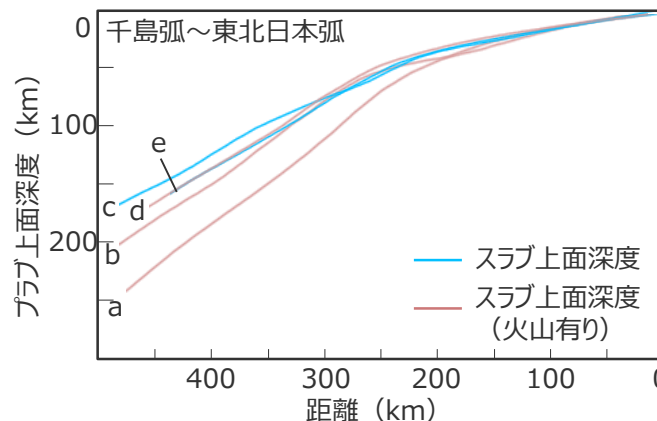
- 沈み込む太平洋プレートは、急激な変形を起こすことなく滑らかに沈み込んでいる。沈み込むフィリピン海プレートは波板の様に大きく変形して沈み込んでいる。
- 千島弧～東北日本弧において、沈み込んだスラブの傾きは緩やかであり、深さ50km程度で急となっている。
- 西南日本弧～琉球弧において、沈み込んだスラブは、深さ20～50km程度で急激に傾斜を増している。また、琉球弧付近ではよりその傾向が強くなる。
- 伊豆弧において、沈み込んだスラブの傾斜は千島弧～東北日本弧と比較して急であり、深さ50km程度で角度を増している。また、南ほどより急傾斜となっている。

項目		北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
沈み込むプレート	スラブ形状	急激な変化を起こすことなく滑らかに沈み込んでいる。	波板の様に大きく変形して沈み込んでいる。	急激な変化を起こすことなく滑らかに沈み込んでいる。
	角度	低角で沈み込み、深度30～50km程度で角度を増す。	低角で沈み込み、深度20km程度で急激に角度を増す。	比較的高角で沈み込み、深度50km程度で角度を増す。

画像©2018 NASA, Terra Metrics



(産業技術総合研究所 地下構造可視化システムより作成)
日本列島周辺のスラブ上面深さと火山分布



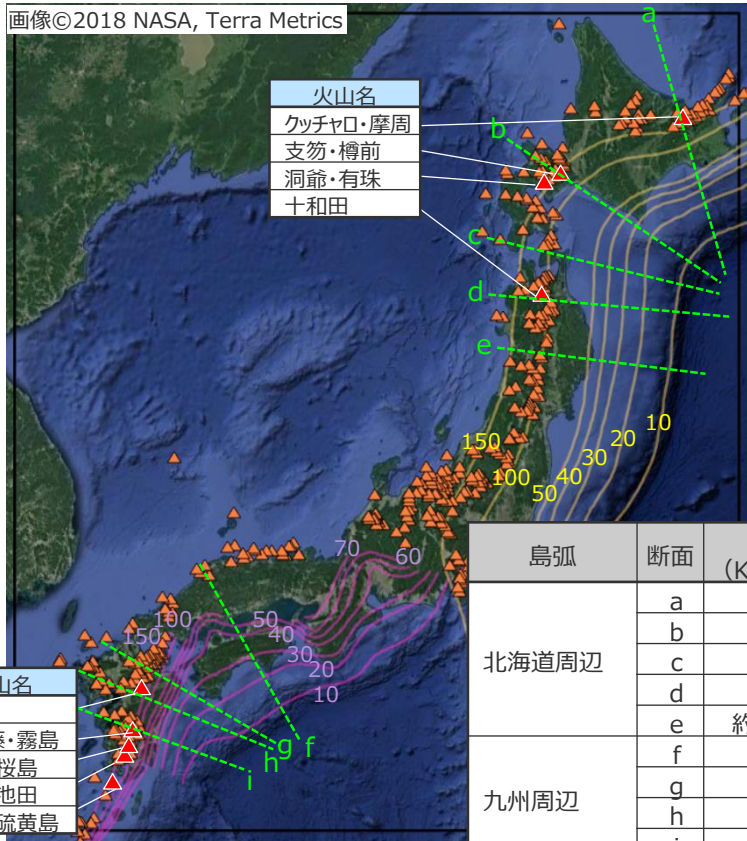
(産業技術総合研究所 地下構造可視化システムより作成)
日本列島に沈み込むプレートの形状

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 地殻構造

- 北海道周辺、九州周辺の火山フロントは発達した大陸地殻（密度厚さ：厚い、地殻密度：マグマ密度より小さい）を持つ。
- 火山分布地点の地殻の厚さは、北海道周辺(約30～35km)、九州周辺(約35～40km)と比較して、伊豆小笠原弧(約17～30km)においては浅くなっている。

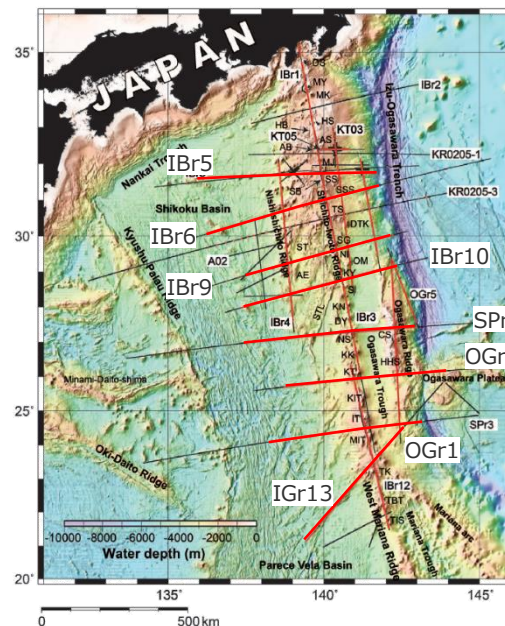
項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
地殻構造	<ul style="list-style-type: none"> ・発達した大陸地殻（地殻厚さ：厚い、地殻密度：マグマ密度より小さい） ・約30～35km 	<ul style="list-style-type: none"> ・発達した大陸地殻（地殻厚さ：厚い、地殻密度：マグマ密度より小さい） ・約35～40km 	<ul style="list-style-type: none"> ・未発達な島弧地殻（地殻厚さ：薄い、地殻密度：マグマ密度より大きい） ・約17～30km

画像©2018 NASA, Terra Metrics



島弧	断面	モホ面深度 (Katsumata(2010))
北海道周辺	a	約35km
	b	約30km
	c	約30km
	d	約30km
	e	約35km (火山なし)
九州周辺	f	約35km
	g	約40km
	h	約40km
	i	約35km

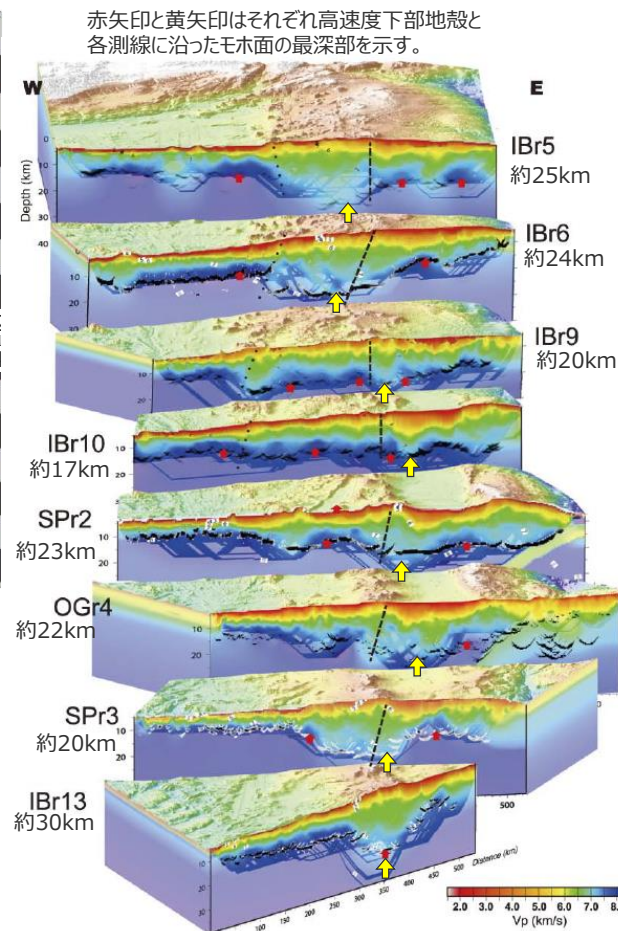
(産業技術総合研究所 地下構造可視化システムより作成)
九州周辺および北海道周辺のモホ面深度



島弧	測線	モホ面深度
伊豆小笠原弧	IBr5	約25km
	IBr6	約24km
	IBr9	約20km
	IBr10	約17km
	SPR2	約23km
	OGr4	約22km
	SPR3	約20km
	IBr13	約30km

(高橋ほか(2015)を基に作成)

伊豆小笠原弧のモホ面深度

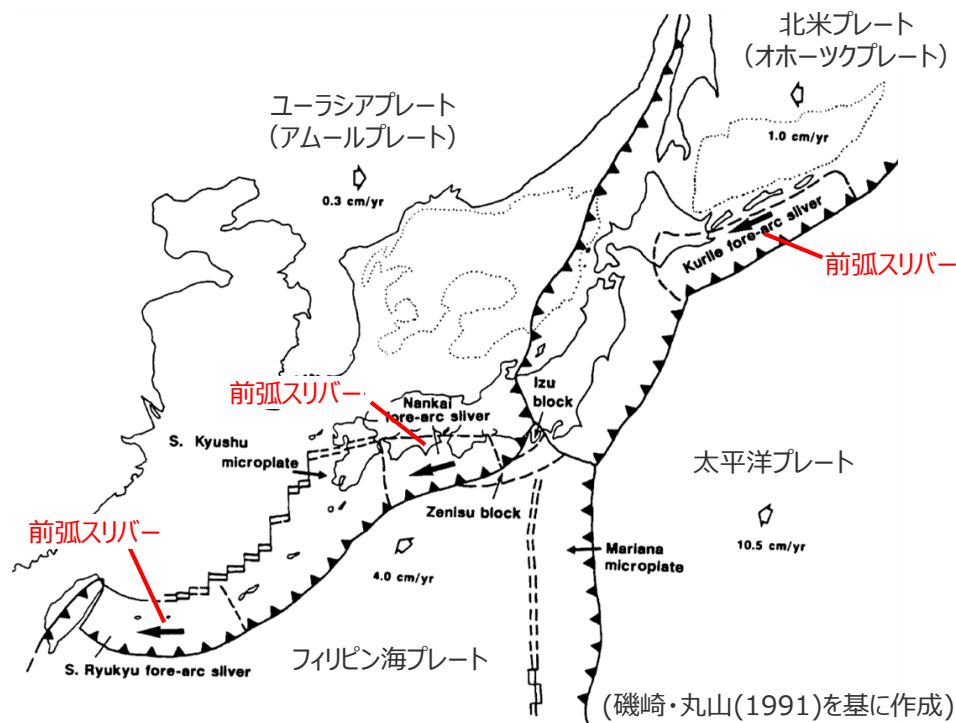


(高橋ほか(2015)を基に作成)

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 前弧スリバーの活動

■ 磯崎・丸山(1991)によると、「北海道周辺」および「九州周辺」では、プレートの斜め沈み込みによる前弧スリバーが島弧会合部に衝突しているとされる。

項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
前弧スリバー	前弧スリバーが島弧会合部に衝突している。	前弧スリバーが島弧会合部に衝突している。	前弧スリバーの活動は報告されていない。



日本列島周辺のプレートテクトニクスの枠組み

磯崎・丸山(1991)

・前弧スリバー：主要な海洋プレートが大陸縁辺に斜めに沈み込む場合、弧に沿った方向のプレート収束成分を補償するため、この前縁部が大陸プレートからちぎれて、側方へ移動するのが前弧スリバーである。日本列島では、千島弧の前縁、西南日本弧の前縁そして南部琉球弧がいずれも右横ずれの前弧スリバーとして活動していることが指摘されている。

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 地殻歪速度

- 地殻の圧縮速度の比較的小さい九州の南半分や北海道にカルデラ火山が集中しているのは、地殻歪速度が小さく、マグマ溜まりに働く水平圧縮応力が相対的に小さいため多量のマグマを蓄積し得るためと説明されている。(高橋(1995)、下司(2016)等)
- 大型のカルデラを伴う第四紀後期の大規模珪長質火山活動の分布地域である、北海道西部および東部地域、東北地方北端部、中・南部九州の火山フロント付近はいずれも地殻歪速度の小さい場所となっている。(高橋(1995))
- 中規模程度の火砕流を噴出した火山として箱根火山があるが、これは地殻歪速度の大変大きい伊豆半島に位置しており、地殻歪速度と噴火規模の対応が一致しない例外的なものであるとされている。(高橋(1995))
- 伊豆・小笠原弧の本州への衝突（あるいは浮揚性沈み込み）は現在も引き続いており、伊豆半島の応力場を現在も支配しているのは衝突にともなう生じる圧縮応力であるように思われる。(小山(2010))

項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
地殻歪速度	・小さい	・小さい (九州の南半分)	・大きい (伊豆弧(陸域))

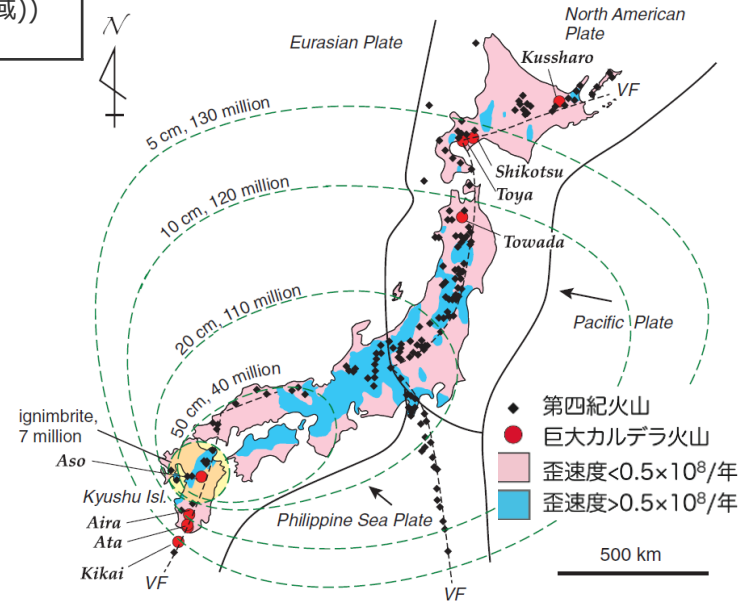
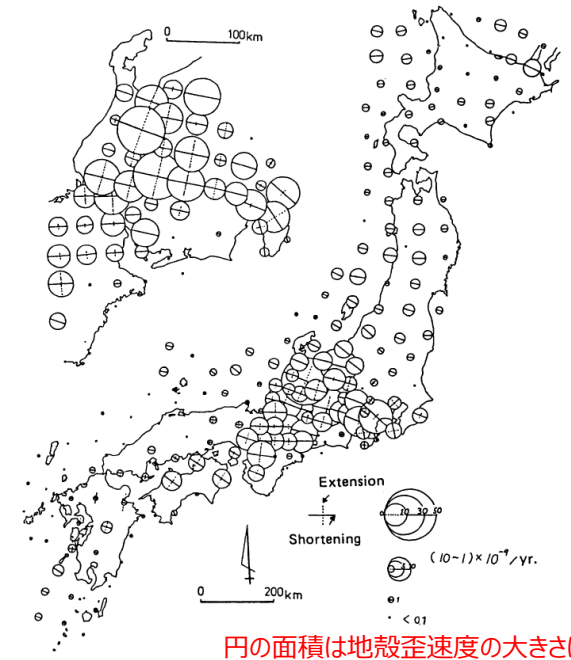


Fig. 2. Distributions of caldera-forming (red circles; <math>< 120\text{ ka}</math>) and other active (black diamonds) volcanoes in Japan. Map also shows ignimbrite distribution and tephra isopachs for a $M = 8.4$ catastrophic eruption that occurs in central Kyushu, and the number of people currently living within the areas covered by the isopachs. Caldera-forming volcanoes that caused catastrophic eruptions are located in regions of low strain rate ($< 0.5 \times 10^8/\text{yr}$, pink area; cf. regions of high strain rate beyond $0.5 \times 10^8/\text{yr}$ in blue), suggesting that low strain-rate may encourage segregation and ascent of silicic magma, and enable it to collect in large magma reservoirs. VF, volcanic front. (Tatsumi and Suzuki-Kamata(2014)を基に作成)

巨大カルデラ火山及び第四紀火山、地殻歪速度の分布



円の面積は地殻歪速度の大きさに比例

Fig. 4. Long-term strain rate of shortening and extension estimated from the active fault data (Kaizuka and Imaizumi, 1983). Solid lines show the direction of maximum shortening and its strain rate. Broken lines show the direction of maximum extension and its strain rate. The area of each circle is in proportion to the magnitude of its strain rate of shortening.

(高橋(1995)を基に作成)

活断層の変位量から推定した長期間にわたる第四紀の日本列島における平均的地殻歪速度の分布

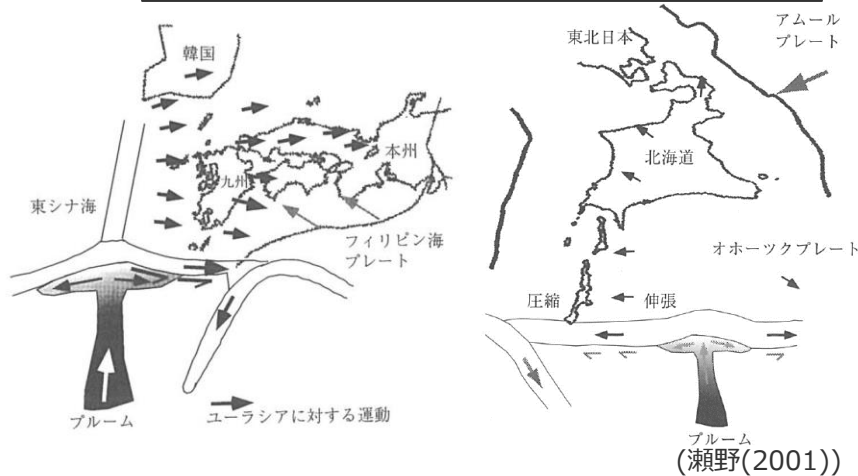
11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

沈み込み場におけるスラブ内応力と背弧応力の関係

- 瀬野(2001)によると、スラブ内地震のメカニズムは、down-dip compression (スラブの傾き方向に圧縮；以下、DDC) とdown-dip tension (スラブの傾き方向に伸張；以下、DDT) に大きく分類できるとされる。
- 沈み込み場における弧の応力は、スラブ浅部応力がDDCのスラブを持つ弧では背弧は伸張となり、逆にDDTのスラブを持つ背弧は圧縮となるとされ、このような対応関係が成り立っていない所として、マリアナ、九州－北部琉球、北海道、エーゲ海があるとされる。九州や北海道の異常な広域応力場のパターンは、プレートの相互作用で説明できず、例えばプルームに伴うマンツルの流れのようなプレート以外の原因を示唆しているとされる。(瀬野(2001))

項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
スラブ内応力／背弧応力	スラブの傾き方向に伸張／伸張 上盤の下にマンツルの流れ等が推定される。	スラブの傾き方向に伸張／伸張 上盤の下にマンツルの流れ等が推定される。	スラブの傾き方向に圧縮／伸張

背弧を伸張させている、マンツルの流れが示唆されるとされる。



<九州> <北海道>
マンツルの流れと上盤の応力

スラブ浅部応力と背弧応力との関係 (瀬野(2001))

島弧	スラブ内 応力	背弧応力	スラブ年代 (Ma)
伊豆－小笠原	DDC	T	150
九州－北部琉球	DDT	T	48
北海道	DDT	T	128

スラブ浅部応力と背弧応力との対応関係が成り立たない

DDC：スラブの傾き方向に圧縮；ダウンディップコンプレッション、 F_{sp}' が負
DDT：スラブの傾き方向に伸張；ダウンディップテンション、 F_{sp}' が負
T：伸張；弧に直交する方向の差応力($\sigma_{xx} - \sigma_{yy}$)が負、背弧には正断層あるいは横ずれ断層

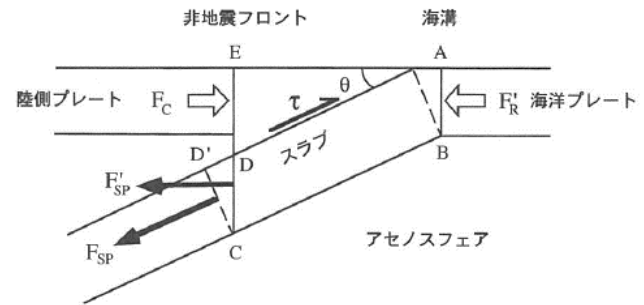


図 1.5.1 沈み込み帯での相互作用

F_{sp} ：実効スラブ引っぱり力、 F_{sp}' ：実効リッジ押し力、 F_c ：衝突力、 τ ：スラスト帯での剪断応力。(瀬野(2001))

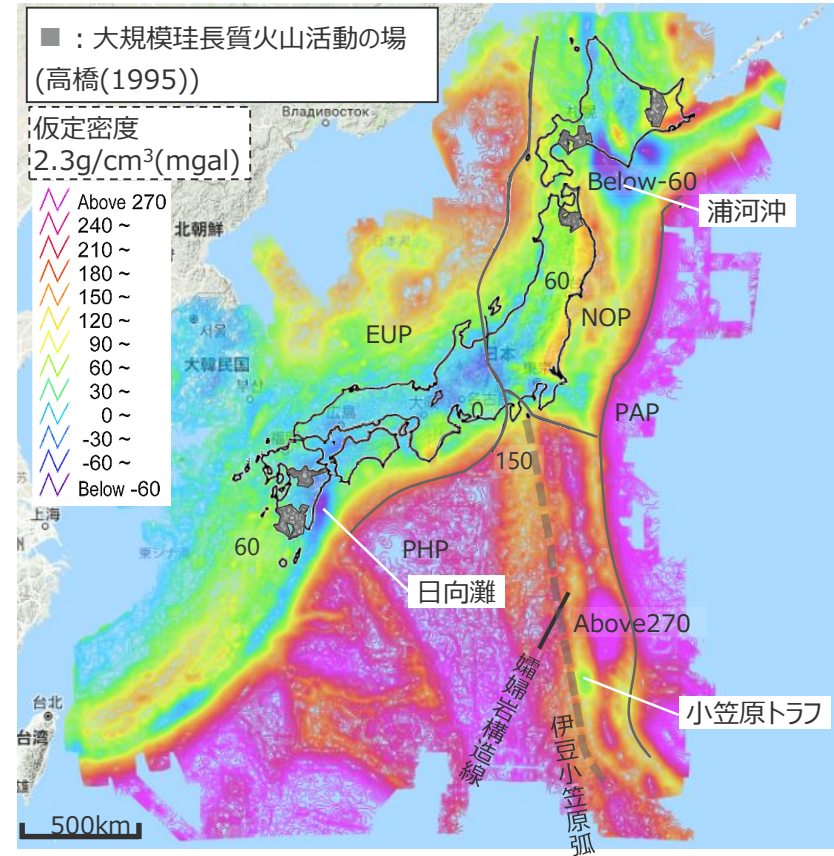
瀬野(2001)

- ・ 長いスラブは、深部ではDDCを示すことが多いが、これは長いスラブが下部マンツル中かその直上にまで達して大きな先端抵抗を受けるためであろう。短いスラブは、DDTか二重面のいずれかであるが、これは、スラブが上部マンツル中にぶら下がっている状態で、先端抵抗や側面抵抗が小さいことからうなずける。
- ・ 九州に見られる水平応力の大きな変化は構造の変化からは期待できず (中略) 原因として考えられるのはプレートの底に働く粘性力である。九州が乗る上盤側プレートの下にマンツルに西北西から東南東に向かう流れがあり、その流れに伴う粘性せん断力で上盤側プレートが引きずられているとすると (中略) このようなマンツルの水平的流れを生み出す原因は、九州－北部琉球西方の東シナ海にマンツル深部から上昇するプルームがあり、それが水平に広がるためであると考えられている。
- ・ 北海道も九州と同様に、上盤側のプレートの下にマンツルの流れがあり、背弧に伸張、前弧に圧縮をもたらしていることが推測される。

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 マグマ噴出率と噴出頻度、広域的重力異常

- 長期的マグマ噴出率(清杉(2016))は、いずれの地域も、噴出率は 10^{10} kg/ka/km程度で、顕著な差は見られない。
- 北海道および九州のトレンチ会合部には顕著な負の重力異常が存在する。これについて、トレンチ会合部ではプレート同士が重なり合う事によって過剰質量が生じ、その引きずり込みによって、この日向灘や北海道浦河沖の強い負の重力異常が形成されるとするモデルが提唱されている。また、小笠原トラフにも顕著な負の重力異常が見られる。

項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
噴出率と噴出頻度	いずれの地域も、噴出率は 10^{10} kg/ka/km程度で、顕著な差は見られない。		
広域的重力異常	トレンチ会合部（浦河沖）に顕著な低重力異常が存在する。	トレンチ会合部（日向灘）に顕著な低重力異常が存在する。	小笠原トラフに顕著な低重力異常が存在する。



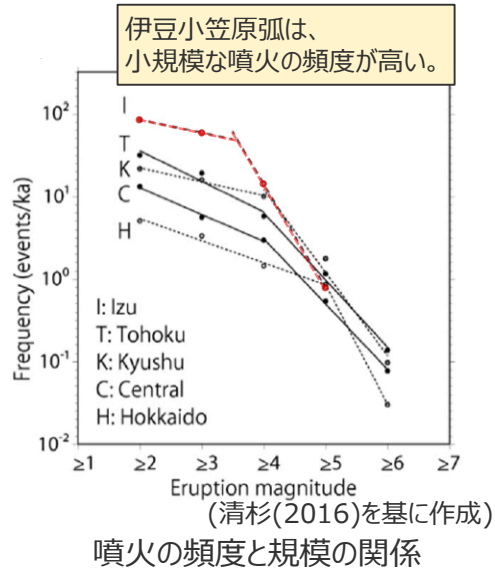
日本とその周辺海域の重力異常図 (地質図ナビを基に作成)

長期的マグマ噴出率

Region	Long-term magma discharge rate [kg/ka/km]
Kyushu	2.1×10^{10}
Central	2.2×10^{10}
Izu	6.7×10^9
Tohoku	1.8×10^{10}
Hokkaido	7.9×10^9

(清杉(2016)を基に作成)

長期的マグマ噴出率に、大きな違いはない。



噴火の頻度と規模の関係 (清杉(2016)を基に作成)

清杉(2016)
・異なる沈み込み帯での火山活動を比較するため、北海道地域、東北地域、伊豆地域、中部地域、九州地域の噴火の規模と頻度の関係を調査した。

松本(2000)
・小笠原トラフについてもプレートの拡大・収束等の活動が見られないにも拘らず、海溝に匹敵する程の負の重力異常が見られ、またその負の異常帯は北端部において海溝の負の異常帯と接している。
・何らかの理由で堆積物の供給が活発になった場所で、堆積活動と共に基盤岩の沈降が継続して起こるような場合に、このような地下構造と負の重力異常が起こり得ると考えられる。

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

- 10^1 - 10^2 km³クラスの噴火を起こした火山のうち、「クッチャロ・摩周」「支笏・樽前」のブーゲー異常を示すとされる。（横山(1970)、Yokoyama and Aota(1964)）
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

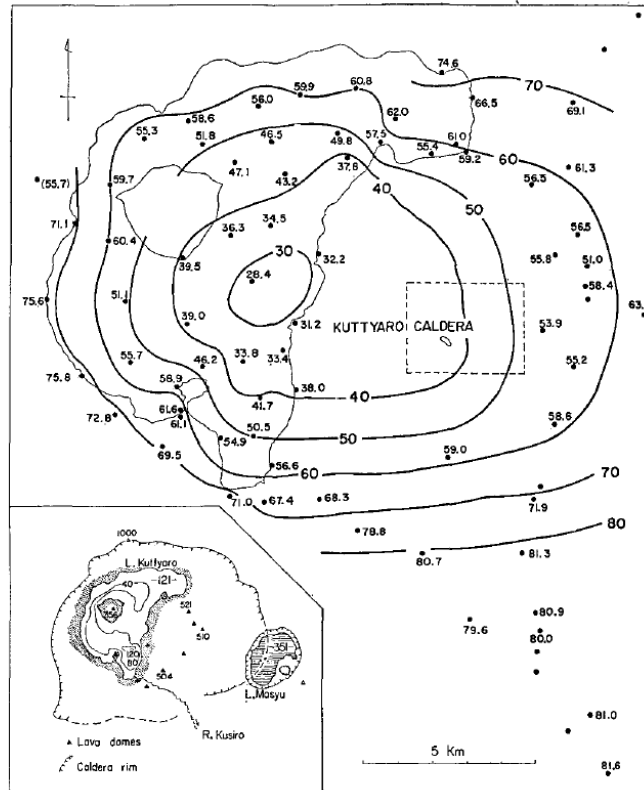
日本の後期第四紀大規模噴火
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 ¹ -10 ² km ³ クラスの噴火を起こした火山		
火山名	地域	重力異常
クッチャロ・摩周	A	低 横山(1970)
支笏・樽前	B	低 Yokoyama and Aota(1964)
洞爺・有珠	B	低 Yokoyama(1964)
十和田	C	低 Yokoyama and Maki(1964)
阿蘇	D	低 久保寺(1972)
加久藤・霧島	E	低 小林ほか(1995)
始良・桜島	E	低 横山(1965)
阿多・池田	E	低 荒牧・宇井(1965)
鬼界・硫黄島	E	低 石原(1977)



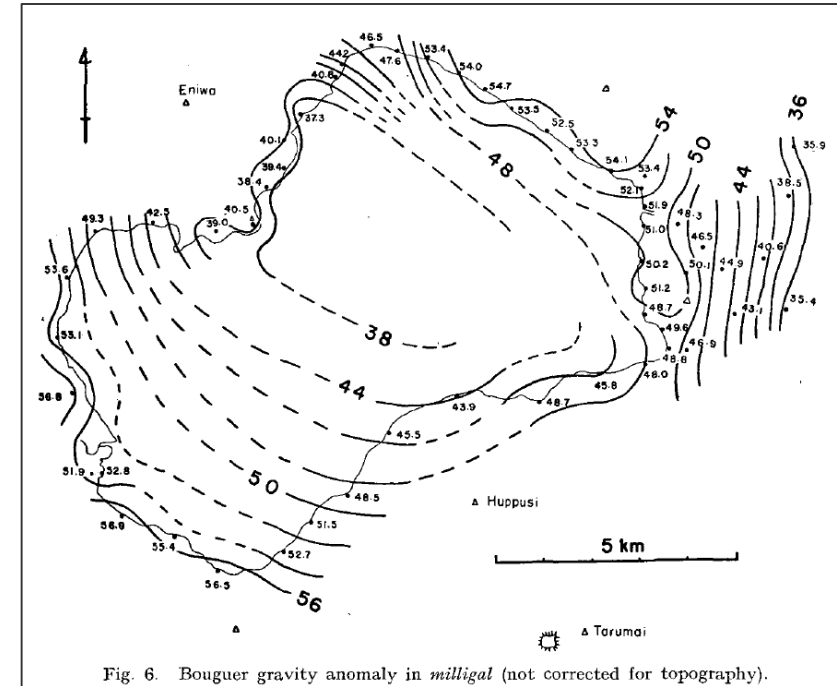
(高橋(1995)を基に作成)

日本列島の大規模珪長質火山活動の場



(単位: mgal) (横山(1970))

<クッチャロ・摩周>



(単位: mgal) (Yokoyama and Aota(1964))

