

後期新生代堆積盆地の発達様式と初期火成活動

Developments of the late Cenozoic sedimentary basins and the initial volcanisms

矢野 孝雄*

Takao YANO

1. まえがき

“時間の経過とともに沈降の中心が一定方向へ移動していく”という堆積様式は、地層の将棋倒し構造(藤田, 1953)とよばれ、日本列島各地の後期新生代堆積盆をはじめ多くの堆積盆地の発展過程を規定していることが明らかにされてきた。さらに、最近では、藤田(1973)、竹内(1977)、小玉ほか(1981)などによって、そのメカニズムの解明が試みられるようになっている。

いっぽう、堆積盆地の発生期あるいはそれにひきつづく時期に発生する火成活動**がその後の堆積盆の発達史と密接に関連していることが、グリーンタフ堆積盆地および島弧変動堆積盆地のいずれにおいても指摘されている(藤田, 1973; 矢野, 1980)。こうしたことから、初期火成活動の発生機構は、それ自体重要な課題であるとともに、将棋倒し構造形成のメカニズムにとっても重要な構成要素の1つとなっていることが予測される。

小論は、上記の観点から、初期火成活動と将棋倒し構造との関係を明らかにしようと試みたものである。まとまった結論を得るに至っていない経過報告的性格のものであることを予めお断りする次第である。

2. 後期新生代堆積盆地の発達様式

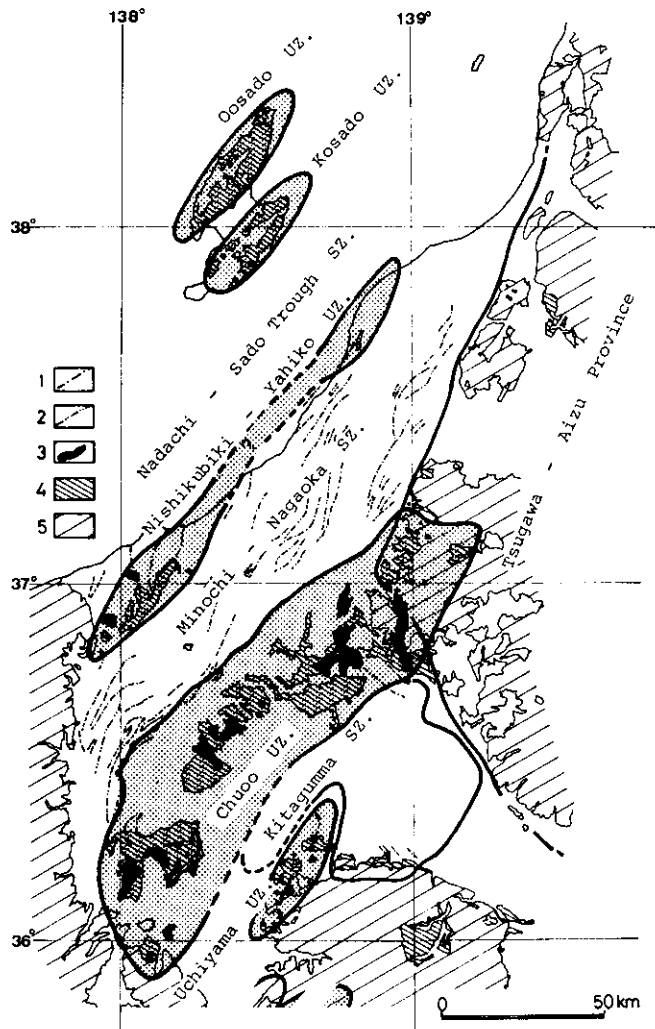
まず、後期新生代堆積盆地の発達様式を概観するが、ここでは筆者らが調査している北部フォッサマグナ地域についてやや詳しく報告し、他の地域については一般的特徴をまとめて述べることにする。

(1) 北部フォッサマグナ地域における後期新生代堆積盆地の発達史

北部フォッサマグナは東北日本弧内帯のグリーンタフ地域に区分され(MINATO, *et al.*, 1965)、その主要な構造方向は NNE-SSW ~ NE-SW を示す。この地域における後期新生代堆積盆は、グリーンタフ変動発展期になって顕著にあらわれてくる隆起帯・沈降帯といった構造单元(第1図)を基礎に、次のような発展過程をたどる(第2図)。①守屋期; 基盤岩の亜角礫、巨礫を含む碎屑物が堆積する。②内村期; 初期火成活動によって、厚いグリーンタフ層が形成される。③別所期; 黒色頁岩・黒色泥岩の堆積に特徴づけられるが、西頸城地域ではフリッシュ型互層が堆積する。④青木期; 中央隆起帯中軸部における隆起運動の顕在化・第三紀花崗岩類の進入とともに、全沈降域にわたって厚いフリッシュ型互層が累積する。⑤小川期; 堆積盆が分化し、隆起帯前面にモラッセ型粗粒碎屑物が供給され、さらにその前縁ではひきつづきフリッシュ型互層が形成される。中央隆起帯上には、グリーンタフ陥没盆地が発生する。⑥柵期前期・中期; 隆起帯前縁のモラッセ型粗粒堆積物とその沖合相にあたる暗灰色泥岩が堆積する。また、特異な性格をもつ塩基性安山岩類が、隆起帯・沈降帯の別なく広範囲に噴出する。⑦柵期後期; 比較的均一な灰色砂質泥岩が堆積する。⑧

