

島根県隠岐群島“島後カルデラ”についての考察*

松 本 隼 夫**

A study on the Dōgo caldera, Oki Islands,
Shimane prefecture, Japan

Yukio MATSUMOTO

Abstract

The northeastern largest island in the Oki islands in the Japan sea is called Dōgo. The island of Dōgo is composed of the basement complex (gneisses and granitic rocks), Miocene series as the so-called Green-tuff (including calc-alkaline pyroxene-andesites, rhyolites, volcanic pyroclastic rocks and these altered rocks), and various alkaline rocks (including trachybasalts, alkali-basalts, mugearites, trachyandesites, trachytes and alkali-rhyolites).

As a result of many considerations on the geomorphology and geology, the existence of the resurgent-cauldron (caldera) was corroborated. This cauldron was related to alkaline volcanic activities, and it was named the Dōgo caldera by the author in this paper. The development of the Dōgo caldera are as follows: 1, Regional tumescence, generation of ring fractures and extrusions of Saigo basalts; 2, Elevation of central cylindrical part; 3, Caldera-forming volcanism, such as eruptions and extrusions of Oki trachytes and Oki rhyolites; 4, Caldera collapse; 5, Pre-resurgence volcanism; 6, Resurgent doming; 7, Major ring-fracture volcanism, such as eruptions and intrusions of Hei trachytes; 8, Post-resurgence volcanism, such as eruptions and extrusions of Tsururao rhyolites, Omine basalts and Misaki basalts; 9, Post-volcanism, such as terminal fumarolic and hot-spring activities.

まえがき

隠岐群島は島根半島の北方ほぼ70kmの日本海中にあって、点在した多くの島と岩礁からなる。島後は本群島のなかで最大の島であり、その南方10数kmにある西ノ島、知夫里島、中ノ島などは一括して島前とよばれる。

島後の地質は古くから注目されて多くの研究がなさ

れた。それらは、山上(1895)に始まり、神津(Kozu, 1912, 1913 a, 1913 b)はアルカリ岩を記載報告し、佐藤(1922)は第三系の珪藻土に着目して報告した。次いで春本(1926, 1927 a, 1927 b)は、カルクアルカリ岩からアルカリ岩に、さらにカルクアリカリ性になると報告した。富田(1927~1932)の研究成果は、「隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究」としてその1から20まで5年間にわたって報告され、この連載論文に対して“大菩薩峠”と呼ばれたほどであった。富田は、片麻岩、堆積層、カルクアルカリ火山岩、アルカリ火山岩を細かく分類し、これらを詳しい野外調査のもとに時空的な関係を詳述し、同時に岩石学的・鉱物学的記載を報告した。さらに富田(TOMITA, 1934)はケルスート閃石を報告し、続いて岩石成因論に言及

* 島後カルデラ関係の講演発表:

日本地質学会第90年学術大会講演(1983年4月3日、於鹿児島大学)。

日本火山学会1983年度春季大会講演(1983年5月22日、於東京工業大学)。

** 山口大学理学部地質学鉱物学教室

(昭和54年度 島根大学理学部非常勤講師)

した (TOMITA, 1936). これら火山岩に関する結論の大綱は、今日もなおそのまま引用され、修正を必要としない。

その後 UCHIMIZU (1966) により岩石学的研究がなされたが、本質的には富田の結論と大同小異である。太田 (1963) と HOSHINO (1979) は、主として中央部の変成岩について研究した。さらに地殻やマントル物質、さらにマグマの発生の問題に関連して、島後のアルカリかんらん石玄武岩中に見出される超塩基性包有岩の研究がなされた (YAMAGUCHI, 1964; ISHIBASHI, OJI and MATSUMOTO, 1973). 近年、大久保ら (1980)、山崎 (1984) などの研究があり、化石 (*Miogyopsina*) などの発見とともに、新第三系の新知見が著しく加わった。

上記の火山岩類の研究は、火山層序と鉱物および岩石の記載について極めて詳しいのであるが、火山構造や火山形成発達史の観点からは述べられていない。筆者はかねがね島後カルデラの可能性を考えていたのであるが、ようやくその形成メカニズムも推定し得るようになった。本篇ではこのカルデラの形成過程を考察し、あわせて“島後カルデラ”を提唱する。

地 形

隠岐島後は、直径 17~18 km のほぼ円形の島で、その海岸線はほとんど断崖と絶壁で囲まれている。島の北東部には島後の最高峰大満寺山 (607.7 m) から、鷲ヶ峰 (560 m)、葛尾山 (597.7 m)、小敷原山 (500 m) にかけて北北西-南南東の稜線をつくる。この山稜から放射状に発達した多くの溪谷がある。中村川と銚子川はほぼ南北方向の流路をとり、これが地形的に大満山-小敷原山城を東部域に区分している。

