紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動*

久 富 邦 彦**・三 宅 康 幸**

Upheaval movement and igneous activity in the Shionomisaki
area, Kii Peninsula, Southwest Japan.*

Kunihiko HISATOMI** and Yasuyuki MIYAKE**

Abstract A number of Tertiary igneous masses has been reported in the modern arc-trench gaps in the world. Although there are many discussions, the origin of these igneous rocks is not yet clear. This is due to the fact that the arc-trench gap has been regarded as the region lacking in igneous activity. Many of these igneous rocks occur near the structural highs which are one of the fundamental structural elements of the arc-trench gap. Therefore, these igneous rocks have some genetic relation with the origin of the arc-trench gap.

The Shionomisaki area is situated within the modern arc-trench gap of the Southwest Japan Arc. In this area, igneous activity occurred simultaneously with the sedimentation of the Lower to Middle Miocene Kumano Group. A slump sheet crops out along the northwestern coast of the Shionomisaki area. It is 40—50 m thick. The horizon of the sheet corresponds to the middle part of the Shikiya Formation, and is just beneath the horizon of the effusive rocks (rhyolitic pyroclastic rocks and basaltic lava) of the Shionomisaki Igneous Complex. The slump deposits are composed of calcareous mudstone, alternations of sandstone and mudstone, bedded sandstone and pebble conglomerate with sandy matrix. Gravels (0.2—4 m in diameter) of hypersthene rhyolite are scattered within the slump deposits, preserving the original shape of the columnar joints. The sheet is intruded by the hypersthene rhyolite. The sheet slid down northward from the south. These occurrences show that the igneous activity was in close association with the formation of the upheaval zone trending E—W passing through the Shionomisaki area, which dammed up the clastic sediments from the northern area.

The authors propose the term “Shionomisaki Magmatism-Upheaval Zone” for the above mentioned Miocene zone. The reasons are as follows—1. the area was an uplifting area in contrast to the fact that the area to the north was a subsiding area, 2. the igneous activity took place accompanying the upheaval movement, 3. the igneous activity was accompanied with tectonic disturbance, 4. the igneous rocks in the Shionomisaki area cannot be petrographically lumped together with the granites in the Outer Zone of the Southwest Japan.

It is pointed out that the igneous rocks found in the modern arc-trench gaps in the world might have similar geologic environment as that of the Shionomisaki area. It is emphasized that the “Oyashio Paleoland” proposed by NASU *et al.* (1979) based on the DSDP, Leg 57 has similar characteristics to the “Shionomisaki Magmatism-Upheaval Zone”.

1980 年 8 月 4 日受理

* 日本地質学会第 86 年学術大会で一部講演.

** 京都大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.

はじめに

西南日本弧と南海トラフにはさまれた大陸斜面地域には深海平坦面が発達し、その外縁には平坦面をつくる堆積物をせき止める基盤隆起帯がみられる(HILDE *et al.*, 1969). このような構造的特徴は、世界の他の島弧地域にもみられ、DICKINSON & SEELY(1979)は、これを上部大陸斜面の一般的な構造とみなし、島弧—海溝系モデルの重要な構成要素とした。

彼らの島弧—海溝系モデルは、国際深海掘削計画による調査をはじめとして、近年活発に行われてきた海洋地域における研究の成果に基づくものである。しかし、彼ら自身が認めているように、arc-trench gap (DICKINSON, 1970)とよばれる volcanic front から、trench-slope break にかけての地域の基盤に関する知識の不足や、本来、火成活動のない場とされる arc-trench gap 内に過去の火成岩が見出されるなど、提出されたモデル自体にもまだ問題が残っている。このことも一因となって、島弧—海溝系と、その一単位である大陸斜面の形成史・発達史を復元する作業は十分進んでいない。そのため現在の島弧—海溝系モデルが、過去のどの時代まで遡って適用できるかは、明らかとはなっていない。以上の背景のもとで大陸斜面の詳細な構造を解明しつつ、その発達史を復元することは重要な問題である。

一方、陸上においては従来から、地角斜堆積物の研究が精力的に進められてきた。これらの地角斜堆積物の形成の場を堆積の当時に島弧—海溝系を想定し、その中に位置づけようとする試みが、近年活発となってきた(勘米良, 1976 など)。しかしながらこれらの試みは、現在の海洋地域での研究に基づいて提出されたモデルを過去に適用しているにすぎず、前述の諸課題の解明に寄与するに至っていない。

筆者らは、下部～中部中新統熊野層群およびその堆積時に活動した潮岬・大島地域の火成岩類について、従来から行ってきた研究をもとに両者の関係について検討を行った(Fig. 1)。

その結果、熊野層群堆積時に北から供給された碎屑物をせき止める東西性の地形的隆起帯が存在し、潮岬・大島地域はその隆起帯の一部であったこと、また、潮岬・大島地域にはこの時期に火成活動が起っており、この火成活動が隆起運動と密接な関連をもっていたことが明らかとなった。三宅・久富(1978)は、すでに、この隆起帯を「潮岬構造帯」と呼んだ。筆者らのその後の調査により、この地域の火成活動と隆起運動の関係が更に詳細に