* 広島大学理学部地質学鉱物学教室

** 小論では、広い意味での“初期火成活動”と呼ぶことにする。

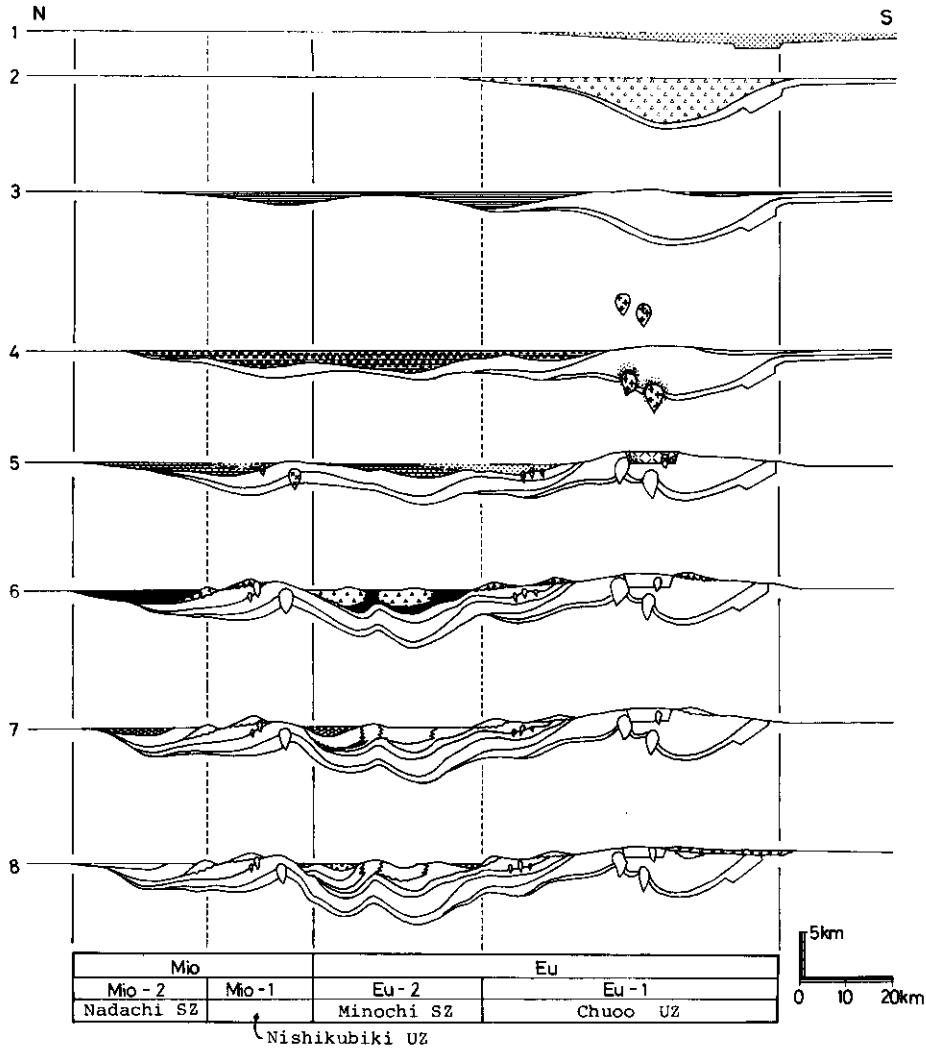


第1図 北部フォッサマグナにおけるグリーンタフ堆積盆の基本構造

1 : 背斜軸, 2 : 向斜軸, 3 : 第三紀花崗岩類, 4 : 下部中新統, 5 : 先新第三系基盤岩類, UZ : 隆起帯, SZ : 沈降帯

猿丸期; 後背地・堆積盆の全般的隆起にしたがい, 粗粒碎屑物が堆積する。以上のような堆積盆地の発展過程をみると, 各期の最大沈降部は, 中央隆起帯～水内沈降帯および西頸城隆起帯～名立沈降帯において, それぞれ日本海側へ向かって段階的に移動する。全体としてこの地域の後期新生代堆積盆地は, 並列された2組の将棋倒し構造が連動した形態を示し, 層相や火成活動などの変遷も含め, 一般的な地向斜概念における“優地向斜”および“劣地向斜”の組合せに相似した発達様式を示している。

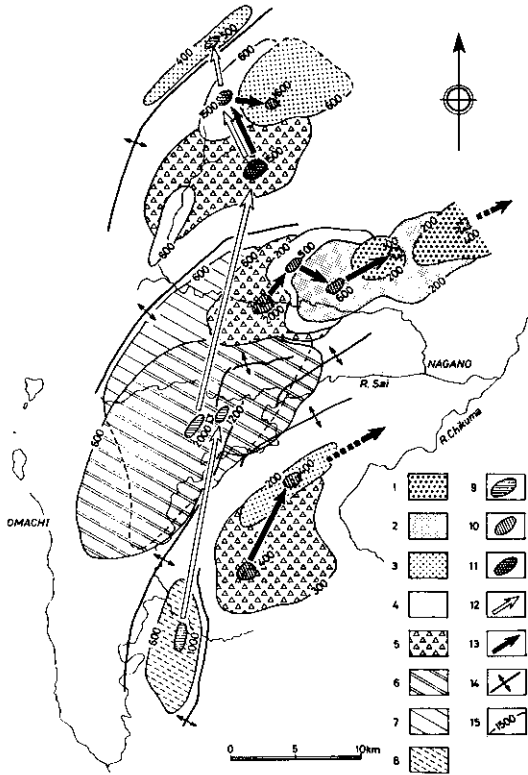
いっぽう, これとは別に, 鮮新世から更新世前期にかけて北東へ向かって進行する将棋倒し構造が発達する(第3図)。この将棋倒し構造は, 柵期の莫大な塩基性安山岩類をもたらした火山活動



第2図 北部フォッサマグナ西縁部におけるグリーンタフ堆積盆の層序断面
(断面線は、諏訪一名立を通る 138°6' の経線)

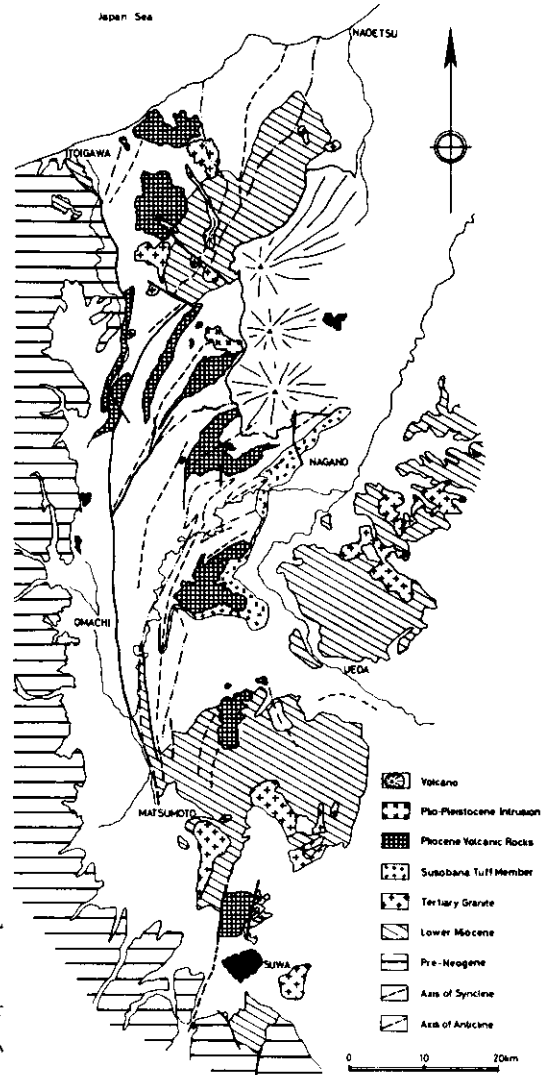
に伴って発生し、いくつかの火山活動の中心から多元的に発展していく、といった特徴をもっている。さらに、その沈降運動は、更新世前期末の全般的隆起をはさみつつも、更新世中期以降における^①長野などの山間盆地の沈降運動にひきつがれている。

北部フォッサマグナの後期新生代堆積盆地にみられる上記2つのタイプの将棋倒し構造のうち、前者は、初期火成活動とそれに先行する砕屑岩の堆積にはじまるグリーンタフ堆積盆の発展過程を支配する将棋倒し構造であり、藤田(1972)によってグリーンタフ変動発展期のテクトニクスと規定されている。次に問題になるのは、後者の将棋倒し構造の性格であるが、前者との間には次のような関係がある。①両者の堆積盆を充填するそれぞれの地質系統の間には、不整合や地質構造上の不連続がみられる(柴田ほか, 1976; 矢野・村山, 1976; 矢野, 1981; 水野, 1976)。②後



第3図 水内沈降帯における堆積盆の移動
移動様式〔矢野(1980)〕

1～3：猿丸層（鮮新～更新統），1：猿丸層上部，2：猿丸層下部，3：未区分猿丸層，4～6：柵層（鮮新統），4：柵層上部，5：柵層中部（塩基性火山岩類），6：柵層下部，7～8：小川層（上部中新統），7：小川層上部，8：小川層下部，9：グリーンタフ堆積盆における各期の沈降中心，10：鮮新統～更新統堆積盆における各期の沈降中心，11：両者が重複した沈降中心，12：グリーンタフ堆積盆の移動径路，13：鮮新統～更新統堆積盆の移動径路，14：第1級，第2級の背斜構造，15：等層厚線（m）。



