

# 1 1 巨大噴火の履歴を持つ地域との 比較分析

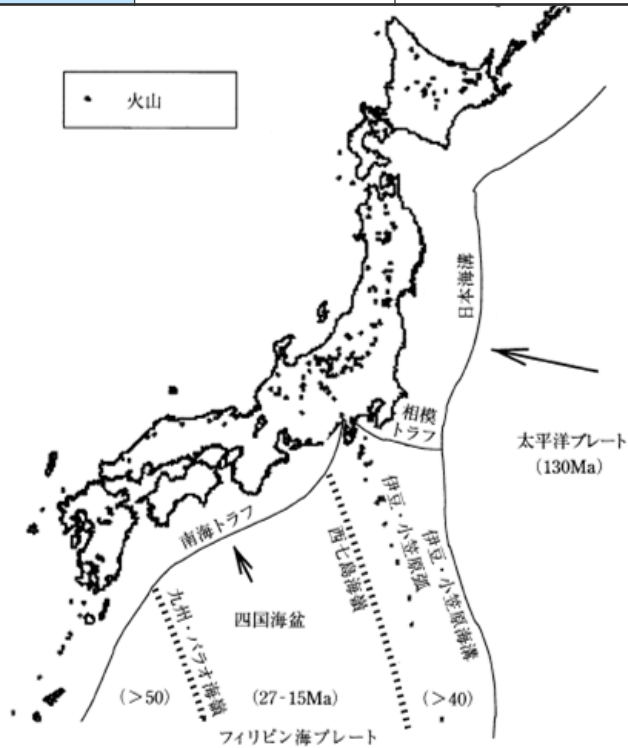
---

## 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）

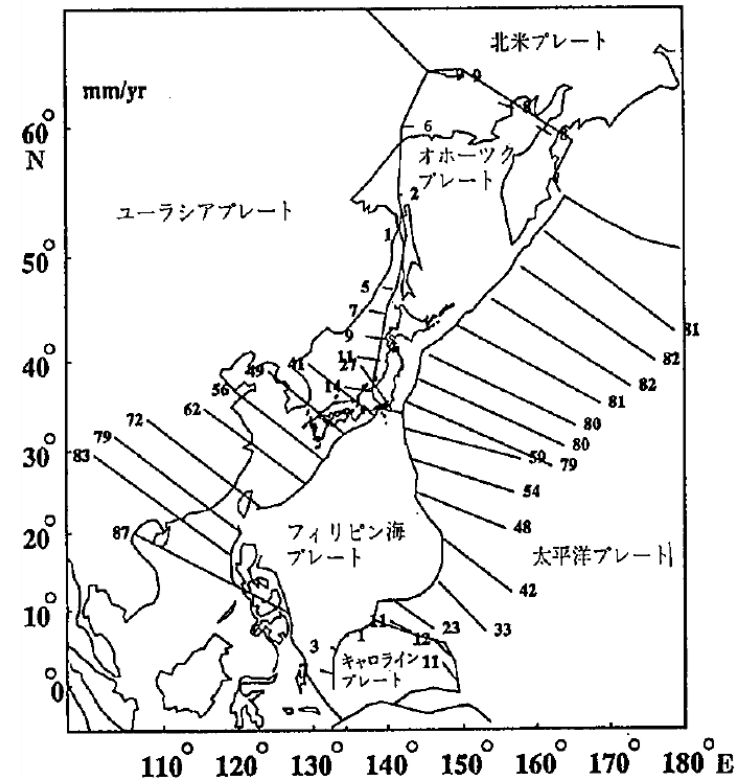
- 「北海道周辺」および「伊豆小笠原弧」においては太平洋プレートが、「九州周辺」においてはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- 沈み込む太平洋プレートの年代は約130Ma。沈み込むフィリピン海プレートの年代は地域によって異なり、伊豆小笠原弧周辺で>40Ma、四国海盆周辺が27-15Ma、九州・パラオ海嶺以西で>50Maとされる。
- 太平洋プレートの沈み込み速度は、千島弧～東北日本弧で約80mm/年、伊豆小笠原弧で約50～60mm/年。フィリピン海プレートの沈み込み速度は、西南日本弧で約50mm/年、琉球弧で約60～70mm/年である。

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))

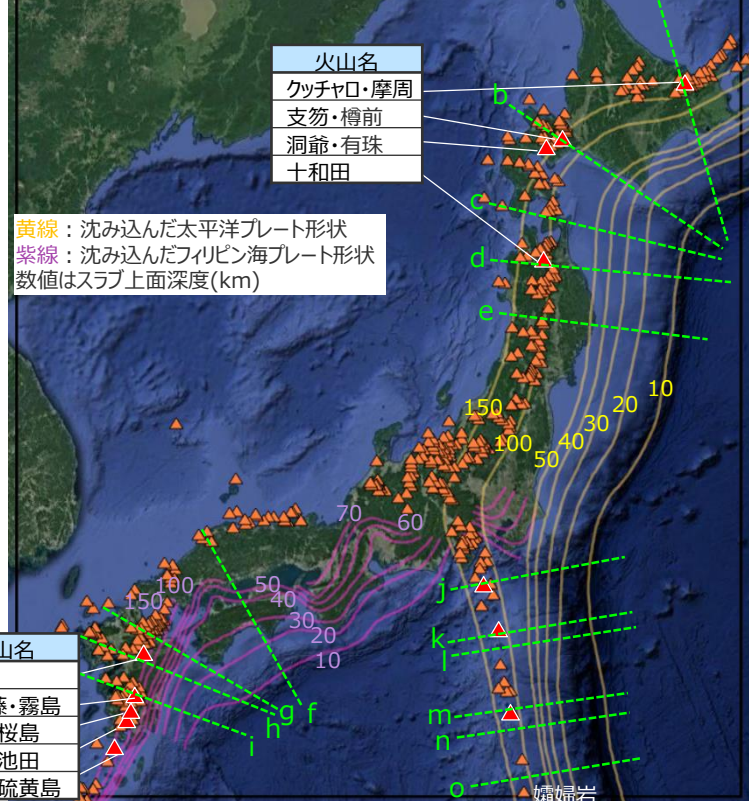
日本列島周辺のプレート沈み込み速度と向き

# 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）

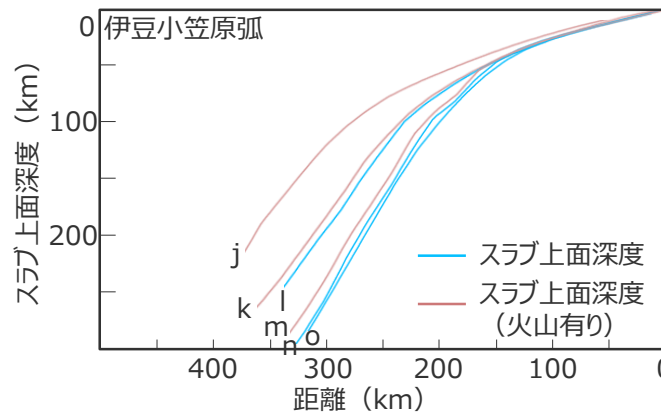
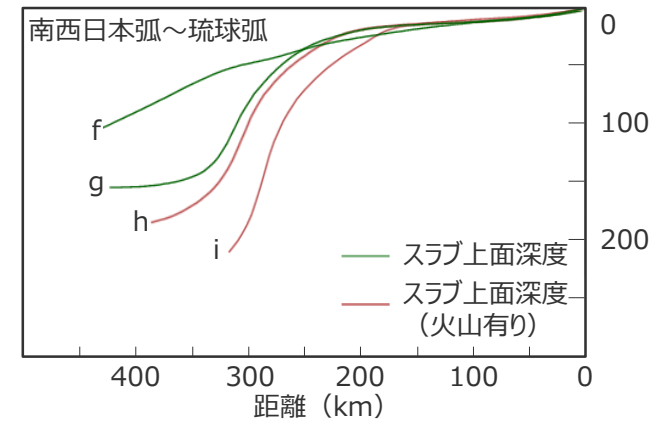
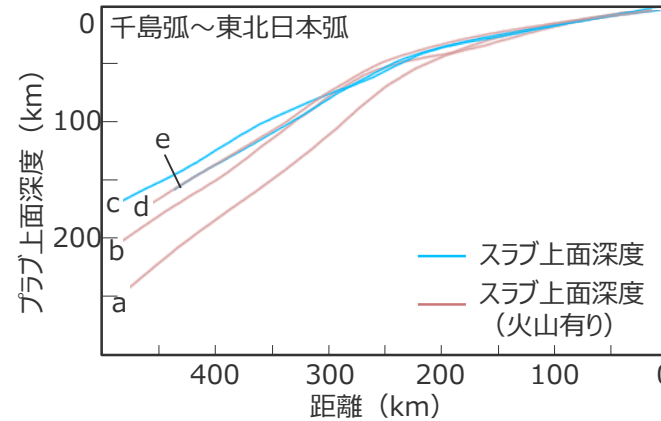
- 沈み込む太平洋プレートは、急激な変形を起こすことなく滑らかに沈み込んでいる。沈み込むフィリピン海プレートは波板の様に大きく変形して沈み込んでいる。
- 千島弧～東北日本弧において、沈み込んだスラブの傾きは緩やかであり、深さ50km程度で急となっている。
- 西南日本弧～琉球弧において、沈み込んだスラブは、深さ20～50km程度で急激に傾斜を増している。また、琉球弧付近ではよりその傾向が強くなる。
- 伊豆弧において、沈み込んだスラブの傾斜は千島弧～東北日本弧と比較して急であり、深さ50km程度で角度を増している。また、南ほどより急傾斜となっている。

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

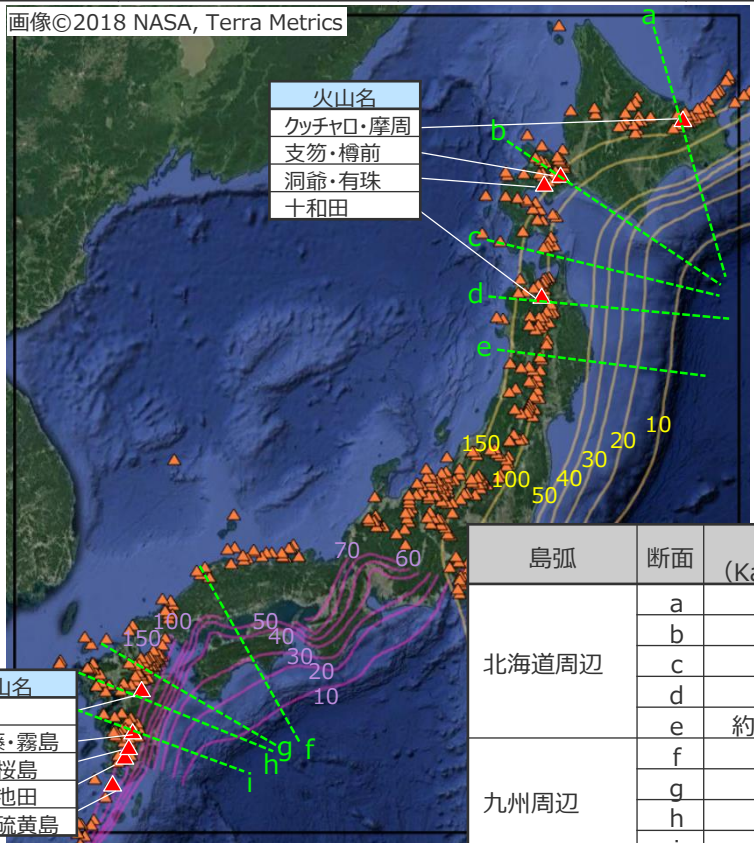


(産業技術総合研究所 地下構造可視化システムより作成)  
日本列島に沈み込むプレートの形状

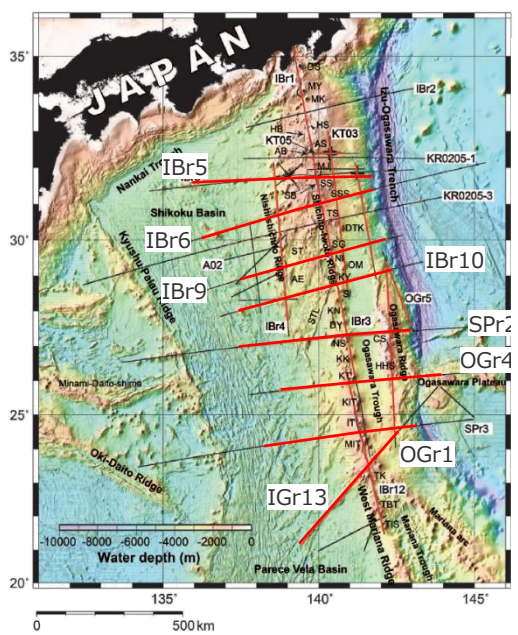
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析 地殻構造

- 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。

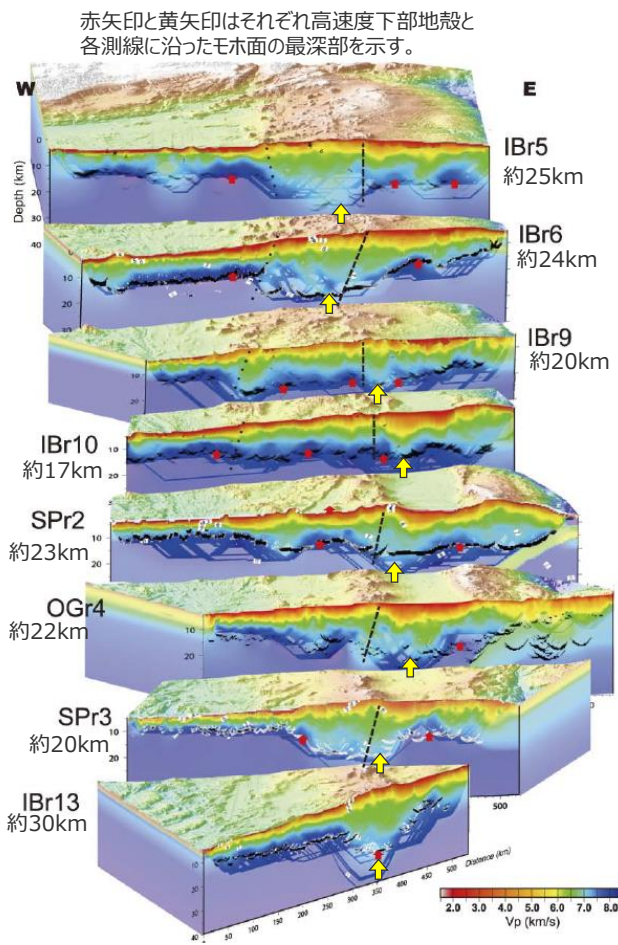
項目	北海道周辺	九州周辺	伊豆小笠原弧
地殻構造	<ul style="list-style-type: none"> <li>・発達した大陸地殻（地殻厚さ：厚い、地殻密度：マグマ密度より小さい）</li> <li>・約30～35km</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・発達した大陸地殻（地殻厚さ：厚い、地殻密度：マグマ密度より小さい）</li> <li>・約35～40km</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・未発達な島弧地殻（地殻厚さ：薄い、地殻密度：マグマ密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



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



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)

(高橋ほか(2015)を基に作成)

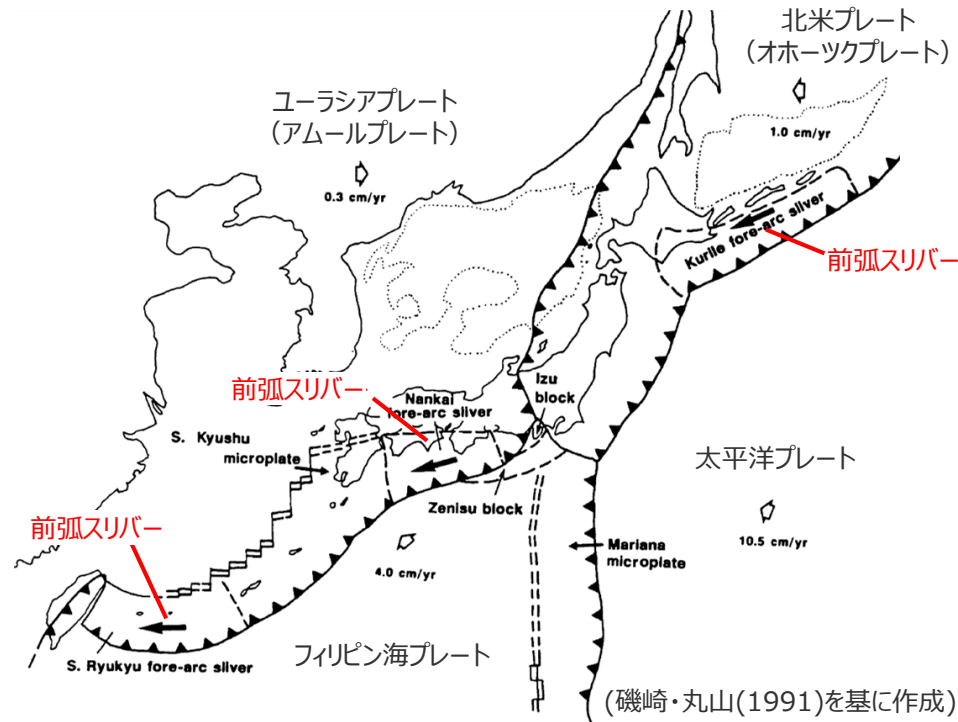
伊豆小笠原弧のモホ面深度

(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

# 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、側方へ移動するも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))

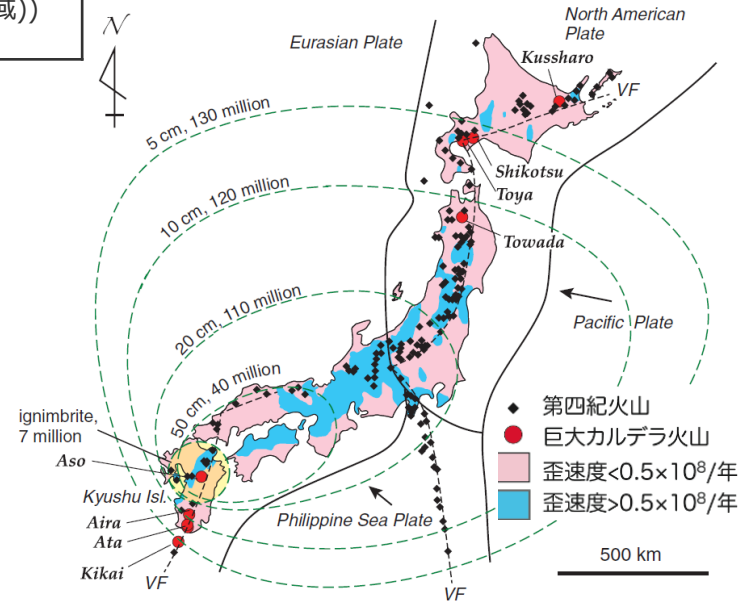
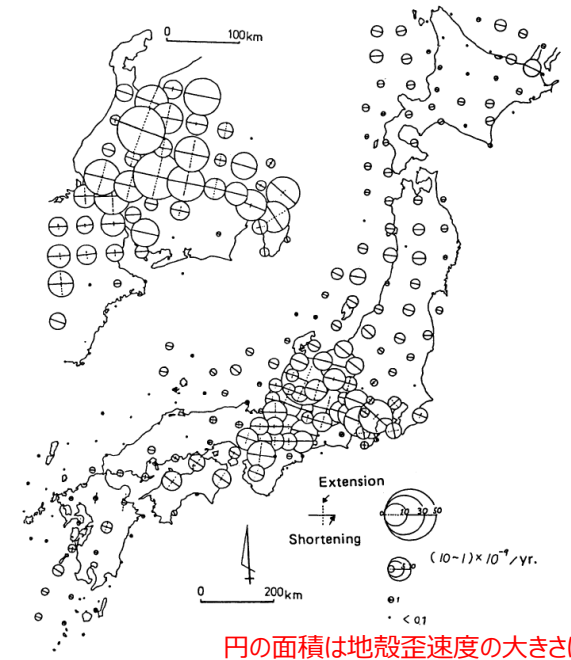


Fig. 2. Distributions of caldera-forming (red circles; <math><120</math> ka) and other active (black diamonds) volcanoes in Japan. Map also shows ignimbrite distribution and tephra isopachs for a  $M=8.4$  catastrophic eruption that occurs in central Kyushu, and the number of people currently living 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</math> /yr, pink area; cf. regions of high strain rate beyond  $0.5 \times 10^8</math> /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

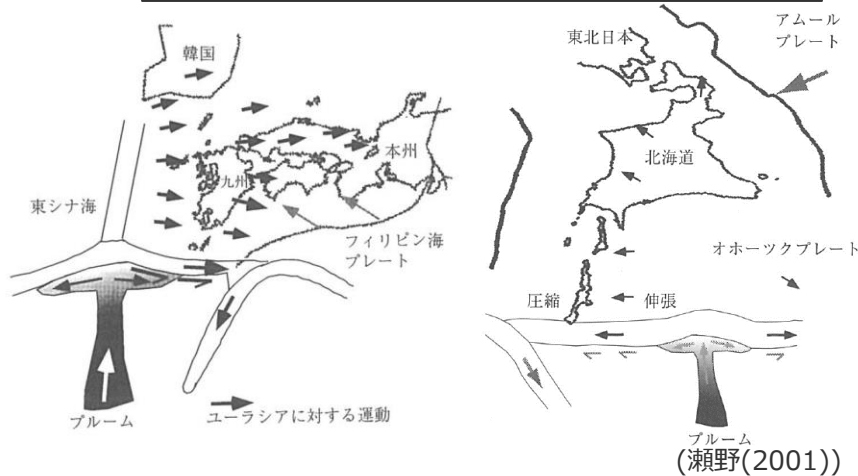
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

## 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

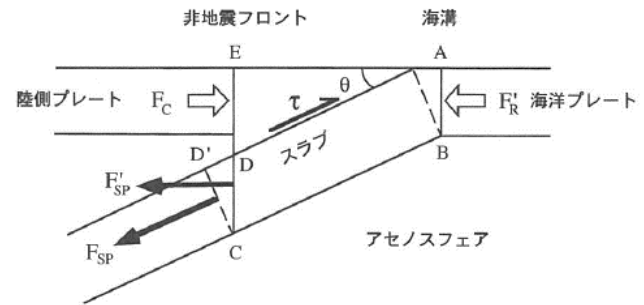


図 1.5.1 沈み込み帯での相互作用

$F_{sp}$ ：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、 $\tau$ ：スラスト帯での剪断応力。(瀬野(2001))