明らかとなった。この論文では新たに明らかとなった諸事実を含めて、この隆起帯の内容について述べる。

また、潮岬地域は現世海洋の大陸斜面に発達する基盤隆起帯とよく似た性格をもっている。このことは、世界各地の大陸斜面上に見出されている火成岩類の位置づけとも関連して重要な事実である。この論文では、大陸斜面発達史の中での火成活動の位置づけについても論ずる。

本研究を進めるにあたり、京都大学地質学鉱物学教室の中沢圭二教授、中山 勇講師、島根大学理学部地質学教室の徳岡隆夫助教授には、終始あたたかい御指導と助言を賜った。また、京都大学の地角斜・堆積グループ、火成作用グループの方々には討論と援助をしていただいた。これらの方々には深く感謝する次第である。

地 質

I. 熊野層群

熊野層群は、白亜系～下部中新統の四万十累層群を顕著な傾斜不整合でおおう、積算層厚 4,000 m に達する海成の下部～中部中新統である。本層群は岩相から、下位より下里累層・敷屋累層・三津野累層に区分される(Fig. 2)。下里累層は泥岩が卓越し、層厚・岩相の水平的変化に富み、北方に層厚・粒度を減じる。敷屋累層は成層～塊状泥岩よりなる。潮岬火成複合岩体の活動により形成された酸性火砕岩・玄武岩質熔岩は、敷屋累層中部と指交関係にある。三津野累層は北方の地域にのみ分布しており、種々の砂岩泥岩比を有する砂岩泥岩互層・砂岩・含角礫泥岩よりなる。

熊野層群の時代について MIZUNO(1953)は、軟体動物化石から中新世中期とした。また、潮岬北方の植松海岸に分布する敷屋累層下部の石灰質砂岩泥岩互層からは、*Lepidocyclina*, *Miogyopsina* などの大型底棲有孔虫化石を産し(西村・三宅, 1973)、この地点における浮遊性有孔虫化石の検討から、この層準が Blow の N₈ 上部に相当することが明らかにされている(池辺ほか, 1975)。

本層群のうち、下里・敷屋両累層の大部分を構成する泥質互層や泥岩は、久富(1981)により混濁流によって形成されたことが明らかにされている。これらの地層から得られた古流向は、大部分が北～北西からの流れを示す(久富, 1981, Fig. 12)。また、スランプ褶曲から復元した古斜面の傾斜方向も、潮岬・大島以北では、すべてが東西性、南傾斜の古斜面を示している。これに対して潮岬・大島地域のものは、北傾斜の斜面を示す(久富, 1981, Fig. 13)。これらの古流向・古斜面のデータおよ

Fig. 1. Geologic map. 1: alluvium, 2: acidic pyroclastic rock and granite porphyry, 3: quartz porphyry, 4-8: Shionomisaki Igneous Complex, 4: rhyolitic pyroclastic rocks, 5: quartz porphyry and granophyre, 6: hypersthene rhyolite, 7: basaltic lava, 8: basic plutonic rocks, 9-12: Mitsuno Formation, 9: Member Md, 10: Member Mc, 11: Member Mb, 12: Member Ma, 13: Shikiya Formation, 14-16: Shimosato Formation, 14: Member Smu, 15: Member Smm, 16: Member Sml, 17: Muro Group, 18: syncline, 19: anticline, 20: overturned anticline, 21: fault, 22: inferred fault, 23: concealed fault, 24: formation boundary, 25: member boundary. Compiled after HISATOMI (1981), Fig. 1 and MIYAKE (1981), Fig. 2.

Fig. 2. Stratigraphic succession and lithologies of the Kumano Group.

1: angular-fragments bearing mudstone, 2: sandstone, 3: sandy alternation, 4: muddy alternation, 5: mudstone, 6: limestone. After HISATOMI (1981).

び層厚・層相の水平的変化に基づき、久富(1981)では熊野層群の堆積盆が復元されている。それによれば熊野層群南部域は、東西性・南傾斜の斜面上にあって、潮岬・大島地域を通る東西性の地形的隆起によって地層がせき止められていたと推定される(Fig. 3)。下里累層が北方からの供給でありながら、南方に層厚・粒度を増すの

も、このような堆積盆の形態によるものとして合理的に説明される。

II. 潮岬・大島地域の火成岩類

潮岬・大島地域の火成岩類については、三宅(1981)によって記載がなされている。潮岬では次節に報告されるスランプ層の上位に、火山砕屑岩類(下位から、流紋岩質火山砕屑岩・泥岩互層、斑状玄武岩・泥岩互層、無斑晶玄武岩など)が整合的に重なる。流紋岩質火山砕屑岩は石英と斜長石の結晶破片を含み、微珪長質組織をもつ。斑状玄武岩は斜長石の斑晶をもち、石基は斜長石と単斜輝石からなる。上記の両者ともに泥岩と互層しており、熊野層群堆積時の水中堆積物である。また、無斑晶玄武岩は枕状構造をもつことが各所で観察され、これも水中に噴出したものであるといえる。これらを通して、酸性および塩基性の貫入岩が分布している。それらの貫入順序をみると、酸性と塩基性の火成活動が交互に繰り返り起っており、中性岩の活動はみられず、bimodalな特徴をもつ(三宅, 1981, Fig. 4)。また、塩基性貫入岩のうちカンラン石斑レイ岩類は、角閃石輝緑岩中に団塊状に包有されて産する。三宅(1981)が述べたように、前者は後者の同源捕獲岩と推定され、地下深所での結晶化作用が起こり、残液が早期晶出相をとり込んで上昇してくるという貫入機構が推定される。

