

海面変動下での新島単成火山群の形成について

新島村博物館 館外研究協力委員 磯部一洋

1. はじめに

伊豆大島の南方で、伊豆・小笠原弧の火山フロント上にある大室ダシから南西へ伸びる^{ゼニス}銭洲海嶺上には、高粘性で白っぽい流紋岩からなる新島・式根島・神津島がほぼ一列に並び、伊豆諸島の多くの島々が低粘性で黒っぽい玄武岩や安山岩からなるのとは対照的となっている。

その新島と神津島には1度限りの噴火で生まれた単成火山が集中し、各々独立単成火山群を成す(高橋、2015)。前者では最大の新島が14個の火山、式根島・^{じないしま}地内島・^{はんしま}早島及び浅根も大小の火山からなり(図1)、新生代第四紀末に島棚上に出現した流紋岩質の17個の火山と一つの玄武岩火山で構成される(表1参照)。後者も多数の流紋岩火山や古いデイサイト溶岩からなり(一色、1982)、両単成火山群の地質や地形には共通点が多い。

新島の地質は、福地(1902)・津屋(1938)・一色(1987)らの調査研究によって明らかにされてきた。筆者は一色(1987)による5万分の1地質図幅に基づき、西暦886年に発生した最新かつ最大の^{むかいやま}向山火山の噴火様式などを紹介した(磯部、1996)。ところで、新島地域にある古い火山は後期更新世の最終氷期の海面低下時に出現し、後氷期の高海面時に形成された向山などの新しい火山とは噴火様式の異なることが考えられる。

以下では、最終氷期以降の海面変動下での新島単成火山群の形成について定性的に検討した結果を述べる。ただし、本稿の大部分は2018年3月以前の現地調査や文献を参考にして作成されたものであり、首都大学東京 火山災害研究センター[小林ほか(2018)などや日本第四紀学会(2018)]による新島火山の噴火堆積物の層序構築と噴火履歴の解明に伴い見直しが今後必要になろう。

2. 海面変動と陸地の変化

後期更新世から完新世にかけての過去10万年間の海面変動の特徴は、図2に示すとおりである。海面は約8万年前から最終氷期最盛期の2万年前頃へかけて大きく低下した後、後氷期には急速な上昇へ転じ、完新世半ばの約6,000年前から現在まで高水準な状態が続いている。

単成火山の出現時の海面は、地盤変動を考慮しなければ図2の変動曲線から推定可能な

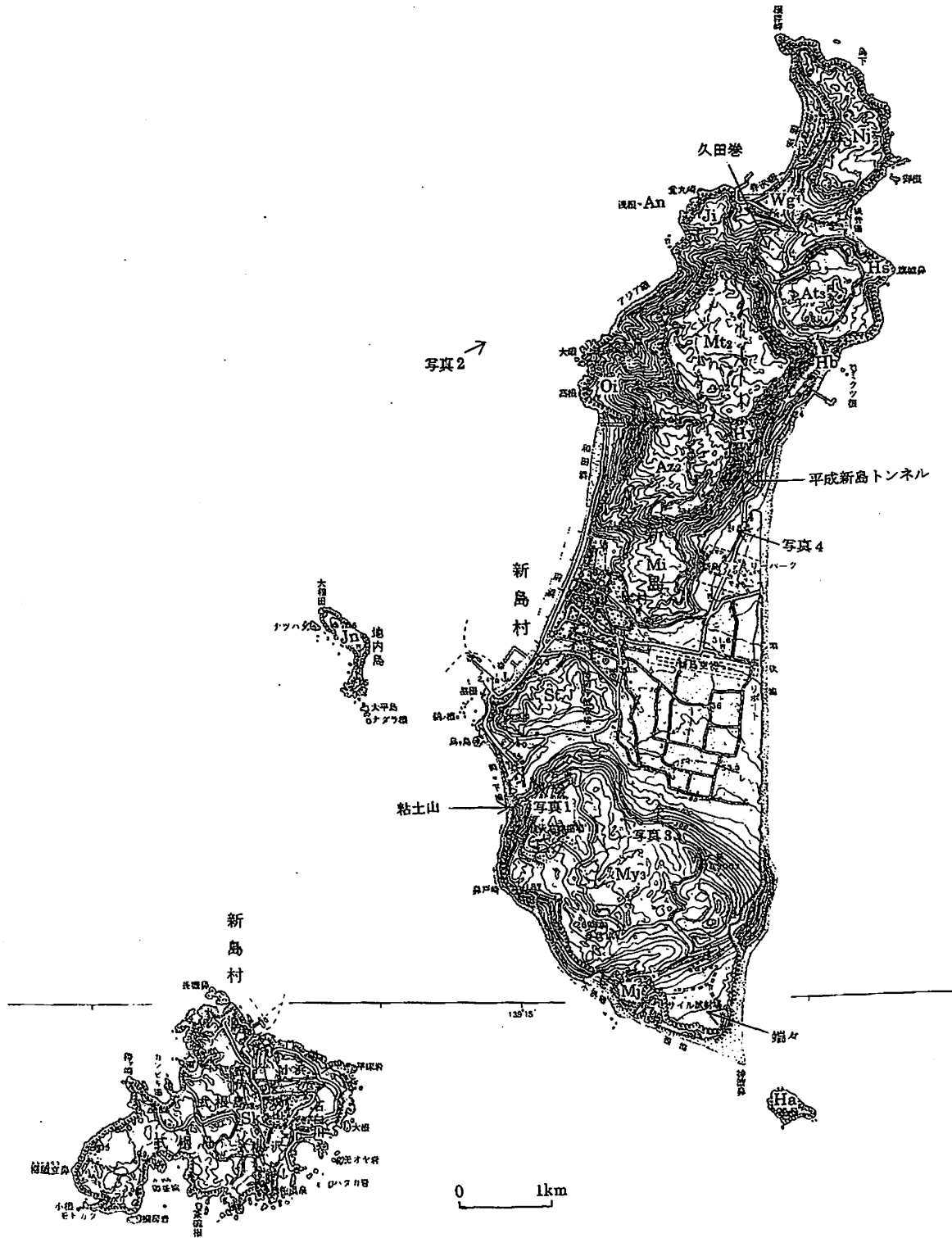


図1 新島村の地形的特徴と単成火山の分布。この地図の作成に当たり、国土地理院平成6年8月1日発行の5万分の1地形図「新島」に写真番号などを加筆した。17個の溶岩ドームの中央部分をJn～My3、若郷火山の火砕サージ丘をWgでそれぞれを示す。

ため、本地域に存在する全ての単成火山の噴火年代を正確に把握することがより重要となる。なお、図2の略称付の矢印は、文献に基づくジナーカ山火山などの噴火年代を示す。

太平洋プレートの北西への移動に伴い伊豆・小笠原弧に雁行した錢洲海嶺上の島棚は、第四紀の氷期における海面低下時に形成され、2万年前の最終氷期最盛期には大室ダシから錢洲のさらに南西方にかけて、それらが露出したと推定される。すなわち、最浅部で-28mの大室ダシを囲む等深線100m以浅の面積は46.3km²、新島(22.8km²)と式根島(3.6km²)を含むそれは146.9km²に達する(磯部、1996)。因みに、前者は伊豆諸島最大の大島の半分、後者は大島と3番目に大きな三宅島を合わせた広さにそれぞれ匹敵する。

これまでに、間々下浦海岸南部の粘土山(図1参照)を造る向山火山の火砕物中から、約3.5万年前の針葉樹(ネズミサシ属)と約2.7万年前のスタジイの炭化木が異質岩片として採取され[磯部(1996)、伊藤・磯部(2007)、磯部(2009)]、照葉樹に覆われた陸地が最終氷期に存在した。