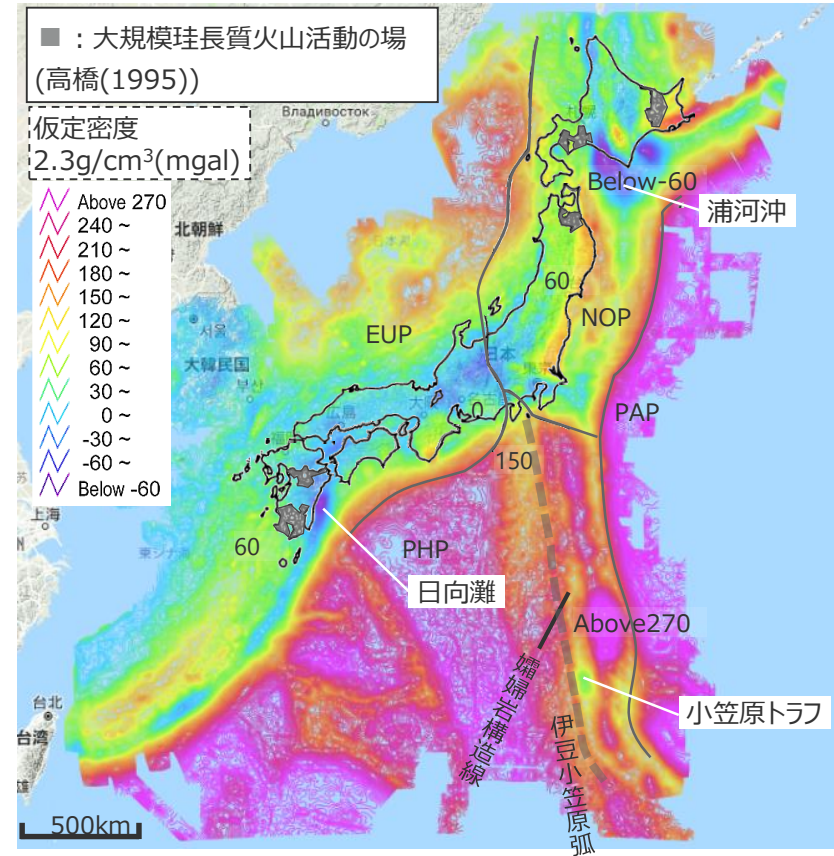
#### 瀬野(2001)

- ・ 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。



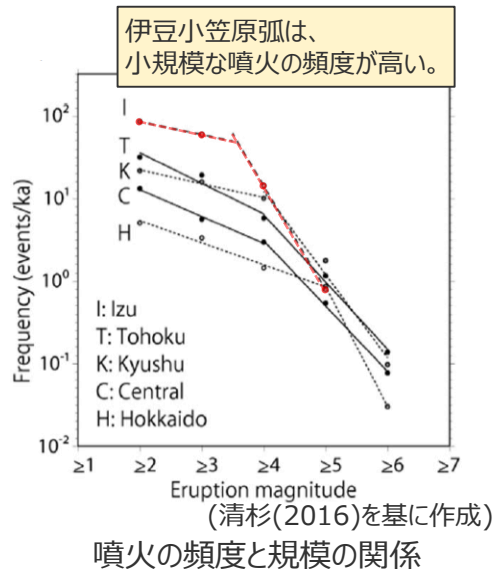
日本とその周辺海域の重力異常図

## 長期的マグマ噴出率

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

(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。



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。



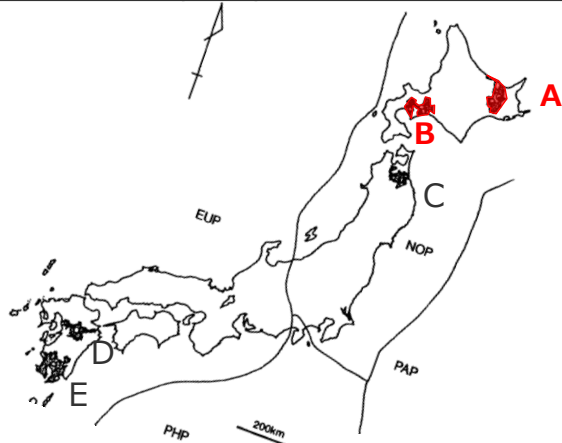
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

## 巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

- $10^1$ - $10^2$ km<sup>3</sup>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。

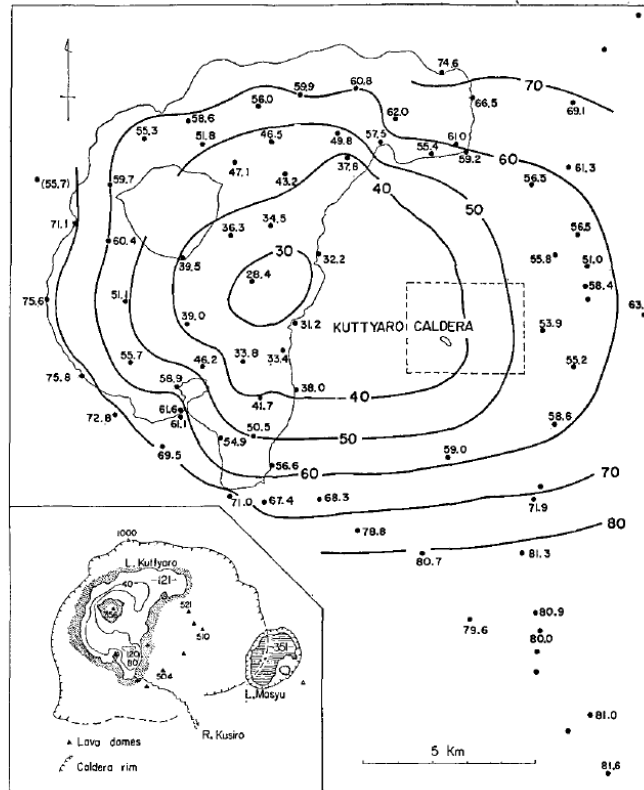
日本の後期第四紀大規模噴火  
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup> km <sup>3</sup> 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)



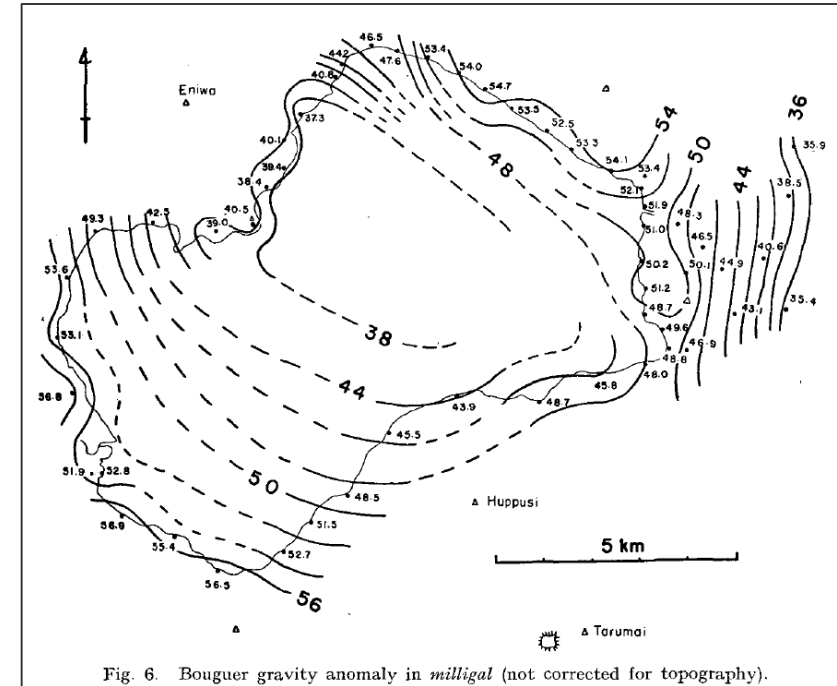
(高橋(1995)を基に作成)

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

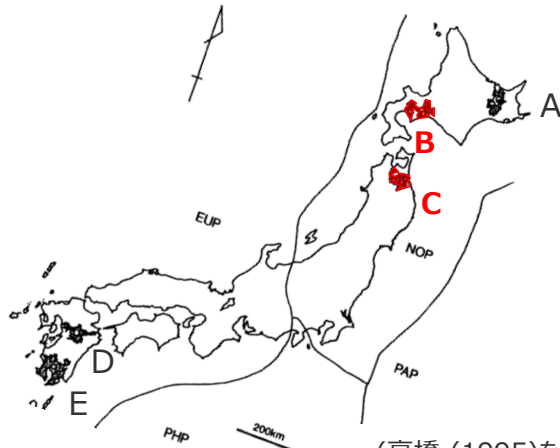
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

## 巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

- $10^1$ - $10^2$ km<sup>3</sup>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。

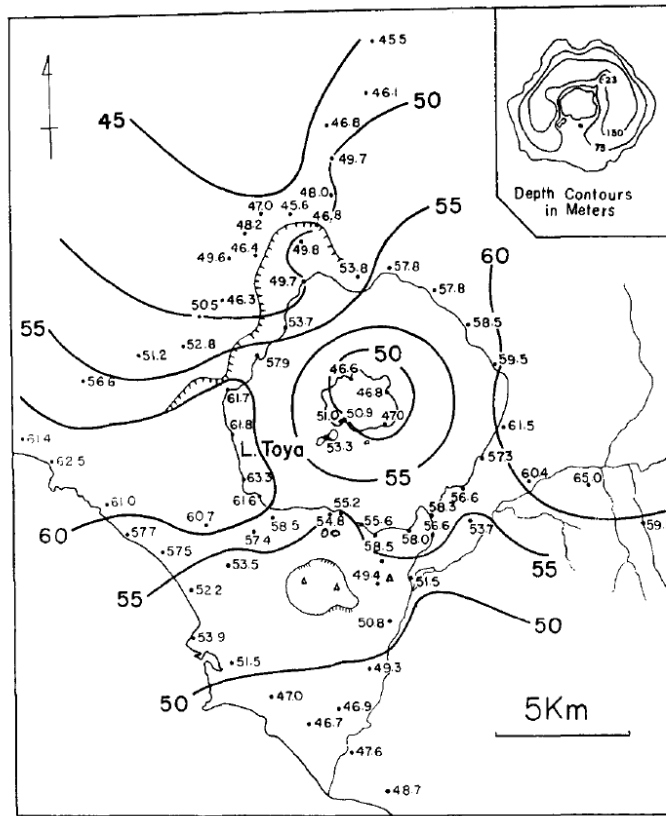
日本の後期第四紀大規模噴火  
(町田・新井(2011)より火山を抽出)

10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup> km <sup>3</sup> 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)

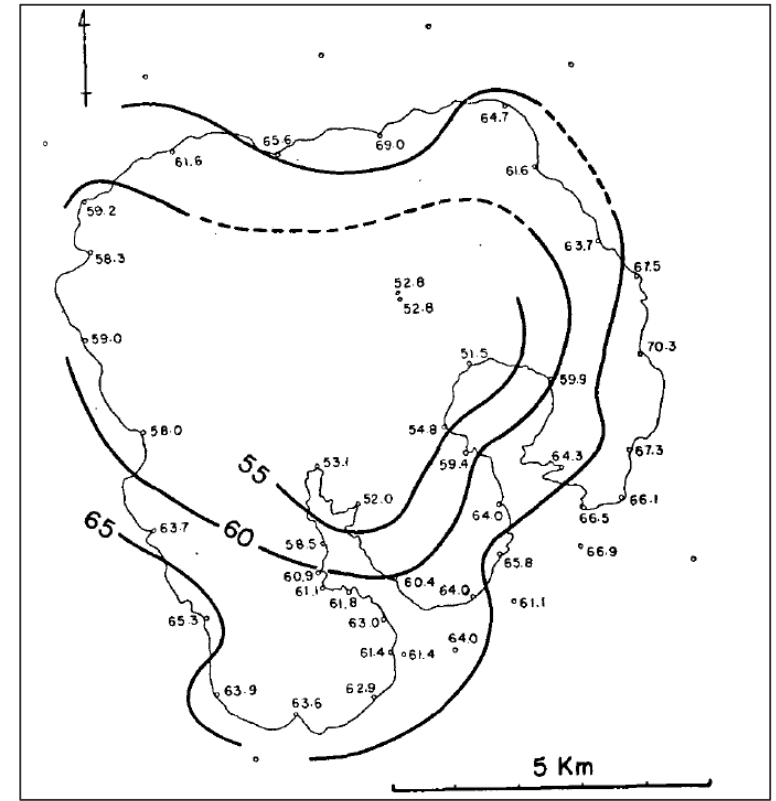


(高橋(1995)を基に作成)

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

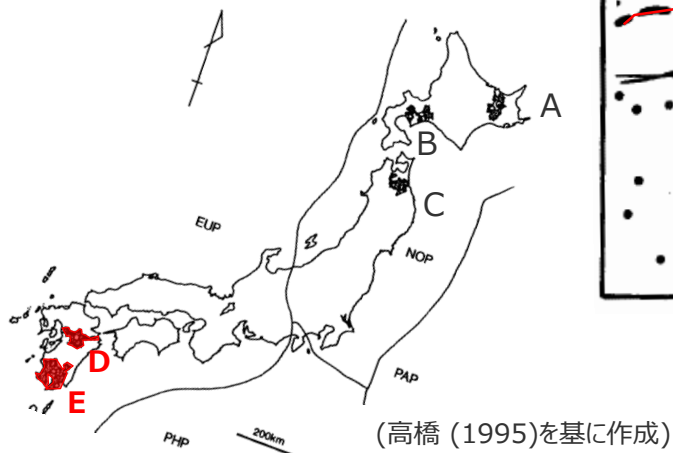
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

## 巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

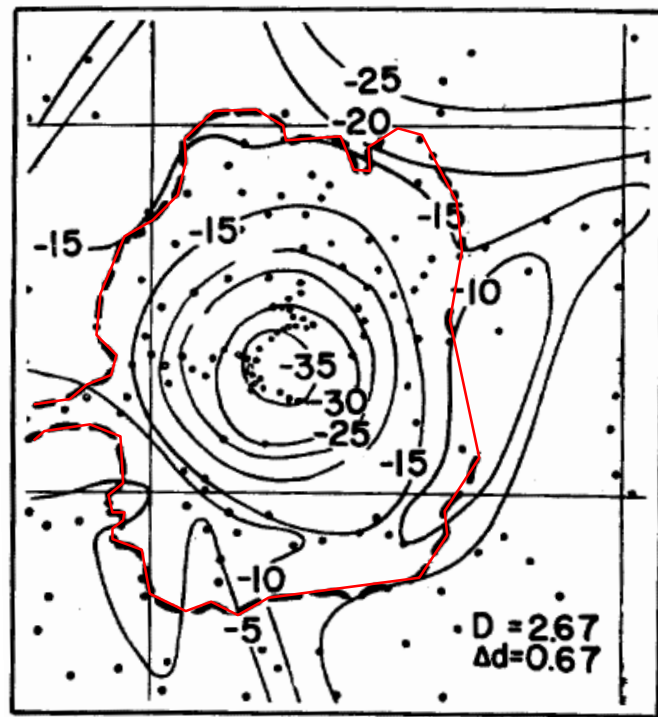
- $10^1$ - $10^2$ km<sup>3</sup>クラスの噴火を起こした火山のうち、「阿蘇」「加久藤・霧島」のブーゲー異常を示すとされる。(久保寺(1972)、小林ほか(1995))
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

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)

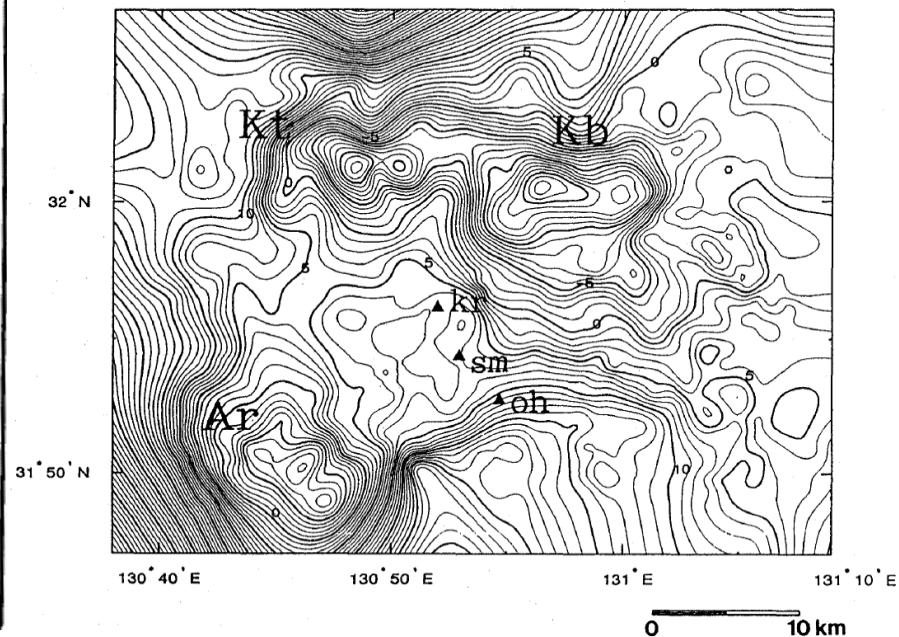
10 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup> km <sup>3</sup> クラスの噴火を起こした火山		
火山名	地域	重力異常
クツチャロ・摩周	A	低 横山(1970)
支笏・樽前	B	低 Yokoyama and Aota(1964)
洞爺・有珠	B	低 Yokoyama(1964)
十和田	C	低 Yokoyama and Maki(1964)
阿蘇	D	低 久保寺(1972)
加久藤・霧島	E	低 小林ほか(1995)
始良・桜島	E	低 横山(1965)
阿多・池田	E	低 荒牧・宇井(1965)
鬼界・硫黄島	E	低 石原(1977)



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

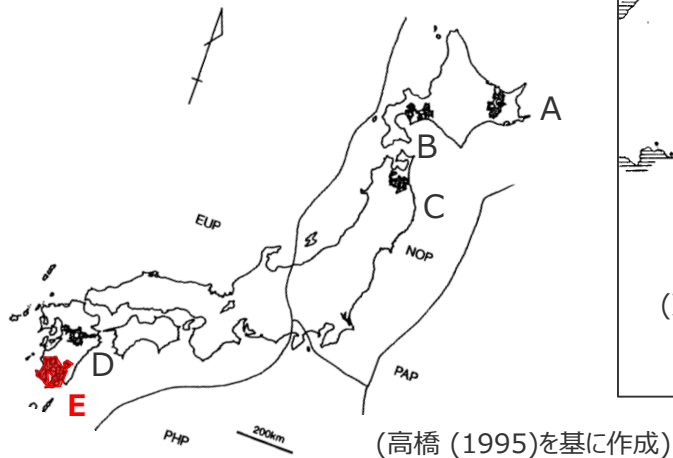
# 11 巨大噴火の履歴を持つ地域との比較分析

## 巨大噴火活動の場の個別火山（火山周辺の重力異常）

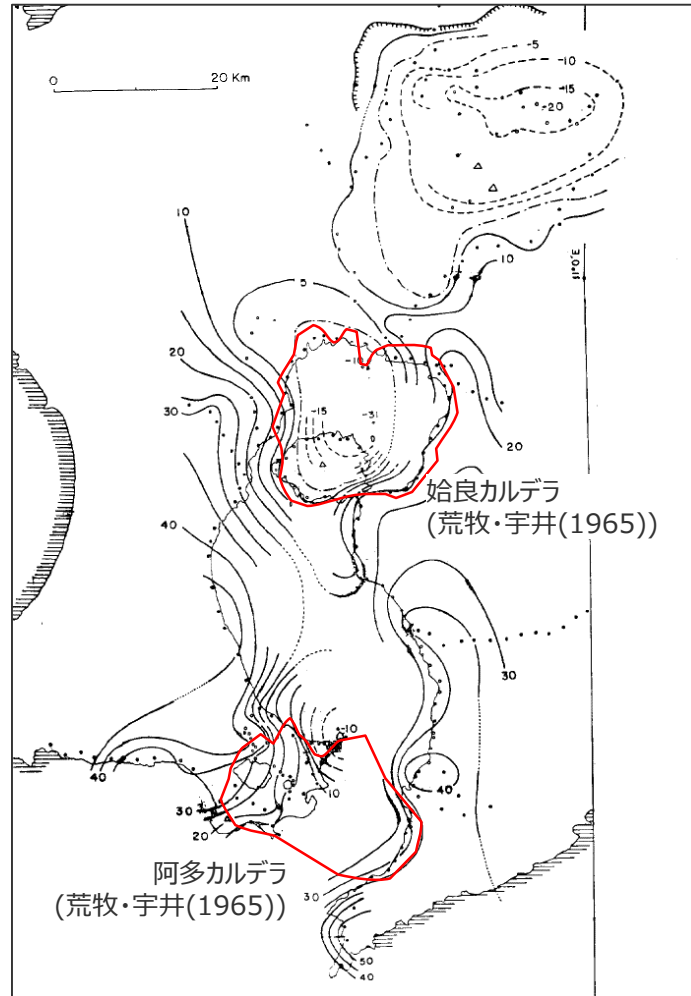
- $10^1$ - $10^2$ km<sup>3</sup>クラスの噴火を起こした火山のうち、「始良・桜島」「阿多・池田」「鬼界・硫黄島」のブーゲー異常を示すとされる。(横山(1965)、石原(1977))
- これらの火山はカルデラであり、低重力異常を示す。

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 <sup>1</sup> -10 <sup>2</sup> km <sup>3</sup> 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)