大島では流紋岩質火山砕屑岩が、広い範囲に露出している。これらには級化構造がしばしば認められ、成層して泥岩と互層することも多い。大島南西部の猪喰鼻では、その末端が敷屋累層の泥岩層と指交関係にある。この流紋岩質火山砕屑岩は上記の事実から、潮岬に分布するものと同様に水中堆積物であり、熊野層群堆積時に活動したものであると推定される。大島では泥岩と流紋岩質火山砕屑岩を貫いて、シソ輝石流紋岩が分布する。

このシソ輝石流紋岩は斑状で、灰白色の石基中に石英(直径 0.1~5 mm)、斜長石(長軸の長さ 0.2~5 mm)、斜方輝石(長軸の長さ 0.3~1 mm)の斑晶を含む。また少量の堇青石をもつ。石基はガラス質で真珠状の割れ目構造を有するが、露出するほとんどの部分は脱ガラス化して微珪長質組織をもつ。岩石の周縁部には、約 2 m の幅の部分にいわゆる流理構造が発達し、岩体内部には柱状節理がみられる。なお斜長石の An 成分は 50~40、斜方輝石の En 成分は約 54 である。斜長石・斜方輝石はしばしば集斑晶をなす。

III. 潮岬北西岸における熊野層群と火成岩の産状

熊野層群分布域南縁部である潮岬・大島地域の敷屋累層には、顕著にスランプ層が発達する。このうち潮岬北

Fig. 3. A : Schematic reconstruction of the Kumano sedimentary basin. Solid arrows and broken arrows represent turbidity and bottom current, respectively. After HISATOMI (1981).

B : Enlarged figure in and around the reported area. The hypersthene rhyolite, the earliest igneous rock of the Shionomisaki Igneous Complex, intruded into the Kumano Group just south to the reported area, and a part of this rock exposed on the sea floor. Then, the rock was cracked into blocks parallel to its columnar joints. These blocks were included as gravels in the slump sheet which slid northward. Subsequently, another hypersthene rhyolite mass intruded into the slump sheet, though this is not drawn in the figure. The dimensions of the hypersthene rhyolite blocks and of the cliff where the hypersthene rhyolite exposed are exaggerated.

西岸に分布するスランプ層は、潮岬火成複合岩体の噴出岩類の直下の層準にあり、前述の、潮岬を通る東西性の地形的隆起と潮岬火成複合岩体の活動との関係を明らかにするための好材料となっている。この地域の地質について詳述するまえにまず、この陸源碎屑岩層とその北方に分布する敷屋累層の関係について述べておく。

この地域を含む潮岬周辺の敷屋累層および火山岩・火砕岩の岩相と層序を Fig. 4 に示す。潮岬周辺の敷屋累層は泥岩・泥質互層を主とし、一部に砂質互層・成層砂岩・砂岩の基質をもつ中礫円礫岩および石灰岩(bio-micrudite)を伴う。この節で述べる潮岬北西岸、さらに植松北方の海岸や対岸の砥崎付近には顕著にスランプ層が発達する。

甲藤ほか(1975)は、熊野層群を漸新統の「田並層」(下里累層と敷屋累層下部に相当)と中新統「植松層」(敷屋累層中部に相当)に区分し、両者は不整合関係にあると推定した。しかし、彼らが、両層が NE—SW 性の断層で接するとした植松北方にはスランプ層が分布しており、その南北で岩相的差異はなく、構造も調和的である。また、広域的に岩相・層序を調査しても敷屋累層中に不整合は認められない(久富, 1981)。

一方、潮岬北西岸には後述するように、敷屋累層の一般的な岩相とは異なり、砂岩・礫岩が石灰質泥岩に挟有

Fig. 4. Columnar section of the Shikiya Formation and effusive and pyroclastic rocks around the Shionomisaki area.

1 : basaltic lava, 2 : rhyolitic pyroclastic rock, 3 : conglomerate, 4 : sandstone, 5 : muddy alternation, 6 : mudstone.

される。このような岩相を呈する地層と、植松以北の陸側に分布する敷屋累層(大部分泥岩からなる)との関係に

については、i) 潮岬北西岸から植松付近に分布する石灰質泥岩と同一の岩相の泥岩が、橋杭・姫をへて古座の南西まで追跡できる。また、潮岬北西岸に分布する砂岩に類似した極細粒～極粗粒砂岩を含む砂岩泥岩互層が、砥崎からくじのがわ閨野川をへて姫川南方にかけて分布する。ii) 潮岬北西岸から植松にかけて地層は、ENE—WSW ないし NE—SW の走向、20～30°S 傾斜で分布しており、さらに北方に分布する地層とも構造は調和的である。また、大潮の最干潮時に観察可能な岩礁をみる限り、潮岬北西岸の地層と植松海岸の地層を境するような断層は観察されない。