島後西半部では特徴的な地形が目目される。

すなわち、岳山 (361.1 m)、高尾山 (372 m)、横尾山 (576.8 m)、大峯山 (473.9 m)、歌木南東方の 372 m 峰、鳥越峠北西方の 276 m 峰、鳥越峠南東の小嶽子山 (252 m 峰)、愛宕山 (194 m) と円弧状に稜線が連なっている。その円弧を追い求めると、西郷湾口を距てて金峯山 (98.9 m) から犬来西方の 168 m 峰に連なり、これはほぼ五分の三の円弧にあたる。しかも、これらの大部分は海岸線と同心円を作る線上に並ぶ。この円弧の内側には山田川、苗代田川、那久路川、真杉川、上西川が発達する。山田川と那久路川は郡で合流し、さらにその下流で苗代田川を合わせて重栖川となり、前述の円弧を切って西流し日本海に注ぐ。真杉川と上

西川は原田で銚子川と合流し、八尾川となって西郷湾に注ぐ。

五箇村郡付近は、北、西、南の三方向は前述の円弧状の岳山、高尾山、横尾山の稜線に取り囲まれ、東は時張山 (521.6 m) の高地によって盆地状を呈している。さらに盆地状の低地は高地を作る円弧にほぼ調和して平行する。盆地状低地は、高度およそ 100~0 m であり、前述の円弧状の高地は急傾斜で低くなっており、急崖になっているところも少なくない。すなわち、円弧状の高地は、一般に外側は緩傾斜で、内側は急傾斜で低くなり、さらに盆地状の起伏の少ない低地となっている。急傾斜部の比高は 240~150 m である。

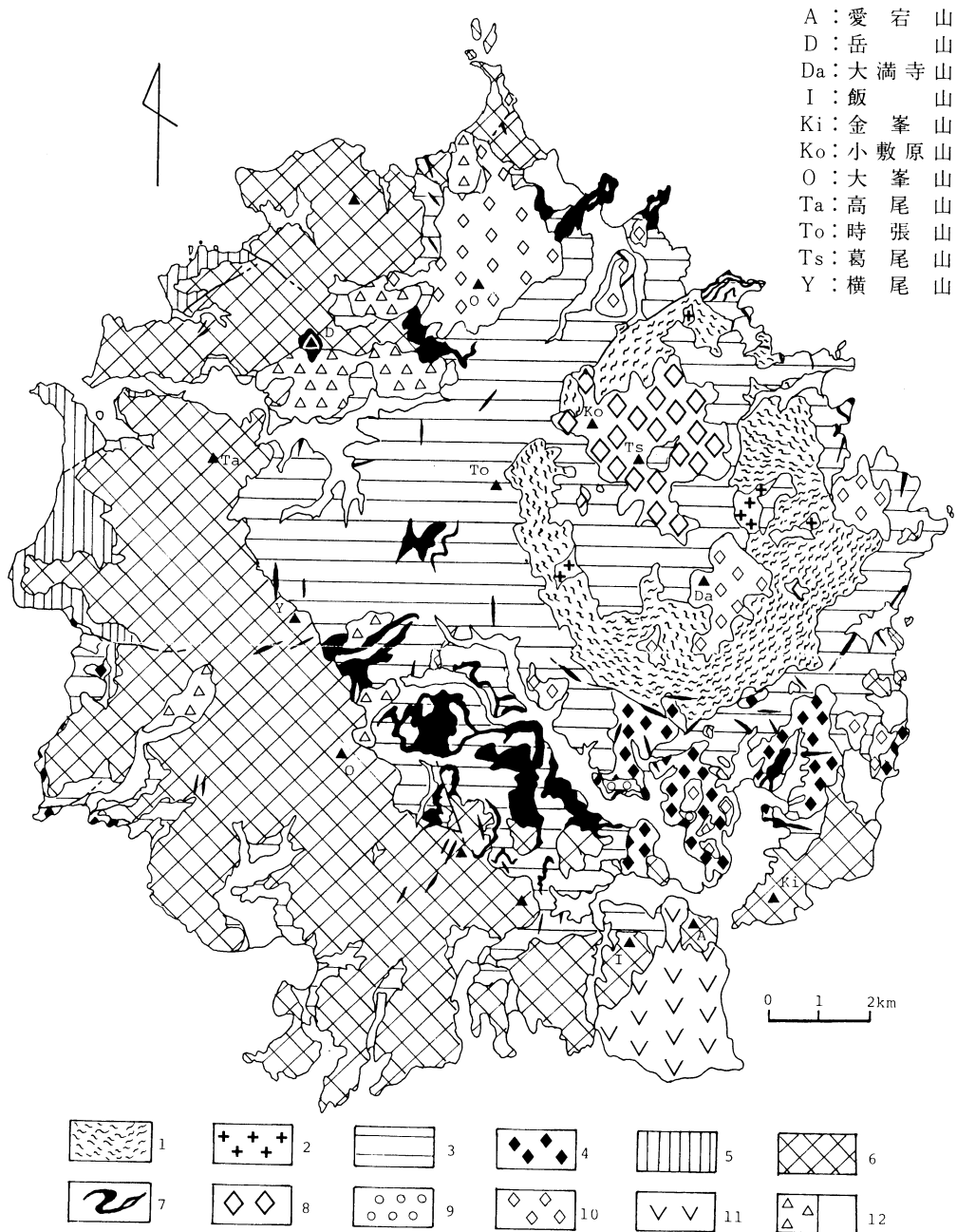
西郷町の八尾川流域ならびに西郷湾は、大峯山、小嶽山、飯山、愛宕山、金峯山が形づくる円弧の内側に、盆地状の低地として認められる。しかも、西郷湾は北北東-南南西から東西に方向を変えているが、金峯山から小嶽山の円弧に平行している。また、八尾川がつくる低地は、北西-南東に数 km 続き、これは大峯山から小嶽山に連なる円弧状の山稜の内側にあつて、ほぼこれに平行している。この盆地状低地の八尾川の両側は比較的なだらかな丘陵が 2~3 km の幅で続き、その南西側の円弧状山稜の内側は比高約 200 m が急傾斜である。すなわち、この円弧状の山地の断面を見ると、その北西の円弧状山地と同じように、内側は急傾斜で、外側は緩傾斜となっている。

