

火山列島、南硫黄島火山の地質

中野 俊

Some Geological Features of Minami-Iwo-To Volcano, Volcano Islands, Japan

Shun NAKANO

産業技術総合研究所 地質情報研究部門 (茨城県つくば市東 1-1-1)

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Geological Survey of Japan, Higashi
1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8567

要旨

南硫黄島は第四紀後半に形成された火山島であるが、噴火記録や噴気活動はない。追跡できる火砕物層準を基準とし、成層火山体である南硫黄島火山を下位から古期火山噴出物-1、古期火山噴出物-2、南部中期火山噴出物、北部中期火山噴出物および新期火山噴出物に区分した。いずれも陸上噴出した溶岩および火砕岩からなり、広域的に認められる有意な浸食間隙は存在しない。海食崖を貫く岩脈は254本を数えた。その大部分は放射状岩脈である。

岩質は溶岩・岩脈ともにすべて玄武岩である。斑晶として斜長石、単斜輝石、かんらん石を含む。最大径1cmに達する大型の斑晶が多く、特徴的に単斜輝石を40-50%程度含む玄武岩も見つかった。

1. はじめに

2007年6月に行われた南硫黄島の学術調査のうち、筆者が担当した9日間にわたる地形地質調査の結果を報告する。調査ルートは島全周、山頂ルートの標高500m付近までであり、さらに、海上周回(2周)による遠望観察を行った。なお、採取試料(岩石標本)の顕微鏡鑑定、化学分析、年代測定は今後実施の予定である。

1982年に行われた総合学術調査では、故福山博之氏(当時、東京大学)が地形・地質を担当した。その時の調査ルートは海岸ほぼ一周および山頂に達するルートで、さらに海上から海岸および山腹の観察を行い、今回の調査とほぼ同日数を費やし、多くの事実を明らかにした。その最初の成果は同年12月に環境庁発行の報告書の一部としてまとめられ、地質概要は学術論文としても報告された(福山、1983)。福山氏は岩石学的な詳細研究を別論文として執筆する計画を持っていたと推察できるが、調査の翌年8月、アイスランドにおける火山調査中に不慮の事故で他界された。そのため、岩石の化学分析データなど成果の一部は未公表のまま残された。今回の調査にあたっては、福山氏の公刊された報告書や論文のみならず、保管されていた調査試料(ルートマップ、写真、岩石試料および薄片)を大いに参考にさせていただいた。これらの試料のうちルートマップおよび写真はご遺族の福山陽子氏から、岩石試料および薄片は藤井敏嗣氏(東京大学)から中村光一氏(産業技術総合研究所)が借り受け、保管していたものである。

南硫黄島は火山(硫黄)列島の南端に位置し、全島が火山噴出物から構成されている。この火山、

南硫黄島火山は、伊豆諸島から南下し火山列島へ続く、ほぼ南北方向に伸びる伊豆小笠原弧の最南端付近に位置する。南下してきた火山弧はここから南東へ向きを変え、マリアナ諸島へ続く。小笠原トラフ（舟状海盆）を挟んで火山列島の東に位置する小笠原群島（聳島列島・父島列島・母島列島）は、4,000 万年より古い時代の火山活動の場である（海野・中野、2007）。それに対し、伊豆小笠原弧には活火山が 20 余りあり、活動的な海底火山も存在する。南硫黄島北東約 5 km 地点に位置する海底火山の福德岡ノ場は、1914 年に新島形成、翌々年に消滅するという活動がおこっているほか、1986 年には噴石丘が一時的に海面上に出現した。その後は毎年変色水が観察され、最近では 2005 年に軽石の噴出が確認されている。また、南硫黄島の約 60 km 北に位置する硫黄島（中硫黄島）ではたびたび小規模な水蒸気爆発を起こし、急速な隆起が続くカルデラ火山である。それに対し、南硫黄島火山は噴火現象の記録はなく、噴気活動も認められない。

南硫黄島の地質に関しては、1979 年 4 月に短時間上陸した観察結果（湯浅・玉木、1980、1982）を除けば、福山（1983）が唯一の全島調査である。それによると、南硫黄島火山は山頂火口を中心とした成層火山であり、すべて陸上噴出の玄武岩溶岩流および火砕岩から構成される。火砕流堆積物や降下火砕物が挟在する層準によって下位より、古期火山 I、古期火山 II、新期火山に区分された。これら貫く多数の岩脈は少なくとも 115 本が数えられた。溶岩流も岩脈もすべてアルカリ系列の玄武岩であり、ほとんどすべてが斑状組織を有する。斑晶としては斜長石、かんらん石、単斜輝石、磁鉄鉱が認められている。測定された溶岩や岩脈の熱残留磁化方位はすべてノーマルであり、火山（陸上部分）の形成はブルン（Brunhes）正帯磁クロン（78 万年前～現在）と考えられた。

岩石の化学成分に関しては、小坂ほか（1990）が 1 試料の全岩組成を報告しているが、採取地点および産状についての記載はない。湯浅・玉木（1982）は 3 試料を記載、斑晶モード組成を測定し、そのうち 2 試料の全岩組成を報告している。また、斑晶鉱物の化学組成も一部示された。福山（1983）は 6 試料の全岩組成を報告したが、採取地点および産状が未記載であった。

2. 調査結果

2-1. 地形概略

南硫黄島は直径約 2 km、周囲約 7.5 km、面積約 3.5 km²、標高 916 m であり、平均傾斜が 40° を超えるほぼ円錐形をなし、海岸線に湾の出入りはほとんどない。山頂からは急峻な放射谷が発達している。谷地形はいずれも小規模であり、流水は全く確認できない。島のほぼ全周囲が 10 - 50m 以上の切り立った海食崖に囲まれており、その基部にはわずかに礫浜が発達する。礫浜海岸は南東部で奥行き最大約 50m、それ以外は 5 - 20m 程度の幅であり、いずれも人頭大以上の円磨された玄武岩垂円礫が卓越する。砂浜は全く発達せず、巨礫の合間に細礫ないし粗粒砂がわずかに堆積している程度である。北東部の松江岬付近では垂直の海食崖が直接水没し、浜が発達せず、徒歩による通過が不可能である。そのほか、堅牢な岩脈が海食に耐え、海に突出している地点で通過困難な個所が 2 箇所あった。1 ヶ所は南西部の北傾斜 60° の岩脈（J-3；通称、西岩脈）である。オーバーハングした南側は岩脈付け根のやや緩傾斜となった海食崖を登るか、潮が引いている場合は海側を回り込んで容易に通過できる。もう 1 ヶ所は北東、松江岬西約 300 m 地点の岩脈（F-2）付近で、東落ち 2 - 3 m ほどのほぼ垂壁をなしている。

南硫黄島周辺の海底地形を図 1 に示す。陸上部で見られる円錐形の山体は海底へ連続し、火山体と

しての基底部がどこであるのかは不明確ではあるが、少なくとも南西部では水深 900 m 付近が基底部かもしれない。北東の福德岡ノ場（水深 14 m）との境界は浅く、水深 300 m 付近にある。南硫黄島の南方 3-6 km には比高 200 m 以下の高まりがいくつも存在する。

2-2. 崩落地形・崩落堆積物

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

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

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

南西、南岬付近には、標高 100-200 m 付近を頂部とする扇型の崩落地形がある（図 3E）。一部表面には植生が発達する。海岸付近では波に洗われ細粒部が散逸し、数 m 大の巨岩のみが累重するように見える。1982 年調査ではこの崩壊堆積物の北側端付近に幕営しているが、2007 年時点では幕営に適した地点はなく、さらに崩落が進行したものと思われる。

南東、山頂方向から下る谷の出口付近にやや古い崩落堆積物が認められ、表層にはアカテツなどの植生が十分に発達している。標高 10-20 m 付近には最大径 2 m の岩塊を含む、基質がほぼ膠結した崩落堆積物が露出し（図 3D）、その海岸線側では 1-3 m 大の巨岩の累重となっている。

そのほかにも、北東部の松江岬南 300-500 m 付近の東海岸、南部のベースキャンプ設置地点の東（岩脈 L-18 東）、三星岩対面の谷の南 200-500 m などに、礫浜を覆って、あるいは、海食崖の上部に地すべりや崖錐堆積物が形成する小規模な斜面が見られる。

