

2-1. 地質の概要と発達史

海野進・石塚治

南鳥島を除く小笠原諸島は海洋地殻の上に形成された海洋性島弧である（図 2-1-1）。小笠原群島や火山列島を載せる伊豆－小笠原弧は総延長 1,500 km に及ぶ島弧－海溝系であり、太平洋プレートが海洋プレートであるフィリピン海プレートの東縁に沿って 48Ma に沈み込むことによって誕生した。伊豆－小笠原弧は海洋性島弧の典型例として学術上きわめて重要であることから、地球物理学的、地質学的、岩石学的に世界で最もよく研究されている。

40 億年前の初期地球では、大陸地殻の陸地はなく地表は海洋地殻のみでできていた（Windley, 1983）。大陸と大陸地殻は最初に海洋地殻で形成され、現在見られる大きさにまで成長してきた（Taylor, 1967; 巽, 2003）。伊豆－小笠原弧の地下では、島弧火成活動によって大陸地殻の平均化学組成を持つ安山岩質中部地殻が現在も形成されつつある（図 2-1-2, Kodaira et al., 2008; Suyehiro et al., 1996; Tatsumi et al., 2008）。この事実は、海洋地殻の上に発生した海洋性島弧が成長していく過程で大陸地殻がつくられることを示している。伊豆－小笠原弧の地質には、大陸地殻形成の場である海洋性島弧の誕生から現在に至るまでの成長過程が、マグマ組成と火山活動の変遷史として連続的に記録されている。しかしながら、伊豆－小笠原弧の大半は海底下にあるため、この地質学上きわめて重要な記録を直接手に取り、観察することは事実上不可能である。一方、小笠原諸島では海洋性島弧の成長過程を記録した地層が陸上に大規模に露出しており、これらを詳細に観察することができる世界で唯一の場所である。

小笠原諸島の地質は、沈み込み帯が誕生してから定常状態に至るまでの海洋性島弧が辿る典型的な成長過程を示すものであり、それは大陸地殻がどのようにして形成され成長してきたかを示す地球の進化過程の記録にほかならない。

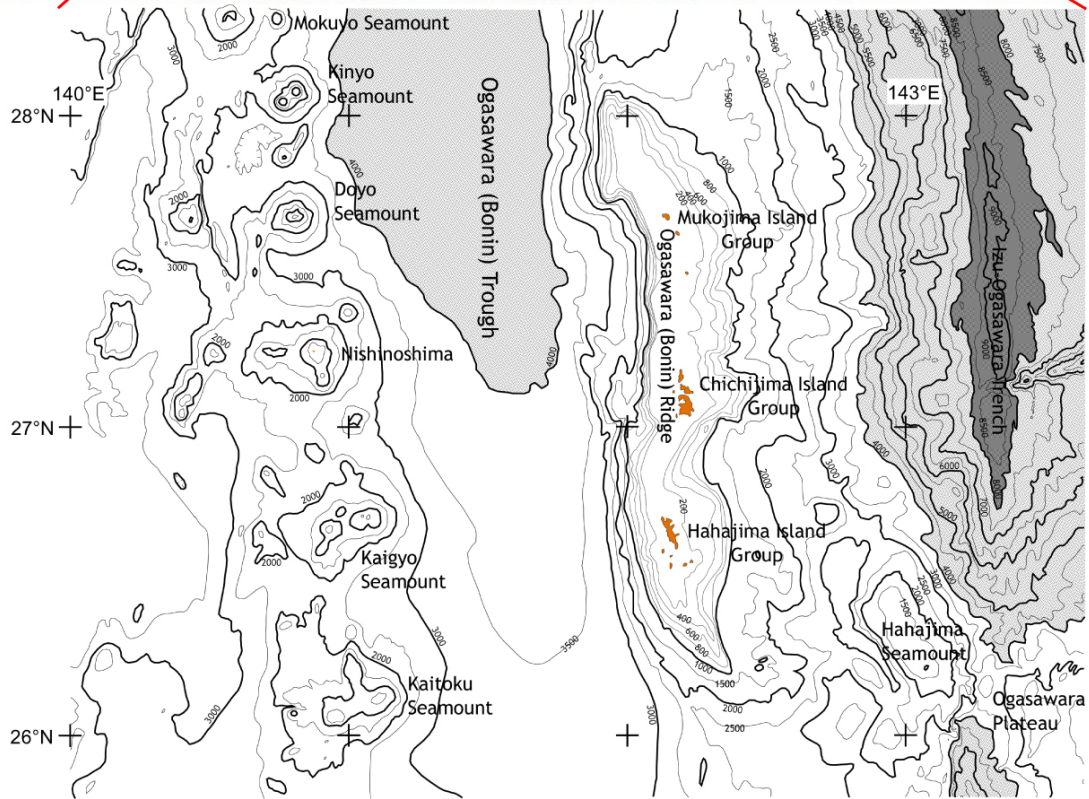
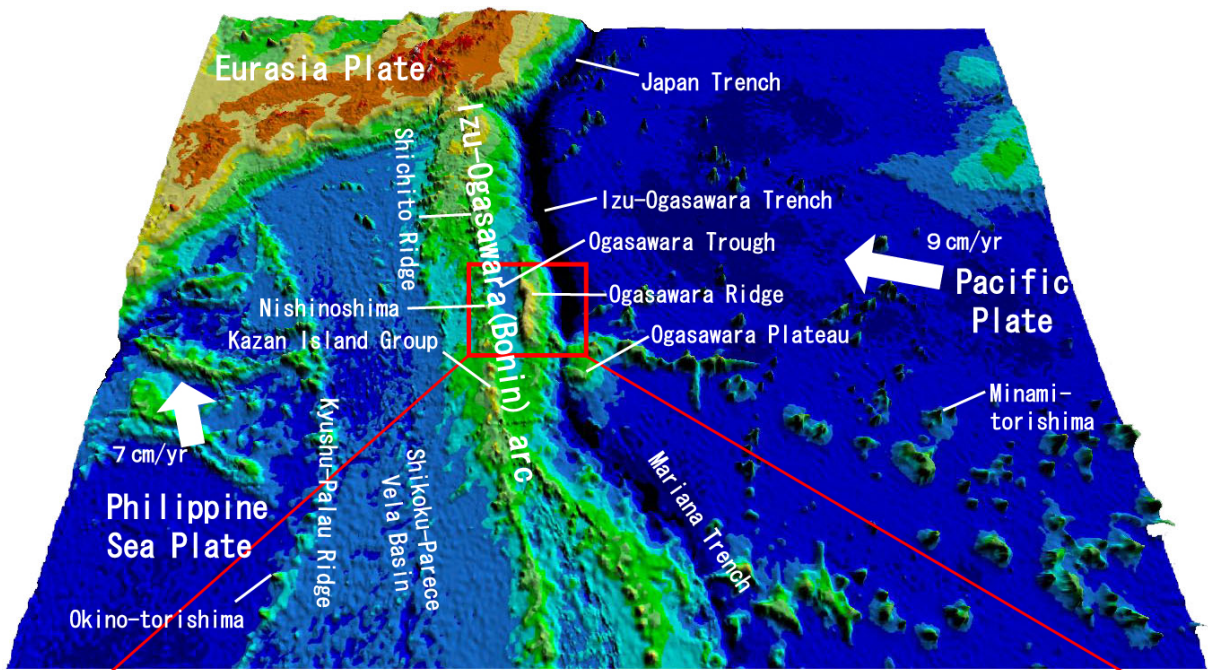


図 2-1-1. 小笠原諸島周辺の海底地形と小笠原群島（海野, 2008 を改変）

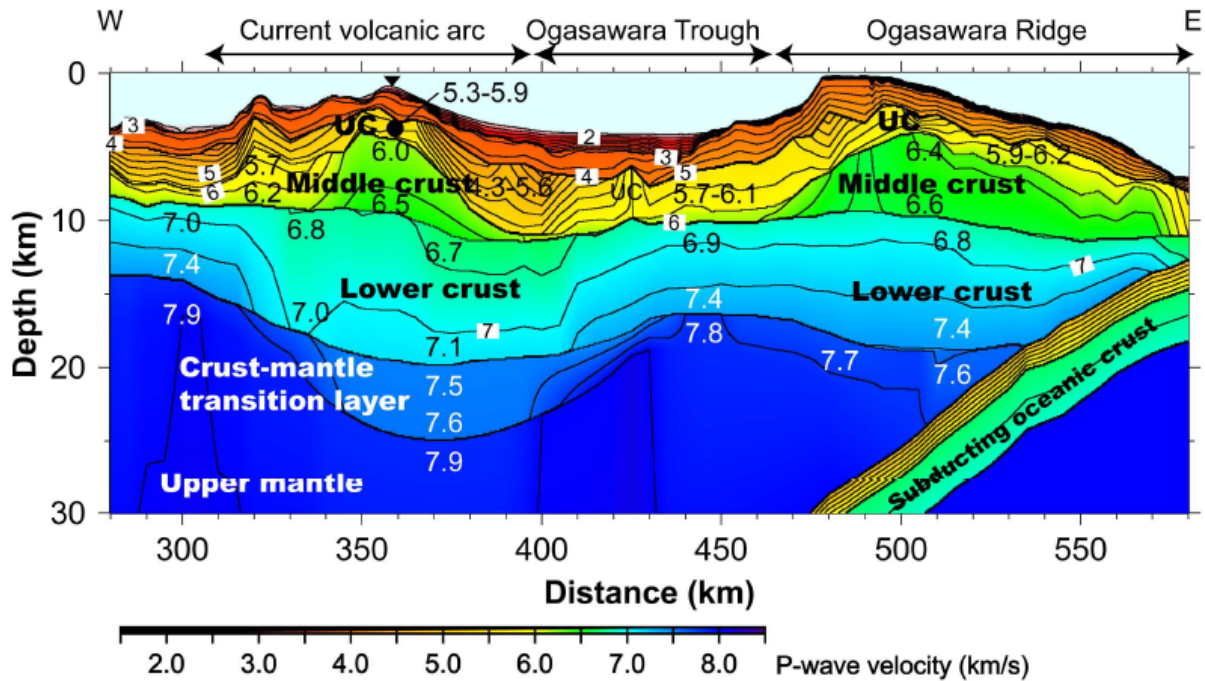


図 2-1-2. 伊豆ー小笠原弧の地殻構造の推定 (Takahashi et al., 2009)

下図は伊豆ー小笠原弧を横切る東西断面における地震波 (P 波) 速度構造を示す。P 波速度 6.0~6.6km/s の層が中部地殻であり、島弧下にものみ存在する。

(1) 小笠原諸島の地質と地形

小笠原諸島周辺の海底地形は伊豆ー小笠原海溝から背弧にかけて小笠原海嶺、小笠原トラフ、七島海嶺、四国ーパレスベラ海盆、九州ーパラオ海嶺と並ぶ (図 2-1-1)。伊豆ー小笠原弧の前弧である小笠原海嶺の上に点在する小笠原群島 (北から聳島列島、父島列島、母島列島) は古第三紀の火山フロントであった海底火山が隆起して海面上に現れたものである。七島海嶺上の第四紀火山は伊豆ー小笠原弧の現在の火山フロントで、西之島と、北硫黄島、硫黄島、南硫黄島からなる火山列島などの活火山がある。四国ーパレスベラ海盆は伊豆ー小笠原弧と九州ーパラオ海嶺の間に 30~15Ma にかけて拡大した背弧海盆である。

小笠原諸島の多くの島々は切り立った海食崖で囲まれており、良好な露頭に恵まれている。父島の千尋岩や母島の大崩湾をはじめとする壮大な景観は、小笠原諸島を形成した地質学的イベントについての雄弁な語り手である。

父島列島

父島は面積が 23.79 km²、最高地点は標高 326 m で、標高 250~300 m 付近に小起伏面が広がる。東~南部は比較的急峻な斜面と海食崖となっているが、西岸へ向けて徐々に高度を下げ、小港や二見港周辺に砂浜が点在する。また、父島の周囲には兄島、弟島、西島、南島、東島などの属島がある。兄島の面積は 7.92 km²、弟島の面積は 5.18 km² で、他の島は 1 km² 未満である。いずれも海食崖で囲まれた台地状の地形をなす。一方、石灰岩で

きた南島は南北に走る断層に挟まれた地累である。

父島列島は 48 Ma に開始した海底火山活動により形成された。この活動は枕状溶岩をつくるおだやかな噴火で始まり、山体が成長して水深が浅くなるにつれてやや爆発的な噴火を交えるようになった（図 2-1-3）。父島列島の地層は下位から円縁湾層、旭山層、三日月山層、南崎層に区分される（図 2-1-4）。円縁湾層は、父島、兄島、東島、西島に、旭山層は父島及び兄島に、三日月山層は父島北部と弟島に、南崎層は父島南崎から南島周辺にかけて分布する。

円縁湾層は 48~46 Ma に噴出した無人岩系列の火山岩類と島弧ソレイト質安山岩からなり、沈み込み開始初期に噴出したマグマの特徴を示す。最も古い地層は無人岩枕状溶岩で父島の北岸から東岸、南岸、兄島、東島にかけて分布する（図 2-1-3 の a, b, 2-1-4 の Mb）。父島東岸～東島の間を中心に枕状溶岩と火砕岩がつくる山体が東西に傾斜し、多数の岩脈が集中することからこの付近が噴火中心であったと考えられる。岩脈群は父島北岸から兄島西岸～人丸島及び瓢箪島にかけて続いており、筋岩岬ではその名の通り岩壁から突き出した多数の岩脈が岩肌筋模様を付けている。その後、爆発的な噴火が頻発するようになり、父島の中央部から北部に分布する凝灰角礫岩が堆積した。爆発的噴火によって生じた火砕物は崩壊しやすく、乱泥流となって火山体斜面を流れ下り、山麓に堆積した（図 2-1-3 の c）。これが父島西岸～南岸～南東岸に分布する砂岩泥岩互層である（図 2-1-4 の Mt）。爆発的な噴火期の直前には父島南西部の鬼海岸から金石浜にかけて露出する島弧ソレイト系列の溶岩流と岩脈群を形成した（図 2-1-4 の Mj）。なお、金石浜は当時の火口に近く、火口直上の海底に熱水から沈殿した塊状硫化鉄床の跡が、黄鉄鉱や石膏の美晶を含む温泉粘土となって観察できる。父島の中央部から南部にかけては無人岩マグマ活動の終盤に噴出したデイサイトの枕状溶岩とハイアロクラスタイトからなる（図 2-1-3 の d, 2-1-4 の Md）。一般的にケイ酸分の高い溶岩が水底に噴出すると、固結した溶岩になることは稀で、ハイアロクラスタイトと呼ばれる破碎したガラス状の集合物になることが多い。しかし、小笠原諸島の無人岩系列のデイサイトは、ケイ酸分が高い溶岩としては珍しく、典型的な枕状溶岩をつくることが多い。これは通常の火山岩とは異なる無人岩類の特殊性を示すものである。天之鼻から巽崎の断崖では見事なデイサイト枕状溶岩を見ることができる。