以上の特徴を要約すると、島後の北西-西-南-南東部は、海岸線と同心円的な一つの円弧状の稜線にとり囲まれ、その内側に盆地状の凹地をもち、さらに円弧のほぼ中央部に高い山地をもち、この環状稜線は外側が緩傾斜、内側が比高 250~150 m が急傾斜である。

地 質 概 説

島後の地質系統を第 1 表に、地質図を第 1 図に示す。本表の都万累層以下の中新統については、山崎 (1984, 印刷中) の研究をそのまま引用している。また西郷玄武岩以後の火山岩類の名称は、UCHIMIZU (1966) に従っている。これらは、大きく、基盤岩類、グリーンタフ時代 (中新世) の堆積岩類と火山岩類からなるいわゆるグリーンタフ、後期中新世から現世におよぶアルカリ火山岩類に 3 大別される。

基盤岩類は、片麻岩類と花崗岩類からなる。島後北東部の大満寺山、葛尾山の山塊をとりまくように分布し、各種片麻岩やミグマタイト様岩石の片状構造は、この山塊を中心にしてドーム状構造を示す (HOSHINO,



第1図 隠岐島後地質図

Geologic map of Dōgo, Oki islands

1. 片麻岩類 (Gneisses); 2. 花崗岩類 (Granitic rocks); 3. 中新統 (Miocene series); 4. 西郷玄武岩類 (Saigo basalts); 5. 隠岐粗面岩類 (Oki trachytes); 6. 隠岐流紋岩類 (Oki rhyolites); 7. 平粗面岩類 (Hei trachytes); 8. 葛尾流紋岩類 (Tsururao rhyolites); 9. 段丘積積物 (Terrace deposits); 10. 大峯玄武岩類 (Ōmine basalts); 11. 岬玄武岩類 (Misaki basalts); 12. 崖錐・沖積層 (Talus and Alluvial deposits)

第1表 隠岐島後の地質系統表
Geologic succession of Dōgo, Oki islands
(段丘堆積層, 崖錐, 沖積層は省略)

時 代		地 質 系 統		
第四紀	現 世	岬 玄 武 岩 類		
	更 新 世	大 峯 玄 武 岩 類		
新 第 三 紀	鮮 新 世	葛 尾 流 紋 岩 類		
		平 粗 面 岩 類		
		カ ル テ ラ 形 成		
		隠 岐 流 紋 岩 類		
	中 新 世	後 期	隠 岐 粗 面 岩 類	
			西 郷 玄 武 岩 類	
		前 期	都 万 累 層	
			久 見 累 層	
先 中 新 世		基 盤 岩 類		

1979).

