

火山列島, 北硫黄島火山の地質概要

中野 俊^{1,*}・古川竜太¹

Shun Nakano and Ryuta Furukawa (2009) Outline of geology of Kita-Iwo-To Volcano in Volcano Islands, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.60(7/8), p.395-405, 9 figs, 1 table.

Abstract: Kita-Iwo-To Volcano is a dissected Quaternary stratovolcano with no fumarolic activities, belonging to the Izu-Bonin Arc. It is stratigraphically divided into older and younger volcanoes. The volcano consists wholly of subaerial lava flows, pyroclastics and volcanoclastics. Numerous thin and nearly vertical dikes crop out along the sea cliff and count up to 167. Most of them have radial patterns from the center of the island. All lavas and dikes sampled are basaltic rocks with phenocrysts of plagioclase, olivine and clinopyroxene except one andesite dike. Chemical compositions of basaltic rocks with 47.3-51.2 wt.% SiO₂ and an andesite dike with 58.6 wt.% SiO₂ belong to the low-K to medium-K series.

Keywords: Kita-Iwo, Kitaio To, Volcano Islands, Sulfur Islands, basalt stratovolcano, Quaternary volcano, Izu-Bonin Arc, Izu-Ogasawara Arc

要 旨

東西約 2.1km, 南北約 3.3km, 標高 792m を有する北硫黄島は伊豆・小笠原弧, 火山(硫黄)列島最北端の火山島である。不整合関係をもとに古期火山及び新期火山に区分されるが, 岩質・岩相に大きな変化はなく, いずれも玄武岩質の溶岩・火砕岩が累重する成層火山体で, 山体の浸食が著しい。海食崖では, 多くは厚さ 2m 以内の多数の放射状岩脈が貫き, 167 本を数える。玄武岩は SiO₂=47.3-51.2wt.% であるが, そのほか安山岩質の岩脈 (SiO₂=58.6wt.%) も認められた。化学組成上いずれも low-K ないし medium-K 系列に属する。

1. はじめに

北硫黄島は東京の南方約 1,200km に位置する, 東西約 2.1km, 南北約 3.3km, 標高 792m を有する火山島であり, 水深 1,500~2,000m 付近からそびえる海底火山の頂部である。北硫黄島・(中)硫黄島・南硫黄島の三島からなる火山(硫黄)列島の北端に当たり(第 1 図), 伊豆諸島から連続する七島・硫黄島海嶺上に位置する。この島には明治時代に入植があり, 最盛期には 200~300 人が居住していたが, 1944 年以降は無人となっている。島は平坦地に乏しく, また, 海岸線の出入りはほとんどない(第 2 図)。

北硫黄島は開析が進んだ第四紀火山で, 火山活動の

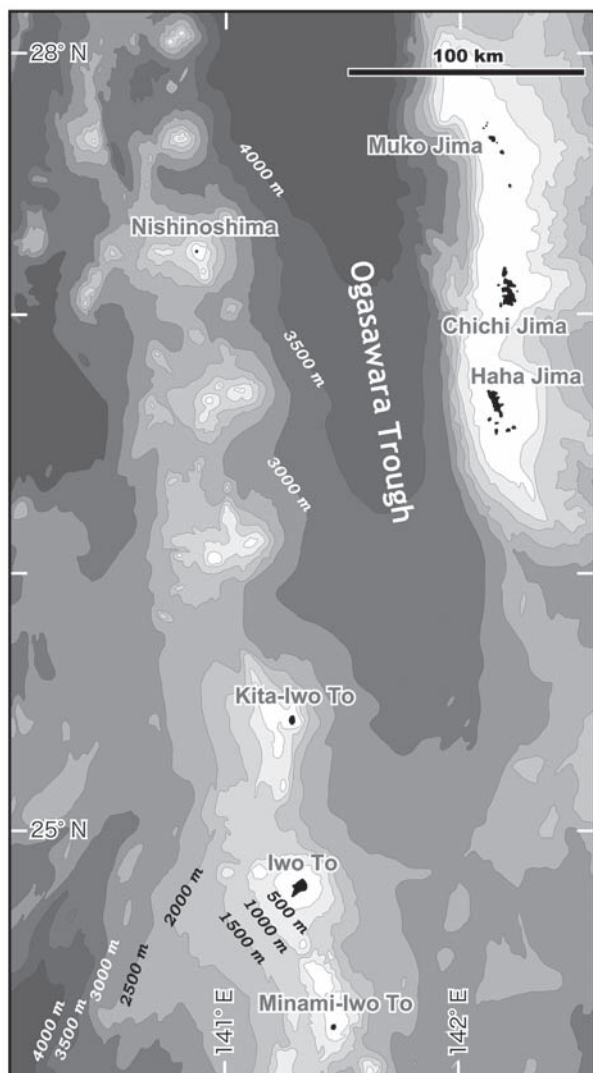
記録はない。ただし, 佐藤・佐藤(1972)には以下のような記述がある。① 1931 年に北西沖合 500m で「海水が白く濁り, 水温が上昇し微温湯のようであった。更にイオウの臭いを感じた・・・」, ②島の西側中央部の海岸で温泉湧出, 東側の石野村付近で熱い硫黄がある。なお, 北硫黄島西方沖約 4km には活火山と認定されている噴火浅根がある。1935~1945 年には年数回の噴火が記録されるなど活動的な海底火山であり, その後も変色水がしばしば観察されている(気象庁, 2005)。

火山列島 3 島はいずれも上陸調査が困難な地域である。硫黄島は現在, 自衛隊基地となっており, 一般人の立ち入りは原則不可能である。また, 北硫黄島と南硫黄島とも船舶の接岸が不可能な無人島である。これら 3 島では, 北硫黄島及び南硫黄島は玄武岩, 硫黄島は粗面安山岩ないし粗面岩であることは従来の研究でわかっている。この海域の海底火山から採取した岩石を中心に, 主成分組成のみでなく, 微量組成や同位体組成を用いた地球化学的研究が盛んに行われてきているが (Bloomer *et al.*, 1989; Lin *et al.*, 1989; Yuasa and Nohara, 1992; Ikeda and Yuasa, 1994; Ishizuka *et al.*, 2007, など), それに比べ, 陸域であるにもかかわらず 3 島の地質学・岩石学的な情報が十分といえる状況ではない。このうち北硫黄島については最も研究成果に乏しい。例えば化学組成について言えば, 戦前に 2 組の全岩主成分が報告されているのみである。

2005 年 7 月, 筆者らは東京都小笠原支庁自然公園係

¹地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: S. NAKANO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nakano.shun@aist.go.jp



第1図 北硫黄島の位置図. 海上保安庁水路部 (1996) に基づく.