旭山層は旭山や赤旗山、天之浦山、巽崎などの山稜部に分布する（図 2-1-4 の A）。無人岩系列の石英含有デイサイト、流紋岩の板状溶岩やハイアロクラスタイトからなる。デイサイト溶岩と同様に一部で流紋岩の枕状溶岩が形成されている（図 2-1-3 の e）。

三日月山層は 45Ma に噴出したカルクアルカリ安山岩～デイサイト、高 Mg 安山岩、高 Ca 無人岩からなり、これらも沈み込み帯形成過程における初期の噴出物である。三日月山層は父島の三日月山や弟島に分布し、カルクアルカリ岩質の火山体由来の水中土石流堆積物による凝灰角礫岩（図 2-1-4 の Zt）に挟まれた古銅輝石安山岩や無人岩の枕状溶岩（図

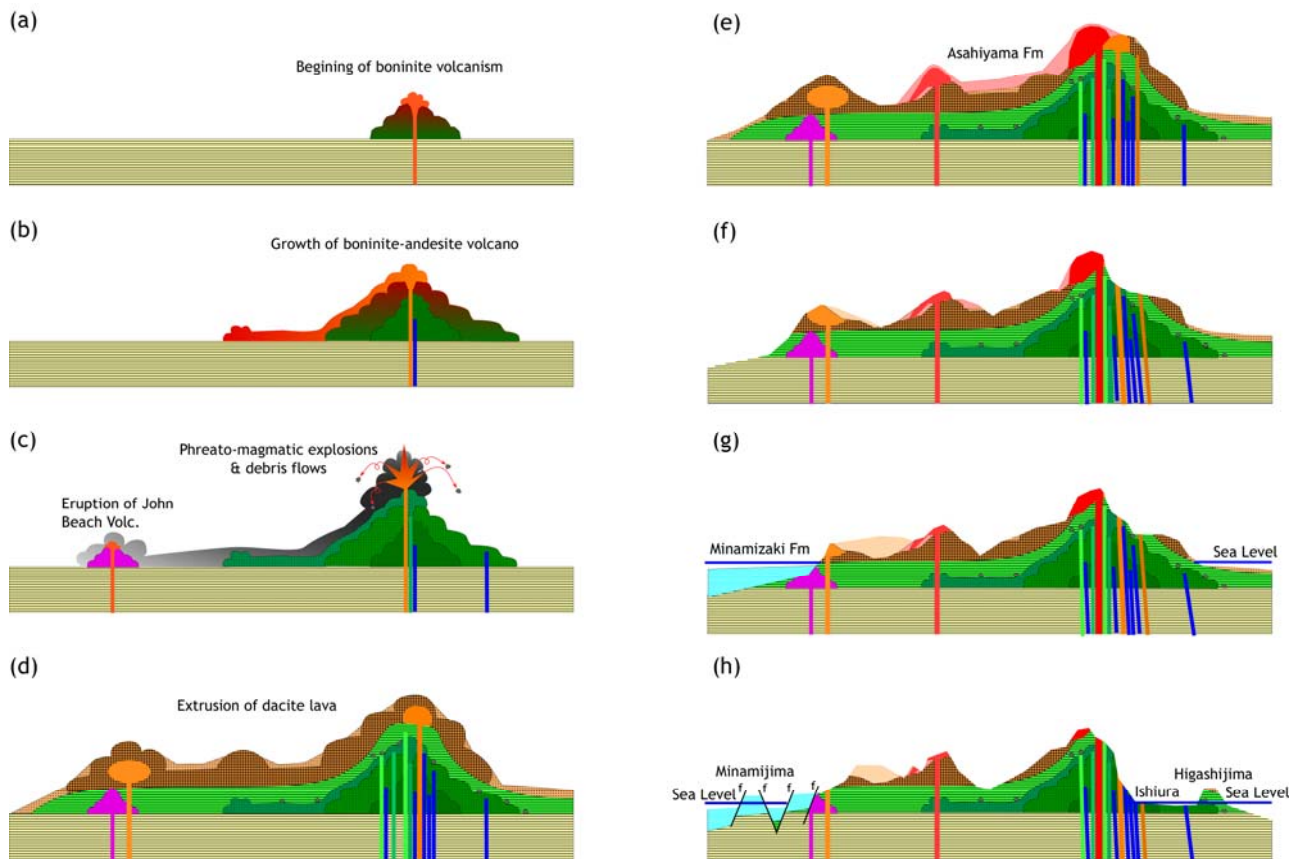


図 2-1-3. 父島火山の成り方。火山体は海底で成長し (a~f) 海面上に隆起した (g, h)。

- (a) Beginning of boninite volcanism. Quiet extrusion of lava formed pillowed cones along fissure vents under deep water.
- (b) Construction of the volcanic edifice continued by stacking pillowed cones one after the other with occasional extrusion of long-traveling flows through lava tubes.
- (c) As the volcano grew and the summit approached the surface, phreatomagmatic eruptions took place and deposited pyroclastic materials on top, which are unstable and collapsed to turn into volcanoclastic debris flows that transported volcanoclastic materials on the skirts of the volcano.
- (d) Extrusion of dacite lava mainly as pillows and hyaloclastite through summit and lateral fissures, covering the most part of the volcano
- (e) Volcanic activity significantly decreased and intervened by a short repose period, during which erosion of the volcanic edifice and deposition of conglomerate and sandstone took place. After the repose period, rhyolite lava (Asahiyama Formation) extruded to fill the topographic lows and cap the summit region.
- (f) After an erosional period, volcanic activity changed to extrusion of high-Ca boninite magma on Ototojima. In addition to this, another volcanic center at a distant place from the Chichijima Islands initiated more frequent explosive eruptions of calc-alkalic magmas which formed a unknown submarine stratovolcano. This volcano collapsed to form debris avalanche which supplied volcanic materials to Chichijima Islands (Mikazukiyama Formation).
- (g) Entire islands were uplifted and eroded. Surface rocks were weathered to laterite. Subsequently at least lower parts of the islands were submerged and a reef of corals and foraminifers developed on the southwestern coast of Chichijima (Minamizaki Formation).
- (h) During the last glacial age, the uplifted reef limestone was weathered and eroded to yield a karst, which is now partially submerged below the sea level.

2-1-4 の Zp) からなる (図 2-1-3 の f)。

父島の海底火山活動は 44 Ma 頃には終了し、遅くとも 34 Ma までに一旦陸化した。その後、造礁生物による石灰岩が堆積した (図 2-1-3 の g)。この石灰岩層が南崎層 (図 2-1-4 の Mn) で、南崎層は南島から父島南崎の一带に分布する。上部からは *Spiroclypeus margaritatus* や *Miogyopsinella boniensis*, 下部からは *Heterostegina borneensis* や *Lepidocyclina (Eulepidina)* などの底生有孔虫化石をはじめ、珊瑚・貝化石などを産出し、浮遊性有孔虫化石から 34~27Ma に堆積したと考えられている。南崎層石灰岩は最終氷期に陸化し、南北性の断層に沿った融食によってカルスト地形が形成された。その後、後氷期の海水準の上昇により沈水し、沈水カルストとなった (図 2-1-3 の h)。現在、南島のほか、南島周囲の海底に沈水したドリーネやウバーレ群をみることができる。

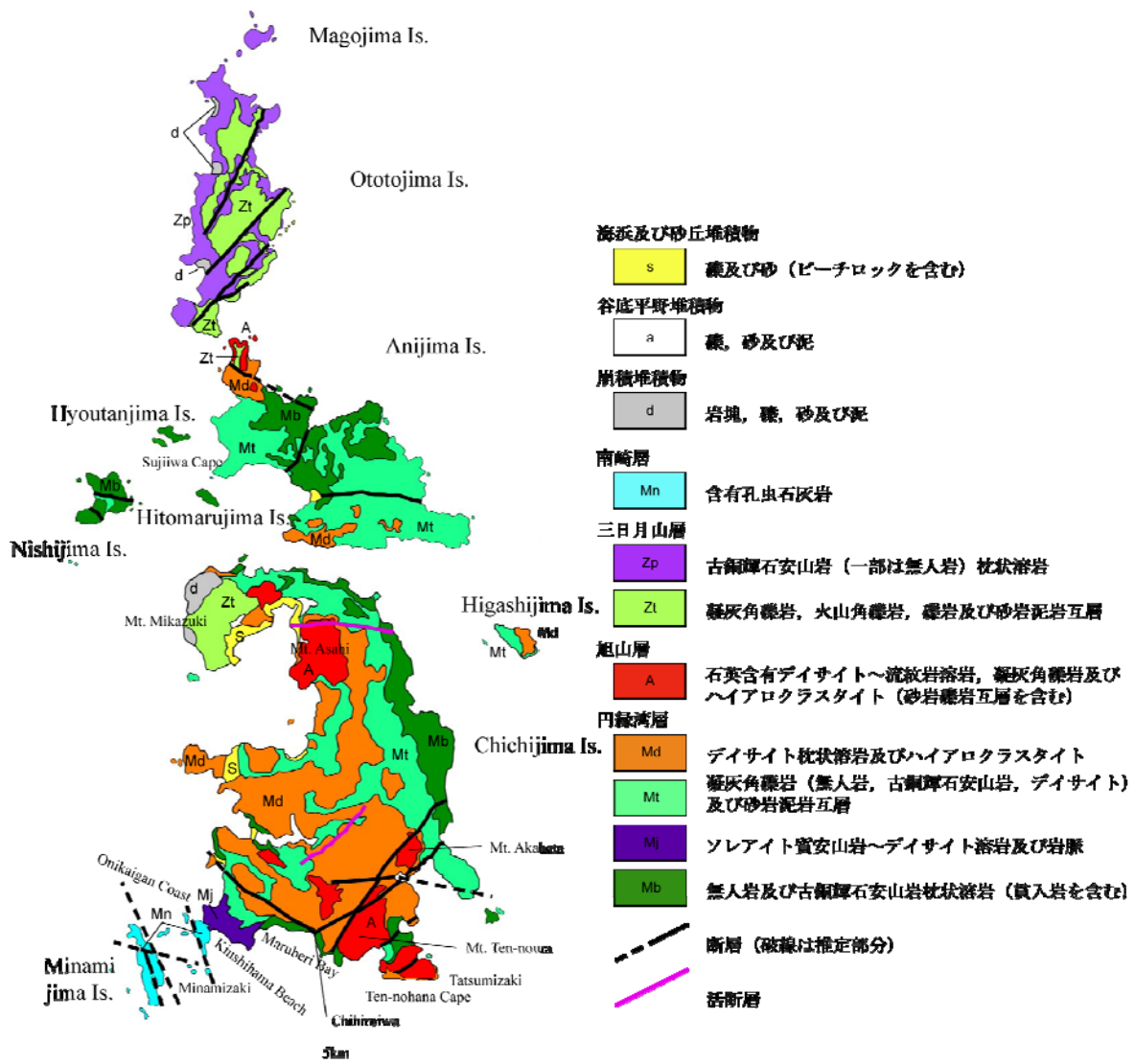


図 2-1-4. 父島列島の地質図 (海野ほか, 2009 を改変, 産総研承認番号: 第 60635500-A-20091202-010)

聳島列島

聳島列島は父島の約 40～70 km 北に位置し、聳島、媒島、嫁島などからなる。島の面積は聳島 2.56 km²、媒島 1.37 km²、嫁島 0.62 km² である。いずれの島も低平で、島の周囲は海食崖となっている。

聳島列島も父島列島とほぼ同時期（48～46 Ma）に形成された海底火山が隆起したものである。聳島や媒島、嫁島は主にプレートの沈み込み開始初期に噴出した無人岩（図 2-1-5 の Sp, Yp）、古銅輝石安山岩の枕状溶岩（図 2-1-5 の Np）と火砕岩（図 2-1-5 の Na）、流紋岩ハイアロクラスタイト（図 2-1-5 の Nr）などからなる。また、無人岩系列岩とほぼ同時に活動したと思われる島弧ソレアイト質安山岩のアグルーチネート（火口近傍に降下した火砕物で、高温で溶結してできた固い岩石）（図 2-1-5 の Ka）とデイサイト（図 2-1-5 の Kp）がそれぞれ北之島と中ノ島に見られる。