2-3. 火山体の原地形

山頂の北西斜面を中心に平滑な斜面が広がる（図 2）。平均傾斜が安息角よりやや緩い約 30° の斜面である。これらは、中腹（最も低い部分で北西部の標高 450 m 付近まで）にかけて山頂火口から広がり、表面には放射状に幾筋かの浅い谷地形が発達するが、ほとんど浸食を受けていない成層火山体の表面地形が保存されていると考えられる。これらの谷地形の一部は、薄い溶岩流の溶岩堤防、あるいは割れ目火口列に由来する可能性も否定できない。しかし、海岸付近で観察する限り、多数の岩脈が認められるものの側噴火の形跡は全く見つからず、また、この傾斜を流下する玄武岩溶岩に、空中写

真で認識できるほどの比高を持つ溶岩堤防が形成されるとは想像しがたく、直接の火山活動に由来する地形ではないだろう。

山頂には直径約 150 m、深さ約 30 - 40 m の東に開いた火口がある。やや北東-南西方向に伸びた楕円形を呈する。916 m 標高点 (山頂) およびその北側のピーク間の鞍部から西側に浅い凹地形が開くが、その成因は不明である。開析されているため不明瞭だが、山頂火口は単一の円形火口ではないかもしれない。火口の東側は崩壊により失われ、また、西側に見られるような平滑な斜面も山頂東側には残存しない。山頂火口の位置が島の中心より東側であることから、西斜面に比べ東斜面がより浸食の程度が高いことを意味する。

2-4. 岩脈

岩脈は島の全方向に分布する。海岸沿いでは 254 本が確認された。海岸沿いの崩落堆積物分布域では、その上部急崖に露出する岩脈を本数に加えてある。海岸沿いに露出する岩脈は、その大部分が山頂部に向かってほぼ垂直方向に伸びている。山頂への登路となった南クーロアール (仮称) では、コルのやや下、標高 450 - 460 m に岩脈の露出が確認された。それより上部は未調査であるが、山頂登頂者によると、コルより上部に岩脈は露出していない。島の北斜面では、海岸から連続して標高 500 m 付近まで達する岩脈が確認できる (G-3 ; 図 4D、図 5B)。この岩脈が山頂に向かってどこまで連続しているかは明らかではないが、空中写真で見える限り、山頂から標高 650 - 700 m 付近まで連続する平滑面上には岩脈らしき突起あるいは割れ目火口らしき地形はない。そのほかにも海食崖上部まで連続して追跡できる岩脈は多数ある。海上から視認できた最も高度の高い岩脈は、山頂北側の古い滑落崖上の上部、標高 600 m 付近である。

岩脈の出現頻度を図 2 および表 1 に示した。便宜的に山頂火口を中心に 30° 毎のゾーンに区分し、岩脈の本数を数えると、全体が均等ではなく明らかな偏りがみられる。岩脈の分布は現地観察したもののほか、海上から撮影した画像に基づく。福山 (1983) の 115 本とは大きな差があるが、今回の調査では可能な限り船を海岸に近接し、高解像度の多数の写真撮影ができたことのほか、崩落地上部の岩脈を加えたことなどにもよるのであろう。さて、岩脈出現頻度を見ると、南部のゾーン A (図 4A) が最も頻度が高く、次いで西側に隣接するゾーン L である。北東側、松江岬を中心としたゾーン E も頻度が高い。山頂火口はやや楕円形であるが、その伸長方向はこの方向と一致する。しかし、ゾーン E は山頂火口を挟んで最も頻度が高い南側のゾーン L とは非対称の方向である。これらは、山頂火口から南南東方向、そして北東方向に岩脈が貫入しやすかったことを意味しており、火山体に働く応力が均質あるいは単純ではないことがうかがえる。また、海底地形図に示したように、島の南南東方向には側火山と思われる高まりが多数存在する。この方向はまた、岩脈高頻度方向と一致している。また、北東側の海底にもやや張り出し地形が見られ、陸上部で観察された岩脈の貫入方向は海面下の山体形成とも関係していると推定できる。

岩脈 197 本について、幅 (厚さ)、走向・傾斜を計測した。岩脈の幅は最小で 10 cm、最大で 300 cm、平均 99 cm である。最も岩脈が密集するゾーン A とゾーン L では平均幅が 97 cm、頻度が低いゾーン B から D にかけては平均幅が 102 cm であり、出現頻度と岩脈幅の相関関係はないと思われる (表 1)。

岩脈の走向は大部分が山頂方向を示し、山頂火口下の火道から放射状に発達した岩脈群であることが明確である。福山 (1983) は山頂火口のやや東に収斂する岩脈が多いと述べているが、これについ

ては現段階では検証できていない。ゾーン D には南北方向を示す岩脈 (例えば D-2; 図 4B) も存在し、ゾーン L でも周囲の岩脈方向と非調和的な岩脈 (L-24) が認められる。このうち D-2 は南側で山頂方向に向きを変えている (福山, 1983)。岩脈の傾斜はほぼ垂直なものが多く、ほとんどが 70° 以上を示す。まれに低角のシル状貫入岩があるが、傾斜がふらつき不安定で上部では高角となり、岩脈状に移行する傾向がある (例えば G-5、J-4; 図 6E)。福山 (1983) に述べられているように、貫入面が明瞭に平行な面である場合は少なく、不規則な貫入面を持つ岩脈が多い。また、明らかに雁行状の割れ目に貫入したものも少なからずある。福山 (1983) はこれは母岩側が十分に圧密固結していないことによると考えている。岩脈の側面には貫入時に形成されたとと思われるしわ構造が見られることがある。しわの波長が数 10 cm 程度であったり (図 4D)、数 mm - 1 cm 程度の場合もある。

岩脈は単純岩脈が圧倒的に多いが、重複岩脈 (multiple dike) も多い (例えば I-12~14; 図 4C)。これは岩脈の中を別の岩脈が貫き、急冷縁を持つことから先の岩脈の固結後に貫入、すなわち、貫入時期が異なっている複数の岩脈である。また、岩質が不均質で漸移する複合岩脈 (composite dike) も見られる。大型の斑晶が周縁部に少なく、岩脈の中心付近に濃集している場合が多い (例えば C-3; 図 4E)。逆に、大型斜長石斑晶が周縁部に集積している岩脈もある (例えば L-12; 図 4F)。重複岩脈や複合岩脈に限らず、岩脈が別の岩脈を斜交して貫き、近接した岩脈の貫入時期の前後関係がわかる場合がある (例えば L-36~38)。それぞれ岩質が異なる場合もあれば、類似した岩質の場合も見られる。また、単純岩脈でも岩質が不均質である場合も多く見受けられる。

このように岩脈が多数発達する火山では、割れ目噴火をもたらした給源岩脈が見つかる場合が多い。例えば、南硫黄島と同様に海食崖に多数の岩脈が発達する北硫黄島では割れ目噴火の形跡が認められるが (中野・古川, 2007)、少なくとも南硫黄島の海食崖では割れ目噴火の痕跡を全く見いだしていない。海食崖上部で尖滅する岩脈は多いが、火砕岩に移行するような岩脈は少なくとも海岸付近には見いだされなかった。

2-5. 成層火山体の山体区分

南硫黄島の火山岩は、薄く成層した溶岩流や粗粒な火砕岩が大部分を占める。その中に火砕流堆積物や降下火砕物が挟在し、一部においてその上下の溶岩層が斜交する層準が存在する。これらを用いて火山噴出物を古期火山 I (OV1)、古期火山 II (OV2) および新期火山 (YV) に区分していた (福山, 1983)。これらの火砕物層は一部を除いて海食崖より上部に分布しているが、海上からの観察で追跡できる場合がある。しかし、山体上部 (標高 500 m 以上) は雲霧帯のため船上観察が困難であり、また、南斜面を除いて海食崖の上部は露出が限られている場合が多く、正確にこれらの火砕物層を追跡することは困難である。しかしながら、以下に述べるように、大局的な火山体構造は福山 (1983) の区分で間違っていない。

海食崖を観察すると、福山 (1983) が区分に用いた 2 層準以外にも火砕物が挟在する。しかし、地層区分の境界に設定できるほど側方向へ連続しないことも多い。また、これらの区分境界以外でも上下の溶岩層が斜交する層準が認められるので、これらの火砕物を用いた区分がどれほどの時間間隙あるいは活動様式の変化を反映したものであるかは定かではない。また、一連の堆積物と思われた成層火砕物層を追跡すると、側方で溶岩流が挟在するようになる場合がある。また、成層火砕物層が側方で尖滅し、その層準が溶岩流の間の境界、例えば、アア溶岩とパホイホイ溶岩の境界として追跡でき