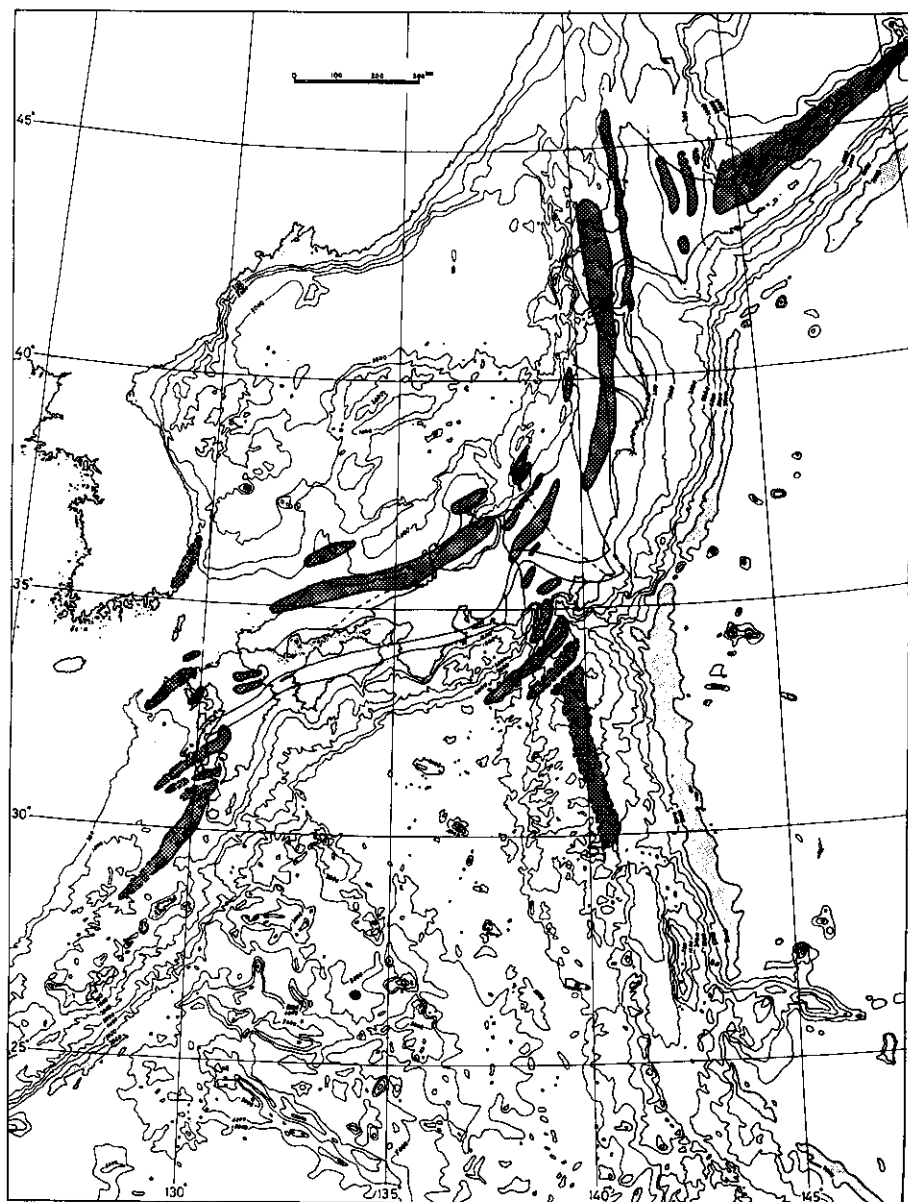
第4図 北部フォッサマグナ地域の地質構造図
〔矢野(1980)〕

者の堆積盆は、前者に比べ、面積および沈降水量ともに小規模である。③将棋倒しの進行方向は、両者の間で約60°のくいちがいがあ。④後述する将棋倒し構造の“様式 (Style)”は、前者ではAであるのに対し、後者はBの形態を示している。⑤後者の発生期に活動する塩基性火山岩類は、諏訪から日本海沿岸部にかけて、N-S方向に線状配列する（第4図）。この火山列は、NE-SW方向にのびるグリーンタフ堆積盆地の基本構造を切るものであり、しかもグリーンタフ変動発展期の基本的構造单元である隆起帯・沈降帯の別なく同様な火山活動を発生させている。むしろ、この火山列の方向は、飯縄山・黒姫山・妙高山からなる“第四紀”火山列に平行するものであり、また、



第5図 後期新生代堆積盆地における2つのタイプの将棋倒し構造 [矢野 (1980)]

1 : 島弧変動期の将棋倒し構造, 2 : グリーンタフ変動期の将棋倒し構造



第6図 グリーントフ堆積盆における初期火成活動帯（九州北西部のものは上部中新統）
島弧会合部では、初期火成活動帯が雁行配列するのが特徴である。

第四紀に著しい変位量をもつとされる糸魚川—静岡構造線の北部（糸魚川—塩尻線）に平行するものである。以上のことから、柵期の火山活動とともに鮮新世になって新たに発生した北東へ進む将棋倒し構造は、グリーンタフ堆積盆のそれとは異質な運動であり、“第四紀”山間盆地の沈降にひきつがれていく新しい運動である、と結論される。

ちなみに、一部の地域ではこれら2つのタイプの将棋倒し構造が地理的にも時間的にも重複して進行しており、とくに両者の最大沈降が重なった日影堆積盆の北部では鮮新統～下部更新統の層厚が5,000 m以上にも達している（柴田ほか、1976：第3図）。

(2) 後期新生代堆積盆地の発達様式

日本列島の各地にみられる後期新生代堆積盆地は、地域ごとにきわめて複雑な発展過程をたどっている。しかし、構造発達史のうえでは、前項で例示したように、それらはグリーンタフ変動および島弧変動に対応する2つのタイプの将棋倒し構造に支配されて発生・発展してきた（第5図）、というのが筆者の検討結果（矢野、1980）である。

すなわち、中新世以降に東北日本弧および西南日本弧の内帯に発達したグリーンタフ堆積盆は、多くの研究によって明らかにされているように、初期火成活動帯（第6図）から日本海へ向かって進行する将棋倒し構造を形成している*。いっぽう、中新世末あるいは鮮新世になって新たに発生した将棋倒し構造は、更新世を通じて発展し、さらに現在の海岸平野・内陸盆地・海盆などの沈降運動を規定するという基本特性をもっている。また、フォッサマグナの各地をはじめとするいくつもの地域**で、その発生期には特徴的な塩基性安山岩の活動を伴うことも注目される。

これら2つのタイプの将棋倒し構造の相互関係について各地域で検討した結果、それらは発生の時期ならびに位置、進行方向および様式（Style）などの基本特性を異にしていることから、それぞれに独立した別個の運動であると結論される（矢野、1980）。また、後者の将棋倒し構造は、中新世末あるいは鮮新世になって新たに発生した運動であり、鮮新—更新世を通じて発展し、海岸平野・内陸盆地・海段といった現在の地形を決定していることから、藤田（1970）によって提唱された“島弧変動”の体系に属するものと推論される。