<支笏・樽前>

カルデラのブーゲー異常例

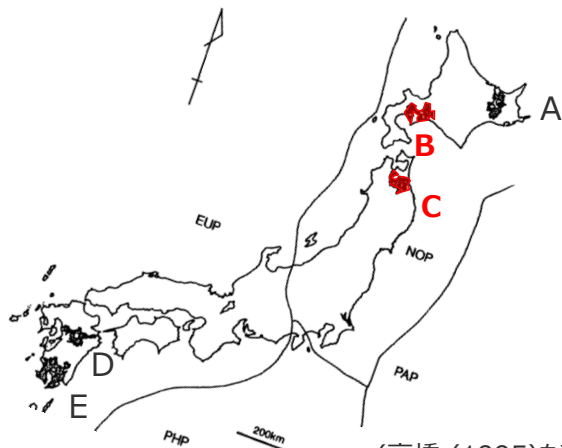
11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

- 10^1 - 10^2 km³クラスの噴火を起こした火山のうち、「洞爺・有珠」「十和田」のブーゲー異常を示すとされる。(Yokoyama(1964)、Yokoyama and Maki(1964))
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

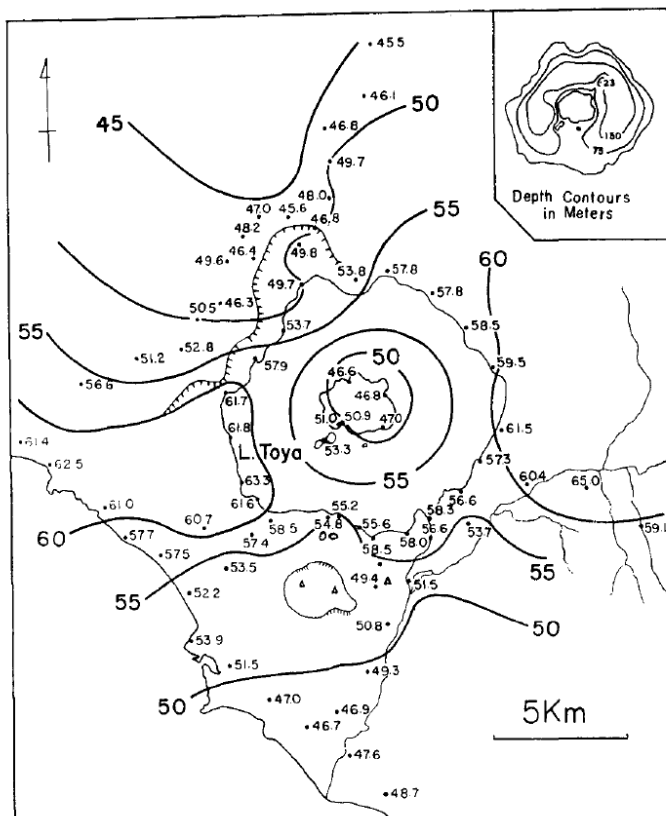
日本の後期第四紀大規模噴火
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 ¹ -10 ² km ³ クラスの噴火を起こした火山		
火山名	地域	重力異常
クツチャロ・摩周	A	低 横山(1970)
支笏・樽前	B	低 Yokoyama and Aota(1964)
洞爺・有珠	B	低 Yokoyama(1964)
十和田	C	低 Yokoyama and Maki(1964)
阿蘇	D	低 久保寺(1972)
加久藤・霧島	E	低 小林ほか(1995)
始良・桜島	E	低 横山(1965)
阿多・池田	E	低 荒牧・宇井(1965)
鬼界・硫黄島	E	低 石原(1977)

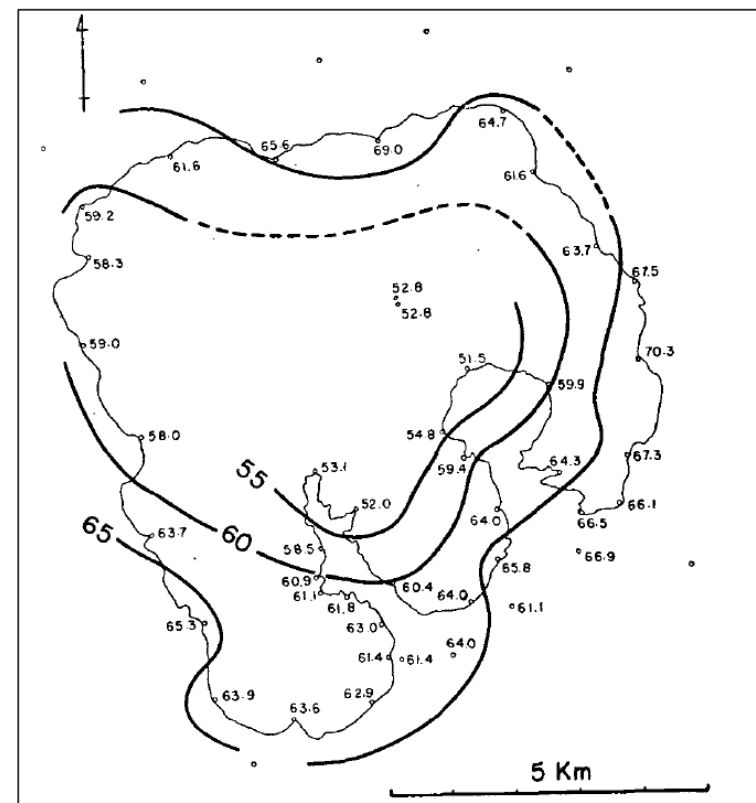


(高橋(1995)を基に作成)

日本列島の大規模珪長質火山活動の場



(単位: mgal) (Yokoyama(1964))
<洞爺・有珠>



(単位: mgal) (Yokoyama and Maki(1964))
<十和田>

カルデラのブーゲー異常例

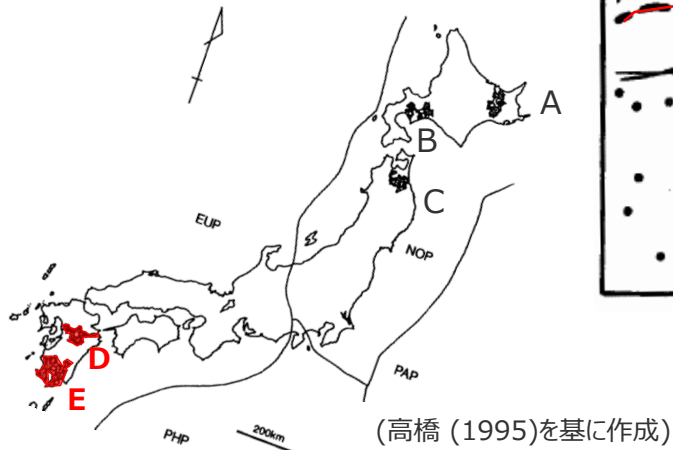
11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

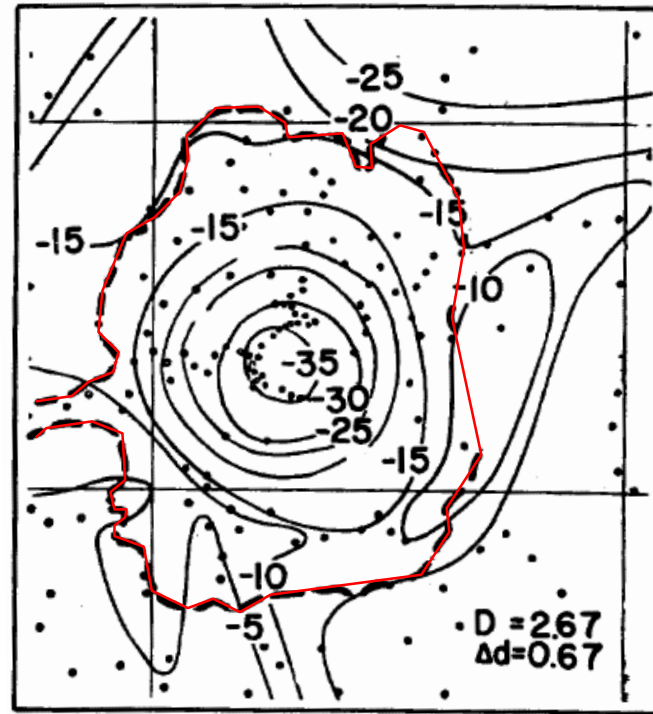
- 10^1 - 10^2 km³クラスの噴火を起こした火山のうち、「阿蘇」「加久藤・霧島」のブーゲー異常を示すとされる。(久保寺(1972)、小林ほか(1995))
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

日本の後期第四紀大規模噴火
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 ¹ -10 ² km ³ クラスの噴火を起こした火山		
火山名	地域	重力異常
クツチャロ・摩周	A	低 横山(1970)
支笏・樽前	B	低 Yokoyama and Aota(1964)
洞爺・有珠	B	低 Yokoyama(1964)
十和田	C	低 Yokoyama and Maki(1964)
阿蘇	D	低 久保寺(1972)
加久藤・霧島	E	低 小林ほか(1995)
始良・桜島	E	低 横山(1965)
阿多・池田	E	低 荒牧・宇井(1965)
鬼界・硫黄島	E	低 石原(1977)

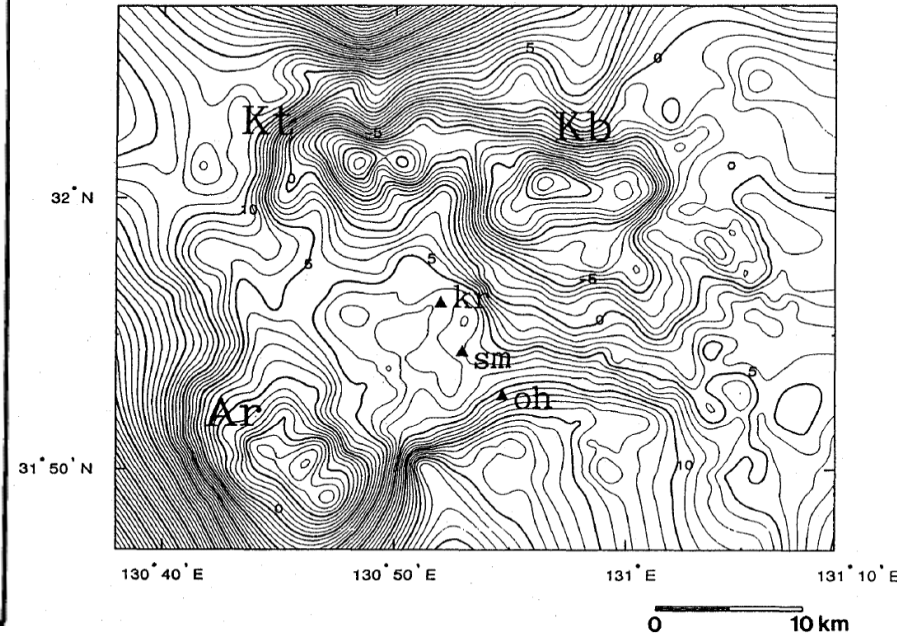


日本列島の大規模珪長質火山活動の場



(単位: mgal) (久保寺(1972)を基に作成)

<阿蘇>



(単位: mgal) (小林ほか(1995))

<加久藤・霧島>

カルデラのブーゲー異常例

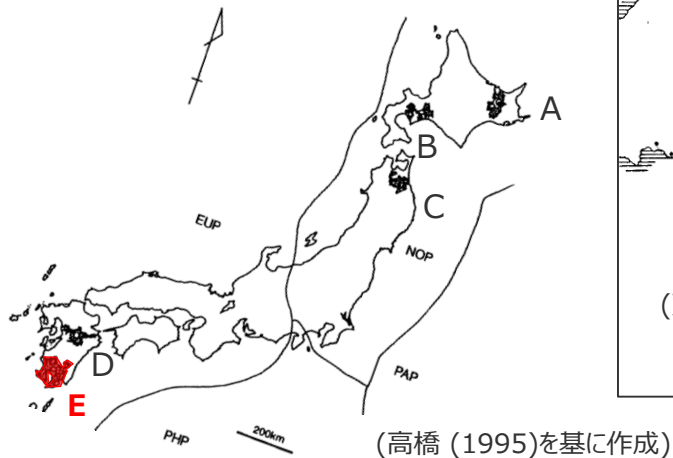
11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

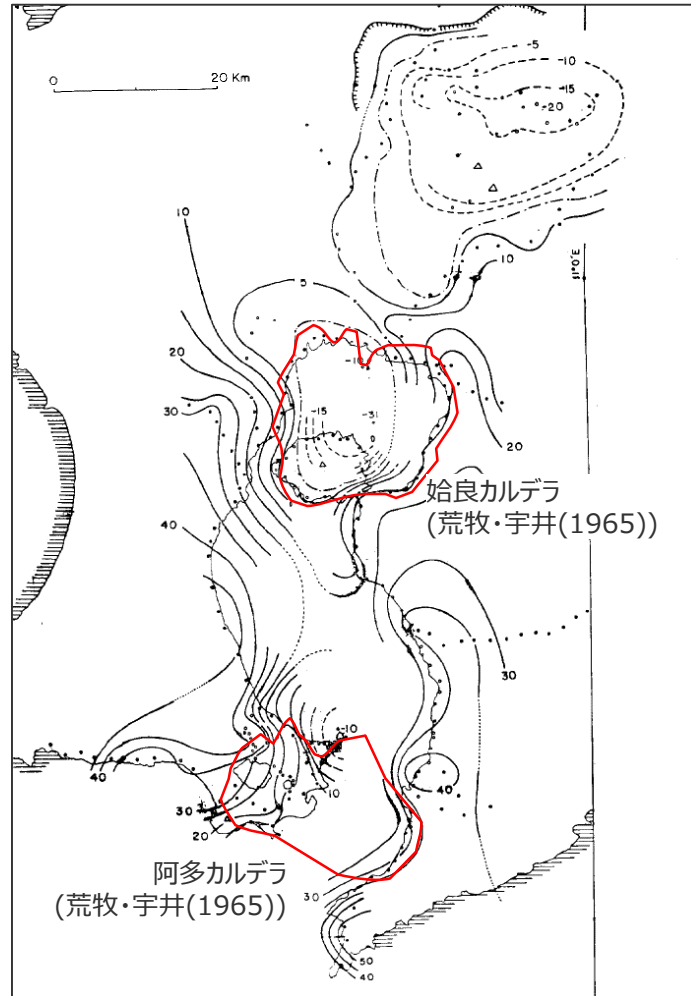
- 10^1 - 10^2 km³クラスの噴火を起こした火山のうち、「始良・桜島」「阿多・池田」「鬼界・硫黄島」のブーゲー異常を示すとされる。(横山(1965)、石原(1977))
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

日本の後期第四紀大規模噴火
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 ¹ -10 ² km ³ クラスの噴火を起こした火山		
火山名	地域	重力異常
クツチャロ・摩周	A	低 横山(1970)
支笏・樽前	B	低 Yokoyama and Aota(1964)
洞爺・有珠	B	低 Yokoyama(1964)
十和田	C	低 Yokoyama and Maki(1964)
阿蘇	D	低 久保寺(1972)
加久藤・霧島	E	低 小林ほか(1995)
始良・桜島	E	低 横山(1965)
阿多・池田	E	低 荒牧・宇井(1965)
鬼界・硫黄島	E	低 石原(1977)

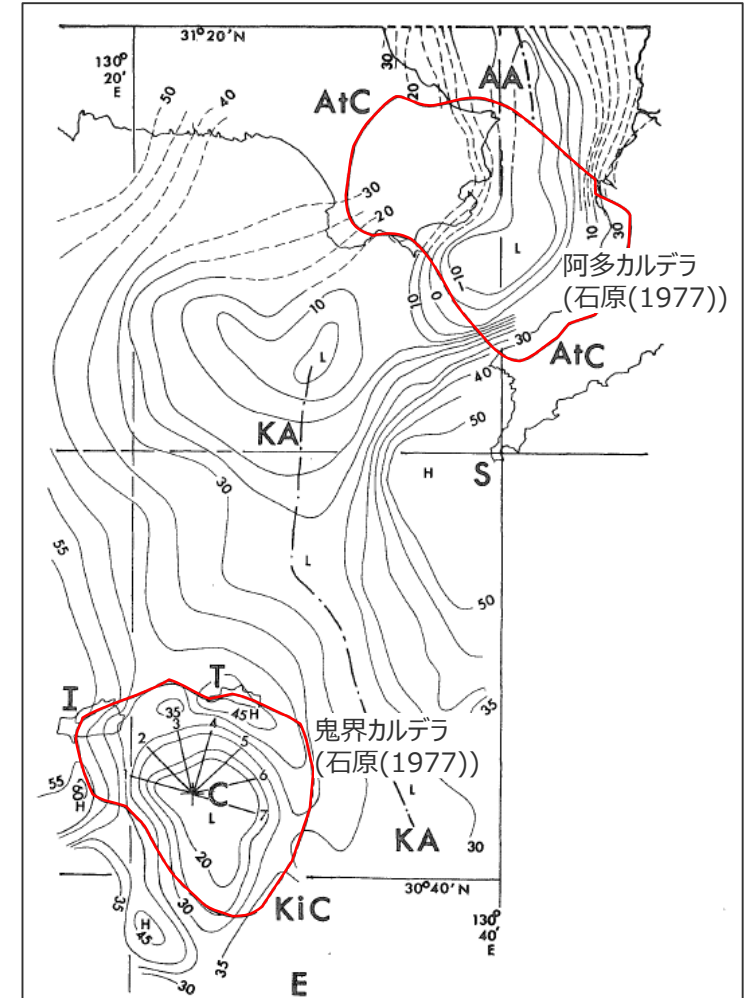


日本列島の大規模珪長質火山活動の場



(単位: mgal) (横山(1965)を基に作成)

<始良・桜島、阿多・池田>



(単位: mgal) (石原(1977)を基に作成)

<阿多・池田、鬼界・硫黄島>

カルデラのブーゲー異常例

11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

伊豆小笠原弧の個別火山（火山周辺の重力異常）

- 個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している伊豆小笠原弧の海底火山について、火山周辺の重力異常を調査した。
- 植田ほか(2000)などによると、伊豆小笠原弧の海底火山は、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と異なり、低重力異常を伴わないとされる。
- また、地質図Navi(産業技術総合研究所)による重力異常図の判読から、伊豆小笠原弧の海底火山は明瞭な低重力異常を伴わないことを確認した。

伊豆弧（海域）の火山周辺の重力異常

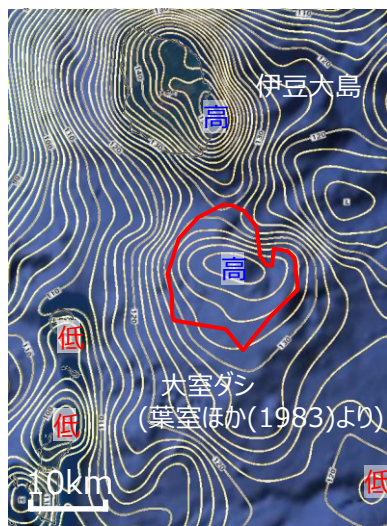
火山名	距離 (km)	既往文献の確認結果	重力異常図の判読結果	調査結果
手石海丘	98	-	なし	低重力異常を伴わない
大室ダシ	119	高	植田ほか(2000)	低重力異常を伴わない
黒瀬堆	203	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
南八丈堆	259	なし	石田・坂本(2004)	低重力異常を伴わない
明神海丘	321	なし	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
明神礁	345	高	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
須美寿島	395	-	-	低重力異常を伴わない
南スミスカルデラ	412	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
孀婦岩	573	-	高	低重力異常を伴わない

高 : 火山周辺の地形は高重力異常を伴う。
 なし : 火山周辺の地形は重力異常を伴わない。
 - : 文献調査によって重力異常に関する記述が見つからない。

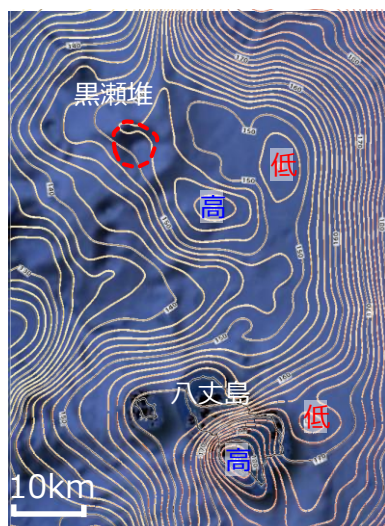
小笠原弧の火山周辺の重力異常

火山名	距離 (km)	既往文献の確認結果	重力異常図の判読結果	調査結果
水曜海山	707	-	高	低重力異常を伴わない
木曜海山	735	-	高	低重力異常を伴わない
海形海山	923	-	なし	低重力異常を伴わない
海徳海山	983	-	なし	低重力異常を伴わない
噴火浅根	1,059	-	なし	低重力異常を伴わない
海神海丘	1,156	-	高	低重力異常を伴わない
北福德堆	1,174	-	高	低重力異常を伴わない
福德岡ノ場	1,189	-	なし	低重力異常を伴わない
南日吉海山	1,286	-	高	低重力異常を伴わない
日光海山	1,341	-	なし	低重力異常を伴わない

— : 火山位置（文献より） - - - : 火山位置（地形により判読）



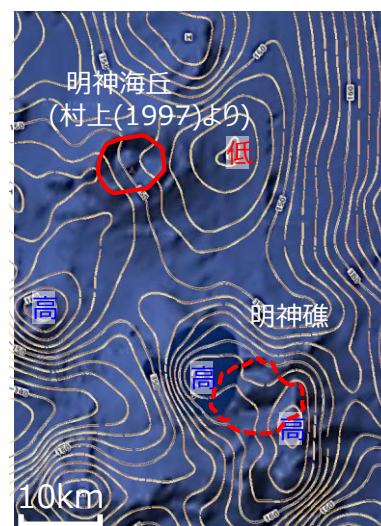
<大室ダシ>



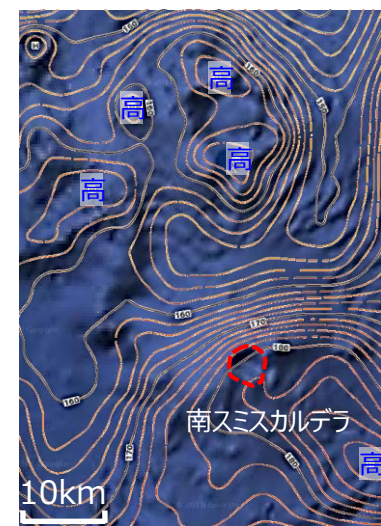
<黒瀬堆>



<南八丈堆>



<明神海丘、明神礁>



<南スミスカルデラ>

伊豆小笠原弧の海底火山周辺のブーゲー異常例（背景は海底地形）（産業技術総合研究所 地質図Naviより作成）



11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

伊豆小笠原弧の個別火山（火山周辺の重力異常）

■ 地質図Navi(産業技術総合研究所)による重力異常図の判読から、伊豆弧（陸域）の火山は低重力異常を伴わないことを確認した。

伊豆弧陸域の火山周辺の重力異常

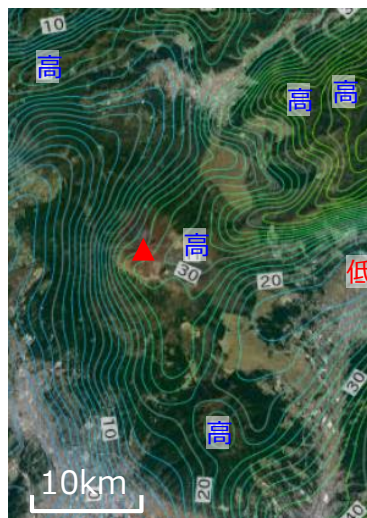
火山名	距離 (km)	地質図Naviによる判読結果	調査結果
伊豆東部火山群	92	なし	低重力異常を伴わない
富士山	97	なし	低重力異常を伴わない
箱根火山群	104	高	低重力異常を伴わない
八ヶ岳火山群	151	高	低重力異常を伴わない

高 : 火山周辺の地形は高重力異常を伴う。
 なし : 火山周辺の地形は重力異常を伴わない。
 - : 文献調査によって重力異常に関する記述が見つからない。

▲ : 火山位置（産業技術総合研究所 地質図Naviより） - - - : 火山位置（地形により判読）



<伊豆東部火山群>



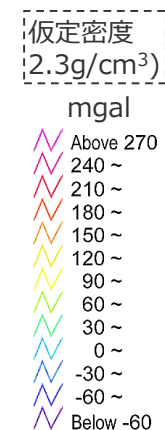
<富士山>



<箱根火山群>



<八ヶ岳火山群>



伊豆弧(陸域)の火山周辺のブーゲー異常例（産業技術総合研究所 地質図Naviより作成）

1 2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

④火山周辺の重力異常

- 個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している伊豆小笠原弧の海底火山について、火山周辺の重力異常を調査した。
- 植田ほか(2000)などによると、伊豆小笠原弧の海底火山は、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と異なり、低重力異常を伴わないとされる。
- また、地質図Navi(産業技術総合研究所)による重力異常図の判読から、伊豆小笠原弧の海底火山は明瞭な低重力異常を伴わないことを確認した。

伊豆弧（海域）の火山周辺の重力異常

火山名	距離 (km)	既往文献の確認結果	重力異常図の判読結果	調査結果
手石海丘	98	-	なし	低重力異常を伴わない
大室ダシ	119	高	植田ほか(2000)	低重力異常を伴わない
黒瀬堆	203	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
南八丈堆	259	なし	石田・坂本(2004)	低重力異常を伴わない
明神海丘	321	なし	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
明神礁	345	高	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
須美寿島	395	-	-	低重力異常を伴わない
南スミスカルデラ	412	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
孀婦岩	573	-	-	低重力異常を伴わない

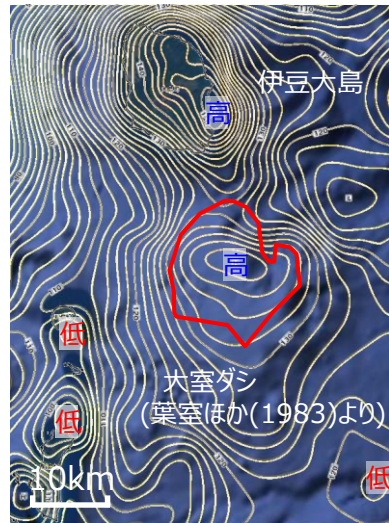
高 : 火山周辺の地形は高重力異常を伴う。
 なし : 火山周辺の地形は重力異常を伴わない。
 - : 文献調査によって重力異常に関する記述が見つからない。

小笠原弧の火山周辺の重力異常

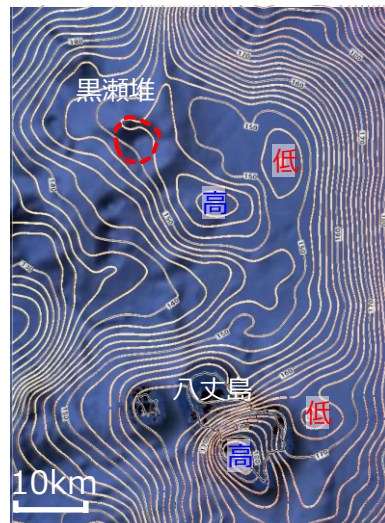
火山名	距離 (km)	既往文献の確認結果	重力異常図の判読結果	調査結果
水曜海山	707	-	-	高
木曜海山	735	-	-	高
海形海山	923	-	-	なし
海徳海山	983	-	-	なし
噴火浅根	1,059	-	-	なし
海神海丘	1,156	-	-	高
北福德堆	1,174	-	-	高
福德岡ノ場	1,189	-	-	なし
南日吉海山	1,286	-	-	高
日光海山	1,341	-	-	なし

— : 火山位置 (文献より) - - - : 火山位置 (地形により判読)

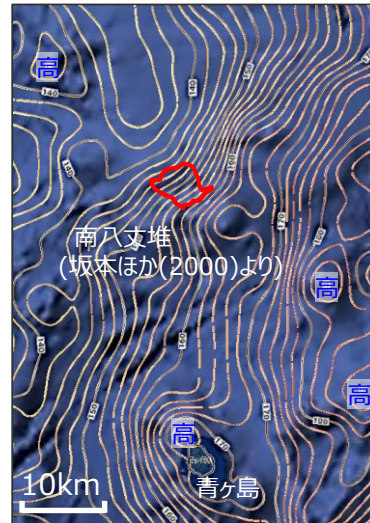
仮定密度
2.3g/cm³
mgal
 Above 270
 240 ~
 210 ~
 180 ~
 150 ~
 120 ~
 90 ~
 60 ~
 30 ~
 0 ~
 -30 ~
 -60 ~
 Below -60



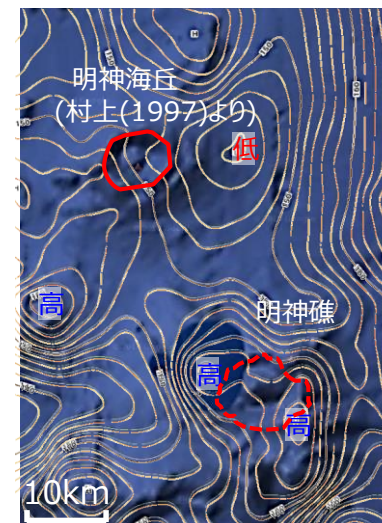
<大室ダシ>



<黒瀬堆>



<南八丈堆>



<明神海丘、明神礁>

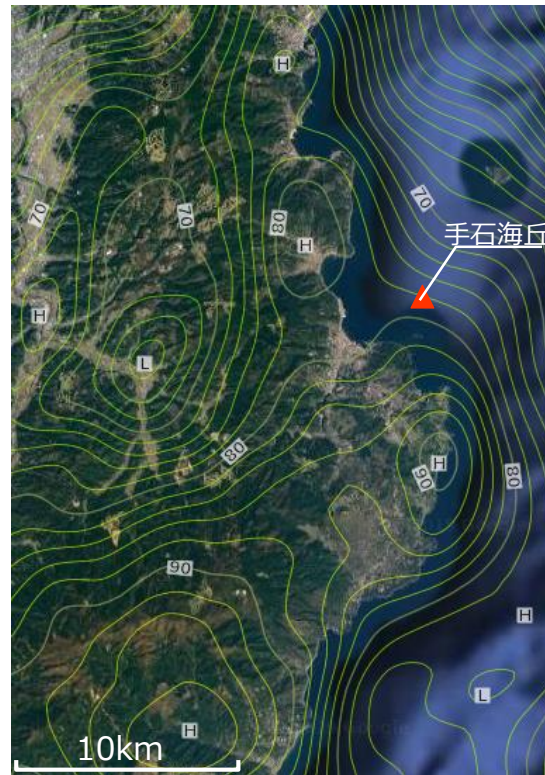
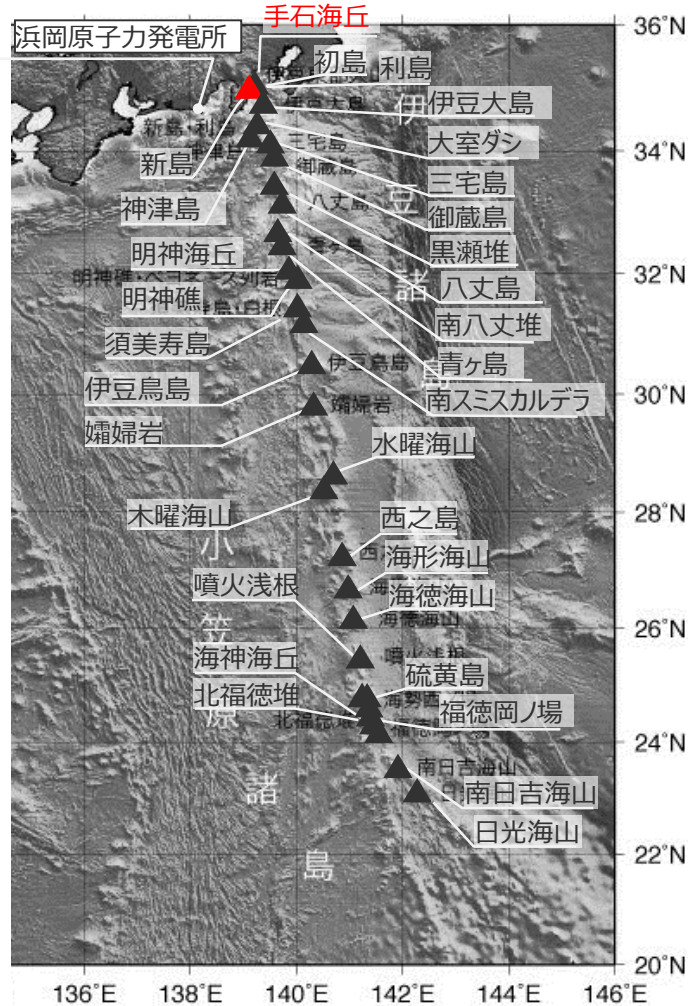