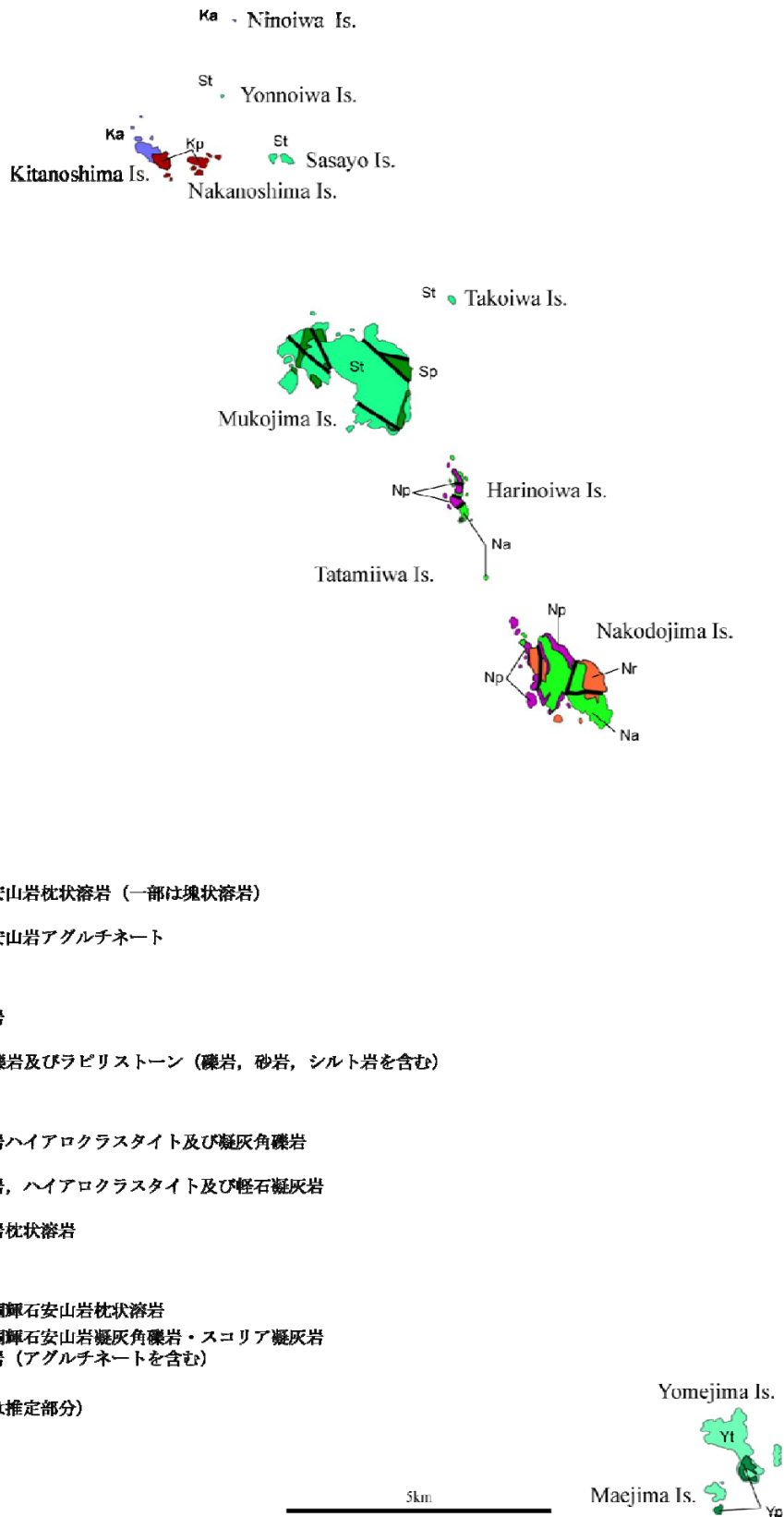


図 2-1-5. 聳島列島の地質図 (海野ほか, 2009 を改変, 産総研承認番号: 第 60635500-A-20091202-010)

母島列島

母島列島は父島の約 40~60 km 南に位置する。母島は面積 20.25 km²、最高地点は標高 462 m の乳房山で、全体的に低平な小笠原群島の中では最も高く、比較的急峻な山稜をもつ。南部西岸を除いて高さ 100~350 m の海食崖で囲まれる。海岸線は西岸では概して直線的であるのに対し、東岸は北から東港、大崩湾、東崎湾と特徴的な湾入が並ぶ。石門一帯にはカルスト地形が発達する。石門の南崖下には斜面崩壊による崩落物が厚く堆積している。

母島列島は、44 Ma 頃の海底火山活動に始まり、浅海から陸上で噴火した火山島であった。火山活動の終了後石門付近に貨幣石 *Nummulites* spp. や石灰藻類などの造礁生物が堆積して石灰岩となった。母島列島をつくる岩石は島弧ソレイト及びカルクアルカリ岩系列の安山岩を主体とし、未分化な玄武岩やデイサイトも含まれるが、無人岩は見られない。未分化玄武岩マグマは、父島列島や聳島列島を形成した無人岩マグマよりも深い地下 35 km にあった上部マントルが熔融して生じたものである。プレートの沈み込みが 400 万年間継続した結果、くさび形マントル浅部が冷却したために、無人岩マグマを発生しなくなったと考えられる。この無人岩マグマから玄武岩マグマへの化学組成の変化は、沈み込み帯がより成長した段階へ進んだことを示している。

母島の地層は下位から東崎湾層、元地層、石門層の 3 層に区分される (図 2-1-6)。最も古い東崎湾層は、水中土石流堆積物と成層した砂岩-礫岩互層からなり (図 2-1-6 の Hs)、東崎湾に面した海食崖に見られる。

元地層は母島の大部分を占め、主に浅海や陸上を流れた安山岩や火砕岩からなる (図 2-1-6 の Ht)。溶岩やハイアロクラスタイトの間には貨幣石 *Nummulites* spp.をはじめ *Discocyclus*, *Globigerina* などの底生及び浮遊性有孔虫化石を含む石灰岩質砂岩~礫岩が挟まれる (図 2-1-6 の Hs)。始新世の示準化石として有名な貨幣石は、直径 25 mm を超える大型底生有孔虫の化石であり、母島南西部の海岸 (御幸浜~南京浜) などで観察できる。元地層最下部には爆発的な噴火によって形成された白色軽石からなる水中火砕流及び降下軽石堆積物があり、母島南東沿岸の裏高根でよく観察することができる。また、猪熊谷から西浦にかけて厚さ 100 m を超える火砕流堆積物が分布する (図 2-1-6 の Hp)。巨大な吹き抜けパイプが発達することから、流動化の著しい高速火砕流であったと考えられる。猪熊湾から長浜にかけては溶岩に貫入する多数の岩脈があり、長浜から乾崎にかけて弱い熱水変質を受けたアグルチネートが 4.5 km に渡って大規模に露出することから、母島の北西部海岸に割れ目火口列があったと推定される。また、北港から東山~東港にかけて、岩脈群やアグルチネート、火道角礫岩が存在することから、この付近に火口群があったと考えられる。

石門層は母島北東部の石門でみられ、元地層が浸食されてできた凹地を埋める砂岩層~礫岩層と石灰岩からなる (図 2-1-6 の Hs、Sk)。最上位の石灰岩地帯にカルスト地形が発

達し、その石灰岩からは始新世中期～後期の底生有孔虫化石や浮遊性有孔虫（P15-17）を産出する（Matsumaru, 1984, 1996）。

母島の南方に点在する向島、姉島、姪島、平島は主に玄武岩～玄武岩質安山岩のハイアロクラスタイトや火砕岩からなる。姉島は母島列島で唯一玄武岩枕状溶岩がみられ、西岸のハイアロクラスタイトの下部に露出する。姪島西岸では火口直下の火山体の断面が露出し、火口からハイアロクラスタイトを噴出しながら成長していった様子が伺える。妹島は降下火砕岩をおおう安山岩ハイアロクラスタイトからなり、鳥島に面する妹島南岸では多数の岩脈に貫かれている。

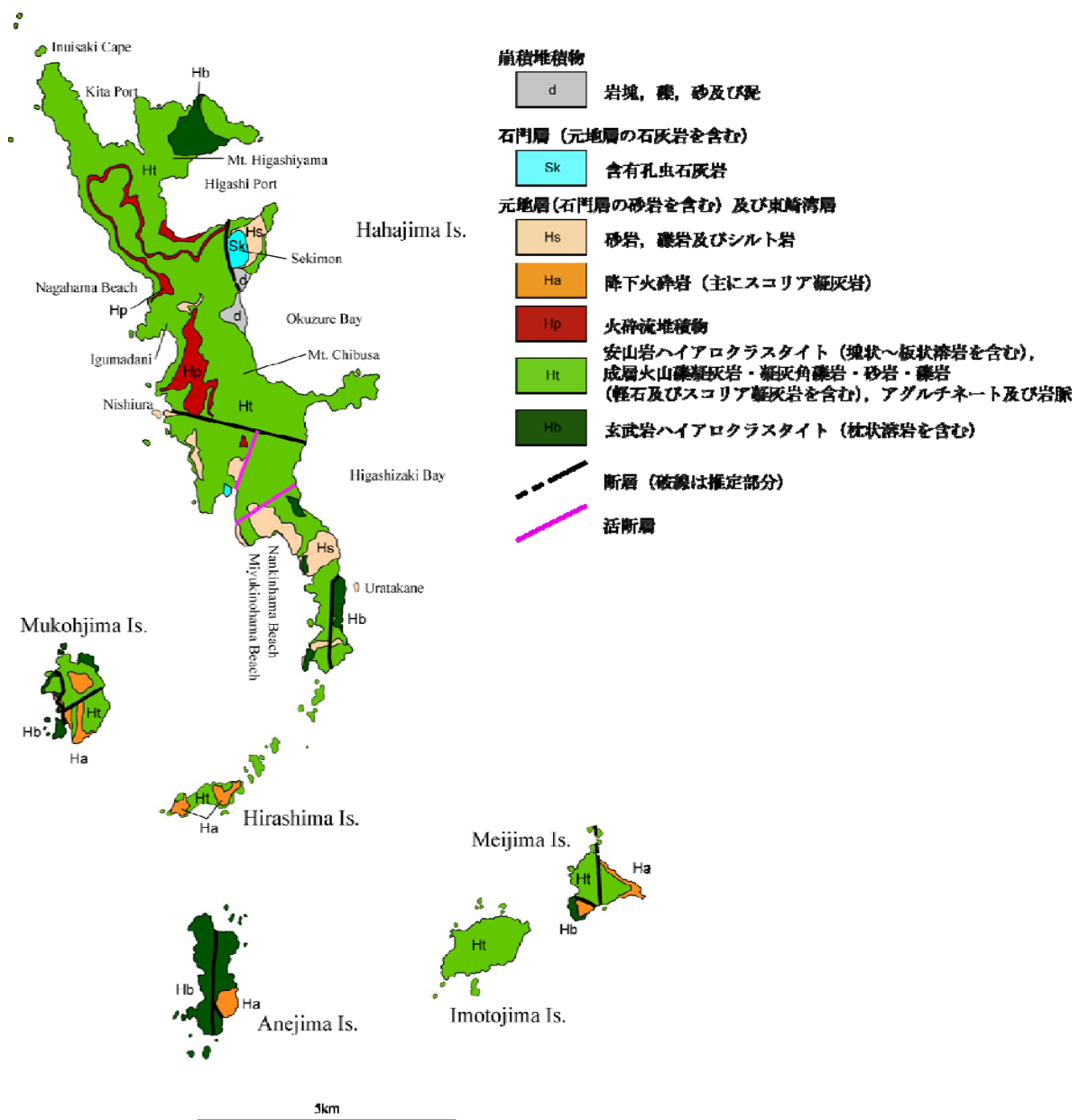


図 2-1-6. 母島列島の地質図（海野ほか, 2009 を改変, 産総研承認番号：第 60635500-A-20091202-010）

西之島・火山列島

西之島や火山列島は小笠原群島の約 130～330 km 西～南南西に南北方向に並ぶ火山島で、伊豆－小笠原弧の第四紀火山フロントをなす。これらの島は中期～後期更新世以降の火山活動により形成された。火山列島の火山は、それより北及び南の火山とは異なり、アルカリ元素が高いという特徴がある (Yuasa and Nohara, 1992; Ishizuka et al., 2007)。北硫黄島はやや高い程度であるが、南硫黄島や硫黄島、福德岡ノ場は極めてアルカリ元素の濃度が高く、シヨシヨナイトと呼ばれる安山岩を産する。

火山列島は北から北硫黄島、硫黄島、南硫黄島の3島からなる。北硫黄島は面積 5.57 km²、標高 792 m、南硫黄島は面積 3.55 km²、標高 916m で、南硫黄島は小笠原諸島の中で最も標高が高い。北硫黄島は巨大な海底火山の頂部に位置し、中期更新世後半ないし後期更新世の火山噴出物から構成される成層火山である (図 2-1-7、中野・古川, 2009; 中野ほか, 2009)。噴出物は主にアア溶岩とサージ堆積物、転動堆積物、土石流堆積物及び降下火砕物で、高アルカリソレイト系列の玄武岩からなる。南硫黄島はアア溶岩と火砕岩からなる成層火山で (図 2-1-7)、岩石は高アルカリソレイト～アルカリ岩系列の玄武岩である。両島ともに周囲の海食崖に多数の放射状岩脈が露出する。2つの島とも、噴火の記録や現在の噴気活動はなく、新しい単独の成層火山で、平坦地に乏しい。特に南硫黄島には平坦地がなく、海岸から山頂までの勾配が 40 度を超える急傾斜で、人間の上陸が極めて困難であることから、過去に人間の活動が行われておらず、原生の自然状態が良く保存されている。

西之島は比高 3,000 m、底面が 20～30 km 程度の巨大な海底火山の頂部に位置する面積 0.29 km²の平坦な三角形の島である。西之島火山噴出物及び海浜堆積物から構成される (図 2-1-7、海野・中野, 2007)。後期更新世あるいは完新世に噴出した安山岩溶岩及び少量の火砕岩からなる西之島溶岩と 1973 年～1974 年噴火による溶結火砕岩からなる。火山噴火と海食により島の形状が絶えず変化している。

また、西之島と北硫黄島の間には海形海山と海徳海山という海底火山がある。海徳海山は底径 40 km、比高約 2,500 m あり、最近では 1984 年に噴火があった (土出ほか, 1985)。海形海山は底径 45～52 km、比高約 2,350 m の火山で、山頂部で温度異常や熱水活動 (村上ほか, 1987; 土田ほか, 2001) が観測されている。北硫黄島と南硫黄島の間には北福德堆 (海勢場)、福德岡ノ場といった噴火記録のある海底火山が存在する。福德岡ノ場は 1904 年、1914 年、1986 年の噴火で新島の誕生・消滅を繰り返し、活発に活動している。