島後の中新統で、いわゆるグリーンタフに相当する地層については、*Miogypsina*の発見(大久保ら, 1980)とともに、著しく新知見が加わってきている。時張山累層と郡累層中には多くの火山岩類が含まれ、富田の第一輝石安山岩、斜長流紋岩(UCHIMIZUの中条流紋岩)、第二輝石安山岩、第三輝石安山岩や火山砕層岩を含む。これらの大部分はカルクアルカリ岩系に属するが、一部にはビジオン輝石を含むソレイアイト岩系がある(TOMITA, 1936)。中新統の詳細については、山崎(1984)にゆずるが、ここでは次のことを強調しておきたい。中新統の一部は基盤岩類の高まりをおおって分布するが、大部分は基盤岩類をとりまくように環状に分布し、しかも内側から外側にかけてドーム状に、下部、中部、上部の各中新統が分布する。

上部中新統の都万累層堆積後、島後はアルカリ火山岩類活動の場と変じ、これは富田(TOMITA, 1936)によって「岩石区の革命」と呼ばれた。アルカリ火山岩の活動が開始した時代は、西郷玄武岩の上位とされる黒滝岩の黒耀岩(黒滝岩では隠岐粗面岩と隠岐流紋岩に関係する2種類の黒耀岩があるが、おそらく前者の下底部の黒耀岩と思われる)の測定年代が >6.1 Maであること(KANEOKA, et al., 1977)、および山陰～北西九州の大陸系玄武岩類活動の対比(松本, 1983は

か)から、中新世の最上部と推定している。

1. 西郷玄武岩類

富田(1927~1932; TOMITA, 1936)の第一粗面玄武岩及び玄武岩にあたり、西郷湾の北岸一帯に、一部は西海岸に分布する。それ以前の中新統(都万累層以下のいわゆるグリーンタフ層を指す、以下中新統と表現する)をおおい、平粗面岩類に貫入され、隠岐流紋岩類におおわれる。本岩類は溶岩流を主とし、降下火砕岩を含む。岩型は、玄武岩、粗面安山岩、ミュージアライトなどであり、有色鉱物として、かんらん石、普通輝石、チタン輝石を認める。

2. 隠岐粗面岩類

これは富田の第一アルカリ粗面岩にあたる。本岩類は島後西海岸の重栖港から油井にかけての一帯、および久見の南海岸部に分布する。上部中新統をおおい、隠岐流紋岩におおわれる。本岩類は溶岩流と火山砕屑岩からなり、後者は降下火砕岩と火砕流堆積物である。岩型は、紫蘇輝石、普通輝石～鉄普通輝石を有する粗面安山岩と粗面岩である。

重栖湾南海岸の黒滝岩付近では、厚さ数mの火砕流堆積物の上位に、10 m厚の溶岩流が整合に重なり、溶岩流の下位は黒耀岩となっている。ここの火砕流堆積物は軽石流堆積物であり、弱い溶結～非溶結を示す。本質物質として5~6 cmの粗面岩質軽石を認める。ここでは極めて微弱な分級もあり、辛うじて層理を認めるが、その南方のトンネル付近では層厚約20 mの無層理、非溶結の軽石流堆積物である。ここでは本質物質として、最大30 cmに達する大小不規則の軽石と同質の破片の基地からなる。さらにその南東方では、降下火砕岩としての凝灰岩～火山礫凝灰岩が10 m弱の厚さで発達する。これらはすべて、この上位にある粗面岩溶岩の活動直前の爆発的活動の産物であろう。

西海岸長尾田から長尾田川、その南方(地名)にかけては粗面安山岩と同質凝灰角礫岩が互層し、層厚10 m前後の溶岩流を3枚は数え得る。この互層の最大層厚は150 mにおよぶ。

3. 隠岐流紋岩類

隠岐流紋岩類は富田のアルカリリパライト、アルカリフェルサイトにあたり、特徴的な分布を示す。すなわち、島後の北東部山域をとりまくように、北一西一南一南東の海岸線に沿って、1~数kmの幅で環状に分

布する。環状分布の内側の径は12~14 kmであり、この内側には分布しない。わずかに例外として、西郷湾西部域で、環状分布内側の境界から1,500 mの城山(129 m)、1,000 mの埋山(253.8 m)、800 mの244 m峰の小分布をみる。この例外を除いた環状分布域は、地形で述べた環状稜線と全く一致するのであって、注目に値する。

隠岐流紋岩類は中新統を不整合に、隠岐粗面岩類を整合におおう。本岩類は溶岩流と火山砕屑岩からなり、後者は降下火砕岩、および火砕流堆積物からなる。火砕流は軽石流であり、弱溶結から強溶結までである。岩型は流紋岩、流紋岩質軽石、流紋岩質黒耀岩であり、一般に斑晶が少ないがサニディン^{*}を認めることがある。また球顆をしばしば認める。

重栖湾西海岸の黒滝岩付近では、隠岐粗面岩類を整合的におおって本岩類の好露出がある。本岩類の最下位には厚さ1 m以下の降下火砕岩が不規則に発達し、その上位に層厚10 mの強溶結火砕流堆積物があり、さらにその上位に厚さ約20 mの溶岩流が認められる。溶結岩は、10数~数10 cm厚の多くのflow unitからなり、少なくとも20数枚以上数え得る。上記の火砕岩は各地で小規模に認められ、那久川一壇鏡滝や都万上流では3層準に存在しており、加茂西方や久見周辺では火山岩塊の黒耀岩を数多く含むところもある。また、溶結岩も、久見南方、加茂南方、壇鏡滝などで認められる。