る場合がある。

本報告では、最も露出がよい南斜面の山頂への登降ルートとなった谷（南クーロアール）付近を基準に、これらの火砕物層を追跡することを試みた。海上からの遠望では、南斜面ではほぼ6層準に火砕物層が認められた（図5A）。これを下位よりS1、S2などと呼ぶ。いずれも各上下層に大きな不整合関係は認められない。これらのうち、S3、S5およびS6の3層は側方への追跡ができていない。また、北斜面で顕著な火砕物層をN1、N2などと呼ぶ（図5B）。なお、S1はさらに3層準の火砕物層に区分できる（下位よりS1-1～3；図5A）。

S1は南クーロアール入口の東側約200m、ベースキャンプ設置地点付近から東側へ追跡できる。これは福山（1983）のOV1とOV2の境界に一致する。この地点では、S1は単一の火砕物層ではなく、層厚0.5-3mの3枚の火砕物層が認められ、それぞれの間に成層した溶岩層を挟在する。これらの火砕物は細礫から中粒砂を主体とし、連続性のよくない細粒砂の薄層を挟んだり葉理構造が発達することがあり、一部では斜交葉理や斜交層理も見られる（図6A）。一般に淘汰がよく、膠結度がよい。いずれも二次的な再堆積により形成された火山礫凝灰岩ないし凝灰岩である。挟在する溶岩層は東方で尖滅し、単一の火砕物層となり、南東側に追跡できる。溶岩層が尖滅する地点では、これらの火砕物層は 10° から最大 30° の西傾斜を示し、部分的に下上の溶岩層は明らかに斜交するが、大局的に上位と下位は大きな不整合関係にはない。南東斜面ではS1の下位および上位の成層溶岩層はいずれもほぼ水平に連続している。

N1は淡褐色の火山礫凝灰岩層で、西北西に 50° 傾斜する（図5B）。福山（1983）のOV1とOV2の境界である。最大径30cmの礫が混じり、層厚5-10mでよく成層しており、サージ堆積物と考えられる（図6C）。松江岬の南東側では、東に緩く傾斜したアア溶岩の累重が分布し、それと斜交して10-20m厚の酸化した塊状の細粒火砕物が覆い、その上をN1が覆う（図6B）。岬から約200m南方の海食崖上部で尖滅し、その南は火砕物を介さない溶岩層中の斜交面となり、やがて不明瞭となる。上位の溶岩層は松江岬から西に分布し、 $10-20^{\circ}$ 西傾斜のアア溶岩の累重である（図7B）。N1はS1に対比できると考える。東斜面の上部は植生に覆われ露出が悪いため、明確には追跡できないが、両者の分布高度から判断してほぼ水平に連続していると推定され、対比することに無理はない。これより下部が福山（1983）のOV1である。

S2は南クーロアール標高150m付近の左岸側に露出する、成層した層厚5-10mの二次堆積物である（図6D）。右岸側に露出がないが、その層準をおおよそ追跡すると南岬の崩落堆積物（崖錐）の東で西海岸から連続し尖滅するパホイホイ溶岩層に至る。このパホイホイ溶岩層とその上位のアア溶岩との境界を西へ追跡すると西海岸の中程に至り、さらに北では火砕物層が出現する（図6E、図5AおよびB）。これはさらに北に向け高度を上げるが、上位のS4との間の溶岩層が消滅し、S4と一体化する。三星岩対面の崩落谷左岸、海食崖のやや上部まで確実に追跡できる。

N2は火砕流および火砕サージ堆積物を主体とする層で、福山（1983）によりOV2とYVの境界として設定された火砕物である。直接観察可能な地点は北海岸で最大層厚は20mに達するが、今回の調査では十分な観察はできていない。福山（1983）によればOV2の溶岩層を下位から降下スコリア、火山灰、火砕流堆積物、火山灰層が覆い、その上位にYVの溶岩層が覆う。福山（1983）により火砕流堆積物（図6F）とされた層は斜交層理が発達した火砕サージ堆積物を含む。そこから東方へは、約 $20-25^{\circ}$ 北西傾斜で松江岬西方の崩落崖下部まで追跡できる（図5B）。松江岬の上部では不明である。

S4は遠望のみにより、南クローアールより西に認められる(図6E)。遠望により火砕流堆積物・サージ堆積物および二次堆積した火砕物と思われるが、露頭での直接観察はできない。S4は三星岩対面崩落谷の左岸上部までは確実に追跡できる(図5C)。

N3は直接観察することはできないが、N2の上位に分布する明瞭な火砕物層である(図5C)。N2と間の溶岩層がほぼ一定の層厚を保つ。N3は松江岬西方の崩落崖の西側まで追跡できるが、その東方延長は不明である。なお、この崩落崖内部の標高250-350m付近に、成層構造によるものと推定される2層準の地層境界らしき線構造が見られる。そのうち下位のものは露頭面でやや西傾斜、上位はほぼ水平である(図5C)。

N4は松江岬上部の尾根、標高250-300m付近に分布する北東傾斜の成層した火砕物層である。火砕物下位の成層溶岩層が露頭面でやや北傾斜であるのに対し、N4は20-30°北東傾斜を示し、下位層と不整合関係を示す。福山(1983)はOV2とYVの境界を松江岬上部尾根の標高450m付近に引いている。しかしながら、それよりも明らかに低高度に不整合面を形成する火砕物層が認められた。この火砕物層準が連続すると推定できる微地形(線構造)は不明瞭ではあるものの西方に向けて追跡でき、徐々に傾斜を緩くし、上述の崩落崖内の2層準の線構造のうち上位の水平な線構造に連続するように見える(図5C)。さらに崩落崖の西方で、これがN3に連続するのかが明瞭ではない。しかし、明らかにN2の延長よりは分布高度が高い。N2の延長部は崩落崖内に認められる低高度側の線構造である可能性が高いと判断する方がより合理的であろう。松江岬上部尾根のN4より下位は露出が良好であり、そこには不整合面あるいは火砕物層は存在しない。この場合、N2とN4間の溶岩層は東方で尖滅し、松江岬上部尾根には分布しないと考える。

上記の火砕物層以外にも、別層準の火砕物層の分布が確認できる。S3、S5およびS6は南クローアール付近のみで視認できるが、接近して観察することは困難である。また、西斜面では露出が悪く、側方への追跡ができない。また、南西海岸では無層理の二次火砕物が海食崖の最下部に一部礫浜に覆われて認められる個所がある(J-3とI-16の間)。さらにその北には、二次火砕物をほとんど挟在せず上位と下位の溶岩層が不整合関係で重なっている地点もある(I-13とI-16の間)。これらはいずれもS2よりも下位の層準である。

S2とS4の間には溶岩層が挟在するが、西斜面において三星岩対面の崩落谷左岸に向け北上がりに高度を上げ、そこでは溶岩層が尖滅している(図5C)。北斜面のN2とN3の間にも溶岩層が分布する(図5B)。このうちN2は北西斜面で三星岩対面の崩落谷に向け北上がりに高度を上げるが、三星岩対面の崩落谷右岸付近では不明瞭である。福山(1983)はN2とS4を対比したが、北斜面のN2あるいはN3が、南斜面のS2あるいはS4のどちらに対比されるかが明瞭ではない。

以上により、本報告では暫定的に南硫黄島火山の成層火山体を5区分する。下位より、S1あるいはN1より下位(古期火山噴出物-1)、それより上位でS2あるいはN2より下位(古期火山噴出物-2)、S2とS4の間(南部中期火山噴出物)、N2とN3の間(北部中期火山噴出物)、S4、N3あるいはN4より上位(新期火山噴出物)、となる。このうち古期火山噴出物-1および古期火山噴出物-2はそれぞれ福山(1983)のOV1、OV2に一致し、新期火山噴出物は福山(1983)のYVにほぼ一致する。南部中期火山噴出物および北部中期火山噴出物は古期火山と新期火山の中間に位置し、両者の前後関係は未確定である。なお、以上の区分は、必ずしもそれらの間に顕著な時間間隙や活動様式の変化、さらには海面高度変化などを示すとは限らない。

2-6. 成層火山体を構成する火山噴出物

南硫黄島火山を構成する噴出物は、溶岩流が主体である。それらはアア溶岩（図7AおよびB）が多い。そのほか、山体上部、例えば南クーロアール最上部のコル付近に層厚20m以上の塊状の溶岩も分布する。また、南西海岸にはパホイホイ溶岩（図7C）が露出し、縄状溶岩も見られる。また、地層区分に用いた火砕流や降下火砕物、二次堆積物以外にも、連続性の悪い局所的な二次火砕物がわずかに認められた。