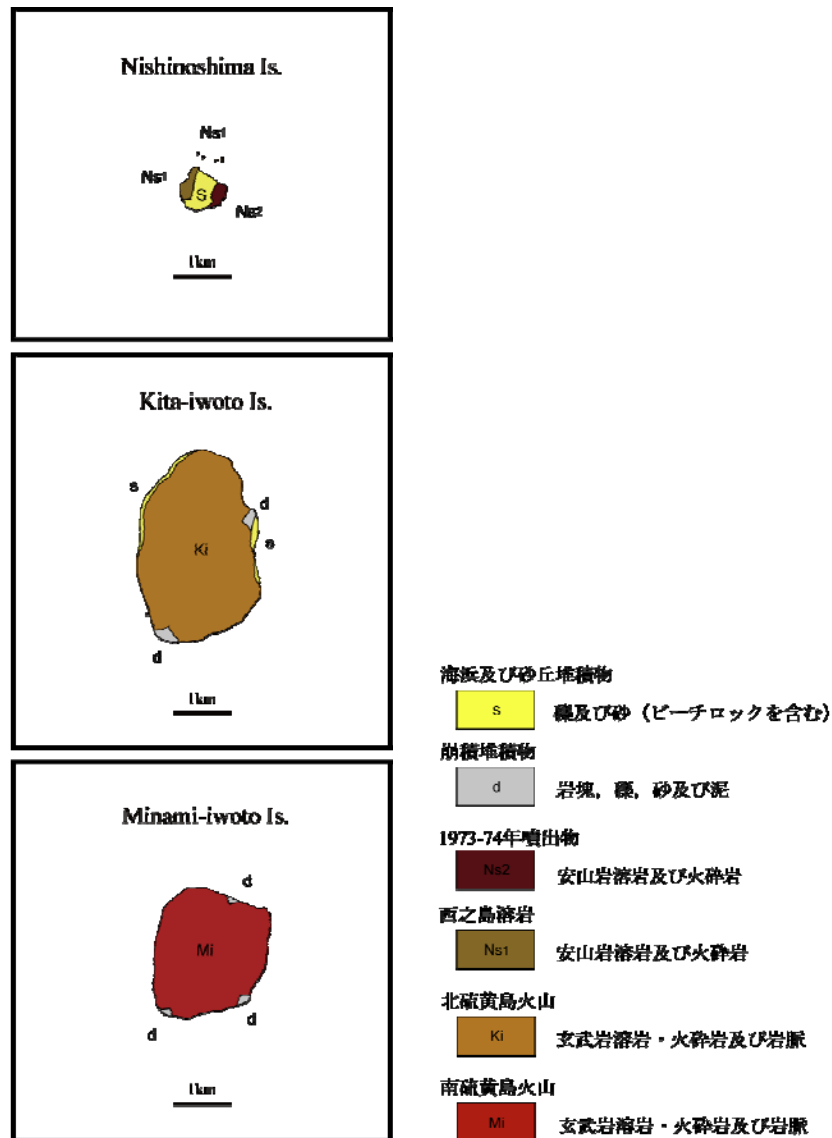


図 2-1-7. 西之島・火山列島の地質図 (海野ほか, 2009 を改変,
 産総研承認番号: 第 60635500-A-20091202-010)

(2) 小笠原諸島の発達史

小笠原諸島の形成の歴史は、太平洋プレートの沈み込みが始まった 50 Ma 頃に遡る (図 2-1-8, 2-1-9)。当時西フィリピン海盆は拡大中であった (Tatsumi and Maruyama, 1989)。さらに、太平洋プレートの先端が沈み込み始めることによって上盤のフィリピン海プレート東縁部に張力が働き、前弧拡大を生じた (Stern and Bloomer, 1992; Ishizuka et al., 2006)。そのため、高温のマントル物質が浅い位置まで上昇していた (図 2-1-9A)。48 Ma 頃には沈み込んだプレートから放出された水を主体とする流体によってくさび型マントル浅部の融点が下がり、マグマを発生した。小笠原の初期の火山活動の特徴づける島弧火山活動の始まりである (図 2-1-9B) (Umino and Kushiro 1989; Ishizuka et al., 2006)。その後プレートの沈

み込みとともに小笠原下のマンツルの冷却が進み、マグマはより深い上部マンツルで発生するようになり（図 2-1-9C）、40 Ma 頃までに現在の伊豆－小笠原弧（当時は分裂前の伊豆－小笠原－九州－パラオ海嶺）の位置に火山フロントが後退し、定常的な沈み込み帯が確立した（図 2-1-9D）。

小笠原諸島の発達史は海洋性島弧の形成過程に沿って次のように説明される（図 2-1-9、2-1-10、2-1-11 参照）。

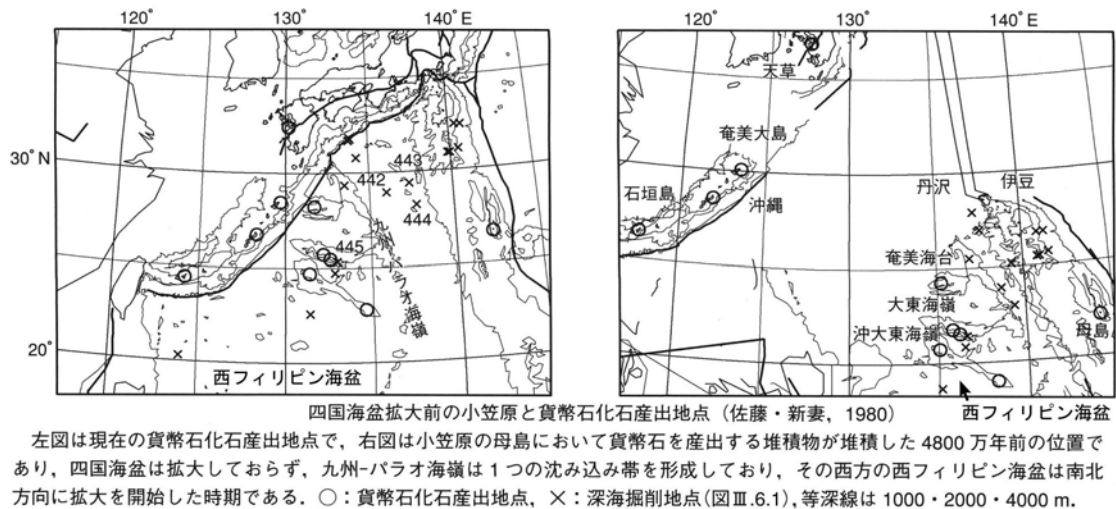


図 2-1-8. 48Ma の小笠原付近のプレート復元図（新妻, 2006 を改変）

沈み込み初期（海洋性島弧の誕生）

48～45Ma にかけては、プレートの沈み込み開始に伴い島弧火山活動が始まった時期である（図 2-1-9A, B）。この時期には、まず無人岩系列（低 Ca 無人岩、古銅輝石安山岩、両輝石デイサイト～流紋岩）の溶岩や島弧ソレイト溶岩がやや深海底で静かに流出する噴火を繰り返し、父島列島や聳島列島の土台を形成した（図 2-1-10, 2-1-11B）。その後も浅海の火山活動が継続し、噴出するマグマはもっぱらカルクアルカリ安山岩やデイサイト、古銅輝石安山岩、高 Ca 無人岩に変わった（図 2-1-11C）。

無人岩は斜長石を欠き、ガラス質のマトリクス中に斜方輝石（古銅輝石エンスタタイト）の結晶が豊富に詰まっている高 Mg 安山岩の一種である。無人岩の生成には通常の島弧玄武岩マグマが発生する深さよりも浅い（地下 < 30 km）ところで水を含んだマンツルが熔融するという、特殊な温度、圧力条件を必要とすることから、無人岩マグマは沈み込み帯の形成初期などにできると考えられている。小笠原では西フィリピン海盆下の高温のマンツル浅部にプレートの沈み込みによって水が供給され、無人岩マグマを発生した（Tatsumi and Maruyama 1989）。この岩石は父島で初めて発見され記載され、無人島であった小笠原の「無人」がなまったブニンから“Boninite”（無人岩）と命名された（Petersen, 1891）。模

式地である父島をはじめとして、小笠原群島は世界で最も大規模に無人岩が露出する地域である。

無人岩火山活動は沈み込み開始後の数百万年間（48～46 Ma）は、IBM 弧（伊豆－小笠原－マリアナ弧）の広範囲でほぼ同時期に起こっていたことが、最近の調査から分かってきた（Ishizuka et al. 2006）。図 2-1-12 は小笠原海嶺における沈み込み初期から過渡期にかけての火山活動の領域を推定したものであるが、48～46 Ma には小笠原海嶺の海溝側の広域で火山活動が起こっていた。その後、沈み込み帯の発達に伴って火山活動の領域は背弧側へと移動していった。

過渡期

44～40 Ma にかけての、初期状態から定常状態へと沈み込みが移行していった時期である（図 2-1-9C, 2-1-10）。この時期には、マグマの発生場所は浅い海溝側から、より深い背弧側へ移動した（図 2-1-12 d）。そのため、マグマの化学組成も無人岩質から通常の島弧ソレイト質へと変化した（図 2-1-10, 2-1-11D）

この時期には浅海から陸上の火山噴火によって母島列島の骨格が形成された。母島列島では、過渡期の性格を持つ島弧ソレイトやカルクアルカリ安山岩マグマによる爆発的な噴火と穏やかな噴火が交互に起きた。

なお、小笠原群島では定常期に達する前までに火山活動が終息した。火山活動が終息した後、母島列島では始新世中期～後期に浅海で有孔虫等が堆積し、石灰岩層が形成された。父島では漸新世初～後期(34～27Ma) に南西の浅瀬にサンゴ礁が広がり、南島などの石灰岩となった。

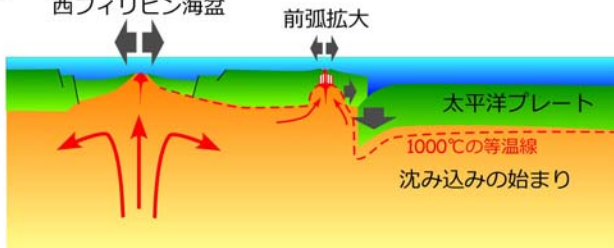
定常期

40Ma から現在に至る沈み込み帯における島弧火山活動の時期である（図 2-1-9D, 2-1-10）。40Ma 頃までには島弧火山活動の場はおおよそ現在の伊豆－小笠原弧の火山フロントの位置まで後退し、島弧下の温度構造が通常の沈み込み帯の定常状態に達したと考えられる。小笠原群島の約 1,000km 南西に位置する九州－パラオ海嶺上の沖ノ鳥島（小笠原諸島に含まれる）は、この頃の定常状態の沈み込み帯上に形成された海底火山（比高 5,000 m）である。その後 30 Ma 頃になると伊豆－小笠原弧の分裂が始まり、15Ma までに四国－パレスベラ海盆の拡大により九州－パラオ海嶺が伊豆－小笠原－マリアナ弧から分離した。

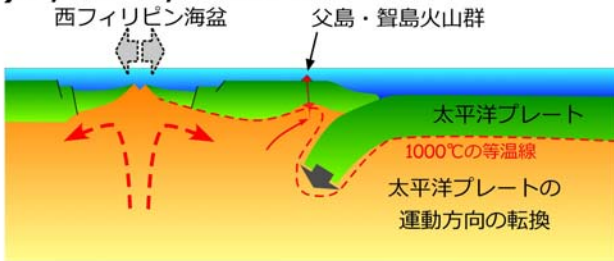
以上のように、初期の海洋性島弧火山活動は父島列島及び聳島列島の海底火山を形成した無人岩マグマに始まり、母島列島の未分化島弧ソレイト・カルクアルカリ安山岩マグマの海底及び陸上火山活動を経て、沖ノ鳥島などの九州－パラオ海嶺上の海底火山を形成した定常状態の沈み込み帯火山活動へと変化した。島弧火山活動のこのような変化は、誕生から過渡期を経て定常状態に至るまでの沈み込み帯下のくさび型マンツルの温度・組成

構造の変化を反映している。この4千万年間の定常状態の沈み込みにより伊豆－小笠原弧下の安山岩質中部地殻が形成された。このような変化は海洋性島弧－海溝系の発達過程を明白に示すものである。海洋性地殻を大陸地殻に転換させる島弧火山活動は、西之島や火山列島などの最近の活火山群に見られるように、伊豆－小笠原弧下で現在も続いている。

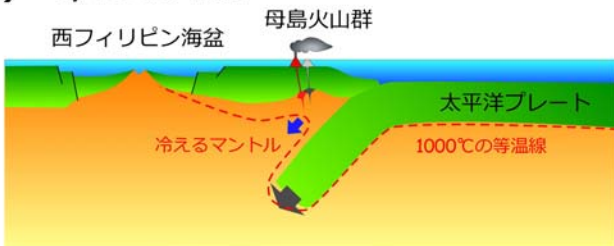
(A) 5,000万年前
西フィリピン海盆



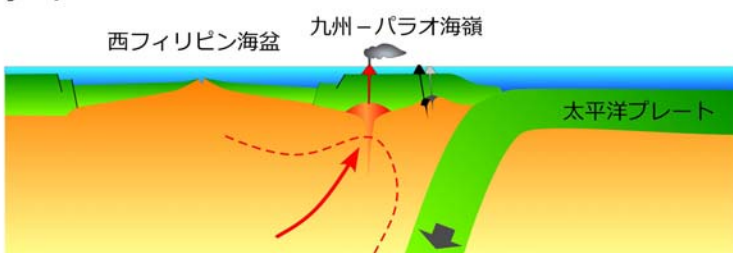
(B) 4,800-4,500万年前



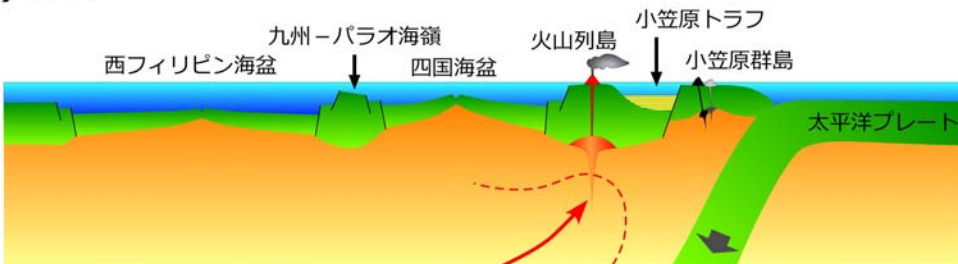
(C) ~4,400万年前



(D) 4,000万年前



(E) 現在



(A) 50 Ma 頃

フィリピン海プレートと接していた太平洋プレートが沈み込みが始まる。西フィリピン海盆は拡大中であり、さらにフィリピン海プレート東縁部も沈み込む太平洋プレートに引っ張られて拡大を開始した。そのため、高温のマンテル物質が湧昇し、小笠原下の上部マンテルが高温になった。