本岩類の分布面積は島後の構成岩類のなかでもっとも広く、層厚は最大300~350 mに達し、この総体積は、現在約21 km³であるが、噴出当時は30 km³を越したであろう。これだけ多量の本岩類であるが、火砕岩が占める割合は意外に少なく数%前後であり、大部分が溶岩流である。この溶岩流も全層厚に比して数が少なく、おそらく4枚+程度であり、一枚の溶岩流が厚く、50 mを越し、これらはおおむね内側から外側(海岸側)に流下している。なお本岩類の測定年代は3.1 Ma (KANEOKA et al., 1977)である。

本岩類の特徴的な分布と大きな容量から、特殊な噴出機巧を考えねばならない。西海岸には、幅1 m前後の本岩類の岩脈も認められ、このような割れ目噴出とする説(UCHIMIZU, 1966)もあるが、筆者は後述するようにカルデラ説をとり、環状割れ目噴出を考えるのである。

4. 平粗面岩類

平粗面岩類は富田の第二アルカリ粗面岩にあたる。

本岩類の大部分は、隠岐流紋岩類の環状分布の内側に、しかも境界付近に集中して分布発達する。とくに八尾川右岸域と大峯山麓に集中している。一部は隠岐流紋岩類分布域で内側境界に近いところにも分布する。本岩類は進入岩床、または岩脈として産するが、稀に岳山のように小円頂丘を作ることもある。進入岩床は中新統には調和的であるが、局部的に非調和的である。また、八尾川右岸域や、青島崎などでは3~4枚の進入岩床が見られ、枝別れた岩床もみられる。岩型は、かんらん石灰鉄輝石粗面岩であり、サニディンを含むこともある。

5. 葛尾流紋岩類

これは富田のアルカリ石英リパリトにあたる。北東山地の葛尾山一小敷原山地の山頂付近一帯の、西側はほぼ380 m、東側は150 m以上に分布する。したがって、その底面はおおむね西側に高く東側に低い。大部分は溶岩流であり一部に火山砕屑岩を含み、これは中新統をおおい、大峯山玄武岩類におおわれる。さらに一部は、とかげ岩や中谷などにみられるような岩脈として存在する。岩型は鉄かんらん石灰鉄輝石流紋岩が普通であるが、エヂリン、アルカリ角閃石、リーベック閃石、黒雲母、サニディン、石英の1種またはそれ以上含むことがある。葛尾流紋岩類に含まれるとかげ岩の岩脈はエヂリン粗面岩、中谷の岩脈はエヂリン灰鉄輝石正長石斑岩であり、そのほかにフォノライト、コメンド岩なども含む。本岩類はしばしば熱水変質を受けている。溶岩と火山砕屑岩の全層厚は約240 mである。

6. 大峯玄武岩類

本岩類は富田の第二・三粗面玄武岩の一部にあたる。北部の大峯山と島後最高の大満寺山を中心として分布する。大峯山付近では中新統と隠岐流紋岩類を不整合におおい、大満寺山では基盤岩、中新統および葛尾流紋岩類をおおう。大峯山では山頂付近から北方に流下したような分布を示し、大満寺山では中心から北、東、南の三方向に流出した分布を示す。本岩類は主として溶岩流からなり、一部は岩脈として産する。岩石は粗面玄武岩、玄武岩、ミュージアライトであり、かんらん石、チタン輝石を斑晶として含む。

* エヂリン輝石のうち灰鉄輝石成分の多いものをこのように称しておく。詳細は別に発表する予定である。

7. 岬玄武岩類

本岩類は富田の第三粗面玄武岩及び凝灰岩の一部にあたる。西郷湾南側の岬町を中心として分布し、隠岐空港はこの溶岩台地上にある。本岩類は、中新統、隠岐流紋岩類をおおう。さらに地質系統表には示していないが、段丘礫層をおおう。この礫層から土器を出土したとのことで、岬玄武岩類は現世と考えられている(富田, 1927-1932)。本岩類は粗面玄武岩からなり、斑晶有色鉱物として、かんらん石を認める。

島後カルデラ

第II, III章で島後の地形と地質について述べた。このなかで注目すべき事実を整理して列記する。

1. 島後の地形は、大満寺山、小敷原山、時張山などからなる北東部山地をとりまくように、また海岸線にはほぼ平行する同心円状の環状稜線が発達する。環状稜線の外側は緩傾斜で、内側は急傾斜で低くなり、その内側は盆地状部分が多く、さらに中央高地に続く。環状稜線内側の急傾斜部の比高は240~150 mである。