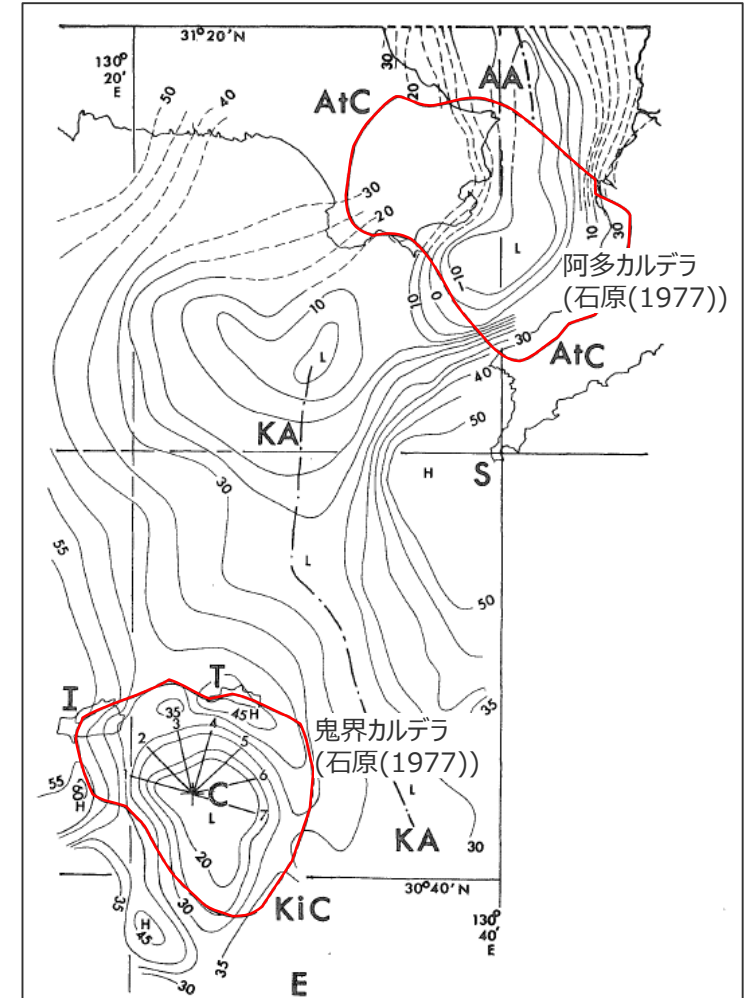


日本列島の大規模珪長質火山活動の場



(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

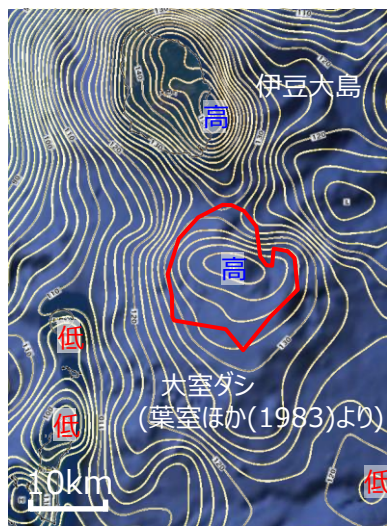
火山名	距離 (km)	既往文献の確認結果	重力異常図の判読結果	調査結果
手石海丘	98	-	なし	低重力異常を伴わない
大室ダシ	119	高	植田ほか(2000)	低重力異常を伴わない
黒瀬堆	203	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
南八丈堆	259	なし	石田・坂本(2004)	低重力異常を伴わない
明神海丘	321	なし	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
明神礁	345	高	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
須美寿島	395	-	-	低重力異常を伴わない
南スミスカルデラ	412	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
嬬婦岩	573	-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

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。

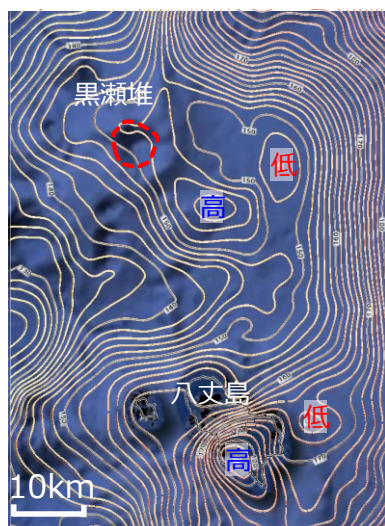
小笠原弧の火山周辺の重力異常

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)



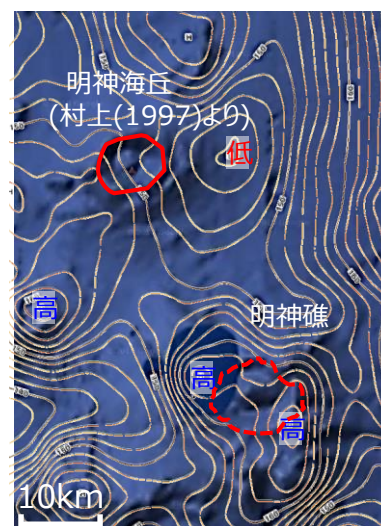
<大室ダシ>



<黒瀬堆>



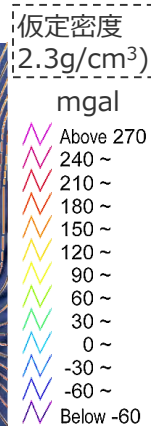
<南八丈堆>



<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

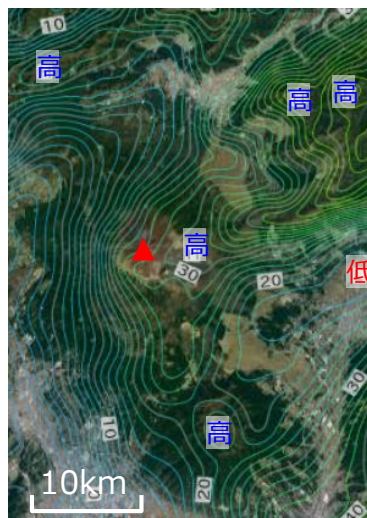
火山名	距離 (km)	地質図Naviによる判読結果	調査結果
伊豆東部火山群	92	なし	低重力異常を伴わない
富士山	97	なし	低重力異常を伴わない
箱根火山群	104	高	低重力異常を伴わない
八ヶ岳火山群	151	高	低重力異常を伴わない

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>



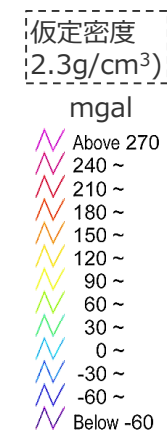
<富士山>



<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

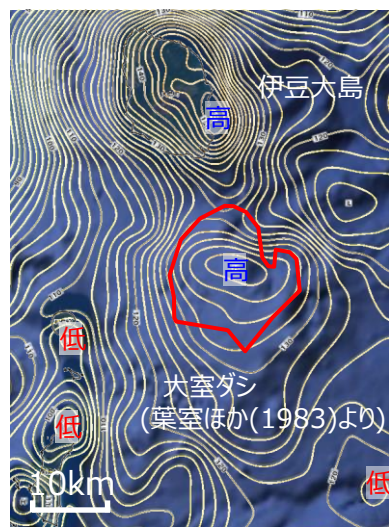
火山名	距離 (km)	既往文献の 確認結果	重力異常図の 判読結果	調査結果
手石海丘	98	-	なし	低重力異常を伴わない
大室ダシ	119	高	植田ほか(2000)	低重力異常を伴わない
黒瀬堆	203	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
南八丈堆	259	なし	石田・坂本(2004)	低重力異常を伴わない
明神海丘	321	なし	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
明神礁	345	高	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
須美寿島	395	-	-	低重力異常を伴わない
南スミスカルデラ	412	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
孀婦岩	573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

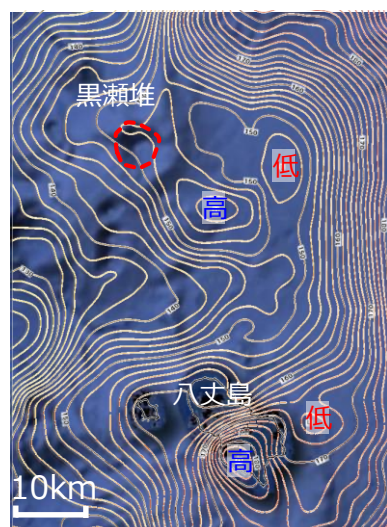
小笠原弧の火山周辺の重力異常

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)



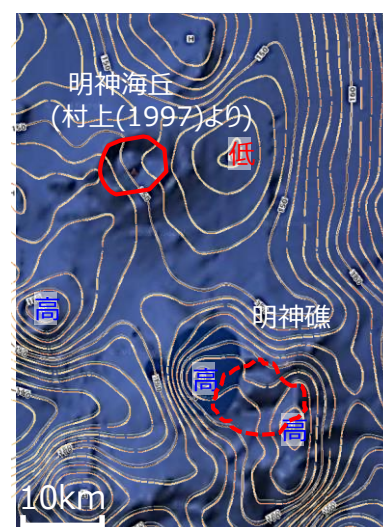
<大室ダシ>



<黒瀬堆>



<南八丈堆>



<明神海丘、明神礁>



<南スミスカルデラ>



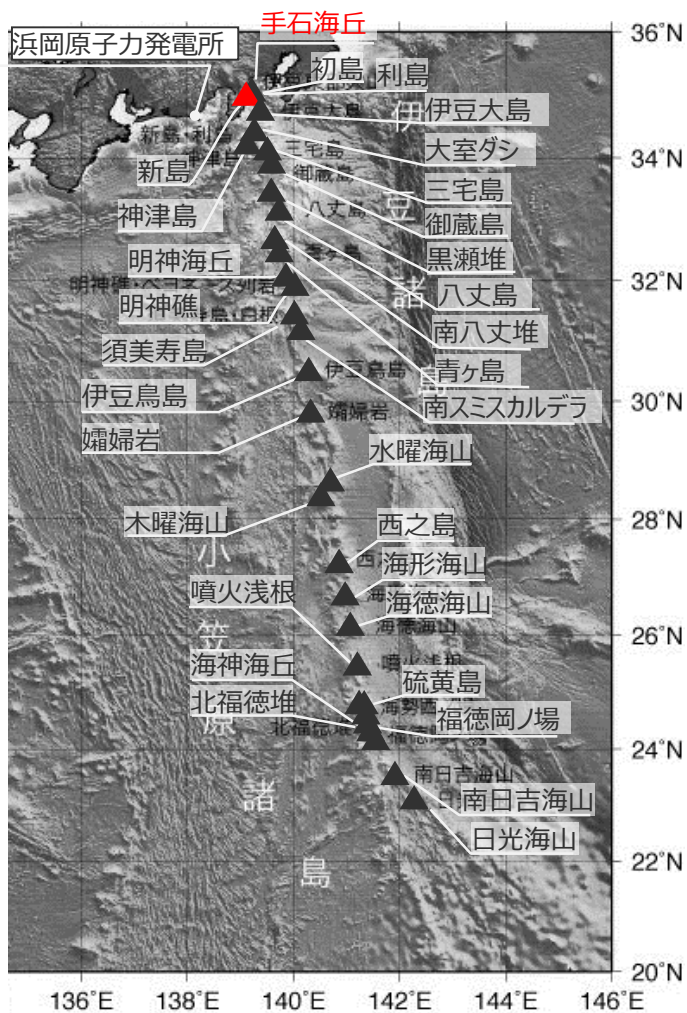
伊豆小笠原弧の海底火山周辺のブーゲー異常例 (背景は海底地形) (産業技術総合研究所 地質図Naviより作成)



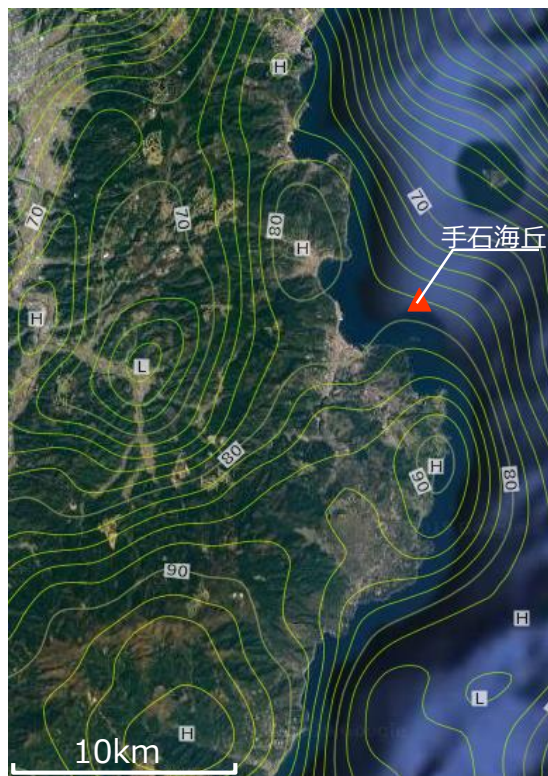
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 伊豆小笠原弧の個別火山（手石海丘周辺の重力異常）

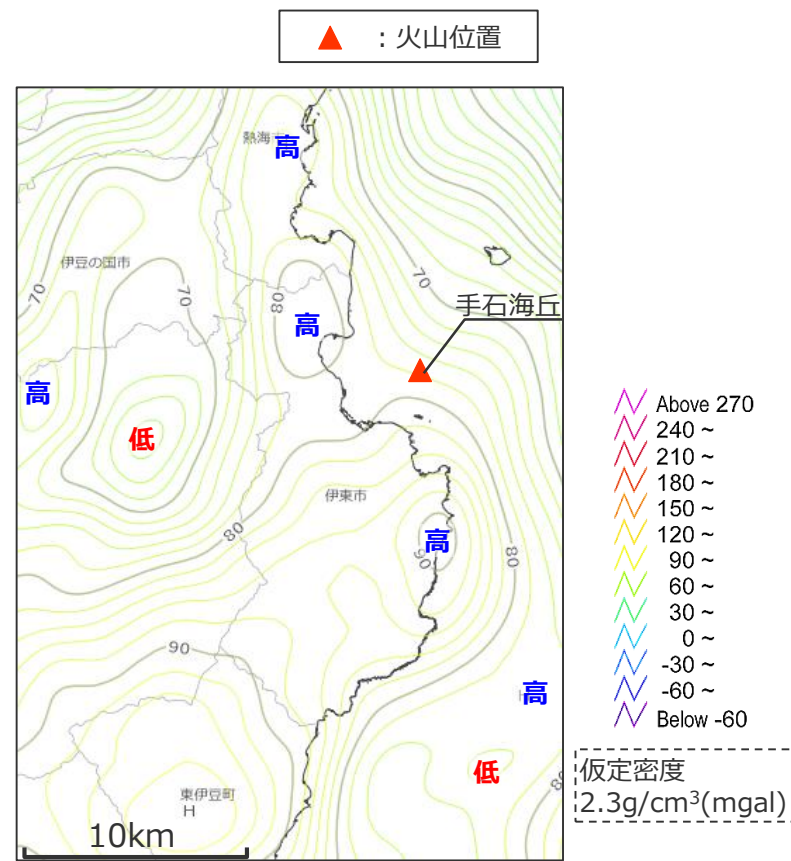
■ 手石海丘について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



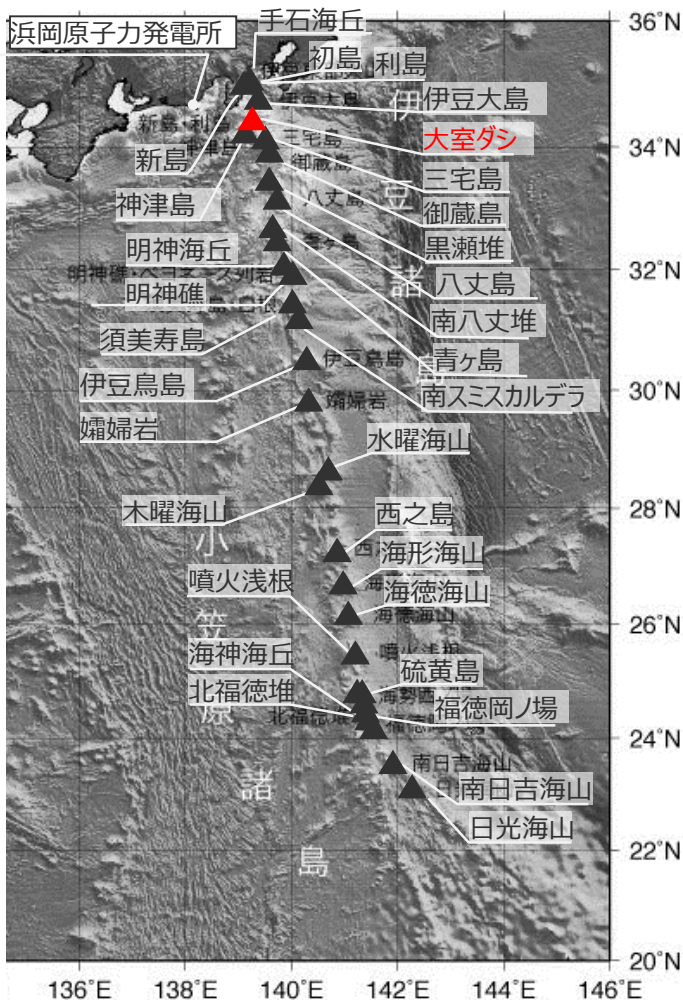
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
手石海丘周辺 地形図+ブーゲー異常図



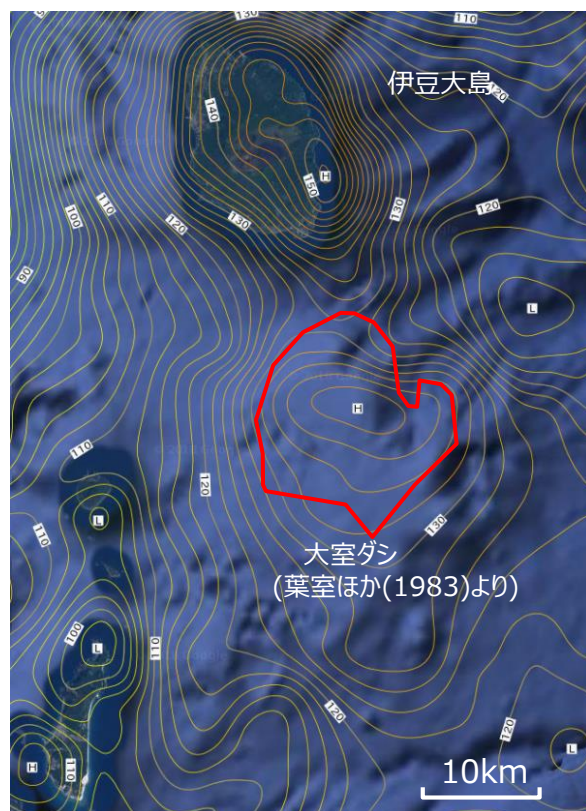
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
手石海丘周辺ブーゲー異常図

# 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）

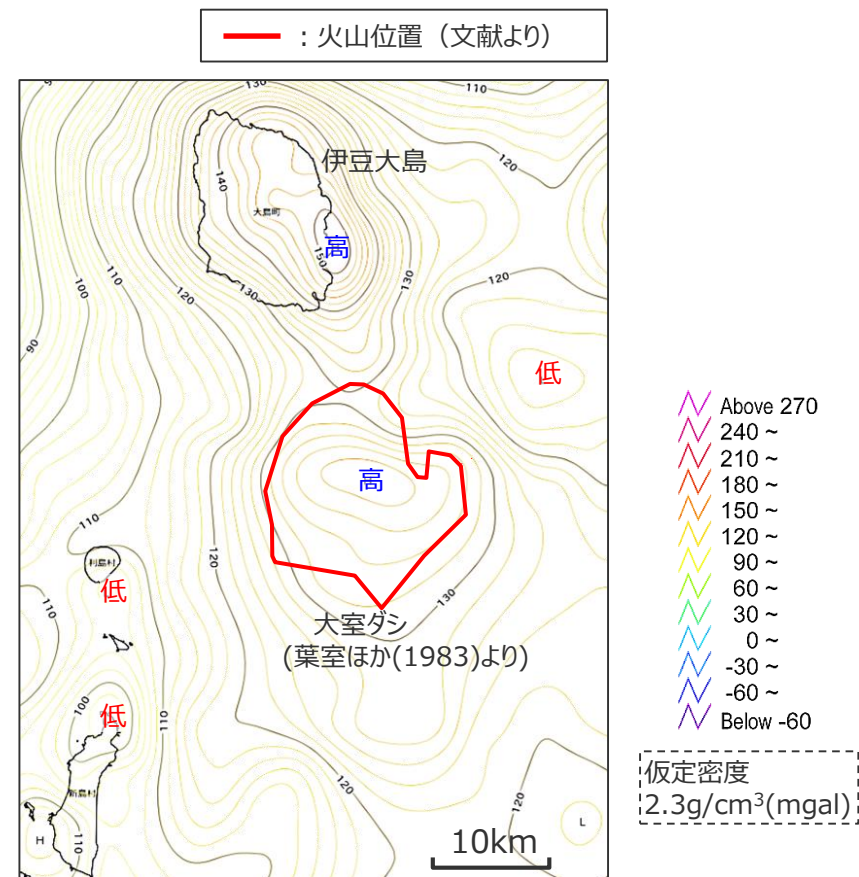
- 大室ダシは高重力異常を伴うとされる。(植田ほか(2000))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



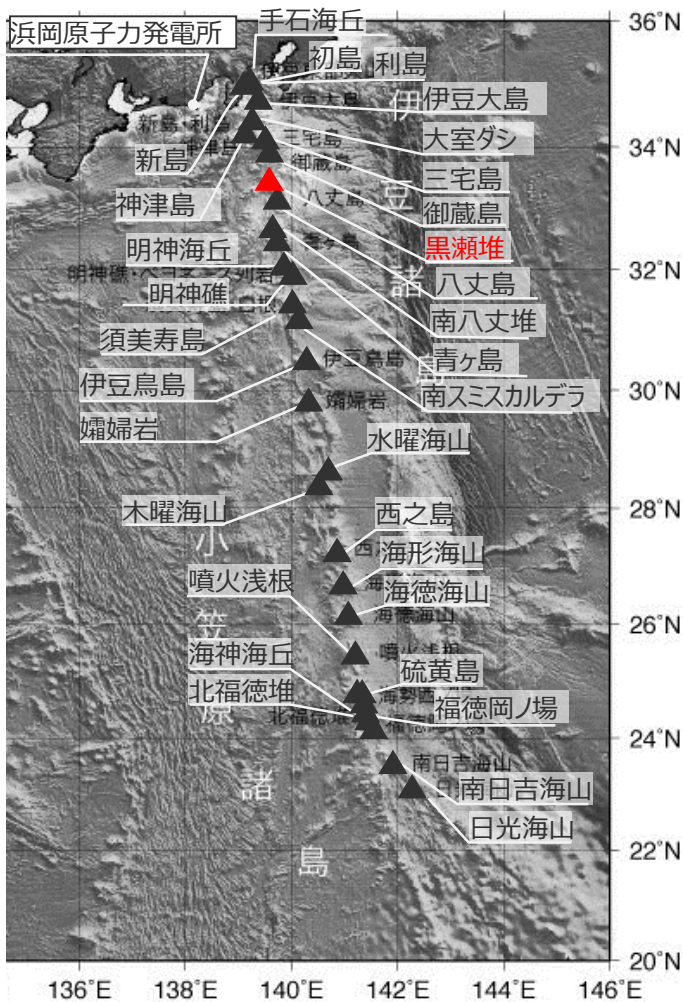
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
大室ダシ周辺 ブーゲー異常図

植田ほか(2000)