<南スミスカルデラ>

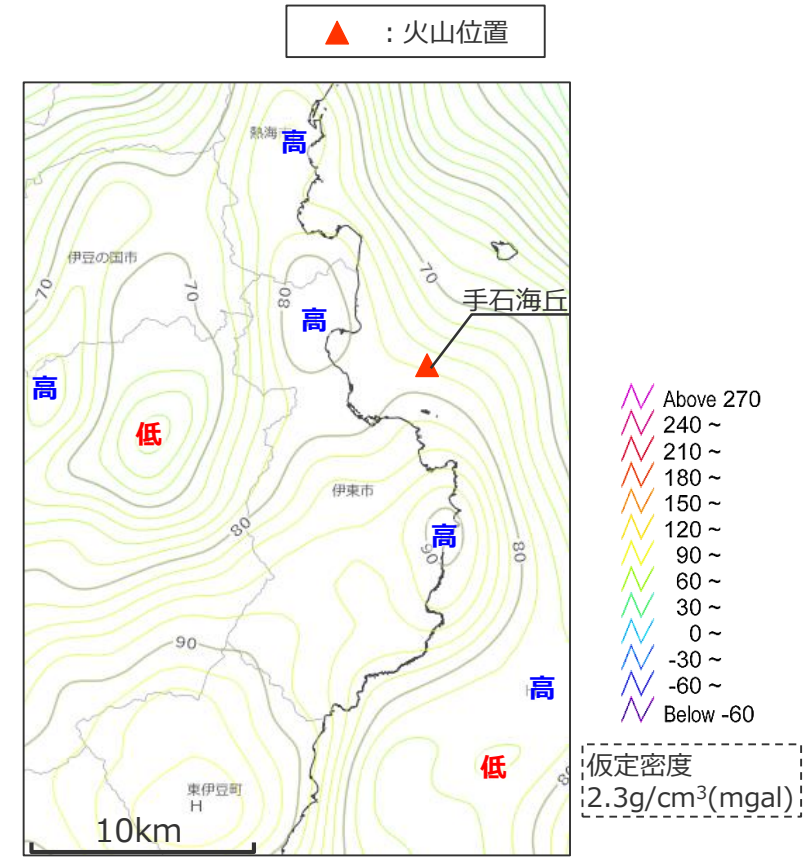
伊豆小笠原弧の海底火山周辺のブーゲー異常例 (背景は海底地形) (産業技術総合研究所 地質図Naviより作成)

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（手石海丘周辺の重力異常）

■ 手石海丘について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
手石海丘周辺 地形図+ブーゲー異常図

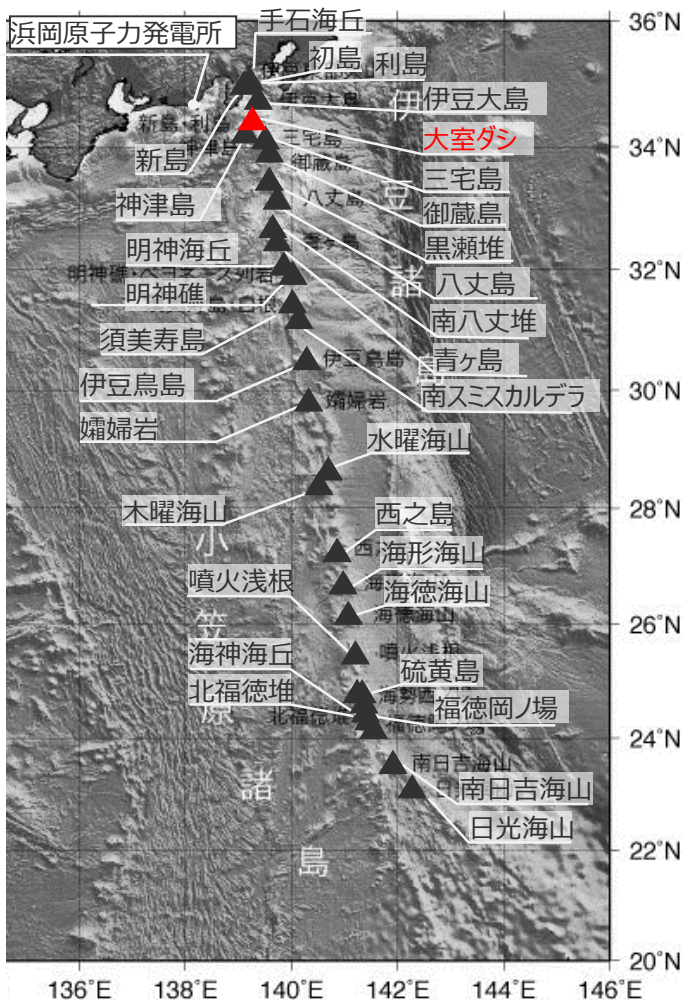


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
手石海丘周辺ブーゲー異常図

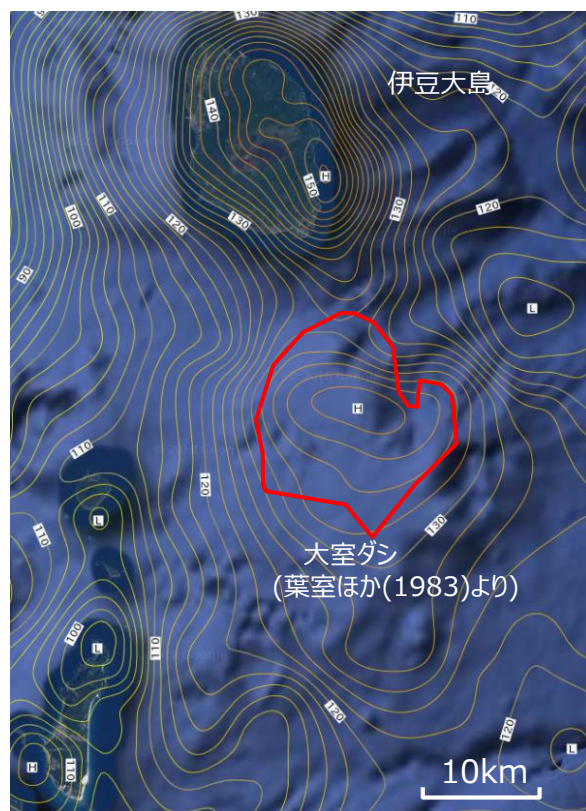
(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（大室ダシ周辺の重力異常）

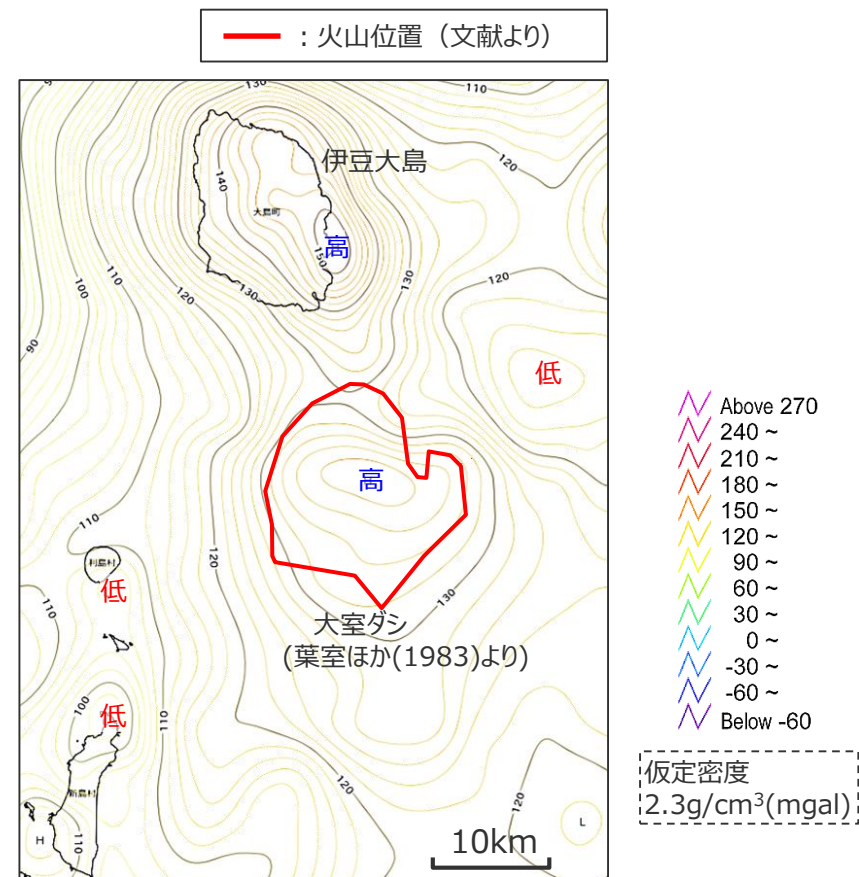
- 大室ダシは高重力異常を伴うとされる。(植田ほか(2000))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
大室ダシ周辺 地形図+ブーゲー異常図



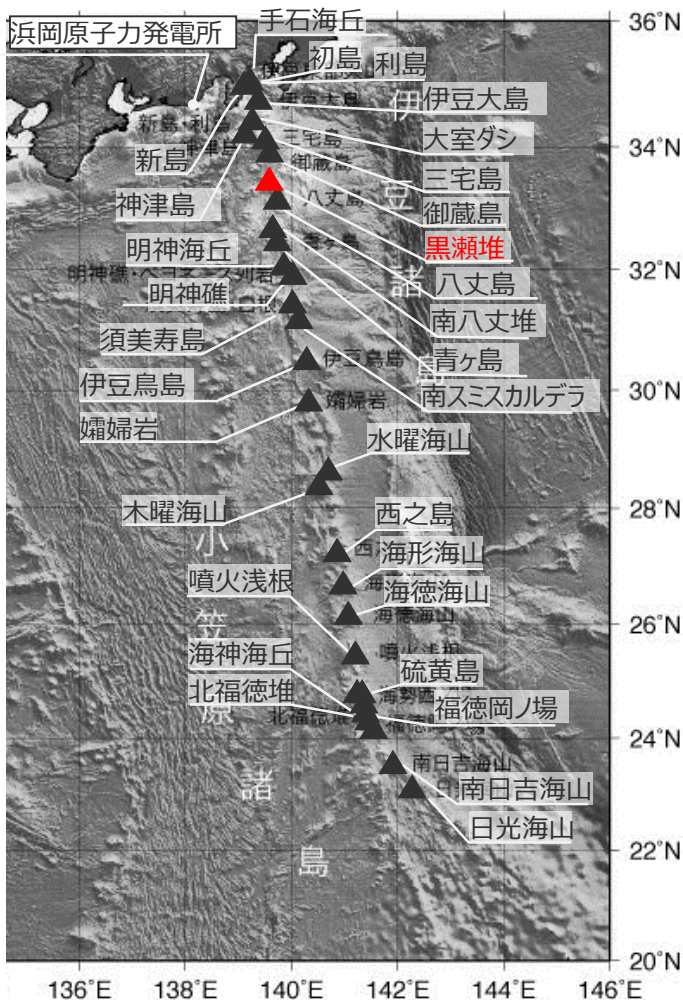
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
大室ダシ周辺 ブーゲー異常図

植田ほか(2000)

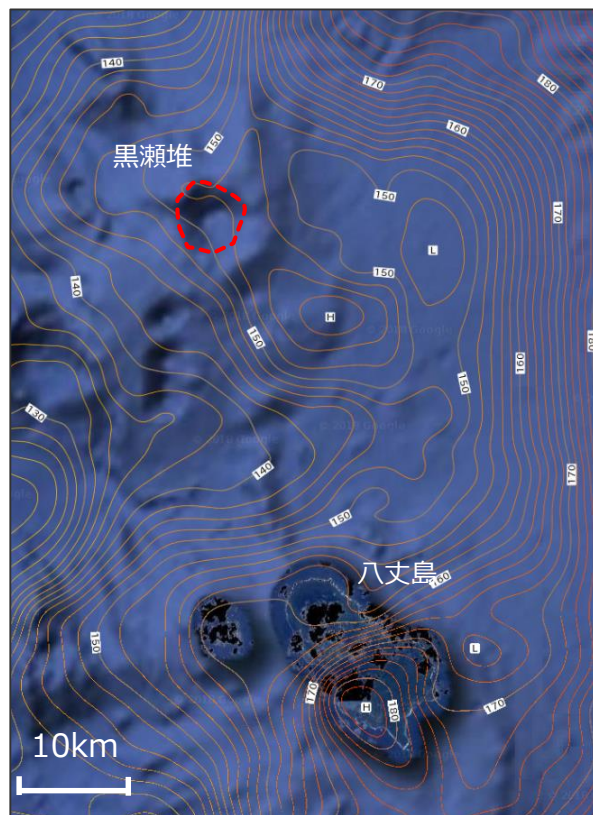
- ・ フリーエア重力異常図によると、三宅島付近、神津中瀬、新島東方から大室ダシ付近、神津島南西の銭洲海嶺に相対的の正の異常が認められる。
- ・ 銭洲海嶺全域を見ると、新島の北東側及び神津島の南西側ではブーゲー異常は相対的に高くなっており、この地域では磁気異常も顕著に認められる。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（黒瀬堆周辺の重力異常）

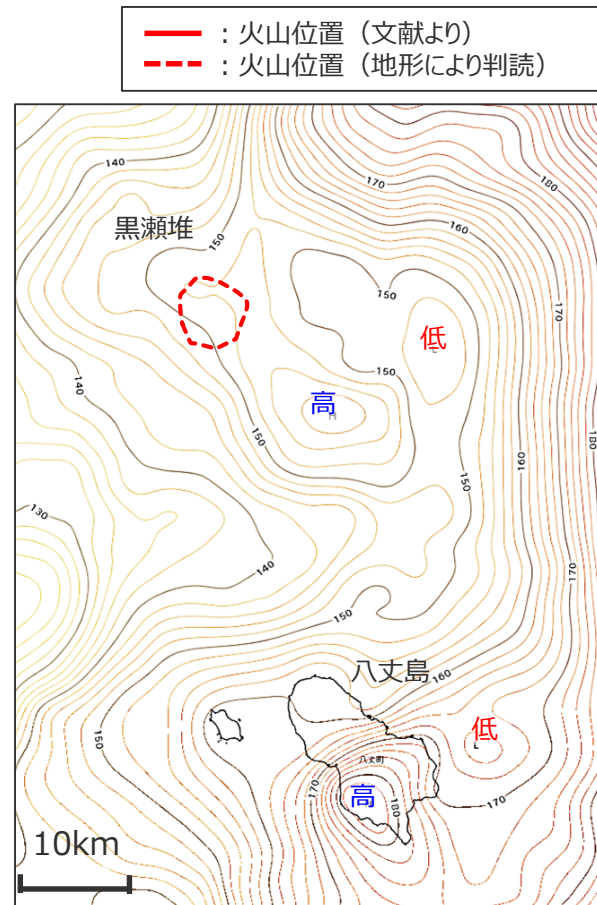
- 黒瀬堆は高重力異常を伴うとされる。(村上・斎藤(1990))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
黒瀬堆周辺 地形図+ブーゲー異常図



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
黒瀬堆周辺 ブーゲー異常図

— : 火山位置 (文献より)
- - - : 火山位置 (地形により判読)

Above 270
 240 ~
 210 ~
 180 ~
 150 ~
 120 ~
 90 ~
 60 ~
 30 ~
 0 ~
 -30 ~
 -60 ~
 Below -60

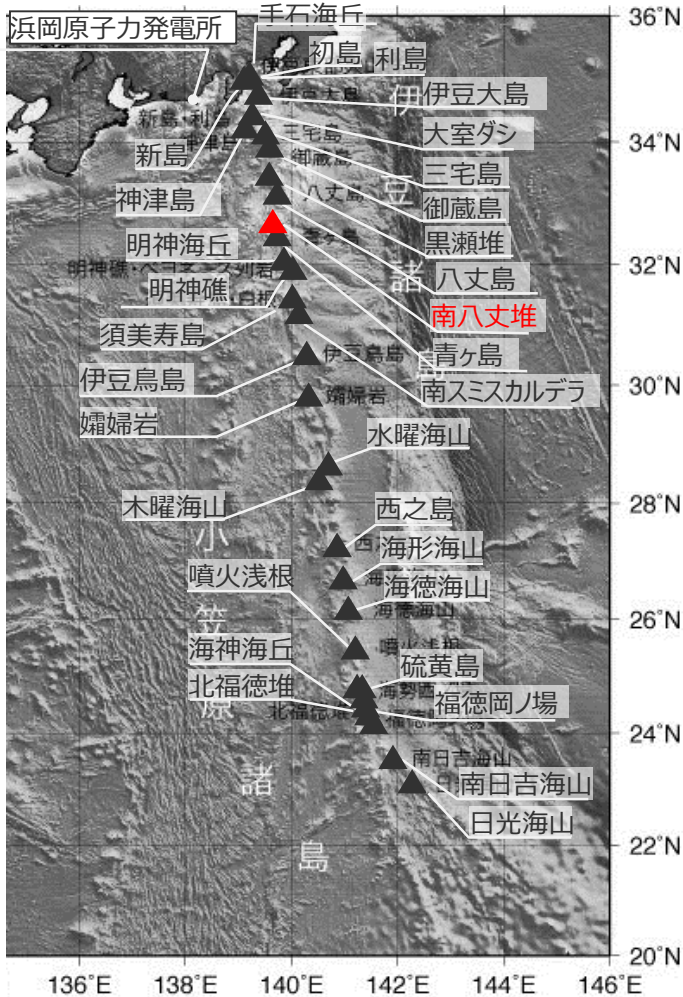
仮定密度
 2.3g/cm³(mgal)

村上・斎藤(1990)

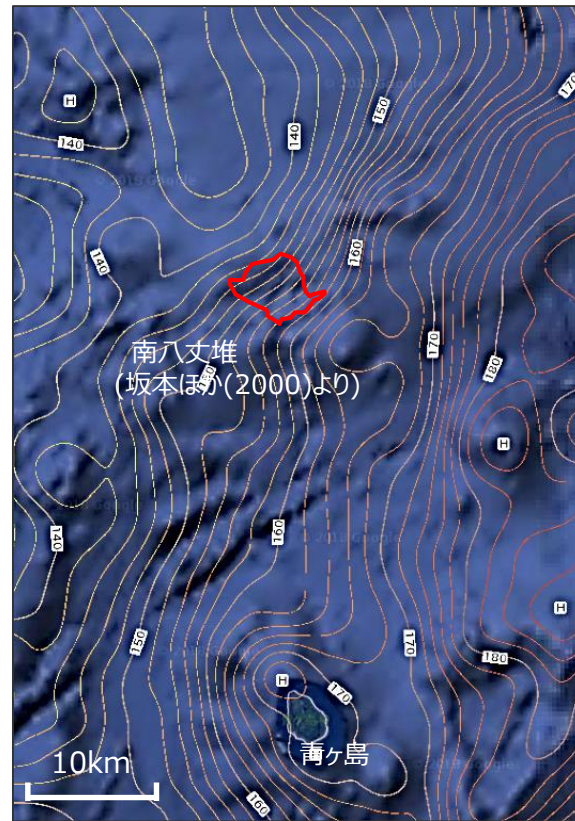
・ 伊豆・小笠原弧上の海底カルデラは、北から南へ順に黒瀬海穴、黒瀬西海穴、東青ヶ島カルデラ、北ベヨネーズカルデラ、明神礁カルデラ、スミスカルデラ、南スミスカルデラ、海形カルデラである。(中略) また重力のブーゲー異常は、カルデラ上でその周囲より高く、いわゆる高重力異常型のカルデラに属する。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（南八丈堆周辺の重力異常）

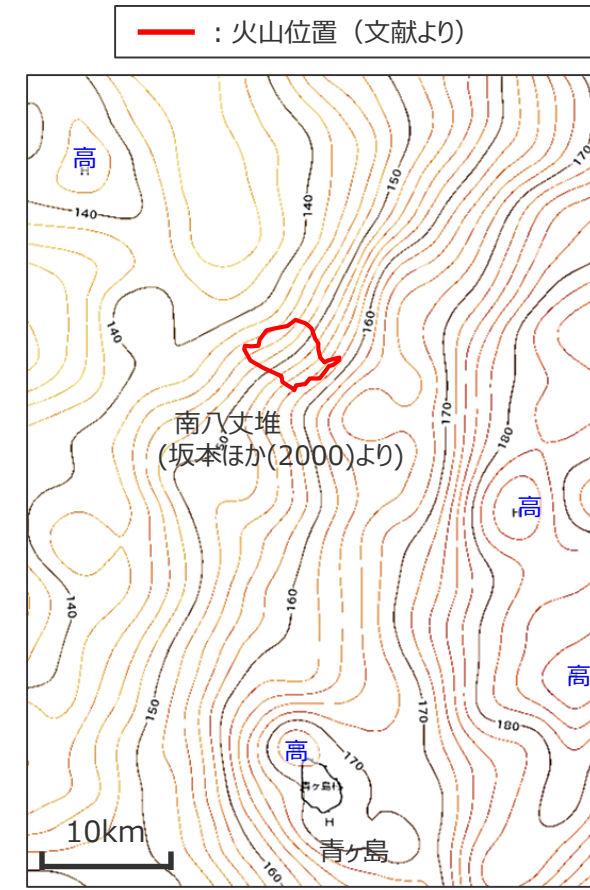
- 南八丈堆は低重力異常を伴わないとされる。(石田・坂本(2004))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南八丈堆周辺 地形図+ブーゲー異常図



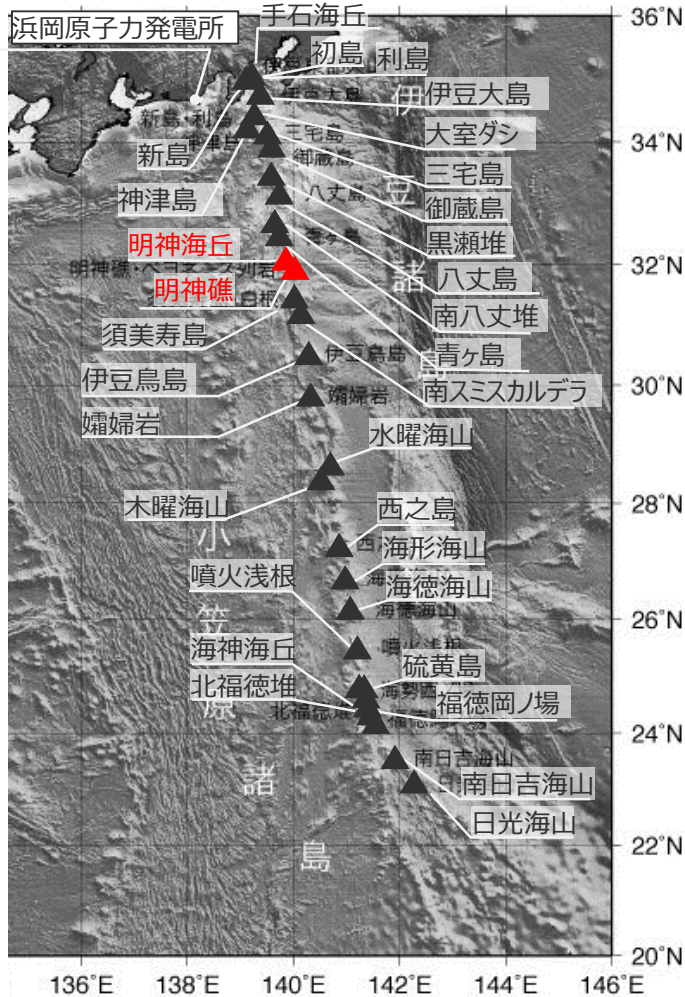
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南八丈堆周辺 ブーゲー異常図

石田・坂本(2004)
・ 南八丈海底火山(SHSV)に起因する重力異常は存在するだろうが、伊豆小笠原弧北部の海底カルデラで言われる高重力異常の傾向は見られない。

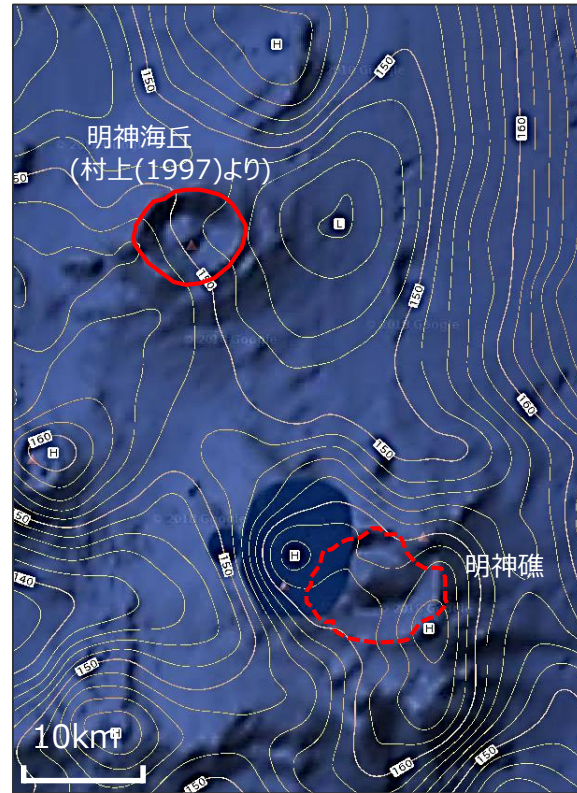
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（明神海丘及び明神礁周辺の重力異常）

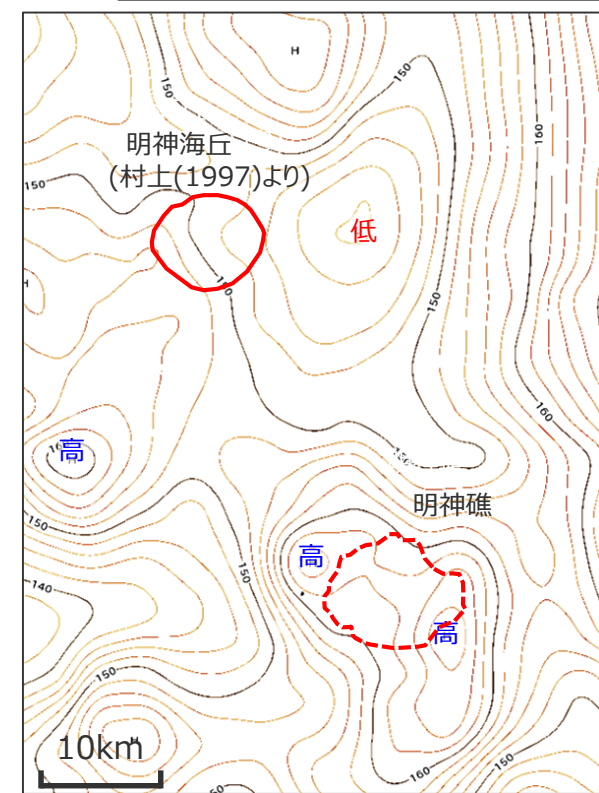
- 明神海丘は低重力異常を伴わないとされ、明神礁は高重力異常を伴うとされる。(植田ほか(2001))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山

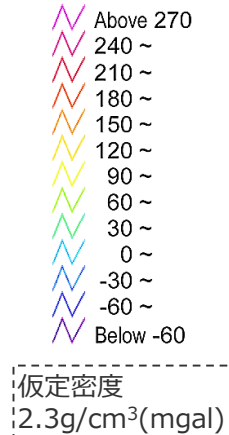


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
明神海丘及び明神礁周辺
地形図+ブーゲー異常図



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
明神海丘及び明神礁周辺
ブーゲー異常図

- : 火山位置 (文献より)
- - - : 火山位置 (地形により判読)

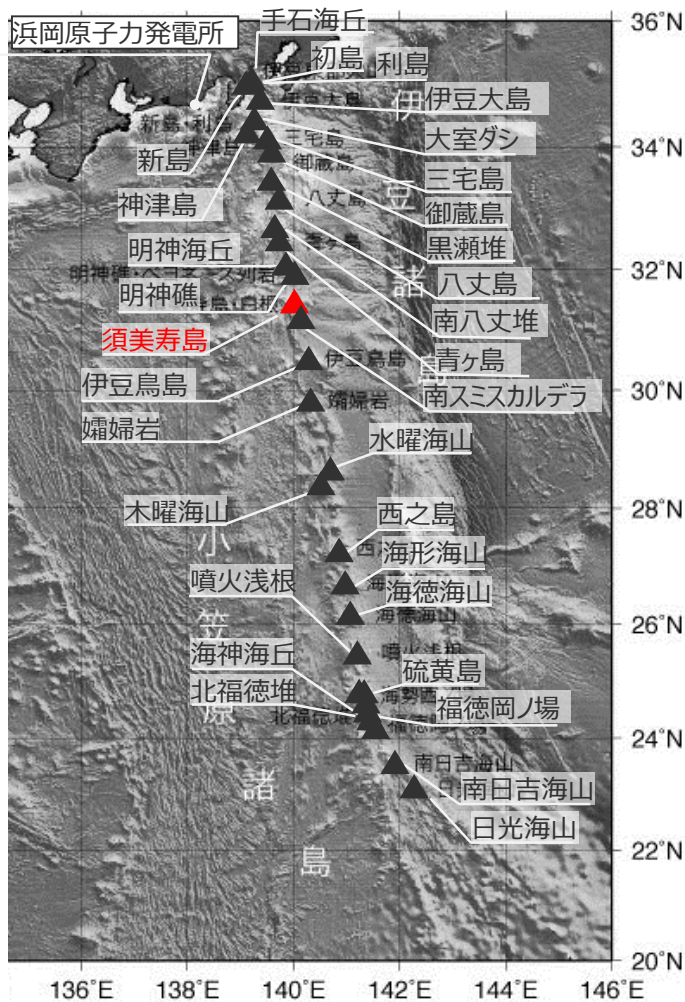


植田ほか(2001)

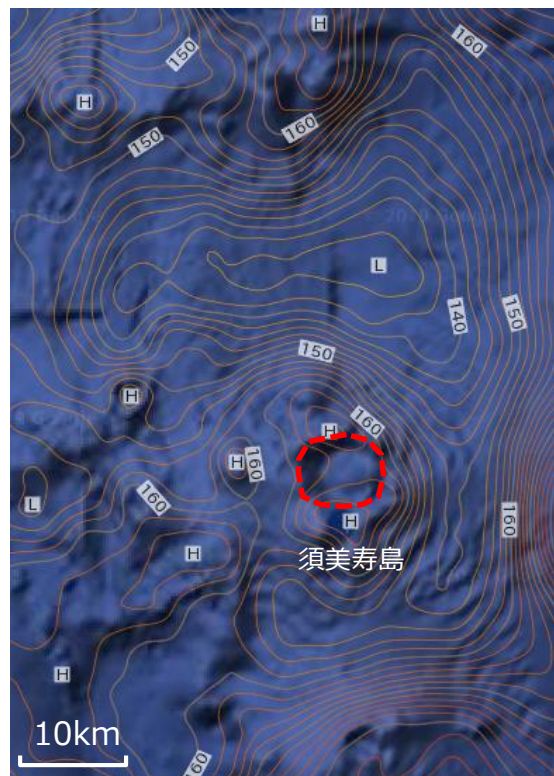
- ・ 高重力異常型の海底カルデラと考えられていた明神海丘カルデラは、外輪山の密度が1.84g/cm³と小さく、このため、仮定密度2.40g/cm³では、見かけ上高重力異常が生じる結果となったことも明らかにされた。
- ・ 明神礁カルデラは高重力異常を伴うカルデラである。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（須美寿島周辺の重力異常）