以上の事実から潮岬北西岸に分布する地層は、植松およびそれ以北の陸側に分布する敷屋累層とは整合一連の関係にあると推定される。

スランプ層の特徴と古斜面の復元

本節に報告する潮岬北西岸に発達するスランプ層は、敷屋累層基底から 400m の層準にある (Fig. 2)。スランプ層の厚さは 40～50m、スランプ層に参加する地層の厚さは約 60m である。スランプ層は、石灰質泥岩・種々の砂岩泥岩比を示す互層・成層砂岩・砂岩の基質をもつ中礫円礫岩からなる。泥岩はやや石灰質で弱い離が発達しており、植松付近にみられる下位の正常層の泥岩と同質のものである。砂岩泥岩互層中の砂岩には斜交ラミナ、平行ラミナがよく発達し、荷重痕やフレーム構造も発達する。互層は通例、砂岩部 2～50 cm、泥岩部 5～30 cm で成層する。成層砂岩は厚さ 5～300 cm、灰白色～白色、細～粗粒で斜交～平行ラミナを有し、炭質物をラミナに沿って薄く挟むことがある。砂岩はときに細～中礫大の円礫を含み、礫岩に移化する (Plate-I-1)。これらには小規模な削り込みもみられる。礫はよく円磨された砂岩・泥岩礫よりなり、まれにチャートや酸性凝灰岩礫もみられる。礫の砂岩は、石英質、中～粗粒で、肉眼的には牟婁層群の砂岩に類似する。

これらのスランプ層を構成する地層中には、泥岩・砂岩・礫岩いずれの中にも長径 20～400 cm の流紋岩の角礫が無秩序に散在している。これらは、円礫岩中の礫に比して著しく礫径が大きく、かつ円磨度が低い。これらの角礫には Plate I-3 に示したような、もともとの柱状節理の面を保存しているものもみられる。これらの流紋岩は斑状、微珪長質で、斑晶として石英 (直径 0.3—5 mm)、斜長石 (長軸の長さ 0.5—8 mm) および短柱状の有色鉱物の仮像をもつ (Plate I-7)。石英は半自形で、石基部の不規則な湾入をうける。斜長石や有色鉱物仮像

は、しばしば集斑晶をなす。また、有色鉱物仮像は、淡緑色の粘土鉱物や、緑泥石に置換されているが、その外形は大島のシソ輝石流紋岩中のシソ輝石に似ている。石基は石英と長石の微細な結晶からなり、直径 0.2～0.5 mm の真珠岩状割れ目構造を呈する。

本スランプ層中には種々の規模のスランプ褶曲が発達する。これらの多くは軸面が低角で傾斜し、両翼の閉じた「横臥褶曲」状を呈している。地層の膨縮がみられるが、レンズ化することは少ない。本スランプ層は形態的には山内 (1977) の、「横臥褶曲状亜型」に相当するといえる。

スランプ褶曲は大別すると、i) 半波長 15～50 m のもの、ii) 半波長 2～10 m のもの、iii) 半波長数～数 10 cm のものにわけられる。Fig. 5 に即して説明すると、i) はこの図の loc. 7, 8 付近 (Plate I-2)、loc. 8 の南約 10 m、loc. 39 と 40 の中間地点付近のもの、ii) は、loc. 2 付近、loc. 4 付近、loc. 19, 20 の間、loc. 42, 43 付近 (Plate I-4) のものである。iii) は主として互層中に普遍的に発達する。図中には表示されていない。

ii) のスランプ褶曲のうち、loc. 4 のものおよび loc. 42, 43 付近のものは、より規模の大きい背斜の北翼の、地層が逆転した部分に発達したアンチフォーム状向斜、シンフォーム状背斜群であり (Fig. 5 の A—A', E—E'), 前進するスランプ褶曲の前縁に発生した「まき込み現象」を示すと推定される。

スランプ褶曲のヒンジ線は、シュミット・ネットに投影すると、クラスター状に比較的良好に集中し、傾斜補正後のベクトル平均値は、N55°E, 5°W 落しとなる (Fig. 6)。このことと前述のスランプ褶曲の形態から判断して、本スランプ層は SSE から NNW に移動したと推定される。

また、スランプ層中には地層の引きずりを伴うスランプ性の逆断層が、loc. 39 と 40 の間、loc. 19 と 20 との中間点付近、loc. 17 付近にみられる。これらの逆断層の断層面の極を Fig. 6 にともに示してある。これらは、前述したスランプ褶曲に基づいて推定されたスランプ層の移動方向と矛盾しない。

スランプ層を貫く火成岩の産状と岩石学的な性質

Fig. 5 の loc. 9 と loc. 19 付近には、流紋岩質の小規模な岩体が分布する。

loc. 9 の岩体は直径約 10 m の円筒状のシソ輝石流紋岩の貫入岩体であり、接触部の泥岩は幅 20 cm の部分が熱変成作用を受け、黒雲母や白雲母を含むホルンフェ

Fig. 6. Equal-area projection of hinge lines of the slump folds. Lower hemisphere.