(B) 48 Ma

高温のマンテル浅部に沈み込む太平洋プレートから主に水からなる流体が供給され、無人岩マグマを発生させた。父島列島から聳島列島周辺にかけておだやかな溶岩流噴火によって海底火山群を形成した。火山体が成長するにつれて浅海でストロンボリ式噴火を起こすようになった。

(C) 44 Ma

冷たいプレートの沈み込みによってくさび型マンテルの温度が下がり、マグマの発生深度は徐々に深くなっていった。それとともに発生するマグマの化学組成も変化し、44 Maには母島列島の地下で島弧ソレイトマグマが発生した。浅海から陸上噴火による穏やかな溶岩流出と爆発的な降下火砕物と火砕流噴火を繰り返した。

(D) 40 Ma

西フィリピン海盆は40Ma頃までに拡大を停止。くさび型マンテルの冷却により、火山フロントは分裂前の伊豆-小笠原-九州-パラオ海嶺の位置（ほぼ現在の火山フロントと同じ）まで後退した。

(E) 現在

伊豆-小笠原-マリアナ弧は四国-パレスベラ海盆が25~15Maに拡大したことにより、九州-パラオ海嶺から分離。小笠原海台が衝突して小笠原海嶺が上昇し、小笠原トラフが形成された。父島西方の西之島~火山列島では硫黄島火山を中心に高アルカリソレイト質安山岩からアルカリ玄武岩が噴出しており、火山フロント上の火山としてはアルカリ元素濃度が高く注目される。

図 2-1-9. 小笠原諸島のテクトニクス発達モデル

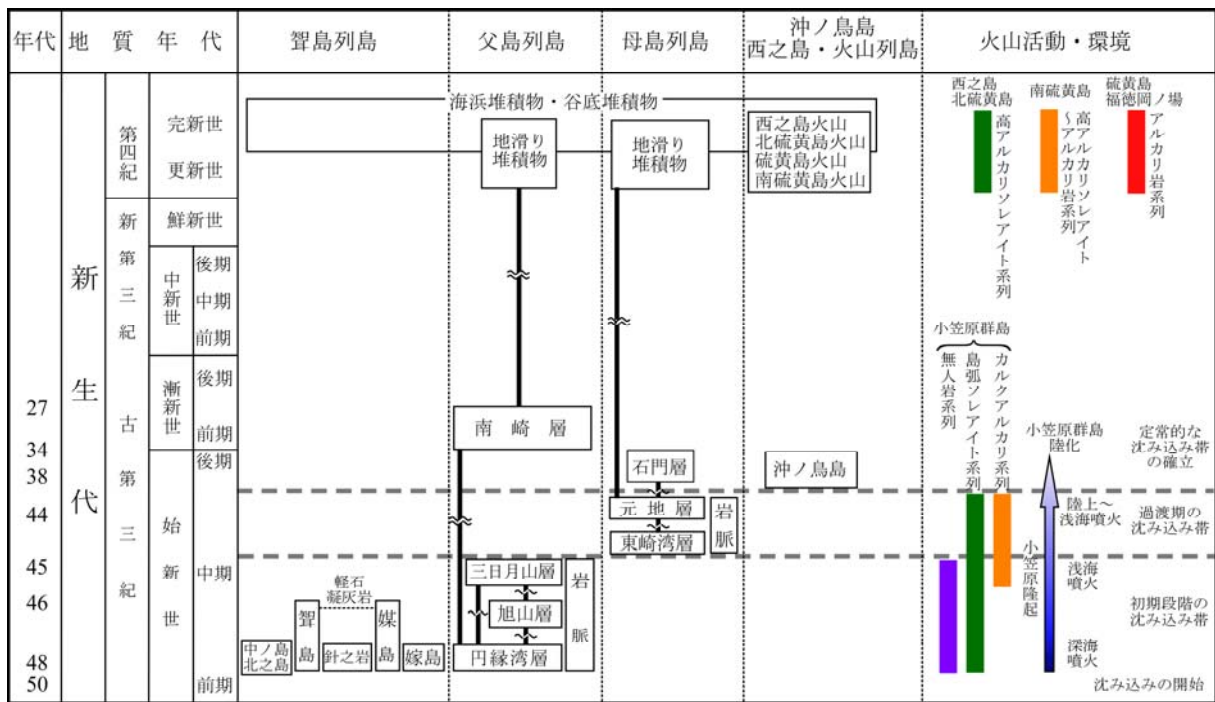
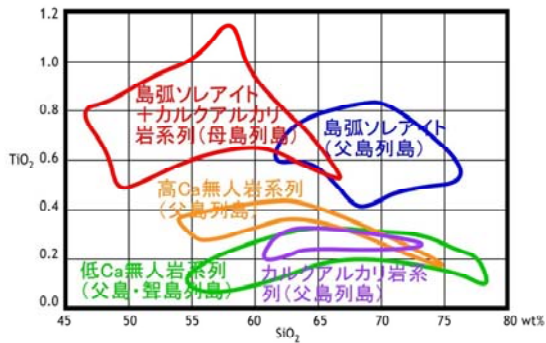
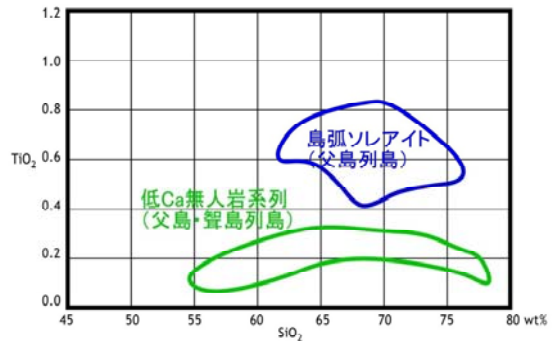


図 2-1-10. 小笠原諸島の地質総括図（海野ほか, 2007 を改変）
各島の地層の形成年代と、それに対応する岩石の系列の変化を示す。

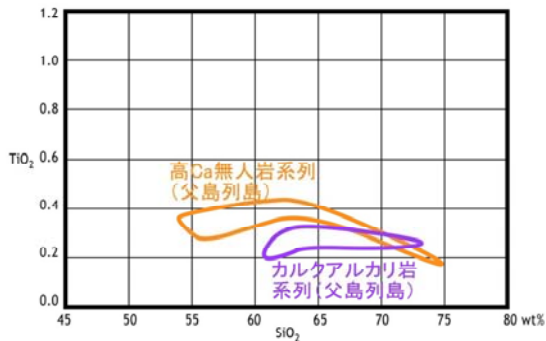
(A) 小笠原諸島の火山岩系列



(B) 48-46 Ma



(C) 45 Ma



(D) 44 Ma

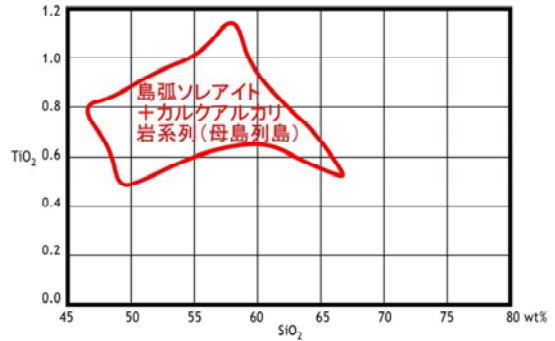


図 2-1-11. 小笠原諸島の火山岩系列とその変遷（金山ほか, 2009）

(A) 48Ma から 44Ma の期間に形成された小笠原諸島の火山岩の SiO_2 と TiO_2 含有量の違いを示す。(B~D) 活動した時期によって火山岩の組成が異なる。この変化は沈み込み帯の形成過程に応じたマグマ組成の変化を示すものである。

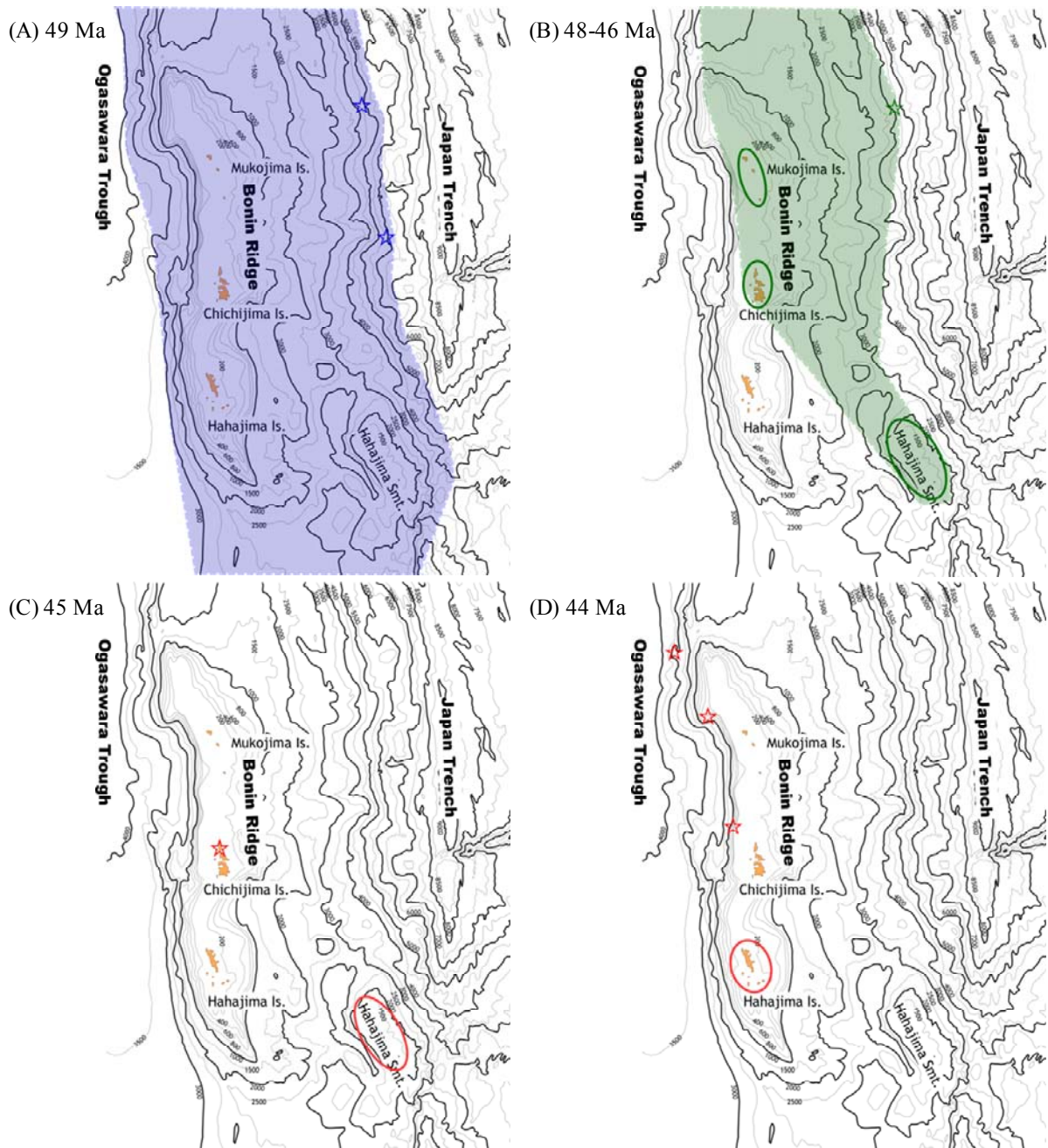


図 2-1-12. 小笠原海嶺の火山活動史

- (A) 49 Ma: MORB-like basalt volcanism in a broad region related to fore-arc spreading (estimated area shaded in blue).
- (B) 48-46 Ma: Boninitic and arc tholeiitic volcanism at some eruptive centers distributed in a relatively wide region over the Bonin Ridge (estimated area shaded in green).
- (C) 45 Ma: Calc-alkalic and high-Ca boninite in limited eruptive centers (star and circle).
- (D) 44 Ma and later: Calc-alkalic and tholeiitic volcanism in limited eruptive centers (stars and circle).

(3) 無人岩と高 Mg 安山岩

伊豆-小笠原-マリアナ弧前弧域は中期始新世に活動した無人岩（むにんがん）類が広く分布する。とりわけ小笠原諸島は無人岩の模式地であると同時に陸上では世界最大の露出地である。無人岩は「斜長石を欠くガラス質の古銅輝石安山岩」で、欧米で"Bonin Island"として知られていた小笠原の古名である“無人島（むにんじま）”に因んで命名された（Petersen, 1891）。全岩化学組成上は、HFS（high-field-strength）元素に乏しく LIL（large-ion-lithophile）元素に富み、枯渴した C1 コンドライト規格化希土類元素濃度パターンで特徴づけられる高 Mg 安山岩の一種である（図 2-1-13）（Bloomer, 1987; Crawford et al., 1981; Dietrich et al., 1978; Hickey and Frey, 1982; Jenner, 1981; Walker and Cameron, 1983; Pearce et al., 1992; Taylor et al., 1994; 矢嶋・藤巻, 2001 など）。