(3) 堆積盆地の発達史と初期火成活動

グリーンタフ堆積盆における将棋倒し構造の発展段階と第一次（初期）火成活動、第二次塩基性火成活動および第二次酸性火成活動との規則的対応関係（藤田、1972、1973 a）は、地殻表層部における昇降運動がマグマの発生をもたらす深部過程と密接に関連していることを示している。こうした関連について、藤田（1973 b）は、地下深部において発生した熱過程が原因となって地表へ物質や熱が急激に放出され（初期火成活動）、次にこうしたエネルギーの放出が原因となって地下深部における何らかの規模の収縮がひきおこされる結果、最終的に地殻表層部に沈降運動があらわれてくる、との予察的見解を述べている。

島弧変動期の将棋倒し構造の発生時においても、いくつもの地域で塩基性安山岩類の活動が起り、それにひきつづいて沈降運動が進展していくことは、すでに述べたとおりである。また、こうした火山岩類を伴う場合をはじめ、新しい堆積盆の基底部には何らかの不整合が存在することが多く、将棋倒し構造の発生に先行して隆起運動があったことを物語っている。

以上のように、グリーンタフ堆積盆ならびに島弧変動期堆積盆のいずれにおいても、初期火成活

* 北見区でも、グリーンタフ堆積盆の沈降中心が北へ向かって移動する（北海道大学・木村 学氏の私信による）。

** こうした初期火成活動を伴う地域は、矢野（1980）の第22図に△で示されているが、その詳細は稿を改めて述べる予定である。

動はそれにひきつづいて発展する将棋倒し構造ときわめて密接な関係にあることは明らかである。こうした観点からすれば、初期火成活動は、将棋倒し構造発生期の深部過程に関する情報の伝達者であることはまちがいない、さらには問題の深部過程から直接導かれた産物という可能性もある。いずれにしても、初期火成活動をもたらしたマグマの発生機構の問題は、それ自体の重要性は言うに及ばず、将棋倒し構造形成のメカニズムを明らかにするうえでも中心的課題の一つになっている。

3. 火山の等間隔配列とその要因

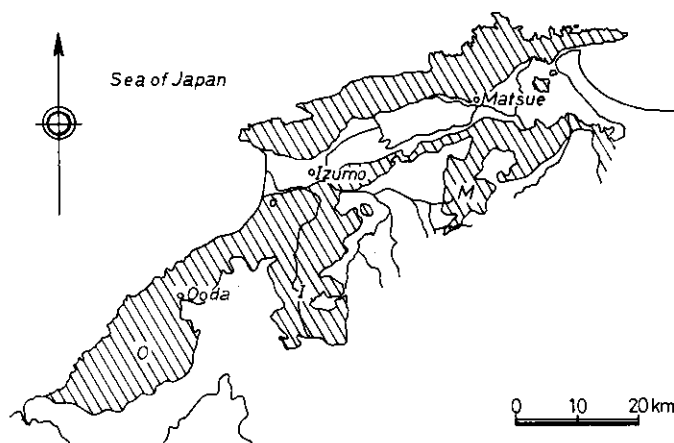
マグマの発生機構についてはさまざまな側面から研究が進められているが、ここでは火山配列の規則性にもとづいて考察をすすめたい。

(1) 火山配列の規則性

隣りあう火山の間隔に注目すると、次のような火山の規則的配列が明らかになる。

a. 後期新生代堆積盆地の初期火成活動の配列にみられる規則性

グリーンタフ変動発生期について詳しい研究が進められている山陰地方では、初期火成活動の舞台となった陥没盆地*が第7図にみられるようにほぼ30 km間隔で並んでいる(吉田, 1953; 三



第7図 島根県下に分布する新第三系積成盆の形態〔三位・吉谷(1972)〕

O: 大田湾入部, I: 出雲湾入部, M: 松江湾入部

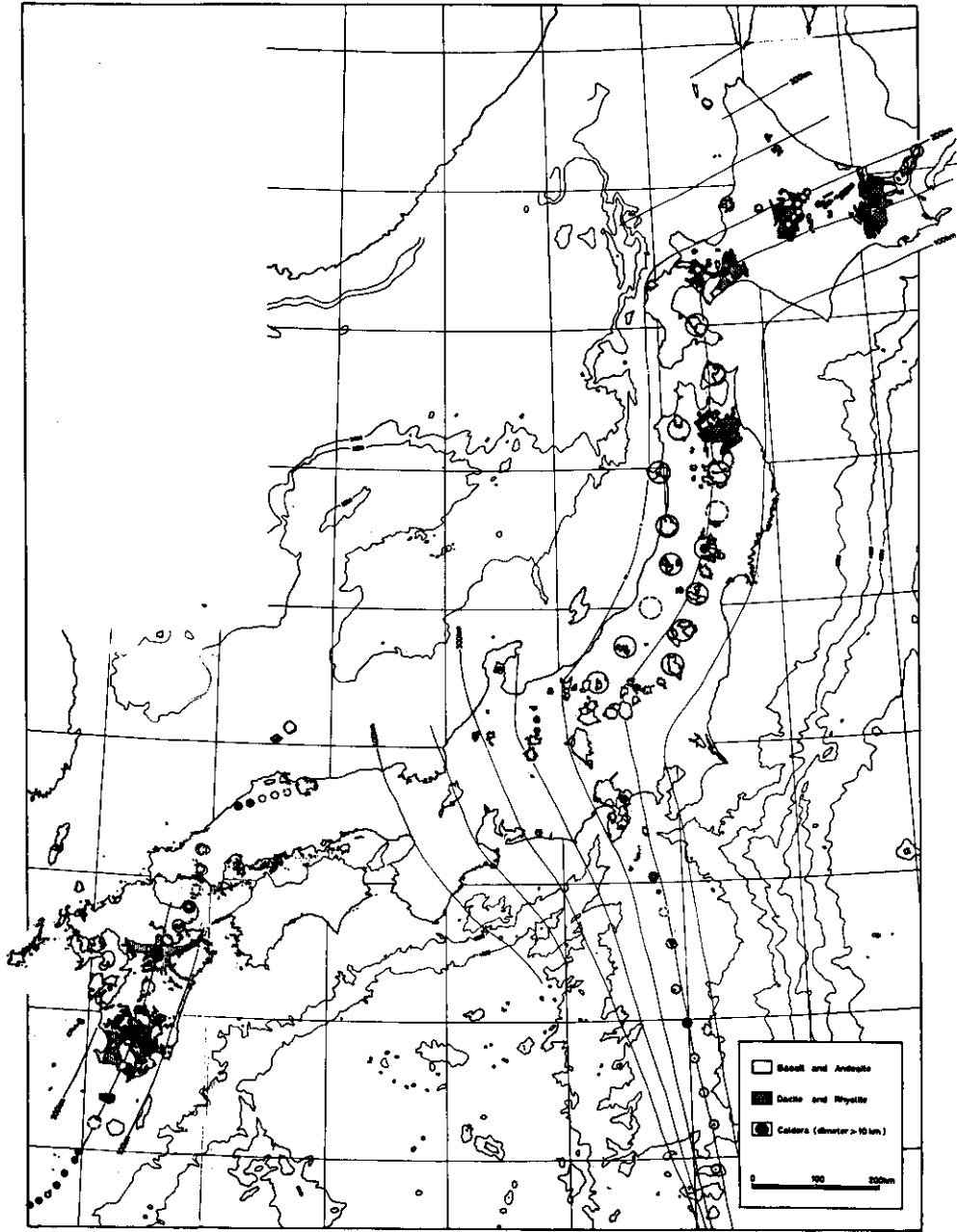
位・吉谷, 1972)。また、前述したように、北部フォッサマグナにおける島弧変動期の将棋倒し構造の発生期に活動した塩基性安山岩類は、100 km以上にわたってN-S方向に分布する(第4図)。それらは15~20 kmの間隔をおいて並んでおり、かつては線状等間隔配列した火山列を形成していたものと推定される。

b. 日本列島における第四紀火山**の配列にみられる規則性

日本において、火山が等間隔に配列していることを初めて指摘したのは、おそらく松本(1948)であろう。それによると、“火山帯の内では火山は均様に分布せず、一定の間隔をおいて火山群または孤立火山が分布することが多く”、その間隔は典型的な火山帯で80 km、火山帯が交わる部分