1: hinge line, 2: vector mean of hinge lines, 3: pole of thrust plane, 4: vector mean of poles of thrust plane. After HISATOMI (1981).

ルスとなっている (Plate I -5, 6). また, 南東側の接触部では, 本岩体は砂岩層の上面と接している (loc. 9 の南東側 4m). シソ輝石流紋岩は石英 (直径 0.2—1.5mm), 斜長石 (長軸の長さ 0.5—2mm), 斜方輝石 (長軸の長さ

0.3—1 mm) の自形結晶をもち, 石基はガラス質で真珠岩構造をもつ (Plate I -8). このような岩石学的性質は大島に分布するものや, スランプ層中に礫として含まれている シソ輝石流紋岩と酷似している. この貫入岩体は, 直径 5—40 cm の大きさのブロックに破碎されており, ブロック間の基質部は, 同質岩片・石英・斜長石・斜方輝石の結晶破片からなる. 斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.727$ であり, En 50 の組成である*.

一方, loc. 19 の岩体は水平断面で長径 4m, 短径 1.5m の東北東—西南西の方向にのびた, レンズ状の形をした凝灰質の貫入岩体である. 結晶破片として石英 (直径 0.1—2mm), 斜長石 (長軸の長さ 0.1—1mm), サニディン (長軸の長さ 0.1—0.5mm), 黒雲母 (劈開方向の長さ 0.2—1mm) をもっており, 岩石学的性質はこれまでにふれた シソ輝石流紋岩とは異なり, 立石ほか (1979) が記載したすさみ町天鳥^{あまどり}など紀伊半島南岸沿いの凝灰岩岩脈と似ている.

以上にのべたことをまとめると, Fig. 3, 7 に示すような地史が描かれる. すなわち, 北方から砂, 泥などがもたらされ, これにごく近接した地域から崩落したシソ輝石流紋岩角礫が混入した. これらの地層は, おそらく隆起現象を引き金としてスランピングを発生した. これらの地層の形成後に, シソ輝石流紋岩の小岩体の貫入を

Fig. 7. Interrelationship between the geologic events in the northwestern coast of the Shionomisaki

* 組成の推定方法は HEINLICH (1965) による.

含む、潮岬火成複合岩体の活動が本格化した。

考 察

本章では、既に述べた地質学的諸事実をもとに潮岬周辺地域における、中新世の構造発達史の復元を試み、あわせて、西南日本外帯沖大陸斜面の発達史における位置づけについて考察する。

I. 「潮岬火成活動・隆起帯」の提唱

潮岬火成複合岩体の活動時における熊野層群の古地理を復元すると、東西性南傾斜の斜面途中に、潮岬を通る東西性の地形的隆起が存在し、北方から供給された堆積物をせき止めていた(Fig. 3)。

既に前章でふれたように、潮岬地域は熊野層群堆積中に活発な隆起運動の場となっており、以北の層厚約4,000mの地層を堆積させた熊野堆積盆が、その時代に沈降域であったのに対して、明らかに異なる構造運動様式をもっていたといえる。

さらに、この地域はスランプ層の形成時、およびそれにひき続く時代に酸性および塩基性の火成活動の場となった。熊野堆積盆内で数層累層堆積時に火成活動の起こったことは潮岬地域のみにみられる現象である。一方、よく知られているように、熊野層群の陸化後に潮岬地域以北の地域に、熊野酸性岩や大峯酸性岩の活動が起っている(荒牧・羽田, 1965; 佐伯・古藤, 1972 など)。潮岬・大島の火成岩類は、これらの火成岩類とは时期的に区別されるが、岩質的にも次の点で異なる。(1) 塩基性岩と酸性岩の複合岩体をなすこと、熊野酸性岩・大峯酸性岩中には塩基性岩源捕獲岩のあることは報告されている(原田, 1965; 但馬, 1977)が、これらの酸性岩類に伴って活動した塩基性岩の報告はない。(2) 熊野酸性岩や大峯酸性岩が西南日本外帯花コウ岩岩石区(SHIBATA, 1962)に一括しうる岩石化学的特徴をもつ(荒牧, 1967; KAWASAKI, 1980)のに対して、潮岬・大島の酸性岩類は西南日本外帯花コウ岩類に比べて K_2O に著しく乏しくまた、 K_2O/Na_2O 値が低い(三宅, 1981, Fig. 16)などの点で、西南日本外帯花コウ岩類と異なる性格をもつ。大庭(1966)は、四万十区とグリーンタフ区に分布する花コウ岩類について、 K_2O/Na_2O 値を比較し、前者は高く、後者は低く、両者は明瞭に区分できることを指摘した。このことを考えあわせれば潮岬・大島の酸性岩類は、西南日本外帯花コウ岩岩石区の中には一括し得ないものである。

また、潮岬地域の塩基性火成岩類は三宅(1981)が詳述するように、in situ な分化岩体ではなく、地下で形成

された100m以上の巨大な同源捕獲岩ブロックを伴って上昇・固結したものであり、活発な構造運動に伴う火成活動であることが推定される。

上述した諸事実——(1) 北方の沈降域とは異なり、活発な隆起運動の場であった。(2) 隆起運動と同時に火成活動が起きている。(3) 火成活動は、活発な構造運動に伴うものである。(4) 火成岩は、以北の西南日本外帯花コウ岩岩石区のものに一括されない性格をもつ——は、中新世の時期に、潮岬・大島地域が周辺地域とは異なる独自の発達史をたどったことを示している。