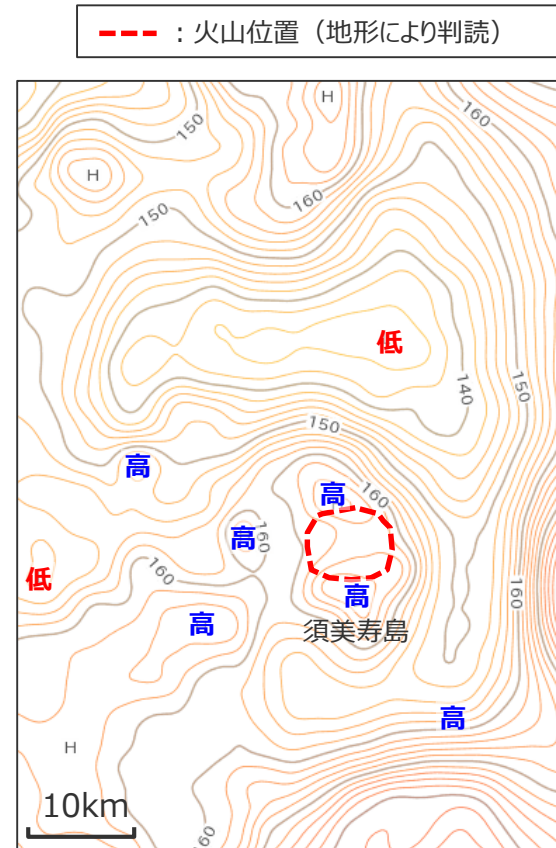
■ 須美寿島について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
須美寿島周辺 地形図+ブーゲー異常図

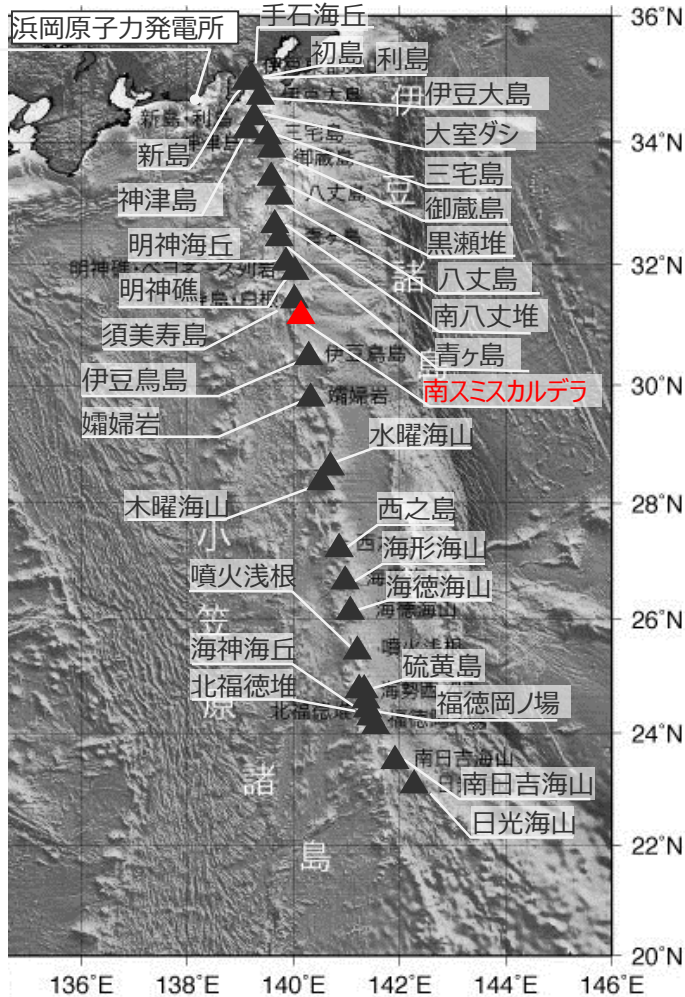


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
須美寿島周辺 ブーゲー異常図

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（南スミスカルデラ周辺の重力異常）

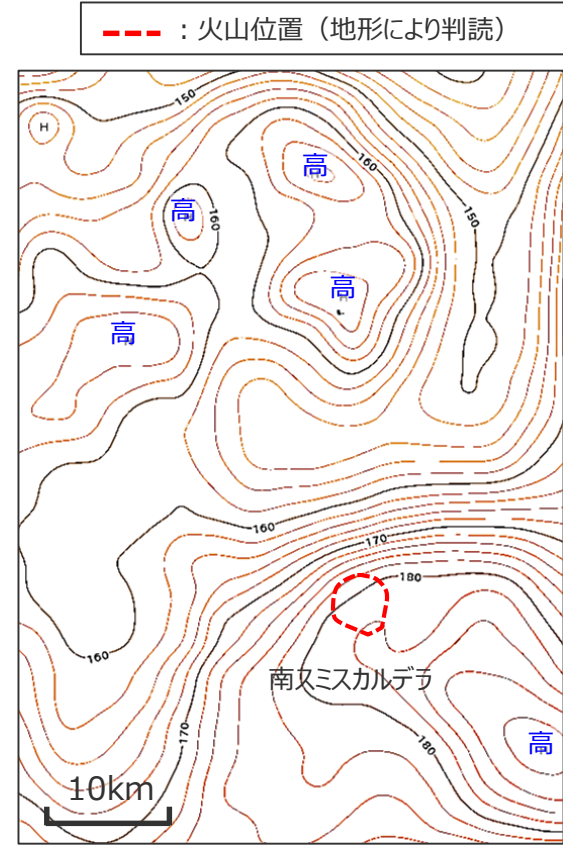
- 南スミスカルデラは高重力異常を伴うとされる。(村上・斎藤(1990))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南スミスカルデラ周辺 地形図+ブーゲー異常図



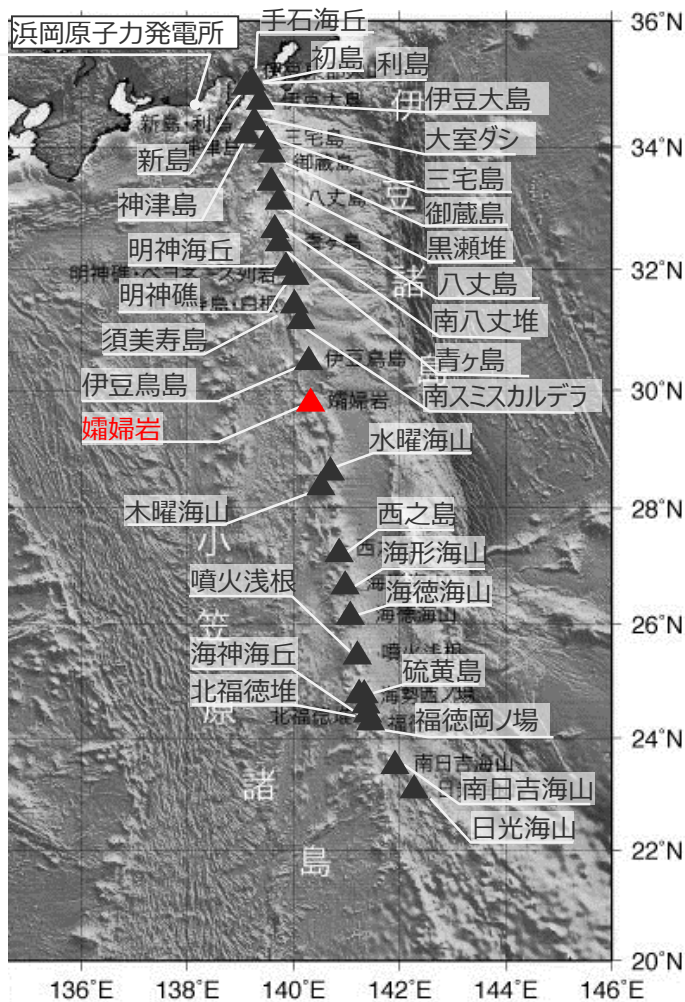
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南スミスカルデラ周辺 ブーゲー異常図

村上・斎藤(1990)

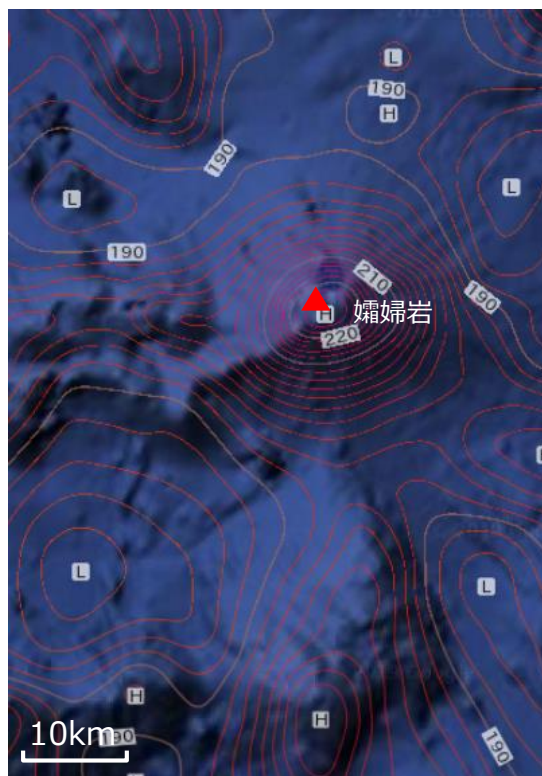
・ 伊豆・小笠原弧上の海底カルデラは、北から南へ順に黒瀬海穴、黒瀬西海穴、東青ヶ島カルデラ、北ベヨネーズカルデラ、明神礁カルデラ、スミスカルデラ、南スミスカルデラ、海形カルデラである。(中略) また重力のブーゲー異常は、カルデラ上でその周囲より高く、いわゆる高重力異常型のカルデラに属する。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（嬬婦岩周辺の重力異常）

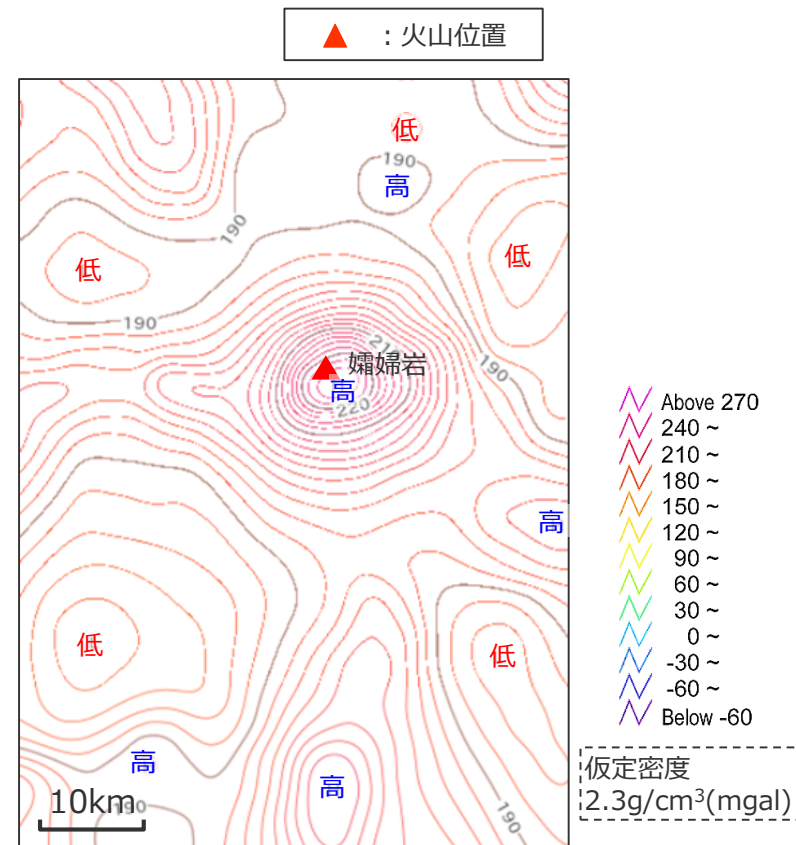
■ 嬬婦岩について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
嬬婦岩周辺 地形図+ブーゲー異常図

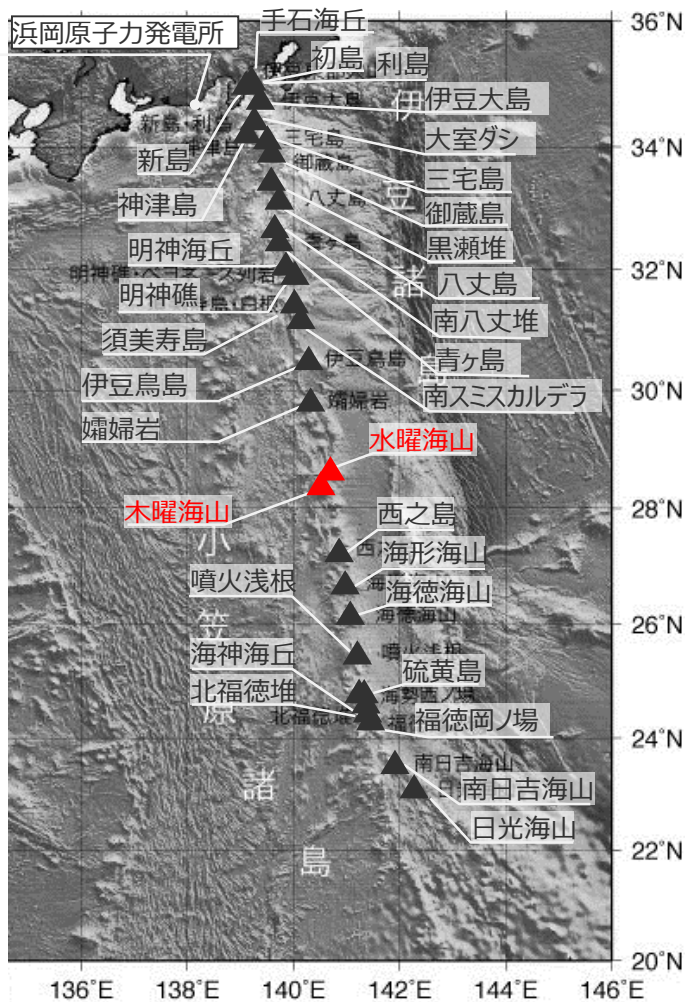


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
嬬婦岩周辺 ブーゲー異常図

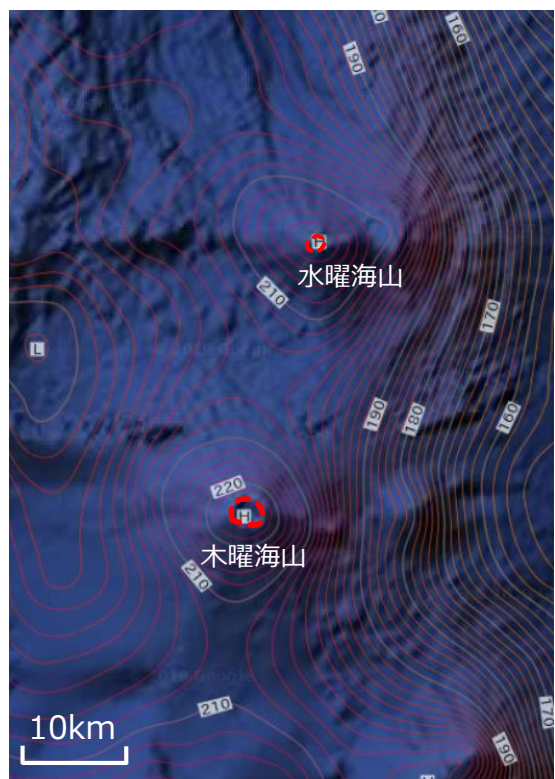
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（水曜海山及び木曜海山周辺の重力異常）

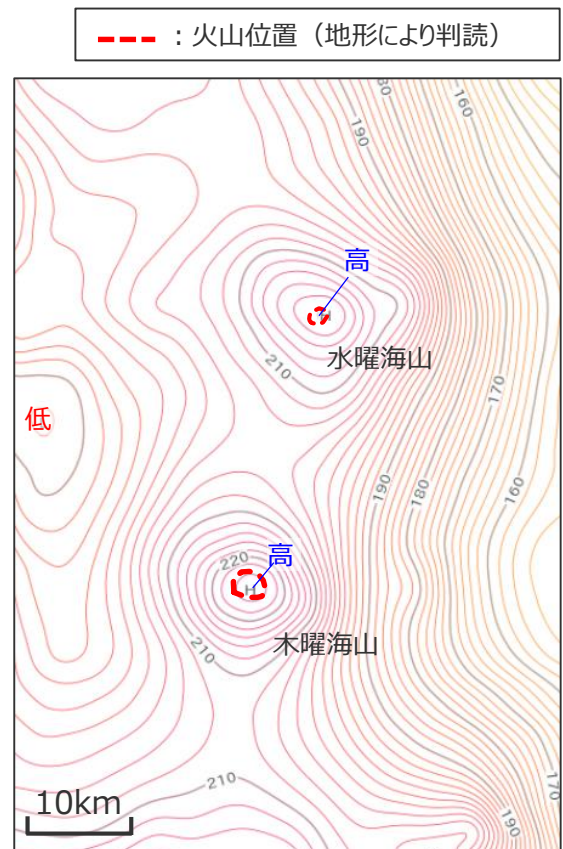
■ 水曜海山及び木曜海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



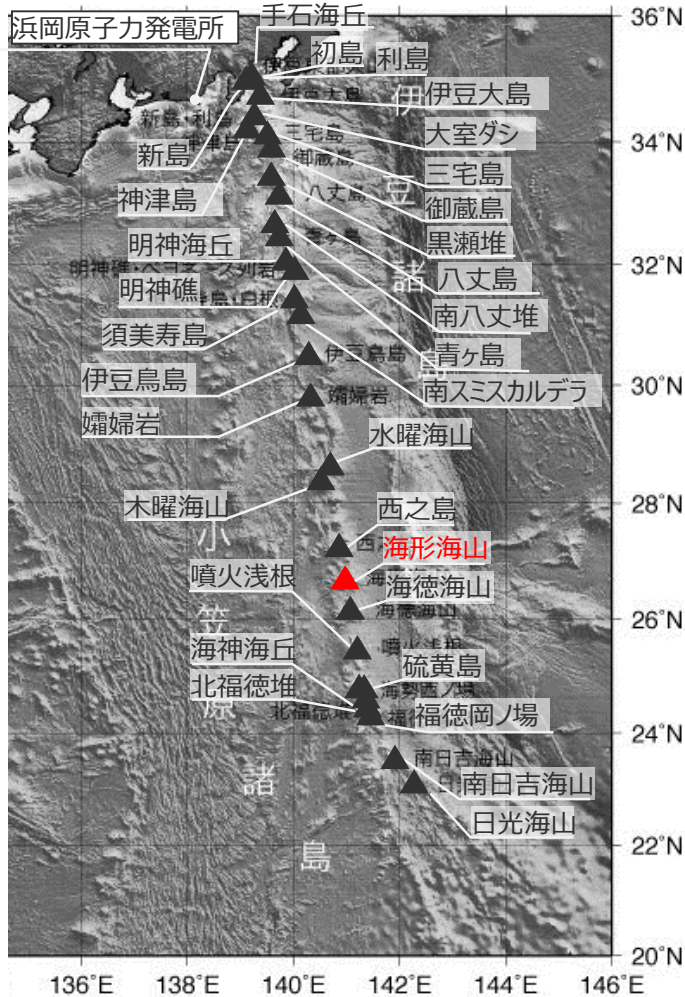
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
水曜海山及び木曜海山周辺
地形図+ブーゲー異常図



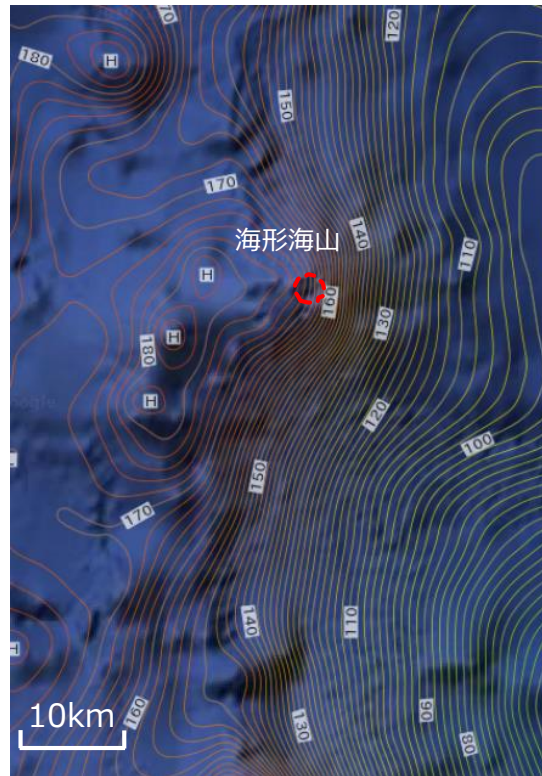
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
水曜海山及び木曜海山周辺
ブーゲー異常図

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（海形海山周辺の重力異常）

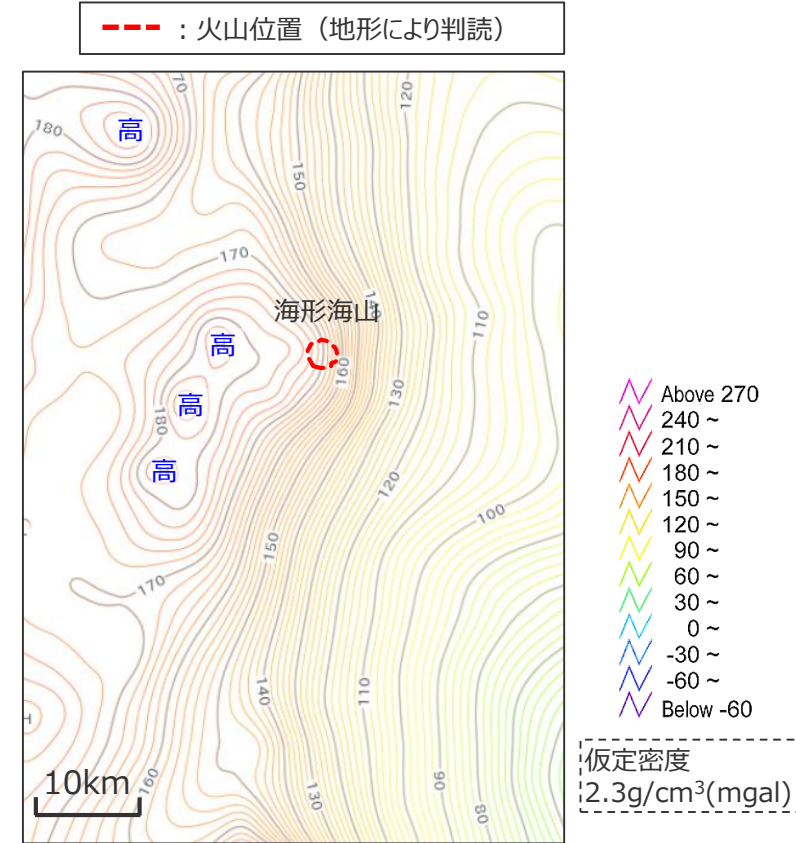
■ 海形海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



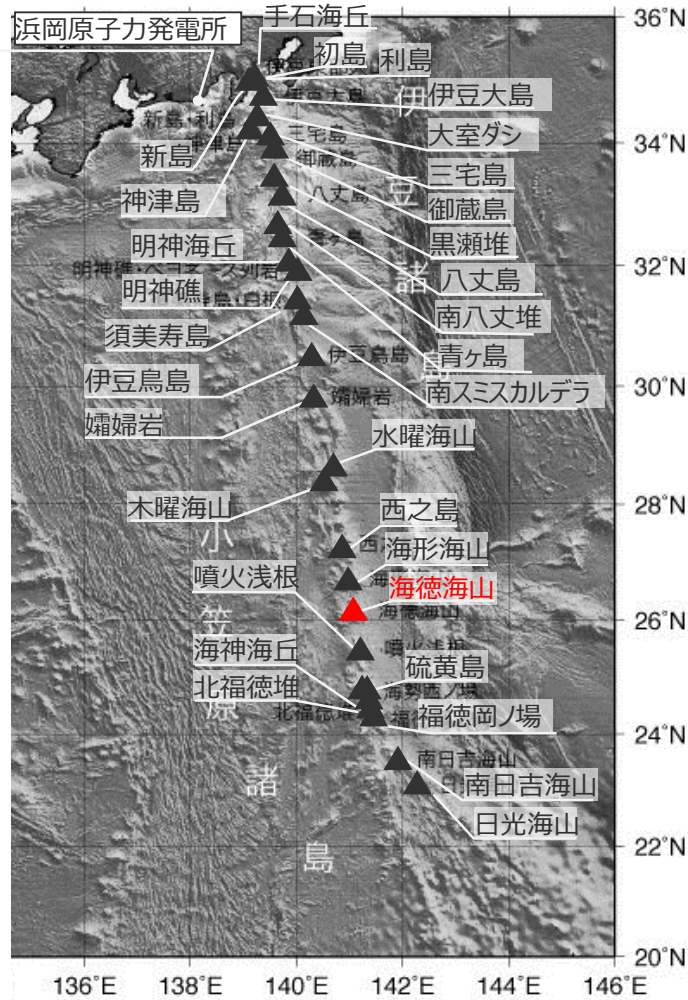
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
海形海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



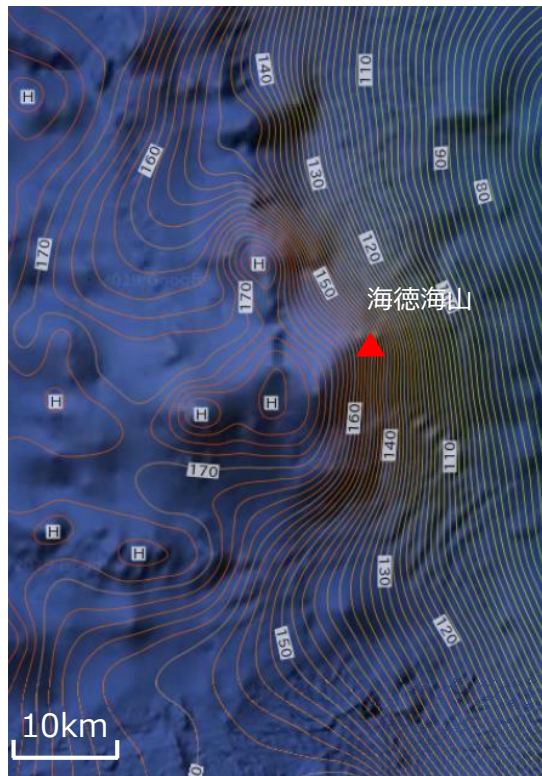
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
海形海山周辺 ブーゲー異常図

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（海徳海山周辺の重力異常）

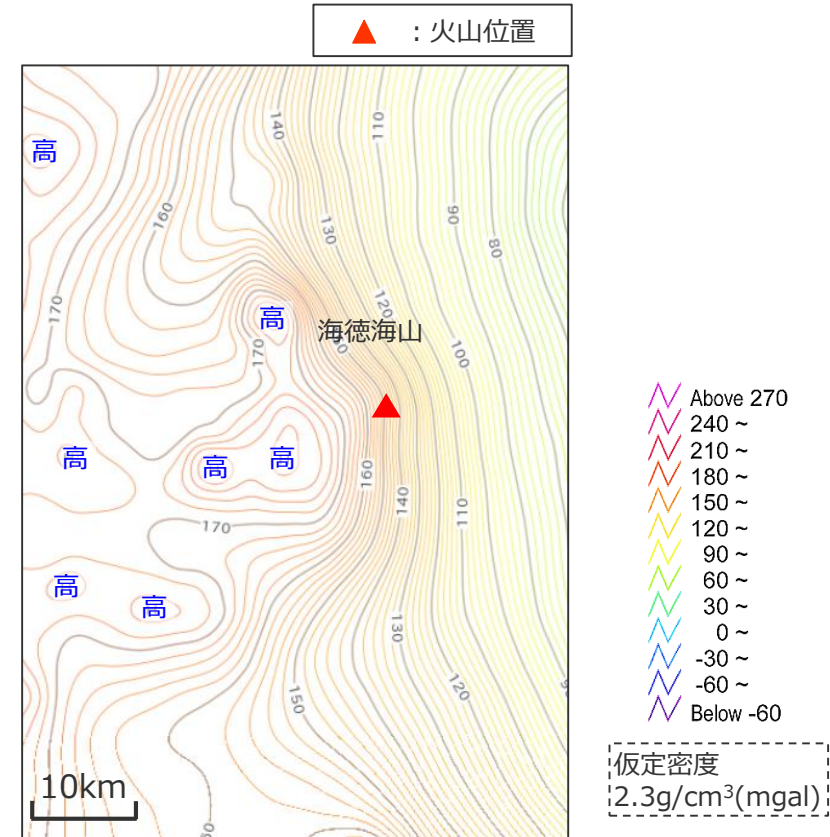
■ 海徳海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常ではないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



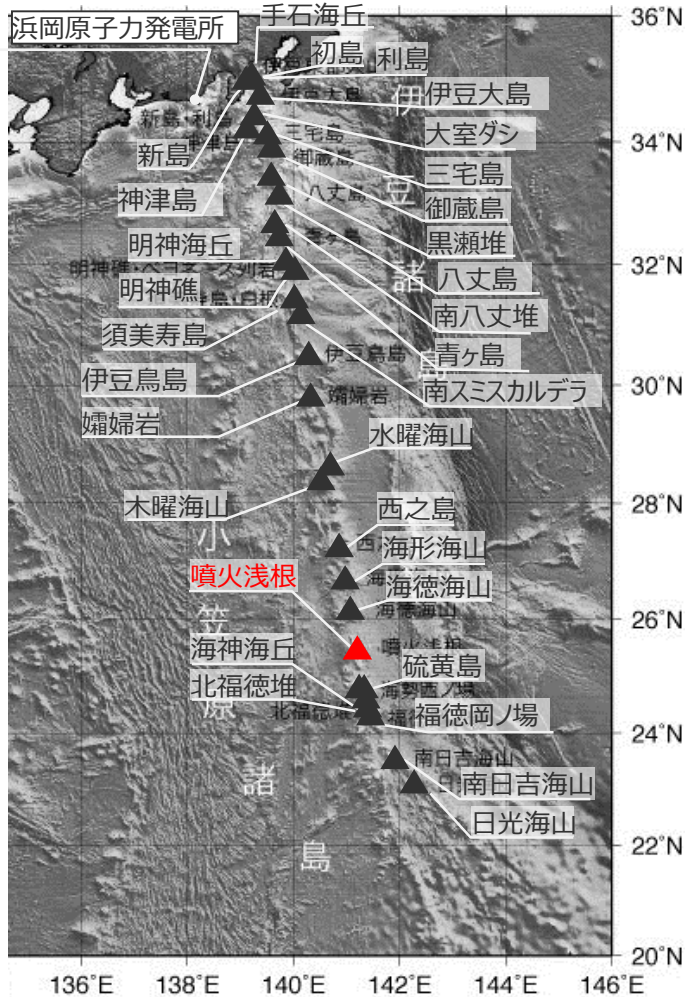
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
海徳海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



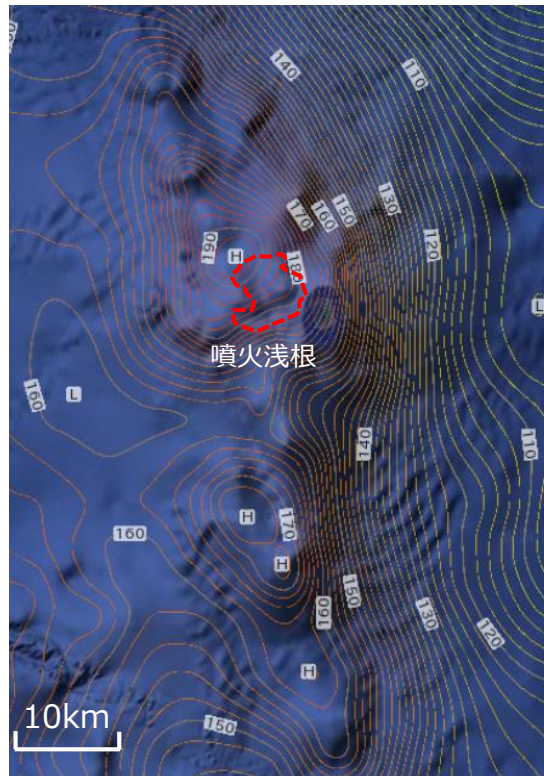
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
海徳海山周辺 ブーゲー異常図