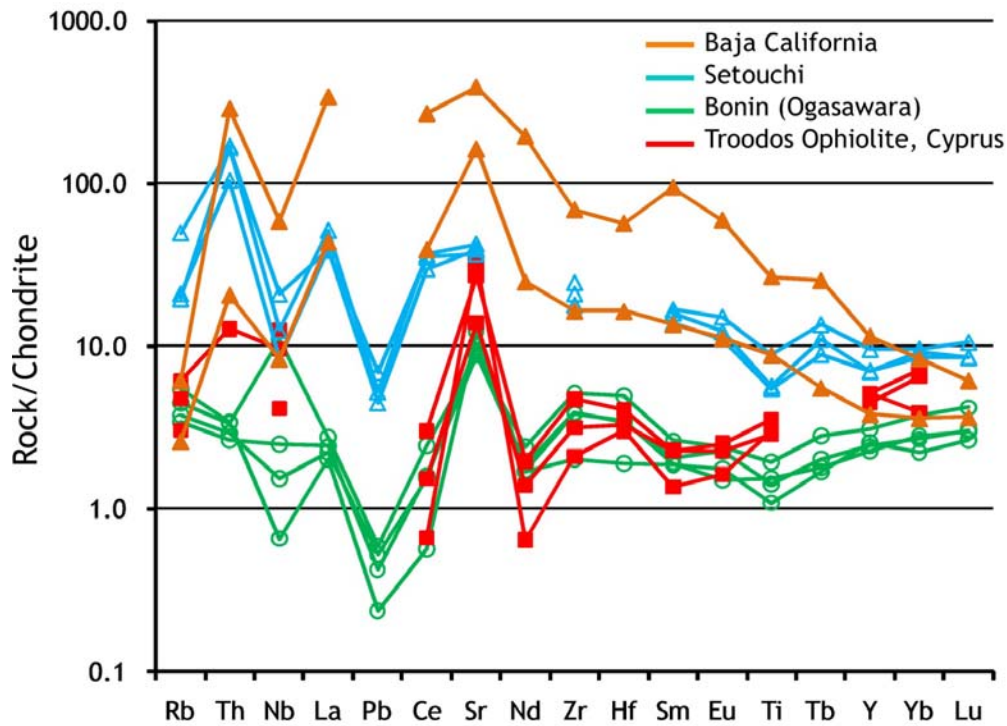


図 2-1-13. C1 コンドライトで規格化した代表的な高 Mg 安山岩の微量元素濃度パターン

オレンジ色：バハカリフォルニアのバハアイト（Rogers and Saunders, 1989）、水色：瀬戸内火山帯のサヌキトイド（Tatsumi et al., 2003）、緑色：小笠原諸島父島の低 Ca 及び高 Ca 無人岩（Kanayama, 2009MS）、赤色：トルードスオフィオライトの高 Ca 無人岩（Rogers et al., 1989）。

Crawford et al.（1989）は $\text{SiO}_2 > 53 \text{ wt\%}$, $\text{Mg 値}(100 \times \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]) > 60$ の組成を有するマグマを「無人岩質」と呼び、瀬戸内火山帯やバハカリフォルニアなどの高 Mg 安山岩（サヌキトイドなど）を低 Ca 無人岩としたが、これらの高 Mg 安山岩は不適合元素には必ずしも枯渴しておらず、無人岩とは異質である。国際地質科学連合火成岩分類委員会（IUGS）

は全岩化学組成で”boninite”を $\text{SiO}_2 > 52 \text{ wt\%}$, $\text{MgO} > 8 \text{ wt\%}$ で $\text{TiO}_2 < 0.5 \text{ wt\%}$ の火山岩とする定義を推奨している (Le Maitre, 2002)。ところが、近年このような無人岩の際だった特徴を無視して、Mg に富んだ火山岩類に対して漠然と「無人岩」という言葉が多様される傾向があり、乱用・誤用が甚だしい。本申請書では元来の定義に従って「斜長石を欠くガラス質の古銅輝石安山岩」に限って無人岩と呼び、無人岩をはじめとするマグネシウムに富んだ安山岩の一般的な総称としては、巽 (1995) に従い、「高 Mg 安山岩」を用いる。

無人岩はその特異な化学組成を反映して 4 種類もの輝石が見られる。とりわけ古銅輝石は無人岩を特徴付ける代表的な鉱物であり、小笠原の海岸を彩る緑の砂浜をつくる鶯砂の元となる。また、小笠原産の無人岩はパプアニューギニアやニューカレドニア産と並んでしばしば単斜エンスタタイトの斑晶・微斑晶を含む (図 2-1-14) (Dallwitz et al., 1966; Sameshima et al., 1983; Komatsu, 1980; Shiraki et al., 1980)。地球上の岩石で単斜エンスタタイトを産出するのは無人岩及び同岩質の深成岩のみである (Crawford, 1980)。その他、ピジョン輝石、普通輝石が斑晶、微斑晶または石基鉱物として産する。

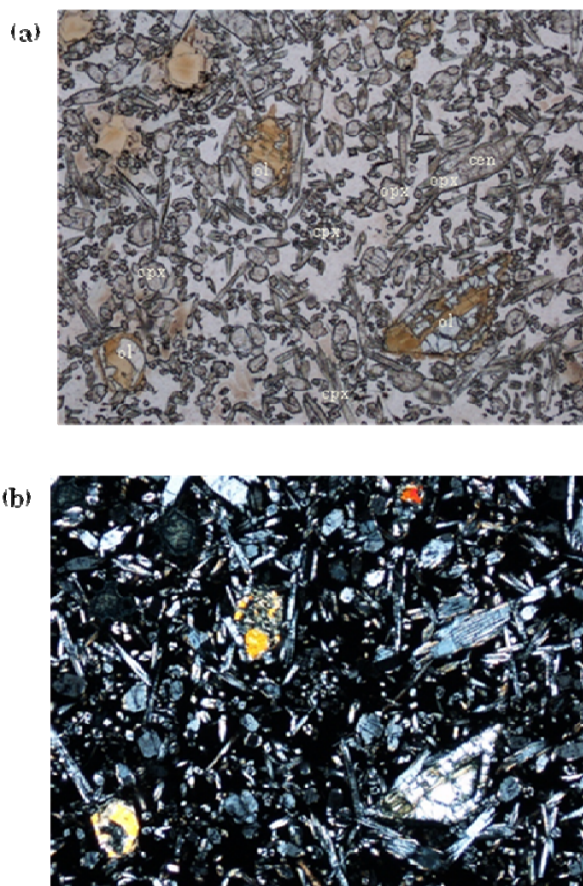


図 2-1-14. 小笠原諸島父島の無人岩の偏光顕微鏡写真
 平行ニコル(a)と直交ニコル(b)。針状単斜輝石、柱状の斜方輝石・単斜エンスタタイト、スケレタルなカンラン石の微斑晶がガラス中に点在する。横幅は 1.7 mm。ol: olivine, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, cen: clinoenstatite

マントル由来と考えられるカンラン岩体や火山噴出物中のカンラン岩捕獲岩のカンラン石は、そのほとんどが Fo₈₉₋₉₂ の組成を示す (Olivine Mantle Arrey; Takahashi, 1986)。一方、高温高压実験によって決められたカンラン石とケイ酸塩メルトの間の Fe-Mg 交換分配係数は、温度・圧力によらずおよそ 0.3 ± 0.03 である (Brey and Köhler, 1990; Ford et al., 1983; Roeder and Emslie, 1970; Takahashi and Kushiro, 1983)。従って、上部マントルにおいてカンラン石と平衡な初生マグマの Mg 値 ($100 \times \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]$) はおよそ 69-78 となると考えられる。無人岩をはじめとする高 Mg 安山岩の多くは初生マグマに期待される高 Mg 値を有し、上部マントルカンラン岩の構成鉱物に匹敵する高 Fo カンラン石や高 Cr/(Cr + Al)スピネルを晶出することから、含水条件下におけるマントルカンラン岩の部分熔融によって生じた初生安山岩マグマである可能性が指摘された (Green, 1976; Kushiro, 1969, 1974; Kuroda and Shiraki, 1975; Nicholls and Ringwood, 1973; 白木ほか, 1977)。このことは 1980 年代に行われた高温高压実験によって支持された (Tatsumi, 1981, 1982; Umino and Kushiro, 1989; Van der Laan et al., 1989 など)。

生成するマグマの主要元素組成はカンラン岩の相関係によって決まるが、これは温度・圧力などのマグマの生成条件の違いに支配される。図 2-1-15 は、初生マグマの必要条件を満たす全岩・鉱物組成を有する高 Mg 安山岩試料及びマントルカンラン岩の高温高压実験の結果をもとに、高 Mg 安山岩マグマ (無水で SiO₂ > 52 wt%) の生成温度圧力 (暗色の網掛けをした領域) を推定したものである。無水及び含水条件下におけるカンラン岩の熔融実験によれば、生成メルト中の MgO 量は部分熔融程度に比例して増加する (Hirose and Kawamoto, 1995)。部分熔融程度は温度・圧力と含水量の関数である。生成メルト中の MgO 量は、図上で右下がりのほぼ平行な等値線群を描く。部分熔融程度は温度とともに上昇するが、メルト中の含水量は減少する。一方、圧力が増加すると、メルト中の含水量が増加するために部分熔融程度が上がる。概ね MgO > 8 wt% で単斜輝石が消失し、融け残りカンラン岩はハルツバージャイトとなる。輝石やカンラン石斑晶の集積による見かけの高 Mg 岩を除いて、初生的なメルト組成と考えられる高 Mg 安山岩の MgO 量は 7-15 wt% である (Tatsumi, 1981, 1982, Umino, 1986)。これらが初生安山岩マグマであるとする、1.7 GPa 以下、1030-1250°C で生成されたことになる。ただし、1.5 GPa 以上の高圧下で生じたマグマはほぼ水に飽和しているため、上昇途中で脱ガスによってリキダスが上昇し、地表に到達する前に固化してしまう可能性が高い (Tatsumi, 1995; Tatsumi et al., 2002)。小笠原の CH414 無人岩については、0.3 GPa 以上の圧力下でカンラン石と斜方輝石を晶出し、より浅所でごく少量の単斜エンスタタイトを晶出したと考えられる (Umino and Kushiro, 1989)。またピジョン輝石温度計が示す噴出時の温度は 1215°C である (Umino, 1986)。従って、CH414 マグマは 0.3 GPa よりも深く、1.2 GPa 以浅の深度で上部マントルから分離したと考えられる。フィリピン海盆の地殻が通常的海洋地殻とほぼ同じ 5-6 km (笠原ほか, 2008) であるから、無人岩マグマが発生した当時の小笠原海嶺下の地殻は通常的海洋地殻程度であったと思われる。このことから、無人岩マグマは地下 30 数 km から最上部マントルの間

でマントルカンラン岩と化学的に分離し（非平衡となり）、モホ面の下で微斑晶を晶出した後、急速に上昇噴火したと考えられる。

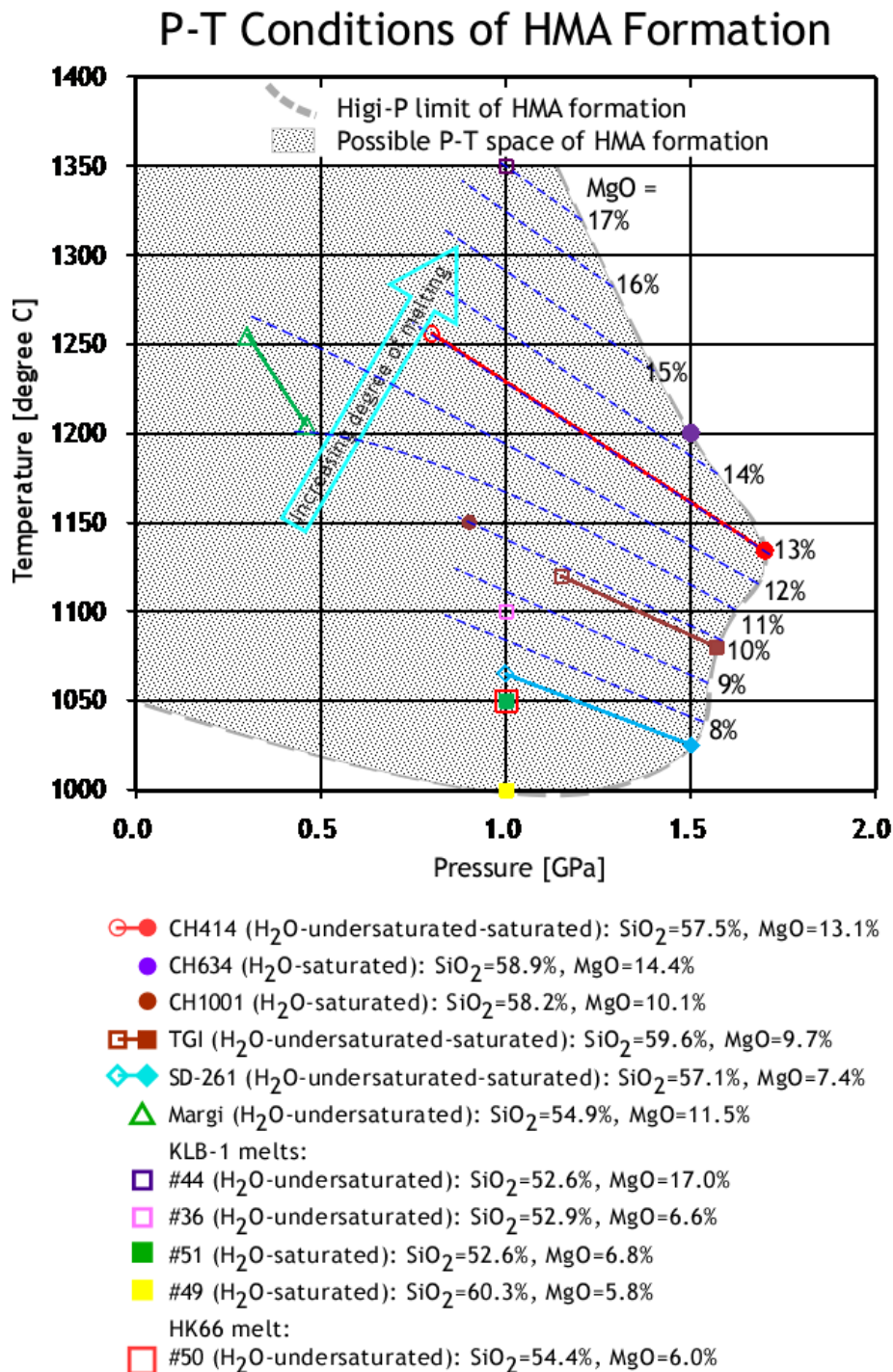


図 2-1-15. 高 Mg 安山岩及び天然のカンラン岩の融解実験のデータをもとに推定した高 Mg 安山岩質マグマの生成温度・圧力(灰色の領域)。データソースは Hirose and Kawamoto (1995)、Hirose (1997)、Hirose and Kushiro (1993)、Takahasi (1986)、Takahashi and Kushiro (1983)、Tatsumi (1981)、Tatsumi (1982)、Umino and Kushiro (1989)、Van der Laan et al., (1989)