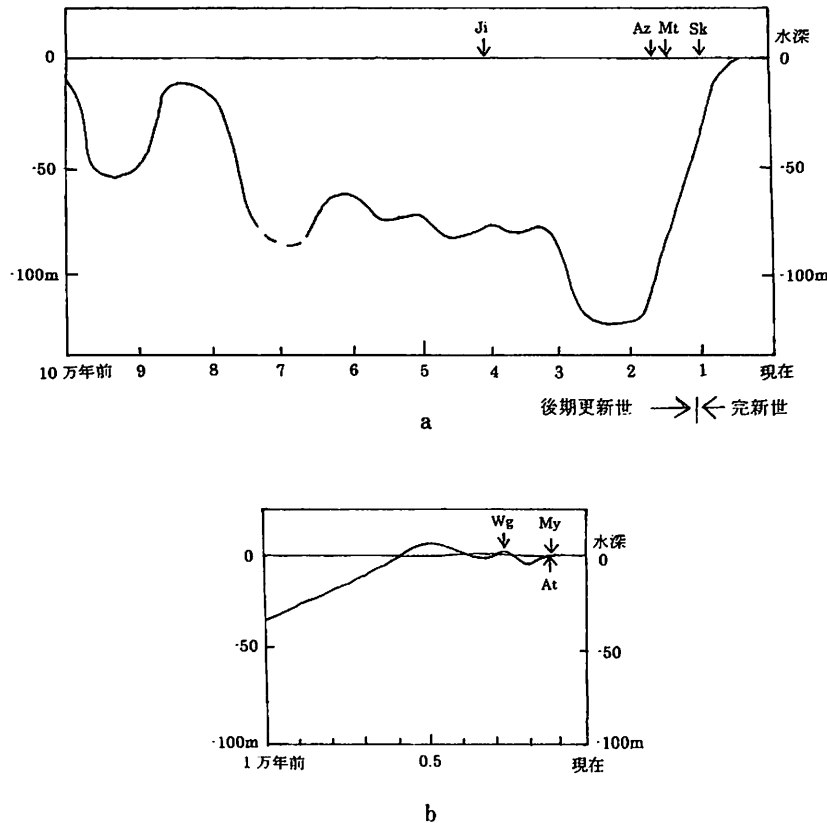


図2 第四紀末における海面変動の推移 本図は遠藤(2015)による過去15万年間の海水準変動と地形・地層の形成過程の編集図に基づいて作成された変動曲線である
 a: 過去10万年間の海面変動の概略
 b: 過去1万年間の細かな変動

3. 単成火山の概説

3.1 火山名と岩質

表1に示す18単成火山のうち、地内島を始めとする16火山の名称は一色(1987)による。他の二つのうち、檜山火山は津屋(1938)による“ヂナーカ山溶岩”からなる小型のドームに当たり、赤崎峰火山の溶岩(赤崎峰溶岩と呼び、他の火山についても同様に表現)と同じ岩質のために一色は区別しなかったが、平成新島トンネル(図1・6参照)掘削時にその分布が磯部・伊藤(2003)によって確認され、新たに命名された。最小の浅根火山は堂丸崎の西南西約0.7kmにあり(図1参照)、新島村史関連の調査時に直ぐ東側のヂナーカ山とは岩質の異なるドームの発見により命名された(磯部、1996)。

岩質は浅根火山を磯部(1996)、それ以外の火山を一色(1987)により、その詳細は表1の脚注にそれぞれ示される。①は玄武岩、②～⑧は流紋岩である。②以下には玄武岩ないし安山岩包有物が少量認められ、とくに阿土山溶岩には玄武岩包有物が多い。

3.2 噴火年代

本地域において噴火年代の知られているのは、新しい三つの火山(若郷・阿土山・向山)である。その他では、四つの火山(ヂナーカ山・赤崎峰・宮塚山・式根島)の噴火年代が吉田(1992)によって発表されている。ただし、後氷期の急激な海面上昇に伴い水没したと推定される早島と新島山の両ドームの年代について、吉田は高海面期に当たる7,000年前と5,500年前にしているため、それらを表1には載せていない。

ところで、約3万年前に鹿児島湾北部から飛来した細粒でガラス質の始良Tn火山灰は、地内島と瀬戸山にそれぞれ載ることが吉田(1996)と斎藤(2008)によって報告されており、両火山はその降灰以前から存在した古い火山群に属する。表1に示す図番と形成順は主に一色(1987)に従い、一部に変更が見られる。

3.3 噴出物

浅海で噴火した向山火山では、初期の爆発的な噴火と巨大軽石を放出する穏やかな噴火を繰り返し(稲山・谷口、2007)、火砕サージ堆積物[横山・徳永(1978)・徳永・横山(1979)のベースサージ]からなる火砕サージ丘が形成された。陸上噴火に移行して降下火砕物からなる火砕丘に続いて溶岩ドームが現われた[一色(1987)ほか]。阿土山噴火でも向山火山同様の3段階の噴出物(表1のSPL)および地形が認められる。以下では、溶岩の大量湧出に続く少量の火砕物の放出[稲山・谷口(2007)による4段階目の噴出物など]については議論を簡潔に進めるために言及しない。

平成新島トンネルは新島中央部で高地をなす赤崎峰火山の山麓(標高約40mから北向き)に掘られ、火山砕屑性堆積物(火砕物)が南側坑口から750mまで観察された(図6参照)

表1 新島村にある単成火山の特徴

図番	火山名(略称)	噴火年代	岩質	噴出物	溶岩の最高所(m)	ドーム断面積(ha)	
						陸上	海水準
7(2)	向山(My)	西暦886年	⑧	SPL	283	306	
7(1)	阿土山(At)	西暦850年±	⑧	SPL	202	89	
6(4)	若郷(Wg)	2,500年前	①	S	-	-	-
6(3)	式根島(Sk)	1万年前	⑧	L	109	-	414
6(2)	早島(Ha)		⑧	L	90	-	11
6(1)	浅根(An)		⑧	L	0	-	-
5(3)	新島山(Ni)		⑦	L	231	-	142
5(2)	宮塚山(Mt)	1.4万年前	⑦	PL	432	197	-
5(1)	赤崎峰(Az)	1.7万年前	⑤	PL	422	183	-
4(6)	旗城鼻(Hs)		⑥	L	90	-	10
4(5)	羽伏磯(Hb)		⑥	L	120	-	11
4(4)	檜山(Hy)		⑤	L	330	-	17
4(3)	峰路山(Mi)		③	L	200	-	77
4(2)	大磯(Oi)		⑤	L	150	-	49
4(1)	ジナーカ山(Ji)	4万年前	⑤	L	160	-	89
3(3)	瀬戸山(St)		⑤	L	124	-	67
3(2)	丸島峰(Mj)		④	L	210	-	13
3(1)	地内島(Jn)	数万年前	②	L	70	-	32

岩質：①かんらん石玄武岩、②紫蘇輝石カミングトン閃石普通角閃石流紋岩、③紫蘇輝石普通角閃石カミングトン閃石流紋岩、④紫蘇輝石カミングトン閃石流紋岩、⑤カミングトン閃石流紋岩、⑥黒雲母含有カミングトン閃石流紋岩、⑦カミングトン閃石含有黒雲母流紋岩、⑧黒雲母流紋岩

噴出物：S 火砕サージ堆積物、P 火砕丘堆積物、L 溶岩

その火砕物は火砕サージ堆積物を一部含む火砕丘堆積物と見られ、厚い溶岩が上方に存在することから、本火山の噴出物はPLと表現される(表1)。同じく高地をなす宮塚山火山の噴出物もPL、若郷火山のそれはS、その他の火山はLとされる。

3.4 溶岩ドームの規模

若郷火山を除く17個の溶岩ドームに関する最高所と断面積を表1に示す。溶岩の最高所は国土地理院平成27年7月1日発行の2万5千分の1の地形図から読み取り、火砕物に被覆されたドームについては被覆物の推定による厚さを差し引いたものである。断面積は陸上と海水準(ドーム下端部が海面下の場合)に分けて、2万5千分の1の地形図上でそれぞれ計測した。

全ドームの断面において、明瞭な境界や容易に推定可能な境界は実線、厚い火砕物に被覆されるか、後の噴火で変形されたと推量される境界は長い破線、岩礁地帯の外側はこれまでに浸食されたドームの範囲と見なし短い破線で示してある。

4. 単成火山の出現とその規模

4.1 初期の小型火山

4.1.1 地内島火山 (Jn)

写真1に示す地内島火山は、磯部(2016)が第四紀前期更新世の変質火山岩類からなると推定した島棚上に、本地域で最初に出現した流紋岩の単成火山である[図3(1)]。その形成は10万年前以降とされ(一色、1987)、表1には数万年前としてある。

以下では18火山の出現を5図に分けて示す。初めの図3では火山(1)から(3)の順に出現し、(1)の噴火時に(2)や(3)の火山はまだ存在しなかった。以下の図4・5・7・8でも図3同様に表現される。

本ドームは出現直後から海食を受け、その規模を徐々に減少させて現在に至る。火山本体を取り囲む^{おおびらしま}大平島などの岩礁地帯は浸食前のドームの範囲を示している。

地内島火山は図2に示す海面変動曲線から最終氷期最盛期へ移行中に、50m以上も海面が低下した乾陸上で噴火したと推定される。その後、地内島溶岩は最終氷期の海面最大低下時の2万年前から後氷期へかけ、急速な海面上昇に伴い水没した。

本火山を始めとする古い火山においては、噴火の初期にマグマ水蒸気噴火などに伴って火砕物が放出されたと推定されるが、既存の火山上に載る火砕物以外は確認されていない。

4.1.2 丸島峰火山 (Mj)