Fig. 1 Index map of Kita-Iwo-To Island based on the bathymetric chart (Hydrographic Department of Maritime Safety Agency, 1996)

による主に動植物を対象とした北硫黄島調査に同行する機会を得、短期間ではあるが地質調査及び岩石試料採取を実施した。調査ルートは東海岸の旧集落跡（石野村）から主稜線鞍部（青ノ峰の南）まで往復を1日、海岸沿い（一周）を石野村から左回りに1日であるが、前者は地層の露出にきわめて乏しい。後者の海岸沿いも南東部から石野村までの間は日没がせまり観察できていない。本稿では、これまでに得られた調査結果を概要として報告し、火山列島及びその周辺の今後の岩石学的研究を進めるための基礎資料としたい。前述したように、全域の調査は完了しておらず、全貌を明らかにするためには再上陸による調査を必要とする。

2. 研究史

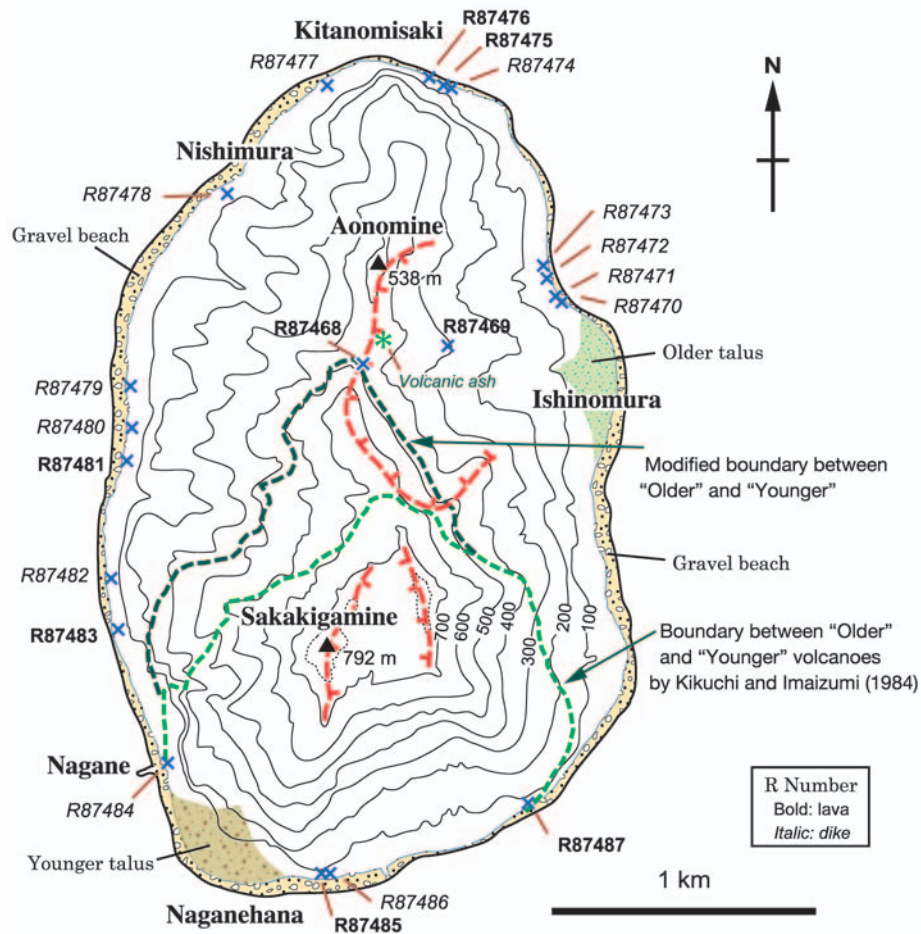
従来の地質学的研究としては、菊池 (1888)、脇水 (1907) や Tsuya (1937) などによる概略の報告があり、古くから北硫黄島は溶岩・火砕岩が成層する成層火山体であり、それを多数の岩脈が貫くことが明らかになっていた。菊池 (1888) は島の南部に火口地形があることを記述した。その後、脇水 (1907)、Wakimizu (1908) は島北東部（石野村の西方）に硫気変質帯を認め、その部分を含む谷地形が北東に開いた爆裂火口であろうと推定した。そして、辻村 (1917) は現地調査を行っていないが、島が南北に延びた外形を示し馬の背状の稜線を持つなどの地形的特徴から、南北方向に活動中心が配列する“合成火山”（複合火山）であろうと推定した。このような南北2つの噴出中心が存在するという考えは、その後の本間 (1925) や Tsuya (1937) にも引き継がれた。なお、岩石の化学分析は Tsuya (1937) 及び岩崎 (1937) による玄武岩の主成分組成各1試料のみである。ただ、これらの報告・論文のタイトルからだけでも明白であるように、これらの記述は北硫黄島そのものに注目したものではなく、広域的な岩石記載論文だったり、硫黄島や福徳岡ノ場（新硫黄島）噴火などの調査研究の折に付録的に調査が行われた程度のものであった。

その後、この島に関する地形・地質研究は1981年に実施された菊池らによる調査（菊池, 1981; 菊池ほか1982; 菊池・今泉, 1984）まで皆無であった。彼らは旧来の考え方を踏襲し、古い噴出中心が北部に、新しい噴出中心が南部にあることを明確に述べた。その後も生物や考古学の調査は行われていたものの（小田・水山, 2002; 加藤, 2004, など）、地質学的調査は全くなされてこなかった。

なお、北硫黄島近海の詳細な海底地形は海上保安庁水路部 (1994) によって明らかにされている。それによれば、沖合2km程度までは水深100mまでの緩傾斜の海底が全周囲を取り巻き、その先は急傾斜となる。その周囲、北方沖6km程度まで水深230~300mの海脚状の尾根が続き、南東沖5kmや南西沖3.5kmには水深200~400m前後の高まりが存在するが、これらが北硫黄島火山の基盤なのかそれとも側火山的な高まりであるのか、わかっていない。

3. 火山体の構造

島の海食崖には成層した火山岩層の好露出が連続する。成層した凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩やア溶岩の塊状部・クリンカーの累重が卓越し、いずれも水中堆積の証拠は見いだされず、北硫黄島は陸上で成長した火山である。火砕物は転動堆積物、土石流堆



第2図 北硫黄島の地形略図。古期・新期火山の境界（緑破線），推定火口縁（赤の破線），菊池・今泉（1984）によるサンプル採取位置を表記。番号は地質標本館登録番号。等高線は100m間隔。