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（噴火浅根周辺の重力異常）

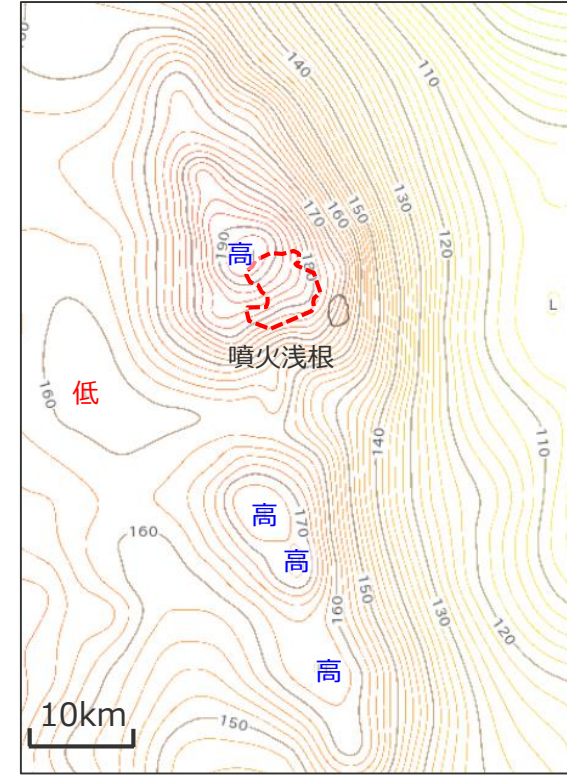
■ 噴火浅根について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
噴火浅根周辺 地形図+ブーゲー異常図

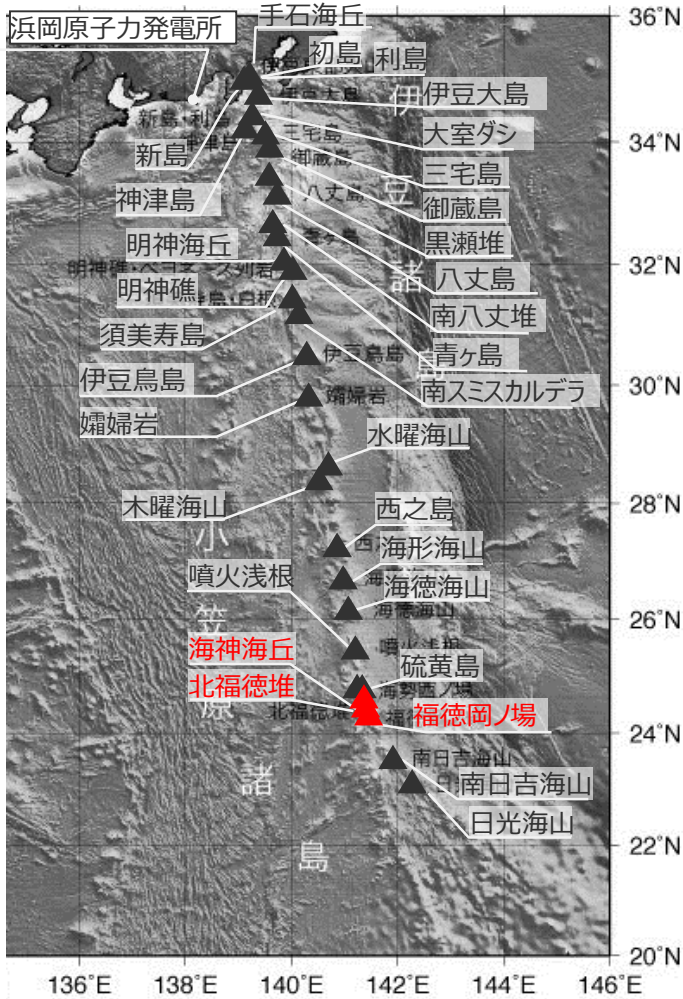


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
噴火浅根周辺 ブーゲー異常図

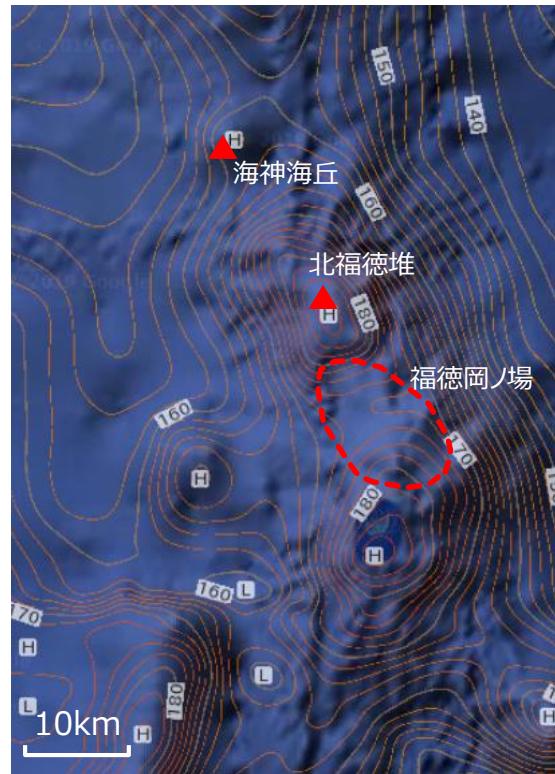
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（海神海丘、北福德堆、福德岡ノ場周辺の重力異常）

■ 海神海丘、北福德堆、福德岡ノ場について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。

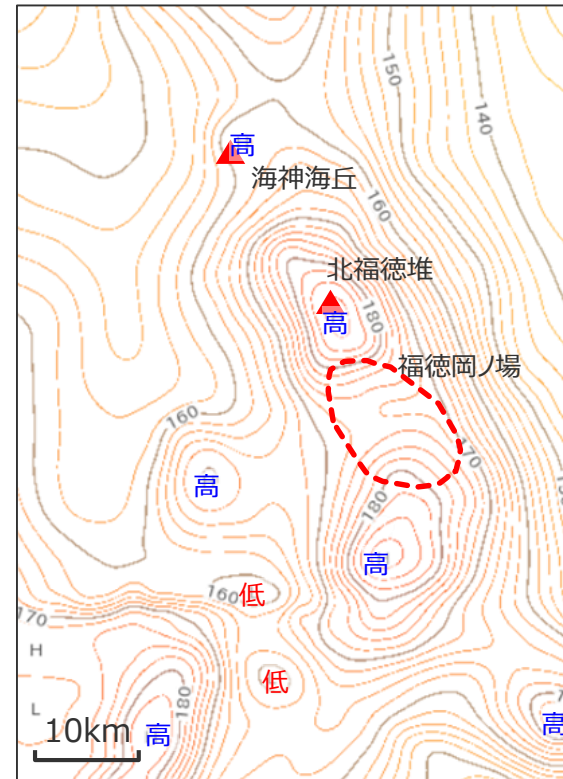
▲ : 火山位置
- - - : 火山位置（地形により判読）



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
福德岡ノ場周辺 地形図+ブーゲー異常図



▲ Above 270
▲ 240 ~
▲ 210 ~
▲ 180 ~
▲ 150 ~
▲ 120 ~
▲ 90 ~
▲ 60 ~
▲ 0 ~
▲ -30 ~
▲ -60 ~
▲ Below -60

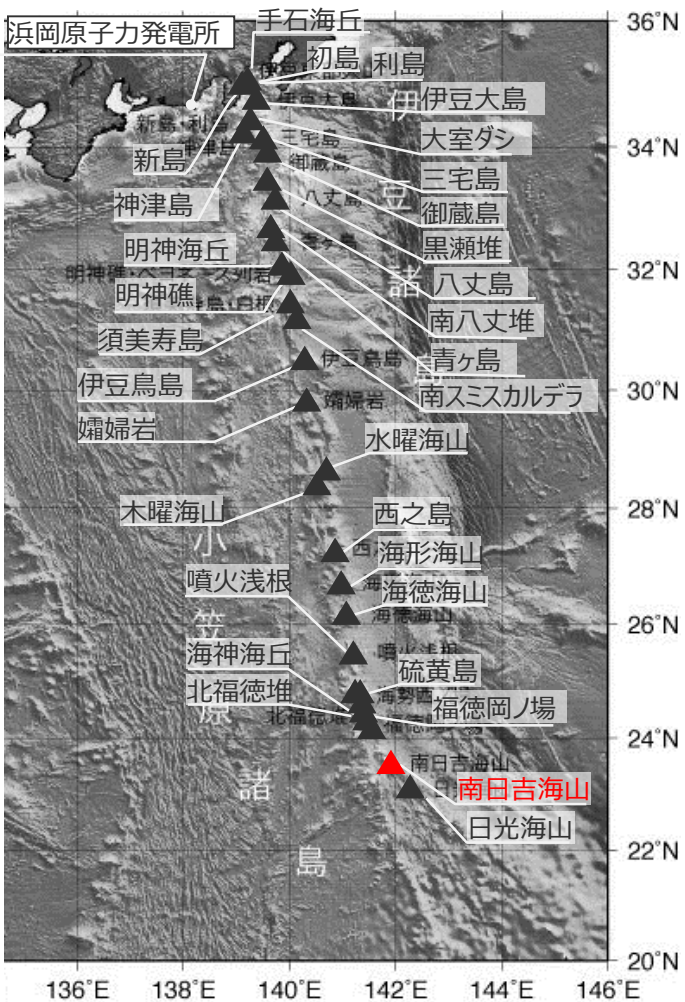
仮定密度
2.3g/cm³(mgal)

(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
福德岡ノ場周辺 ブーゲー異常図

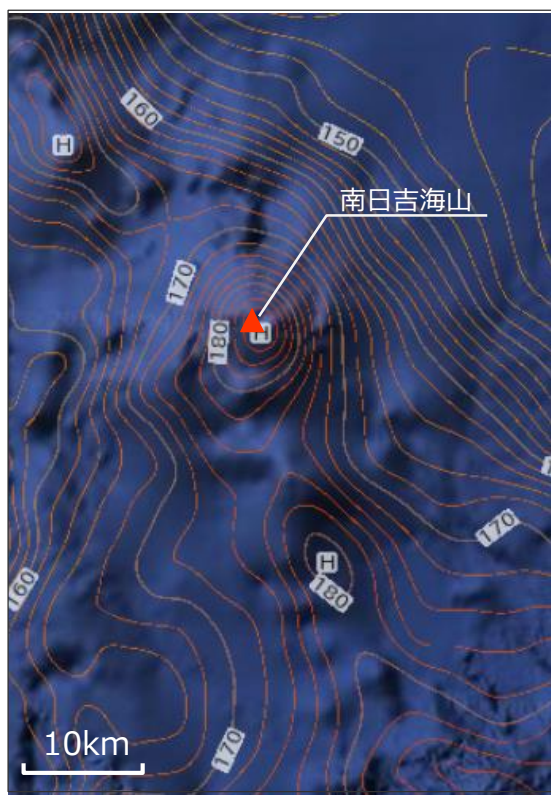
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（南日吉海山周辺の重力異常）

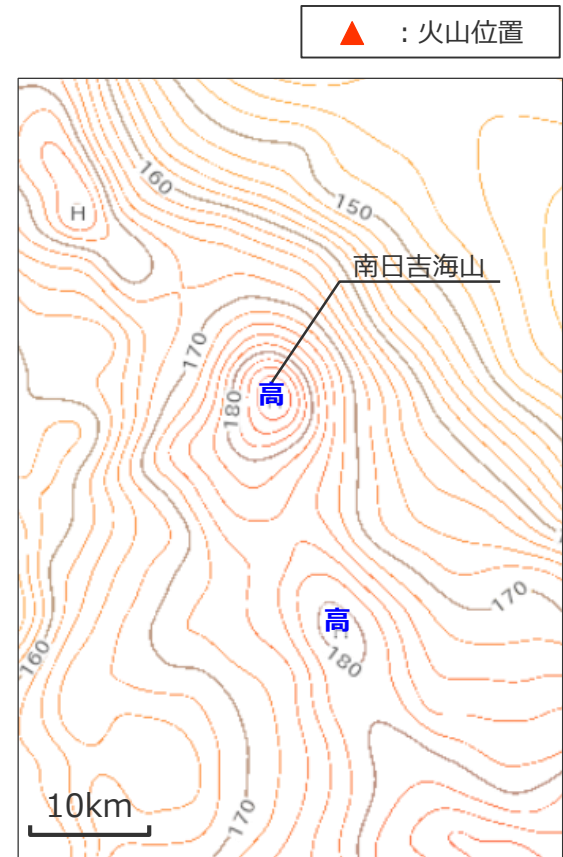
■ 南日吉海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南日吉海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
南日吉海山周辺 ブーゲー異常図

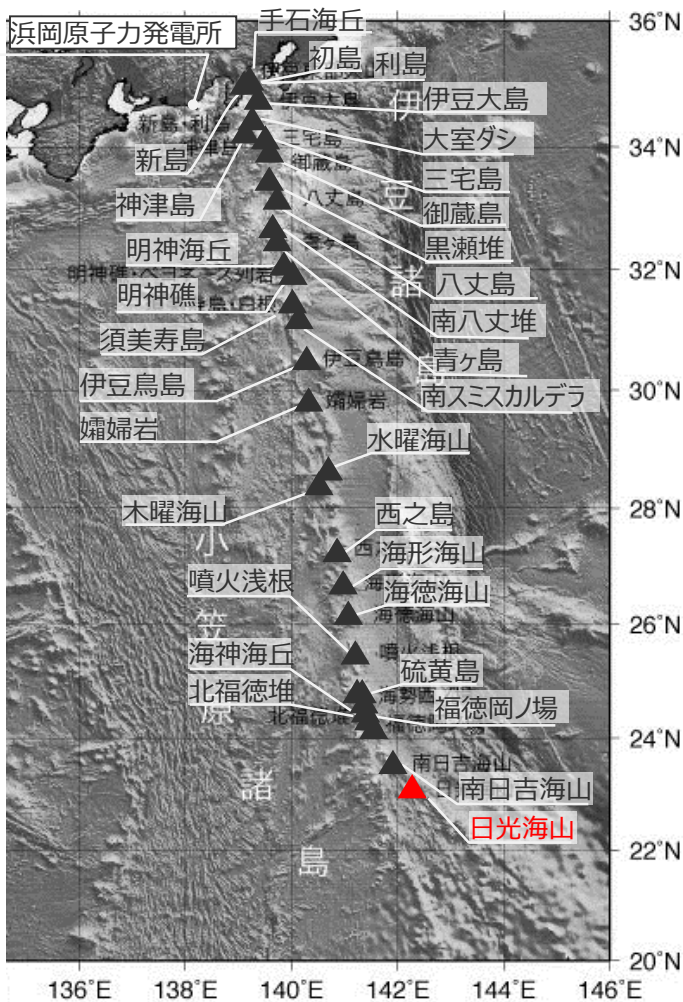
▲ : 火山位置

Above 270
 240 ~
 210 ~
 180 ~
 150 ~
 120 ~
 90 ~
 60 ~
 30 ~
 0 ~
 -30 ~
 -60 ~
 Below -60
 仮定密度
 2.3g/cm³(mgal)

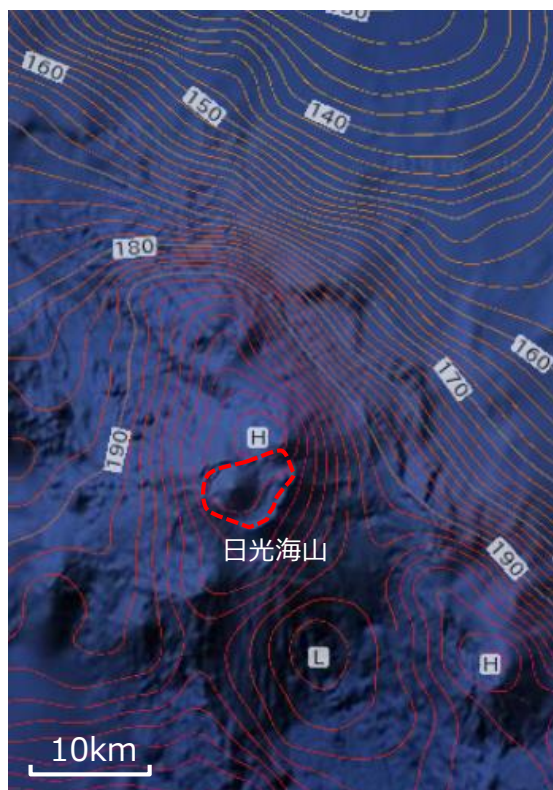
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（日光海山周辺の重力異常）

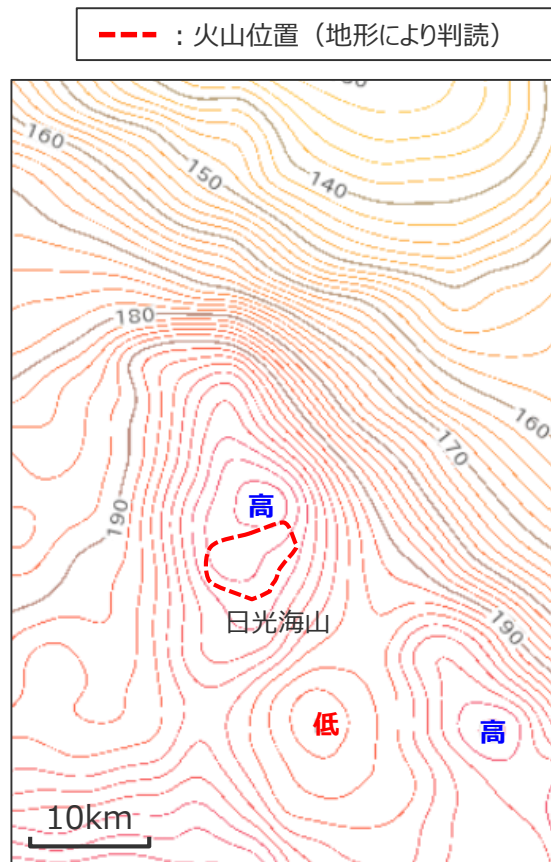
■ 日光海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原海溝沿いの第四紀火山



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
日光海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)
日光海山周辺 ブーゲー異常図

仮定密度
2.3g/cm³(mgal)

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

伊豆小笠原弧の個別火山（噴出物の主な岩質）

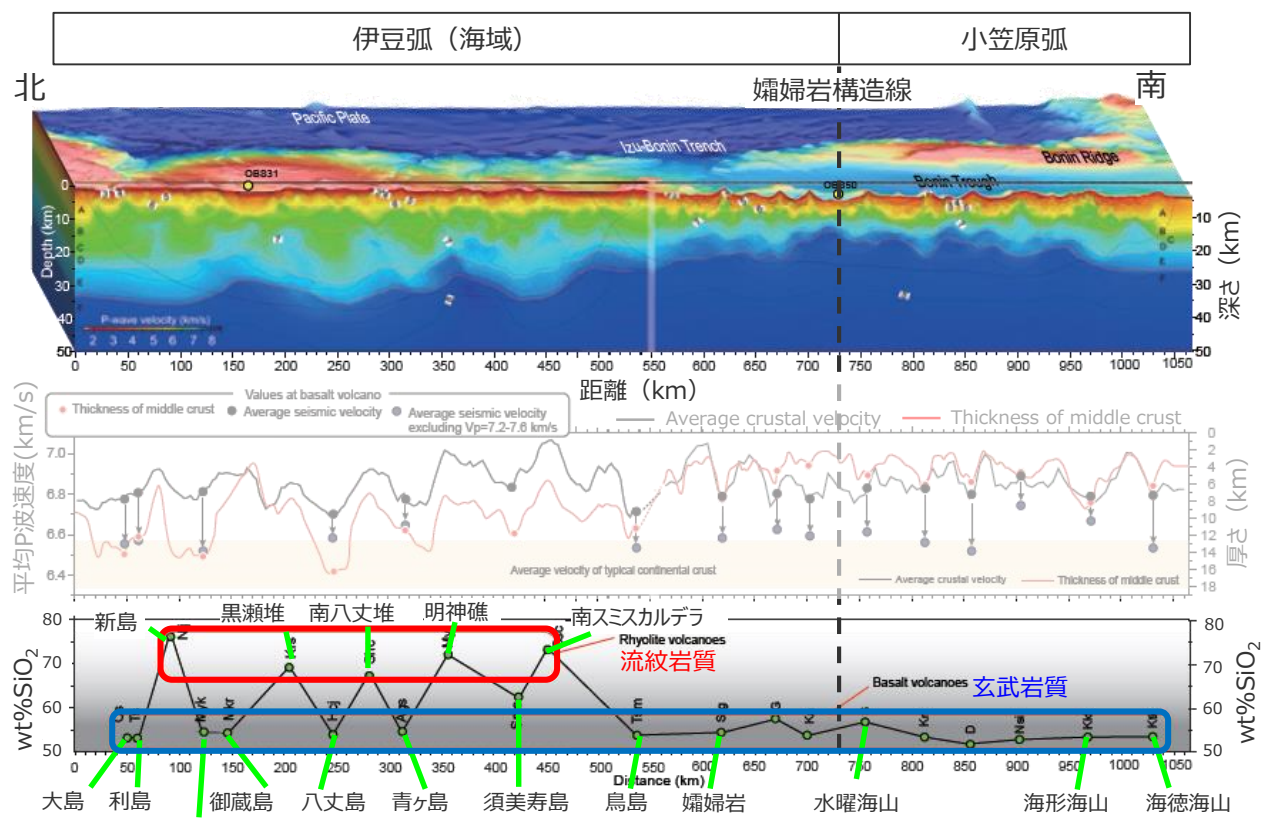
- 伊豆小笠原弧の各火山の主な噴出物は以下の通り。
- なお、珪長質マグマの噴出の有無は、過去に巨大噴火を起こしている火山の次の巨大噴火の準備段階の判断において重要とされている。一方、過去に巨大噴火を起こしていないと考えられ、北海道・九州周辺のような大規模なマグマ溜まりを形成可能とする発達した大陸地殻を持たない伊豆小笠原弧の火山においても珪長質マグマが噴出しているが、伊豆小笠原弧では大規模なマグマ溜まりを形成することなく珪長質マグマが生成されるメカニズムを推定しており、伊豆小笠原弧で噴出する珪長質マグマは巨大噴火の準備段階とは関連するものではないと考えられる。

・ 噴出物の主な岩質は火山影響評価に基づく
(中野ほか(2013)および田村(2016)に基づき最も卓越する岩種を記載)

火山名	最大規模噴火時の岩質
伊豆東部火山群	流紋岩
富士山	玄武岩
箱根火山群	デイサイト もしくは流紋岩
ハヶ岳火山群	流紋岩

火山名	噴出物の主な岩質
手石海丘	玄武岩
神津島火山群	流紋岩
初島	玄武岩
利島	玄武岩
新島火山群	流紋岩
伊豆大島	玄武岩
大室ダシ	流紋岩
三宅島	玄武岩
御蔵島	玄武岩
黒瀬堆	流紋岩
八丈島	玄武岩
南八丈堆	流紋岩
青ヶ島	玄武岩
明神海丘	流紋岩
明神礁	デイサイト
須美寿島	玄武岩
南スミスカルデラ	流紋岩
伊豆鳥島	玄武岩
嬬婦岩	玄武岩

火山名	噴出物の主な岩質
水曜海山	安山岩
木曜海山	玄武岩
西之島	安山岩
海形海山	安山岩
海徳海山	玄武岩
噴火浅根	玄武岩
硫黄島	安山岩
海神海丘	安山岩
北福德堆	不明
福德岡ノ場	安山岩
南日吉海山	安山岩
日光海山	玄武岩



(小平(2009)を基に作成)

地震波速度構造から推定される中部地殻の厚さと噴出マグマの関係

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

(参考) 伊豆小笠原弧のカルデラ状地形の体積と噴火規模との関係

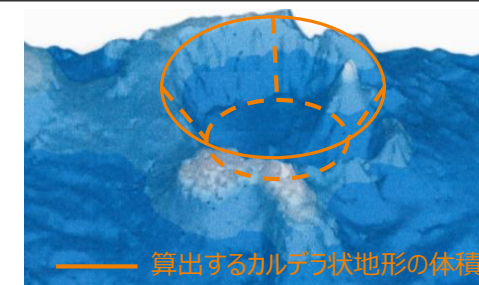
- 火口が海底に位置する火山について、カルデラ状の地形の体積の概算規模は最大で50km³程度である。
一方で、以下を踏まえると、カルデラ状地形の体積をそのまま海中噴火・カルデラ陥没等の規模として評価することは適切ではないと判断した。
- (1) 伊豆小笠原弧について、過去の巨大噴火を示す痕跡は確認されないことから、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7 (数10~100km³クラス) の噴火は過去に発生していないと考えられること、また、伊豆小笠原弧の地殻構造は、未発達な島弧地殻であり、北海道・九州周辺とは異なり地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模が大きいと考えられることから、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7 (数10~100km³クラス) の噴火を発生させる地域ではないと考えられること。
- (2) 大規模なカルデラ陥没地形は、幾度もの噴火を経て段階的に形成された地形であるとされること。
- (3) 伊豆小笠原弧の海底火山のカルデラ状地形は、低重力異常を伴わないことからカルデラ状地形の形成要因には諸説あること。

伊豆小笠原弧の火口を含むカルデラ状地形の体積

地域	海底火山名	縁の径(km)		底の径(km)		比高H (m)	カルデラ状地形体積概算規模V(km ³)	備考
		短径a ₁	長径b ₁	短径a ₂	長径b ₂			
伊豆弧	手石海丘	0.45	0.45	-	-	10	0.002	海上保安庁(2012a)
	大室ダシ	8	8	-	-	100	5.0	谷ほか(2017)
	黒瀬(堆)	4	4	-	-	690	8.7	径は岩淵ほか(1989)に基づく。 比高は海上保安庁 海域火山データベースより算出
	南八丈堆	4.6	5	-	-	160	2.9	坂本ほか(2000)
	明神海丘	6	7	3	4	800	17.0	村上(1997)
	明神礁	9	9	6	6	900	41.4	Yuasa et al.(1991)
	須美寿島	8	10	-	-	780	49.0	Tani et al.(2008)
	南スミカルデラ	2	3	1	2	572	1.8	高田ほか(1994)
	嬬婦岩	海底地形図から火口を含むカルデラ状地形は確認されない						海底地形図*
小笠原弧	水曜海山	1.5	1.5	-	-	500	0.9	長岡ほか(1992)
	木曜海山	2.3	3	-	-	561	3.0	長岡ほか(1992)
	海形海山	3	3	-	-	504	3.6	海上保安庁(2012b)
	海徳海山	3	3	-	-	403	2.9	径は海上保安庁(2019)に基づく。 比高は海底地形図*より読み取り。
	噴火浅根	7.9	7.9	-	-	410	20.1	径は海底地形図*より読み取り。 渡辺(1994)より比高を算出。
	海神海丘	海底地形図から火口を含むカルデラ状地形は確認されない						海底地形図*
	北福德堆	海底地形図から火口を含むカルデラ状地形は確認されない						海底地形図*
	福德岡ノ場	10	16	-	-	380	47.8	径は海上保安庁 海域火山データベースに基づく。 比高は地震速度構造より読み取り。
	南日吉海山	1	1	-	-	100	0.1	西澤ほか(2003) (比高は100mと仮定。)
	日光海山	5	5	-	-	300	5.9	径は海上保安庁 海域火山データベースに基づく。 比高は海底地形図(気象庁(2013))より読み取り。

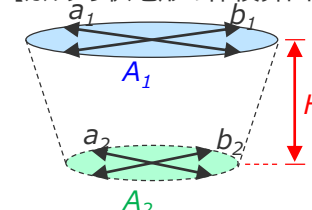
・- : 底の径について文献から読み取れないもの

*海上保安庁 海域火山データベース



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
須美寿島の鳥瞰図

【カルデラ状地形の体積算出方法】



$$V = (A_1 + A_2) / 2 \times H / 1000$$

$$A_1 = \pi \times a_1 / 2 \times b_1 / 2$$

$$A_2 = \pi \times a_2 / 2 \times b_2 / 2$$

V : カルデラ状地形の体積

A₁ : 縁の面積 A₂ : 底の面積

H : 比高

a₁ : 縁の短径 b₁ : 縁の長径

a₂ : 底の短径 b₂ : 底の長径

なお、底の径が読み取れない場合は、円柱もしくは楕円柱として計算する。

(参考) 伊豆小笠原弧のカルデラ状地形の体積と噴火規模との関係

(1) 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較結果

■ 伊豆小笠原弧（海域）の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧（海域）とで比較することにより、噴火規模を検討した。
 ➔ その結果、海底火山の噴火規模に関する情報は不足しているものの、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」、「②火山帯の地殻構造に関する調査」のいずれの結果からも、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7（数10~100km³クラス）の噴火は発生していないと考えられる。

①過去の巨大噴火を示す痕跡

項目	巨大噴火の履歴を持つ地域 (北海道・九州周辺)	項目	伊豆小笠原弧（海域）
テフラ分布等から確認される噴火規模 [噴火様式]	最大：数10~100km ³ クラス [ウルトラプリニー式噴火] (数100km以上の広範囲に堆積するテフラ分布から、VEI6~7 (数10~100km ³ クラス) の巨大噴火が繰り返し発生していたことが報告されている。) (町田・新井(2011)等)	テフラ分布等から確認される噴火規模 [噴火様式]	最大：1.74DREkm ³ [プリニー式噴火] (八丈島(山元(2015)) (伊豆小笠原弧を起源とする、数100km以上の広範囲に堆積するような大規模なテフラ分布は報告されていない。) (町田・新井(2011)等)
火山周辺の重力異常	低重力異常を伴う (村上(1997)等)	火山周辺の重力異常	低重力異常を伴わない (植田ほか(2000)等)
巨大噴火の痕跡	あり	巨大噴火の痕跡	なし

伊豆小笠原弧（海域）について、過去の巨大噴火を示す痕跡は確認されないことから、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7（数10~100km³クラス）の噴火は過去に発生していないと考えられる。

②火山帯の地殻構造

項目	巨大噴火の履歴を持つ地域 (北海道・九州周辺)	項目	伊豆小笠原弧（海域）
地殻構造	発達した大陸地殻 (地殻厚さ：30-40km、地殻密度：マグマ密度と同程度) (下司(2016)等)	地殻構造	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ：15-25km、地殻密度：マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)
形成可能となるマグマ溜まりの規模	大	形成可能となるマグマ溜まりの規模	中~小

伊豆小笠原弧（海域）の地殻構造は、未発達な島弧地殻であり、北海道・九州周辺とは異なり地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模が大きくないと考えられることから、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7（数10~100km³クラス）の噴火を発生させる地域ではないと考えられる。

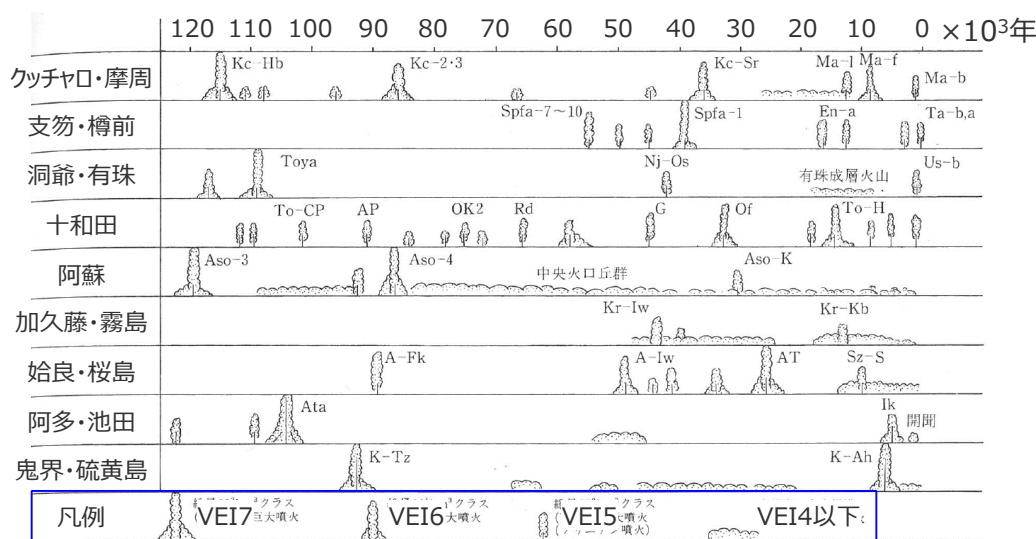
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