地内島火山から南東へ約4km離れ、丸島峰火山が出現した[図3(2)]。丸島峰溶岩は地上に湧出した後に固結し、後氷期に沈水して現在もその一部が海に面する。本ドームの断面は溶岩を覆う向山火山の火砕丘堆積物を一部剥ぎ、図3(2)の実線のように推定される。小さな本ドームにおいては溶岩の露出が比較的良く、その表層や基底で塊状・軽石質、内側で黒曜岩質、中心部で結晶質の溶岩へ変化する様子が観察される。なお、下部の塊状溶岩は、ドーム基底部の浅所伏在を暗示する。

4.1.3 瀬戸山火山 (St)

丸島峰火山に次いでその北方に瀬戸山火山が出現した[図3(3)]。瀬戸山溶岩は、最終氷期に現在より50m以上も海面が低下した当時の地上に湧出し、後氷期の沈水を経て現在も西端部が海に面する(写真1参照)。本火山の大部分は厚い結晶質溶岩からなり、最上部は塊状・軽石質溶岩をなす。



写真1 瀬戸山火山西端で陸繋島の鳥ヶ島沖合にある地内島火山を石山（向山）から望む（2010年8月26日撮影）。大三山と石山間の瀬戸には火砕サージ丘が広がる。

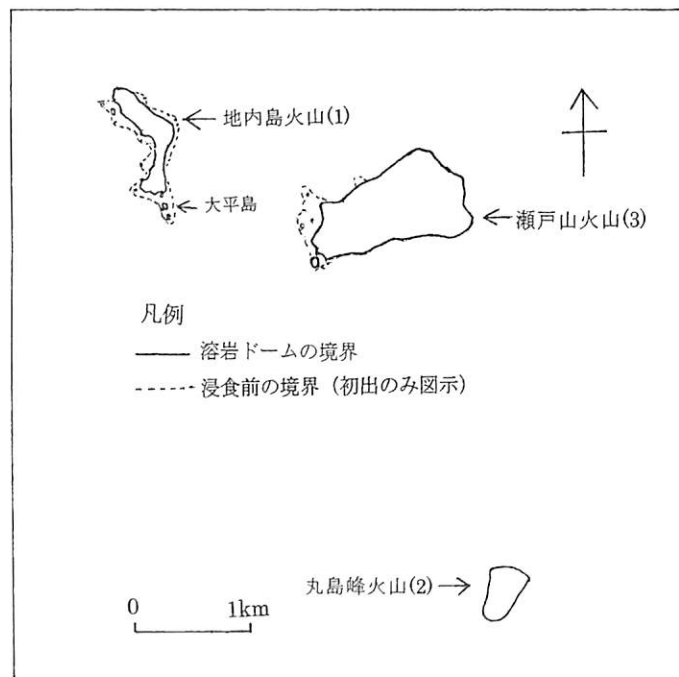


図3 新島地域最初の単成火山の出現状況。ドームの下端部が海面下の場合、断面は海水準で表現。ドーム上の火砕物は表現されていない。凡例は図4・5・7・8で共通し、その追加もある。

海岸付近で溶岩の分布の確かなものや向山火山の火砕サージ堆積物を剥いで推定した本ドームの断面を、図3(3)では実線で示す。瀬戸山火山西部の鶴ノ根(図1参照)などの岩礁地帯は短い破線で囲まれ、開析されたドームと見なされる。

以下では、本ドームを覆う大三山火山碎屑性堆積物(一色、1987)などの古い火砕物について記述しない。

4.2 接近した六つの小型火山

4.2.1 ジナーカ山火山(Ji)

地内島火山から北東へ約6km離れ、ジナーカ山火山が4万年前(吉田、1992)に出現した[図4(1)]。ジナーカ山溶岩および後述の大磯溶岩は、現海面を50m以上も下回る最終氷期の海面低下時に地上に湧出し、その後に沈水して西側が海に面する。本ドーム(写真2)は表層部から中心部へ塊状・軽石質、黒曜岩質、結晶質溶岩の順に変化し、最下部の塊状溶岩は海面下に没して不明である。

現海面におけるジナーカ山火山のドームの断面を実線で示す。本火山の内陸側については後述の厚い宮塚山溶岩を剥ぎ、阿土山噴火の初期に出現した久田巻^{くだまき}火口(図1参照)と若郷火山の噴火前の地形を長い破線のように推定した上で[図4(1)]、断面積を計測した。

4.2.2 大磯火山(Oi)

大磯火山はジナーカ山火山から南西へ約1km離れて出現し[図4(2)]、ジナーカ山～地内島火山は銭洲海嶺の伸張方向に並ぶ。本火山は津屋(1938)の“ヂナーカ山溶岩”の南半分を、一色(1987)が別火山としたものに相当する。

現海面におけるドームの断面を実線で示す。本火山の内陸側については後述の厚い赤崎峰溶岩を剥ぎ、さらに宮塚山噴火による変形前の断面を長い破線のように推定し[図4(2)]、その断面積を求めた。なお、和田浜^{わあだはま}北端に露出する大磯溶岩の下部は塊状をなし、下端部の浅所伏在を暗示する。

4.2.3 峰路山火山(Mi)

本火山は北にあるジナーカ山火山と南にある丸島峰火山の間で、瀬戸山火山から東北東へ約3km離れて出現した[図4(3)]。始良Tn火山灰はこの火山上の火砕物中から報告されておらず、3万年前以降のドームと推定される。

峰路山^{みねじま}溶岩は、海面が-120m以下まで低下した最終氷期最盛期に地上へ湧出し、頂部が西側へ低下するドームをなす。本火山はその後に沈水して小さな島をなし、赤崎峰火山の塊状・軽石質溶岩に覆われる北部を除けば、9世紀後半の最新噴火まで他の3方向は海に面していたと考えられる(写真3)