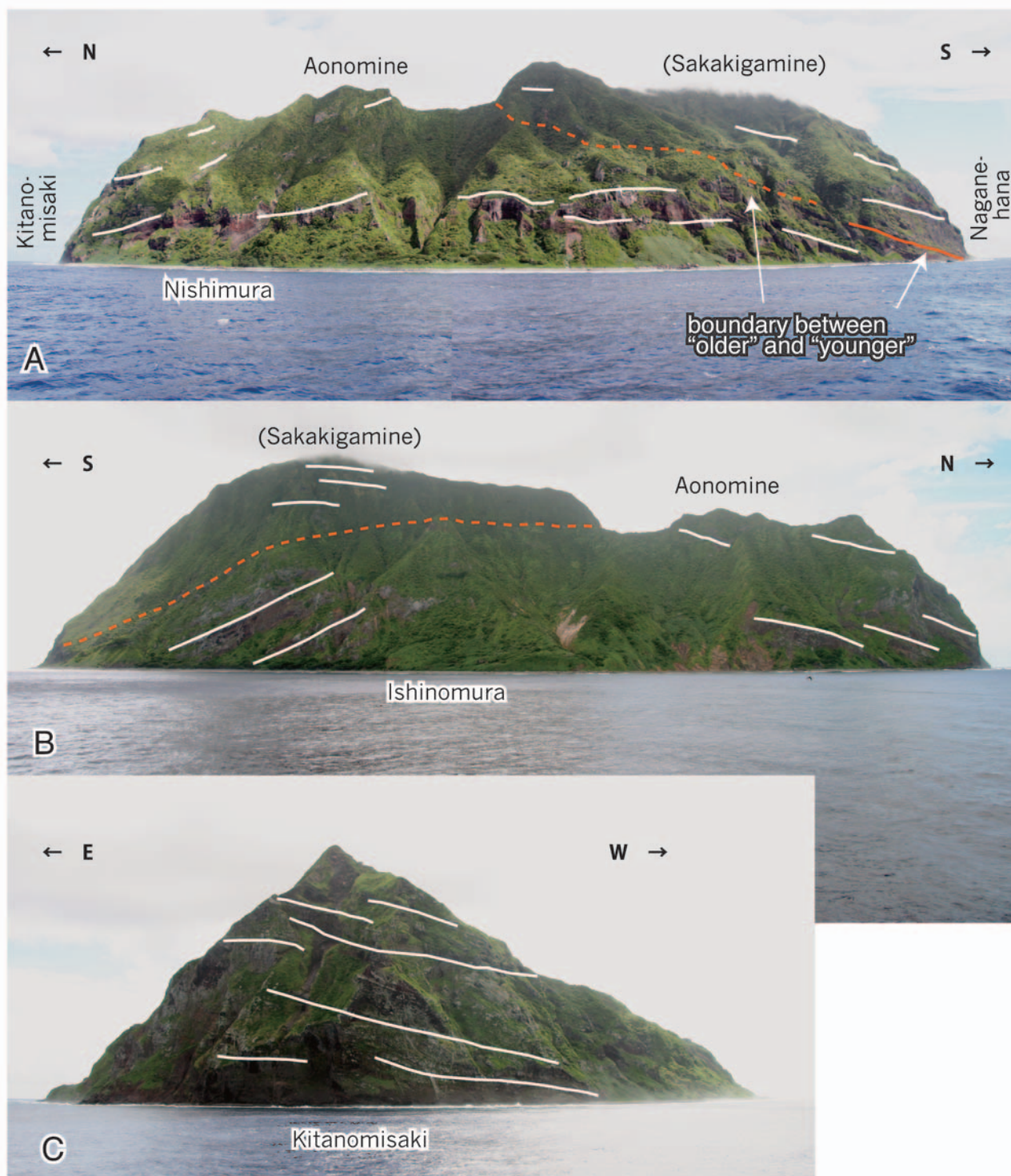
Fig. 2 Simplified topographic map of Kita-Iwo-To Island. Boundaries between older and younger volcanoes (green broken lines), inferred crater rim by Kikuchi and Imaizumi (1984) (red broken lines) and sampling localities with numbers (registered numbers at Geological Museum, GSI) are shown in the map. Contour interval=100 m.

積物，降下火砕物やサージ堆積物の産状を示す。これらの火山岩層は多くの場合，ほぼ山頂方向から海岸方面へ層理面が緩傾斜しており，南北方向に関しては島のほぼ中央部が火山体の中心であったことを示唆している（第3図）。ただし，北側では全体に西傾斜を示しており，島が傾動していない限り北部においては少なくとも噴出中心は現在の主稜線よりも東側にあったことになる。中腹以上は植生に覆われていることが多く，火山の堆積原面と考えられる新鮮な地形は全く認められない。石野村付近にはやや古い崖錐堆積物が段丘状の緩い地形をなし，また，南面の長根鼻には大規模な崖錐地形が発達している（第2図）。

菊池・今泉（1984）は，島の南西海岸（長根）及び南東海岸で認められる不整合の存在から，古期火山と新期火山に区分し（第2図），両者の火山活動に時間間隔があったとしている。このうち南西海岸の地点については，上下層が明らかな不整合面を挟んで接してい

る（第4図A及びC；菊池・今泉，1984，の第9図）。下位層は火山礫凝灰岩が卓越する成層した火砕岩層からなり，上位層は下位層を削り込んで溶岩流が卓越し，明らかに岩相に変化が認められる。部分的に浸食され小さな谷地形が形成された削斜面であると考えられるが，全体としては上下層の構造は調和的である。この関係は北方へ約500mほど追跡できるが，菊池・今泉（1984）の指摘するようには島の中央上部（主稜線）に向かって高度を上げてはいない。船上からの観察では，西斜面では上位の溶岩層も平均傾斜10度程度で北に向かってやや上昇するが，その先は不明瞭となる。更にその北では植生に覆われ全く追跡できないが，そのまま境界線を延長すると，菊池・今泉（1984）の境界線より低高度を通り，青ノ峰南方の鞍部付近を通過すると考えられる（第2図，第3図）。

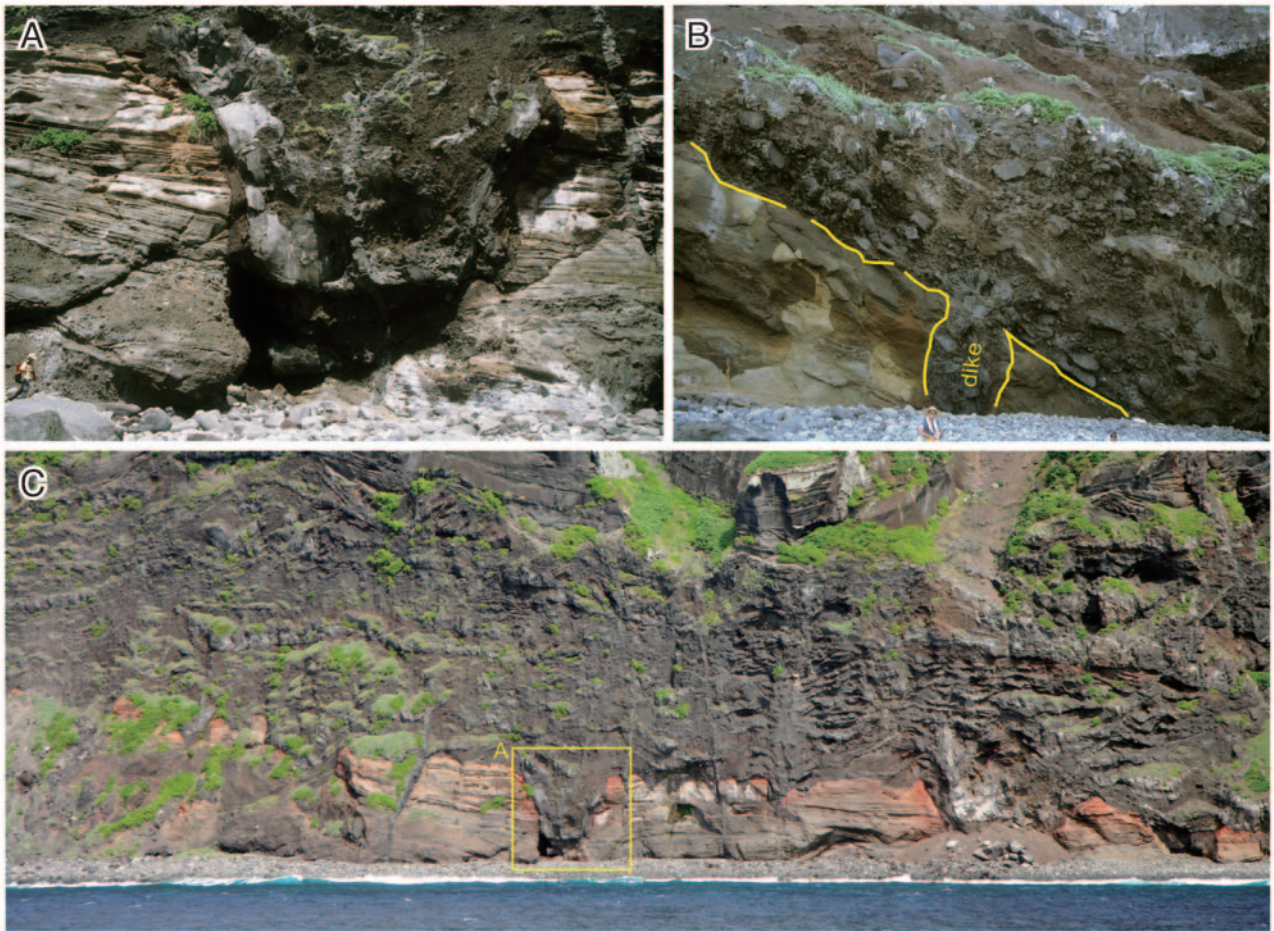
南東海岸での不整合面とされているものの少なくとも一部は，岩脈が地表に達し，側噴火をした地点であ