* 各陥没盆地は、その北縁部において中新世中期以降の堆積物に広くおおわれているため、新第三系の分布のうえでは大田、出雲、松江の各湾入部という形であらわれている。

** 小論では、更新世中期以降に形成された火山を、便宜的に“第四紀火山”と呼ぶことにする。



第8図 日本列島における第四紀火山の分布〔一色ほか(1968)による〕

では30～40 kmである、とされている。さらに、その構造地質学的意義についても“深部の構造と現象の推定に予見の手がかりを与えてくれる”との指摘がなされている。しかし、その後こうした観点からの研究はほとんどなく、最近になって堀越（1979）が火山分布と基盤構造との関係について検討しているが、松本（1948）とは異なる見解を示している。

第8図は、一色ほか（1968）にもとづいて日本列島における第四紀火山の分布を示したものである。これによると、島弧会合部では火山配列が乱れる（生出，1974）ものの、各火山列では、例外的な存在や欠如があるにせよ、火山がほぼ等間隔にならぶ傾向が明瞭である。各火山列にお

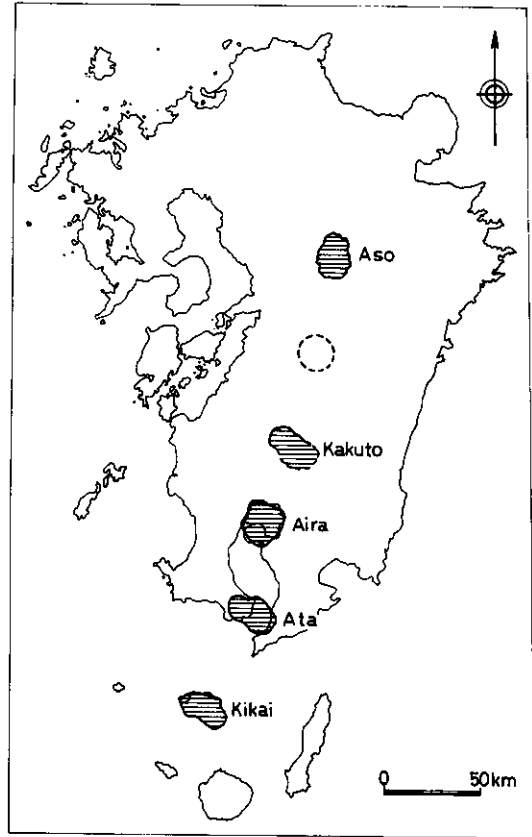
第1表 日本列島における第四紀火山の配列間隔

Volcanic Chain	Spacing(km)
Shiretoko - Akan	15 - 20
Tokachi - Daisetsu	15
Nasu	70 - 80
Chyōkai	70 - 80
Asama - Akagi	30
Myōkō	8
Izu - Ogasawara	60
Norikura	20
Daisen	20?
kujū	35
Aso - Kirisima	50
Tokara	20

る平均的な配列間隔は第1表のとおりになる。これらのうち、南～中九州に分布する阿多・始良・加久藤・阿蘇の各カルデラは、後二者の中間地点に火山を欠くものの、正確に50kmの間隔をおいてみごとな配列を示している。

（第9図）。いっぽう、二つの火山列——那須および鳥海火山列——が並走する東北地方においては、松本（1948）が指摘するように火山は群生する傾向にある。各火山あるいは火山群は、船形山のような例外的存在や月山と守門岳・浅草岳の中間地域*における欠

如があるものの、70～80 kmの間隔をおいて配列する。また、これら二つの火山列に属する各火山（群）は、蔵王山一月山、栗駒山一鳥海山、八幡平・岩手山一寒風山・目潟、十和田・八甲田山一岩木山、などの組合せに代表される島弧に直交した方向の対をなして配置されており、個々の対をなす火山（群）の間隔も各火山列のそれに近い値を示している。火山配列と地形との関係（第10図）をみると、各火山（群）およびそれらを頂く地形的高まりと山間盆地・海岸平野の分布が相補的關係にあることが注目される。奥羽山脈と出羽山地一越後山地と呼ばれる2列の縦走山地には、波長70～80 kmの起伏が発達し、しかも島弧に直交する方向に同調された形態を示している。東



第9図 南～中九州におけるカルデラの分布〔松本（1979）による〕

* この地域は、著しい隆起傾向を示す飯豊山地いいでにあたっており、次に述べる地形との関係からも支持されるように、全く新しく火山が誕生しうる潜在的可能性を秘めた場所といえるかもしれない。

北地方の横断山地（白神山地，太平山地，^{ひのたけ}丁岳山地，葉山，飯豊山—吾妻山，など）は，縦走山地の起伏のうち相対応する高まりどうしをむすぶ形で発達したものである。いっぽう，2列の縦走山地にはさまれて点々と分布する山間盆地（大館—花輪，横手，新庄，山形—米沢，会津の各盆地*）は，東西両側の縦走山地における相対応する凹地形を結んだところに発達する傾向にあり，さらに出羽山地側の波曲の凹部を西流する主要河川ならびにその西側に発達する海岸平野を通じて排水されている。前述した“相補的關係”をきわめ模式的に言いあらわせば，火山は縦走山地と横断山地とが交わるドーム状隆起部に噴出し，山間盆地および海岸平野は縦走および横断方向に走る相対的沈降軸が交叉する盆状沈降部に形成される，ということになる。

c. 島弧—陸弧帯，大陸性リフト帯，海山群，などにみられる火山配列の規則性

i) 島弧—陸弧帯

日本列島のみならず太平洋をとりまく島弧—陸弧帯においても，多くの地域で火山が等間隔に配列するという規則性が指摘されている（第2表）。これらのデータに問題がないわけではないが**，平均的な配列間隔は50～80 kmの範囲内に収まる傾向にあり，MARSH（1979）が指摘するように火山の等間隔配列は島弧—陸弧帯における一般的特性といえるかもしれない。