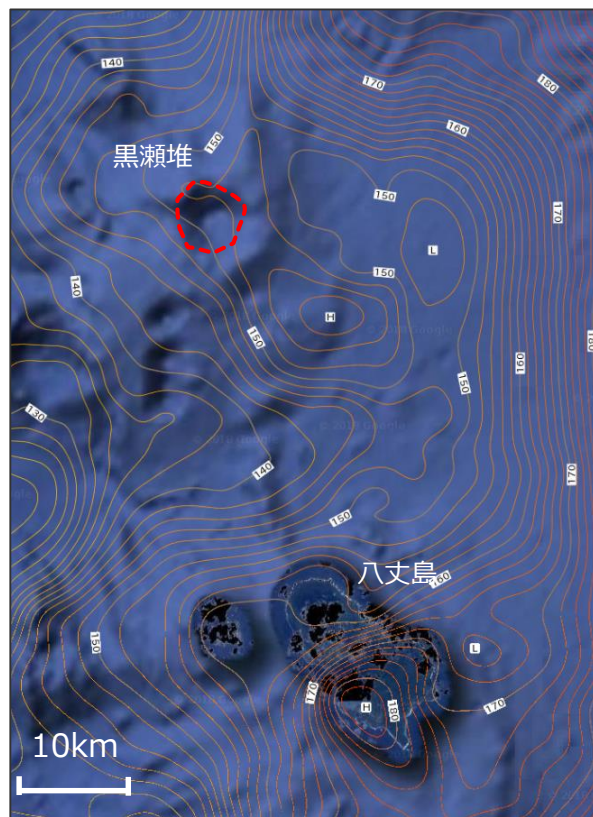
- ・ フリーエア重力異常図によると、三宅島付近、神津中瀬、新島東方から大室ダシ付近、神津島南西の銭洲海嶺に相対的の正の異常が認められる。
- ・ 銭洲海嶺全域を見ると、新島の北東側及び神津島の南西側ではブーゲー異常は相対的に高くなっており、この地域では磁気異常も顕著に認められる。

# 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）

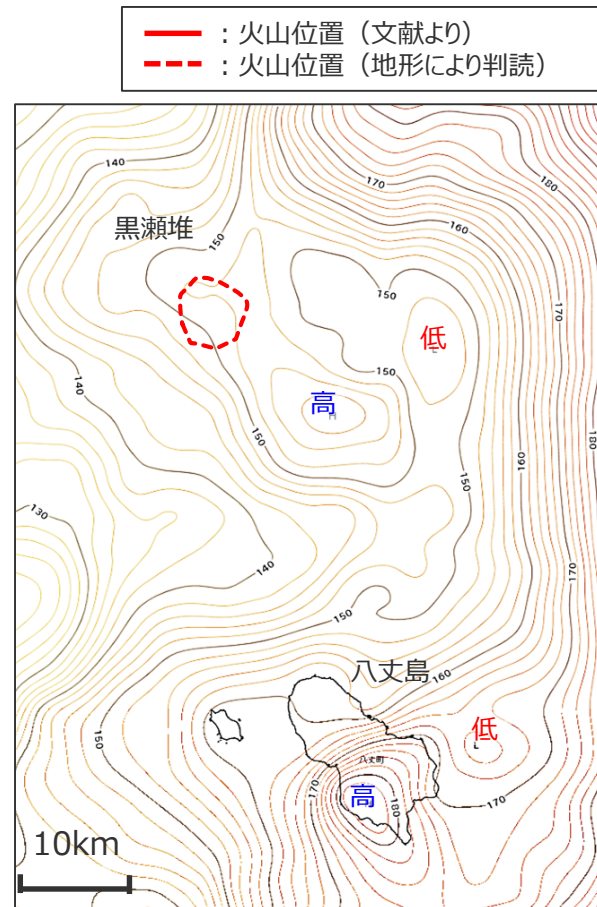
- 黒瀬堆は高重力異常を伴うとされる。(村上・斎藤(1990))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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

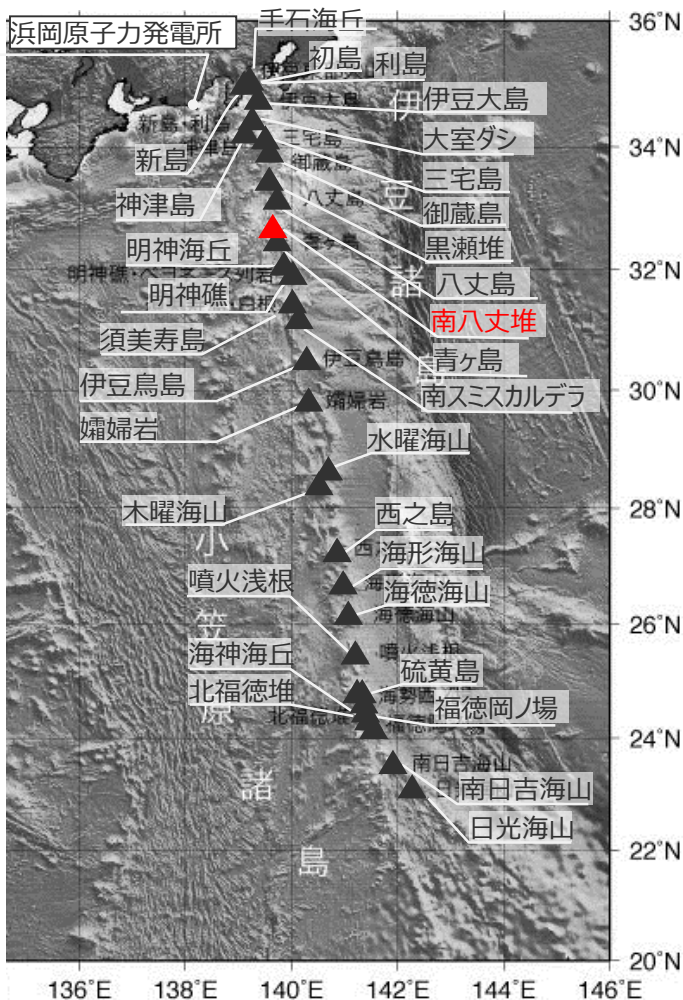
仮定密度  
 2.3g/cm<sup>3</sup>(mgal)

村上・斎藤(1990)

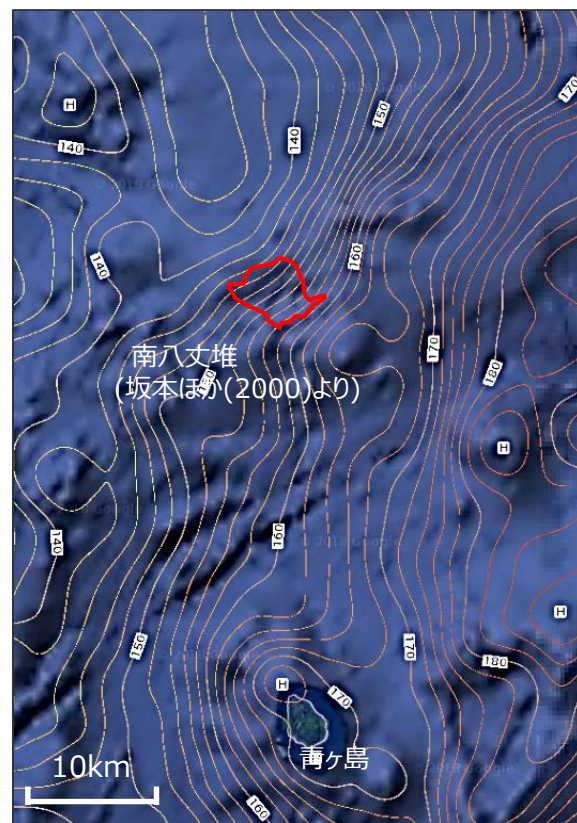
・ 伊豆・小笠原弧上の海底カルデラは、北から南へ順に黒瀬海穴、黒瀬西海穴、東青ヶ島カルデラ、北ベヨネーズカルデラ、明神礁カルデラ、スミスカルデラ、南スミスカルデラ、海形カルデラである。(中略) また重力のブーゲー異常は、カルデラ上でその周囲より高く、いわゆる高重力異常型のカルデラに属する。

# 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）

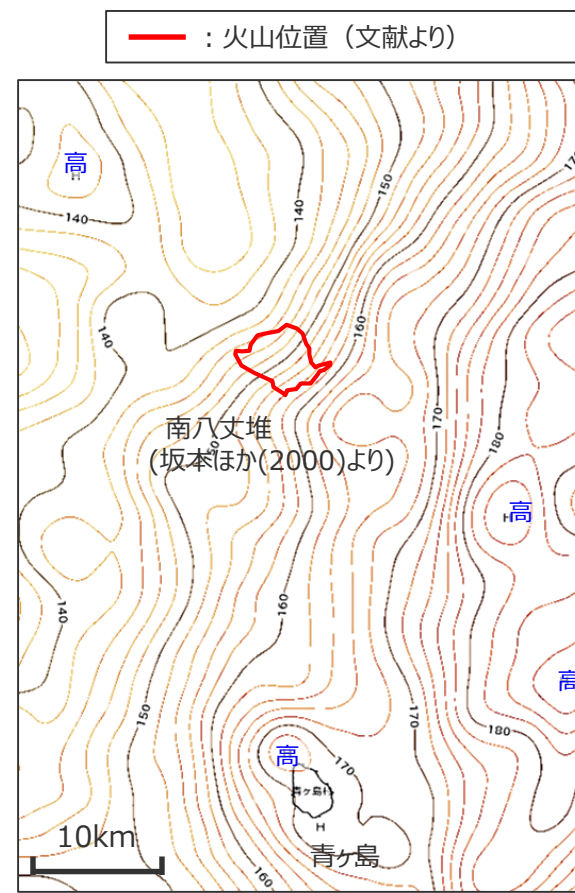
- 南八丈堆は低重力異常を伴わないとされる。(石田・坂本(2004))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



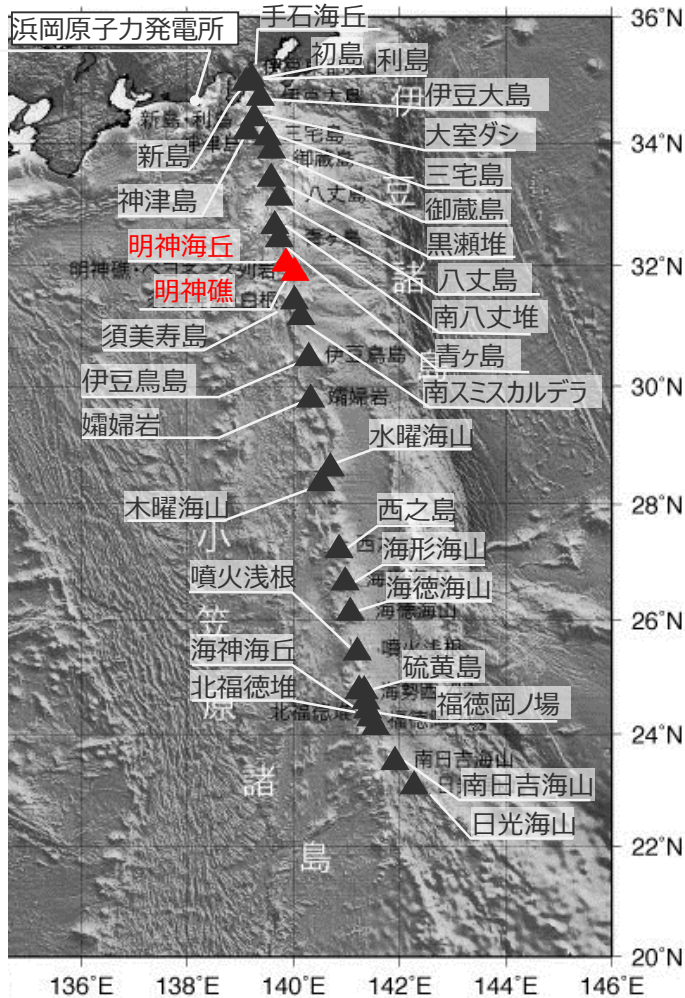
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
南八丈堆周辺 ブーゲー異常図

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。

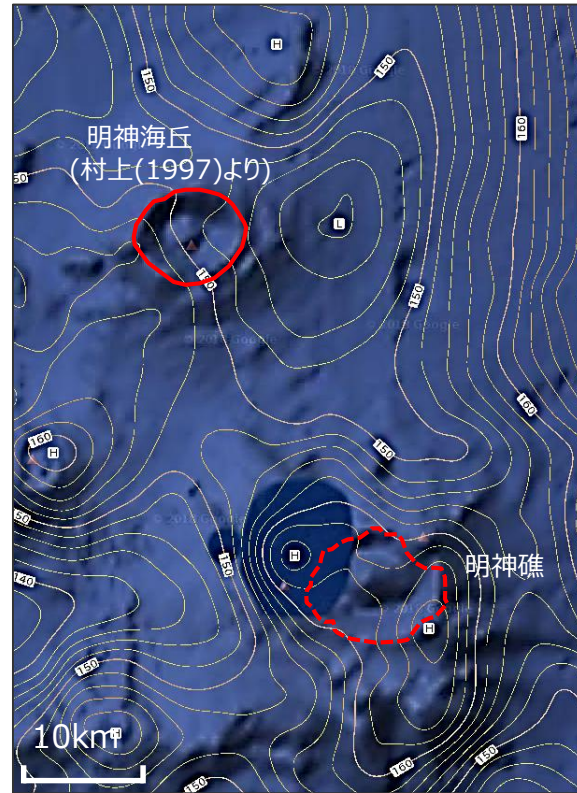
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 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）

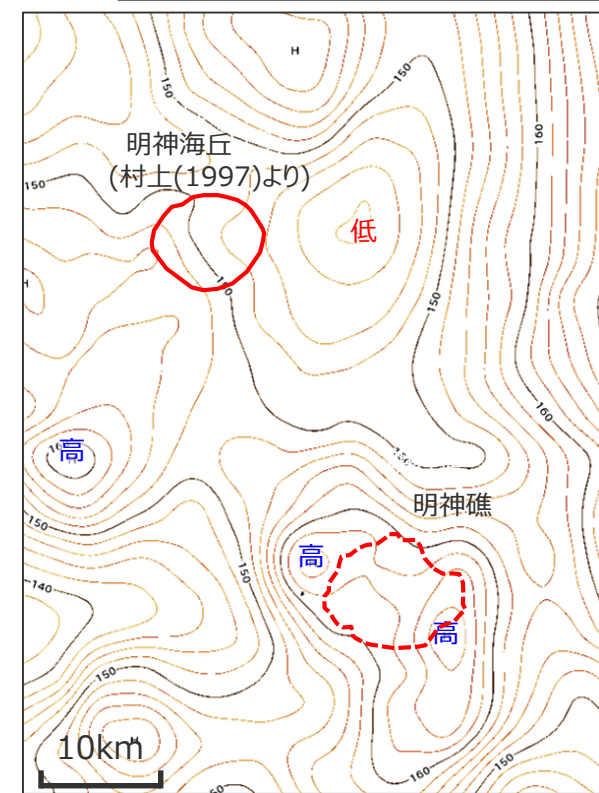
- 明神海丘は低重力異常を伴わないとされ、明神礁は高重力異常を伴うとされる。(植田ほか(2001))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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

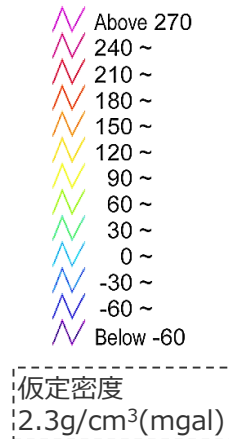


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
明神海丘及び明神礁周辺  
地形図+ブーゲー異常図



(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)

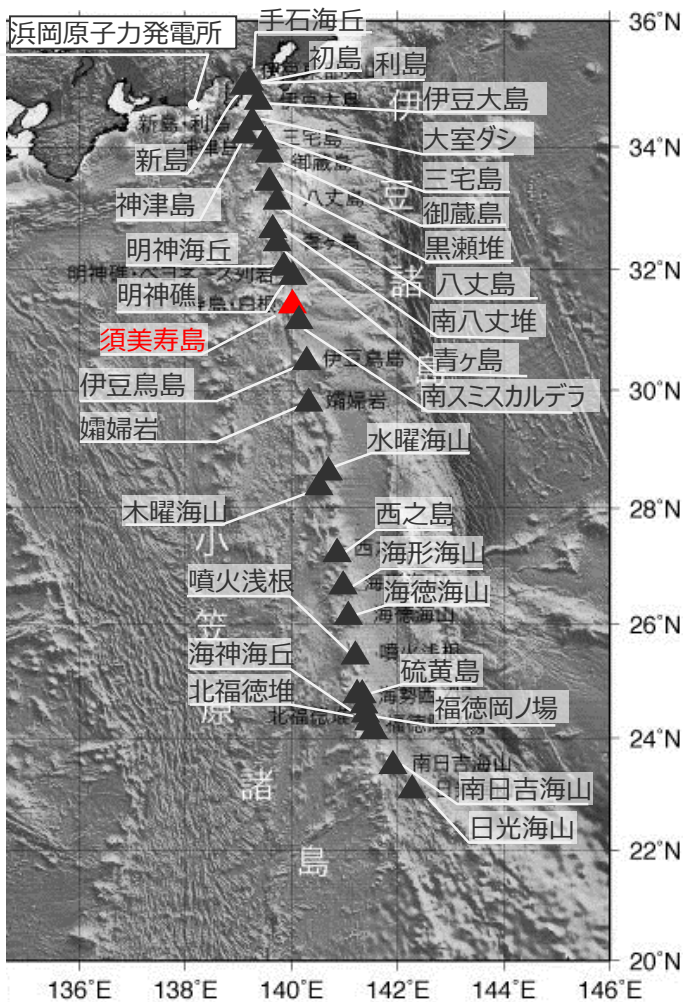


植田ほか(2001)

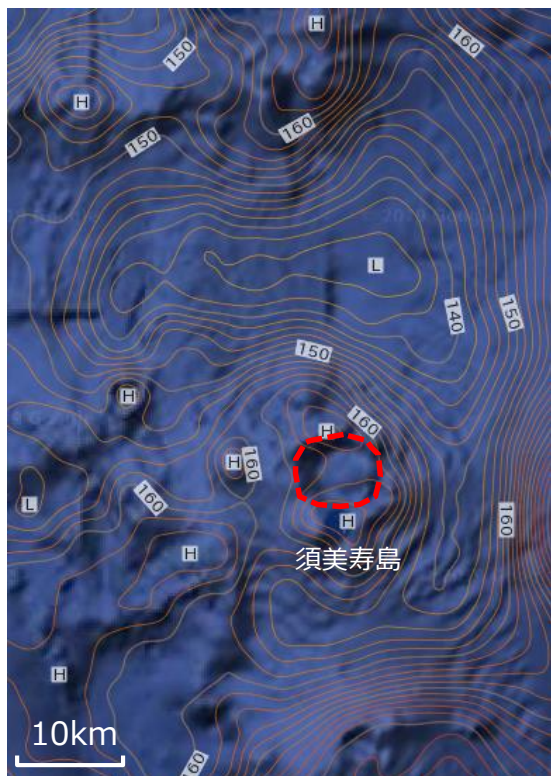
- ・ 高重力異常型の海底カルデラと考えられていた明神海丘カルデラは、外輪山の密度が $1.84\text{g/cm}^3$ と小さく、このため、仮定密度 $2.40\text{g/cm}^3$ では、見かけ上高重力異常が生じる結果となったことも明らかにされた。
- ・ 明神礁カルデラは高重力異常を伴うカルデラである。

# 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）

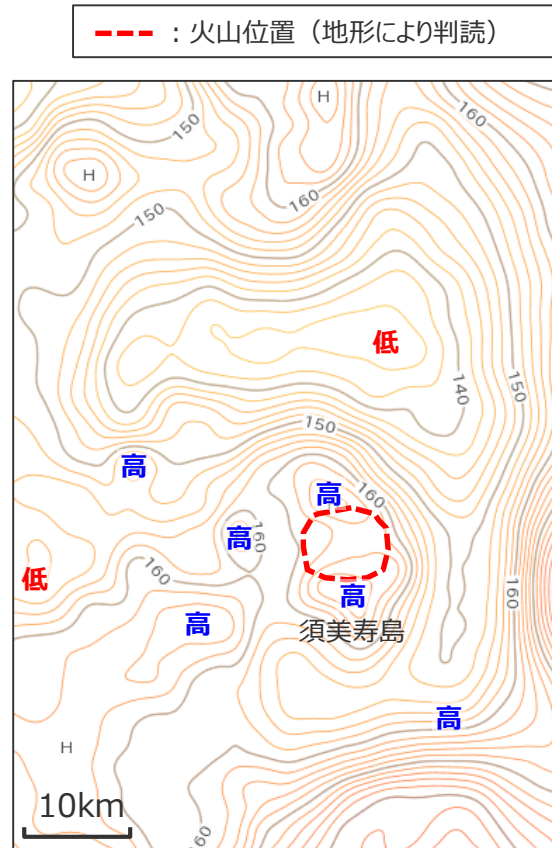
■ 須美寿島について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



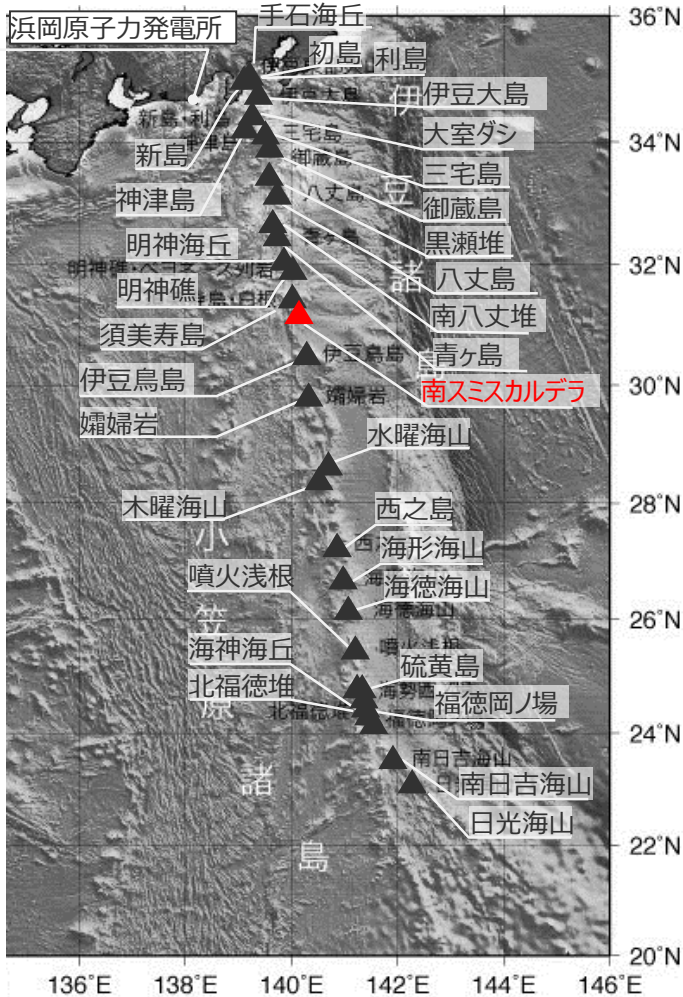
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
須美寿島周辺 地形図+ブーゲー異常図