数 kb よりも高圧側に実験データがプロットされている小笠原や瀬戸内の高 Mg 安山岩はいずれも $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比が 0.8 よりも低く、Crawford (1989) の低 Ca 無人岩に分類される。一方、比較的低压側にプロットされるトルードスオフィオライトの無人岩 (Van der Laan et al., 1989) は高 Ca 無人岩 ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比 >0.8) である。一般に高 Ca 無人岩は $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比 (4-15) が高く、 SiO_2 (<56 wt%) に乏しい。Crawford (1989) は、主要元素に関してあまり枯渇していないマントルカンラン岩が 0.8 GPa 以下の低压で無水に近い条件下で溶融すると高 Ca 無人岩となり、溶融するカンラン岩の枯渇度と含水量が上がると低 Ca 無人岩となると考えた。肥沃なレールズライト (Tinaquillo lherzolite) を低压 (0.2-0.5 GPa) ・無水の条件下で溶融すると、トルードスオフィオライトの高 Ca 無人岩に近い組成をしたメルトが得られる (Duncan and Green, 1987)。一方、ほとんどの低 Ca 無人岩は Tinaquillo レールズライトとノルムカンラン石を結ぶラインよりもノルムディオプサイドに乏しい。このことから Crawford (1989) は、主要元素に関して枯渇度の低いカンラン岩のバッチ溶融では低 Ca 無人岩の多くは生成されず、より枯渇したソースが必要であると主張した。一般にトルードスオフィオライトの高 Ca 無人岩中のスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 比が 0.8 以下であるのに対して、小笠原やマリアナの無人岩中のスピネルでは 0.8 を超えており、より枯渇したソースカンラン岩起源である可能性を示唆する。ただし、小笠原の高 Ca 無人岩と低 Ca 無人岩では、ソースカンラン岩組成をより強く反映すると考えられる重希土類元素組成に両者で系統的な差はなく、どちらも同程度に枯渇している。

伊豆-小笠原弧の無人岩をはじめとする高 Mg 安山岩の Sr、Nd、Pb 同位体比から、マグマの起源物質として (A) 太平洋中央海嶺玄武岩のソースカンラン岩が溶融を経て不適合元素に枯渇したもの、(B) 沈み込んだスラブ由来の流体、(C) 沈み込んだスラブまたは堆積物が部分溶融したメルト、の 3 つの端成分が混合したものが考えられる (Pearce et al., 1992)。低 Ca 無人岩を特徴付ける高い Zr/Ti または Zr/Sm 比は、角閃岩相において普通角閃石と共存したスラブ由来の SiO_2 に富んだメルトがウェッジマントルに付加した可能性がある (Pearce et al., 1992)。

(4) 伊豆－小笠原－マリアナ前弧火成活動と沈み込み帯の発生

高 Mg 安山岩で特徴付けられる伊豆－小笠原－マリアナ弧の始新世島弧火成活動がどのような場で形成されたかを明らかにするためには、マグマの生成条件と時空間分布のみならず、マグマ生成場の背景となるテクトニクス の 解 明 が 不 可 欠 で あ る 。 テ ク ト ニ ッ ク セ ッ テ ィ ン グ に つ い て 、 こ れ ま で 数 多 く の モ デ ル が 提 唱 さ れ て き た が 、 そ れ ら の 多 く は 信 頼 性 が 低 く 、 矛 盾 し た 年 代 値 ・ 層 序 、 古 地 磁 気 デ ー タ や 精 度 の 低 い 数 値 モ デ ル な ど に 立 脚 し て いたため、不確かさや曖昧な点があり、いずれも決定的とは言えなかった(図 2-1-16) (Uyeda and Ben-Avraham, 1983; Pearce et al., 1992; Seno and Maruyama, 1984; Tatsumi and Maruyama, 1989 など)。これらのモデルを構築する上で重要な制約を与えるものに、無人岩の温度・圧力条件と地球化学的特徴がある。無人岩は通常の島弧マグマの生成条件よりも低圧高温を必要とすることから、まず伊豆－小笠原－マリアナ前弧の 1500 km に渡って、始新世の特定の数 100 万年間に限って高温の沈み込み帯をどのようにして実現するかが問題となる。

沈み込まれる側のフィリピン海プレート下の上部マントルについては、当時西フィリピン海盆の中央海盆拡大軸 (Central Basin Spreading Center: CBSC) が拡大中であった (Hilde and Lee, 1984; Deschamps and Lallemand, 2002)。Deschamps and Lallemand (2003) は、この拡大軸の存在にボニナイトマグマ生成に必要な熱源を求め、拡大軸と新たに形成された沈み込み帯が交差する点でボニナイトマグマが形成されたとするモデルを提唱した。さらには西フィリピン海盆がマヌス海盆ブルームの上に位置していたために、通常よりも高温であったとする説がある (Macpherson and Hall, 2001)。後者の説は、西フィリピン海盆の拡大を否定するものではなく、両立するものである。一方、沈み込む側のプレートは、冷たく古い太平洋プレートであったとする説 (Uyeda and Ben-Avraham, 1972; Macpherson and Hall, 2001; Stern, 2004; Stern and Bloomer, 1992) と、高温の若いプレートを必要とするという主張 (Pearce et al., 1992; Tatsumi and Maruyama, 1989) がある。また、無人岩で代表される島弧火成活動は沈み込み開始時に起きたのか (Uyeda and Ben-Avraham, 1983; Pearce et al., 1992; Stern, 2004; Stern and Bloomer, 1992)、あるいはそれ以前から存在していた沈み込み帯に始新世の一時期にのみ異常な熱的イベントがあって無人岩質マグマを発生した (Seno and Maruyama, 1984; Tatsumi and Maruyama, 1989) のかという問題がある。

(a)

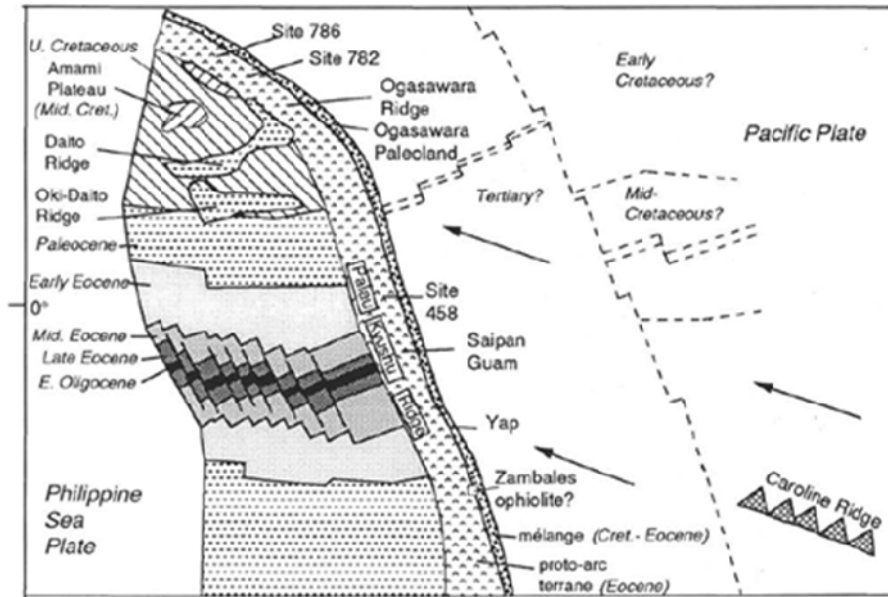


Figure 4. Representation of the Western Pacific at the end of the Eocene, based on references cited in the text, showing Leg 125 sites in their possible geologic context.

(b)

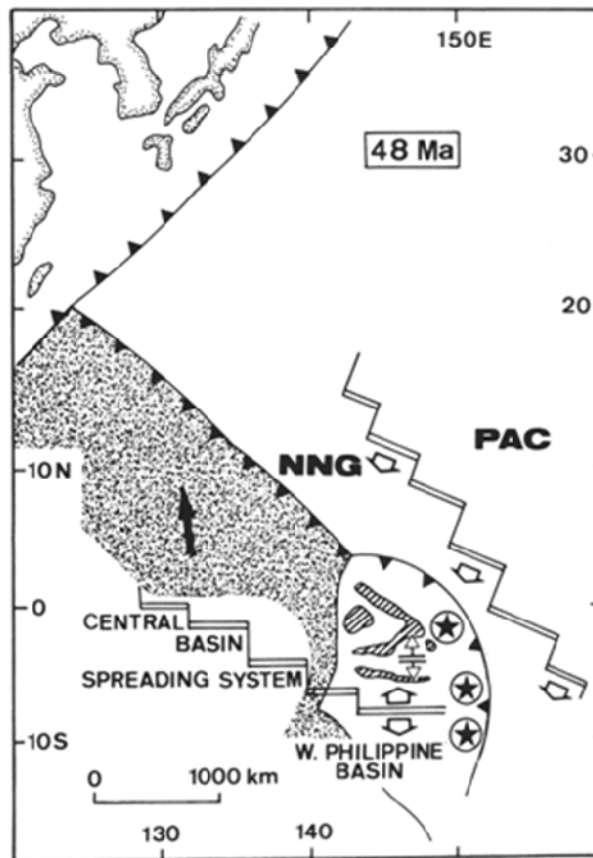


図 2-1-16. 伊豆-小笠原-マリアナ弧の無人岩類マグマの生成モデル
代表的な2つのモデルはともに高温の西フィリピン海盆下に拡大軸を含む高温のプレートが沈み込むものであるが、(a) トランスフォーム断層・断裂帯に沿って沈み込み帯が発生した際に無人岩類マグマを生じた (Pearce et al., 1992)、(b) 48 Ma 以前からあった海溝に拡大軸が沈み込んだために無人岩類マグマを生じた (Tatsumi and Maruyama, 1989)、という点で異なる。

Uyeda and Ben-Avraham (1972) は当時 43 Ma とされていた太平洋プレートの運動方向の転換に伴って、伊豆-小笠原-マリアナ弧に沿った太平洋プレートの沈み込みが始まり、それとともに発生した最初の島弧火成活動が無人岩であると考えた。ところが、その後小笠原諸島父島の無人岩の K-Ar 年代測定がやり直され、化石年代と調和的な 48 Ma が得られた。また、九州-パラオ海嶺北部からも 49-48 Ma の島弧ソレイトが知られていた。すなわち、太平洋プレートの運動方向の転換よりも前に、九州-パラオ弧北部に沈み込み帯が形成されていたことになる。また、Seno and Maruyama (1984) は伊豆-小笠原-マリアナ弧の陸域の古地磁気の偏角データをもとに、48 Ma 頃の九州-パラオ沈み込み帯は北西走向であったとした。当時の太平洋プレートの運動方向は北北西向きであったから、太平洋プレートの南にあった別のプレートが九州-パラオ弧に沈み込んでいたはずであると考え、この仮想的なプレートを北ニューギニアプレートと呼んだ。このモデルでは海溝軸が後退することによって、フィリピン海プレート全体が時計回りに回転したと考えた。しかし、その根拠となった古地磁気の偏角データは、局地的な変動が大きく、フィリピン海プレート全体が一様に回転したとは断定しがたい (Koyama et al., 1992)。また、ハワイ-天皇海山列の屈曲付近の年代が 50 Ma と更新された結果 (Sharp and Clague, 2006)、太平洋プレートの運動方向の転換時期は九州-パラオ北部~小笠原の島弧火成活動の開始と一致することになった。また、九州-パラオ北部~小笠原では前期始新世以前に島弧活動があった痕跡は見つかっていない。すなわち、Seno and Maruyama の復元モデルが拠り所としていたプレート運動転換前の定常的な沈み込み帯は存在しなかったのである。

Pearce et al. (1992) は沈み込み帯の温度構造モデルから、拡大中の高温の西フィリピン海盆下に、高温の若いプレートの沈み込みが開始した時にのみ無人岩マグマを生成しうる高温領域をウェッジマントル浅部に形成できると主張した。しかし、近年の詳細な数値計算によると、5 Ma よりも若いプレートや拡大中の海嶺軸が沈み込むと、前弧下で海洋地殻の大規模熔融が起こり、大量の花崗岩質マグマを発生することがわかってきた (Iwamori, 2000)。しかしながら、伊豆-小笠原-マリアナ前弧域では無人岩や高 Mg 安山岩に伴って大量のフェルシックマグマが活動した痕跡は見つかっていない。また、沈み込んだとされる海嶺が存在したことを支持する証拠はない。

近年、伊豆-小笠原-マリアナ弧の詳細な構造探査や火成活動に関する地質・岩石・地球化学的研究が進められるとともに信頼性の高い放射年代が得られるようになり、沈み込み開始前後のマグマ組成の変遷と地殻構造を総合して解釈することが可能になった。その結果、沈み込み帯の発生時に前弧拡大が起き、ウェッジマントル最上部を高温のアセノスフェアで置き換えるモデル (Stern and Bloomer, 1992; Ishizuka et al., 2006; Takahashi et al., 2009) が有力になってきた。

最近、小笠原海嶺周辺の海底のドレッジや潜水調査によって無人岩類の火山体下に海洋地殻層序を保った火成岩類が広範囲で確認された (Ishizuka et al., 2008; Shipboard scientists,

2009;)。それらは上からソレライト枕状溶岩、シート状岩脈群、ハンレイ岩、枯渇したカンラン岩の順で重なり、小笠原海嶺下の地震波速度構造との対比から小笠原海嶺の基盤をなす海洋地殻／最上部マントルが沈み込む太平洋プレートによるテクトニックな浸食によって海溝陸側斜面に露出したものと考えられる (Shipboard scientists, 2009; Takahashi et al., 2009)。ガブロからは 52Ma という放射年代が得られている (谷健一郎、未公表データ)。また、マリアナ弧中央海溝よりの深海掘削第 458 孔では 49 Ma の無人岩類の下位から背弧玄武岩が掘削されている (Hickey and Frey, 1981)。これらの先無人岩溶岩や岩脈は中央海嶺玄武岩ないし背弧玄武岩的な主要・微量元素組成を示すが (Ishizuka et al., 2008; Reagan et al., 2008)、西フィリピン海盆の海底を構成する基盤岩よりも不適合元素に枯渇し、低い Nb/Yb 比、軽希土類元素／重希土類元素比を示すことから、より枯渇度の大きいソースマントルに由来すると考えられる。また Pb 等の同位体元素組成も西フィリピン海盆底の岩石とは異なる。従ってこれらの玄武岩類が伊豆小笠原島弧が形成される前に存在していた海洋プレート (すなわち島弧の基盤) を構成する玄武岩である可能性はほぼ否定される。