南西部では、尖滅した火砕岩層の延長がアア溶岩とパホイホイ溶岩との境界として追跡できることがある（図5AおよびC）。それ以外では火砕岩層を挟んで広域的に岩相が変化している事実は観察できない。本質的に、古期火山噴出物も新期火山噴出物も類似した岩相である。古期火山噴出物-2のみにパホイホイ溶岩が確認されている。なお、図7Dはパホイホイ溶岩層の一部で、福山（1983）により舌状に伸びた溶岩チューブとされたものである。この空洞の大きさは径10-30cm程度であり、楕円形あるいは底面が平ら（上弦の空洞）となっている場合が多い。空洞周縁は発泡がよい。チューブを持つ溶岩の外形は枕状で、チューブおよび枕はいずれも露頭面に直角方向にほぼそろって伸長しており、これらの溶岩の周囲はスコリア質の岩塊が埋めていることも多い。

2-7. 岩石

現地における肉眼観察では、南硫黄島の岩石は溶岩・岩脈ともにすべて玄武岩である。斑晶鉱物としては、斜長石、かんらん石、単斜輝石が認められる。これらの斑晶鉱物は最大で径1mm近くに達し、大型斑晶に富む岩石が多い特徴がある。無斑晶質の岩石は、複合岩脈の一部としてのみ認められた。肉眼的には、斜長石に富むもの、あるいは、単斜輝石に富むものが多く、かんらん石の大型結晶が目立つ岩石はそれらに比べ比較的少ない。

なお、岩脈と溶岩の岩質は共通していると考えられる。中期あるいは新期火山噴出物の観察地点は少ないが、層序区分と岩質の関係は現時点では特に認められない。また、岩脈貫入の前後関係がわかる場合、貫入順と岩質変化の関係は特に認められない。

これらの中で最も特徴的な岩石は、単斜輝石斑晶に富む玄武岩である。これは露頭では確認できず、南東海岸および南海岸で転石としてのみ確認した（図8）。このうち南東海岸の転石は大きさ1mを超え、目前の露頭の岩石（溶岩）とは岩質が異なっており、海食崖上部に由来する転石であろう。単斜輝石量は40-50%に達し、そのほか、少量のかんらん石および斜長石斑晶も含まれる。この転石の周縁部には結晶が少なく緻密な急冷縁相が形成されており、貫入岩（岩脈）であろう。このような単斜輝石に富む岩石は、少なくとも火山列島を含む小笠原諸島およびその周辺海域からは報告されていない。

3. 謝辞

現地調査にあたっては、学術調査隊のすべての皆さんにお世話になった。特に、千葉勇人さん、柳川智己さん、宗像 充さんには地質調査に同行、サポートしていただいた。船上からの遠望観察にあたっては、世拓丸船長の国分世拓さんに大いに便宜を図っていただいた。故福山博之さんの1982年調査試資料は、中村光一さんのご厚意により大いに参考にさせていただくことができた。以上の方々に

深謝します。

なおこれらの結果は、東京都及び首都大学東京により行われた南硫黄島自然環境調査の一環として、一部は文部科学省科学研究費補助金 (No. 18370038、代表者:加藤英寿) の助成を受けて行われました。

4. 引用文献

福山博之 (1983) 火山列島, 南硫黄火山の地質. 地学雑誌, vol. 92, pp. 55-67.

海上保安庁水路部 (1993) 海底地質構造図・海底地形図・海底地形地質調査報告「南硫黄島」.

沿岸の海の基本図 (5 万分の 1)、no. 6560 (3-s)、52 p.

中野 俊・古川竜太 (2007) 火山列島, 北硫黄島の地質. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集、V157-P010.

小坂丈予・松田敏二・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 第 2 集, vol. 35, pp. 57-61.

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.

湯浅真人・玉木賢策 (1980) 魔の島 -南硫黄島-. 地質ニュース, no. 306, pp. 36-43.

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, pp. 531-540.

Summary

Minami-Iwo-To Volcano is a Quaternary stratovolcano with no fumarolic activities. It is stratigraphically divided into 5 units; that is, Older volcanic product-1, Older volcanic product-2, Southern middle volcanic product, Northern middle volcanic product and Younger volcanic product in ascending order. These divisions are based on the areally traceable volcanoclastic layers. The volcano consists wholly of subaerial lava flows and pyroclastics from the bottom to the top to the best of surface survey. Numerous thin and vertical dikes crop out along the sea cliff and count up to 254. Most of them have radial patterns from the summit crater. All lavas and dikes are basaltic rocks with abundant phenocrysts of plagioclase, clinopyroxene and olivine. Some rocks with 40 - 50 % clinopyroxene phenocrysts are rarely found.

表 1. 岩脈の出現頻度および平均幅。

Table 1. Population and average width of dikes at Minami-Iwo-To Volcano.

Zone	Population	Measured width (cm)	Average width (cm)
A	59	56	99
B	4	2	205
C	5	5	81
D	16	14	95
E	34	27	96
F	26	9	96
G	8	6	157
H	19	12	120
I	16	16	72
J	4	3	73
K	25	14	104
L	38	33	93
Total = 254		Total = 197	Weighted Av.=99

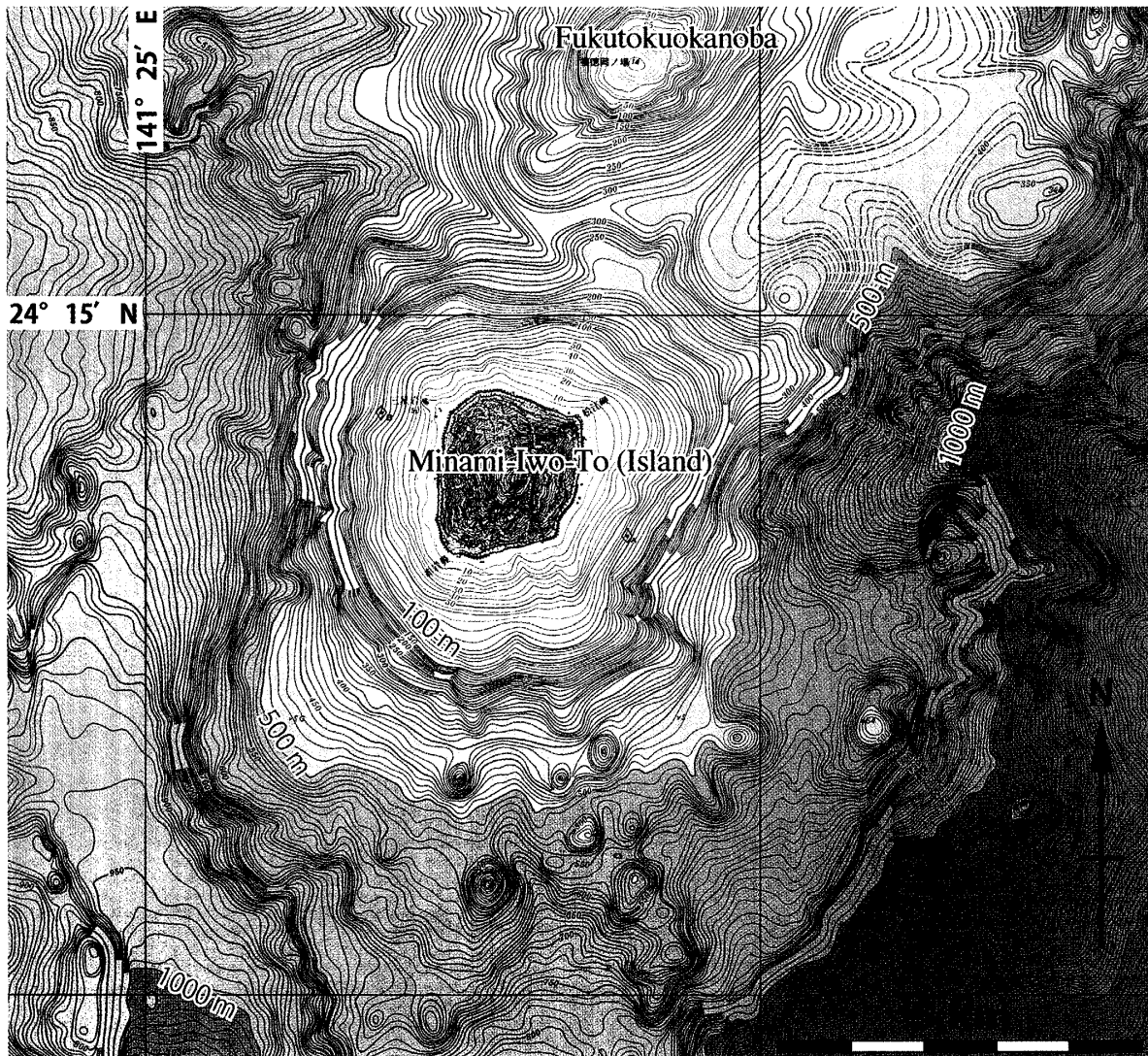


図1. 南硫黄島周辺の海底地形図（海上保安庁水路部、1993）。
 南硫黄島南方に側火山と考えられる高まりがいくつも存在する。北方約5 km 地点に水深14 mの福德岡ノ場海底火山。

Figure 1. Bathymetric map around Minami-Iwo-To Volcano (Hydrographic Department of Maritime Safety Agency, 1993).