ii) 大陸性リフト帯

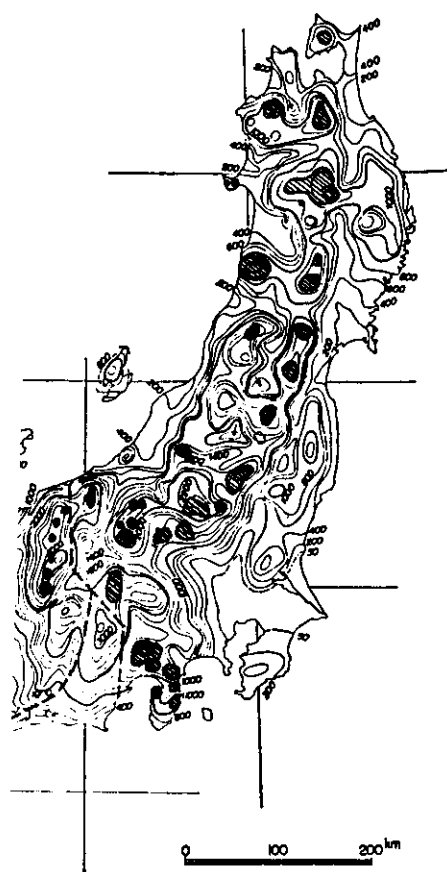
東アフリカ地溝帯およびその周辺における漸新世～第四紀の火山も，第3表に示されるように，等距離配列することが知られている。ここでは，時代とともに火山の配列間隔が小さくなるという，より高次の規則性も明らかにされている（MOHR and WOOD，1976）。

iii) 海山群

VOGT（1974）によれば，海山群においても火山間隔が一定する傾向にあるとされ，その平均値は第4表に示される。ただしハワイ海嶺をはじめ，火山群は顕著な線状配列を示さず，むしろ格子状あるいはそれに近い形の配列様式に特徴づけられるという点で，これまでのものとは性格を異にするのかもしれない。

iv) その他

日本列島およびその周辺に分布する新生代の火山岩体や火山—深成複合岩体などにも等間隔配列



第10図 東北地方の接峰面図と火山分布
〔HUZITA（1980）に一部加筆・訂正〕
（斜線部が火山，火山群）

* 山間盆地ではないが，青森平野～青森湾も同様の性格をもつ地形的凹地であろう。

** これらのデータは，各研究者によって計測方法や平均値の求め方に相異があるため同一の島弧でも異なる値が報告されていたり，きわめて広範囲にわたる平均値であったりするため，合理的な方法で火山列ごとの詳細な改測を行なうことが必要である。

第2表 島弧—陸弧帯における火山の配列間隔

Arc		Spacing(km)	
Island	Arcs	53 - 58	
Continental Subduction Zone		70	
Northern	Andes	50	Vogt(1974)
Southern	Andes	75	
Aleutians		80	
Kurils		50	
Aleutian Islands , Alaska Peninsula , Cascades		70	Marsh & Charnichael (1974)
Aleutians		70	
Kuriles (bimodal)		26±13, 68±13	
Japan		60 - 100	Marsh(1979)
Indonesia		70	
Scotia(South Sandwich Isls.)		60(46-80)	
Eastern	Jawa	50	Van Vemmelen(1949)

第3表 大陸性リフトにおける火山の配列間隔

Situation		Age	Spacing(km)	
Erta-ali,	Afer	Quaternary	10± 3	
Dubbi,	Afer	?Plioc.- Quat.	19± 6	
Ethiopian	Rift	Plioc.- Quat.	43±13	Mohr & Wood (1976)
Gregory	Rift	Plioc.- Quat.	42±11	
Eastern	Uganda	Miocene	72± 9	
Addis	Ababa	Mioc.- Plioc.	70±10	
Ethiopian Plateau		Oligoc.- Mioc.	109±22	
Main Ethiopian Rift		Quaternary	37± 7	Gibson(1969)

するものが知られており、第5表のようにまとめられる。

(2) 火山の等間隔配列の要因

以上述べてきたように、等間隔配列は、第四紀の中心噴火型火山にはかなり一般的にみられる特性であり、さらにそれ以前のいくつかの火山体あるいは火山—深成複合岩体にも共通する現象である。火山の等間隔配列を生みだした要因については、これまでに二つの異なった考え方が提出されている。

a. 断裂規制 (Fracture Control) による火山の等間隔配列

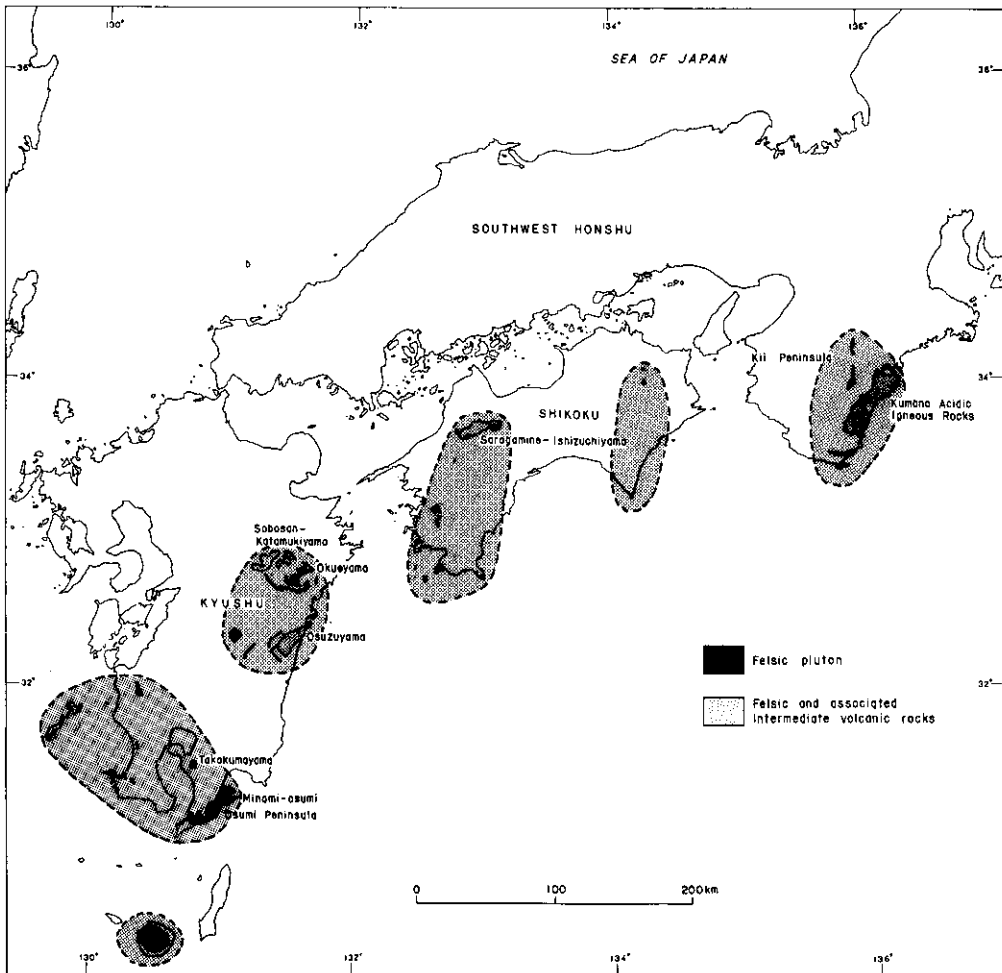
Vogt (1974) は、火山の等間隔配列を記述し、さらに①ホットスポットの火山群は直線の交点に発生しており、断裂規制以外の説明が困難である、②島弧地域の場合も含め、火山の配列間隔がその地域で観測されたリソスフェアの厚さにほぼ等しい、との見解を示した。これらを地層の層厚と節理密度との相関性 (HARRIS, *et al*, 1960) や粘土によるモデル実験 (CLOOS, 1955) などと比較して、鉛直方向に中間主応力軸をもつ剪断応力場におかれたリソスフェアに発生する