第3図 北硫黄島の全景. A: 西側, B: 東側, C: 北側. 赤線は古期・新期の境界 (破線は推定), 白線は火山岩層の成層構造.
 Fig. 3 Panoramic views of Kita-Iwo-To Island from the west (A), from the east (B) and from the north (C). Red lines (broken where inferred) show boundary between older and younger volcanoes. White lines show inclinations of stratified layers.

る (第4図B; 菊池・今泉, 1984, の第8図). 部分的に不整合面となっているが, 北東方へやや連続するものの, せいぜい標高100~200m程度までであり, その先はほぼ整合的に重なっている成層構造のみが遠望

により確認できる (第3図B). ここでは, 弱い層理を示す火砕物層を岩脈が貫く (第4図B). 岩脈内は部分的に塊状の溶岩の見かけを示すが, 角礫状の部分が多く, 岩脈から連続する噴出層は角礫化した岩塊が卓越



第4図 古期・新期火山の境界。A：南西海岸，長根北方（C）の拡大図。成層火砕岩層を切って溶岩流が落ち込み，中央を岩脈が貫く。B：南東部の“不整合”（菊池・今泉，1984）。岩脈が火山角礫岩層に移化。C：長根北方の不整合面。下部の火砕岩層上面に小規模な谷がいくつも形成され，溶岩流が埋めている。

Fig. 4 Boundaries between older and younger volcanoes. A: Younger aa lava flows bury a small valley formed by erosion on the surface of stratified volcaniclastic layers (at the southwestern coast). A thin dike intrudes coincidentally. B: "Uncomformity" by Kikuchi and Imaizumi (1984). A massive to brecciated dike grades into volcanic breccia (at the southeastern coast). C: "Uncomformity" by Kikuchi and Imaizumi (1984) at the southwestern coast. Several small valleys are formed on the surface of the older volcano and are buried by younger lava flows.

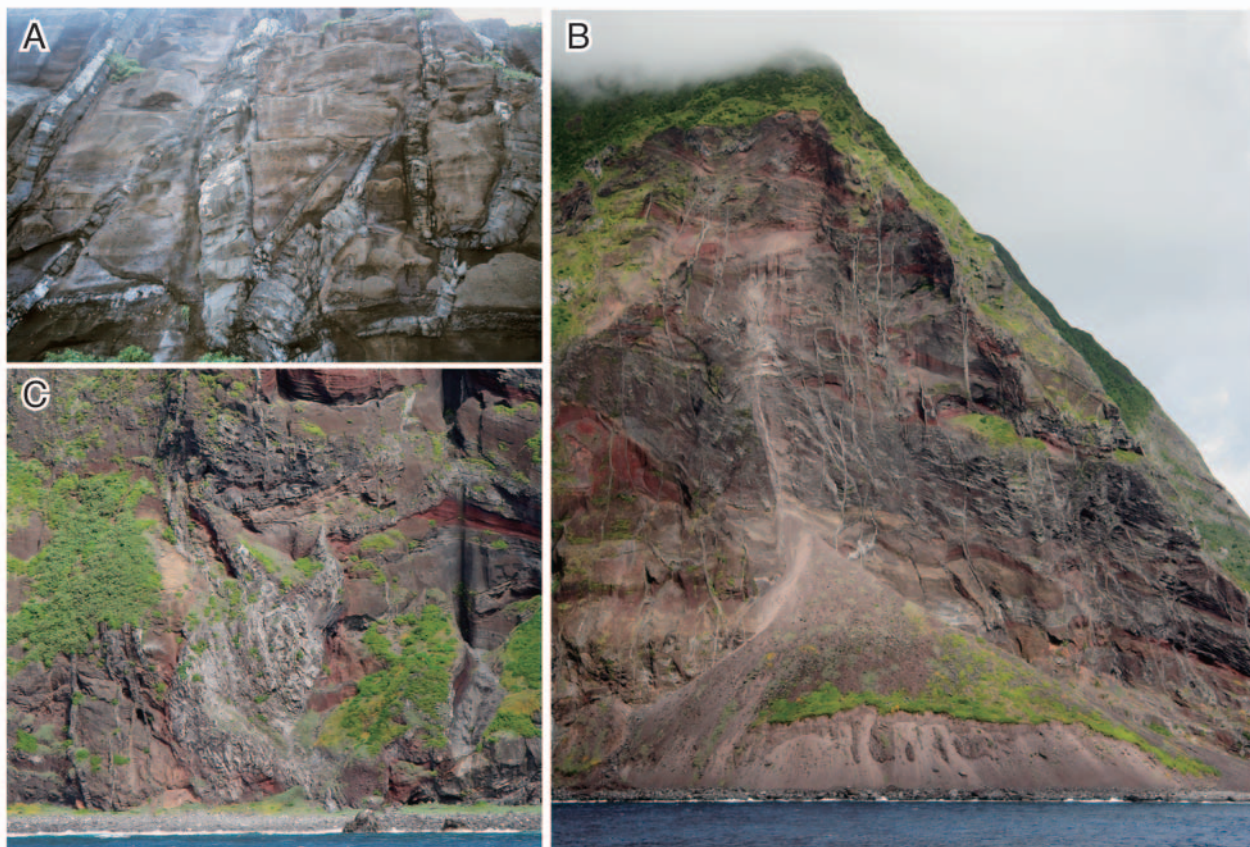
する。下位の火砕物層との境界は明瞭であり，菊池・今泉（1984）は不整合面としているが，上下の火砕物層の成層構造はほぼ調和的である。

以上のことから，南西海岸及び南東海岸で不整合面及びその延長面が存在し，島の南部全域ではその面は南傾斜となっている。その北側では，山頂直下，特に東斜面に遠望できる水平に続く岩肌的位置から判断して（第3図B），上位の火山岩層はほぼ水平に成層していると考えられ，南傾斜を示す下位層との間になにかしらの不整合が存在するとは合理的であろう。上下層が最も斜行する部分はここであるが，遠望のみで直接の観察はできない。島全体を見ると，北面ではわずかに西傾斜を示すものの，北部では全体的に緩く北傾斜，南部では緩く南傾斜となっている。このようなことから，北硫黄島火山噴出物を上下に2区分する