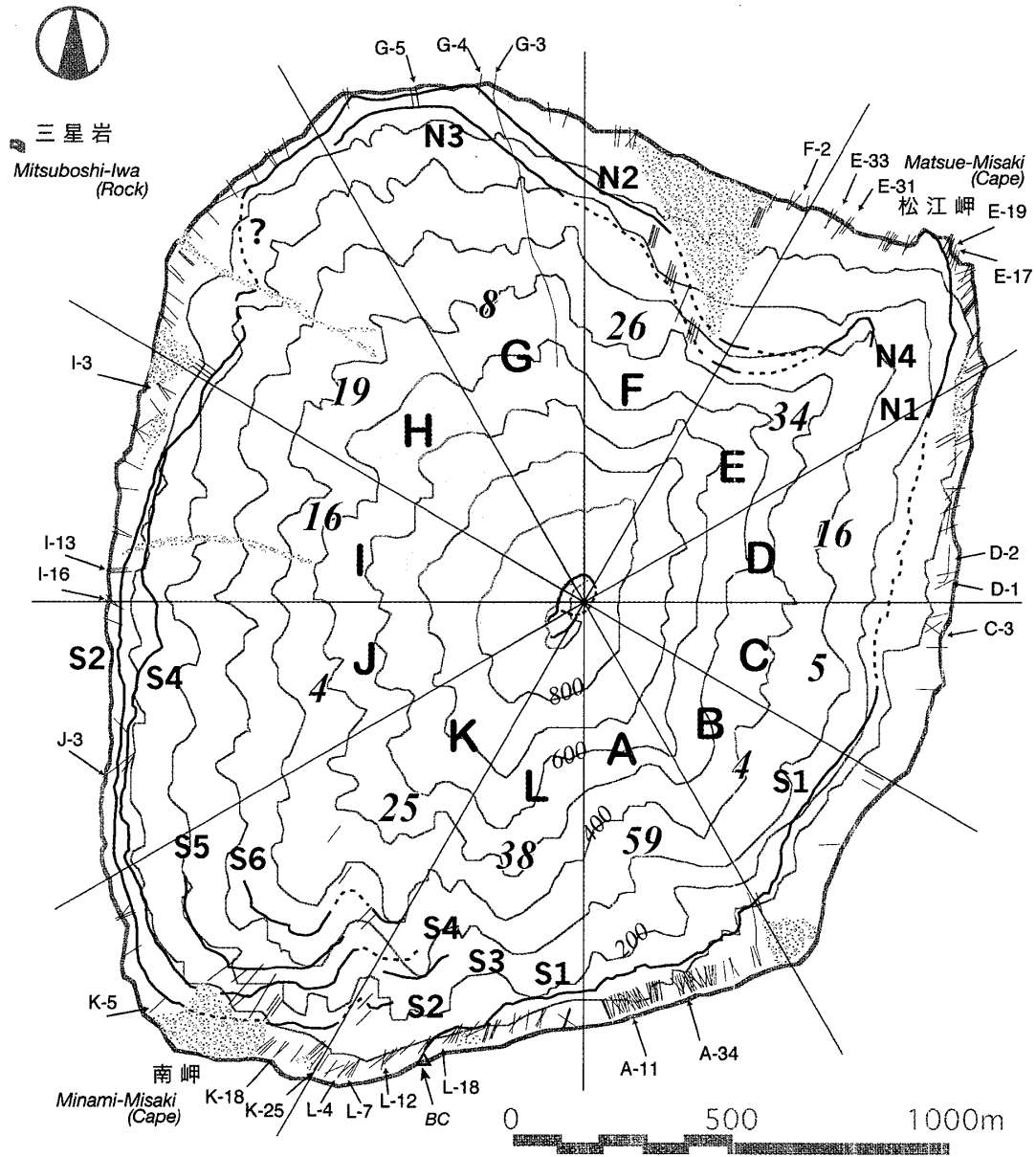


図2. 南硫黄島の岩脈、火砕物層、崩落・地すべり堆積物の分布。

海岸付近に描かれた細線は岩脈の走向を示す。山頂火口を中心に 12 のゾーンに分割し、それぞれの岩脈数をイタリック数字で示した。実線・破線 (S1-S6、N1-N4) は火砕物層。山頂付近の淡色部は火山体の原表面地形。海岸付近の打点部は崩落・地すべり堆積物を表す。A-11、L-7 などは本文あるいは図中に使われた岩脈番号で、ゾーンごとに反時計回りで付与。このうち G-4、G-5 は湯浅・玉木 (1982) のそれぞれ 79043003、79043001 に相当する。

Figure 2. Distribution map of dikes, volcaniclastic layers and collapsed deposits at Minami-Iwo-To Volcano.

The island is divided into 12 zones (A to L) by every 30 degrees from the summit crater. The population and strikes of dikes are shown in the figure. S1 to S6 and N1 to N4 are volcaniclastic layers. The shaded area near the summit is hardly dissected volcanic surface. The dotted areas near the coast line show collapsed or landslided deposits. Some given numbers of dikes are shown (see text).