これらの枯渇した玄武岩類は沈み込み開始時に起きた前弧拡大によって形成された可能性がある (Stern and Bloomer, 1992; Ishizuka et al., 2006)。2 つの海洋性プレートの間の沈み込み境界は、多くの場合トランスフォーム断層あるいは断裂帯から発生すると考えられる (Casey and Dewey, 1984)。沈み込み開始前の伊豆－小笠原－マリアナ弧は形成後 200-300 万年以内の高温で薄い西フィリピン海盆リソスフェアと白亜紀に形成された低温で厚い太平洋のリソスフェアが接するトランスフォーム断層あるいは断裂帯であった (Hilde and Lee, 1984; Uyeda and Ben-Avraham, 1972; Deschamps and Lallemand, 2002)。太平洋のリソスフェアは低温・高密度であるために重力的に不安定になり、重い太平洋リソスフェアの先端がアセノスフェアの中を落下するようにして沈み込みが始まった (図 2-1-9)。スラブ先端の沈降によって海溝の後退が起こり、上盤の西フィリピン海盆リソスフェア東縁では引張場が発生し、前弧拡大をもたらした。沈降したスラブの質量欠損を埋めるように発生したアセノスフェアの湧昇流は、断熱溶融によって中央海嶺玄武岩ないし背弧海盆的な玄武岩マグマを生じた。数 100 万年が経過し、48 Ma 頃になると沈み込んだ海洋地殻の温度が上がり、部分的に溶融して生じたフェルシクメルトがウェッジマントルのカンラン岩と反応して無人岩質マグマを発生した。その後、本文に記した経過を辿って定常的な沈み込み帯が確立されていったと考えられる。

引用文献

- Ben-Avraham, Z. and S. Uyeda 1983. Entrapment origin of marginal seas. *In: Hilde, T. W. C. and S. Uyeda (Eds.). Geodynamics of the Western Pacific. Geodynamics series, AGU, Washington, D.C., pp. 91-104.*
- Bloomer, S. H. 1987. Geochemical characteristics of boninite- and tholeiite-series volcanic rocks from the Mariana forearc and the role of an incompatible element-enriched fluid in arc petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 215, 151-164.
- Brey, G.P. and T. Köhler 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.
- Casey, J. F. and J. F. Dewey 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centers — Implications for ophiolitic geology and obduction. *In: Gass, I. G., S. J. Lippard and A. W. Shelton (Eds.). Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 13, pp. 269-290.
- Crawford, A. J. 1980. A clinoenstatite-bearing cumulate olivine pyroxenite from Howqua, Victoria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 353-367.
- Crawford, A. J. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *In: Crawford A. J. (Ed.). Boninites and Related Rocks, Unwin Hyman, London, pp. 1-49.*
- Crawford, A. J., Beccaluva, L. and Serri, G., 1981. Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 346-356.
- Dallwitz, W. B., D. H. Green and J. E. Thompson. 1966. Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. *Jour. Petrol.*, 7, 375-403.
- Dietrich, V. R., R. Emmermann, R. Oberhansli and H. Puchelt. 1978. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and Mariana trench. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 127-144.
- Duncan, R. A. and D.H. Green. 1987. The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 326-342.
- Ford, C. E., D. G. Russell, J. A. Craven and M.R. Fishk. 1983. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J. Petrol.*, 24, 256-265.
- Green, D. H. 1976. Experimental testing of “equilibrium” partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. *Can. Mineral.*, 14, 255-268.

- Hickey, R. L. and F. A. Frey. 1981. Rare-earth element geochemistry of Mariana fore-arc volcanics: Deep Sea Drilling Project site 458 and Hole 459B. *In: Hussong, D. M. et al. (Eds.). Init. Repts. DSDP, 60: Washington (U.S. Govt. Printing Office)., 735-742.*
- Hickey, R. and F. A. Frey. 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2099-2115.
- Hilde, T. W. C. and C.-S. Lee. 1984. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation. *Tectonophysics*, 102, 85-104.
- Hirose, K. 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts, *Geology*, 25, 42-44.
- Hirose, K. and T. Kawamoto. 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 463-473.
- Hirose, K. and I. Kushiro. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, 477-489.
- Ishizuka, O., K. Kanayama, M. Yuasa, I. Sakamoto, Y. Ohara, S. Umino, Y. Harigane, K. Michibayashi and K. Tani. 2008. Earliest record of Izu-Bonin arc volcanism recovered from submarine part of Bonin Ridge. *Abstracts of 2008 Japan Earth Planet. Sci. Joint Meeting*, J164-016.
- Ishizuka, O., J. Kimura, Y. Li, R. Stern, M. Reagan, R. Taylor, Y. Ohara, S. Bloomer, T. Ishii, U. Hargrove and S. Haraguchi. 2006. Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, 385-401.
- 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.*, 8, Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- Iwamori, H. 2000. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 131-144.
- Jenner, G. A. 1981. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea. *Chem. Geol.*, 33, 307-332.
- 金山恭子・海野 進・石塚 治. 2009. 沈み込み帯形成初期ステージの島弧火成活動: 小笠原群島火山岩の地球化学的研究. 地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, K214-P004.
- 笠原順三・宇納貞男・鶴我佳代子・池 俊宏・神田慶太. 2008. 西太平洋のマルチチャンネル地震波反射記録断面に見られるモホ反射面の特徴とモホ遷移層の性質. 地学雑誌, 117, 5-44.
- Kodaira, S., T. Sato, N. Takahashi, M. Yamashita, T. No and Y. Kaneda. 2008. Seismic imaging

- of a possible paleoarc in the Izu-Bonin intraoceanic arc and its implications for arc evolution processes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q10X01, doi:10.1029/2008GC002073.
- Komatsu, M. 1980. Clinoenstatite in volcanic rocks from the Bonin Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 329-338.
- Koyama, M., S. M. Cisowski and P. Pezard. 1992. Paleomagnetic evidence for northward drift and clockwise rotation of the Izu-Bonin forearc since the early Oligocene. In: Taylor, B., K. Fujioka et al. (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Res.*, 126, 353-370. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Kuroda, N. and K. Shiraki. 1975. Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Rept. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, 10, 145-155.
- Kushiro, I. 1969. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci.*, 267A, 269-294.
- Kushiro, I. 1974. Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: an approach from synthetic systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 294-299.
- Le Maitre, R. W. (Ed.). 2002. *Igneous Rocks, A Classification And Glossary Of Terms: Recommendations Of The International Union Of Geological Sciences Subcommittee On The Systematics Of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Macpherson, C. G. and R. Hall. 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-mariana forearc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 215-230.
- Matsumaru, K. 1984. Larger foraminiferal associations useful for the correlation of the Eocene and Oligocene sediments in the Ogasawara Islands, Japan, and an examination of *Nummulites boniensis* HANZAWA. *Benthos '83 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983), 415-422.
- Matsumaru, K. 1996. - Tertiary larger foraminifera (Foraminiferida) from the Ogasawara Islands, Japan. *Palaeontological Society of Japan, Special Papers*, 36, 239p.
- 村上文敏・臼井朗・湯浅真人. 1987. 伊豆・小笠原海域における海水温の変化--海盆・凹地・小笠原海台, カルデラ, 海形海山. 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究昭和 61 年度研究概要報告書, 77-90.
- 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, 60, 7/8号, p.395-405.
- 中野 俊・松本哲一・太田 靖・中村仁美・古川竜太. 2009. 火山列島, 北硫黄島及び南硫黄島玄武岩の年代測定の試み. 地球惑星連合大会. V160-P012.
- Nicholls, I. A. and A.E. Ringwood. 1973. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the productions of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *J. Geol.*, 81,

285-300.

- 新妻信明. 2006. III. プレート運動と中部地方のテクトニクス. Page 39-79 in 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌, 4. 中部地方. 朝倉書店, 東京.
- Pearce, J. A., S. R. van der Laan, R. J. Arculus, B. J. Murton, T. Ishii, D. W. Peate and I. J. Parkinson. 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. *In* P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 623-659.
- Petersen, J. 1891. Beiträge zur petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. *Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftl. Anstalten*, 8, pp. 1-59.
- Reagan, M. K., B.B. Hanan, M.T. Heizler, B.S. Hartman, R. Hickey-Vargas. 2008. Petrogenesis of volcanic rocks from Saipan and Rota, Mariana Islands and implications for the evolution of nascent island arcs. *J. Petrol.*, 49, 441-464.
- Roeder, P. L. and R.F. Emslie. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.
- Rogers, NW., CJ. MacLeod and BJ. Murton. 1989. Petrogenesis of boninitic lavas from the Limassol Forest Complex, Cyprus. *In*: Crawford, A.J. (Ed.). *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 288-313.
- Rogers, G. and AD. Saunders. 1989. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collision. *In*: Crawford, A.J. (Ed.). *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 416-445.
- Sameshima, T., J.-P. Paris, P. M. Black and R. F. Heming. 1983. Clinoenstatite-bearing lava from Néui, New Caledonia. *Amer. Mineralogist*, 68, 1076-1082.
- Seno, T. and S. Maruyama. 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, 53-84.
- Sharp, W. D. and D. A. Clague. 1999. A new older age of 47 Ma for the Hawaiian-Emperor Bend. *Eos Trans. AGU*, 80(46), Fall Meet. Suppl., F1196.
- Sharp, W. D. and D.A. Clague. 2002. An older, slower Hawaii-Emperor bend. *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T61C-04.
- Shipboard scientists. 2009. Magmatic processes at the initiation of Izu-Bonin oceanic island arc. *Cruise Rept. R/V Yokosuka YK09-06 Leg 2 Cruise*, JAMSTEC, 105p.
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣. 1977. カルクアルカリ質初生マグマとしての無人岩. 火山, 22, 257-261.
- Shiraki, K., N. Kuroda, H. Urano and S. Maruyama. 1980. Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, 285, 31-32.

- Stern, R. J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275-292.
- Stern, R. J. and S. H. Bloomer. 1992. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California, *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1621-1636.
- Suyehiro, K., N. Takahashi, Y. Ariie, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, T. Kanazawa, N. Hirata, H. Tokuyama and A. Taira. 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, 271, 390-392.
- 高橋栄一. 1986. 玄武岩マグマの起源－高温高压実験の結果を踏まえて－. 火山, 30, 特別号, 17-40.
- Takahashi, E. and I. Kushiro. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Amer. Mineral.*, 68, 859-879.
- Takahashi, N., S. Kodaira, Y. Tatsumi, M. Yamashita, T. Sato, Y. Kaiho, S. Miura, T. No, K. Takizawa and Y. Kaneda. 2009. Structural variations of arc crusts and rifted margins in the southern Izu-Ogasawara arc-back arc system, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q09X08, doi: 10.1029/2008GC002146.
- Tatsumi, Y. 1981. Melting experiments on a high-magnesian andesite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 375-365.
- Tatsumi, Y. 1982. Origin of high-magnesian andesite in the Setouchi Volcanic belt, Southwest Japan: II, Melting phase relations at high pressures, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 305-317.
- 巽 好幸. 1995. 沈み込み帯のマグマ学－全マントルダイナミクスに向けて. 東京大学出版会, 186p.
- 巽 好幸. 2003. 安山岩と大陸の起源：ローカルからグローバルへ, 東京大学出版会, 東京.
- Tatsumi, Y. and S. Maruyama 1989. Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. *In: Crawford, A. J. (Ed.). Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, 50-71.
- Tatsumi, Y., T. Nakashima and Y. Tamura. 2002. The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesites on Shodo-Shima Island, SW Japan. *J. Petrol.*, 43, 3-16.
- Tatsumi, Y., H. Shukuno, K. Sato, T. Shibata and M. Yoshikawa. 2003. The petrology and geochemistry of high-Magnesium andesites at the western tip of the Setouchi Volcanic Belt, SW Japan. *J. Petrol.*, 44, 1651-1578, doi: 10.1093/Petrology/egg049.
- Tatsumi, Y., Shukuno, K. Tani, N. Takahashi, S. Kodaira and T. Kogiso. 2008. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *J. Geophys. Res.*, 113, B02203, doi: 10.1029/2007JB005121.
- Taylor, S. R. 1967. The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4, 17-34.

- Taylor, R. N., R. W. Nesbitt, P. Vidal, R. S. Harmon, B. Auvray and I. W. Croudace. 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Jour. Petrol.*, 35, 577-617.
- 土田真二・熊谷英憲・石橋純一郎・渡部裕美・上妻史宜. 2001. 海形海山の熱水活動と火山地質. JAMSTEC 深海研究, 18, 209-215.
- 土出昌一・加藤茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈予・平林順一. 1985. 海徳海山の海底火山活動. 水路部研究報告, 20, 47-82.
- Umino, S. 1986. Magma mixing in boninite sequence of Chichijima, Bonin Islands. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 125-157.
- 海野 進. 2008. 小笠原の地形・地質. 地図中心, 430, 6-7.
- 海野 進・金山恭子・新妻信明・中野 俊・石塚 治. 2007. 小笠原群島の地質と岩石. 日本地質学会学術大会講演要旨, Vol. 2007, pp.231.
- Umino, S. and I. Kushiro. 1989. Experimental studies on boninite petrogenesis. *In: Crawford, A.J. (Ed.). Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, 89-111.
- 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, 71p.
- 海野 進・中野 俊・石塚 治・駒澤正夫. 2009. 20 万分の 1 地質図幅「小笠原諸島」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Uyeda, S. and Z. Ben-Avraham. 1972. Origin and development of the Philippine Sea. *Nature*, 240, 176-178.
- Van der Laan, S. R., M. F. J. Flower and A. F. Koster van Groos. 1989. Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 kbar. *In: Crawford, A. J. (Ed.). Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 112-147.
- Walker, D. and W. E. Cameron. 1983. Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 150-158.
- Windley, B. F. 1984. *The Evolving Continents*. John Wiley and Sons Ltd, 2Rev Ed, 420pp.
- 矢嶋一仁・藤巻宏和. 2001. 小笠原群島父島に産する高 Ca および低 Ca ボニナイト. 岩石鉱物科学, 30, 217 - 236.
- Yuasa, M. and M. Nohara. 1992. Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43, 7, 421-456.