ところで現在の西南日本外帯沖大陸斜面には、深海平坦面の外縁から下部斜面にかけて、東西性断層を伴う“ridge and trough zone”が発達する(岩淵, 1970)。また、その内側の地域にも数条の基盤隆起帯が存在し、それらのうちいずれかは、潮岬付近に連続する可能性が高い(奥田ほか, 1976; 奥田ほか, 1979)。しかも、これらの基盤隆起帯には火成岩の伏在が推定されており(奥田ほか, 1979)、また、これらの基盤隆起帯のひとつが存在する土佐^{とさばさ}磐付近では、塩基性深成岩の存在が報告されている(新野, 1935)。

このような、潮岬をとおり現在の基盤隆起帯のいずれかと一致する带状地域は、中新世には潮岬地域で明らかにされた上述の(1)~(4)の諸点で、周辺地域に比べ運動の独自性を帯びていたと考えられる。著者らは、この带状地域を「潮岬火成活動・隆起帯」*、** (この論文では以下略して「潮岬帯」と呼ぶ)と呼ぶことを提唱する。「潮岬帯」は現在の大陸斜面にみられる基盤隆起帯の、中新世における発展段階を現している。

II. 「潮岬帯」の大陸斜面発達史における位置づけ

現在の島弧—海溝系については KARIG & SHARMAN (1975), DICKINSON (1970, 1973), DICKINSON & SEELY (1979) などの研究により、地形や構造の分類モデルが提出されている。この分類モデルにおいて DICKINSON などの“arc-trench gap”に相当する部分は、大陸と海洋の遷移帯であり、また、過去の地向斜堆積物の形成の場に対比

* 三宅・久富(1978)は、この地域が、独自の運動をした一つの構造単元であるという意味で「潮岬構造帯」と呼んだ。しかし、構造帯という用語は、地質区を境する带状地域という意味で使用されることも多い。著者らの報告した地域を、後者のような意味で構造帯と呼ぶことは、この論文で述べる内容以上に多くの検討を必要とする。そこで、構造帯の語から受ける読者の誤解を避けるために、この論文では、報告した内容を表現する語として、この呼称を用いることにする。

** 野沢(1975)は、潮岬から大隅半島に至る火成活動帯を想定し、「潮岬—大隅線」と呼んだ。しかし、これは火成岩の性格と、その岩体の伸長方向および岩体の配列の方向によるもので、構造運動との関係については不明であり、著者らの潮岬帯とそれとの関係について、現在は確言できない。

されうる地域であるという視点から特に注目を集めている。しかし、DICKINSON & SEELY (1979) も指摘しているように、“arc-trench gap” 下の基盤については、現在の海洋についてもよく判ってはおらず、また、その生成・発展過程についても、未だほとんど述べられていない。

また、現在の“arc-trench gap” には、各地で第三紀の火成岩類の存在が報告されている。アリューシャン弧の Kodiak 島から Sanak 島にかけて分布する貫入岩 (BURK, 1965), 東北日本弧の DSDP Leg. 57 の Site 439 (奈須ほか, 1979), 伊豆－マリアナ弧の非火山性外弧にみられる第三紀火山岩類 (TSUYA, 1937 など), スマトラ西方の小スンダ弧の火成岩類 (VAN BEMMELEN, 1970) などをその例としてあげることができる。潮岬・大島も DICKINSON らのモデルからみれば海溝軸に近く、西南日本弧の arc-trench gap に相当する位置にあるといえる。これらの火成岩類の多くは arc-trench gap の基本的構造のひとつである structural high の付近にあり、大陸斜面の基本構造の生成と深い関係をもっていると考えられるが、これらの火成岩類の位置づけも従来のモデルでは明らかになっていない。何故なら、元来 arc-trench gap は火成活動のない地域とされてきたために、そこに産する火成岩類については、現在の島弧－海溝系のモデルを適用する際に問題点として指摘されてきた。しかし、従来から報告されたこれらの火成岩類は、潮岬・大島地域のものも含めて、全て第三紀以前のものであって、arc-trench gap に現在の火成活動は未だ発見されていない。このような、現在の火山活動が実際なのか否か、今後の調査の余地が残されているが、実際にはないということを前提とすれば、大陸斜面の第三紀と第四紀の発達史の相違として、それを説明する必要がある。

潮岬・大島地域についてみれば、火成岩類は明らかに in situ に活動したものである。そして、前述のようにこの地域は中新世の熊野層群堆積時に活発な隆起運動の場となっており、北方から供給された堆積物をせき止める役割を果たしていた。すなわち、現在の基盤隆起帯の性格と類似の性格を既に中新世の時期にそなえていたといえることができる。しかもこの中新世の隆起運動は火成活動を伴っていた。

著者らは、これらの事実から現在の基盤隆起帯は、第三紀のある時代に火成活動を伴って形成され、現在に至ったものと考えられる。このような考えは、現在の arc-trench gap に存在が確認されている他の第三紀の火成岩類にもあてはまる可能性がある。