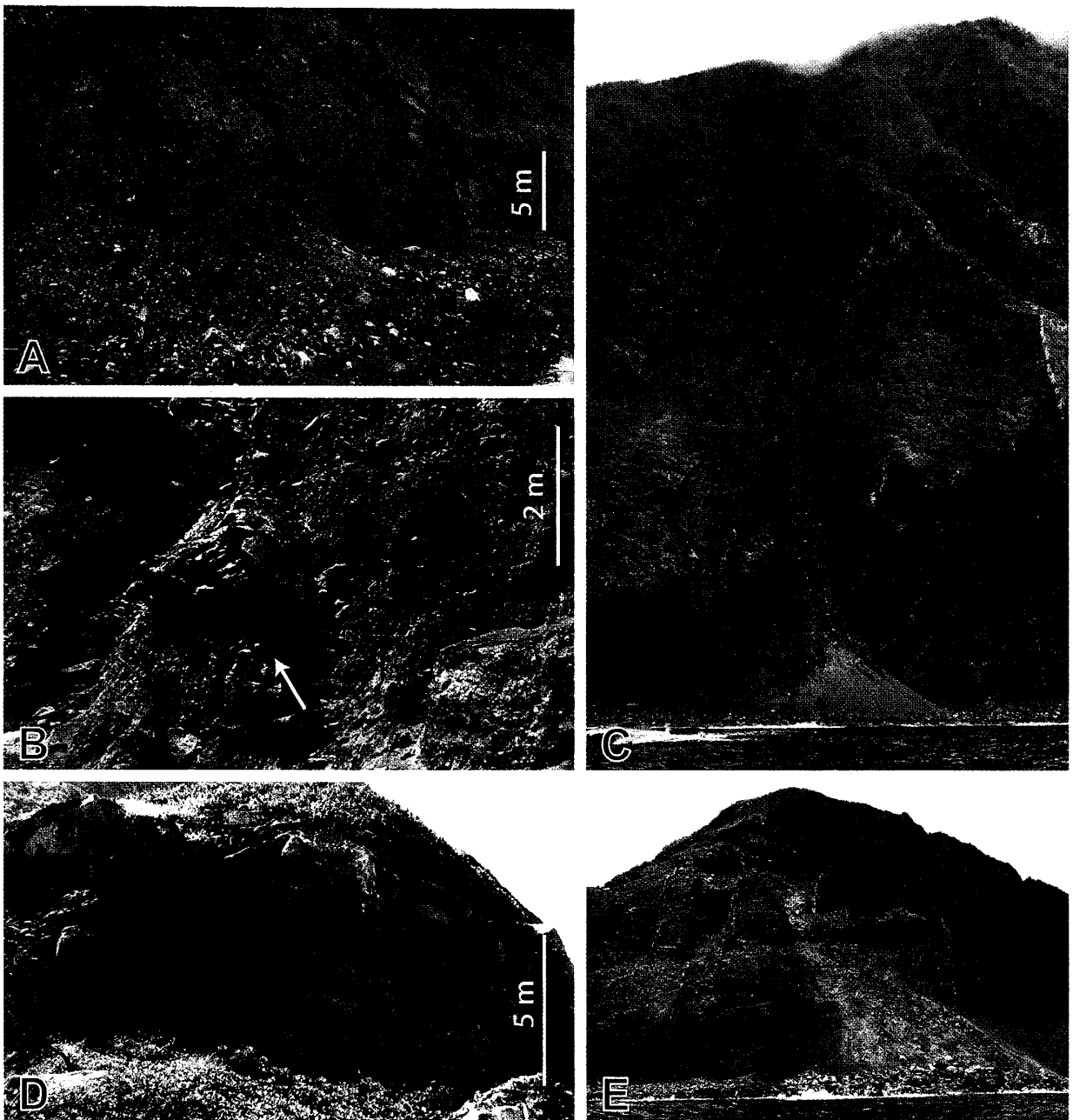


図3. 南硫黄島の崩落地形および堆積物。

A および B : 松江岬西の地すべり堆積物。岩脈 (矢印) およびその母岩 (溶岩) が元の構造を残したままブロックとして崩落してきている。C : 頻繁に落石がおこる三星岩対岸の崩落谷。海岸部で三角錐の崖錐地形を作る。D : 南東部の古い崩落堆積物。表層は植生に覆われ、安定している。E : 南岬付近の崩落地形。色の濃い部分は植生が発達してきている。写真 A は千葉勇人さん撮影。

Figure 3. Outcrops of collapsed and landslide deposits at Minami-Iwo-To Volcano.

(A) and (B), landslided deposits at the west of Matue-Misaki (northeast of the island); (C), valley facing to Mitsuboshi-Iwa (northwest of the island); (D), older collapsed deposit at the southeast coast of the island; (E), slope failure at Minami-Misaki (southwest of the island).

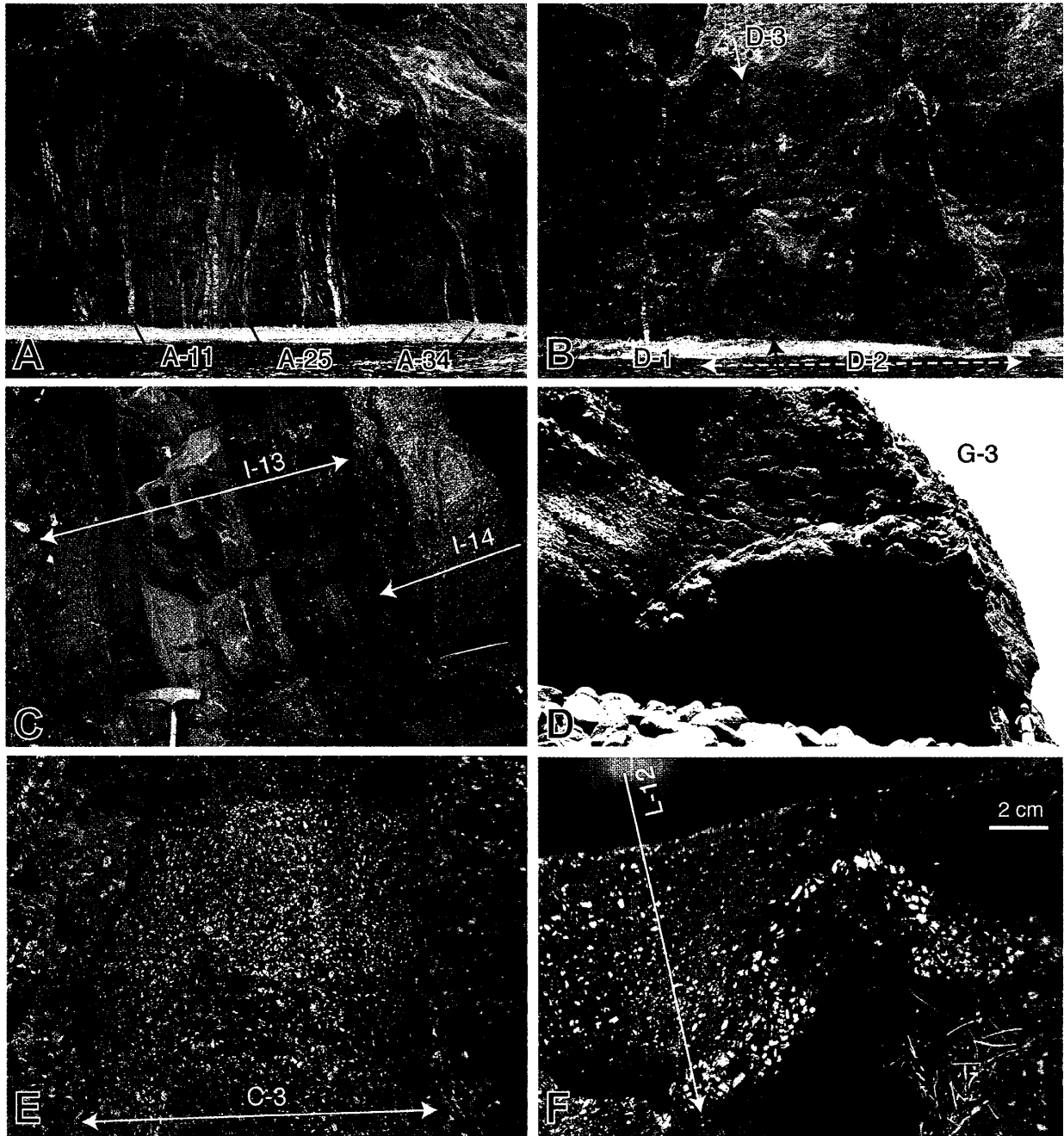


図4. 岩脈の岩相 (A-11などは岩脈番号、図2参照)。

A : 最も岩脈密度が高い部分 (ゾーンA)。大部分は垂直、平行に貫入。A-11の幅150 cm。B : 海食崖に平行にD-2がへばりつく。D-1の幅140 cm。C : 重複岩脈・複合岩脈。I-13がI-14に貫入。I-13は無斑晶質と多斑晶質が繰り返す層構造が顕著、左端は露出していない。ハンマーヘッドの長さ18 cm。D : 火砕流に貫入した岩脈側壁のひだ模様。右下に人物。E : 急冷相が発達する岩脈。中央部に大型斜長石斑晶が多い。岩脈の幅約10 cm。F : 急冷縁に斜長石斑晶が集積。

Figure 4. Lithofacies of dikes at Minami-Iwo-To Volcano.

(A), the most densely populated cliff (zone A); (B), dike perpendicular to the direction of radial dikes; (C), multiple dike and composite dike; (D), side wall of dike with the folds; (E), dike with chilled margin containing less phenocrysts; (F), dike with chilled margin containing abundant plagioclase phenocrysts.