(参考) 伊豆小笠原弧のカルデラ状地形の体積と噴火規模との関係

(2) 大規模なカルデラ地形の形成過程

- カルデラ形成期に複数の大噴火があることがわかってきたため、カルデラは一回の噴火で一気にできたのではなく、幾度もの噴火を経て段階的にできた地形とされている。(町田・新井(2011)、萬年(2008))
- アナログ実験に基づき、カルデラブロックの沈降程度により陥没構造が段階的に進化するモデルが示されており、実際のカルデラでも、カルデラの水平規模に対する沈降量が増加するにつれて、陥没断層の構造がアナログ実験で示されたような変化を示すことが知られている。(下司(2018))

大規模なカルデラ陥没地形は、幾度もの噴火を経て段階的にできた地形とされる。



(町田・新井(2011)を基に作成)

後期第四紀(過去12.5万年間)における巨大噴火の歴史

町田・新井(2011)

- ・ これまでカルデラは1輪廻の大規模な爆発的噴火でできると考えられてきたことがあったが、テフラ、中でも火砕流堆積物の研究が進むにつれて、大きなカルデラ火山は、何度かの巨大噴火を行った歴史を持つことがわかってきた。(中略)しかし、上記のようにカルデラは多輪廻の噴火によって形成された地形であるから、上の相関関係はカルデラの形成に関わったすべてのテフラの量を統計して、それとカルデラの大きさとの関係を見るべきであろう。

萬年(2008)

- ・ 火山灰層序の検討からは、カルデラ形成期に複数の大噴火があることがわかってきたため、カルデラは一回の噴火で一気にできたのではなく、幾度もの噴火を経て段階的にできたと考えられる方がよいという主張がされた。

Stage 1



陥没初期にはマグマ溜り天井全体がたわむように変形する downsag 状の変形がみられる。(Acocella (2007) の Stage 1)

Stage 2~3



陥没の進行につれて変形が天井周辺部の環状部に集中し、まず外側に傾斜する逆断層からなる環状断層が発達する。(Stage 2 および3)

Stage 4



次いでその変形を補うようにその外側に正断層が発達し、二重環状断層系が発達する。(Stage 4)

Funnel



さらに陥没が進行すると、二重環状断層で囲まれたブロックがカルデラ内部に崩壊し、外側の正断層に規制されたじょうご型のカルデラが形成される (Funnel)

(下司(2018)より作成)

陥没の進行に伴うカルデラ断層の発達

下司(2018)

- ・ Acocella (2007) はアナログ実験に基づき、カルデラブロックの沈降程度により陥没構造が段階的に進化するモデルを示した。このモデルによると、マグマ溜りからのマグマ流出量が少なく陥没量が少ないステージでは、マグマ溜り天井の変形が天井全体に分散しマグマ溜り内にたわみ込む downsag 構造が形成される。陥没が進行するにつれ、変形がマグマ溜り縁部に集中することで環状断層が形成され、最終的には外側の正断層と内側の逆断層からなる二重断層系による陥没構造に推移する。
- ・ Geshi et al. (2012) は、砂箱をもちいたアナログ陥没実験の動的な解析に基づき、二重断層構造が発達した状態からさらに陥没が進行すると二重断層に挟まれたブロックがカルデラ内に崩壊し全体として上方に開いた“funnel型”の陥没構造に進化することを示した。実際のカルデラでも、カルデラの水平規模に対する沈降量が増加するにつれて、陥没断層の構造がアナログ実験で示されたような変化を示すことが知られている。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

(参考) 伊豆小笠原弧のカルデラ状地形の体積と噴火規模との関係

(3) 海底カルデラ状地形の形成要因

- 大規模な噴火によるカルデラ陥没地形は低重力異常を伴うとされる。(下司(2018))
- 一方、伊豆小笠原弧の海底のカルデラ状地形は、低重力異常を伴わないことが確認されており、カルデラ陥没以外の要因で形成されたとされている。(藤岡ほか(2004)ほか)
- カルデラ状地形の形成要因として以下の要因があるとされる。

カルデラ状地形の形成要因

成因	カルデラ陥没	カルデラ陥没以外の形成要因		
		軽石丘型	周辺地形の隆起	爆発型
特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・マグマ溜まりからの大規模なマグマ流出による陥没構造。(下司(2018)) ・大規模火砕噴火によるカルデラは噴出物の“fall-back”が低密度物質として堆積することで、<u>低重力異常を伴う。</u>(下司(2018)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・海底では、相対的に密度の高い軽石を火口周辺に繰り返し堆積することで軽石丘（カルデラ状の地形）が形成される。(藤岡ほか(2004)) ・海底では、陸上で形成されにくい軽石丘（カルデラ状の地形）が容易に形成される。(藤岡ほか(2004)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・周辺地形の隆起により取り残された低地帯がカルデラ状地形となる。(石田・坂本(2004)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・噴火の爆発による、機械的な基盤岩の破壊と、侵食により、火口が拡大し、カルデラと呼べる大きさの窪地が形成される。(下司(2018))
	<ul style="list-style-type: none"> ・低重力異常を伴う。(下司(2018)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・低重力異常を伴わない。(植田ほか(2001)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・低重力異常を伴わない。(石田・坂本(2004)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・低重力異常を伴わない。(植田ほか(2001))
伊豆小笠原弧との関連	<ul style="list-style-type: none"> ・伊豆小笠原弧の海底カルデラ状地形は、大規模酸性火砕流噴出により陥没した陸上のカルデラとは特徴・成因が異なる。(藤原ほか(2004)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・伊豆弧の海底カルデラ状地形は海中で形成された軽石丘である。(藤岡ほか(2004)) ・黒瀬堆、明神海丘、南ミスカルデラはカルデラ壁の大部分において成層構造が見られることから、カルデラ壁は堆積層からなる（軽石丘型）と推定される。(村上・斎藤(1990)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・南八丈カルデラは貫入岩の活動を主とした小規模の海底噴火で形成されたもので、カルデラ状地形は周囲の外輪山状地形の隆起により取り残された低地帯で、噴火に伴う陥没地形とは考えにくい。(石田・坂本(2004)) 	<ul style="list-style-type: none"> ・直径数10 km に及ぶ大規模なカルデラを単一火口における爆発で形成することは困難であり、したがって爆発は大規模なカルデラの直接の形成要因とは考えにくい。(下司(2018))

植田ほか(2001)

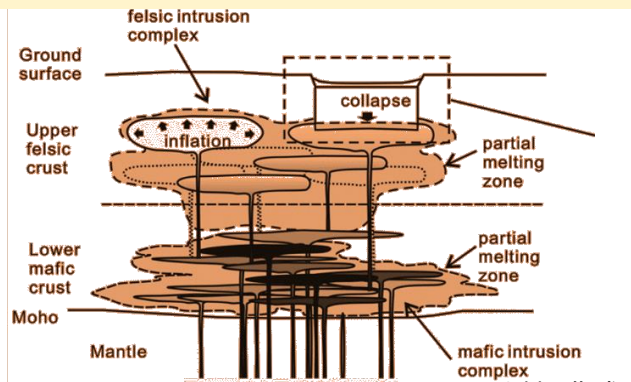
・伊豆小笠原弧北部の海底カルデラの多くが、高重力異常を伴うことが、村上・石原(1985) によって指摘され、その成因についての議論も幅広く展開されてきた。これまでの海底カルデラの形成機構に関する議論では、大きく区分して、①陥没型②爆発型③噴石丘型の三つの型が知られている。

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

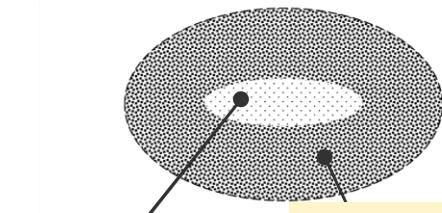
(補足) 岩質、火山体の体積、カルデラサイズと噴火規模との関係 (岩質、火山体の体積)

- 岩質、火山体の体積、カルデラサイズについては、これらの情報に基づき津波評価に用いる噴火規模を求めることは困難であると考えられる。
- 大規模噴火を発生させるためには、地殻内部に巨大なマグマを蓄積する必要がある。そうした「巨大なマグマ溜まりにマグマを蓄積し、低頻度で大規模な噴火をするタイプの火山」と、「地殻内部に大型のマグマ溜まりを形成せず、深部からの供給がそのまま噴出頻度に反映するシステム」が考えられるとされる。(下司(2016))
- 巨大なマグマ溜まりを形成する場では、結晶分化作用や地殻の部分溶融によって形成した珪長質マグマを噴出せずに蓄積することで、そのマグマ溜まりにおける大部分のマグマは結晶度が高く流動性の低いクリスタルマッシュとして蓄えられるとされる。(下司(2016)、東宮(2016))
- 一方、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧においては、地殻が薄く密度が大きいためマグマの浮力中立位置が浅く、少しの結晶化で簡単にマグマが噴出してしまふとされる。これにより、東北日本(発達した大陸地殻)と比べて、伊豆小笠原弧では深部からのマグマ供給量は相対的に小さいにも関わらず5倍程の体積のマグマを地表に噴出しているとされる。(Kaneko et al. (2019)、巽(2022))

巨大なマグマ溜まりを形成する場では、結晶分化作用や地殻の部分溶融によって生成した珪長質マグマを噴出せずに蓄積する



(下司(2016)を基に作成)
発達した大陸地殻のマグマシステム



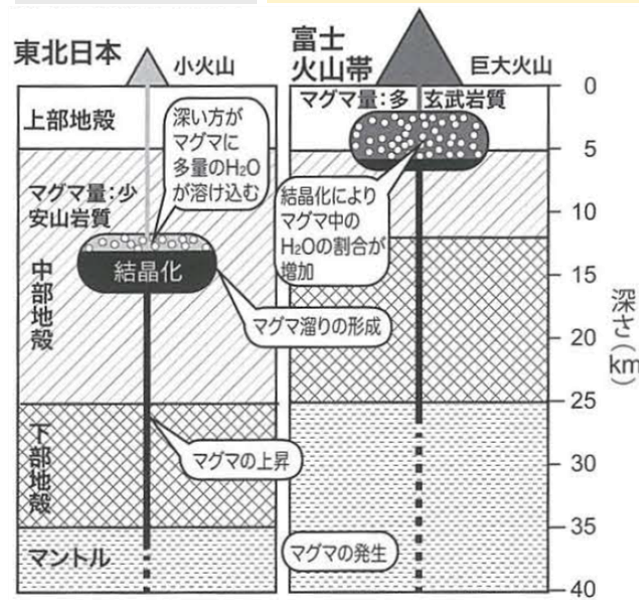
結晶度が高く流動性の低いマグマ

巨大噴火システムのマグマ溜まりの大部分のマグマは結晶度が高く流動性の低いクリスタルマッシュ

(東宮(2016)を基に作成)

巨大噴火システムのマグマ溜まりの大部分は結晶度が高い

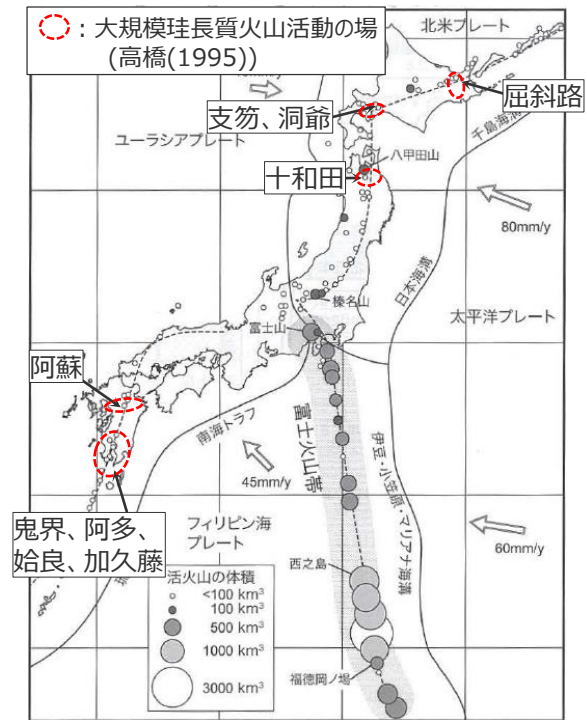
発達した大陸地殻におけるマグマ上昇



(巽(2022)を基に作成)

東北日本(発達した大陸地殻)と伊豆小笠原弧とのマグマ上昇過程の違い

伊豆小笠原弧においては、地殻が薄く密度が大きいためマグマの浮力中立位置が浅く、少しの結晶化で簡単にマグマが噴出してしまふ



東北日本(発達した大陸地殻)と比べて、伊豆小笠原弧では深部からのマグマ供給量は相対的に小さいにも関わらず5倍程の体積のマグマを地表に噴出している

(巽(2022)を基に作成)

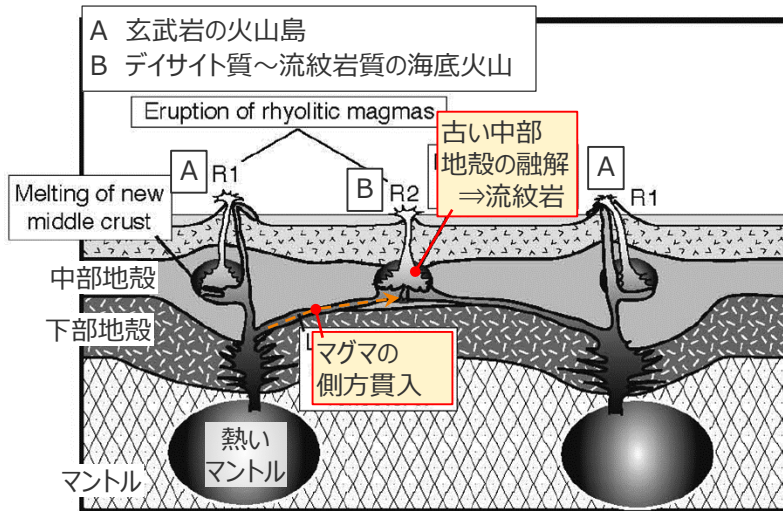
日本周辺の火山体の体積

12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 (補足) 岩質、火山体の体積、カルデラサイズと噴火規模との関係 (岩質、カルデラサイズ)

- 岩質、火山体の体積、カルデラサイズについては、これらの情報に基づき津波評価に用いる噴火規模を求めることは困難であると考えられる。
- 未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧における流紋岩マグマのカルデラは、直下に熱いマントルを有する玄武岩火山から貫入してきたマグマが中部地殻を融解して生成したとされる (田村(2016))ことから、**巨大噴火を起こす地域における大規模マグマ溜まりにおける珪長質マグマ形成とは生成過程が異なる**と考えられる。
- **浅く小さなマグマ溜まりでは、カルデラ陥没に必要なマグマ溜まりの減圧量が小さいこと等から、小さな噴出量で陥没に至るとされ、薄い地殻上の火山において小さな噴出量でカルデラ陥没を形成した事例が複数確認されている。**また、こういった点から、**カルデラ形成イベントの有無と噴火の規模とは直接関係しない**とされる。(下司(2016, 2018))

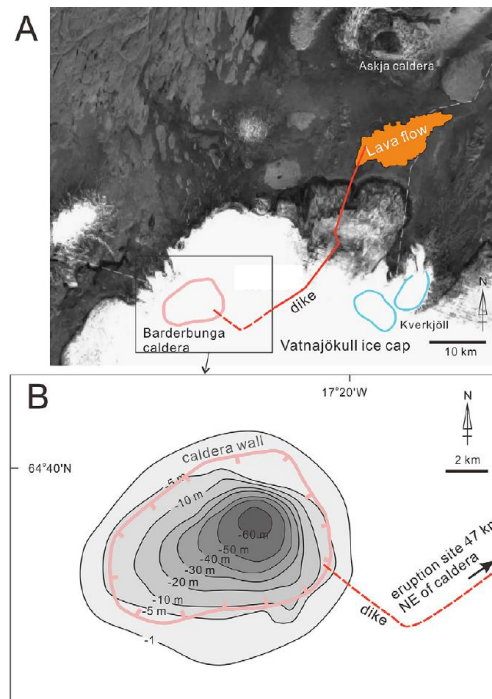
○ 薄い地殻上の火山における、小さな噴出量でカルデラ陥没を形成した事例

伊豆小笠原弧における流紋岩マグマのカルデラは、直下に熱いマントルを有する玄武岩火山から貫入してきたマグマが中部地殻を融解して生成したとされる



※R1:玄武岩火山に噴出する少量の流紋岩マグマ。(田村(2016)を基に作成)
R2:流紋岩火山に噴出する大量の流紋岩マグマ。

伊豆弧 (海域) の流紋岩マグマの形成過程

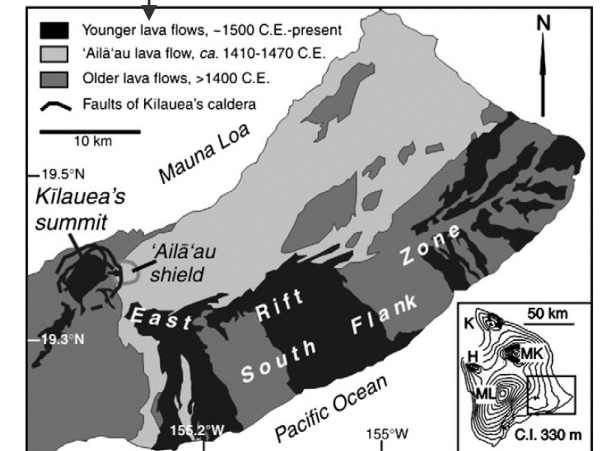


(下司 (2018))

バルダルブンガ火山のカルデラ陥没

・バルダルブンガ火山 (アイスランド) の2014~2015年噴火では、 $1.4 \pm 0.2 \text{ ER km}^3$ の溶岩流が約47km離れた地点で噴出するのに伴い、カルデラが $65 \pm 3 \text{ m}$ 沈降した。(下司(2018))

・キラウエア火山 (ハワイ) 山頂部のカルデラ (4.5×3km) は、リフトゾーンへの側方貫入とそれによる多量の溶岩噴出で形成されたと考えられている。また、カルデラは複数回のイベントで累積的に形成されたと考えられている。(下司(2018))



(Swanson et al. (2012))

キラウエア火山のカルデラ陥没

1 3 海中噴火・カルデラ陥没等の 津波予測式の適用性検討

13 海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の適用性検討 検討方針

- 海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式について、国内外の海中噴火・カルデラ陥没等による津波事例に適用して、その適用性を検討した。
- 検討対象とする津波事例は、国内外の主な火山現象による大規模な津波事例のうち海中噴火もしくはカルデラ陥没により津波が発生したとされる1883年クラカタウ火山の津波事例、および、伊豆小笠原弧の近年の火山現象のうち海中噴火による津波が観測されている1952年明神礁の津波事例とした。
- それぞれの観測記録、再現計算事例を確認した上で、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式を用いて津波高を算定し、観測記録の津波高と比較した。

国内外の主な火山現象による大規模な津波事例

発生年	火山名	噴火規模*1	津波発生要因	津波記録
				[地点(波源からの距離): 津波高]
1640年	北海道駒ヶ岳	VEI5	・山体崩壊(1.9km ³) (西村・宮地(1998))	・アルトリ(約50km): 8.3m ・鷲の木(約20km): 6.8m 等 (西村・宮地(1998))
1741年	渡島大島	VEI4	・山体崩壊(2.4km ³) (気象庁(2013))	・江良(約50km): 14.5m ・石崎(約60km): 11.5m 等 (今村・松本(1998))
1792年	眉山(雲仙岳)	VEI2	・山体崩壊(0.5km ³) (都司・日野(1993))	・河内(約20km): 23.4m ・大手原(約20km): 18.0m 等 (都司・日野(1993))
1815年	タンボラ	VEI7	・火砕流の海域への突入 (Self et al. (1984))	・Sanggar (約30km): 4m 等 (Stothers (1984))
1883年	クラカタウ	VEI6	・海中噴火もしくはカルデラ陥没 (川俣ほか(1992))	・Merak(約60km): 30~40m ・Katimbang(約50km): 22~24m 等 (NOAA、川俣ほか(1992))
2018年	クラカタウ	VEI3	・山体崩壊(0.35km ³) (Grilli(2019))	・Java(約50km): 1~6m 等 (Grilli(2019))

伊豆小笠原弧の近年の火山現象と津波事例

発生年	火山名	噴火規模*1	津波発生要因	津波記録		
				地点	波源からの距離	津波高
1952年	明神礁	VEI3-4	・海中噴火	八丈島八重根港	130km	0.5m*2
				御前崎港	336km	観測されず
1973年	西之島	VEI3	・海中噴火 ・溶岩の海域への突入	観測されず		
1986年	伊豆大島	VEI3	・溶岩の海域への突入	観測されず		
1989年	手石海丘	VEI1	・海中噴火	観測されず		
2000年	三宅島	VEI3	・火砕流の海域への突入	観測されず		
2013年	西之島	-	・海中噴火 ・溶岩の海域への突入	観測されず		

*1 日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、海上保安庁 海域火山データベース、Global Volcanism Program (Smithsonian Institution(2013))、高田ほか(1994)に基づく

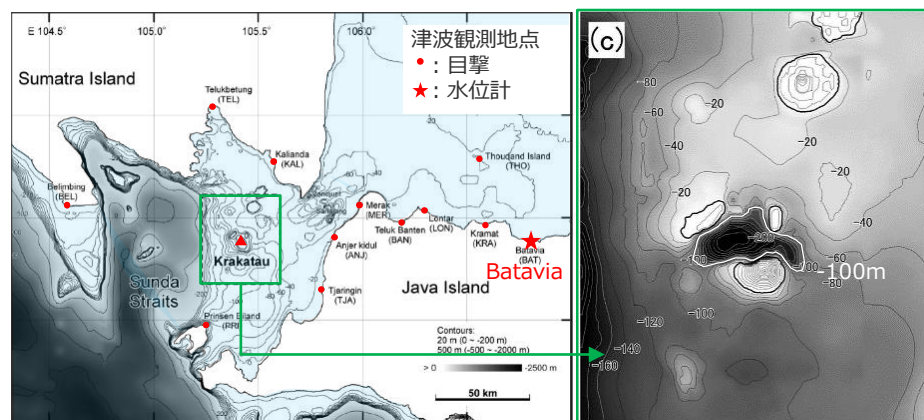
*2 波浪計による最大全振幅の1/2の数値を記載。

(観測事例)

- 1883年クラカタウ火山噴火（噴火規模VEI6、噴出量19.3DREkm³）は、北海道・九州周辺のような巨大噴火の履歴を持つ地域で発生する噴火様式と同じウルトラプリニー式噴火（マグマ溜まりが上部の地殻を破壊してその亀裂から地下のマグマが一気に地上に噴出する噴火様式）であるとされ、巨大噴火の履歴を持つ地域とは異なる特徴を有する伊豆小笠原弧で発生している箱根火山群、富士山等のプリニー式噴火（山体の火道を通じて地下のマグマが噴出し噴煙柱を形成する噴火様式）とは噴出率のオーダーが異なるとされる。（Bursik and Woods(1996)等）
- 1883年クラカタウ火山噴火による津波の観測記録について、Nomanbhoy and Satake(1995)によると、「Sunda海峡内においては、目撃者からの情報と噴火直後の現地調査に基づき、Java島とSumatra島の津波の遡上高が調査された(Verbeek(1885))。これらの津波の遡上高から、スダ海峡内の海岸線の遡上前の実際の津波高は約15mと見積もられた(Symons(1888))。また、Sunda海峡外のJava海においては、海岸線の平均的な津波高は約2m。Batavia地点では、潮位計が津波の到達を記録している。」とされる。

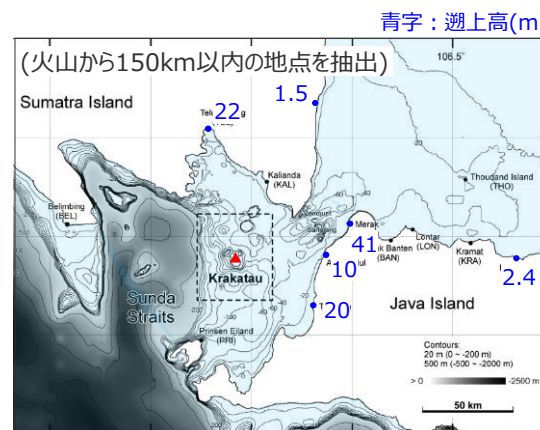
1883年クラカタウ火山噴火の基本情報

項目	データ	参考文献
噴出量 (噴火規模)	19.3 DREkm ³ (VEI6)	Yokoyama (2015)
噴火様式	ウルトラプリニー式噴火	下司 (2018)
噴出物の主な岩質	デイサイト	Mandeville et al.(1996)

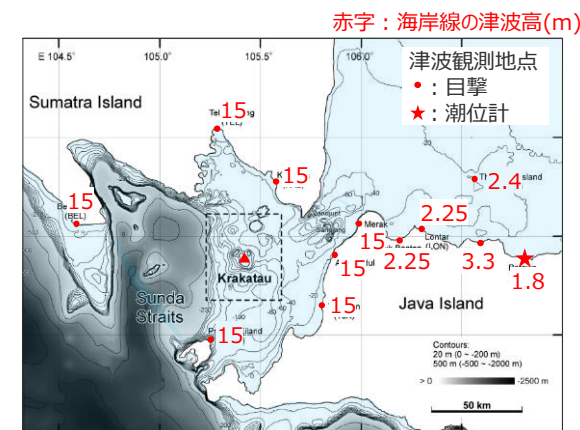


(Maeno and Imamura(2011)を基に作成)

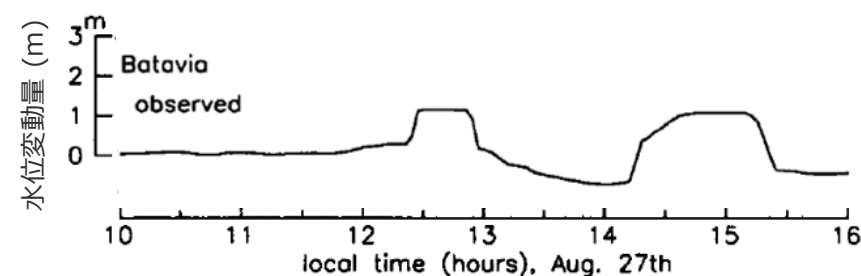
クラカタウ火山周辺地形と津波観測地点



(Verbeek(1885)、NOAA を基に作成)
津波痕跡から推定した遡上高



(Symons(1888)を基に作成)
観測記録による海岸線の津波高



(Nomanbhoy and Satake(1995)を基に作成)

Batavia地点観測記録（潮位計時刻歴）

13 海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の適用性検討

1883年クラカタウ火山の津波事例への適用性検討

(再現計算事例)

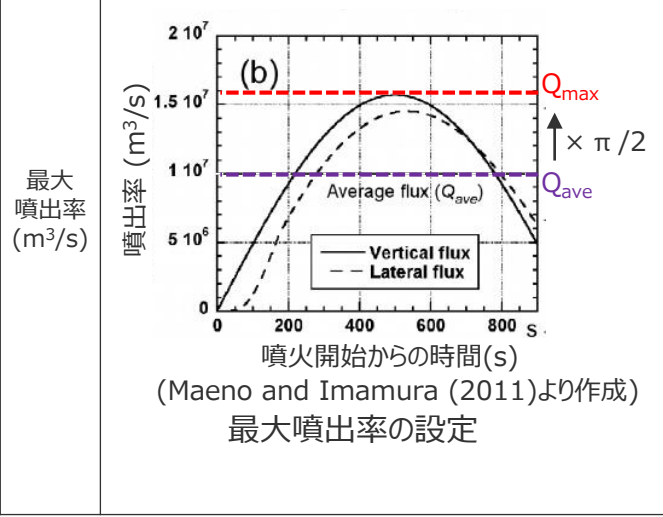
- 1883年クラカタウ火山噴火による津波に関する、最も精緻な再現計算事例であるMaeno and Imamura (2011)は、海水と火砕物との二層流モデルに基づく手法を用いた津波の数値シミュレーションを行い、観測記録の津波高および津波水位の時刻歴波形と比較することにより、その再現性を確認している。
- 噴出量に関する検討ケースについて、火砕物の噴出量、平均噴出率をそれぞれ変えた複数のケースを検討するとともに、噴出率の時間変化を考慮して、平均噴出率に対して最大噴出率 (= 平均噴出率 × π/2) を設定して、検討を行っている。
- 検討の結果、火砕物の噴出量を5~20km³、平均噴出率を10⁷m³/sとしたケースで、観測記録と最も広域的な一致が得られたとしている。

○海水と火砕物との二層流モデルに基づく数値シミュレーションの計算条件

<噴出量に関する計算条件>

項目	設定
噴出量 (km ³)	・海域の火砕堆積物から、1883年噴火時の火砕流の総噴出量は11.1DREkm ³ とされる。ここから、5~20km ³ と設定した。
平均噴出率 (m ³ /s)	・VEI 6 ~ 7クラスのウルトラプリニー式噴火の噴出率範囲 (Bursik and Woods(1996)など) から、10 ⁶ ~10 ⁸ m ³ /sの範囲で設定。 ・波高の解析結果は、噴出率を10 ⁶ とすると小さすぎ、10 ⁸ とすると大きすぎた。

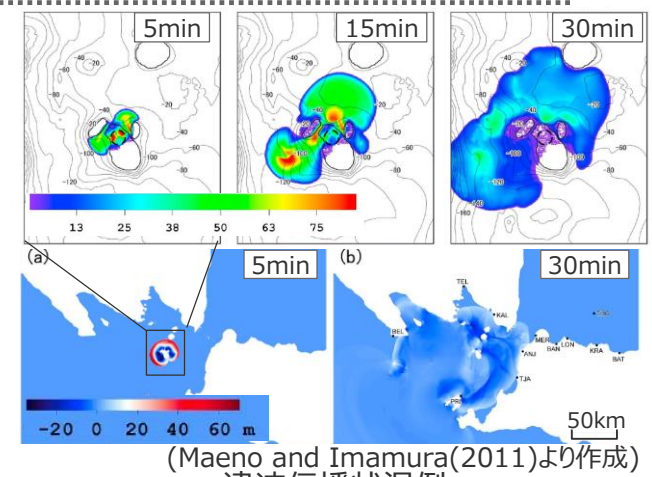
・平均噴出率 Q_{ave} に対して最大噴出率 Q_{max} を $Q_{ave} \times \pi/2$ で与えている。



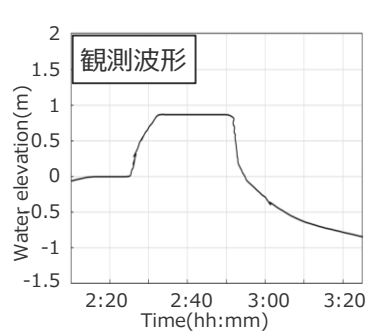
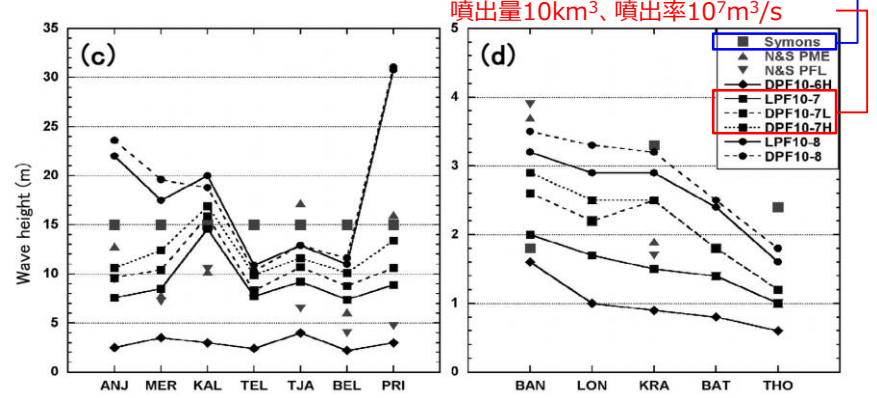
<津波伝播計算に関する計算条件>