現海水準における本ドーム断面の大部分を実線、北側の推定による境界を短い破線でそれぞれ示す〔図4(3)〕。

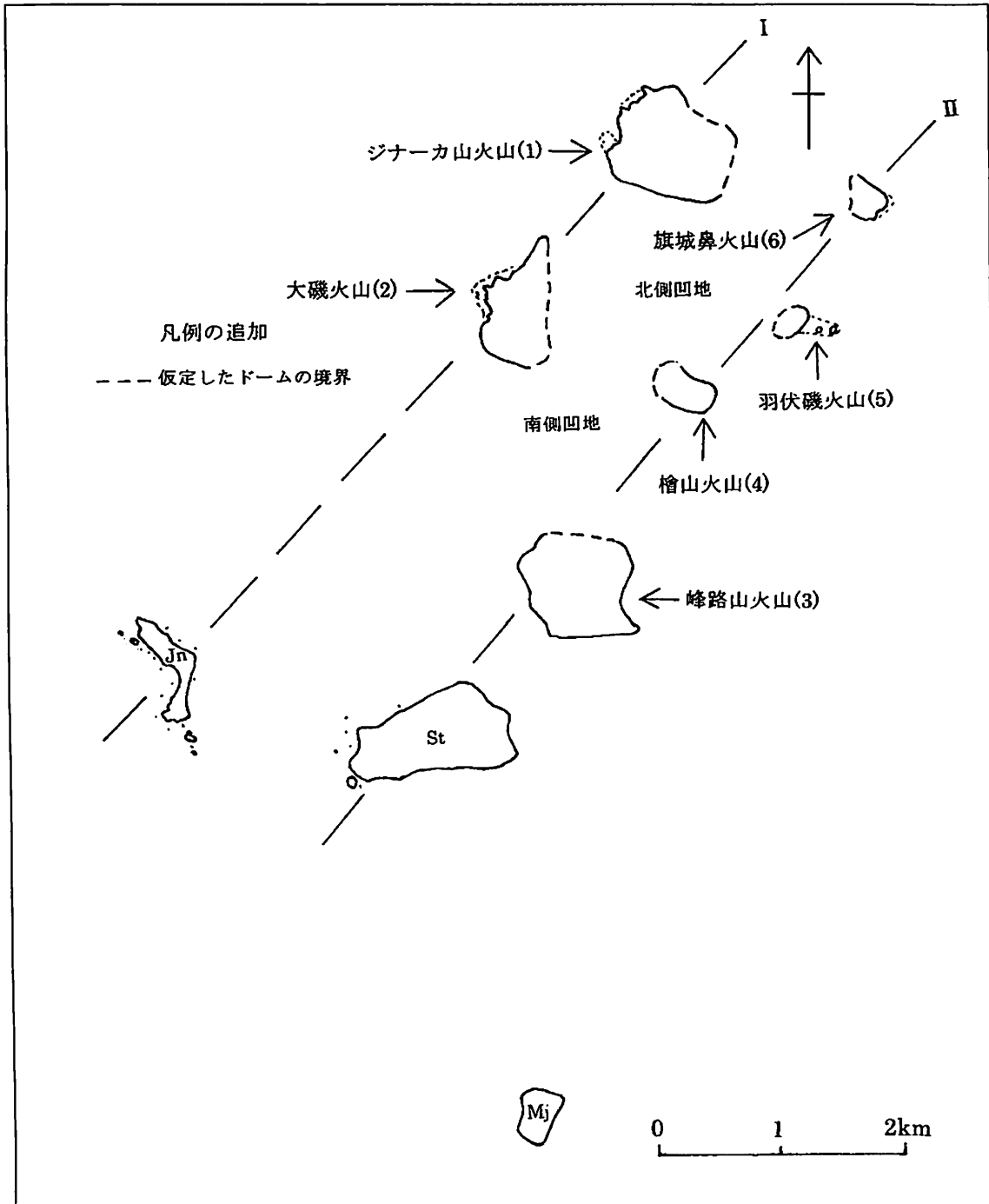


図4 I・II列上に直線的に並ぶ古くて低い火山。Jn・St・Mjの北方に、(1)~(6)の順に出現したと推定される



写真2 暗色帯をなす黒曜岩質溶岩（太い矢印部分）の日立つジナーカ山火山のドームとそれを覆う右奥の宮塚山火山の平頂なドーム（大磯沖の船上から2018年5月5日に撮影）

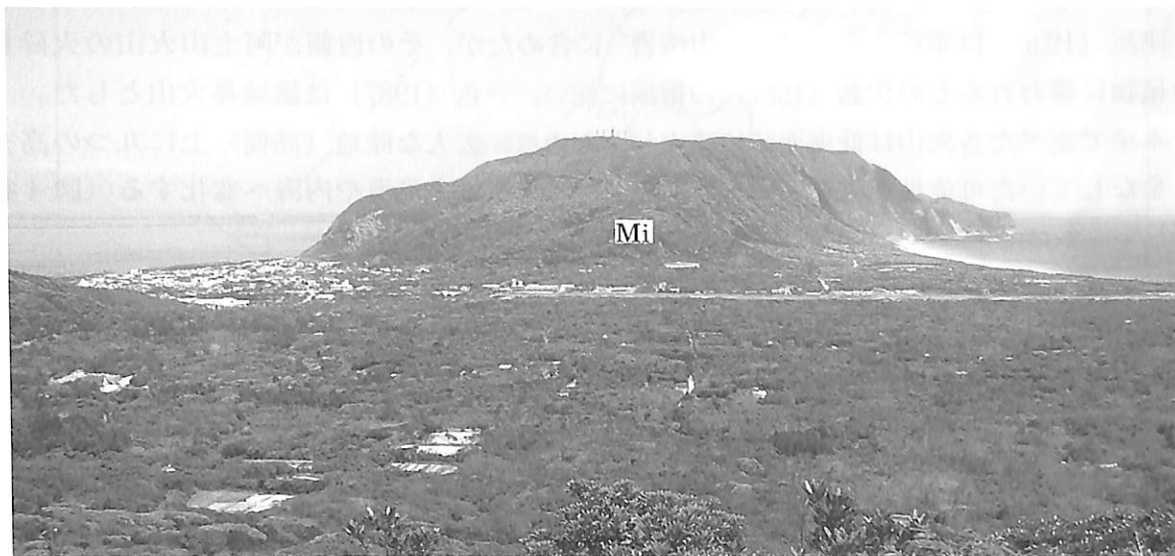


写真3 向山火山の火口縁上にある大峰展望台から、本村低地の北方にある峰路山火山(Mi)などのドーム群（西暦886年以前の旧島）を2018年4月29日に撮影

4.2.4 檜山火山 (Hy)

峰路山火山から北東方向へ1 km以上離れ、小さな檜山火山が出現した[図4(4)]。檜山溶岩の南西側は後述の赤崎峰溶岩と接し、本ドームは火山岩尖状をなして火砕物を載せない

3.1節で述べたとおり、磯部・伊藤(2003)は津屋(1938)のジナーカ山溶岩とは別の檜

山火山を提唱し、赤崎峰火山（一色、1987）と区別した。

現海水準下での本ドームの断面を実線で図4(4)に示す。溶岩の下部は黒曜岩質をなし、塊状溶岩の基底は海面下浅所に推定される。

4.2.5 羽伏磯火山 (Hb)

檜山火山から北東へ約1 km離れ、より小さな羽伏磯火山が出現した[図4(5)]。津屋(1938)は本火山の範囲まで“宮塚山溶岩”に含めたが、別の火山とする佐藤(1954)・宮地(1965)の指摘により、一色(1987)は羽伏磯火山とした。

羽伏磯火山のドームにおいて、その確かな断面を実線、西側にある宮塚山火山の火砕物との推定境界を長い破線、塊状・軽石質溶岩の岩礁群からなるミックツ根(図1参照)までを短い破線で図4(5)にそれぞれ示す。

4.2.6 旗城鼻火山 (Hs)

羽伏磯火山から北東へ約1 km離れ、ごく小さな旗城鼻火山が出現した[図4(6)]。檜山・羽伏磯・旗城鼻の三つの火山は列上に並び、その形成順は推定によった。

津屋(1938)は本溶岩を“アッチ山溶岩”に含めたが、その西側が阿土山火山の火砕丘堆積物に覆われるとの佐藤(1957)の指摘に従い、一色(1987)は旗城鼻火山とした。

本項で述べた各火山は低海面時に噴火したために、広大な陸地(島棚)上に九つの高まりをなしていた可能性が高い。一方、高海面時に低所は多島海や内海へ変化する(図4参照)。

4.3 凹地上の大型の火山および北端の火山

4.3.1 赤崎峰火山 (Az)

本火山は最終氷期の最盛期を過ぎた1.7万年前(吉田、1992)に、現在より約100mも海面が低下して現れた峰路山・大磯・檜山火山間の南側凹地(新称で、図4参照)上に噴出し、大きな火山に成長した。連結によりこれら四つの火山の陸地面積(新島に先行する旧島)はさらに拡大した[図5(1)]。

北西にある大磯火山を覆う赤崎峰溶岩は、一色(1987)による固結度が低く同質の礫からなる火山角礫岩に当たり、塊(角礫)状溶岩をなす。一方、北西と南東を火砕丘で限られるために、溶岩の大部分は火砕丘の低く不明瞭になる南西へ流動した後に停止した。

この溶岩は水平距離約1,100mに対して280mも低下するが、全体的に平頂なドーム[守屋(1978)の図示した溶岩円頂丘]をなし、最上部に丸味を帯びた小丘が発達する。一方溶岩の断面では、上部の緩斜面が塊状・軽石質溶岩、柱状節理の発達する急斜面が結晶質ないし黒曜岩質溶岩からそれぞれなる(磯部、2007)。