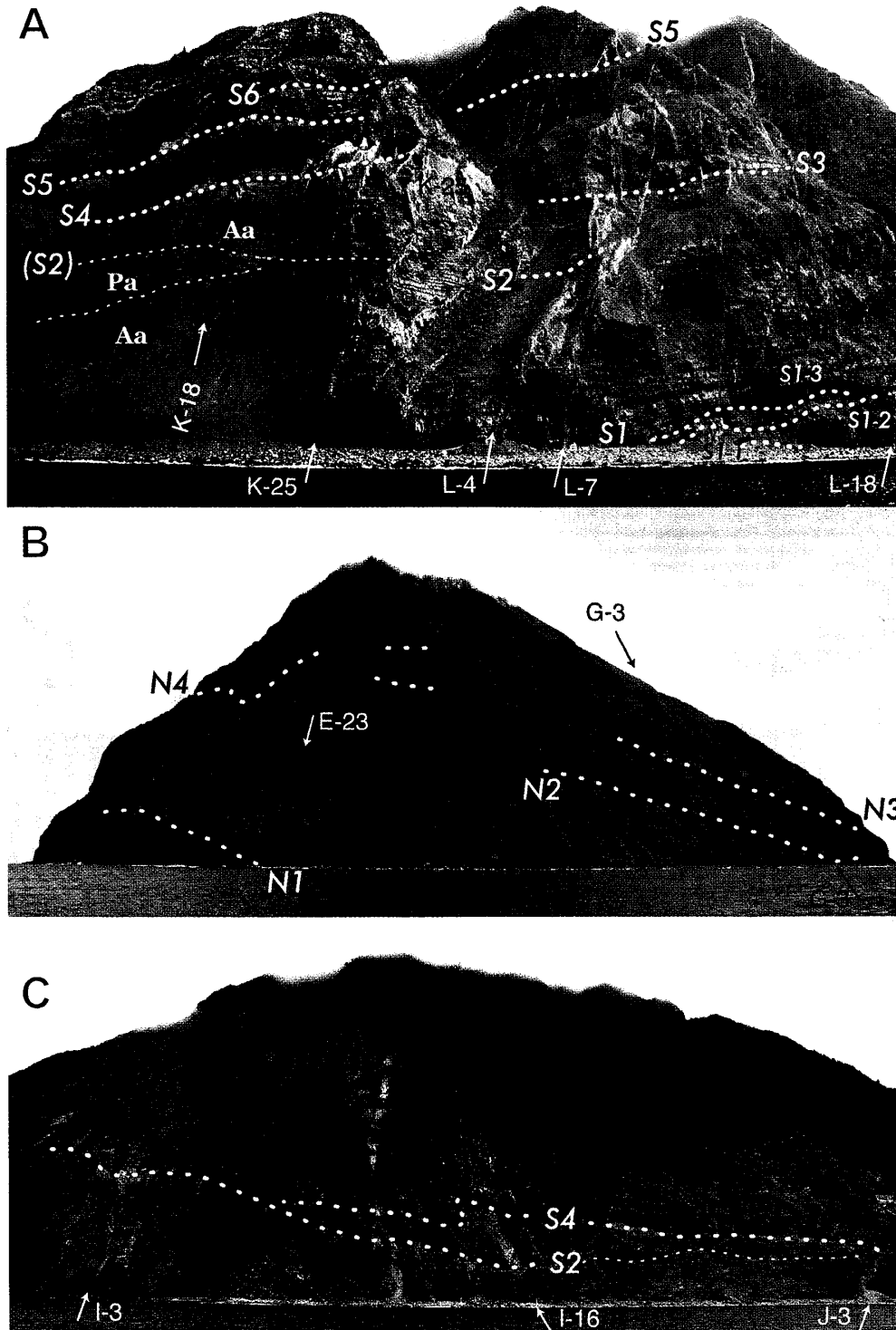


図5. 船上観察による火砕物層の分布。

点線は火砕物層の底面を示す。A：南斜面のS1～S6火砕物。S1は3層準に分かれる。Aaはアア溶岩層、Paはパホイホイ溶岩層。S2の左半分（西）は溶岩層中の境界。中央の谷が山頂ルートとなった南クーロアール。B：北斜面のN1～N4火砕物。雲霧帯直下に古い崩落崖の頂部。C：西斜面のS2およびS4火砕物。S2の右半分（南）は溶岩層中の境界。写真BおよびCは中野秀人さん撮影。

Figure 5. Distribution and correlation of volcaniclastic layers at Minami-Iwo-To Volcano.

(A), southern cliff (S1 to S6 layers); (B), northern cliff (N1 to N4 layers); (C), western cliff (S2 and S4 layers).

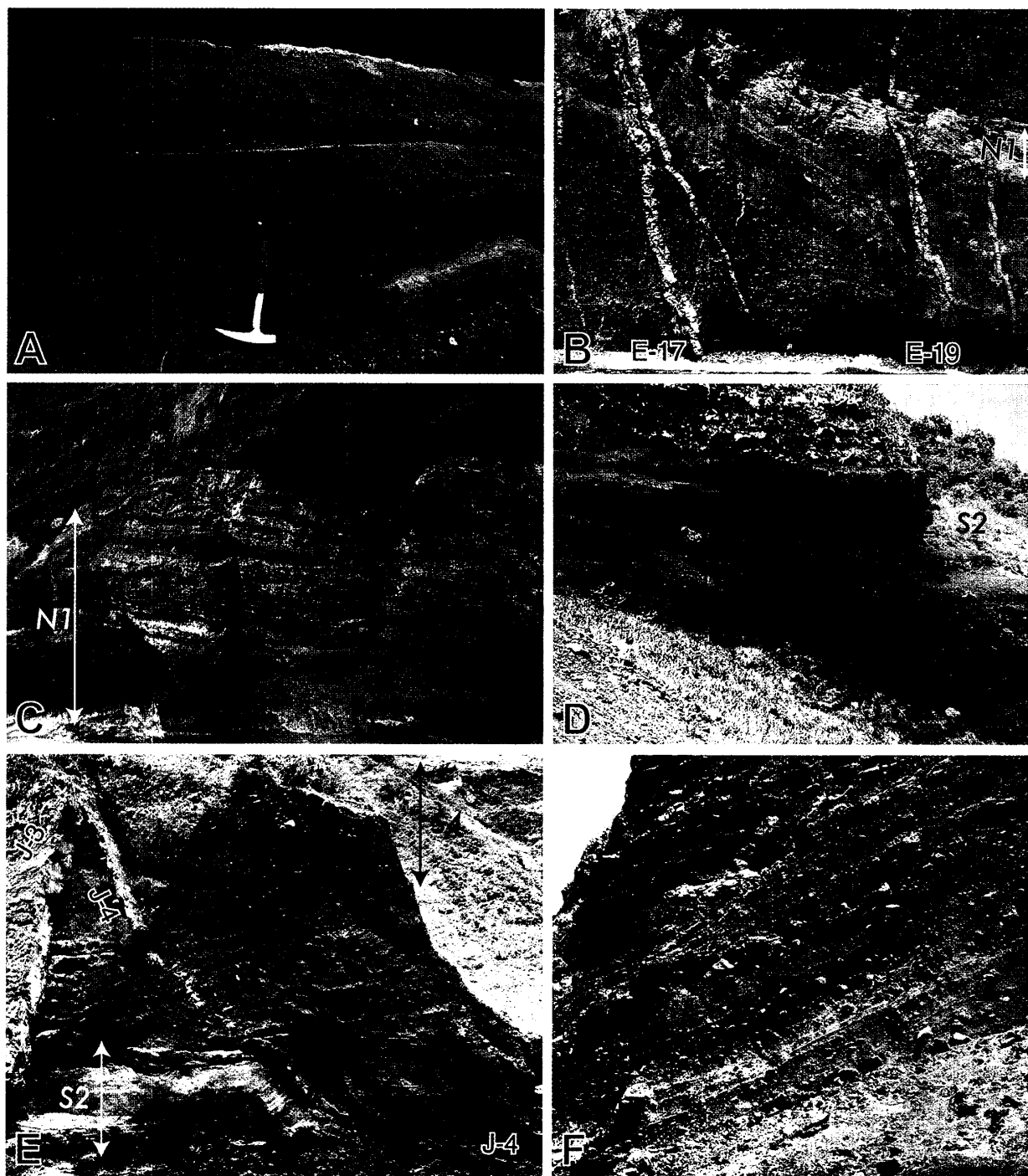


図 6. 火砕物の岩相。

A : 斜交層理が発達する S1-2 (南斜面)。ハンマーの長さ約 33 cm。B : 下位の見かけ上ほぼ水平なアア溶岩層を細粒の無層理堆積物が不整合に覆い、その上位に N1。その上位は明らかに右傾斜のアア溶岩層 (松江岬南東)。C : 成層構造が発達する N1 (松江岬西)。D : 成層構造が発達する S2 (南斜面)。E : S2 と S4 の間にアア溶岩層 (南西斜面)。J-4 は右下でほぼ水平のシルに移行。F : N2 の成層する火砕流堆積物。露頭の高さ約 10 m。写真 C は千葉勇人さん撮影。

Figure 6. Lithofacies of volcaniclastic layers at Minami-Iwo-To Volcano.

(A), S1-2; (B) and (C), N1; (D), S2; (E), S2 and S4; F, N2.