たとえば、日本海溝の trench-slope break 付近では、DSDP, Leg. 57 において上部白亜系を不整合におおう上部漸新統に含まれる石英安山岩礫が発見された。奈須ほか (1979) はこの成果をもとに、漸新世末にこの地域に火成活動を伴う“親潮古陸”が存在したことを推定している。彼らによる漸新世～中新世における「親潮古陸」地域の特徴は、①火成活動を伴う隆起(陸)域の存在、②これによる堆積物のせき止め、③その後の、現在の下部斜面地域の急速な沈降、であるといえる。しかも、この「親潮古陸」地域が現在の基盤隆起部に近接しており、潮岬の場合と極めてよく類似した場を想定しうる。したがって、この「親潮古陸」とそこでの火成活動は、潮岬帯と同様に、現在の基盤隆起部へと発展途中のある段階での現象として位置づけることも可能であろう。このように考えられるならば、潮岬帯について筆者らが明らかにしたような火成活動と構造運動が、西南日本のみならず、日本列島の太平洋側の現在の大陸斜面地域の第三紀における発達史に、重要な役割を果たしている可能性が高い*。

最後に、潮岬帯と四万十地向斜との関係について述べる。

現在の西南日本外帯南縁部には、四万十地向斜堆積物中に、特異な岩相を呈する含角礫泥岩やスランプ堆積物がみられる (紀州四万十帯団体研究グループ, 1968; 勘米良, 1977 など)。久富ほか (1980) は、これらのうち紀伊半島南海岸に発達する、いわゆる「サラシ首層」の形成が、四万十地向斜終末期に、南方のごく近接した地域に発生した隆起運動と密接な関係をもっていたことを明らかにした。この隆起運動の場は黒潮古陸と四万十地向斜の遷移帯にあたり、また、地理的には潮岬帯の延長部にあるものと考えられる。すなわち、潮岬帯の場合は、四万十地向斜の時代にも、発達史を異にする二つの地質区の境界となっていた可能性が考えられる。このことは、黒潮古陸の性格づけを含む、新生代の西南日本外帯の発達史の解明の上で重要な問題であり、今後このような観点から再度四万十地向斜と、その後の発達史を検討することが重要であろう。

ま と め

下部～中部中新統熊野層群と、その堆積時に活動した潮岬・大島の火成岩類について、両者の関連を明らかにするために、潮岬・大島地域の地史を検討した。さら

* 小笠原群島にみられる漸新世火成活動は現在のところ構造運動との関係が明らかにされていないが、「親潮古陸」の火成活動と同様な位置づけをなす可能性がある。

に、これに基づいて、西南日本外帯沖大陸斜面の発達史について考察した。結果は以下の通りである。

1. 潮岬北西岸には熊野層群数層累層中部の層準に、層厚 40—50m のスランプ層が発達する。スランプ層は、石灰質泥岩・砂岩泥岩互層・成層砂岩・砂岩の基質をもつ中礫円礫岩からなり、シソ輝石流紋岩の 0.2—4 m 径の角礫が無秩序に散在する。角礫には、柱状節理の面を保存したものとみられる。また、スランプ層を貫いて、シソ輝石流紋岩の小貫入岩体が分布する。

2. スランプ褶曲の多くは軸面が低角で南に傾斜しており、背斜北翼には地層のまき込み現象がみられる。スランプ層は南南東から北北西に移動したと推定される。

3. これらから、熊野層群堆積時に潮岬地域は、火成活動を密接に伴う相対的隆起の場であったことがわかる。

4. 熊野層群堆積時に潮岬地域が、(1) 北方地域と異なり活発な隆起の場であり、(2) 隆起運動は深部断裂を伴う活発な火成活動を伴っており、(3) これらの火成岩が以北の四万十帯のものとは異なる岩石学的性質をもつことから、中新世の時期にこの地域が他地域と異なる独自の発達史をたどったことがわかる。これに基づいて、潮岬を通る東西性の隆起帯を「潮岬火成活動・隆起帯」と呼ぶこととした。

5. 「潮岬帯」における火成活動は、現在の大陸斜面の基本構造が形成される時期に、現在の基盤隆起帯へと発達する地域に起こったものである。arc-trench gap にみられる過去の火成岩類の他の例についても同様な位置付けのできる可能性を指摘した。とりわけ日本海溝付近の、奈須ほか(1979)の親潮古陸についても、筆者らの「潮岬帯」と同様の位置づけができる可能性が高い。