(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）

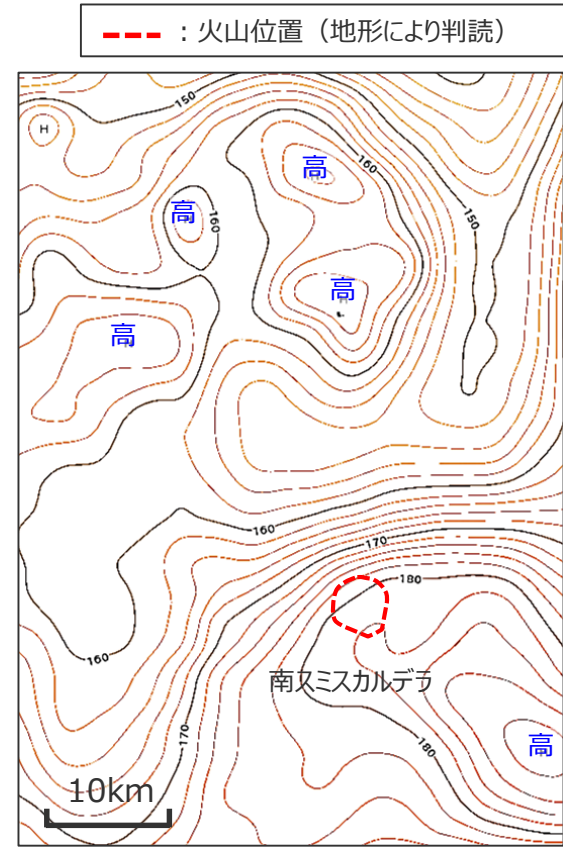
- 南スミスカルデラは高重力異常を伴うとされる。(村上・斎藤(1990))
- 産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



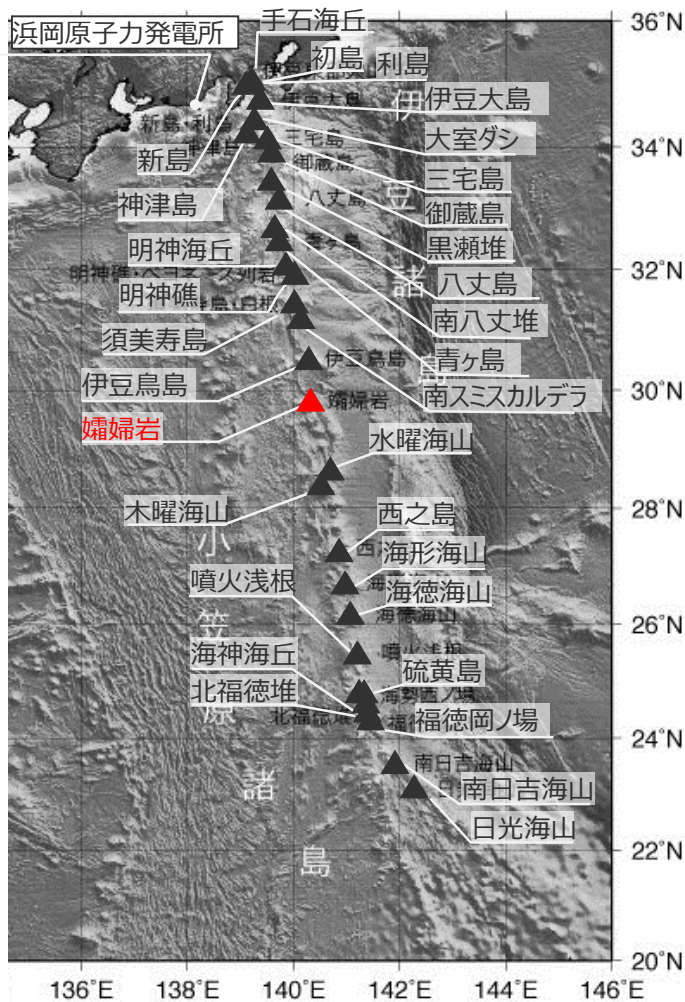
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
南スミスカルデラ周辺 ブーゲー異常図

村上・斎藤(1990)

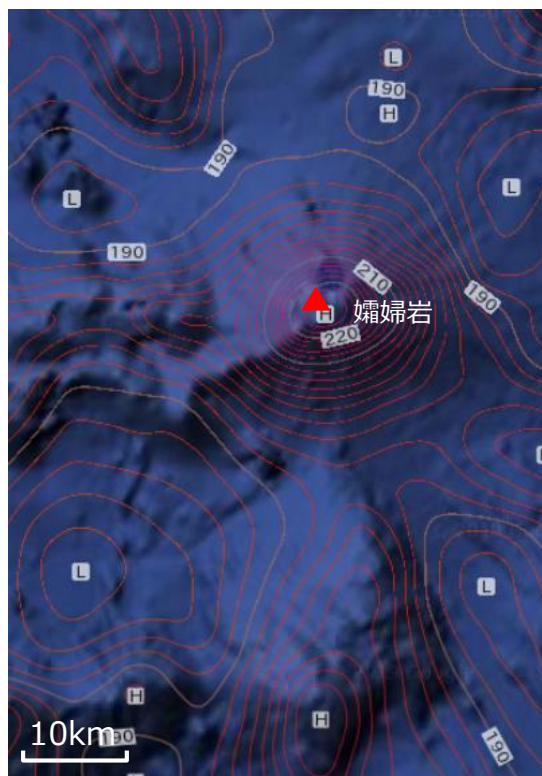
・ 伊豆・小笠原弧上の海底カルデラは、北から南へ順に黒瀬海穴、黒瀬西海穴、東青ヶ島カルデラ、北ベヨネーズカルデラ、明神礁カルデラ、スミスカルデラ、南スミスカルデラ、海形カルデラである。(中略) また重力のブーゲー異常は、カルデラ上でその周囲より高く、いわゆる高重力異常型のカルデラに属する。

# 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）

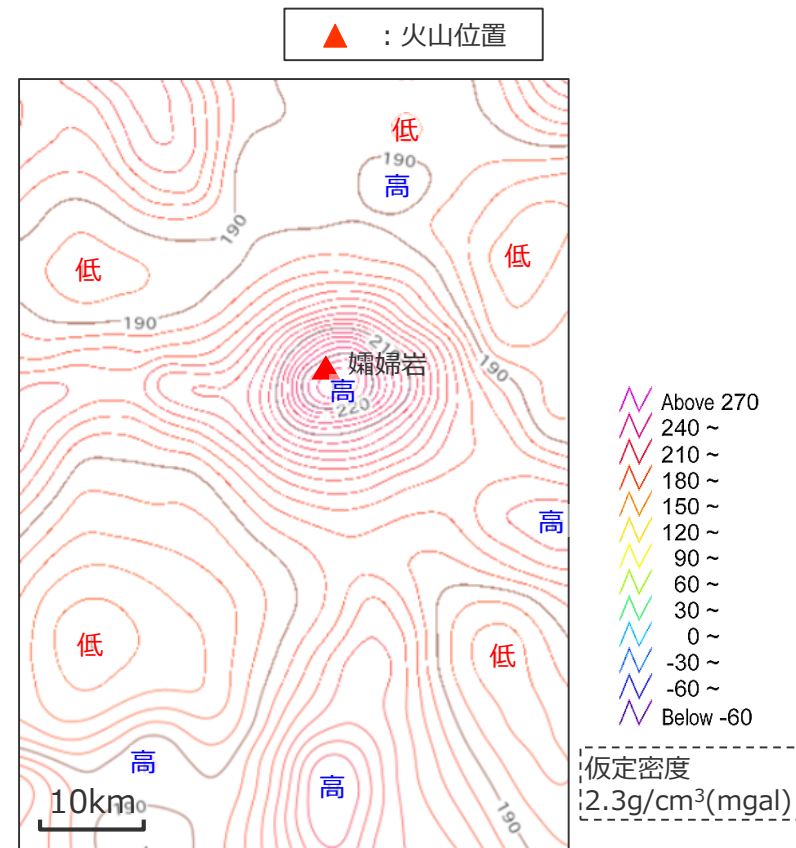
■ 嬬婦岩について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



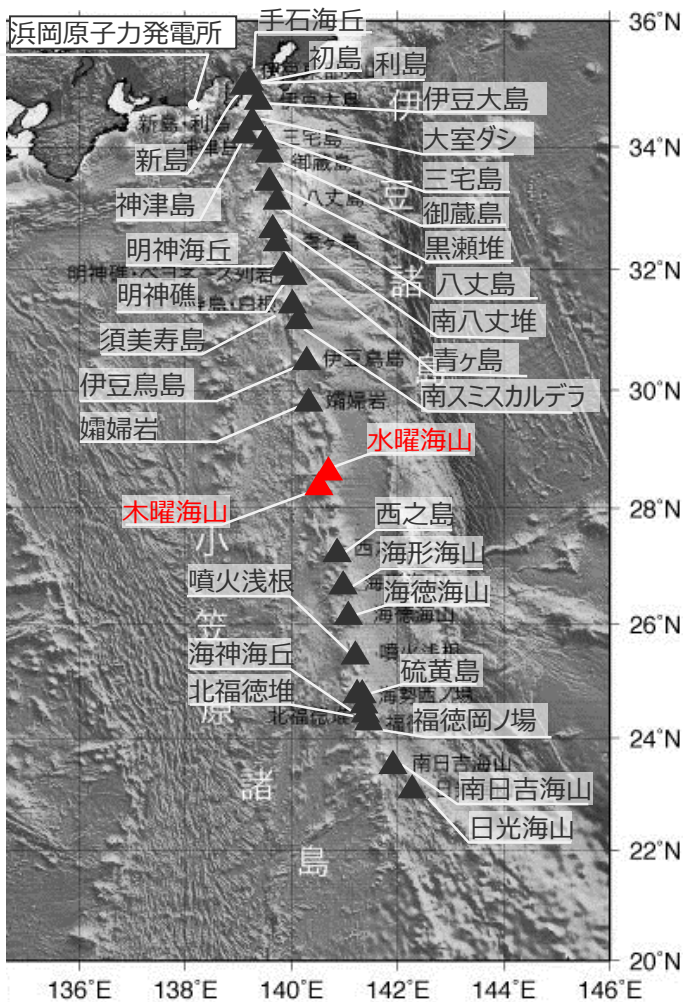
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
嬬婦岩周辺 ブーゲー異常図



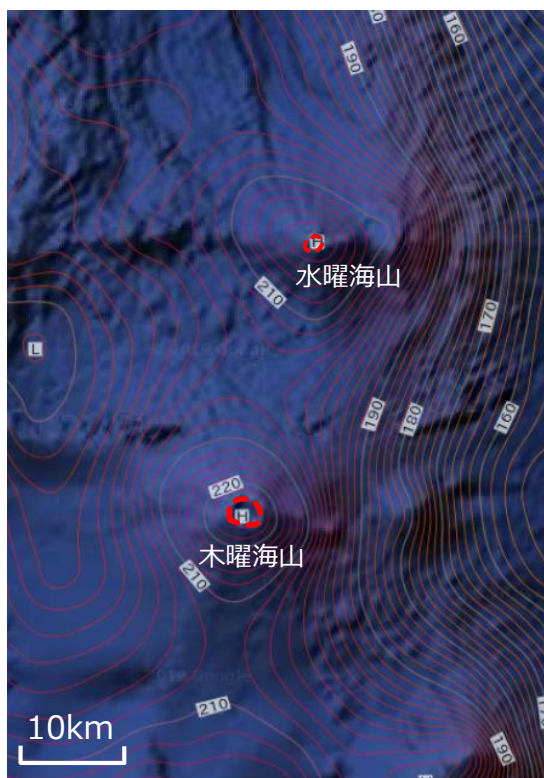
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 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）

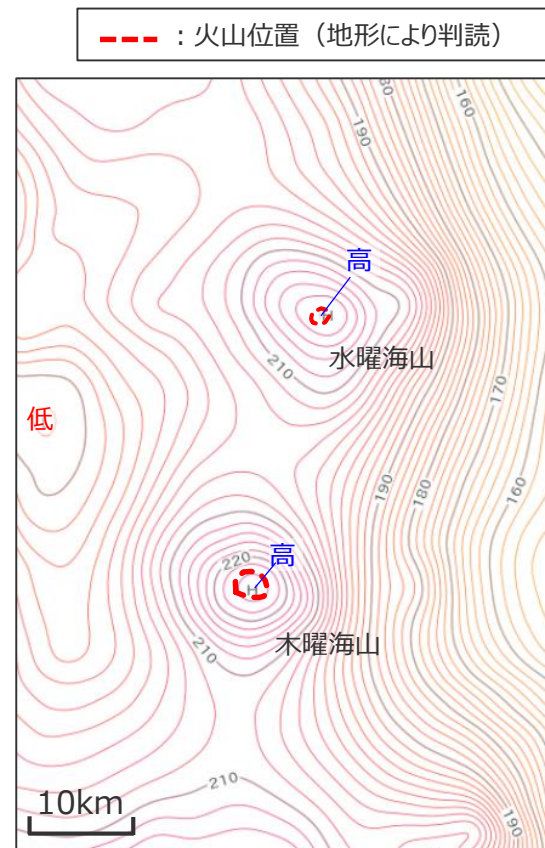
■ 水曜海山及び木曜海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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



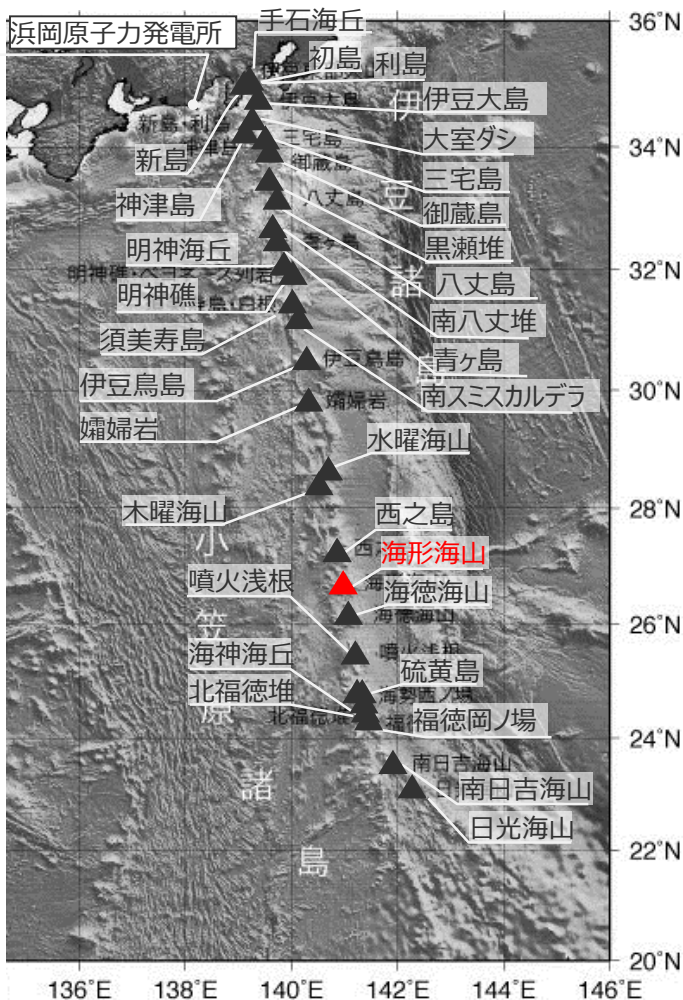
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
水曜海山及び木曜海山周辺  
ブーゲー異常図

仮定密度  
2.3g/cm<sup>3</sup>(mgal)

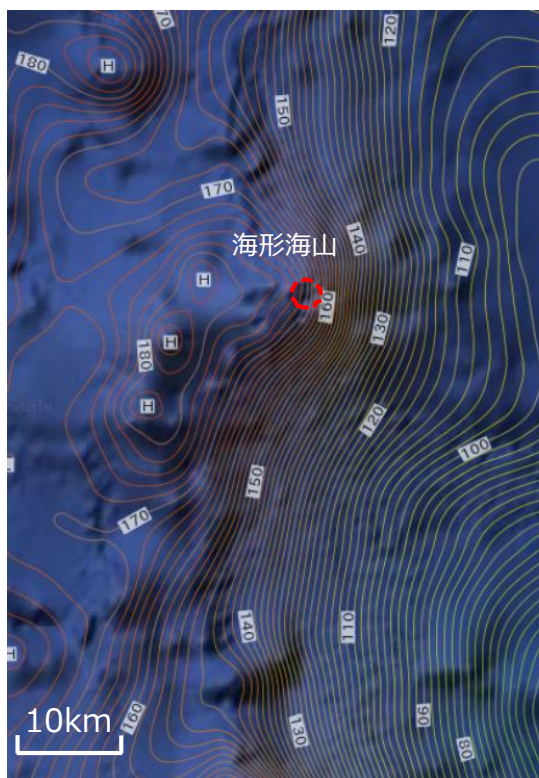
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 伊豆小笠原弧の個別火山（海形海山周辺の重力異常）

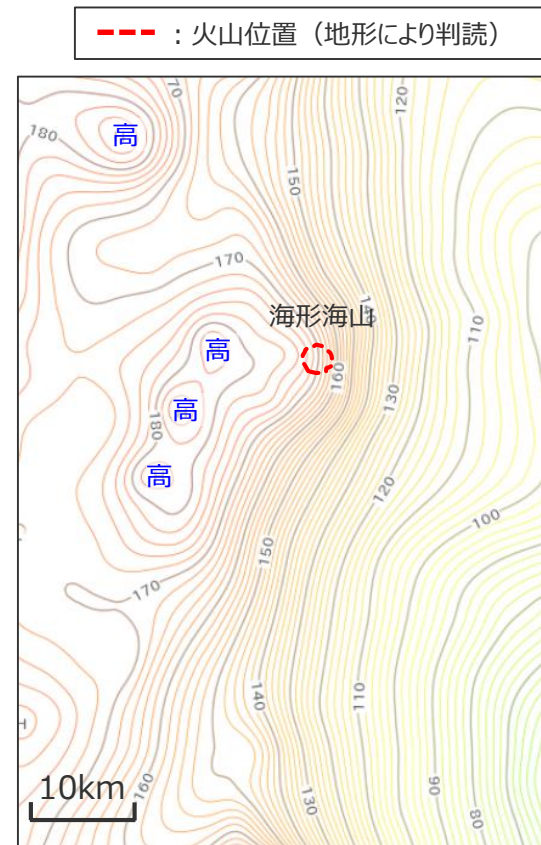
■ 海形海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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

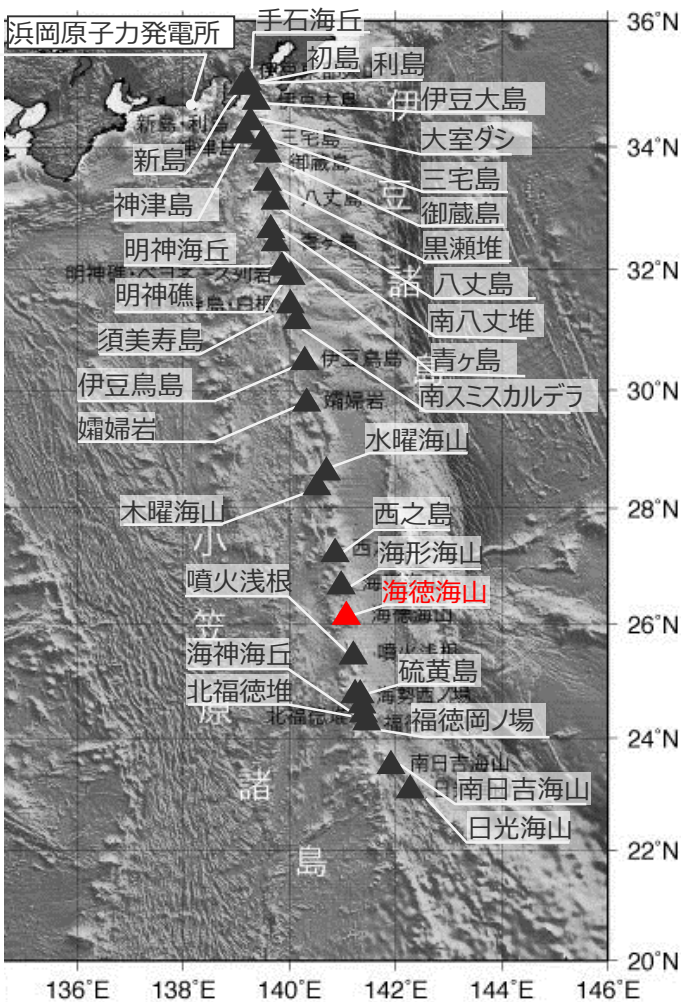
--- : 火山位置 (地形により判読)

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

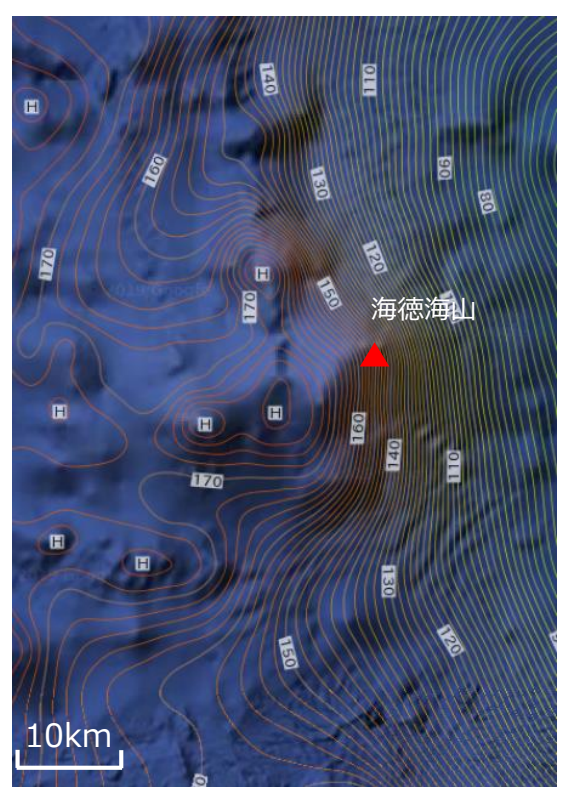
仮定密度  
2.3g/cm<sup>3</sup>(mgal)