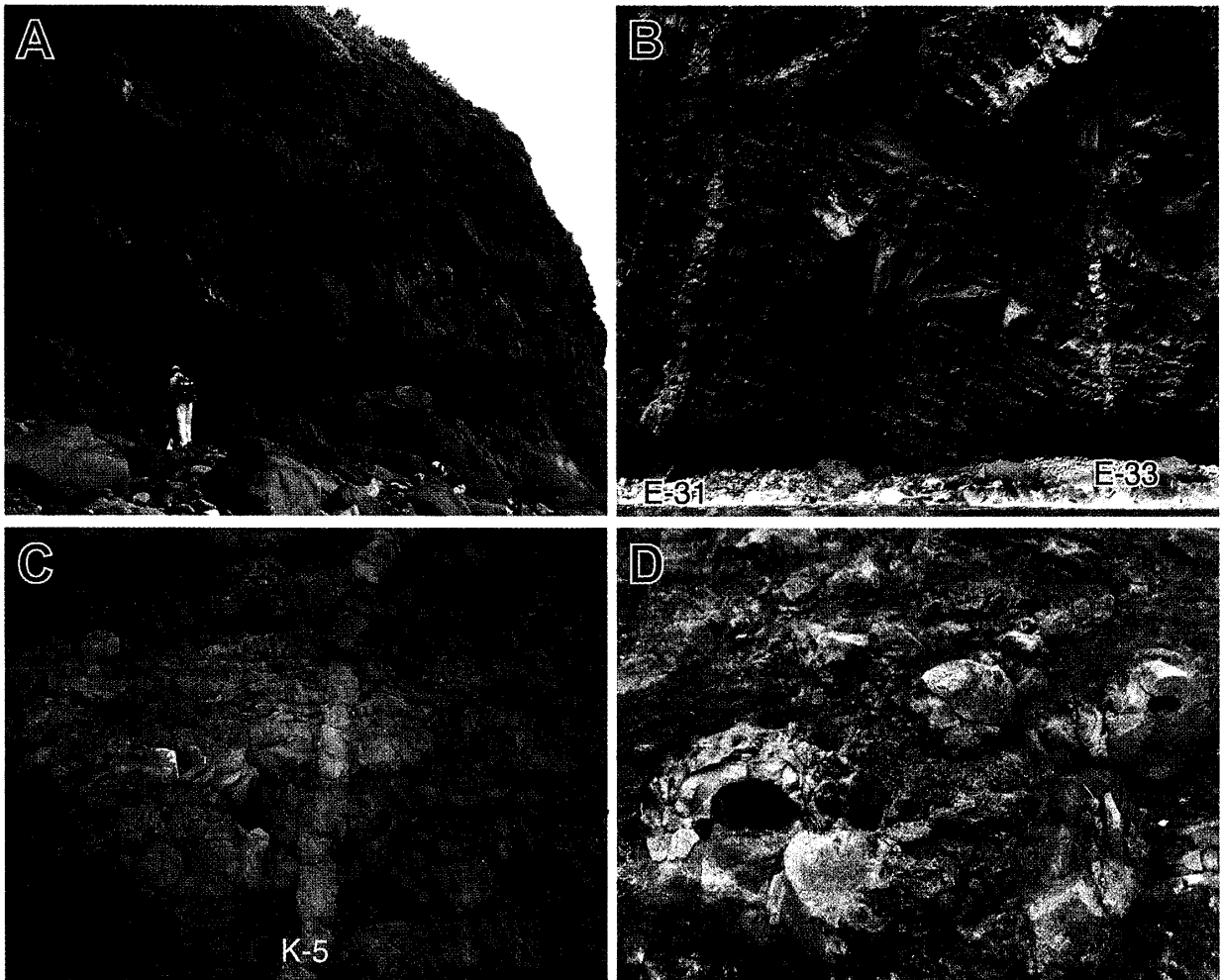


図7. 溶岩の岩相。

A : 厚いアア溶岩 (松江岬南東)。塊状部もクリンカー部も厚い。N1 下位の薄いアア溶岩層 (図 6B) より下位。B : 薄いアア溶岩の累重 (松江岬西)。中央部と右上に溶岩チャネルの中央部。側端崖から繰り返して薄い溶岩が溢流、溶岩チャネルの断面がよく見える。右上の塊状部の直下に厚い火砕物があるが、側方ですぐに尖滅する。E-31 の幅 210 cm。C : パホイホイ溶岩の断面 (南岬西)。火砕物を挟まず、累重する。K-5 の幅 50 cm。D : 溶岩チューブを持つ舌状パホイホイ溶岩の断面 (南岬北西)。

Figure 7. Lithofacies of lava flows at Minami-Iwo-To Volcano.

(A) and (B), aa lavas; (C), pahoehoe lavas; (D), cross sections of pahoehoe tubes.

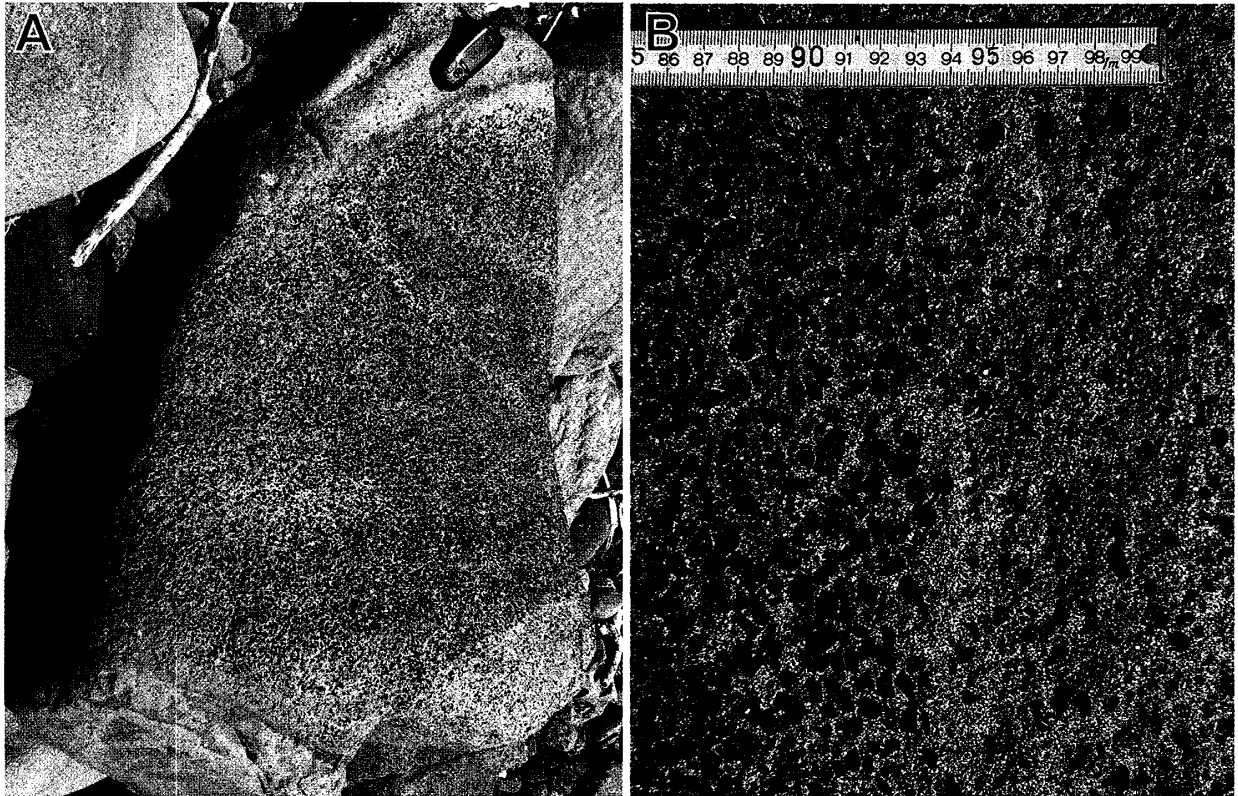


図 8. 単斜輝石斑晶に富む玄武岩転石（南東海岸）。

A : GPS の幅約 6 cm。写真下に明らかな流理構造が見える。複合岩脈らしい。B : 単斜輝石は最大で径 1 cm に達する。おそらく岩脈の中心部に濃集。

Figure 8. Clinopyroxene-rich basalt block at Minami-Iwo-To Volcano.

The maximum size of clinopyroxene crystals reaches to 1 cm in diameter. The rock is possibly derived from some unknown dike.