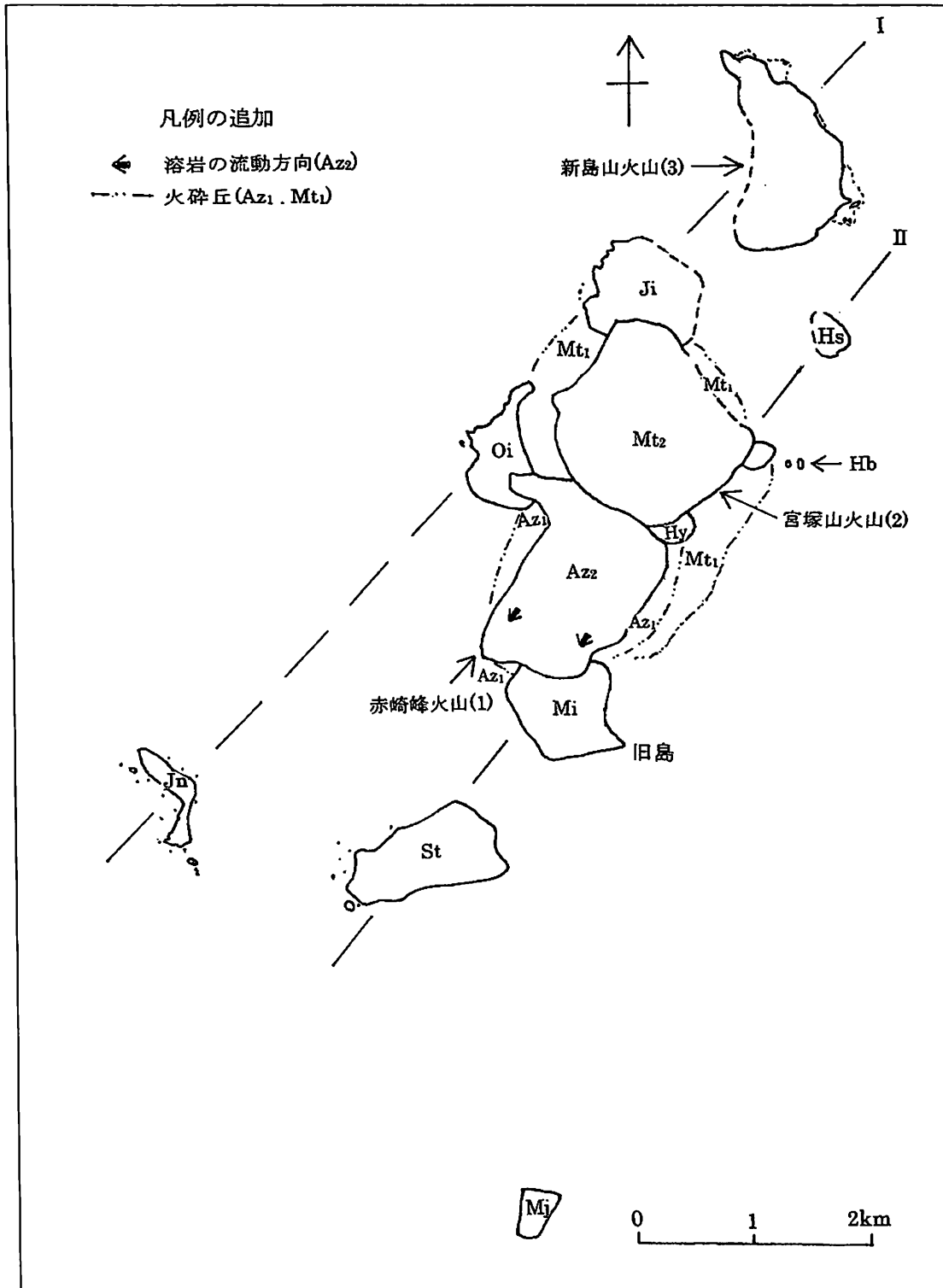


図5 赤崎峰・宮塚山の大型火山と北端の新島山火山の出現

本火山において、火砕丘の範囲 (Az_1) を二点鎖線、溶岩の範囲 (Az_2) を実線で図5(1)にそれぞれ示す。なお、磯部(2018)は本火山南西部(チョーシ山)の地質・地形の特徴と地震による落石について触れ、新島村博物館のある西向き緩傾斜面(地)を本火山の火砕丘堆積物と砂丘砂からなるとした。図5~7ではこの緩傾斜面近辺を Az_1 の分布範囲に含めている。

4.3.2 宮塚山火山 (Mt)

本火山は1.4万年前(吉田, 1992)に四つの火山(Oi・Mi・Hy・Az)からなる旧島とジナーカ山・羽伏磯の両火山に囲まれた北側凹地(新称で図4参照)上に噴出し、旧島の面積はこの噴火に伴い倍増した[図5(2)]。すなわち、宮塚山噴火によって火砕丘堆積物が最終氷期末で現海面より50m以上低い時期に陸地を覆い(図5参照)、続いて溶岩が地上に流れ出してさらに高まった。その後の海面上昇に伴う海食によって火砕丘は後退した(図7参照)。なお、この噴火による火山灰は千葉県中部まで到達したと報告されており(杉原ほか, 2005)、初期の噴火が激烈であったことが推測される。

宮塚山火山のドームの形態に関し、本地域で最も頂部が平坦で(写真2参照)中央部が周縁部より少し低くなったのは、上述した既存火山によって溶岩の拡大が制限されたことに加え、その一部が火道へ引き戻されたことが考えられる。磯部・伊藤(2003)によれば、宮塚山溶岩の厚さは400mに達する(図6)。

ところで磯部(2011)は、本火山の南東側にある羽伏浦灰砂層(津屋, 1938)を一色(1987)による崖錐およびそれに関連した堆積物とせず、 Mt_1 (一色, 1987)に相当する火口から放出された重くて粗大な火道開放角礫岩と見なし、それが主に南東麓に、細かな本質軽石がより南方にそれぞれ降下したと考えた。最近、双方の層相の特徴を併せ持つ堆積物が檜山の掘削断面(図1参照)において観察された(写真4)。

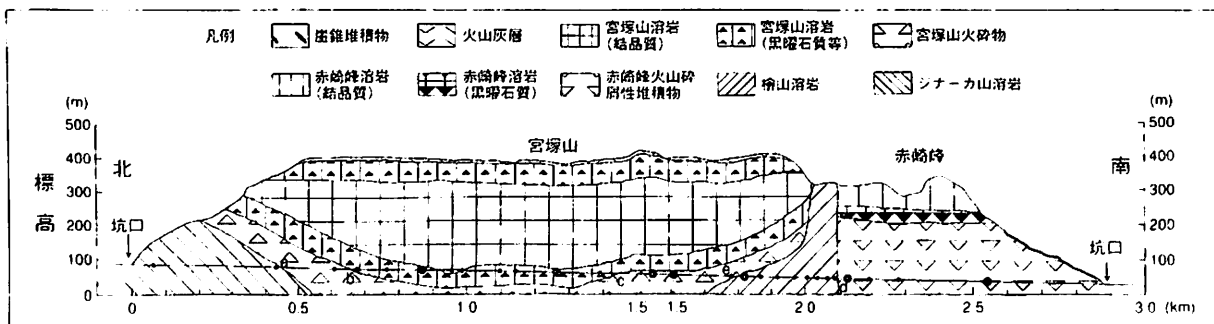


図6 平成新島トンネルの掘削結果から推定される地質断面(磯部・伊藤(2003)の地質縦断面図の一部省略) 宮塚山の噴出物は、ジナーカ山溶岩と檜山溶岩を土台に厚く載っている。ただし、赤崎峰溶岩の下底は西側(手前)へ急斜し、赤崎峰火山砕屑性(火砕丘)堆積物と高角で接する



写真4 焼却場建設現場に露出した宮塚山火山起源の乱雑な火砕丘堆積物。角礫の最大径は0.7mで、黒雲母片入りの成層した砂礫層（矢印）を所々に挟む。標尺の長さは3m、2017年8月17日に撮影。

本火山の火砕丘の範囲 (Mt_1) を二点鎖線、溶岩の分布範囲 (Mt_2) を実線と長い破線で図5(2)にそれぞれ示す。本図では、出現直後のドーム北東側を長い破線で直線状に仮定したために、北東へ湾曲した現在の地形とは大きく異なる(図8のd参照)。

4.3.3 新島山火山 (Nj)

本火山は、ジナーカ山火山から北東へ約1km離れたI列(図4・5参照)上に更新世末に出現した中規模の火山である。

新島山溶岩は、現在より海水準の低い時期に地上付近に湧出し、その後沈水したために海に面する。本溶岩の下部は黒曜岩質をなし、塊状をなす溶岩基底部分が海面下の浅所にあることを示す。なお、本火山の西側と南側は若郷火山および阿土山火山の火砕サージ堆積物で覆われる。

本火山の溶岩ドームの分布範囲に関し、海に面する部分を実線、後述の若郷火山の噴火活動による変形(爆裂火口)や火砕サージ堆積物を剥いで仮定した部分を長い破線、岩礁の外側を短い破線によって図5(3)にそれぞれ示す。最拡大時の断面積は、現海面において計測された。

新島山火山の噴火年代に関しては、一色(1987)が赤崎峰火山と宮塚山火山間の更新世末期、吉田(1992)が完新世中期(3.2節参照)の形成とするなど、発表者間で見解が大きく異なる。

4.4 離れた大小の火山および唯一の黒い火山

4.4.1 浅根火山 (An)

ジナーカ山の西約0.5kmに非常に小さな浅根火山が出現した[図7(1)]。今では干潮時に軽石質溶岩の一部のみが露出するに過ぎない。

磯部(1996)は本火山を岩質の違いからジナーカ山火山と区別したが、その形成年代や海面下の火山の規模は不明である。本火山を式根島火山の前後に噴火したと見なし、本項で述べる。なお、本地域における暗礁や漁礁の中には未知の溶岩ドームが存在するかも知れない。

4.4.2 早島火山 (Ha)

本火山は丸島峰火山から南東へ2km離れ、Ⅲ列上に出現した[図7(2)]。この火山の形成は、吉田(1992)によれば7,000年前とされるが、一色(1987)に従い式根島火山より若干古く1万年以前とした。出現時の海面は現海面より大幅に低いと推定されるが、海水との接触によるマグマ水蒸気噴火に伴って火砕物が放出された可能性もある。

平頂をなすドームの中央部は少し窪み、マグマの一部が火道へ引き戻されたようにも見える。

4.4.3 式根島火山 (Sk)