項目	設定
密度 (g/cm ³)	海水 1.03 火砕流 0.9-1.50
マニングの粗度係数 (m ^{-1/3} s)	海水 0.025 火砕流 0.06, 0.08
界面抵抗係数	0.2
水平渦動粘性係数 (m ² /s)	$\kappa Du/6$
格子間隔 (m)	火山近傍 83.33 遠地 250
計算領域 (km)	220×330
計算時間	6時間
時間ステップ (s)	初期 0.05 40min以降 0.2

κ : カルマン定数(0.4)、 D : 全水深、 u : 火砕流速度



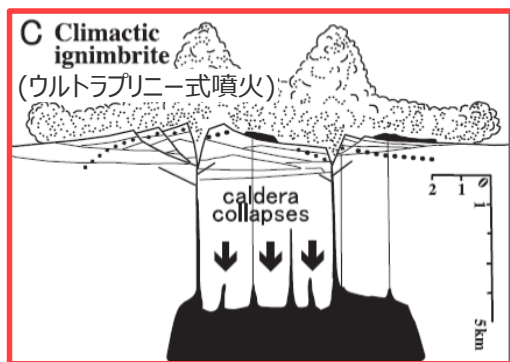
○再現計算結果



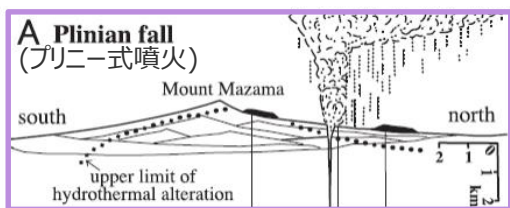
・なお、Maeno and Imamura(2011)では、計算結果と観測記録との比較にあたって、遡上高ではなく、沿岸域の津波高を採用している。これは、津波のシミュレーションに用いた格子サイズが250mであり津波の遡上を含めた津波現象を再現することが難しいためと考えられる。

13 海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の適用性検討 ウルトラプリニー式噴火の噴出率

■ 1883年クラカタウ火山噴火は、北海道・九州周辺のような巨大噴火の履歴を持つ地域で発生する噴火様式と同じウルトラプリニー式噴火であるとされ、プリニー式噴火とは噴出率のオーダーが異なる。(Bursik and Woods(1996)等)
⇒伊豆小笠原弧の海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の噴出率の設定に用いたKozono et al.(2013)は、箱根火山群や富士山の噴火と同じプリニー式噴火の噴出率を主に整理していることから、1883年クラカタウ火山噴火への津波予測式の適用性検討にあたって、Bursik and Woods (1996)を参照し、ウルトラプリニー式噴火である1883年クラカタウ火山噴火の噴出率を、プリニー式噴火の噴出率の10倍と設定することとした。その結果、同じ噴出規模に対して、噴火継続時間は1/10倍となる。



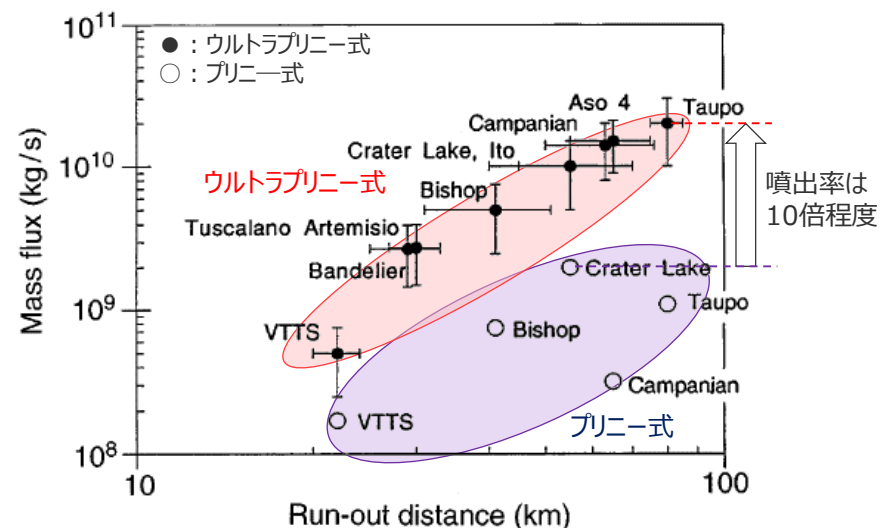
ウルトラプリニー式噴火
：マグマ溜まりが上部の地殻を破壊してその亀裂から地下のマグマが一気に地上に噴出する噴火様式



プリニー式噴火
：山体の火道を通じて地下のマグマが噴出し噴煙柱を形成する噴火様式

(鈴木(2010))

プリニー式噴火とウルトラプリニー式噴火の模式図と概要



(Bursik and Woods(1996)を基に作成)

ウルトラプリニー式噴火を起こした火山における
ウルトラプリニー式噴火およびプリニー式噴火の噴出率

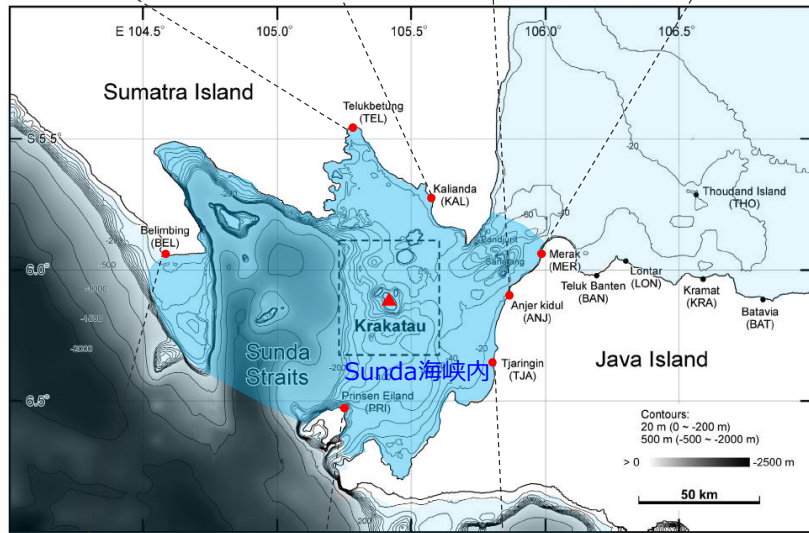
(津波の予測式による津波高の算定：Sunda海峡内)

- 1883年クラカタウ火山噴火の津波事例を対象として、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式を適用し、ウルトラプリニー式噴火の大きな噴出率を考慮して津波高を算定した。
- そのうち、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁のないSunda海峡内における結果は以下のとおり。
- Sunda海峡内では、津波予測式により算定された津波高は観測記録の津波高と同程度となっていることを確認した。

設定パラメータおよび計算結果

Symons(1888)によるSunda海峡内の津波高

観測地点	距離(km)	観測水位(m)
・TelokBetong	61	15
・Kalianda	43	15
・Anjer	42	15
・Merak	53	15



観測地点	距離(km)	観測水位(m)
・Belimbing	87	15
・Prinsen Eiland (観測記録不明)		
・Tjaringin	39	15

(Maeno and Imamura(2011), Symons(1888)を基に作成)
クラカタウ火山と観測点との距離、観測点の水深、観測水位

パラメータ	観測地点						設定根拠
	Telok Betong	Kalianda	Anjer	Merak	Belimbing	Tjaringin	
噴火当時の標高 h (m)	-100	-100	-100	-100	-100	-100	Maeno and Imamura(2011)の海底地形より
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (DREkm ³)	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	Yokoyama (2015)に基づく
噴火継続時間 τ (s)	1,980	1,980	1,980	1,980	1,980	1,980	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく噴火継続時間の1/10
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s)	9.7 $\times 10^6$	9.7 $\times 10^6$	9.7 $\times 10^6$	9.7 $\times 10^6$	9.7 $\times 10^6$	9.7 $\times 10^6$	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく平均噴出率の10倍
最大噴出率 Q_{max} (DREm ³ /s)	1.5 $\times 10^7$	1.5 $\times 10^7$	1.5 $\times 10^7$	1.5 $\times 10^7$	1.5 $\times 10^7$	1.5 $\times 10^7$	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 V_0 (km ³)	60.4	60.4	60.4	60.4	60.4	60.4	$Q_{max} \times \tau \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$
火山周辺水深 H (m)	100	100	100	100	100	100	標高
波源の半径 r_0 (km)	62.0	62.0	62.0	62.0	62.0	62.0	$\tau \times (g \cdot H)^{0.5}$
観測点前面水深 d_2 (m)	1	1	1	1	1	1	海岸線の水深を1mとして設定
沿岸部までの距離 r (km)	61	43	42	53	87	39	Symons (1888)に基づく
沿岸部での津波高(m)	17	23	24	19	12	26	
観測水位(m)	15	15	15	15	15	15	Symons(1888)に基づく

*1 $V < 0.3 \text{ DREkm}^3$ の時： $\tau(s) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$
 $V \geq 0.3 \text{ DREkm}^3$ の時： $\tau(s) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$

・なお、津波の予測式では津波の遡上現象を考慮できないことから、計算結果と観測水位との比較にあたって、Maeno and Imamura(2011)と同様、遡上高ではなく、海岸線の津波高を採用して検討した。

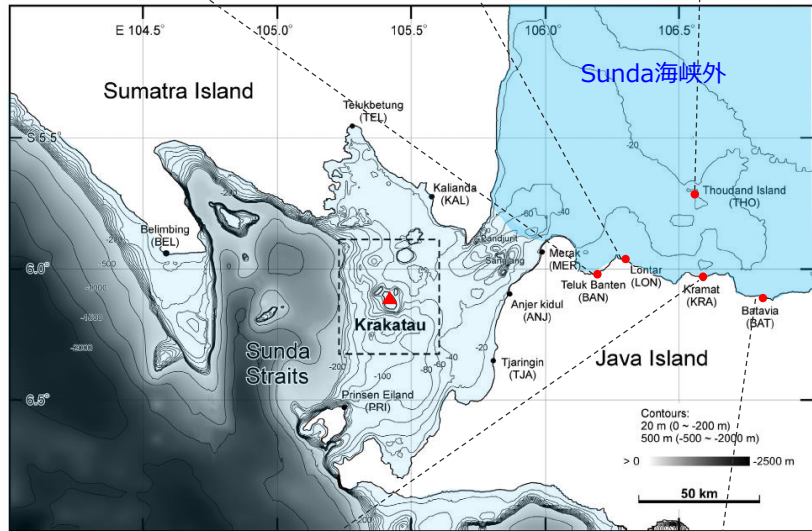
1883年クラカタウ火山の津波事例への適用性検討

(津波の予測式による津波高の算定 : Sunda海峡外)

- 1883年クラカタウ火山噴火の津波事例を対象として、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式を適用し、ウルトラプリニー式噴火の大きな噴出率を考慮して津波高を算定した。そのうち、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁のあるSunda海峡外における結果は以下のとおり。
- Sunda海峡外では、津波予測式により算定された津波高は観測記録の津波高に対して非常に大きいことを確認した。これは、津波予測式では波源から観測点までの津波伝播経路上の地形的障壁の影響を考慮できないためと考えられる。

Symons(1888)によるSunda海峡外の津波高

観測地点	距離(km)	観測水位(m)
•Teluk Banten	80	1.8
•Lontar	89	2.3
•Thoudand Island	132	2.4



観測地点	距離(km)	観測水位(m)
•Kramat	124	3.3
•Batavia (潮位計)	161	1.8

(Maeno and Imamura(2011)、Symons(1888)を基に作成)
クラカタウ火山と観測点との距離、観測点の水深、観測水位

設定パラメータおよび計算結果

パラメータ	観測地点					設定根拠
	Teluk Banten	Lontar	Thoudand Island	Kramat	Batavia	
噴火当時の標高 h (m)	-100	-100	-100	-100	-100	Maeno and Imamura(2011)の海底地形より
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (DREkm ³)	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	Yokoyama (2015)に基づく
噴火継続時間 τ (s)	1,980	1,980	1,980	1,980	1,980	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく噴火継続時間の1/10
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s)	9.7 × 10 ⁶	9.7 × 10 ⁶	9.7 × 10 ⁶	9.7 × 10 ⁶	9.7 × 10 ⁶	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく平均噴出率の10倍
最大噴出率 Q_{max} (DREm ³ /s)	1.5 × 10 ⁷	1.5 × 10 ⁷	1.5 × 10 ⁷	1.5 × 10 ⁷	1.5 × 10 ⁷	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 V_0 (km ³)	60.4	60.4	60.4	60.4	60.4	$Q_{max} \times \tau \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$
火山周辺水深 H (m)	100	100	100	100	100	標高
波源の半径 r_0 (km)	62.0	62.0	62.0	62.0	62.0	$\tau \times (g \cdot H)^{0.5}$
観測点前面水深 d_2 (m)	1	1	1	1	2	海岸線の水深を1mとして設定 潮位計位置の水深を2mとして設定
沿岸部までの距離 r (km)	80	89	132	124	161	Symons (1888)に基づく
沿岸部での津波高(m)	13	12	8	8	7	
観測水位(m)	1.8	2.3	2.4	3.3	1.8	Symons(1888)に基づく

*1 $V < 0.3 \text{ DREkm}^3$ の時: $\tau(\text{s}) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$
 $V \geq 0.3 \text{ DREkm}^3$ の時: $\tau(\text{s}) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$

・なお、津波の予測式では津波の遡上現象を考慮できないことから、計算結果と観測水位との比較にあたって、Maeno and Imamura(2011)と同様、遡上高ではなく、海岸線の津波高を採用して検討した。

- 以上より、1883年クラカタウ火山噴火の津波事例について、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式により算定された津波高は、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁がない地点において、観測記録の津波高を概ね再現できることを確認した。
- また、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁がある地点において、観測記録の津波高と比べて過大になることを確認した。

1952年明神礁噴火の津波事例への適用性検討

(観測事例)

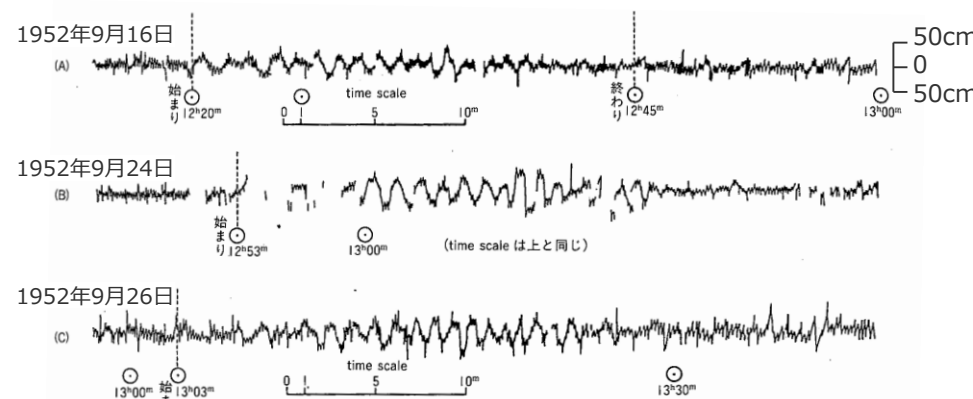
■ 1952年9月24日の明神礁噴火（噴火規模VEI3-4、噴出量0.1DREkm³）はプリニー式噴火であり、この噴火による津波について、八丈島の潮位計により、最大津波高0.5m¹⁾の津波の時刻歴波形が記録されている。（小坂(1991)）

1) 最大波高の1/2の数値を記載。

・なお、1952年9月24日明神礁の噴火により、噴火を観測中の海上保安庁の測量船「第5海洋丸」が遭難する事故が発生したが、その原因は津波ではなく海中噴火の爆発による数100m/sの爆風を船体に受けたことによるとされる。（海上保安庁 海域火山データベース、兼岡・井田(1997)）

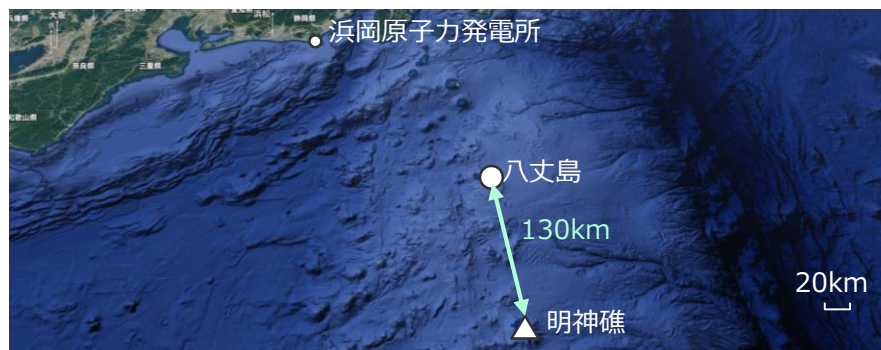
1952年明神礁噴火の基本情報

項目	データ	参考文献
噴出量 (噴火規模)	0.1DREkm ³ (VEI3-4)	高田ほか(1994)
噴火様式	プリニー式噴火	高田ほか(1994) 町田・新井(2011)
噴出物の主な岩質	デイサイト	齋藤ほか(2017)



(小坂(1991)を基に作成)

1952年9月24日前後の明神礁の津波の八丈島における観測波形



画像©2019 Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, Data LDEO-Columbia, NSF, NOAA, Data Japan Hydrographic Association, Landsat/ Copernicus, 画像©2019 NASA, TerraMetrics, 地図データ©2019

(google map を基に作成)

明神礁と八丈島の位置

噴火当時の状況

以下の記載から、1952年-1953年の明神礁は爆発的な噴火を繰り返していたことが分かる。また、噴火当時の明神礁は海面下極浅部に存在したことが伺える。

- ・1952年-1953年には大爆発を繰り返した。（高田ほか(1994)）
- ・1952年9月16日に噴火がはじまった。翌17日には新島が出現し、18日には水平規模150m×100m高さ30mにまで成長した。21日には噴煙が5,000mに達し、22日には小岩礁になっていた(高田ほか(1994))
- ・23日に現場に到着してみると、丁度高潮時ではあったが新火山島の大部分は海面下に沈下しわずか1~3mの岩礁が2か所海面上に出ていた。(村内(1952))

d	t ₀	τ ₁	H ₁	H ₂	H ₃	t _a	t _n
	h m	sec	cm	cm	cm	min	min
Sept. 1952							
16	12 20	96	56	27	24	80	31
24	12 53	(93)	92	39	30	90	30
26	13 03	86	71	54	36	80	30

t₀:津波到達時刻 τ₁: 第1波の周期(s)
H₁、H₂、H₃: 第1、第2、第3波群の最大波高(cm)
t_a: 津波継続時間(min) t_n: 初期波群の継続時間(min)

(Unoki and Nakano(1953)より作成)

八丈島地点の最大波高

1952年明神礁噴火の津波事例への適用性検討

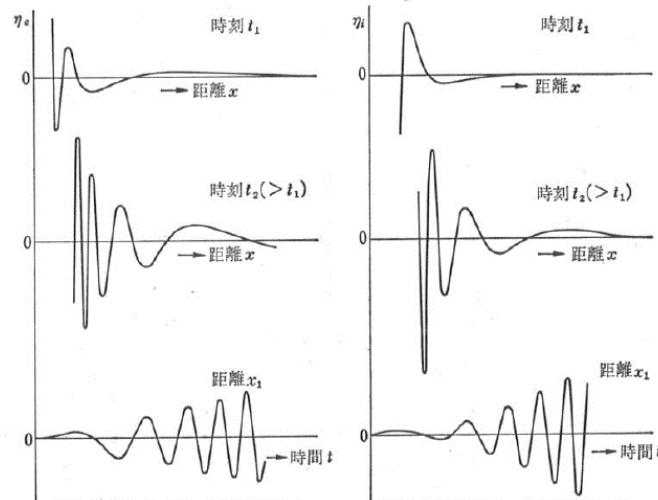
(再現計算事例)

- 1952年明神礁噴火による津波の再現計算事例について、Unoki and Nakano (1953)は、無限に広い海の有限範囲に初期衝撃もしくは初期水位を与えた場合のコーシーポアソン波の理論式を検討している。
- 検討の結果、約130km離れた八丈島地点の観測波形の周期、津波高を再現するには、半径2.2kmの範囲に初期衝撃もしくは初期水位を与える必要があるとしている。また、明神礁の噴火による津波の第一波の波長は波源の直径にほぼ等しく、また最大波高は波源からの距離 l に逆比例して減少することを確認している。
- なお、Unoki and Nakano (1953)の再現計算手法は、観測波形を再現できる初期条件を試行錯誤的に求める手法であり、火山の噴火規模や噴出率と初期条件との関係は示されていない。

コーシーポアソン波の理論式

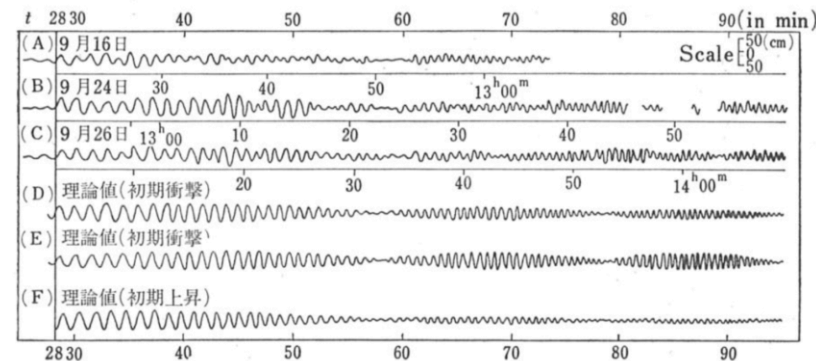
$$\zeta_t = -\frac{Plt}{2^{1/2}\rho\tilde{\omega}^2} e^{-\mu t} \cdot \sin\left(\frac{gt^2}{4\tilde{\omega}}\right) \cdot J_1\left(\frac{gt^2}{4\tilde{\omega}} \cdot \frac{l}{\tilde{\omega}}\right)$$

- ζ : 水位変動(m)
- $\tilde{\omega}$: 波源からの距離(km)
- t : 噴火開始からの時間(s)
- l : 津波波源の半径(km)
- P : 初期衝撃(dyne·sec/cm²)
- ρ : 水の単位積重量(g/cm³)
- g : 重力加速度(m/s²)
- J_1 : うなりの関数



(a) 初期上昇による波動 (b) 初期衝撃による波動
(和達(1970)より作成)

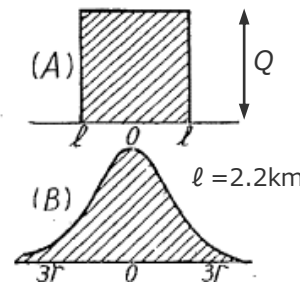
コーシーポアソン波の概要



(A)、(B)、(C)は八丈島における観測波形を平滑化したもの。
(D)、(E)は初期衝撃、(F)は初期上昇の場合。
波源の半径はいずれも2.2km。

(Unoki and Nakano(1953)による、和達(1970))

明神礁噴火の津波の八丈島における観測波形と理論波形との比較



Sept. 1952	B (24th)
$H^*(\text{cm})$	92
P (dyne·sec/cm ²)	11.6×10^6
Q (m)	10.3

H : 観測水位
 P : 推定された初期水位
 Q : 推定された初期衝撃

(Unoki and Nakano(1953)より作成)

Unoki and Nakano (1953) による1952年明神礁噴火の津波事例の初期条件

1952年明神礁噴火の津波事例への適用性検討

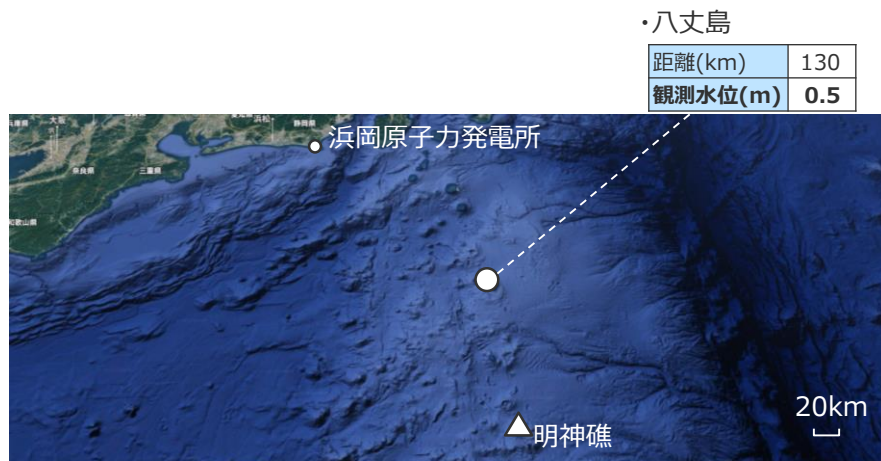
(津波の予測式による津波高の算定：八丈島地点)

- 1952年明神礁噴火による津波を対象として、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式により津波高を算定した。波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁のない八丈島における結果は以下のとおり。
- 八丈島において、津波予測式により算定された津波高は観測記録の津波高と同程度となっていることを確認した。

設定パラメータおよび計算結果

項目	パラメータ	設定根拠
噴火当時の標高 h (m)	-1	高田ほか(1994)、村内(1952)に基づく
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (DREkm ³)	0.1	高田ほか(1994)に基づく
噴火継続時間 τ (s)	766	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s)	1.3×10^5	Kozono et al. (2013) ^{*1} に基づく
最大噴出率 Q_{max} (DREm ³ /s)	2.1×10^5	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 V_0 (km ³)	0.32	$Q_{max} \times \tau \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$
火山周辺水深 H (m)	1	標高
波源の半径 r_0 (km)	2.4	$\tau \times (g \cdot H)^{0.5}$
観測点前面水深 d_2 (m)	2	潮位計位置の水深
沿岸部までの距離 r (km)	130	明神礁から八丈島までの距離
沿岸部での津波高(m)	0.3	
観測水位(m)	0.5	Unoki and Nakano (1953)

*1 $V < 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $\tau(\text{s}) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$
 $V \geq 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $\tau(\text{s}) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$



距離(km)	130
観測水位(m)	0.5

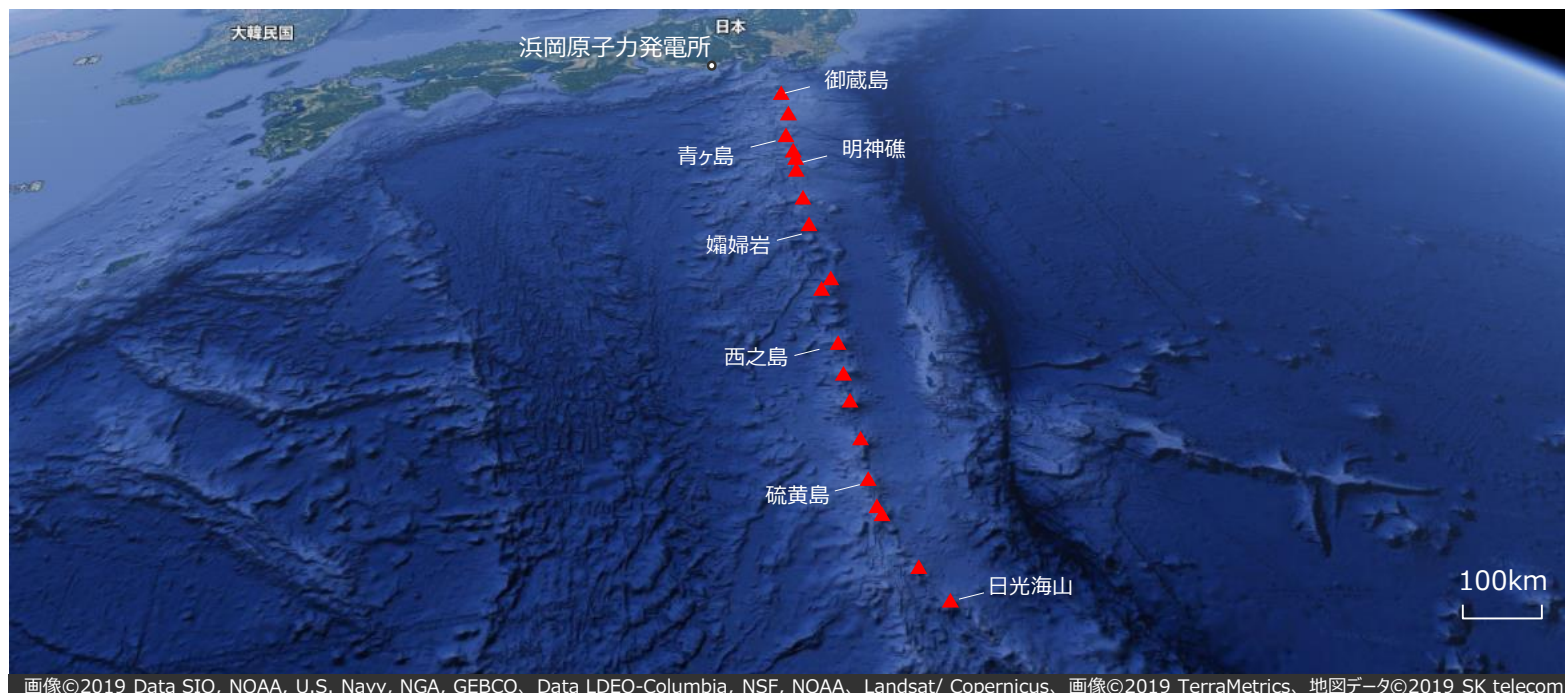
画像©2019 Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, Data LDEO-Columbia, NSF, NOAA, Data Japan Hydrographic Association, Landsat/ Copernicus, 画像©2019 NASA, TerraMetrics, 地図データ©2019 (google map を基に作成)

明神礁と八丈島の位置

- 以上より、1952年明神礁噴火の津波事例について、海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式により算定された津波高は、観測記録の津波高を概ね再現できることを確認した。

検討結果（まとめ）

- 海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式について、1883年クラカタウ火山の津波事例および1952年明神礁の津波事例を対象に、その適用性を検討した。
- その結果、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁がない場合、津波予測式により算定された津波高は、観測記録の津波高を概ね再現できることを確認した。また、波源から観測点までの津波伝播経路に大きな地形的障壁がある場合、津波予測式により算定された津波高は、観測記録の津波高と比べて過大になることを確認した。
- 一方で、伊豆小笠原弧の海底火山から浜岡原子力発電所敷地までの津波伝播経路には海峡や湾などの大きな地形的障壁は見当たらない。
- ➡以上より、伊豆小笠原弧の海中噴火・カルデラ陥没等による津波に対して、当社が用いている津波予測式の適用性を確認した。



(google mapを基に作成)