第4表 海山群における火山の配列間隔 (VOGT, 1974)

Seamount Chain	Spacing(km)
Galapagos	48
Azores	52
Hawaiian - Emperor	72
Hawaiian (post 5 MY)	48
New England	35

第5表 新生代火成岩体などにみられる火山の配列間隔

Volcanoes, Volcanic & Plutonic rocks	Situation	Age	Spacing (km)	
Collapse basins of the Motojuku F.	Motojuku-Kirizumi, Joshinetsu Region	Late Miocene	10	Motojuku Structural & Tectonic Res. G. (1970)
Felsic volcanic & plutonic rocks	Outer Zone of Southwest Japan	Middle Miocene	100	Geol. Surv. Japan (1977) Fig. 11 in this paper
Collapse basins of the Tamagawa G.	Tamagawa-Hamada, West Chugoku	Oligocene	20	Imaoka & Murakami (1979)
Basalt plateaus	Borderland of China, Korea & U.S.S.R.	Neogene - Quaternary	60	Gorai (1973)
Cameroon Line	Cameroon	Quaternary	150	Vogt (1974)
Arsia, Pavonias, Ascræus Mons	Tharsis ridge, Mars		790±110	Carr (1973)



第11図 西南日本外帯における中新世酸性火成岩類の分布
 (Geol. Surv. Japan (1977))

であろう、その厚さにほぼ等しい間隔をもった2組の断裂群による火山の構造規制を、等間隔配列の要因とした。LINGENFELTER and SCHUBERT (1974) も火山の等間隔配列は部分溶融層の深さを反映した現象であろうと述べ、同様の見解をもつ MORH and WOOD (1976) は、前述した東アフリカ地溝帯およびその周辺において時代とともに火山間隔が小さくなる現象を大陸性リフト帯における“リソスフェアの薄化”の反映であるとみなした。

b. 重力不安定現象 (Gravity Instability) による火山の等間隔配列

MARSH and CHAMICHAEL (1974) は、島弧における火山帯直下の和達一ベニオフゾーン上に幅5~10 km, 厚さ0.5 km 以下で水平方向に細長くのびた溶融体を想定すると、その上位の高密度マントルとの間で起こる重力不安定状態によって等間隔にならんだマグマダイアピルが発生し、その結果として火山が等距離配列すると述べた。さらに MARSH (1975) は、島弧の横断方向で見られる火山活動の諸特性の変化を含めてこうした要因論を展開し、和達一ベニオフゾーンに沿って傾く厚さ1 km 以下のリボン状のマグマ源において比較的小量(10%以下)の部分溶融が起った段階でダイアピルが発生するモデルを提示した。

(3) 島弧の深部構造と重力不安定現象にもとづく火山活動

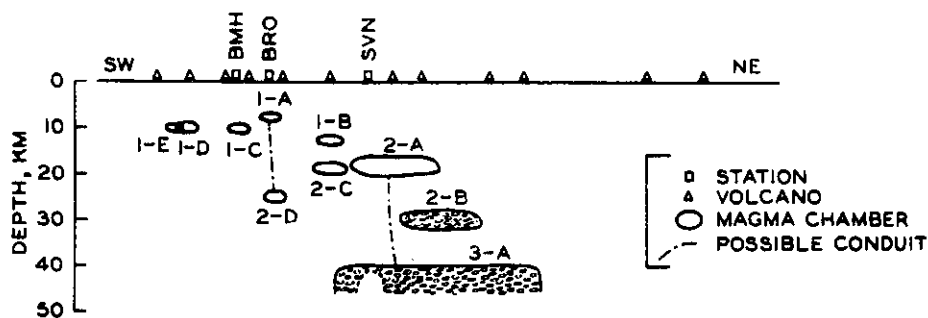
火山の等間隔配列の要因について現在までのところ上述した二つの考え方が提出されているが、いずれにしても、部分溶融体としての低速度層の実在性とその存在様式を明らかにすることが、最も重要な課題である (MARSH, 1979)。

“断裂規制”説に対して MARSH (1975, 1979) は、火山間隔とリソスフェアの厚さとの間に相関性はなく、むしろ逆相関関係にあることなどをあげて批判的見解を述べた。前述したように日本列島の第四紀火山の配列間隔(第8図, 第1表)は、火山列ごとにかなり著しい変異を示し、なかには観測されている地殻の厚さよりも小さい例があることから、“断裂規制”説でいうようにリソスフェアの厚さを示すものとは考えられない。

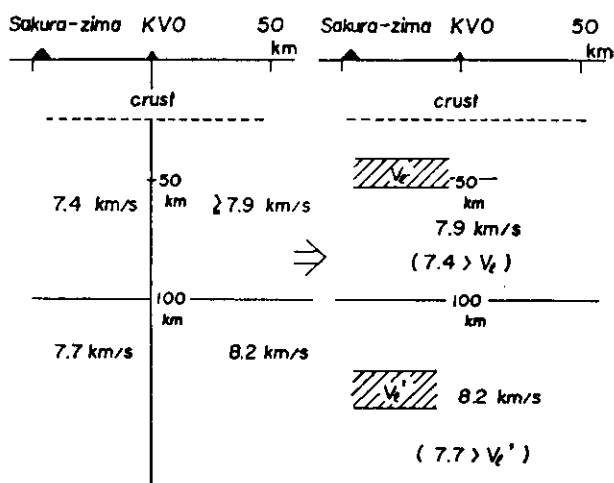
筆者は基本的には“重力不安定”説を支持するものであるが、マグマ源の性格については次のように考えるのが妥当であろう。日本列島の各火山列がそれぞれに特有の位置、方向、総延長距離および配列間隔を有すること(第8図, 第1表)は、マグマ源というものは火山弧の深部にはどこにでも均一に分布しているのではなく、それぞれの火山列に対応した特定の領域に発達していることを示すものであろう。また、島弧下の低速度層の深さについては、現在までに数少ない資料しか得られていないが*、それによると40~50 km と考えられている。すなわち、KUBOTA and BERG(1976) はアラスカ半島に沿う深部断面を求め、火山列下に点在するマグマ溜りとともに深さ40 km のところに低速度層の存在をとらえている(第12図)。また、神沼(1975) は南北州の霧島一桜島間において、約50 km の深さに“very low velocity layer”の存在を推定した(第13図)。

火山列下に存在するマグマ源が以上のような性格をもっているとするならば、等間隔に配列する火山の形成過程は次のように考えられる(第14図)。①低速度層の形成; 部分溶融によって各火山列に個々の低密度層が形成される。火山が線状配列することから、神沼(1975)が指摘するように、低速度層の幅はその長さに比べかなり小さいものと考えられる。②重力不安定現象による低速度層上面の波曲; このときの卓越波長は主として層厚比、粘性率比によって決まる (BIOT and ODE, 1965)。この過程で、低速度層中に分散していた溶融物は波曲面の凸部に集積して、ある程度まとまった容積をもつ相対的に独立した系をつくる。③マグマの上昇; いわゆる冷却過程

* 島弧下における低速度層の実態を解析する過程で留意すべき点は、現在の深部状況は重力不安定現象によって物質の再配列が行なわれつつある。あるいは行なわれてしまった姿である可能性も持っていることである。