# 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（海徳海山周辺の重力異常）

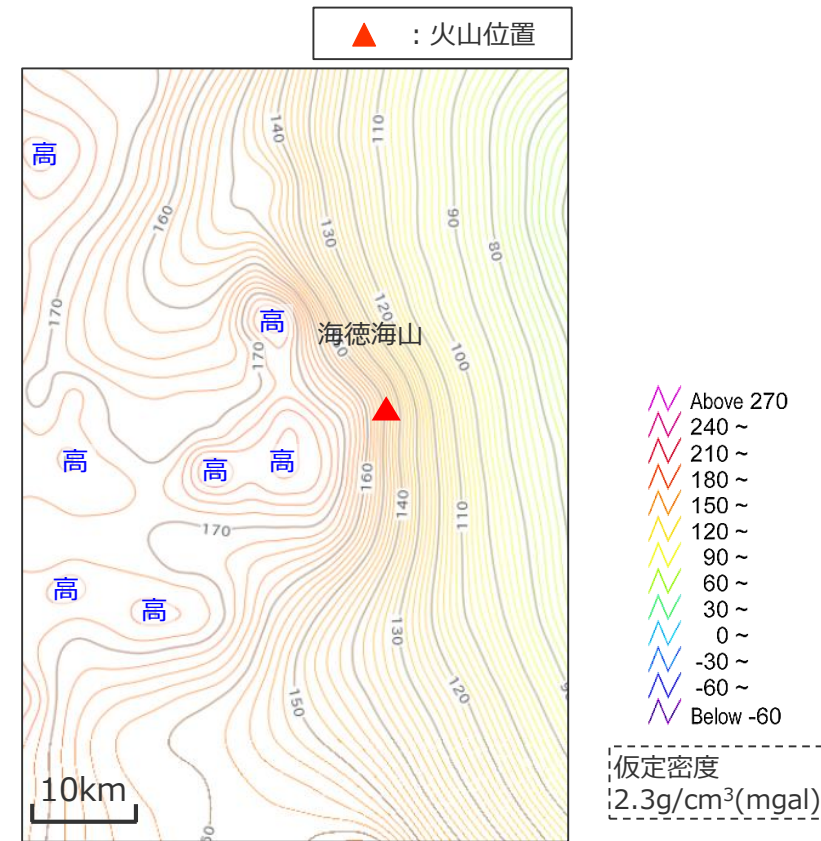
■ 海徳海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常ではないことを確認した。



(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



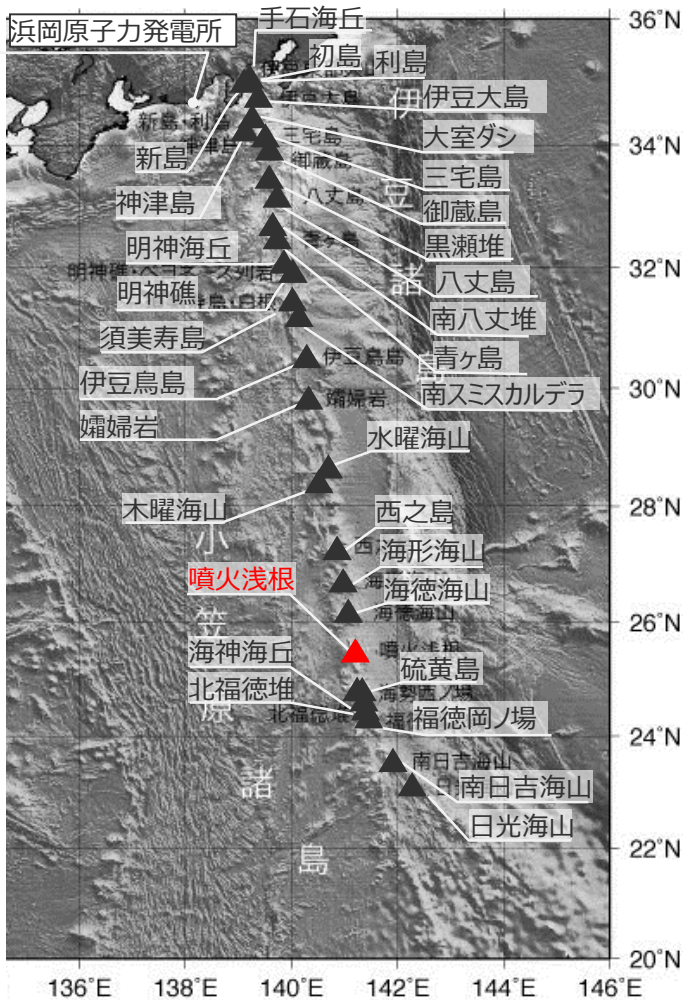
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
海徳海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



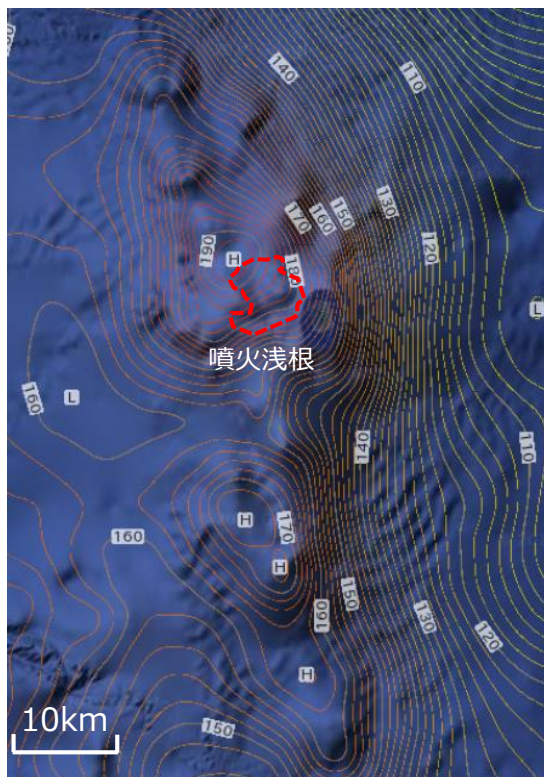
(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
海徳海山周辺 ブーゲー異常図

# 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）

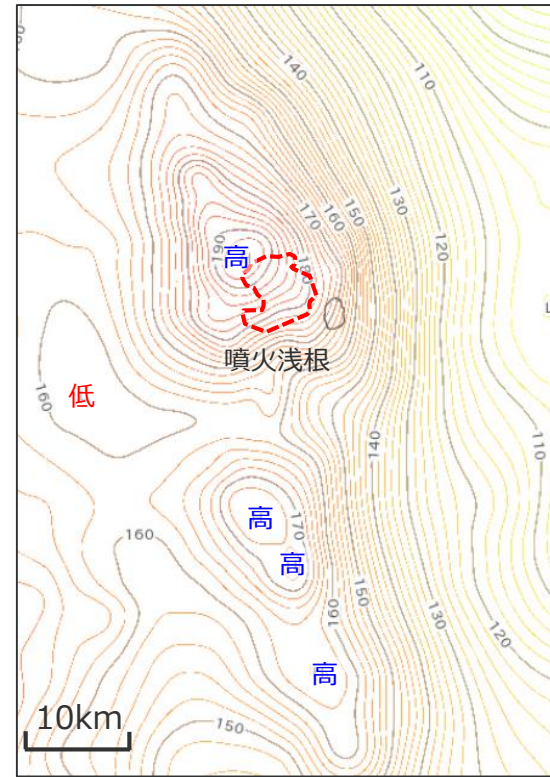
■ 噴火浅根について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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

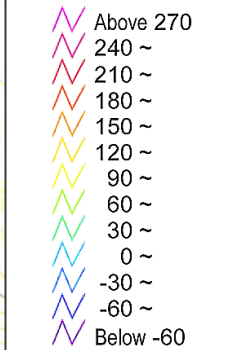


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
噴火浅根周辺 地形図+ブーゲー異常図



(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

--- : 火山位置 (地形により判読)

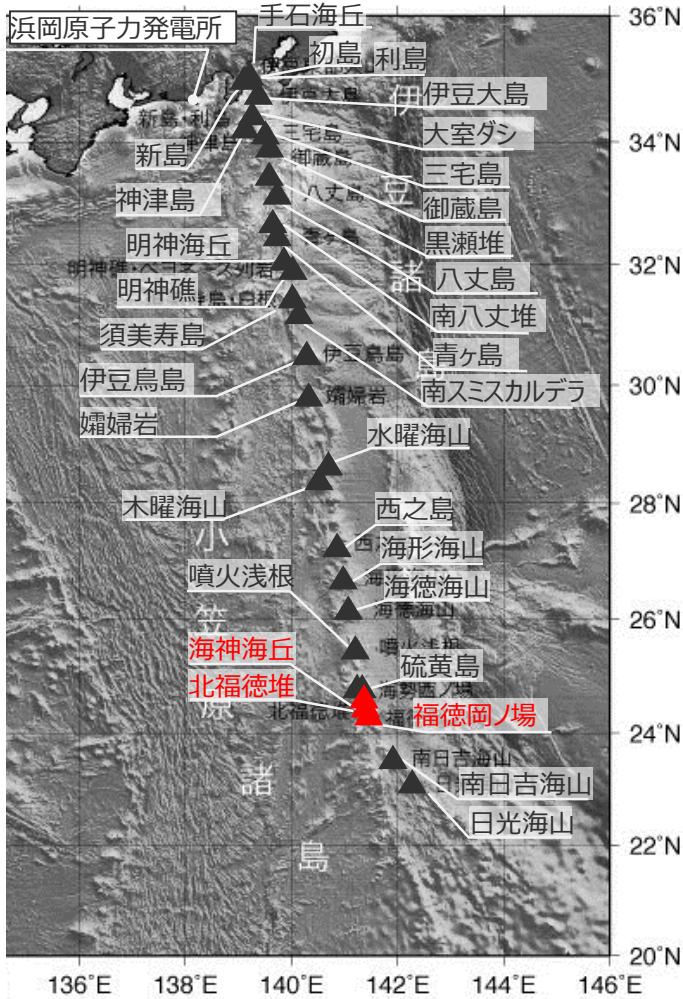


仮定密度  
2.3g/cm<sup>3</sup>(mgal)

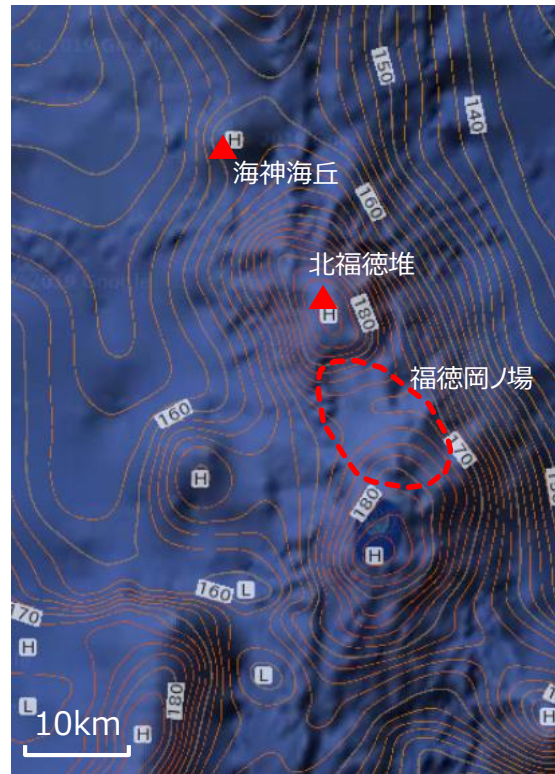
# 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細 伊豆小笠原弧の個別火山（海神海丘、北福德堆、福德岡ノ場周辺の重力異常）

■ 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。

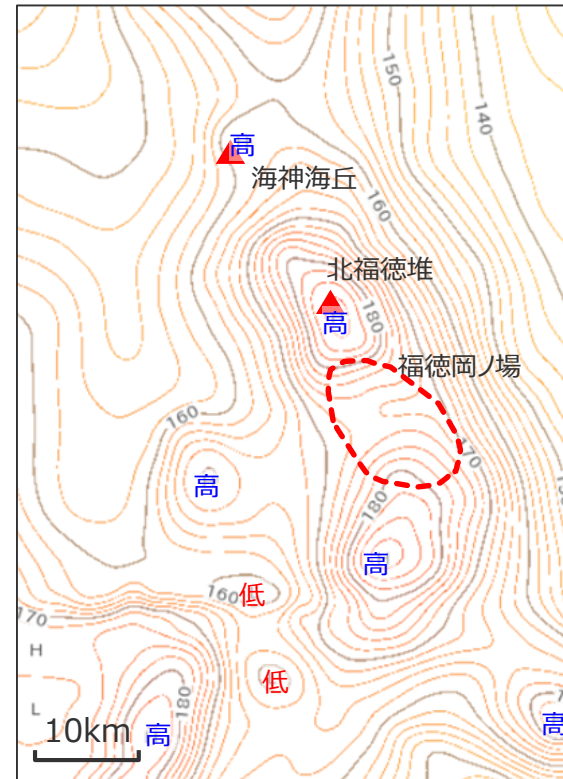
▲ : 火山位置  
- - - : 火山位置（地形により判読）



(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~  
▲ 30~  
▲ 0~  
▲ -30~  
▲ -60~  
▲ Below -60

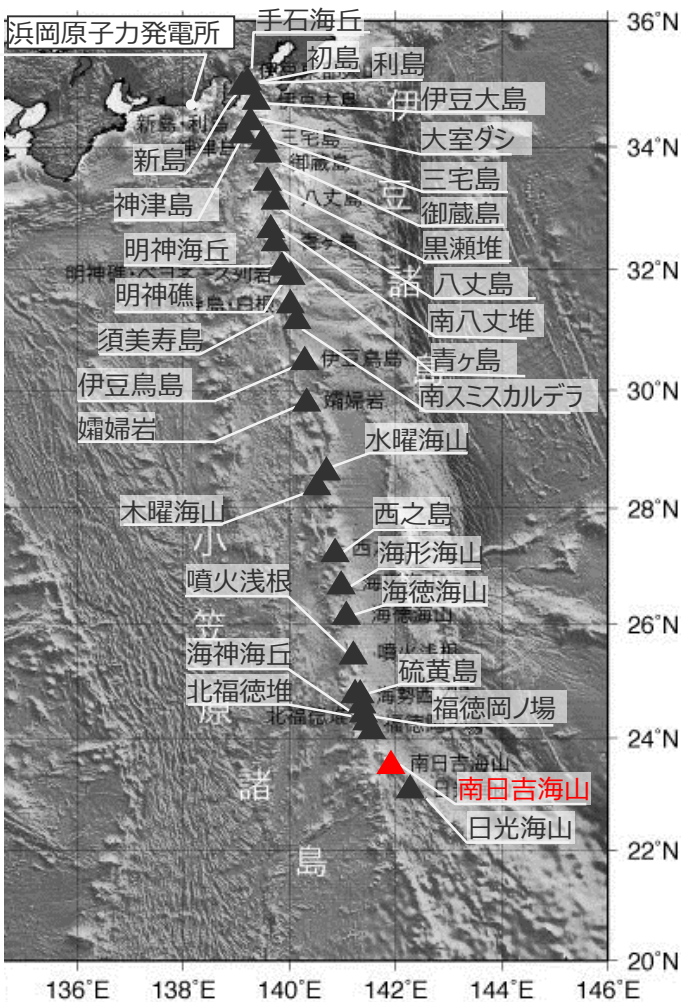
仮定密度  
2.3g/cm<sup>3</sup>(mgal)

(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

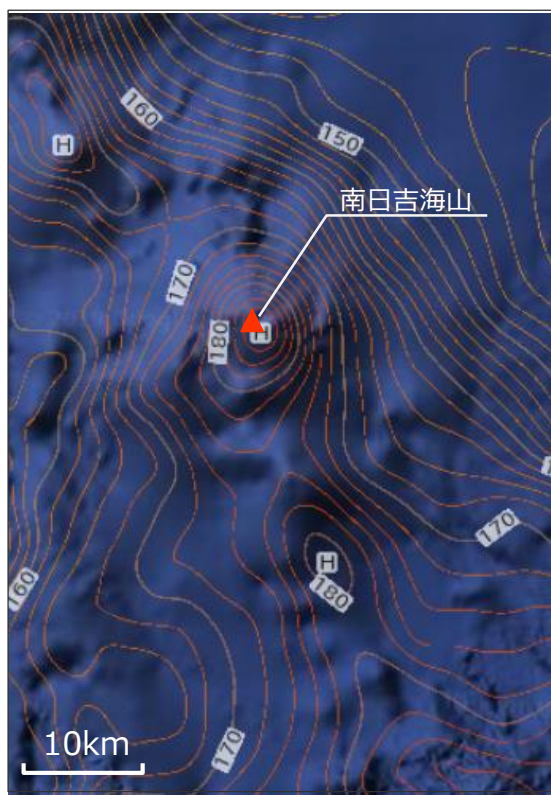
12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 伊豆小笠原弧の個別火山（南日吉海山周辺の重力異常）

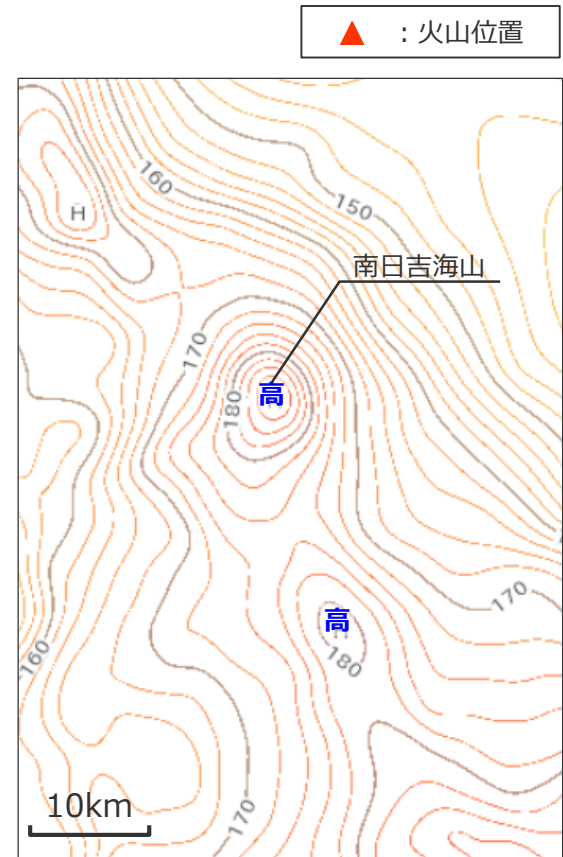
■南日吉海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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

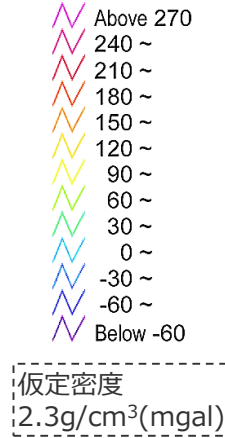


(産業技術総合研究所 地質図Naviを基に作成)  
南日吉海山周辺 地形図+ブーゲー異常図



(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

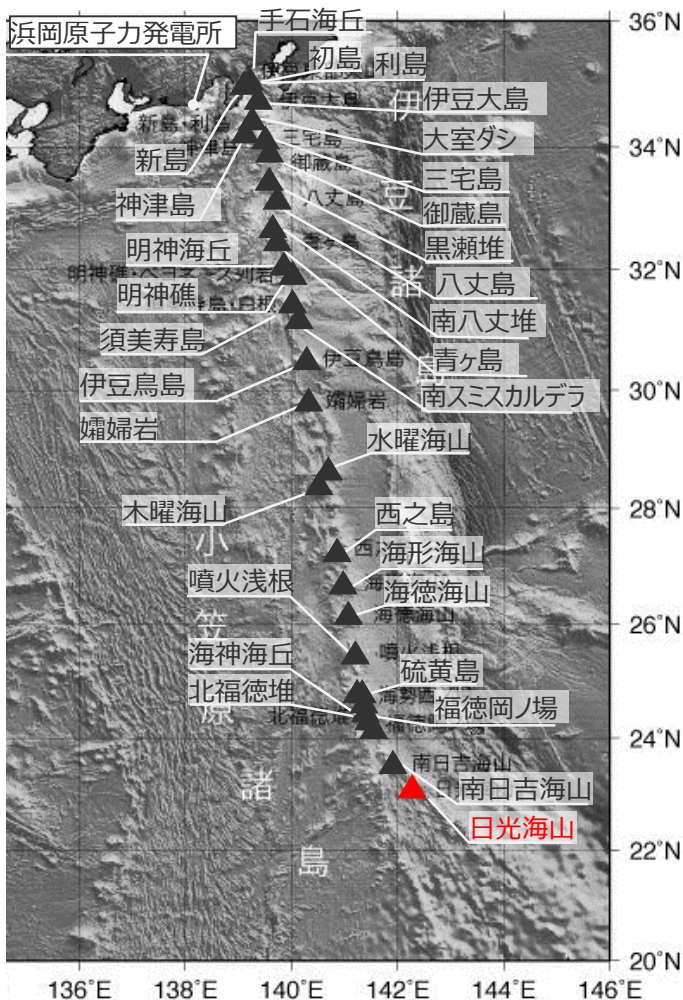
▲ : 火山位置



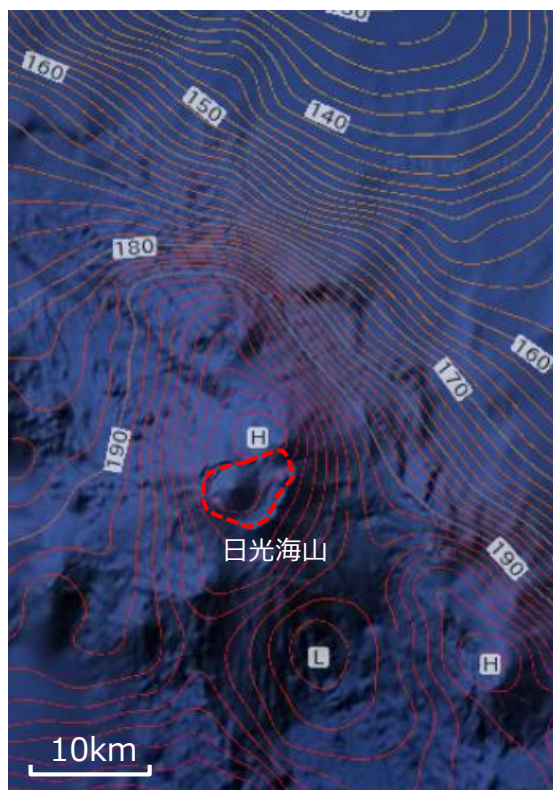
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# 伊豆小笠原弧の個別火山（日光海山周辺の重力異常）

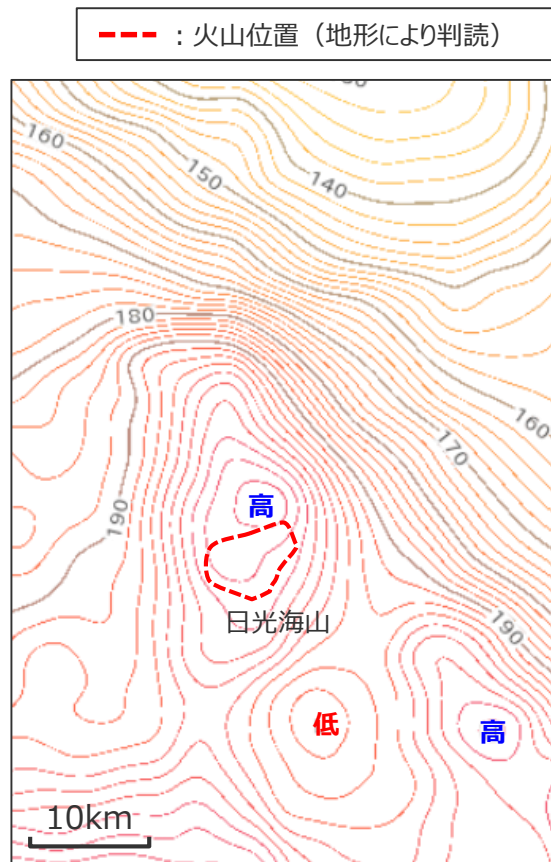
■ 日光海山について、産業技術総合研究所 地質図Naviから、低重力異常を伴わないことを確認した。