本火山は、瀬戸山火山から南西へ約4km離れ、1万年前(吉田、1992)に出現した[図7(3)]。上述した早島溶岩および式根島溶岩は、-50m前後まで海面の上昇した際に陸上に流れ出し、火山全体は後氷期に沈水して海に囲まれる。

式根島火山は、その最高所(図1の独標点109m)から東方向へ約2,500mで70m以上低下し、南北方向に丸味を帯びた小丘と低まりを繰り返す著しく低平な溶岩からなる。面積は七つの火山からなる旧島の半分以上に達する。

その噴火時には大島(1999)の指摘したように南西部に火砕丘が存在し、火口縁の北東部を破壊して高粘性の溶岩が矢印方向[図7(3)]へ流れ出し、著しく拡大したのかも分からない。なお、式根島溶岩の先端は海中へ流入して二次噴火を発生させ、円弧状の入り江が多数形成されたとされる(伊藤・谷口、1996)。

火砕丘の推定域を二点鎖線、式根島火山の溶岩ドームの範囲を実線と短い破線(最拡大時)で図7(3)にそれぞれ示す。本火山でも溶岩に先行噴出した火砕物は島内で確認されない。

4.4.4 若郷火山 (Wg)

本火山は新島地域で唯一の玄武岩質マグマの貫人に伴う噴火として、図4・5・7の1

列上にあるジナーカ山・新島山両火山間の浅海に出現した。火砕サージ堆積物だけの放出で終了し、溶岩流出には至らなかった。

新島山西側の大きな湾曲（図7のa）とジナーカ山北東側の小さな湾曲（同b）は、若

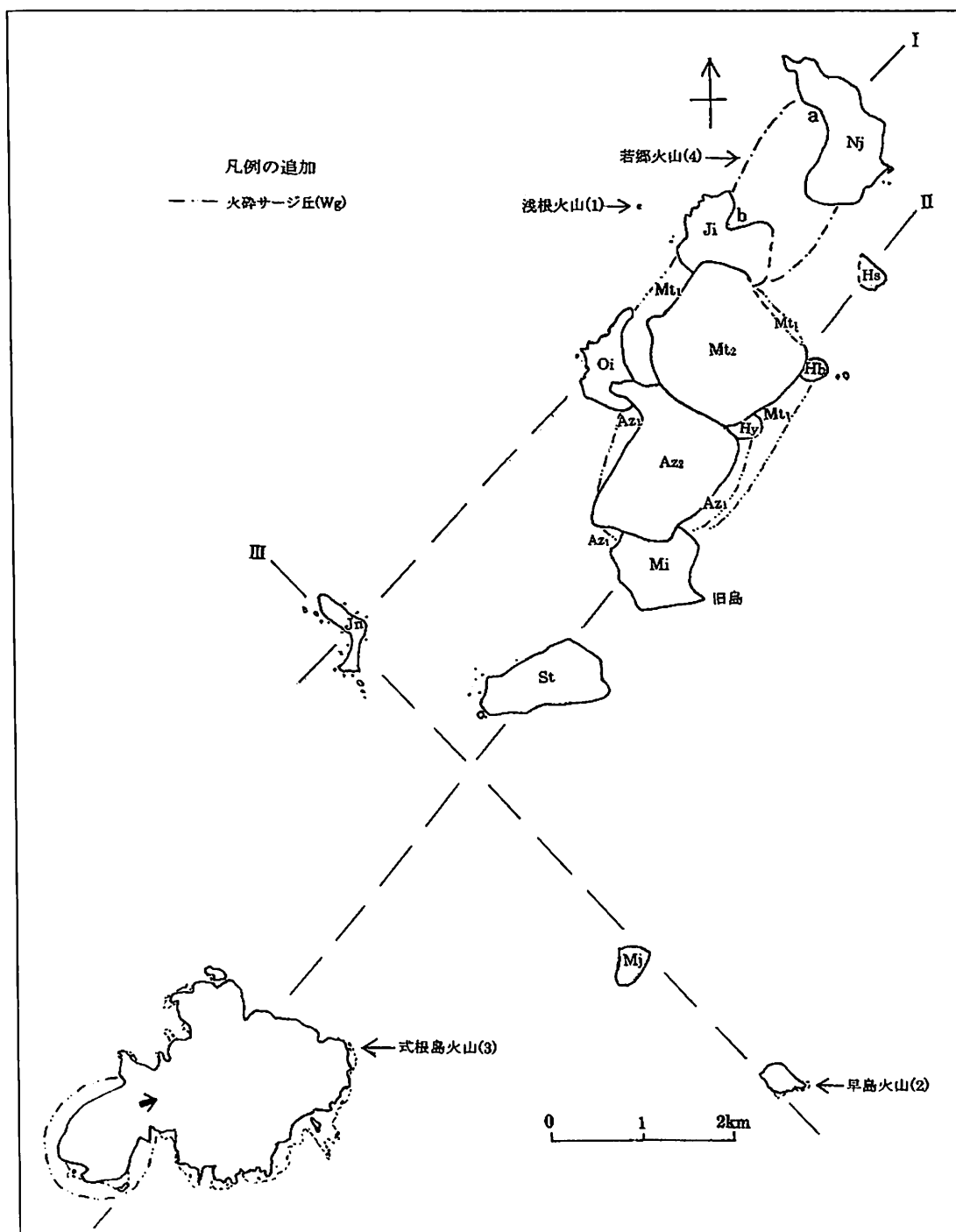


図7 離れて出現した式根島などの火山〔(1)~(4)〕。若郷火山は唯一の玄武岩質の火砕サージ丘をなす。新島山西側とジナーカ山北東のaとbの湾曲部は、若郷噴火の形成と推定される。

郷噴火の初期にそれぞれ形成されたと推定される。しかし、爆発の証拠になる噴石などはこれまでに見つかっておらず、今後の検討が必要である。

本噴火による最拡大時の火砕サージ丘（陸地境界）の推定域を一点鎖線で図7（4）に示す。若郷火山の形成は、縄文後期の渡浮根遺跡を本火山の火砕サージ堆積物が覆うことから2,500年前と推定され、現海面下における陸地の連結に伴う旧島の面積はさらに増大した。

4.5 平安時代の新火山

4.5.1 阿土山火山（At）

阿土山火山は本地域で2番目に新しい火山で、宮塚山火山の直ぐ北東の浅海底に噴出した。旗城鼻などの既存火山に阻止され、それらを埋めるように出現した。なお、宮塚山北東側の大きな湾入部は、阿土山の噴火によって形成され、その際に火砕丘堆積物（Mt₁）も一緒に飛散されたと推定した。

本火山の形成は一色・磯部（1976）によって、若郷火山の噴火から約1,600年前までの期間とされていた。その後、阿土山火山の噴出物が西暦838年の神津島天上山火山（一色、1982）と向山火山の北へ緩傾斜する噴出物に挟まった状態で、2006年10月に若郷前浜南部の護岸道路改修工事現場で見つかった。本火山は西暦838-886年間の形成になり（斎藤、2008；新島村博物館、2008）、津久井ほか（2006）は宮塚山ドーム上の火山灰層序と歴史史料から噴火年代を856-857年？とした。

ジナーカ山南東側の楕円形の久田巻火口（図1と図8のc参照）や阿土山周辺の複数の爆裂火口は、本火山の初期のマグマ水蒸気噴火によって形成され、それらの火口から放出された玄武岩砂礫質の火砕物は若郷前浜沖の若郷火山の噴出物と混同されてきた（磯部、2015）。さらに、淡井浦の海食崖に露出する火砕サージ堆積物は、新島山へ向かって厚く高まることから、南東側浅海域における爆裂火口の存在も想定される。

推定による火砕サージ丘の最拡大域（At₁）を一点鎖線、火砕丘の範囲（At₂）を二点鎖線、火砕丘と高角で接する溶岩の範囲（At₃）を実線で図8（1）にそれぞれ示す。旧島は本火山の出現直後に最大となり、今の新島の半分以上まで拡大した。

4.5.2 向山火山（My）

本火山の噴火は現海面に当たる西暦886年に、丸島峰火山と早島火山間の浅海（端々付近、図1参照）で始まり、翌年まで継続した。3.3節で述べたとおり3段階の噴火活動とそれらに対応する噴出物からなる初期の激しい噴火によって軽石質の火砕サージ堆積物が大量に放出され、本火山を中心に陸地が著しく拡大したのは確かであろう。