ことは妥当であると考え，菊池・今泉（1984）に従い古期・新期の区分を踏襲するが，境界を一部修正する（第2図）。両者の時間間隙の程度は，それほど大きくないであろうと推定する。

4. 岩脈及び火口

火山体を貫く多数の岩脈（多くは厚さ2m以内）は，海食崖で観察できるだけでも167本を数えた（第5図及び第6図）。これは現地調査で確認したもののほか，船上から撮影した写真の判読を合わせた結果である。菊池・今泉（1984）によると，厚さが一定で比較的薄く，枝分かれせず垂直な岩脈と，不規則な形をし，厚さが一定せずしばしば枝分かれする岩脈に大別される。まれに水平に近いシルも見られ，また，南西部の長根



第5図 岩脈の産状. A: 南東部海食崖に集中する岩脈. 厚いもので厚さ1m程度. B: 岩脈が多数貫く長根鼻の崩落崖. 基部には崖錐地形が発達する. 写真の幅約400m. C: 長根(海に突き出た岩の名称)から連続する岩脈が海食崖基部で膨らむ. 写真の横幅約100m.

Fig. 5 Occurrence of dikes. A: Concentrated dikes at the southeastern coast. The thickness of the thickest dike in this photo is ca. 1 meter. B: Cliff at the southwestern coast. Numerous thin and vertical dikes cut the stratified layers. The width of the photo is about 400 m. C: Thickened dike. The width of the photo is ca. 100 m.

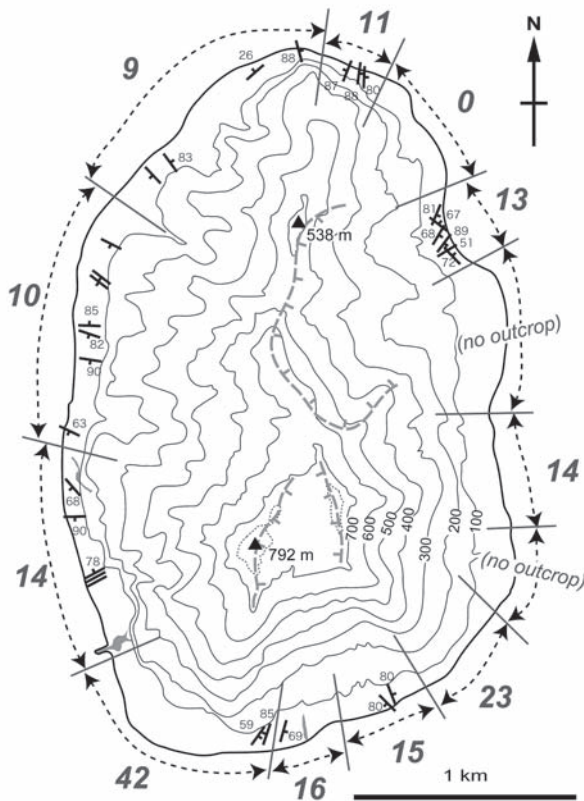
から連続する岩脈では、海食崖下部でポケット状に膨らんでいるような部分も見られる(第5図C)。

現地において、主に垂直に近い岩脈を中心に、島の東-南東海岸を除き約30本の岩脈の走向傾斜を測定した(第6図)。その結果、その走向はほぼ島の中心部を向くものが大部分で、山体中心から放射状に発達している放射状岩脈であることがうかがえる。ただし、測定数が少ないため、放射状の中心が1ヶ所に集中するか複数あるのかは判断できない。菊池・今泉(1984)は北北東-南南西に岩脈方向が卓越すると述べているが、島の東部から南部(石野村から長根鼻)にかけての17本のみを測定しており、自ら指摘するように明らかに偏った結果であるが、筆者らの測定範囲とは補完的であり、全島としては島の中心部に収斂する放射状岩脈であることと矛盾しない。岩脈の分布密度には偏りが見られ、集中する場所ではネットワーク状にシルと岩脈が交差することもある。最も集中する場所は南面の長根鼻の崖錐上部の崩落崖である(第5図B)。

海食崖の2ヶ所では、火道あるいは割れ目火口の痕

跡と考えられる場所を確認できた。その一つは上述の南東海岸における“不整合”露頭である(第4図B)。もう1ヶ所の西海岸では、じょうご型に貫入する火砕岩脈である。じょうごの底部は2~4m、下部は5m、上部は10m程の幅を持ち、多様な粒径と発泡度を示す溶岩角礫が充填し、その中心部はほぼ塊状の溶岩となっている。更に、その塊状部は成層火砕物に挟まれる厚さ2mの溶岩流に連続し、南西方向に流下している。

火口あるいはその浸食拡大した地形として、島の北東部、石野村西方の谷(渋川)及び榊ヶ峰東の平坦面(三万坪)の2ヶ所が推定されている(第2図)。北東部の凹地形については、谷沿いに変質帯が広がっており、浸食によって拡大した地形であることは間違いない。拡大以前の地形が直接の火山活動によって形成されたかどうかは定かではない。南部の火口地形は、東縁、そして榊ヶ峰を含む西縁ともいづれもかなり直線的な稜線であり、弧状をなさず、火口縁の一部とみなすにはやや不自然である。ただ、菊池(1981)によって溶岩湖であったとも指摘されているその間の平坦面(三万



第6図 岩脈の分布と走向傾斜. 現地で観察した岩脈のうち、30本について走向傾斜を計測した. 数字は現地で確認あるいは船上から撮影した写真判読による岩脈数(計167本).

Fig. 6 Distribution of dikes observed along the coast. Strikes and dips of 30 dikes were measured. Numbers are dikes counted by field survey and photo inspection.

坪)には、凹地を埋積した堆積物が分布するのは間違いないが、その実体は不明である。以上のように、推定されている2ヶ所の火口位置が噴出中心であったと考えられる積極的な証拠は見いだされない。なお、佐藤・佐藤(1972)が記述した榊ヶ峰山頂の火口地形(直径30m、深さ10mの凹地)は、国土地理院1978年撮影の空中写真では確認できない。

5. 岩石

採取した岩石の全岩主成分化学組成を溶岩8個、岩脈12個の計20試料について測定した。その結果をTable 1に示す。これらはlow-Kないしmedium-K玄武岩19試料($\text{SiO}_2=47.3\text{-}51.2\text{wt.}\%$, $\text{K}_2\text{O}=0.17\text{-}0.57\text{wt.}\%$)、そしてmedium-K安山岩1試料($\text{SiO}_2=58.6\text{wt.}\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.14\text{wt.}\%$)である。新期溶岩(2試料)と古期溶岩(6試料)との化学組成上の差は特に認められず、また、溶岩と岩脈も同様の組成範囲を示している(第7図)。なお、従来報告されているTsuya(1937)及び岩崎(1937)による各分析値は今回報告する玄武岩の組成範囲内に