(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/cm<sup>3</sup>(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。

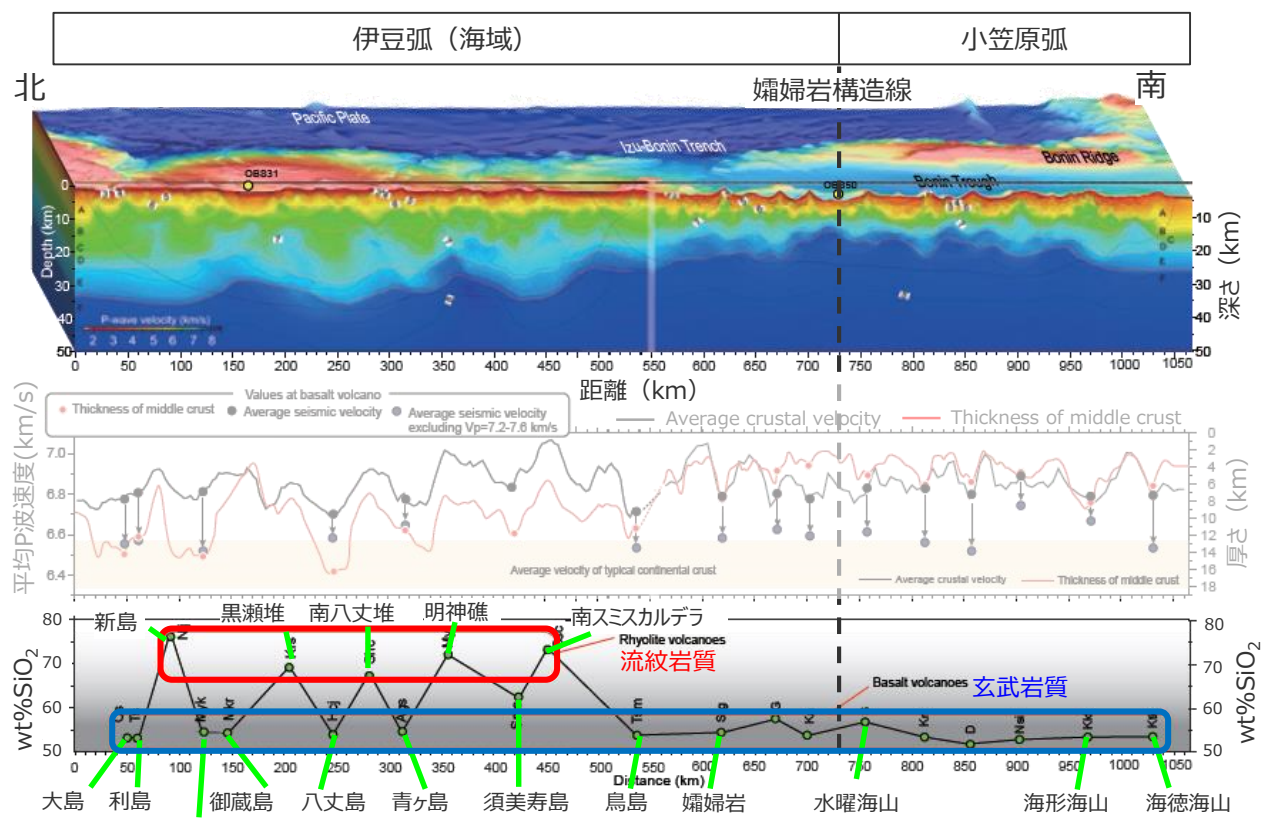
・ 噴出物の主な岩質は火山影響評価に基づく  
(中野ほか(2013)および田村(2016)に基づき最も卓越する岩種を記載)

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

火山名	噴出物の主な岩質
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 (補足) 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

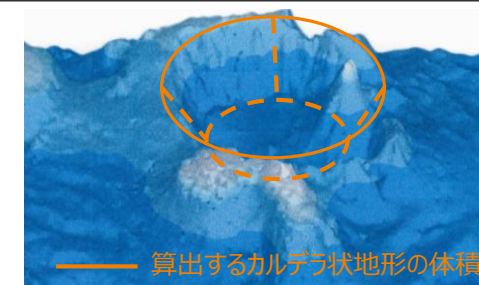
- 火口が海底に位置する火山について、カルデラ状の地形の体積の概算規模は最大で50km<sup>3</sup>程度である。  
一方で、以下を踏まえると、カルデラ状地形の体積をそのまま海中噴火・カルデラ陥没等の規模として評価することは適切ではないと判断した。
- (1) 伊豆小笠原弧について、過去の巨大噴火を示す痕跡は確認されないことから、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7 (数10~100km<sup>3</sup>クラス) の噴火は過去に発生していないと考えられること、また、伊豆小笠原弧の地殻構造は、未発達な島弧地殻であり、北海道・九州周辺とは異なり地殻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10~100km<sup>3</sup>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 <sup>3</sup> )	備考
		短径a <sub>1</sub>	長径 b <sub>1</sub>	短径a <sub>2</sub>	長径 b <sub>2</sub>			
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。

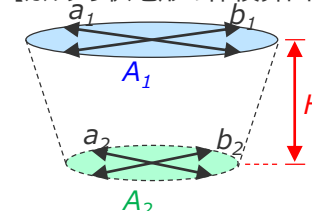
・ - : 底の径について文献から読み取れないもの

\*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

A<sub>1</sub> : 縁の面積 A<sub>2</sub> : 底の面積

H : 比高

a<sub>1</sub> : 縁の短径 b<sub>1</sub> : 縁の長径

a<sub>2</sub> : 底の短径 b<sub>2</sub> : 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。

(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10~100km<sup>3</sup>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 <sup>3</sup> 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 <sup>3</sup> 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 <sup>3</sup> [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10~100km<sup>3</sup>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10~100km<sup>3</sup>クラス）の噴火を発生させる地域ではないと考えられる。

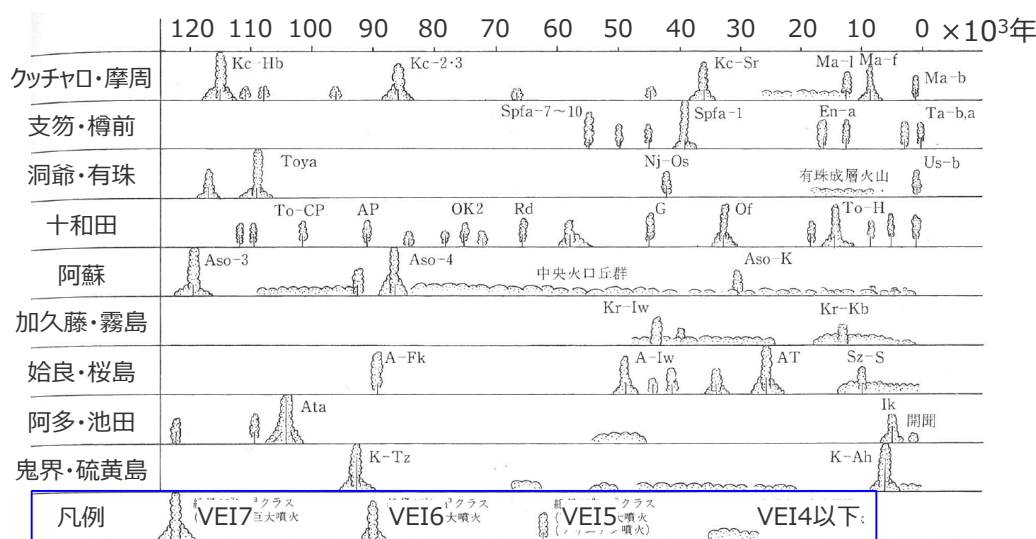
## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

# (補足) 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

# (補足) 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"> <li>・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))</li> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>・<b>低重力異常を伴う。</b>(下司(2018))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・<b>低重力異常を伴わない。</b>(植田ほか(2001))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・<b>低重力異常を伴わない。</b>(石田・坂本(2004))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・<b>低重力異常を伴わない。</b>(植田ほか(2001))</li> </ul>
伊豆小笠原弧との関連	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・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))</li> </ul>

植田ほか(2001)

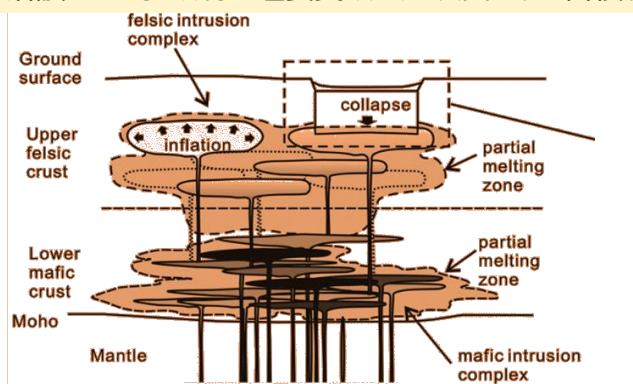
・伊豆小笠原弧北部の海底カルデラの多くが、高重力異常を伴うことが、村上・石原(1985)によって指摘され、その成因についての議論も幅広く展開されてきた。これまでの海底カルデラの形成機構に関する議論では、大きく区分して、①陥没型②爆発型③噴石丘型の三つの型が知られている。

## 12 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の詳細

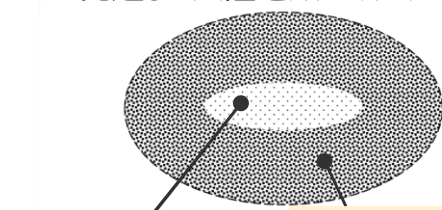
# (補足) 岩質、火山体の体積、カルデラサイズと噴火規模との関係 (火山体の体積)

- 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

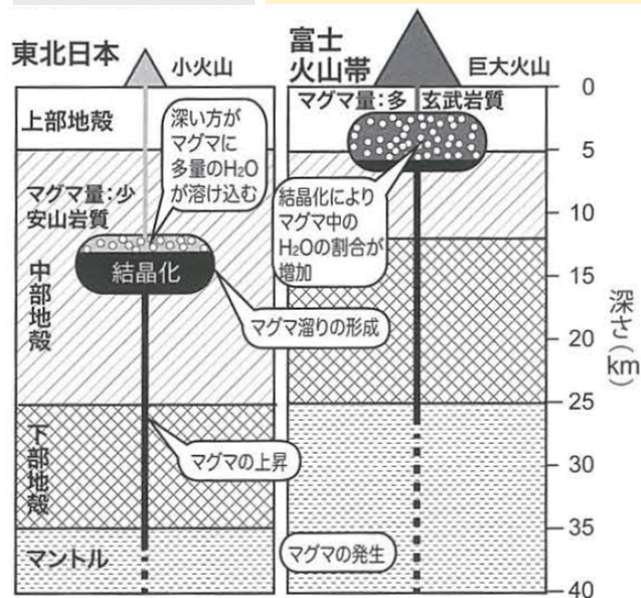


結晶度が低く流動性の高いマグマ  
巨大噴火システムのマグマ溜まりの大部分のマグマは結晶度が高く流動性の低いクリスタルマッシュ

(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

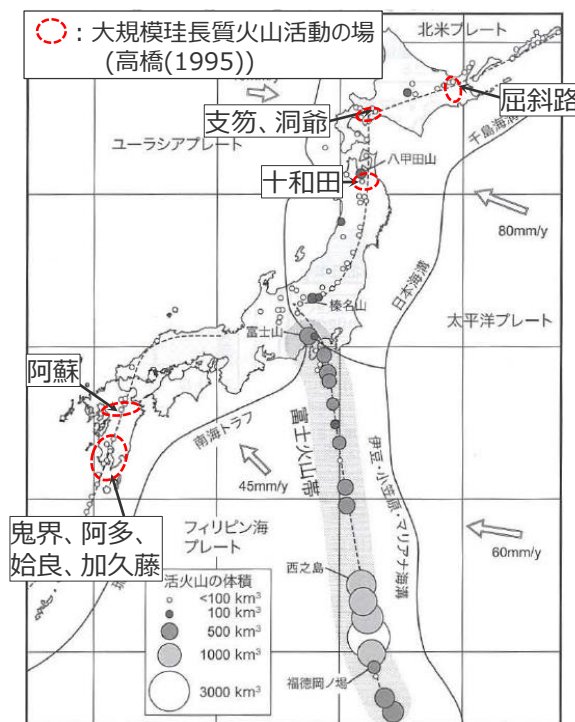
発達した大陸地殻におけるマグマ上昇



(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)

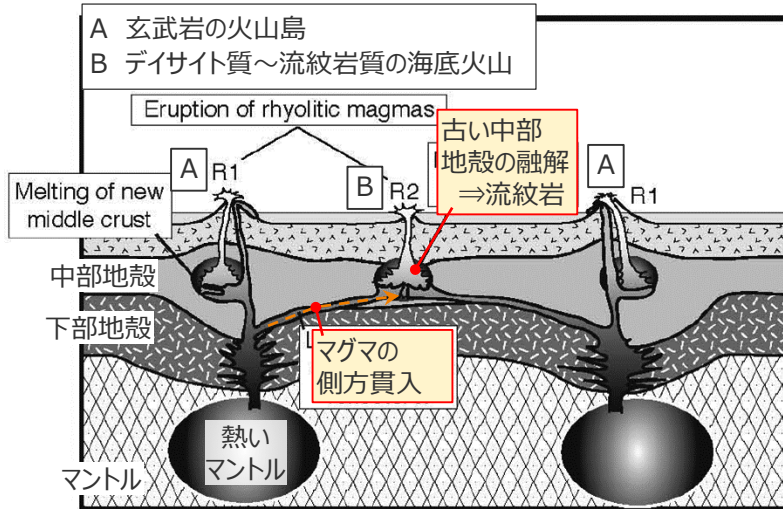
日本周辺の火山体の体積

# 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))

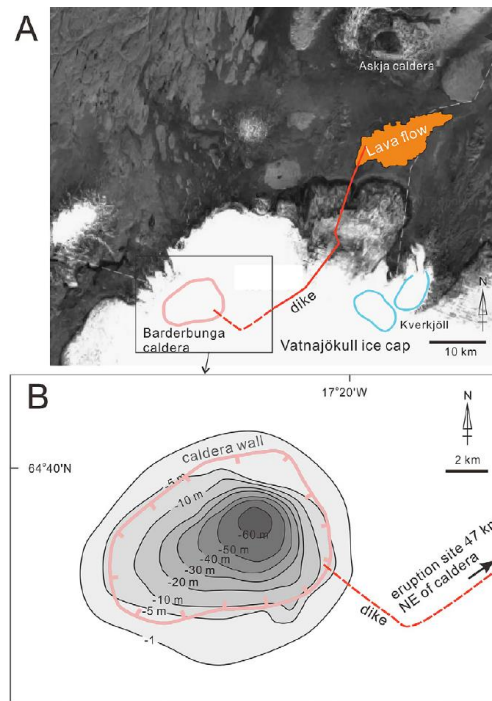
## ○ 薄い地殻上の火山における、小さな噴出量でカルデラ陥没を形成した事例

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

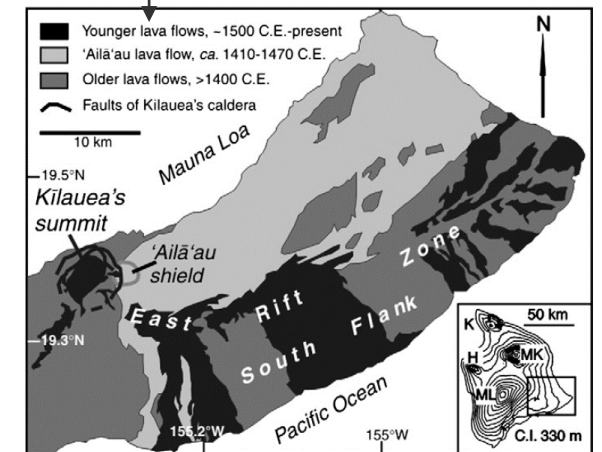


(下司 (2018))

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 <sup>3</sup> ) (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 <sup>3</sup> ) (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 <sup>3</sup> ) (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 <sup>3</sup> ) (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。

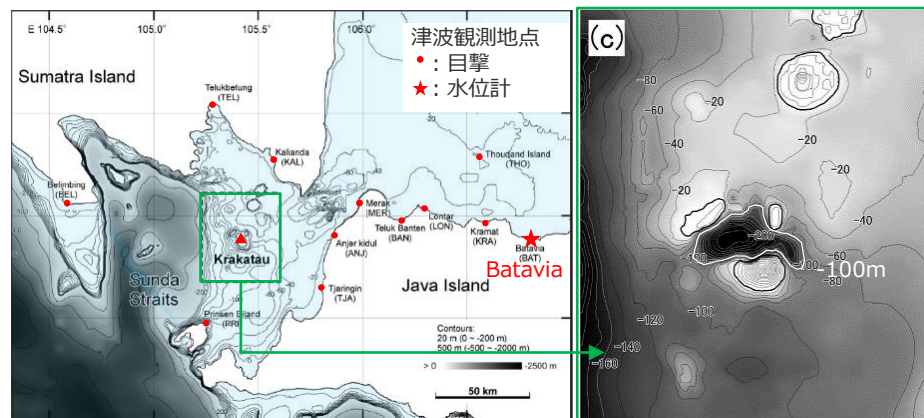


## (観測事例)

- 1883年クラカタウ火山噴火（噴火規模VEI6、噴出量19.3DREkm<sup>3</sup>）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。

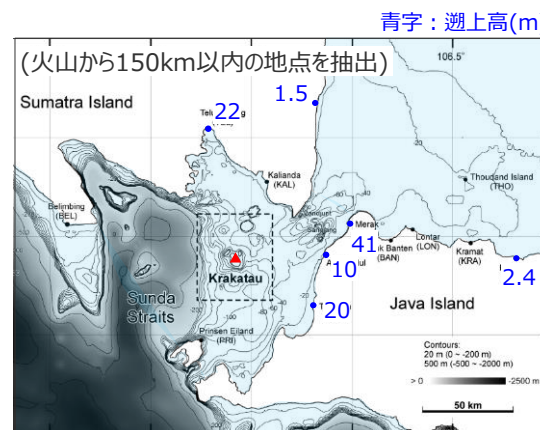
1883年クラカタウ火山噴火の基本情報

項目	データ	参考文献
噴出量 (噴火規模)	19.3 DREkm <sup>3</sup> (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)

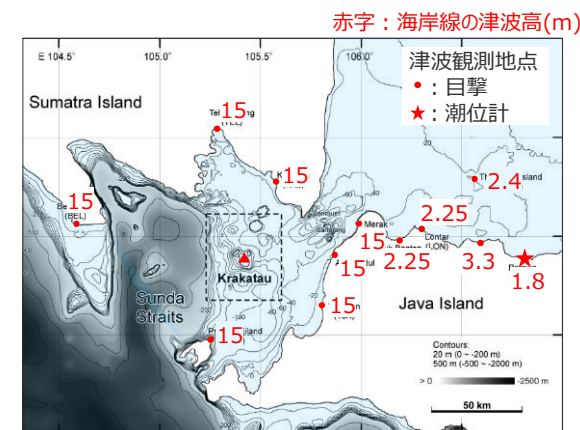


(Maeno and Imamura(2011)を基に作成)

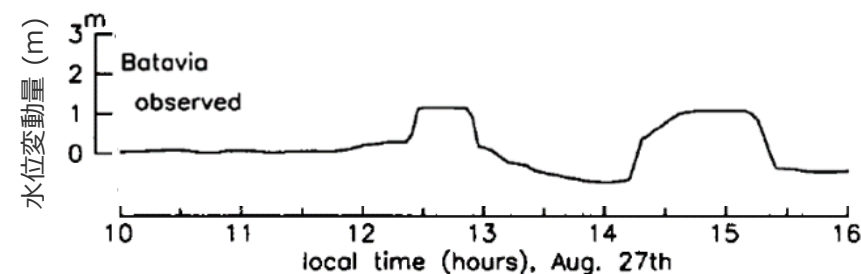
クラカタウ火山周辺地形と津波観測地点



(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)

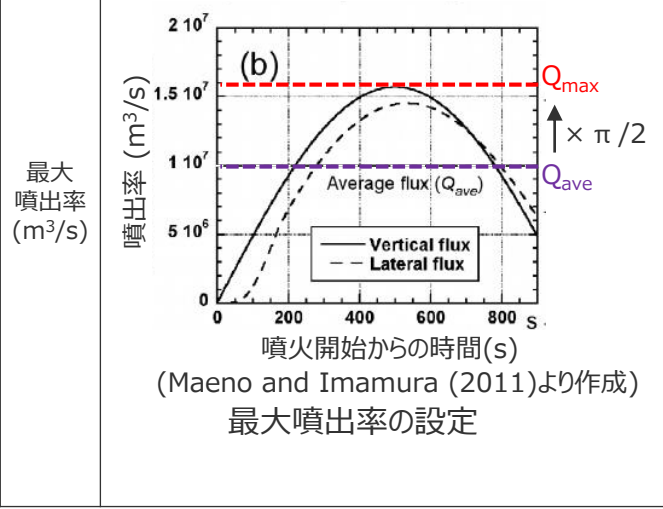
- 1883年クラカタウ火山噴火による津波に関する、最も精緻な再現計算事例であるMaeno and Imamura (2011)は、海水と火砕物との二層流モデルに基づく手法を用いた津波の数値シミュレーションを行い、観測記録の津波高および津波水位の時刻歴波形と比較することにより、その再現性を確認している。
- 噴出量に関する検討ケースについて、火砕物の噴出量、平均噴出率をそれぞれ変えた複数のケースを検討するとともに、噴出率の時間変化を考慮して、平均噴出率に対して最大噴出率 (= 平均噴出率 × π/2) を設定して、検討を行っている。
- 検討の結果、火砕物の噴出量を5~20km<sup>3</sup>、平均噴出率を10<sup>7</sup>m<sup>3</sup>/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 <sup>3</sup> )	・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 <sup>3</sup> とされる。ここから、5~20km <sup>3</sup> と設定した。
平均噴出率 (m <sup>3</sup> /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 <sup>6</sup> ~10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> /sの範囲で設定。 ・波高の解析結果は、噴出率を10 <sup>6</sup> とすると小さすぎ、10 <sup>8</sup> とすると大きすぎた。