2. 隠岐流紋岩類は、海岸線に沿って環状に広範囲に分布し、その内側の径12~14 km以内には分布しない。この分布は1の環状地形と全く一致し、前述の急傾斜部より外側に分布している。隠岐流紋岩類の層厚は最大350 m、現在の海面上の体積はほぼ21 km³である。

3. 平粗面岩類は、隠岐流紋岩類分布の内側境界付近に集中して分布発達し、その産状は進入岩床~小円頂丘を主とする。

4. 環状の中央部中心付近の高地には、隠岐流紋岩類より後期の葛尾流紋岩類からなる鷲ヶ峰、葛尾山、小敷原山や、大峯玄武岩類からなる大満寺山と、やや環状の隠岐流紋岩類境界部に近く大峯山が、あたかも中央火口丘の如く分布発達する。

5. 中央部中心付近の火山岩類が発達する山麓には、ドーム状構造の片理面をもつ基盤片麻岩類が発達する。

6. ドーム状構造をもつ基盤岩類をとりかこむように中新統が発達している。山崎(1984)、ほかによれば、この中新統はほぼ内側から外側にかけて、これまたドーム状に下部、中部、上部の順に発達する。

以上の諸事実、とくに環状の高まりをもつ稜線とその内側の低地部をカルデラ縁と火口原と見なすことができる。しかしこの火口原は決して平坦面ではなく緩丘陵を含んでいる。上記のことから、グリーンタフの活動終了後、次のようなアルカリ岩系の火山活動と、

隠岐流紋岩類の活動とこれに関係したカルデラ(resurgent caldera)の存在を推定すれば、すべてうまく説明ができる。

1. アルカリ岩系のマグマの活動により、地盤が上昇する。そのため、ドーム状撓曲、リング状~放射状の断裂がおこり、その一部から西郷玄武岩類が噴出する。

2. さらにマグマの圧力上昇に伴ない、内側の円筒状部分がピストン状に隆起し、急角度の比高最大300 m前後の落差を生じる。

3. リング状断裂より隠岐粗面岩類と大量の隠岐流紋岩類が噴出流下する。大部分は溶岩であるが、一部は降下火砕岩と火砕流堆積物で、火砕流は溶結凝灰岩となる。リング状断裂からの噴出を主とするが、一部は放射状断裂からも噴出したであろう。しかし、その量は極めて少量である。これらは、中央部が円筒状隆起のため急角度の高まりを形成しているから、リングの外側に流下し、内側に流下することはできない。したがってその分布は外側に限られてくる。

4. 大量のマグマ噴出によってマグマの圧力減小をもたらす。円筒状部分が陥没してカルデラを形成する。その陥没は隆起以前のレベル以下まで下がり、カルデラ壁の比高は300 m前後、またはそれ以上となる。

5. カルデラ壁の崩壊がおこり始める。同時にカルデラ内で小規模なアルカリ流紋岩が噴出したらしいが、これは確証がない。これは3のステージの可能性もある。

6. マグマが再び活動して、中央部の中心付近を中心とし、ドーム状の隆起があり、中心部は高くなる。

7. リング状の断裂が再開し、これに沿って粗面岩マグマが上昇し、リング上またはその近くに多くの進入岩床と円頂丘が形成される。これが平粗面岩である。

8. 中央部の中心付近が、マグマの活動により、さらにドーム状に隆起し、葛尾流紋岩類と玄武岩類が噴出する。玄武岩類は大満寺山、大峯山を形成する大峯山玄武岩類と、これにおくれて寄生火山のように岬玄武岩類が噴出する。中央部の火山は中央火口丘の性質をもつ。ここで基底岩類、とくに中新統のドーム構造が完成する。

9. 中央火口丘付近に、後火山作用として熱水変質をもたらす。中条流紋岩類、葛尾流紋岩類が著しく変質する。

以上のことを、それぞれ対応させて第2表および第

Table 2. Geologic events of the resurgent cauldron cycle on the Dōgo caldera

Stage	Structural Events	Volcanic Events
1	Regional tumescence and propagation of ring and radial fractures.	Lava flow of Saigo basalt.
2	Elevation of central cylindrical part.	—
3	—	Caldera-forming volcanism. Major lava flows and eruptions of Oki trachyte and rhyolite, 20~30 km ³ .
4	Caldera collapse.	(Overlap with stage 1 in this caldera)
5	—	Minor rhyolite lavas and pyroclastic eruptions on caldera floor in this caldera.
6	Resurgent doming of central cylindrical part.	(Possivle ring-fracture volcanism and/or eruptions or intrusions in dome fractures.)
7	(Possivle regional tumescence and reopening of ring fractures.)	Ring-fracture volcanism. Eruptions and intrusions of Hei trachyte.
8	—	Pyroclastic eruptions and lavas on caldera floor in some caldera, such as Tsuzurao rhyolite, Omine basalt and Misaki basalt.
9	—	Post-volcanic action. Fumarolic and hot spring activities (hydrothermal alteration).