文 献

- 荒牧重雄, 1967: 熊野酸性岩の花崗斑岩のマグマと斑晶長石の成分. 地質雑, **73**, 181—191.
- ・羽田 忍, 1965: 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質, 同上, **71**, 494—512.
- BURK, C. A., 1965: Geology of the Alaska Peninsula: Island arc and continental margin. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, no. 99, 250p.
- DICKINSON, W. R., 1970: Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches. *Pacific Geology*, **3**, 15—30.
- , 1973: Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic Arcs. *Jour. Geophys. Res.*, **78**, 3378—3389.
- and SEELY, D. R., 1979: Structure and stratigraphy of forearc regions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **63**, 2—31.
- 原田一雄, 1965: 三重県鬼ヶ城付近に産出する花崗斑岩中の捕獲岩について. 岩鉱, **45**, 231—238.
- HEINLICH, E. Wm., 1965: *Microscopic identification of minerals*. 414p., Mc-Graw-Hill, New York.
- HILDE, T. W. C., WAGEMAN, J. M. and HAMMOND, W. T., 1969: The structure of Tosa terrace and Nankai trough off Southwest Japan. *Deep-sea Research*, **16**, 67—75.
- 久富邦彦, 1981: 熊野層群南部の地質と堆積. 地質雑, **87**, 157—174.
- ・石上知良・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・立石雅昭, 1980: 牟婁層群の「サラン首層」—オリストストロームの一型式—. 地球科学, **34**, 73—91.
- 池辺展生・千地万造・両角芳郎, 1975: 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina* 層準. 大阪自然史博物館研報, **29**, 81—89.
- 岩淵義郎, 1970: 紀伊半島沖の地形・地質. 星野通平・青木 斌編: 島弧と海洋, 149—154, 東海大出版.
- 勘米良亀齡, 1976: 過去と現在の地向斜堆積体の対応, I・II. 科学, **46**, 284—291, 371—378.
- , 1977: 地向斜堆積体におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, no. 20, 145—159.
- KARIG, D. E. and SHARMAN, G. F., 1975: Subduction and accretion in trenches. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 377—389.
- 甲藤次郎・増田孝一郎・左向幸雄, 1975: いわゆる牟婁層群上部層についての新知見. 高知大学学術研報, **24**, [自然科学], 15, 1—10.
- KAWASAKI, M., 1980: Omine acid rocks, Kii Peninsula: Geology and major element chemistry. *Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **75**, 86—102.
- 紀州四万十帯団体研究グループ, 1968: 研究の現状と南方陸地の存在に関する一試論—紀伊半島四万十帯の研究(その2). 地球科学, **22**, 224—231.
- 三宅康幸, 1981: 和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と岩石. 地質雑, **87**, 385—405.
- ・久富邦彦, 1978: 潮岬構造帯の地質学的意義. 日本地質学会関西支部報, no. 83, 8—9.
- MIZUNO, A., 1953: Notes on the Miocene molluscs from the Kumano Group in the south-eastern Kii Peninsula, Japan, with descriptions of three new species. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, **9**, 9—18.
- 奈須紀幸・本座栄一・藤岡換太郎・佐藤俊二, 1979: 日本海溝の掘削 2—親潮古陸の発見—. 海洋科学, **11**, 807—815.
- 新野 弘, 1935: 室戸岬沖土佐藩の底質に就て. 地理評, **11**, 1—9.
- 西村 昭・三宅康幸, 1973: 熊野層群から *Lepidocyclina*, *Miogyopsina* の産出. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 32—36.

- 野沢 保, 1975: 紀伊四国九州における西南日本外帯花崗岩の分布についての予察. 地団研専報, no. 19, 209—212.
- 大庭 昇, 1966: 四万十果帯西部における花崗岩質岩類の地質学的意義. 鹿児島大理研報, no. 15, 13—24.
- 奥田義久・井上英二・石原丈実・木下泰正・玉木賢策・上嶋正人・石橋嘉一, 1976: 南海舟状海盆およびその北側斜面の海底地質. 海洋科学, **8**, 192—200.
- ・熊谷 誠・玉木貴裕, 1979: 西南日本外帯沖の堆積盆地の分布と性格—特に構造発達史について—. 石油技協誌, **44**, 279—290.
- 佐伯 宏・古藤次郎, 1972: 紀伊半島中央部の地質および鉱床. 鉱山地質, **22**, 437—447.
- SHIBATA, H., 1962: Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces part X: petrographic provinces. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, [C], **8**, 33—47.
- 但馬達雄, 1977: 紀伊半島大峯山脈とその周辺に分布する火成岩類について. 日本地質学会第84年大会演旨, 59.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫, 1979: 江住地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 65p., 地質調査所.
- 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. Earthquake Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, **15**, 215—357.
- VAN BEMMELEN, R. W., 1970: *The geology of Indonesia, 2nd ed.*, Geovernment Printing Office, The Hague, 732p.
- 山内靖喜, 1977: 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造・その1—形態. 地質雑, **83**, 475—489.

Explanation of Plate

1. A pebble conglomerate bed with sandy matrix to the south of Loc. 1.
2. Bedded sandstone to the north of Loc. 40.
3. A hypersthene rhyolite gravel 5 m to the east of Loc. 31.
4. A synformal anticline 10 m to the northwest of Loc. 42.
5. A hypersthene rhyolite intrusion at Loc. 9. The diameter of the intrusion is about 10 m.
6. The contact between the hypersthene rhyolite intrusion and bedded mudstone 5 m to the east of Loc. 9.
7. A photo micrograph of the hypersthene rhyolite gravel. qt: quartz, pl: plagioclase, ps: pseudomorph after hypersthene. Crossed nicols.
8. A photo micrograph of the hypersthene rhyolite intrusion. qz: quartz, pl: plagioclase, hy: hypersthene. Crossed nicols.