発電所と伊豆小笠原弧の間の地形

参考文献

- 芦寿一郎 (2010) 「メタンハイドレード分解による海底地すべり」『月刊地球』号外, No.61, pp.64-70。
- 阿部郁男 (2017) 「駿河湾内の津波痕跡に着目した1498年の明応東海地震の津波波源の検討」『土木学会論文集B2 (海岸工学)』Vol. 73, No. 2, pp.I_301-I_306。
- 荒牧重雄, 宇井忠英 (1965) 「阿多火砕流と阿多カルデラ」『地質学雑誌』第72巻, 第7号, pp.337-349。
- 井口隆 (2006) 「日本の第四紀火山で生じた山体崩壊・岩屑なだれの特徴—発生状況・規模と運動形態・崩壊地形・流動堆積状況・発生原因について—」『日本地すべり学会誌』Vol.42, No.5, pp.409-420。
- 池原研 (1989) 「山陰—北陸沖海底表層堆積物の物理的性質」『地質調査所月報』第40巻, 第5号, pp.239-250。
- 石田光男・坂本泉 (2004) 「南八丈海底火山—海底カルデラ形成活動の初期ステージ—」『日本地質学会学術大会講演要旨』第111回学術大会, P-189。
- 石橋純一郎, 島伸和, 石井浩介, 岡村慶, 海宝由佳, 加賀谷昌弘, 亀尾桂, 辻野匠, 角皆潤, 徳山英一, 中川書子, 中村光一, 中村恭之, 西村清和, 野田雅一, 東陽介, 丸茂克美, 村上文敏, 山本富士夫, 山中寿朗, 渡辺正晴 (2003) 「水曜火山海底熱水活動の分布・様式と地殻構造の関連性の解明—KR01-15かいれい調査航海序報—」『JAMSTEC深海研究』第22号, pp.115-123。
- 石原文実 (1977) 「鬼界カルデラの重力異常」『地質調査所月報』第28巻, 第9号, pp.575-588。
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 「日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分」『地学雑誌』第100巻, 第5号, pp.697-761。
- 磯部一洋 (2011) 「海食崖に縁取られた伊豆諸島御蔵島散見」『地質ニュース』産業技術総合研究所地質調査総合センター, 第679号, pp.23-31。
- 一色直記 (1978) 「利島地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1 図幅』地質調査所, 昭和53年3月。
- 一色直記 (1984) 「大島地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1 図幅』地質調査所, 昭和59年12月。
- 一色直記 (1987) 「新島地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1 図幅』地質調査所, 昭和62年3月。
- 伊藤順一 (1998) 「新島火山 爆発的エネルギーを秘めた島」『関東・甲信越の火山Ⅱ フィールドガイド 日本の火山2』築地書館, pp.112-129。
- 今村文彦・松本智裕 (1998) 「1741年渡島大島火山津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』No.15, pp.85-105。
- 岩淵洋, 芦寿一郎, 藤岡換太郎 (1989) 「八丈島北方黒瀬海穴の地形・地質調査」『海洋科学技術センター試験研究報告』pp.37-45。
- 植田義夫, 加藤幸弘, 三宅島西方海域調査班 (2000) 「三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭洲海嶺北部のテクトニクス」『水路部研究報告』第37号, pp.37-56。
- 植田義夫, 小野寺建英, 大谷康弘, 鈴木晃 (2001) 「明神礁カルデラの構造とその火山学的解釈」『火山』第46巻, 第4号, pp.175-185。
- 遠藤邦彦, 貝塚爽平, 小池一之, 山崎晴雄, 鈴木毅彦 (2000) 『日本の地形4 関東・伊豆小笠原』東京大学出版会, 2000年11月。
- 及川輝樹・石塚治 (2011) 「熱海地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1地質図幅東京 (8) 第92号NI-54-26-14』産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 大島治 (1996) 「伊豆諸島火山誌—2.利島—ご神火—」『伊豆大島火山博物館通信』No.3, 7p。
- 大塚謙一 (1982) 「駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり」『静岡大学地球科学研究報告』No.7, pp.87-95。
- 岡村行信, 湯浅真人, 倉本真一, 石原文実, 上嶋正人, 駒沢正夫 (1999) 「20万分の1 駿河湾海底地質図及び説明書」『海洋地質図』No.52, 地質調査所。
- 海上保安庁 (2004) 「日本周辺海域火山通覧 (第3版)」『海洋情報部研究報告』第40号, pp.1-62。
- 海上保安庁 (2012a) 「日本周辺海域火山通覧 (第4版)」『海洋情報部研究報告』第48号, pp.41-73。
- 海上保安庁 (2012b) 「海形海山の海底地質構造について」『火山噴火予知連絡会会報』第112号, pp.120-126。

参考文献

- 海上保安庁 (2019) 「「海徳海山」にカルデラ、中央火口丘及び溶岩流を発見」 (<https://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/r1/k20190628/k190628.pdf>) 令和元年6月28日。
- 海上保安庁『海域火山データベース』海上保安庁海洋情報部 (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>)。
- 海上保安庁海洋情報部 (2006) 「遠州灘 (渥美半島沖) の海底変動地形 Submarine tectonic landform at Enshu Nada (off Atsumi Peninsula) 」『地震予知連絡会会報』第76号, No.7-6, pp.484-489。
- 海上保安庁水路部 (1976) 『大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 遠州灘』海上保安庁, 1976年10月。
- 海上保安庁水路部 (1978) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾北部』海上保安庁, 1978年12月。
- 海上保安庁水路部 (1980a) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾南東部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部 (1980b) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾南西部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部 (1993) 『大陸棚の海の基本図 (50万分の1) 東海・紀伊沖』海上保安庁, 1993年8月。
- 海上保安庁水路部 (1995) 「遠州灘沖 (渥美半島沖) の海底地形と地質構造 Submarine topography and geological structure off the Ensyu-nada~ off Atsumi Peninsula」『地震予知連絡会会報』第53号, No.5-13, pp.514-519。
- 海上保安庁水路部 (1998) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 浜松』海上保安庁, 1998年3月。
- 海上保安庁水路部 (1999) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 御前埼西方』海上保安庁, 1999年3月。
- 貝塚爽平, 加藤茂, 長岡信治, 宮内崇裕 (1985) 「2.2硫黄島と周辺海底の地形」『地学雑誌』第94巻, 第6号, pp.424-436。
- 笠原順三, 鳥海光弘, 河村雄行 (2003) 『地震発生と水 地球と水のダイナミクス』東京大学出版会, 2003年3月, 392p。
- 梶塚, 中田高, 渡辺満久, 鈴木康弘, 後藤秀昭, 徳山英一, 隈元崇, 佐竹健治, 加藤幸弘, 西澤あずさ, 泉紀明, 伊藤弘志, 渡邊奈保子, 植木俊明 (2010) 「詳細海底地形図に基づく南海トラフ域の海底地すべり分布とその特徴 - 南海トラフから天竜海底谷にかけての例 - 」『月刊地球』号外, No.61, pp.49-55。
- 加藤茂・山崎晴雄 (1992) 「潜水船調査による駿河トラフ南部の地回り地形」『しんかいシンポジウム報告書』第8回, pp.171-175。
- 兼岡一郎・井田善明 (1997) 『火山とマグマ』東京大学出版会, 1997年3月。
- 金子克哉, 小屋口剛博, 高橋俊郎 (2008) 「大規模珪長質マグマ活動における地殻内マグマ過程--これまでの研究のレビューと阿蘇火山における新しい知見」『号外地球』第60号, pp.187-197。
- 川俣奨, 今村文彦, 首藤伸夫 (1992) 「1883年Kakatau島噴火による津波の数値計算」『海岸工学論文集』Vol. 39, pp.226-230。
- 気象庁 (2013) 『日本活火山総覧 (第4版) Web掲載版』気象庁地震火山部, 2013年3月。
- 気象庁 (2022a) 『火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方 (報告書) 』火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方検討会, 令和4年7月。
- 気象庁 (2022b) 『令和4年1月15日13時頃のトンガ諸島付近のフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の大規模噴火に伴う潮位変化について(第2報)』気象庁報道発表資料, 令和4年1月16日。
- 気象庁 (2022c) 『火山活動解説資料 (噴火浅根) 』月間火山概況・火山活動解説資料, 2022年。
- 清杉孝司 (2016) 「異なる沈み込み帯における噴火の規模と頻度の推定」『日本火山学会講演予稿集』2016巻, 31p。
- 久保寺章 (1972) 「阿蘇カルデラの重力異常 (低密度堆積層の効果を除いた) とその構造」『火山』第2集, 第17巻, 第1号, pp.9-17。
- 下司信夫 (2016) 「大規模火砕噴火と陥没カルデラ: その噴火準備と噴火過程」『火山』第61巻, 第1号, pp.101-118。
- 下司信夫 (2018) 「陥没カルデラの構造とその形成メカニズム」『地学雑誌』第127巻, 第2号, pp.175-189。

参考文献

- 国土地理院『2万5千分の1地形図』『5万の分の1地形図』。
- 小坂文予（1991）『日本近海における海底火山の噴火』東海大学出版会，1991年4月。
- 小平秀一（2009）「日本周辺沈み込み帯での海域地下構造探査－海溝域地震発生帯と海洋性島弧生成に関する最新の成果から－」『地震』第2輯，第61巻特集号，pp.S155-S163。
- 小谷美佐，今村文彦，首藤伸夫（1998）「GISを利用した津波遡上計算と被害推定法」『海岸工学論文集』第45巻，pp.356-360。
- 小林茂樹，志知龍一，西仲秀人，渡辺秀文，鬼澤真也（1995）「霧島火山および周辺カルデラにおける稠密重力測定」『地震研究所彙報』Vol.70，pp.103-136。
- 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』Vol.105，No.2，pp.133-162。
- 小山真人（1998）「東伊豆単成火山群—湯の里にうごめくマグマ」『関東・甲信越の火山Ⅱ フィールドガイド 日本の火山2』築地書館，pp.78-94。
- 小山真人（2009）「伊豆半島の火山とテクトニクス」（http://sk01.ed.shizuoka.ac.jp/koyama/public_html/lzu/K1993.html）。
- 小山真人（2010）『伊豆の大地の物語』静岡新聞社，平成22年9月。
- 齋藤豪悠，鈴木由希，嶋野岳人（2017）「伊豆小笠原弧明神礁1952-53年噴出物の岩石学」『日本火山学会講演予稿集』2017巻，217p。
- 坂本泉，呉時国，佐藤武，石田光男（2000）「八丈島・青ヶ島間に存在する仮称‘南八丈堆’の地形・地質学的特徴」『JAMSTEC深海研究』第16号，pp.69-85。
- 佐竹健治（1997）「ハワイの津波堆積物－アメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加して－」『地質ニュース』第518号，pp.21-28。
- 産業技術総合研究所（2002）「千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究 研究概要報告書 平成13年度－オホーツク海南西海域－」『地質調査総合センター速報』No.25，産業技術総合研究所地質調査総合センター，平成14年3月。
- 産業技術総合研究所（2017）『日本の火山データベース』産業技術総合技術研究所 地質調査総合センター，2017年12月。
- 産業技術総合研究所（2022）『大規模噴火データベース』（<https://gbank.gsj.jp/volcano/ledb/>）。
- 産業技術総合研究所『地下構造可視化システム』（<https://gbank.gsj.jp/subsurface/>）。
- 産業技術総合研究所『地質図表示システム 地質図Navi』（<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>）。
- JAMSTEC（2012）「伊豆大島南方の大室ダシにおける浅海海底熱水域の活動状況の調査について～詳細な噴火活動史・火山構造の調査・研究に着手～」JAMSTEC，2012年10月（https://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20121011/）。
- 菅香世子・藤岡換太郎（1990）「伊豆・小笠原弧北部の火山岩量」『火山』第2集，第35巻，第4号，pp.359-374。
- 菅香世子（1998）「八丈島火山群の形成過程とその特徴」『第四紀研究』第37巻，第1号，pp.59-75。
- 杉原重夫（1981）「静岡県，熱海沖初島の海成段丘と断層地形」『明治大学人文科学研究所紀要』第19巻，pp.1-25。
- 杉原重夫・嶋田繁（1999）「伊豆諸島，御蔵島火山における最新の噴火活動について」『日本火山学会講演予稿集』第2巻，13p。
- 杉本健，石橋秀巳，松島健（2005）「伊豆鳥島火山の岩石学的研究」『火山』第50巻，第2号，pp.87-101。
- 鈴木桂子（2010）「カルデラ火山の噴火と堆積物：クレーターレイクカルデラでの検討」『地質学雑誌』第116巻，第9号，pp.484-495。
- 瀬野徹三（1995）『プレートテクトニクスの基礎』朝倉書店。
- 瀬野徹三（2001）『続プレートテクトニクスの基礎』朝倉書店。
- 第四紀火山カタログ委員会（1999）『日本の第四紀火山カタログ』日本火山学会，1999年。
- 高田亮，村上文敏，湯浅真人（1994）「青ヶ島火山および伊豆諸島南方海底火山」『火山地質図』No.7，地質調査所，1994年。
- 高橋栄一（1990）「島弧火山の深部プロセスの定量的モデル化」『火山』第2集，第34巻，火山学の基礎研究特集号，pp.S11-S24。

参考文献

- 高橋正樹 (1995) 「大規模珪長質火山活動と地殻歪速度」『火山』第40巻, 第1号, pp.33-42。
- 高橋成実, 小平秀一, 佐藤壮, 山下幹也, 海宝由佳, 三浦誠一, 野徹雄, 滝澤薫, 野口直人, 下村典夫, 金田義行 (2015) 「伊豆・小笠原島弧の速度構造」『地学雑誌』第124巻, 第5号, pp.813-827。
- 高畠彰 (1951) 「東京都鳥島火山調査報告」『地質調査所月報』Vol.2, No.12, pp.547-552。
- 巽好幸 (2022) 「海底火山と大地誕生の豆知識1 富士火山帯に巨大海底火山が並ぶ理由」『科学』Vol.92, No.3, pp.196-198。
- 田中耕平, 幾志新吉, 熊谷貞治 (1985) 「三宅島の傾斜分布図」『国立防災科学技術センター研究速報』第69号, pp.17-27。
- 谷健一郎, 石塚治, McIntosh Iona, Nichols Alex, 正木裕香, 池上郁彦, 及川輝樹, 角野浩史, 岡村慶, 豊福高志 (2017) 「北部伊豆弧大室ダシ火山の発達史と火山活動履歴」『日本地質学会学術大会講演要旨』第124年学術大会, R3-O-5。
- 田村芳彦 (2016) 「島弧マグマと地殻形成: マントルから大陸を創る」『火山』第61巻, 第1号, pp.79-89。
- 地質調査所 (1998) 「東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究 平成9年度研究概要報告書」平成10年3月。
- 中部地方整備局富士砂防事務所ホームページ (http://www.cbr.mlit.go.jp/fujisabo/fuji_info/fuji_info-top.html)
- 津久井雅志, 新堀賢志, 川辺禎久, 鈴木裕一 (2001) 「三宅島火山の形成史」『地学雑誌』Vol.110, No.2, pp.156-167。
- 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』Vol.54, No.3, pp.93-112。
- 都司嘉宣・日野貴之 (1993) 「寛政四年 (1792) 島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害, および沿岸遡上高」『地震研究所彙報』Vol.68, pp.91-176。
- 津波痕跡データベース (<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>) 東北大学災害科学国際研究所。
- 東海沖海底活断層研究会 (1999) 『東海沖の海底活断層』東京大学出版会。
- 東京都防災会議 (1990) 『伊豆諸島における火山噴火の特質等に関する調査・研究報告書』東京都, 1990年5月。
- 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎 (2001) 「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻, 第1号, 海洋調査技術学会。
- 東宮昭彦 (2016) 「マグマ溜まり: 噴火準備過程と噴火開始条件」『火山』第61巻, 第2号, pp.281-294。
- 長井雅史 (2014) 『小笠原硫黄島の火山形成史: 伊豆-小笠原弧の活動的海中カルデラ火山の特徴』鹿児島大学, 2015年3月。
- 長井雅史・小林哲夫 (2015) 「小笠原硫黄島の火山形成史」『地学雑誌』第124巻, 第1号, pp.65-99。
- 長岡信治, 加藤茂, 林田政和, 瀬田英憲, 加藤幸弘 (1989) 「ナローマルチビームによる七曜海山列の海底地形図」『日本火山学会講演予稿集』第1巻, 48p。
- 長岡信治, 沖野郷子, 加藤茂 (1991) 「ナローマルチビーム測深機による伊豆・小笠原弧中部の海底火山地形図」『水路部研究報告』第27号, pp.145-172。
- 長岡信治, 春日茂, 加藤幸弘 (1992) 「小笠原-七曜火山列の木曜海山, 土曜海山および水曜海山の火山地質」『しんかいシンポジウム報告書』第8回, pp.237-248。
- 長久保定雄, 小林稔明, 佐伯龍男, 下田直之, 藤井哲哉, 野口聡 (2009) 「東部南海トラフのメタンハイドレート層とメタン湧出を伴う海底面現象の関係」『地学雑誌』Vol.118, No.5, pp.835-853。
- 中野俊 (2008) 「火山列島, 南硫黄島火山の地質」『Ogasawara Research』首都大学東京, No.33, pp.31-48。

参考文献

- 中野俊・古川竜太（2009）「火山列島，北硫黄島火山の地質概要」『地質調査研究報告』第60巻，第7/8号，pp.395-405。
- 中野俊，西来邦章，宝田晋治，星住英夫，石塚吉浩，伊藤順一，川辺禎久，及川輝樹，古川竜太，下司信夫，石塚治，山元孝広，岸本清行（2013）『日本の火山（第3版）200万分の1地質編集図 No.11』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013年5月。
- 西来邦章，伊藤順一，上野龍之（2015）『第四紀火山岩体・貫入岩体データベース，地質調査総合センター速報 No.60』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015年8月。
- 西澤あずさ，小野智三，笹原昇，橋口博，大谷康夫（2003）「マリアナ弧北端部の南日吉海山周辺における海底地震観測」『海洋情報部研究報告』第39号，pp.3-21。
- 西村祐一・宮地直道（1998）「北海道駒ヶ岳噴火津波（1640年）の波高分布について」『火山』第43巻，第4号，pp.239-242。
- 羽鳥徳太郎（1976）「1975年ハワイ島（Kalapana）津波と日本沿岸での挙動」『地震第2輯』第29巻，pp.355-363。
- 馬場俊孝，柏瀬憲彦，百留忠洋，松本浩幸，金田義行，佐野守（2010）「AUVうらしまによる焼津沖海底地すべりの微地形調査」『日本地質学会第117年学術大会講演要旨』。
- 葉室和親，荒牧重雄，藤岡換太郎，石井輝秋，田中武男，宇都浩三（1983）「21.東伊豆沖海底火山群-その2-および伊豆諸島近海海底火山」『地震研究所彙報』Vol.58，pp.527-557。
- 平田大二，山下浩之，鈴木和恵，平田岳史，李毅兵，昆慶明（2010）「プロト伊豆-マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス」『地学雑誌』第119巻，第6号，pp.1125-1160。
- 藤岡換太郎，斎藤実篤（1992）「黒瀬西海穴はカルデラか？」『しんかいシンポジウム報告書』第8回，pp.221-228。
- 藤岡換太郎，有馬眞，平田大二（2004）『伊豆・小笠原弧の衝突—海から生まれた神奈川』有隣新書，2004年3月。
- 防災科学技術研究所（2002）『5万分の1地すべり地形分布図第14集静岡図集』2002.3.1。
- 防災科学技術研究所（2022）『2022年1月トンガ噴火に伴う地球規模の津波発生と伝播メカニズムを解明—火山噴火による新しい津波研究が必要に—』国立研究開発法人防災科学技術研究所 東京大学地震研究所，2022年05月13日。
- 本多彪，諏訪彰，竹山一郎，多賀将（1954）「東京都鳥島火山の地形と地質」『験震時報』第19巻，第1号，pp.15-23。
- 前野深，安田敦，中野俊，吉本充宏，大湊隆雄，渡邊篤志，金子隆之，中田節也，武尾実（2018）「噴出物から探る西之島の新火山島形成プロセス」『海洋理工学会誌』第24巻，第1号，pp.35-44。
- 前野深，金子隆之，市原美恵，鈴木雄治郎，安田敦，西田究，大湊隆雄（2022）「2021年福徳岡ノ場噴火における水に富んだ持続的噴煙柱の形成」『日本火山学会2022年度秋季大会』B2-13，pp.74。
- 町田洋（2000）「建設と崩壊を繰り返してきた富士山—とくに縄文時代末の大崩壊—」『月刊地球』Vol.22，No.8，pp.507-511。
- 町田洋・新井房夫（2011）『新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-第2刷』東京大学出版会，2011年8月。
- 松本智裕，橋和正，今村文彦，首藤伸夫（1998）「土石流による津波発生・伝播モデルの開発」『海岸工学論文集』，第45巻，pp.346-350。
- 松本剛（2000）「深海潜水船による海底重力測定」『測地学会誌』第46巻，第2号，pp.89-108。
- 萬年一剛（2008）「箱根カルデラ—地質構造・成因・現在の火山活動における役割—」『神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）』第13号，pp.61-76。
- 宮地直道，富樫茂子，千葉達朗（2004）「富士火山東斜面で2900年前に発生した山体崩壊」『火山』第49巻，第5号，pp.237-248。
- 村内必典（1952）「昭和27年9月の明神礁噴火活動について」『地震』第2輯，第5巻，第4号，pp.157-163。
- 村上文敏・石原丈実（1985）「小笠原島弧北部で発見された海底カルデラ」『月刊地球』第7巻，第11号，pp.638-646。

参考文献

- 村上文敏・斎藤英二（1990）「伊豆・小笠原弧上の海底カルデラの地形・地質」『地質調査所月報』第41巻，第5号，pp.517-518。
- 村上文敏（1997）「伊豆・小笠原弧北部域の明神海丘における海底カルデラの形成機構」『地学雑誌』第106巻，第1号，pp.70-86。
- 室井翔太，隈元崇，中田高，後藤秀昭（2011）「詳細DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形」『シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会2011年度秋季学術大会 講演予稿集』日本活断層学会，pp.48-49。
- 森木ひかる，隈元崇，中田高，後藤秀昭，泉紀明，西澤あずさ（2017）「アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討」『海洋情報部研究報告』海上保安庁，第54号，pp.1-16。
- 山元孝広，高田亮，下川浩一（2002）「富士火山の岩屑なだれ」『月刊地球』Vol.24，No.9，pp.640-644。
- 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』第51巻，第4号，pp.257-271。
- 山元孝広（2015）「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」『地質調査総合センター研究資料集』No. 613。
- 湯浅真人・村上文敏（1985）「小笠原弧の地形・地質と孀婦岩構造線」『地学雑誌』第94巻，第2号，pp.115-134。
- 湯浅真人（1991）「伊豆・小笠原弧の地学現象に見られる南北対立はなぜ生じたか」『地学雑誌』第100巻，第4号，pp.458-463。
- 横瀬久芳（2007）「ハワイ諸島における巨大海底地すべり」『日本地質学会，第114年学術大会』，S-10，6p。
- 横瀬久芳（2010）「ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波－流山の高さ分布におけるフラクタル次元－」『月刊地球号外』No.61，pp.71-80。
- 横山泉（1965）「カルデラの構造と成因」『火山』第2集，第10巻，pp.119-128。
- 横山泉（1970）「5.摩周湖における重力測定」『北海道大学地球物理学研究報告』第24号，pp.63-71。
- 吉田浩（1991）「神津島単成火山群の噴火史」『日本火山学会講演予稿集』28p。
- 和達清夫（1970）『津波・高潮・海洋災害（防災科学技術シリーズ〈2〉）』共立出版，1970年。
- 渡辺一樹（1994）「火山列島周辺の海底地形・地質構造」『水路部研究報告』第30号，pp.19-35。
- 渡辺一樹（2013）「火山島地形の変遷」『海洋情報部研究報告』第50号，pp.25-36。

参考文献

- Acocella, V.(2007), "Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas", Earth-Science Reviews, Vol.85, Issues3–4, pp.125-160.
- BBC News (2022), "Tonga tsunami: Before and after eruption", (<https://www.bbc.com/news/world-australia-60039542>).
- Bursik, M. I. and A. W. Woods(1996), "The dynamics and thermodynamics of large ash flows", Bulletin of Volcanology, Vol.58, Issue 2–3, pp.175–193.
- Canals, M., G. Lastras, R. Urgeles, J.L. Casamor, J. Mienert, A. Cattaneo, M. De Batist, H. Hafliðason, Y. Imbo, J.S. Laberg, J. Locat, D. Long, O. Longva, D.G. Masson, N. Sultan, F. Trincardi, P. Bryn (2004), "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project", Marine Geology, Vol.213, pp.9-72.
- Cerjan, Charles, Dan Kosloff, Ronnie Kosloff, Moshe Reshef (1985), "A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations", Geophysics, Vol.50, No.4, pp.705-708.
- Day, S. J., P. Watts, S.T. Grilli, J. T. Kirby(2005),"Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami", Marine Geology, Vol.215, pp.59–92.
- Eakins, Barry W., Joel E. Robinson, Toshiya Kanamatsu, Jiro Naka, John R. Smith, Eiichi Takahashi, David A. Clague(2003),"Hawaii's Volcanoes Revealed", U.S. Geological Survey.
- Geshi, N., V. Acocella, J. Ruch(2012), "From structure- to erosion-controlled subsiding calderas: evidence thresholds and mechanics", Bulletin of Volcanology, Vol.74, Issue6, pp.1553-1567.
- Grilli, Stephan T. and Philip Watts(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure.I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses", Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol.131, No.6, pp.283-297.
- Grilli, Stephan(2019), "Volcanic tsunamis : cases studies of Anak Krakatau 2018 and hypothetical CVV collapses", Topical Workshops, 2019 NTHMP Winter Meetings, National Tsunami Hazard Mitigation Program.
- Guillou, H., L. Turpin, F. Garnier, S. Charbit, D. M.Thomas (1997), "Unspiked K-Ar dating of Pleistocene tholeiitic basalts from the deep core SOH-4, Kilauea, Hawaii", Chemical Geology, Vol.140, pp.81–88.
- Hafliðason, Hafliði, Hans Petter Sejrup, Atle Nygård, Jurgen Mienert, Petter Bryn, Reidar Lien, Carl Fredrik Forsberg, Kjell Berg, Doug Masson (2004), "The Stregga Slide: architecture, geometry and slide development", Marine Geology, Vol.213, pp.201-234.
- Harbitz, Carl B., Finn Løvholt, Hilmar Bungum(2014), "Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely?", Natural Hazards, Vol.72, pp.1341–1374.
- Ikehara, Ken(1991), "Modern Sedimentation off San'in District in the Southern Japan Sea", Elsevier Oceanography Series, Vol.54, pp.143-161.
- Ikehara, Ken, Hajime Katayama, Yoshiki Saito, Masatoshi Komiya, Osama Ishizuka, Makoto Yuasa, Toru Nakasone(1999), "Surface Sediment Characteristics and Sedimentology Off Tokai Region", Geological Survey of Japan Cruise Report, No.24, pp.101-125.
- Kaneko, Katsuya, Kenta Mishiro, Yoshiyuki Tatsumi(2019), "Control of Volcanic Activity by Crustal Structure: Inference from the Izu-Bonin-Mariana and Northeast Japan Arcs", Geophysical Research Letters, Vol.46, Issue22, pp.12968-12976.
- Katsumata, Akio(2010), "Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis", Journal of Geophysical Research, Vol.115, B04303, pp.1-17.
- Kawamata, K, K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005), "Model of Tsunami Generation by Collapse of Volcanic Eruption: The 1741Oshima-Oshima Tsunami", Tsunamis, Case Studies and Recent Developments, pp.79-96.

参考文献

- Kozono, Tomofumi, Hideki Ueda, Taku Ozawa, Takehiro Koyaguchi, Eisuke Fujita, Akihiko Tomiya, Yujiro J. Suzuki (2013), "Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations", *Bulletin of Volcanology*, Vol.75, Issues.695, pp.1-13.
- Longva, O., N. JANBU, L. R. BLIKRA, R. BØE(2003),"The 1996 Finneidfjord Slide; Seafloor Failure and Slide Dynamics", *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, pp.531-538.
- Ma,K-F., H. Kanamori, K. Satake(1999),"Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, Issue B6, pp.13153–13167.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2007), "Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan", *Geophysical Research Letters*, Vol.34, pp.1-5.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2011), "Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia", *Journal of Geophysical Research*, Vol.116, B09205, pp.1-24.
- Maeno, Fukashi, Atsushi Yasuda, Natsumi Hokanishi, Takayuki Kaneko, Yoshihiko Tamura, Mitsuhiro Yoshimoto, Shun Nakano, Akimichi Takagi, Minoru Takeo, Setsuya Nakada(2022), "Intermittent Growth of a Newly-Born Volcanic Island and Its Feeding System Revealed by Geological and Geochemical Monitoring 2013–2020, Nishinoshima, Ogasawara, Japan", *Frontiers in Earth Science*, Vol.9, Article773819, pp.1-23.
- Mandeville, Charles W., Steven Carey, Haraldur Sigurdsson(1996), "Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.74, Issues 3–4, pp.243-274.
- Masson, D. G., R. B. Wynn, P. J. Talling (2010), "Large Landslides on Passive Continental Margins: Processes, Hypotheses and Outstanding Questions", *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol.28, pp.153-165.
- McIntosh, Iona M., Kenichiro Tani, Alexander R.L. Nichols, Qing Chang, Jun-Ichi Kimura(2022), "Past eruptions of a newly discovered active, shallow, silicic submarine volcano near Tokyo Bay, Japan", *Geology*, Vol.50, No.10, pp.1111-1115.
- McMurtry, G.M, P. Watts, G.J. Fryer, J.R. Smith, F. Imamura(2004),"Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands",*Marine Geology*, Vol. 203, Issues 3–4, pp.219–233.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, M. E. Torresan(1989), "Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, B12, pp.17465–17484.
- Nakamura, Kazuaki, Vincent Renard, Jacques Angelier, Jacques Azema, Jacques Bourgois, Christine Deplus, Kantaro Fujioka, Yozo Hamano, Philippe Huchon, Hajimu Kinoshita, Pierre Labaume, Yujiro Ogawa, Tetsuzo Seno, Akira Takeuchi, Manabu Tanahashi, Akinori Uchiyama, Jean-Louis Vignerresse(1987),"Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.83, pp.229-242.
- Nettles M. and Göran Ekström(2004), "Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.94, No.2, pp.422–429.
- NOAA(2003), "Nikko Submarine Volcano", (<https://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/03fire/logs/mar02/media/nikko.html>)
- NOAA TSUNAMI Website (<http://www.tsunami.noaa.gov/index.html>).
- Nomanbhoy, Nazil and Kenji Satake(1995), "Generation mechanism of tsunamis from the 1883 Krakatau eruption", *Geophysical Research Letters*, Vol.22, No.4, pp. 509-512.

参考文献

- Papadopoulos, G. A. and S. Kortekaas(2003),"Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data", Submarine Mass Movements and Their Consequences, Vol. 19 of the series Advances in Natural and Technological Hazards Research, pp. 367-374.
- Self, S., M.R. Rampino, M.S. Newton, J.A. Wolff(1984),"Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815", Geology, Vol.12, pp.659-663.
- Shanmugam, G.(2015), "The landslide problem", Journal of Palaeogeography, Vol.4, No.2, pp.109-166.
- Smithsonian Institution(2013), "Global Volcanism Program", Department of Mineral Sciences, National Museum of Natural History, Smithsonian Institution.
- Stothers, Richard B.(1984), "The Great Tambora Eruption in 1815 and Its Aftermath", Science, Vol.224, No.4654, pp.1191-1198.
- Swanson, Donald A., Timothy R. Rose, Richard S. Fiske, John P. McGeehin (2012), "Keanakāko'i Tephra produced by 300 years of explosive eruptions following collapse of Kilauea's caldera in about 1500 CE", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.215-216, pp.8-25.
- Symons, George James(1888), "The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena" Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society, p.494.
- Tani, K., R. S. Fiske, Y. Tamura, Y. Kido, J. Naka, H. Shukuno, R. Takeuchi(2008), "Sumisu volcano, Izu-Bonin arc, Japan: Site of a silicic caldera-forming eruption from a small open-ocean island", Bulletin of Volcanology, Vol.70, No.5, pp.547-562."
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake (1996), "Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom", Geophysical Research Letters, Vol.23, No.8, pp.861-864.
- Tatsumi, Y. and K. Suzuki-Kamata(2014), "Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago", Proceedings of the Japan Academy, Series B, Vol.90, No.9, pp.347-352.
- The School of Ocean and Earth Science and Technology, The University of Hawaii at Manoa (2016), (<http://www.soest.hawaii.edu/HMRG/Multibeam/bathymetry.php>).
- Unoki, Sanae and Masito Nakano(1953), "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(I)", the Oceanographical Magazine, Vol.4, No.4, pp.119-141. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(II)", the Oceanographical Magazine, Vol.5, No.1, pp.1-13. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(III)", Papers in Meteorology and Geophysics Vol.4, Issue3-4, pp.139-150.
- Verbeek, R. D. M. (1885), "Krakatau", Landsrukkerij, Batavia, 546p.
- Watts, Philip, Stephan T. Grilli, David R. Tappin and Gerard J. Fryer(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies", Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, November/December, pp.298-310.
- Yokoyama, Izumi(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Toya Caldera, Hokkaido, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.247-250.
- Yokoyama, Izumi(2015), "Eruption products of the 1883 eruption of Krakatau and their final settlement", Annals of Geophysics, Vol.58, No.2, S0220, pp.1-13.
- Yokoyama, Izumi and Masaaki Aota(1964), "Geophysical Studies on Sikotu Caldera, Hokkaido, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.103-122.
- Yokoyama, Izumi and Tadashi Maki(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Towada Caldera, Tohoku District, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.251-258.

参考文献

- Yuasa, Makoto, Fumitoshi Murakami, Eiji Saito, Kazuaki Watanabe(1991), "Submarine topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc", Bulletin of the Geological Survey of Japan, Vol.42, No.12, pp.703-743.



中部電力