収まっている。

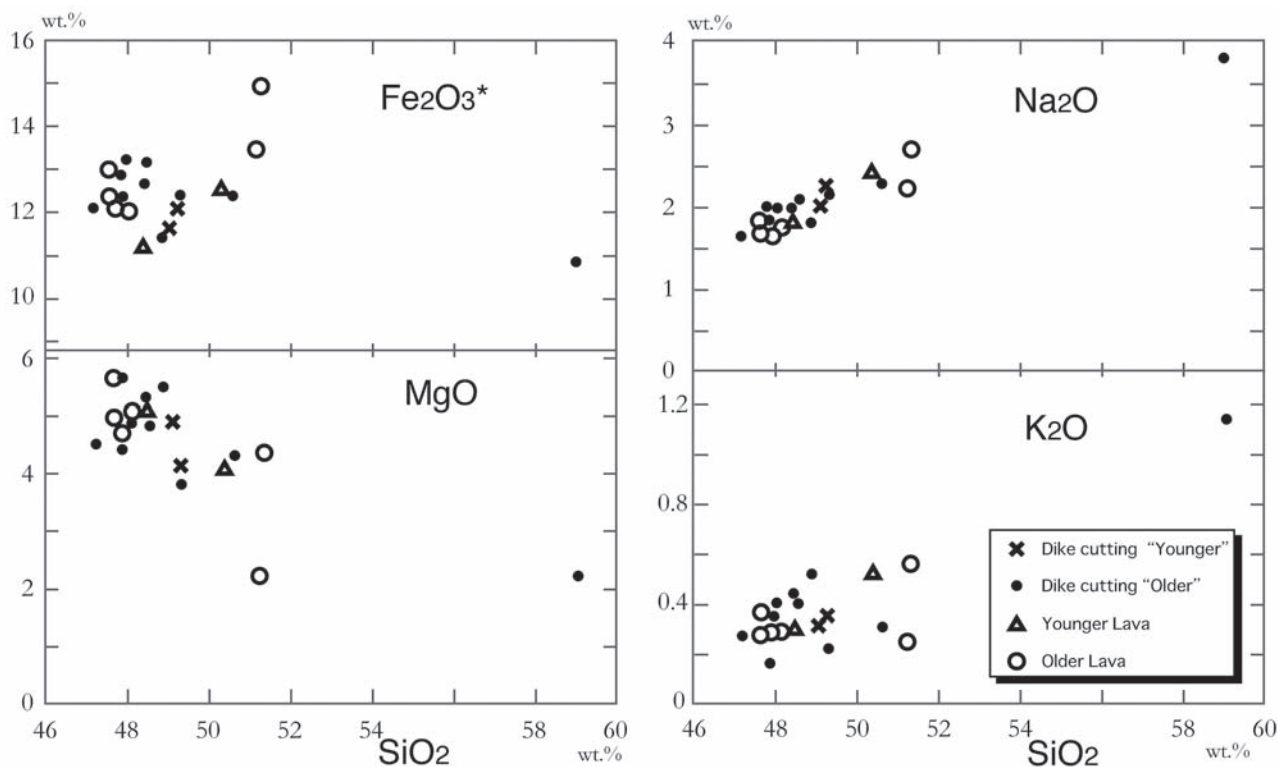
玄武岩は斜長石斑晶に富み、かんらん石±単斜輝石を斑晶として含むが、無斑晶質に近い玄武岩溶岩(R87468)もある。大部分の岩石は未変質であるが、かんらん石斑晶がイディングサイト化していることがある。従来、玄武岩のみが知られていたが、安山岩の産出も認められた。安山岩は無斑晶質に近く、斜長石、単斜輝石のほか、ごく少量のかんらん石斑晶を含む。これは古期火山を貫く岩脈である。この安山岩の組成は北硫黄島よりも北に位置する西之島火山の複輝石安山岩(海野・中野, 2007)に近い。北硫黄島の玄武岩はhigh-K系列に近いとされる南硫黄島の玄武岩(湯浅・玉木, 1982; 福山, 1983)と比べ、 SiO_2 に富み、 Na_2O や K_2O , P_2O_5 に乏しいなどの著しい差が認められる(第8図)。

6. 火山灰

主稜線東側直下、標高440m付近の小規模な平坦面において、茶褐色砂質土壌の地表面下50cm付近に層厚約1cmの褐白色粗粒火山灰層を見出した(第2図)。火山灰は長径1~2mmの発泡の悪い繊維状火山ガラス片を主体として、単斜輝石及び斜方輝石の結晶片、玄武岩溶岩の岩片を含む。火山ガラスの化学組成はデイサイト質($\text{SiO}_2=66\text{wt.}\%$)で、ほとんどが $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が0.25と低いことが特徴である($\text{Na}_2\text{O}=5.1\text{wt.}\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.3\text{wt.}\%$)。主要成分で比較すると、日本列島で見られる代表的な第四紀広域火山灰とは明らかに異なる組成範囲を示す(第9図)。火山ガラス片の発泡が悪いことから、海底火山を起源とする可能性がある。例えば、福徳岡ノ場及び琉球列島の漂流軽石は全岩化学組成ではあるものの $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が0.3~0.9の範囲にあり(中野・川辺, 1992)、記載岩石学的特徴も異なる。硫黄島火山の噴出物も K_2O に富む点で異なる(第8図)。一方、北硫黄島火山の安山岩岩脈及び西之島火山の噴出物は K_2O 及び Na_2O ともに近い値であることから(第8図)、北硫黄島から西之島にかけての範囲に火山灰の給源があることを暗示しているのかもしれない。