2図に示す。このサイクルが島後における resurgent-cauldron cycle である。島後における resurgent-cauldron は、現在カルデラ地形としても残っており、これに対して“島後カルデラ”を提唱する。

島後に近接して隠岐島前にもアルカリ火山岩が発達する。千葉(1975)によれば、アルカリ玄武岩類の噴出後、直径約9kmのカルデラが形成され、さらに中央火口丘としての粗面岩、寄生火山および岩脈としての粗面岩、アルカリ流紋岩類が噴出または貫入し、さらに岩脈として粗面玄武岩が貫入している。島前カルデラ^{*}は玄武岩噴出後のカルデラであるのに対して、前述した島後カルデラは流紋岩噴出後のカルデラであり、島後、島前と良き対照を示すことになる。

島後カルデラのサイクルについては前述のとおりで

あるが、これを SMITH and BAILEY (1968) の resurgent-cauldron cycle に比較すると、SMITH らの cycle には、島後2期の円筒状部分の隆起と、同8期の中央部中心域の火山活動が示されていない。しかしながら、島後における地質学的事実、すなわち環状の内部に隠岐流紋岩類がほとんど分布しないこと、および中心部中心域の葛尾流紋岩類と大峯山玄武岩類が分布発達することから、サイクルに2、8期を加えねばならない。

一方、SMITH らは、この1 cycle を150万年前後に考えている。これに対して島後カルデラのサイクルは、隠岐粗面岩類の6.1 Ma、隠岐流紋岩類の3.1 Ma、大峯玄武岩類の更新世、岬玄武岩類の現世などから考えると、この火山寿命は異常に長いことになる。これらの点から、大峯、岬の玄武岩類などはこのサイクルに含まれないかもしれない。これらの問題については、それぞれの地質系統の正確な年代決定を含めて、今後の検討が必要であろう。

* 千葉(1975)はこの島前のカルデラに対して名称を与えていないが、苗村・島田(1984)によって“島前カルデラ”の新名称が与えられた。

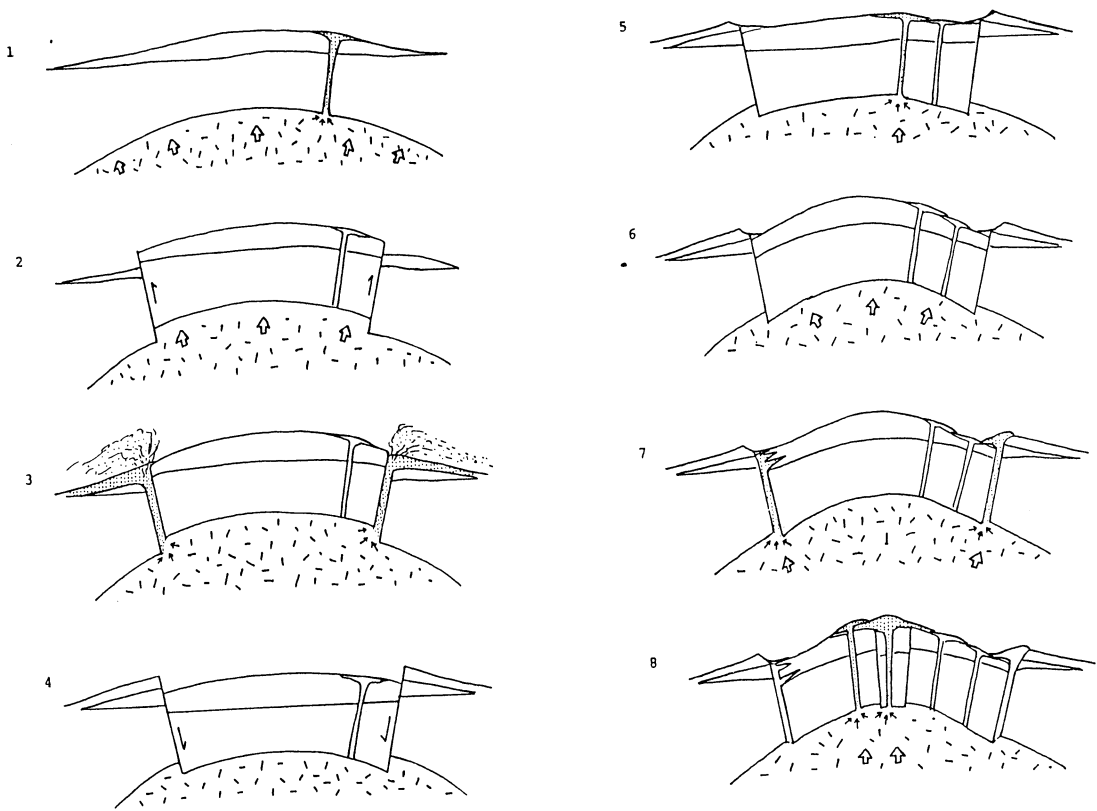


Fig. 2 Stages in the resurgent cauldron cycle based on the Dōgo caldera.
No. of each stage correspond to Table 2.