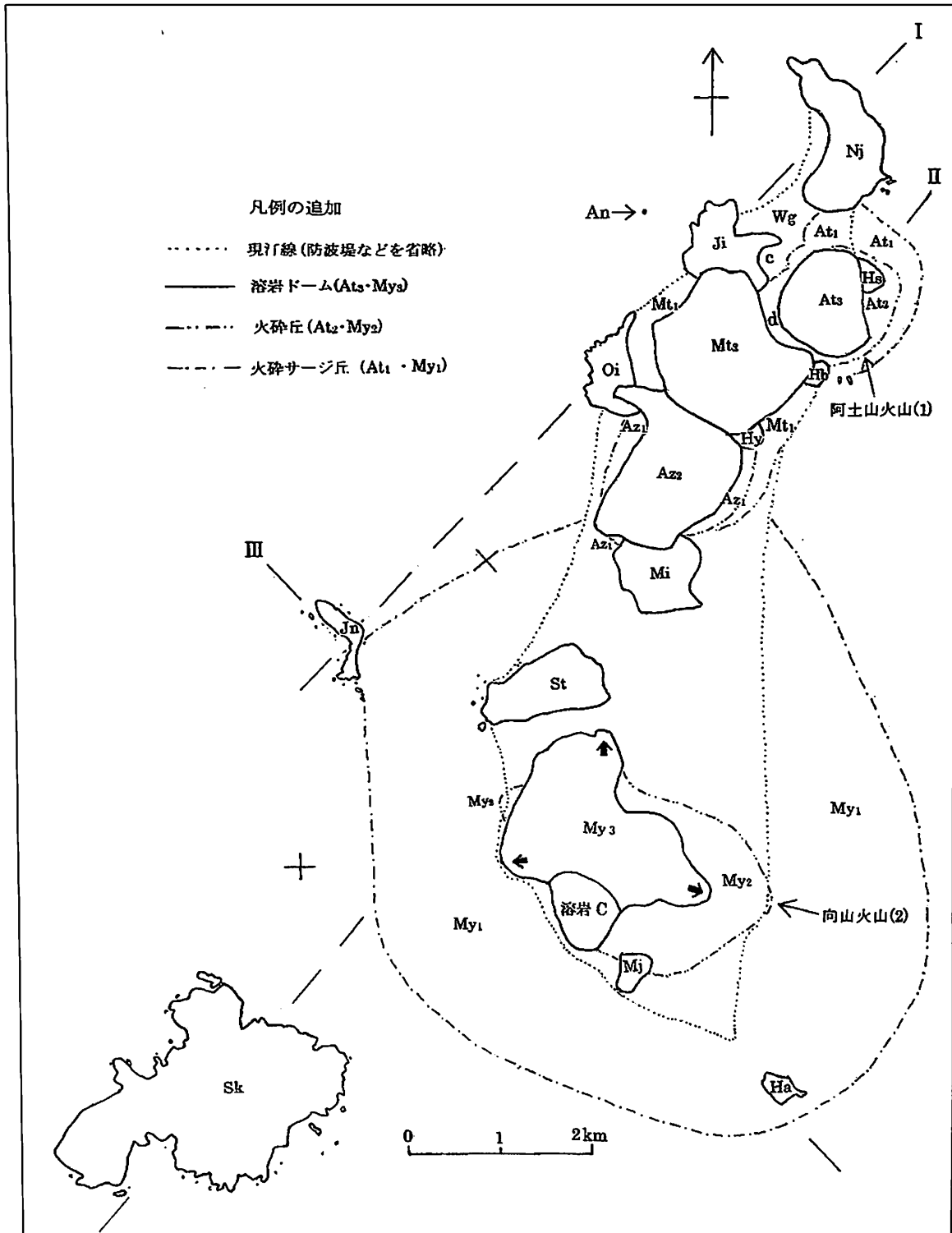


図8 阿土山・向山の両火山の出現とそれらの拡大域。×は向山噴火直後の前浜海岸沖合に推定される旧汀線、○は35mの海底面から約15m突き出たキリトアサラの位置をそれぞれ示す。ジナカ山南東と宮塚山北東のcとdの湾曲部は、阿土山噴火によると推定

磯部(1980)は、新島西部で本村前浜海岸における1757-1965年の汀線の平均後退速度(1.05m/y)から886年の汀線を求めた結果、当時の汀線は波浪の浸食限界に当たる水深30m(図8の×印参照)に近いとした。新島南半分を囲むように発達する水深30m以浅の平滑な海底は、向山噴火によって最も拡大した陸地がその後後退して生じた海食台と考えられる。

推定による火砕サージ丘の最拡大域(My_1)を一点鎖線、火砕丘の範囲(My_2)を二点鎖線、溶岩の分布範囲(My_3)を実線で図8(2)にそれぞれ示す。 My_1 が上述した My_2 の北西や西へ大きく広がるのは、端々以外に間々下浦海岸周辺にも開口し(伊藤、1999)、火砕サージ堆積物が地内島や漁礁のキリトアサラ(図8の十印参照)などの既存岩体の東(火口)側により多く堆積したためかも知れない。なお、羽伏浦・間々下浦・端々を中心にした火砕サージ丘は、いずれも既存のドームによって浸食から保護されている。

溶岩は火砕丘内から流れ出し、北側では火砕丘を乗り越えて扁平な台地をなす火砕サージ丘に載り、西端では急(海食)崖をなし、南東側では火口内に留まる。なお、伊藤(1993)は溶岩を三つ(A-C)に分け、稲山・谷口(2007)は四つ(a-d)に細分した。

本火山に係わる火砕物の総噴出量は、火砕サージ堆積物、火砕丘堆積物および近隣の火山上や周辺海域に飛散した火山灰を合わせると、溶岩のそれをさらに上回ったものと考えられる。

5. 単成火山列の検討

前章では、本地域における単成火山の出現とそれらの規模について述べた。以下では、将来の火山噴火に関係するマグマの上昇と火山列の検討結果について紹介する。

5.1 火山列

本地域に存在する18個の単成火山の配列には、北東-南西と北西-南東の2系統が認められる(図4・5・7)。前者のⅠ列上には新島山・若郷・ジナーカ山・大磯・地内島の5火山、Ⅱ列上には旗城鼻・羽伏磯・檜山・峰路山・瀬戸山・式根島の6火山が分布する。

前者にはほぼ直交する後者のⅢ列上かその近傍には、地内島・瀬戸山・丸島峰・早島の4火山と向山火山のドーム南部[伊藤(1993)の溶岩Cで図8参照]がそれぞれ出現している。

とくに地内島はⅠ列とⅢ列の交点、瀬戸山はⅡ列とⅢ列の交点近傍にそれぞれ出現した単成火山である。このようにドームが重ならず離れて出現した(溶岩の流動に伴う一部被覆を除く)のは、マグマが厚い流紋岩からなるドームを避けて噴出しやすい場所を選んだ結果であろう。

Ⅰ・Ⅱ列は伊豆・小笠原弧に雁行する銭洲海嶺上に生じた断裂の伸張方向に一致し、深部起源の玄武岩質マグマにより加熱されて中部地殻などで発生した流紋岩質マグマが、弱線(開口域)に当たる11個所でそれぞれ湧出したものと推定される。一方、大型の赤崎

峰・宮塚山の両火山と阿土山火山はⅠ・Ⅱ列間に出現している。

Ⅲの火山列、伊豆大島火山（一色、1984）・鵜渡根島火山（一色、1987）の伸張や岩脈の貫入方向および神津島南部で3連結する松山鼻・大沢・高処山火山のドームの配列と形成順（一色、1982）は、いずれもフィリピン海プレートの移動方向に一致する。Ⅲ列上の火山は本地域の主応力軸方向に対応し（大島、1998）、地殻が引き裂かれてマグマの上昇しやすい場所に出現したものと考えられる。すでに小野（1990）は、新島付近の単成火山の噴出口が北西－南東方向の三つの帯の上に配列しているように見えると述べている。

5.2 マグマの上昇

Nakajima and Arima (1998) は、マントルから上昇したより高温のマグマによって下部地殻の下底部が加熱され、融解した流紋岩質マグマが背弧域において新島を形成したとするモデルを発表した。その後、Tamura *et al.* (2009) は伊豆・小笠原弧の火山フロントにおいて玄武岩質マグマが中部地殻下部へ注入され、部分融解した流紋岩質マグマが大室ダシなどの白っぽい海底火山を形成したとするモデルを明らかにした。ただし、後者は銭洲海嶺上の白い火山島の形成には触れていないが、本節では中部地殻内で発生した流紋岩質マグマの上昇しについて Tamura *et al.* (2009) を参考に若干述べる。

岩盤を押し広げて粘性の高い流紋岩質マグマを上昇させるためには、より大きな浮力源になるマグマが一定量必要になり、それを溜めるのに時間が長く掛かる。本地域の単成火山に係わる大噴火は過去数万年間に20回前後しか知られておらず、その間隔は明らかに長い。ところで小野（1990）は、新島地域にある流紋岩の一つの単成火山が形成されるときに噴出物量は10億トン台程度と推定し、伊豆大島とほぼ同様のマグマ噴出率に当たり、本地域では長期的にきわめて活動度が高いとした。