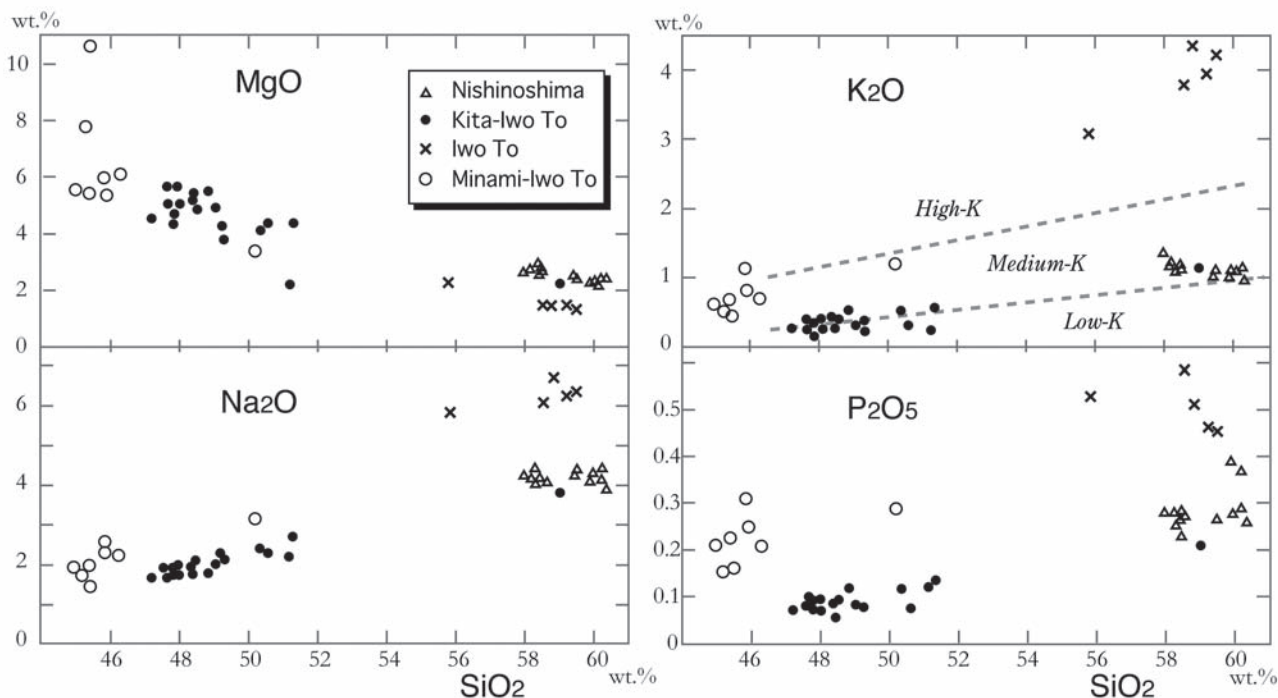
7. おわりに

菊池・今泉(1984)によると、北硫黄島古期火山は完新世初期(約1万年前)に海底火山として活動し、火山島を形成、約8,000年前頃まで浸食・削剥、その後新期火山が成長した、と述べている。ただし、これを裏付ける証拠はなにもない。伊豆諸島の火山島などと浸食の程度を比較すると、1万年前前後に形成されたと考えるのはかなり無理があると思える。これについては、今後、年代測定を実施し、成立年代に制約を



第7図 北硫黄島の全岩化学組成変化.

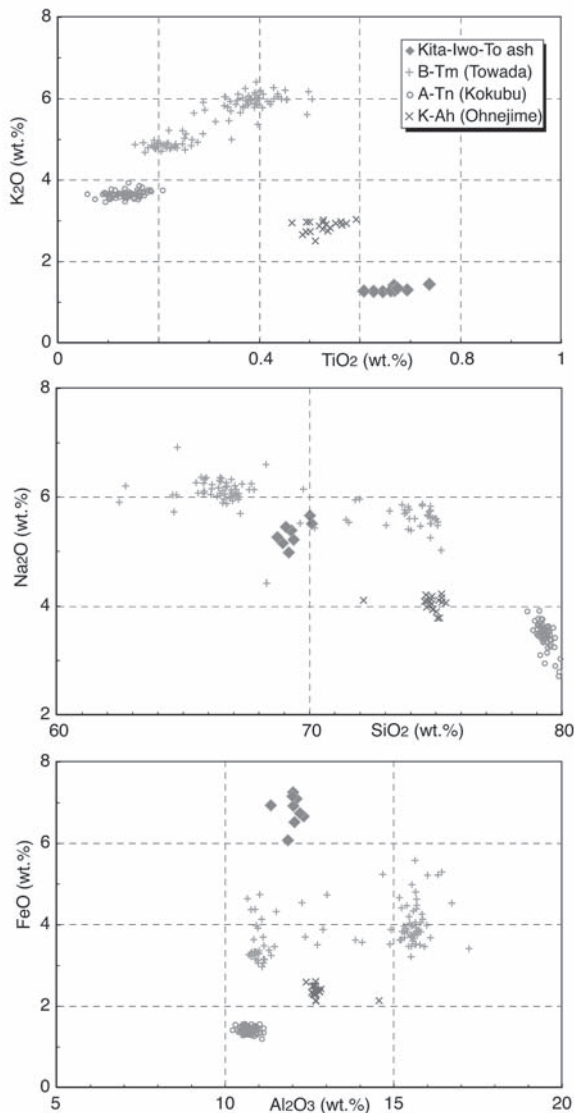
Fig. 7 Major-element chemical variations of volcanic rocks from Kita-Iwo-To Volcano.



第8図 火山列島及び西之島の全岩組成比較.

分析値: 西之島 (海野・中野, 2007; 小坂ほか, 1974; 小坂, 1975), 硫黄島 (小坂ほか, 1985, 1990), 南硫黄島 (湯浅・玉木, 1982, 福山, 1983), 北硫黄島 (本研究).

Fig. 8 Comparison of major-element variations among volcanic rocks from Nishinoshima and Volcano Islands. Nishinoshima: Umino and Nakano (2007), Osaka *et al.* (1974) Osaka (1975). Iwo To: Osaka *et al.* (1985, 1990). Minami-Iwo To: Yuasa and Tamaki (1982), Fukuyama (1983). Kita-Iwo To: this study.



第9図 主稜線東直下の平坦面で発見された火山灰のガラス組成。採取位置は第2図に示した。日本列島周辺の3つの火山灰と比較。B-Tm: 白頭山苦小牧火山灰(青森県十和田), A-Tn: 始良丹沢火山灰(鹿児島県国分), K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰(鹿児島県大根占)。EPMAにて古川分析。

Fig. 9 Glass compositions of volcanic ash found at Kita-Iwo-To Island. The sampling locality is shown in Fig.2 as a asterisk. Three volcanic ashes near the main land of Japan are also shown for comparison. EPMA analyses by Furukawa.

加えていく予定である。

北硫黄島の全島調査はまだ終了していない。海岸沿いは菊池・今泉(1984)の調査と合わせるとひととおり全周をカバーしたことになるが、いずれも短期間の調査であり、十分な記載ができていないと思えない。特に山頂部周辺はまったく手つかずで、火口縁とされる稜線やその間の平坦面がどのような堆積物から構成されるか、全く知られていない。生物分野では2003年

(加藤, 2004) や2008年に山頂付近の調査も行われている。最新の噴火堆積物を調べるなど、地質分野でも今後の調査を期待したい。

謝辞: 吉田一樹さん(当時、東京都小笠原支庁自然公園係)には調査同行に当たりご尽力いただいた。北野茂夫さん(同)には現地にて検土杖をお貸しいただいた。加藤昌宏さん(当時、小笠原支庁土木課長)ほか参加メンバーのみなさまには調査中にたいへんお世話になった。地質情報研究部門の湯浅真人さんには査読を通じて適切なアドバイスをいただいた。記して感謝します。

文献

- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. and Geschwind, C. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc 1. mineralogic and major and trace element characteristics. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 4469 - 4496.
- 福山博之(1983) 火山列島, 南硫黄島の地質. 地学雑, vol. 92, p. 55 - 67.
- 本間不二男(1925) 硫黄島地質見聞記. 地球, vol.4, p.290-309.
- Ikeda, Y. and Yuasa, M. (1994) Origin of alkaline volcanic rocks occurring on the volcanic front of the Izu-Mariana arc, northwest Pacific. *Jour. Mineral. Petrol. Economic Geol.*, vol. 89, p. 233 - 244.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M., Milton J. A., Nesbitt, R. W., Uto, K. and Sakamoto, I. (2007) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol.8, Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- 岩崎岩次(1937) 本邦火山の地球科学的研究(其十) 火山列島硫黄島及び北硫黄島の熔岩の化学組成. 日本化学会誌. vol.58, p.1269 - 1279.
- 海上保安庁水路部(1994) 「北硫黄島」. 沿岸の海の基本図(5万分の1), no. 6559(3-s).
- 海上保安庁水路部(1996) 「小笠原群島東方」. 大陸棚の海の基本図(100万分の1海底地形図), no. 6726.
- 加藤英寿(2004) 2003年北硫黄島生物調査の記録. 小笠原研究年報, no. 27, p. 31 - 40.
- 菊池 安(1888) 小笠原島及火山群島地質摘要. 東洋学藝雑誌, no. 77, p. 64 - 69.
- 菊池隆男(1981) 北硫黄島紀行(1) - 北硫黄島火山の地形と地質 -. 小笠原研究年報, no. 5, p. 55 - 61.
- 菊池隆男・今泉俊文(1984) 北硫黄島の地形と地質. 小笠原研究, no. 10 - 11, p. 1 - 24.