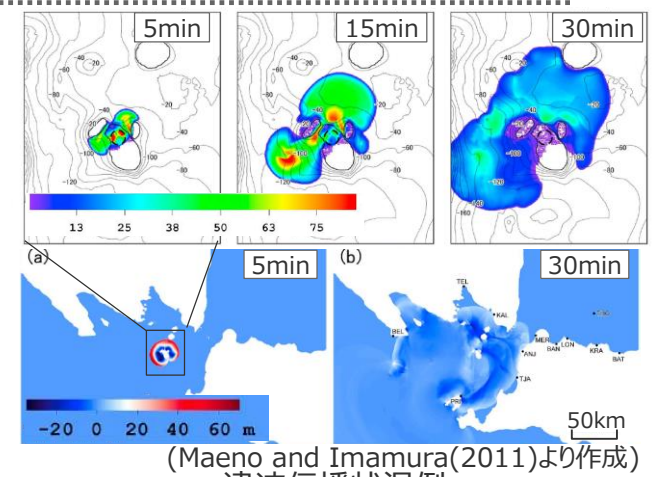
・平均噴出率 $Q_{ave}$ に対して最大噴出率 $Q_{max}$ を $Q_{ave} \times \pi/2$ で与えている。



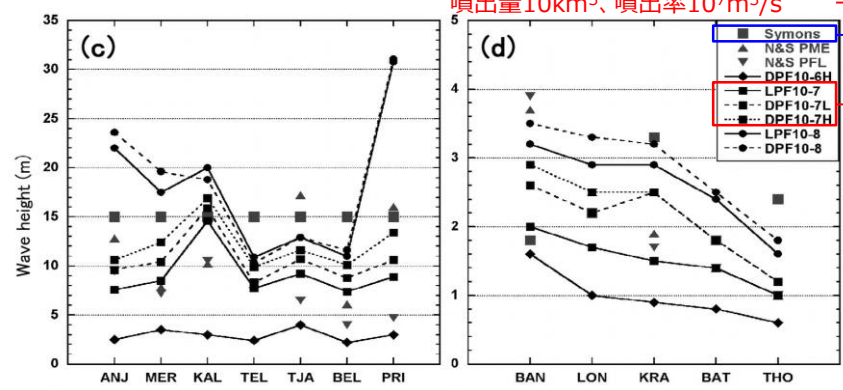
<津波伝播計算に関する計算条件>

項目	設定
密度 (g/cm <sup>3</sup> )	海水 1.03 火砕流 0.9-1.50
マニングの粗度係数 (m <sup>-1/3</sup> 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 <sup>2</sup> /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

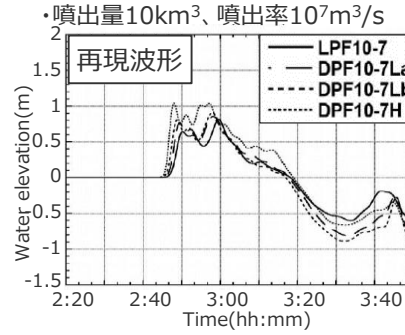
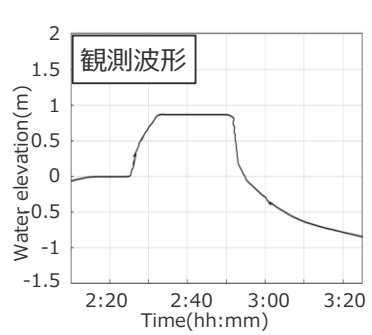
$\kappa$ : カルマン定数(0.4)、 $D$ : 全水深、 $u$ : 火砕流速度



○再現計算結果



津波高の比較

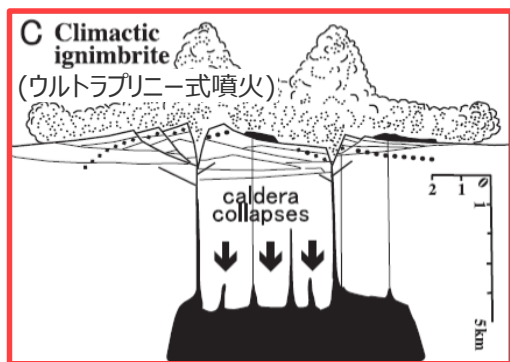


時刻歴波形の観測値との比較

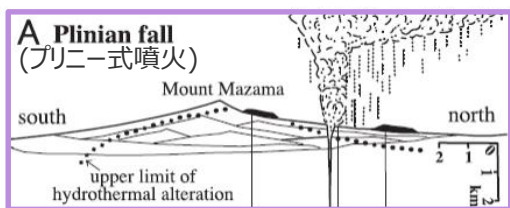
・なお、Maeno and Imamura(2011)では、計算結果と観測記録との比較にあたって、遡上高ではなく、沿岸域の津波高を採用している。これは、津波のシミュレーションに用いた格子サイズが250mであり津波の遡上を含めた津波現象を再現することが難しいためと考えられる。

# 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。



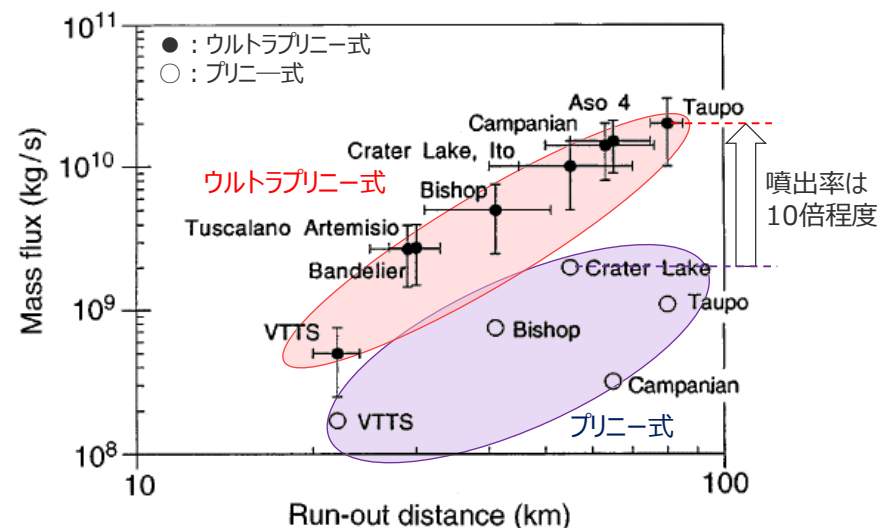
ウルトラプリニー式噴火  
：マグマ溜まりが上部の地殻を破壊してその亀裂から地下のマグマが一気に地上に噴出する噴火様式



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

# 1883年クラカタウ火山の津波事例への適用性検討

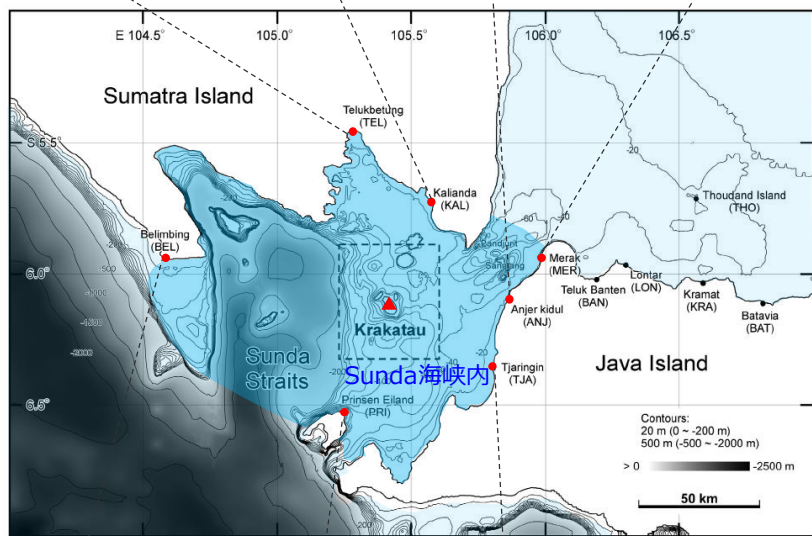
## (津波の予測式による津波高の算定：Sunda海峡内)

- 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

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 $\rho_{s1}$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 $\rho_{s2}$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 $V$ (DREkm <sup>3</sup> )	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	Yokoyama (2015)に基づく
噴火継続時間 $\tau$ (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 <sup>3</sup> /s)	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	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 <sup>3</sup> /s)	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 $V_0$ (km <sup>3</sup> )	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
噴火継続時間終了時の津波高 $\xi_0$ (m)	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	$V_0 / \pi r^2 g H$
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

(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

\*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。

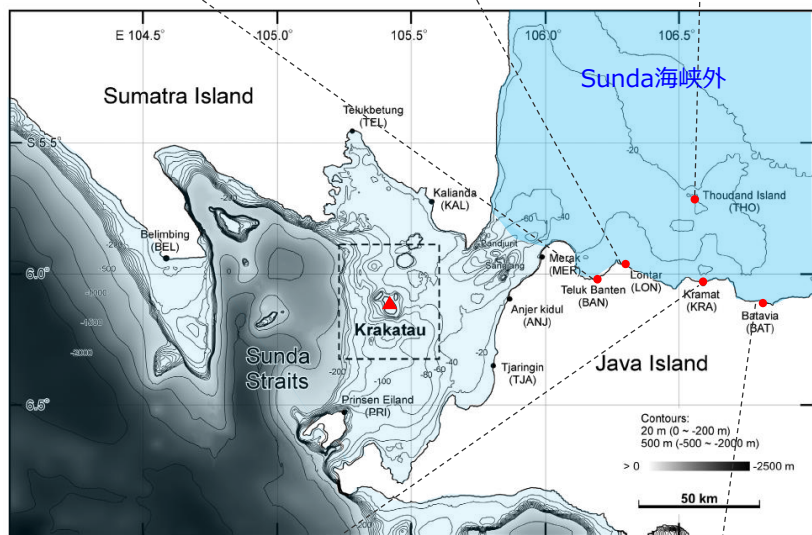
# 1883年クラカタウ火山の津波事例への適用性検討

## (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 $\rho_{s1}$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 $\rho_{s2}$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 $V$ (DREkm <sup>3</sup> )	19.3	19.3	19.3	19.3	19.3	Yokoyama (2015)に基づく
噴火継続時間 $\tau$ (s)	1,980	1,980	1,980	1,980	1,980	Kozono et al. (2013) <sup>*1</sup> に基づく噴火継続時間の1/10
平均噴出率 $Q_{ave}$ (DREm <sup>3</sup> /s)	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	9.7 × 10 <sup>6</sup>	Kozono et al. (2013) <sup>*1</sup> に基づく平均噴出率の10倍
最大噴出率 $Q_{max}$ (DREm <sup>3</sup> /s)	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	1.5 × 10 <sup>7</sup>	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 $V_0$ (km <sup>3</sup> )	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
噴火継続時間終了時の津波高 $\xi_0$ (m)	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	$V_0 / \pi r^2 g H$
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)

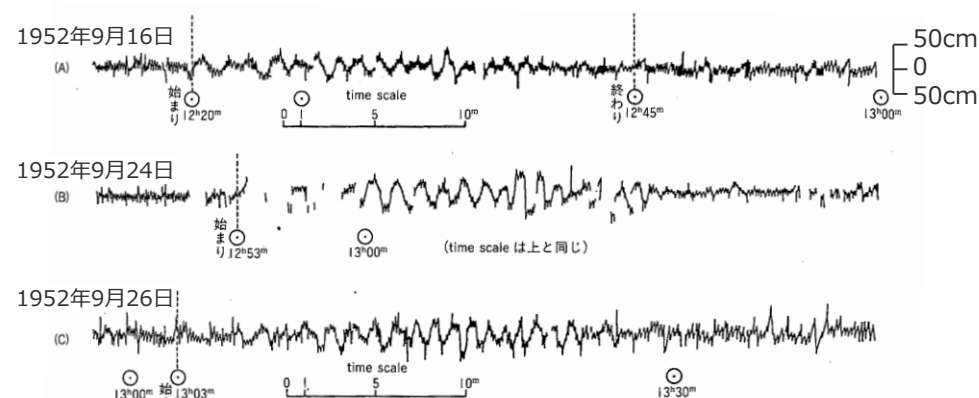
■ 1952年9月24日の明神礁噴火（噴火規模VEI3-4、噴出量0.1DREkm<sup>3</sup>）はプリニー式噴火であり、この噴火による津波について、八丈島の潮位計により、最大津波高0.5m<sup>1)</sup>の津波の時刻歴波形が記録されている。（小坂(1991)）

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)）

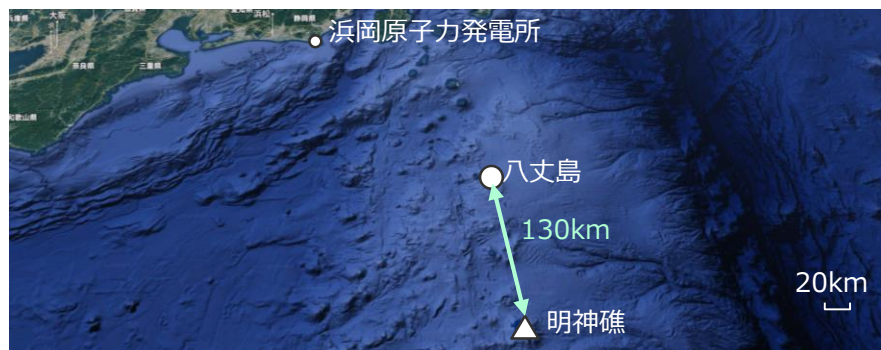
1952年明神礁噴火の基本情報

項目	データ	参考文献
噴出量 (噴火規模)	0.1DREkm <sup>3</sup> (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 <sub>0</sub>	τ <sub>1</sub>	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>3</sub>	t <sub>a</sub>	t <sub>n</sub>
	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

t<sub>0</sub>:津波到達時刻 τ<sub>1</sub>: 第1波の周期(s)  
 H<sub>1</sub>、H<sub>2</sub>、H<sub>3</sub>: 第1、第2、第3波群の最大波高(cm)  
 t<sub>a</sub>: 津波継続時間(min) t<sub>n</sub>: 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

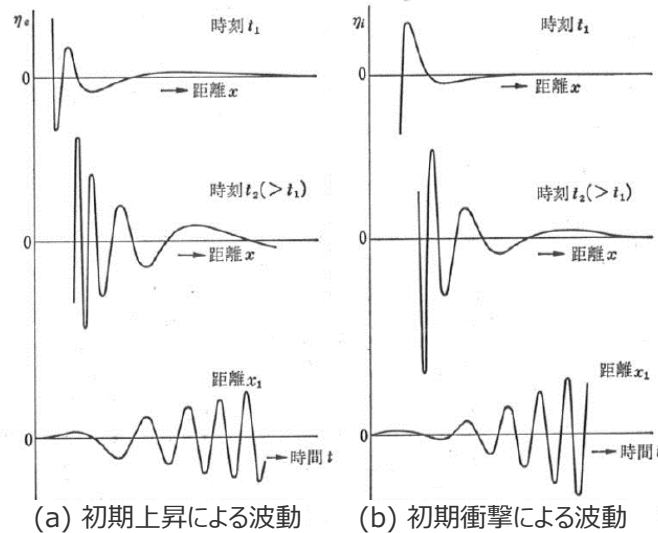
## (再現計算事例)

- 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

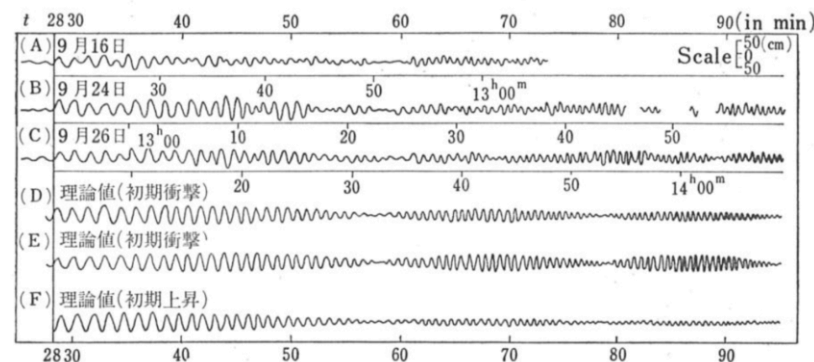
$$\zeta_t = -\frac{Plt}{2^{1/2}\rho\tilde{\omega}^2} e^{-\mu t} \cdot \sin\left(\frac{gt^2}{4\tilde{\omega}}\right) \cdot J_1\left(\frac{gt^2}{4\tilde{\omega}} \cdot \frac{l}{\tilde{\omega}}\right)$$

- $\zeta$  : 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/cm<sup>2</sup>)
- $\rho$  : 水の単位積重量(g/cm<sup>3</sup>)
- $g$  : 重力加速度(m/s<sup>2</sup>)
- $J_1$  : うなりの関数



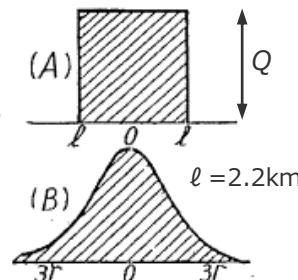
(a) 初期上昇による波動 (b) 初期衝撃による波動  
(和達(1970)より作成)

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 <sup>2</sup> )	$11.6 \times 10^6$
$Q$ (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

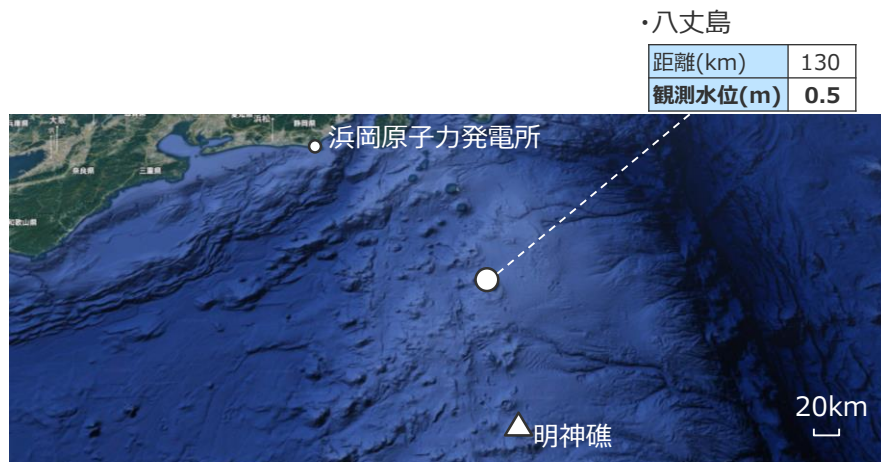
(津波の予測式による津波高の算定：八丈島地点)

- 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 $\rho_{s1}$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.25	火砕物の密度
マグマの密度 $\rho_{s2}$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 $V$ (DREkm <sup>3</sup> )	0.1	高田ほか(1994)に基づく
噴火継続時間 $\tau$ (s)	766	Kozono et al. (2013)* <sup>1</sup> に基づく
平均噴出率 $Q_{ave}$ (DREm <sup>3</sup> /s)	$1.3 \times 10^5$	Kozono et al. (2013)* <sup>1</sup> に基づく
最大噴出率 $Q_{max}$ (DREm <sup>3</sup> /s)	$2.1 \times 10^5$	$Q_{ave} \times \pi / 2$ (Maeno and Imamura (2011)に基づく)
噴出物の体積 $V_0$ (km <sup>3</sup> )	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
噴火継続時間終了時の津波高 $\xi_0$ (m)	17.7	$V_0 / \pi \tau^2 g H$
沿岸部での津波高(m)	<b>0.3</b>	
観測水位(m)	<b>0.5</b>	Unoki and Nakano (1953)

\*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： $\tau(s) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$



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)

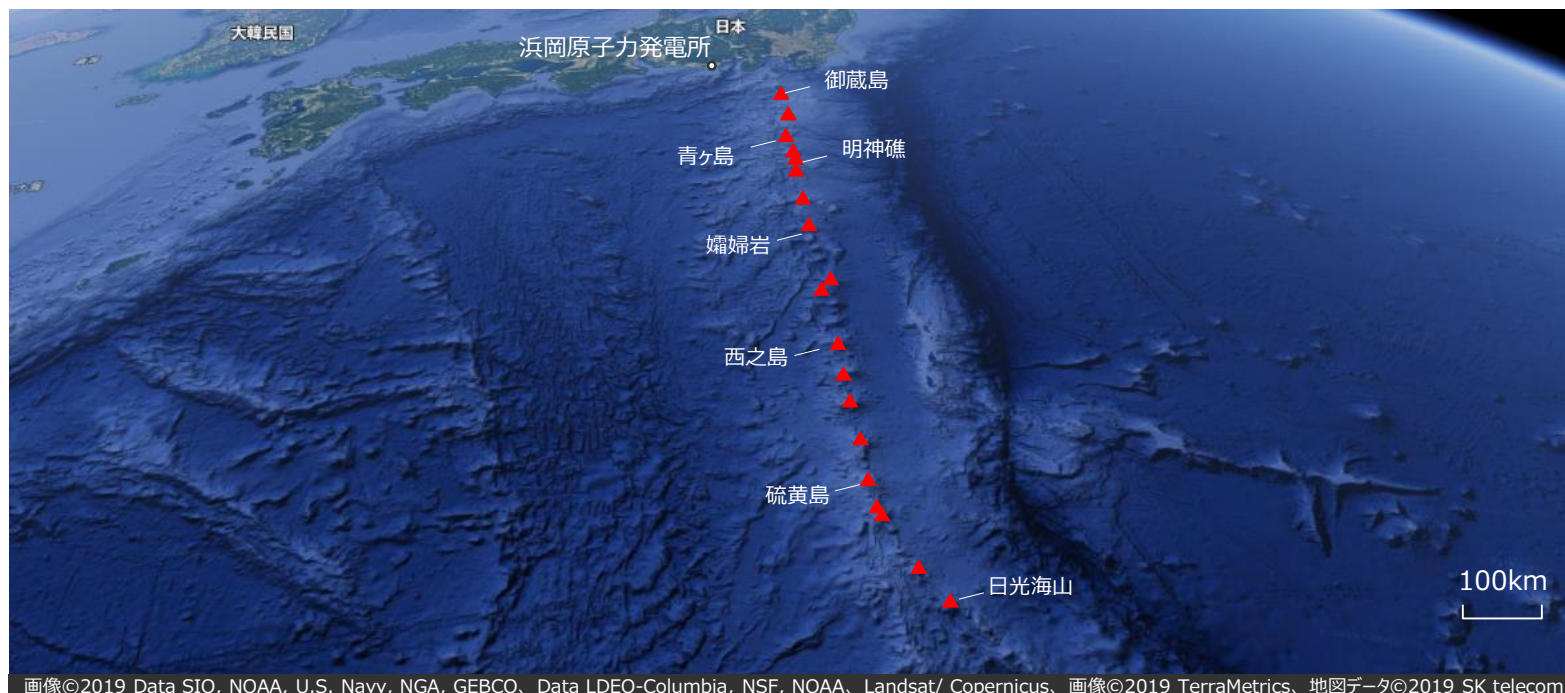
明神礁と八丈島の位置

- 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Krakatau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](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/](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](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