む す び

本篇では、隠岐島後の地形およびアルカリ火山岩類についての火山地質について検討した。とくにアルカリ火山岩類の噴出順序、分布、形態について考察した。その結果、resurgent cauldronの存在が推定され、これに対して「島後カルデラ」を提唱した。さらに島後カルデラのサイクルについても考察し、その結果を報告した。

この研究に関して次の方にお世話になった。1980年日本地質学会巡検の折、八木健三先生はじめ巡検に参加された方に御意見をいただいた。島根大学大久保雅弘教授はじめ島根大学教官・学生らには共同の現地調査やその他で御世話になった。広島大学山崎博史氏には未発表データについて御教示いただいた。島後を山口大学卒業論文にした西山浩一、平井博幸、長谷川康氏らは共同調査に参加した。さらに、本論文を島根大学地質学研究報告に掲載することをすすめられたの

は、大久保教授と島田昱郎教授である。これらの方に厚く感謝する。

引用文献

- 春本篤夫, 1926: 隠岐島後の火山岩に就いて(1). 地球, **6**, 398-404.
 ———, 1927 a: 隠岐島後の火山岩に就いて(2). 地球, **7**, 27-37.
 ———, 1927 b: 隠岐島後の火山岩に就いて(3). 地球, **7**, 122-129.
 HOSHINO, M, 1979: Two-pyroxene Amphibolites in Dōgo, Oki Islands, Shimane-ken, Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **74**, 87-99.
 ISHIBASHI, K., OJI, Y. and MATSUMOTO, Y., 1973: Mafic and Ultramafic Inclusions in Basaltic rocks near or in Japanese Islands. The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Part II, *Geology and Geochemistry, Geol. Surv. of Japan*, 5 -

- 9.
- KANEOKA, I., TAKAHASHI, E., and ZASHU, S., 1977: K-Ar Ages of Alkali Basalts from the Oki-Dōgo Islands. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **83**, 187-189.
- KOZU, S., 1912: Preliminary Notes on some Igneous Rocks, VI, Quartz-Syenite and Comendite from the Oki Islands. *Jour. Geol.*, **20**, 656.
- , 1913a: Preliminary Notes on Some Igneous Rocks of Japan, Comendite. *Jour. Geol.*, **21**, 62.
- , 1913b: Petrological Notes on the Igneous Rocks of the Oki Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Second Ser.*, **1**, (3), 25-56.
- 松本徳夫, 1983: 環日本海新生代火山活動. 日本地質学会西日本支部第100回例会記念シンポジウム論文集「島孤と大陸との関連からみた九州の構造発達史」, 41-49.
- 大久保雅弘・高安克己, 1980: 隠岐より *Miogypsina* の発見. 地質雑, **86**, 37-39.
- 太田昌秀, 1963: 隠岐変成岩類. 岩鉱, **49**, 189-205.
- 佐藤伝蔵, 1922: 隠岐の珪藻土. 地学雑, **34**, 203.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A., 1968: Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am., Mem. 116*, "Studies in Volcanology", 613-678.
- 千葉とき子, 1975: 隠岐島前の地質. 国立科博研報, C, *Geology*, **1**, (4), 137-145.
- 富田 達, 1927-1932: 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究. 地質雑, **34**, 321-388, 423-460; **35**, 463-491, 519-536, 571-600; **36**, 189-204, 303-336; **37**, 131-156, 521-546; **38**, 155-173, 203-222, 413-431, 461-479, 545-564, 609-628; **39**, 149-178, 197-218, 501-523, 609-640, 675-691.
- TOMITA, T., 1934: On the Kaersutite from Dogo Islands, Japan, and its Magmatic Alteration and Absorption. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sect. II*, **1**, (12), 99-136.
- , 1936: Geology of Dogo, Oki Islands, in the Japan Sea. *Jour. Shanghai Sci. Inst., sect. II*, **2**, (4), 37-146.
- UCHIMIZU, M., 1966: Geology and Petrology of Alkali rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **16**, 85-159.
- 山上万次郎, 1896: 20万分の1地質図幅隠岐および説明書. 農務省地調, 1-31.
- YAMAGUCHI, M., 1964: Petrographic Significance of Ultrabasic Inclusions in Basaltic Rocks from Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, Geology*, **15**, 163-219.
- 山崎博史, 1984: 隠岐島後の中新統, 島根大地質研報.