第1表 北硫黄島岩石の全岩化学組成。斑晶組み合わせ及びかんらん石の変質程度を示した。第9図に示した火山ガラスの組成平均値も示した。XRF分析；中野。EPMA分析（火山灰ガラス）；古川。

Table 1 Major chemical compositions of rocks from Kita-Iwo-To Volcano. Phenocryst assemblages and olivine alteration are also shown. XRF analyses (rock samples) by Nakano, EPMA analyses (volcanic glass) by Furukawa.

Sample No.*	Unit**	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total	Phenocryst	olivine alteration
		wt. %												
R87468	LO	51.22	1.01	15.48	14.93	0.24	4.40	9.15	2.69	0.57	0.13	99.82	pl>ol>cpx	all iddigsite
R87469	LO	50.90	0.84	18.83	13.39	0.15	2.23	10.48	2.21	0.26	0.13	99.41	pl>cpx	(iddigsite)
R87470	DO	47.83	0.74	19.52	12.31	0.17	4.44	12.80	1.85	0.17	0.09	99.91	pl>ol	all iddigsite
R87471	DO	50.60	0.78	18.08	12.40	0.20	4.34	10.88	2.29	0.32	0.08	99.96	pl>ol>cpx	partly iddigsite
R87472	DO	49.45	0.79	19.42	12.33	0.19	3.86	11.77	2.17	0.23	0.08	100.29	pl>ol	mostly iddigsite
R87473	DO	48.00	0.69	17.96	12.91	0.18	5.64	12.71	1.78	0.34	0.08	100.28	pl>ol>cpx	partly iddigsite
R87474	DO	48.14	0.80	18.33	13.25	0.18	4.99	12.11	1.93	0.40	0.09	100.24	pl>ol	partly iddigsite
R87475	LO	48.01	0.66	18.85	12.16	0.17	4.75	13.59	1.73	0.31	0.09	100.32	pl>ol>cpx	partly iddigsite
R87476	LO	47.77	0.66	18.43	12.40	0.17	5.65	13.01	1.70	0.29	0.08	100.17	pl>ol>cpx	partly iddigsite
R87477	DO	47.34	0.71	19.86	12.16	0.16	4.54	13.50	1.65	0.28	0.08	100.27	pl>ol>cpx	partly iddigsite
R87478	DO	48.91	0.72	18.32	11.45	0.16	5.50	12.57	1.82	0.53	0.12	100.09	pl>cpx>ol	no alteration
R87479	DO	48.66	0.82	17.95	13.20	0.19	4.88	12.11	2.00	0.42	0.09	100.33	pl>ol>cpx	no alteration
R87480	DO	58.61	0.84	15.49	10.78	0.19	2.23	6.05	3.79	1.14	0.21	99.31	pl>cpx>ol	no alteration
R87481	LO	47.96	0.78	18.54	13.05	0.18	5.02	12.78	1.81	0.37	0.10	100.59	pl>ol>cpx	no alteration
R87482	DO	48.59	0.81	17.62	12.74	0.17	5.31	12.62	1.95	0.43	0.09	100.31	pl>ol>cpx	no alteration
R87483	LY	50.37	0.84	18.13	12.54	0.20	4.12	10.72	2.42	0.53	0.12	99.98	pl>ol	no alteration
R87484	DY	49.42	0.71	19.18	12.18	0.18	4.18	11.76	2.24	0.36	0.08	100.29	pl>cpx>ol	no alteration
R87485	LY	48.65	0.60	19.77	11.26	0.16	5.17	12.60	1.86	0.30	0.06	100.43	pl>ol>cpx	no alteration
R87486	DY	49.07	0.72	18.38	11.64	0.15	4.92	12.66	2.01	0.33	0.09	99.98	pl>cpx>ol	no alteration
R87487	LO	48.18	0.67	18.94	12.08	0.17	5.01	13.05	1.77	0.30	0.07	100.24	pl>ol>cpx	no alteration
Volcanic ash		66.01	0.63	11.42	7.22	0.24	0.91	3.17	5.08	1.26	-	95.94	average, by EPMA	
		1.06	0.04	0.25	0.40	0.02	0.17	0.17	0.18	0.07		1.14	1 sigma	

Fe₂O₃*: total iron as Fe₂O₃

*: Registered No. at Geological Museum, Geological Survey of Japan.

pl, plagioclase; ol, olivine; cpx, clinopyroxene.

** : LO, Lava of Older product; LY, Lava of Younger product; DO, Dike cutting Older product; DY, Dike cutting Younger product.

菊池隆男・今泉俊文・和田光生 (1982) 北硫黄島の地形と地質。小笠原諸島自然環境現況調査報告書(3), 東京都, p. 95-112.

Lin, P.-N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc 2. large-ion lithophile and rare earth element abundance: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 4497-4514.

気象庁編 (2005) 日本活火山総覧 (第3版)。気象庁, 635 p.

中野 俊・川辺禎久 (1992) 1991年, 琉球列島西表島に漂着した軽石。火山, vol. 37, p. 95 - 98.

小田静夫・水山昭宏 (2002) 発見された小笠原の歴史。東京都小笠原村教育委員会, 32 p.

小坂丈予 (1975) 西之島火山の活動とその観測 (続)。地質ニュース, no. 246, p. 1 - 9.

小坂丈予・大平洋子・湊 一郎 (1974) 西之島付近海底噴火について (その3)。火山, vol. 19, p. 37 - 38.

小坂丈予・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多

加志 (1985) 硫黄島における地球化学的研究。地学雑, vol. 94, p. 551 - 563.

小坂丈予・松田鉦二・平林順一・土出昌一 (1990) 南方諸島海域の海底火山活動に伴って噴出した岩石の化学成分。火山, vol. 35, p. 57 - 61.

佐藤孫七・佐藤 久 (1972) 海底火山と船舶。星野通平・青木 斌編, 伊豆半島, 東海大学出版会, p. 341 - 365.

辻村太郎 (1917) 火山島嶼の蝕磨輪廻 (三)。地質雑, vol.24, p.197-208.

Tsuya, H. (1937) On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the southern islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 215 - 357.

海野 進・中野 俊 (2007) 父島列島地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 71 p.

脇水鐵五郎 (1907) 新島調査報告。震災予防調査会報告, no. 56, p. 1 - 24.

Wakimizu, T. (1908) The ephemeral volcanic island in the Iwojima group. *Publ. Earthq. Invest. Com.*, no.22C, 33

火山列島，北硫黄島火山の地質概要（中野・古川）

p.
Yuasa, M. and Nohara, M. (1992) Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43, p. 421 - 456.

湯浅真人・玉木賢策（1982）火山列島，南硫黄島の玄武岩. 地調月報, vol. 33, p. 531 - 540.

（受付：2008年12月19日；受理：2009年2月6日）