近隣の玄武岩火山としては、伊豆・小笠原弧北部の火山フロントの西側にはそれとほぼ平行して利島－鵜渡根島－若郷の3火山が約12km以内に存在する。北端の利島は面積4.2km²で最高所509mの複成火山、鵜渡根島は0.4km²で209mの小さな複成火山、若郷火山は高さ65m未満の火砕サージ丘からなる小さな単成火山で、玄武岩質マグマの総噴出量は北から南へ極端に低下する。なお、南隣りでの阿土山噴火の初期にも玄武岩砂礫質の火砕物が放出され、その後半に湧出した流紋岩には玄武岩包有物がとくに多い。

6. おわりに

最終氷期以降の海面変動下での新島単成火山群の形成について定性的に検討した結果は、以下のとおりである。

- 1) 新島地域の火山が北東－南西と北西－南東に並ぶのは、前者が銭洲海嶺の伸張方向に、後者がフィリピン海プレートの移動方向にそれぞれ一致し、地殻内で発生した流紋岩

- 質マグマが弱線（開口域）沿いに上昇して17個の単成火山を成した。深部起源の玄武岩質マグマも本地域北部に噴出し、主に若郷火山を形成した。
- 2) 多くのドームが現在海に面するのは、後氷期の急激な海面上昇により沈水したためである。それらの火山は最終氷期の海面低下時に拡大した陸上部に出現し、溶岩に先行噴出した火砕物は元々少なかったと考えられる。高海面時の浅海域におけるマグマ水蒸気噴火などによる火砕物の噴出量は、溶岩のそれに比べ多い傾向にある。
 - 3) 大きな赤崎峰と宮塚山の両ドームが新島中央部で高地をなすのは、土台に当たる古くて低い複数の単成火山が北東－南西2列に並んで生じた二つの凹地上へ、溶岩が大量に湧出し、固結した結果である。
 - 4) 峰路山火山以北で複数の単成火山が連結してできた旧島は、阿土山火山の出現直後に現面積の半分以上をなし、さらに向山噴火直後の陸地は火砕サージ堆積物の噴出によって地内島や式根島へ向かい拡大したと推定される。最新噴火から1,100年以上経過した現在でも、火砕物の海域への流出は活発である。

謝辞

本稿の作成に当たり、新島村役場・新島村博物館の職員と多くの方々に地質調査とその取りまとめへ協力を賜わった。記して謝意を表します。

参考文献

- 遠藤邦彦(2015)：日本の沖積層—未来と過去を結ぶ最新の地層—, 富山房インターナショナル, 415p.
- 福地信世(1902)：新島地質調査報文, 震災予防調査会報告, (39), 4-40+図版11p+地質図2p.
- 稲山尚利・谷口宏充(2007)：伊豆新島向山火山886年噴火の火山地質, 東北アジア研究, (11), 137-158.
- 磯部一洋(1980)：伊豆新島前浜海岸における最近の顕著な侵食と堆積について, 地質調査所月報, 31(10), 489-509.
- 磯部一洋(1996)：地勢と海洋, 新島村史通史編, 1-54.
- 磯部一洋(2007)：地形図と写真による新島村の地形・地質の紹介—地学関係展示説明資料として—, 平成17年度新島村博物館年報, 59-83.
- 磯部一洋(2009)：地方博物館を中心とした地質の普及活動の紹介—東京都新島村を例に—, 地質ニュース, (661), 6-18.
- 磯部一洋(2011)：新島の火口に関する文献と火口類似地形の紹介—地学関係展示説明資料Ⅱとして—, 平成22年度新島村博物館年報, 28-49.

- 磯部一洋(2015)：教育普及活動 新島村博物館主催 地質の日記念行事「淡井浦地質見学会」. 平成26年度新島村博物館年報, 35-49.
- 磯部一洋(2016)：展示標本に見る地質年代の若返りと新島の基盤について. 平成27年度新島村博物館年報, 21-29.
- 磯部一洋(2018)：巨大な角礫質岩塊の赤石様所在の検討. 平成29年度新島村博物館年報, 11-20.
- 磯部一洋・伊藤順一(2003)：伊豆新島に単成火山群を貫く島嶼部最長のトンネル出現. 地質ニュース, (592), 35-42.
- 一色直記(1982)：神津島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 75p+地質図.
- 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, 133p+地質図.
- 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, 85p+地質図.
- 一色直記・磯部一洋(1976)：伊豆新島付近で起こった高アルミナ玄武岩の活動年代と様式(演旨). 火山, 第2集, 21(3), 213.
- 伊藤順一(1993)：新島向山西暦886年噴火—古文書記録との対比—. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山災害の規模と特性」(代表者荒牧重雄)報告書, 125-134.
- 伊藤順一(1999)：伊豆、新島および神津島における噴火災害の要因分析. 月刊地球, 21(7), 417-423.
- 伊藤順一・磯部一洋(2007)：伊豆新島、間々下浦火山(粘土山)の上位より採取された炭化木の¹⁴C年代. 日本地球惑星科学連合2007年大会予稿集V156-Po26.
- 伊藤順一・谷口宏充(1996)：式根島流紋岩にみられる二次火口と放出物. 火山, 41(4), 171-179.
- 小林 淳・西澤文勝・青木かおり・鈴木毅彦(2018)：伊豆諸島、新島火山中部・北部におけるテフラ層序—火山災害評価の観点からみた噴火履歴の見直しの必要性—. 日本地球惑星科学連合2018年大会予稿集SVC41-50.
- 守屋以智雄(1978)：熔岩円頂丘の地形. 駒澤地理, (14), 55-69.
- 宮地良和(1965)：伊豆新島の火山地形. 地理学評論, 38(10), 643-657.
- Nakajima, K. and Arima, M. (1998)：Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. Island Arc, 7(3), 359-373.
- 新島村博物館(2008)：文化講演会 平成18年度秋の文化講演会報告. 平成18年度新島村博物館年報, 12-16.
- 日本第四紀学会(2018)：2018年 日本第四紀学会巡検案内書「伊豆諸島、新島火山の地形・地質と噴火史」. 巡検案内者 鈴木毅彦・小林 淳・西澤文勝, 54p+参考資料6p.
- 大島 治(1998)：伊豆諸島火山誌 4 新島. ご神火—伊豆大島火山博物館通信—, (5), 5-6.
- 大島 治(1999)：伊豆諸島火山誌 5 式根島. ご神火—伊豆大島火山博物館通信—, (7), 6-7.

- 小野晃司(1990)：将来の活動予測. 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(新島・式根島編、63p), 東京都防災会議, 48-49.
- 斎藤公一滝(2008)：新島火山の活動史～伊豆弧北部に噴出する流紋岩質火山の層序学的・岩石学的研究～. 千葉大学大学院自然科学研究科修士論文, 138p.
- 佐藤 久(1954)：地形学に於ける火山の認定と基盤の意義—本邦火山体の地形学的研究(2)—. 東京大学地理学研究, (3), 14-39.
- 佐藤 久(1957)：伊豆七島火山地形誌. 伊豆七島学術調査報告, 東京都建設局公園緑地部, 11-25.
- 杉原重夫・檀原 徹・山下 透(2005)：伊豆・東海地域および房総半島で発見された神津島天上山・新島宮塚山起源流紋岩質テフラについて. 日本第四紀学会講演要旨集, (35), 10-11.
- 高橋正樹(2015)：日本の火山図鑑. 誠文堂新光社, 223p.
- Tamura, Y., Gill, J.B., Tollstrup, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Miyazaki, T., Takahashi, T., Hirahara, Y., Kodaira, S., Ishizuka, O., Suzuki, T., Kido, Y., Fiske, R.S., and Tatsumi, Y. (2009) : Silicic magma in the Izu-Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology*, 50(4), 685-723.
- 徳永 徹・横山勝三(1979)：伊豆新島向山火山の噴火様式と生成過程. *地理学評論*, 52(3), 111-125.
- 津久井雅志・斎藤公一滝・林 幸一郎(2006)：伊豆諸島における9世紀の活発な噴火活動について—テフラと歴史史料による層序の改訂—. *火山*, 51(5), 327-338.
- 津屋弘達(1938)：伊豆七島新島の火山. *地震研究所彙報*, 16, 171-200+図版5p.
- 横山勝三・徳永 徹(1978)：伊豆新島向山火山のベースサージ堆積物. *火山*, 23(4), 249-262.
- 吉田 浩(1992)：新島火山の噴火史. *日本火山学会講演予稿集*, 1992 No.2, 63.
- 吉田 浩(1996)：伊豆新島、神津島起源のテフラと始良T_nテフラ. *第四紀露頭集—日本のテフラ—* (352p), 日本第四紀学会, 221.