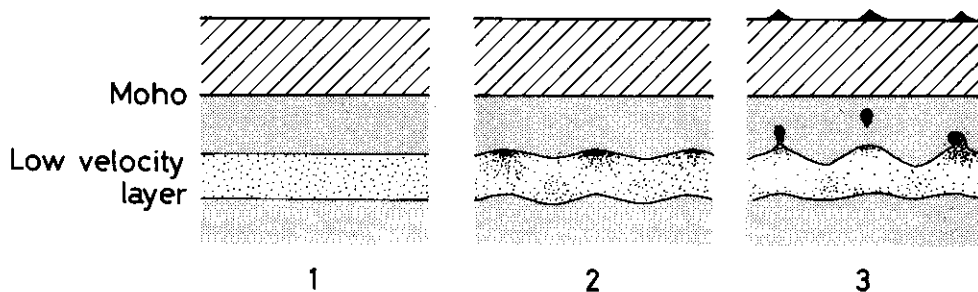


第12図 アラスカ半島に沿う深部断面
〔KUBOTA and BERG (1976)〕



Rough sketch of upper mantle structure beneath volcanoes. Very low velocity layer is located beneath Kirisima-Sakurazima volcanoes (right).

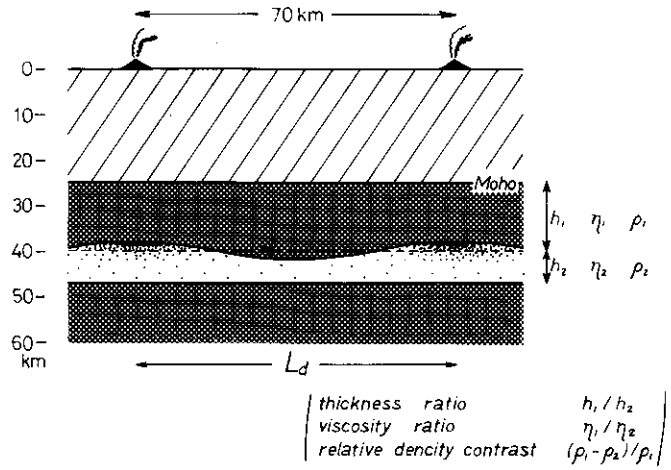
第13図 霧島-桜島火山直下の地震波の速度異常
〔神沼 (1975)〕



第14図 火山の等間隔配列の形成過程

(cooling history) に入ったマグマは、上昇しながら*、その場の条件にしたがってさまざまな程度に分化をとげる。

現在のところ、こうした過程を定量的に扱おうる段階ではないが、仮に、KUBOTA and BERG(1963), 神沼(1975)などに従ってモホ面の深さを25 km, 低速度層上面の深さを40 km, 低速度層の厚さを7 km, 粘性率比を 10^3 として、BIOT and ODE(1967)に従って試算すると、卓越波長として70 km が与えられる(第15図)。この値は、島弧-陸弧帯の平均的な火山配列間隔に比較されるものである。ともあれ、この問題の解明には、火山列下の正確な深部断面やマグマの発生深度を得ることが先決である。



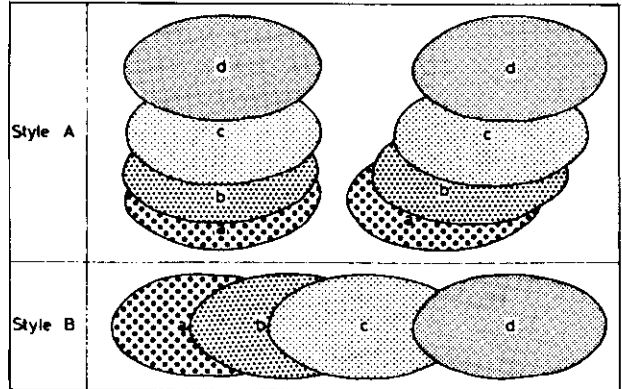
第15図 火山の配列間隔の試算例

4. 初期火成活動から将棋倒し構造への発展過程

初期火成活動と将棋倒し構造とが密接な関係にあることは、すでに述べたとおりである。その発展過程については、地下深部におけるメカニズムはおろか、地殻表層部の現象についても多くの課題が残されている。ここでは、この問題に関する2つの予察的見解を述べることにしたい。

(1) 将棋倒し構造の形態と初期火成活動

将棋倒し構造は、その鉛直断面における形態にもとづいて形式 (pattern) I ~ N に分類され(藤田, 1958, 1981), また、堆積盆の長軸方向と将棋倒しの進行方向にもとづいて様式 (Style) A, B に区分される(第16図)。これら2つの区分枝を組み合わせることによって、すべての将棋倒し構造は形態的に8つの型のいずれかに分類されるわけである。ただし、この形態的分类は絶対的なものではなく、一連の将棋倒し構造でもその発達段階によって形態が変化する例が知られている** (第7図)



第16図 将棋倒し構造の形態的分野
〔矢野(1980)〕

さて、こうした将棋倒し構造の形態と初期火成活動との間には、次のよう

* マグマの上昇のメカニズムについては、断裂の伝播に伴う上昇、ストークス上昇、帯溶融などの考え方が出されているが、その実態は必ずしも明確でない。

** 2つの区分枝のうち、形式が変化する例はしばしばみられるが、様式が変化するのは現在までに得られた資料の範囲では第7図の例があるにすぎない。

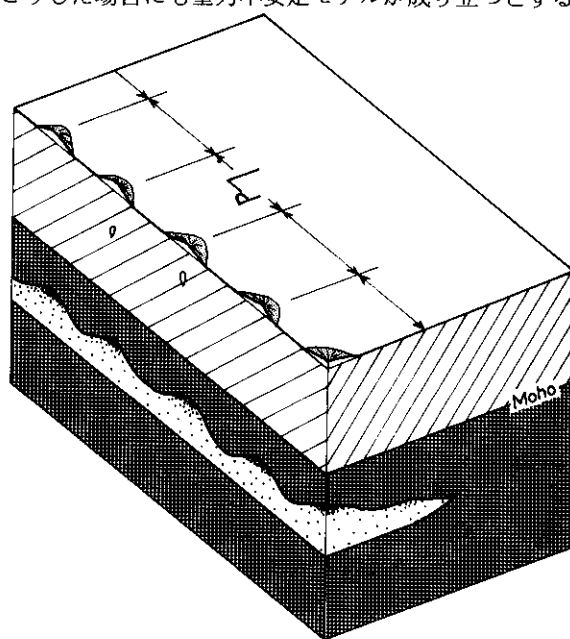
な対応関係が識別されるすなわち、初期火成活動域が帯状に連続している場合にはひきつづいて発達する将棋倒し構造はAの様式をとり、初期火成活動がスポット状の場合の様式はBになっている。前者の例としては、多くのグリーンタフ堆積盆の初期火成活動帯（第6図）とそれにひきつづいて発達する様式Aの将棋倒し構造（第5図）があげられる。後者の例は、北部フォッサマグナの島弧変動期堆積盆におけるスポット状の初期火成活動（第4図）とそれにひきつづくB様式の将棋倒し構造（第3図）や、山陰地方のグリーンタフ堆積盆（第7図）の各湾入部における初期火成活動と中新世前期の将棋倒し構造（三位・吉谷，1972；沢田，1978）である。

以上のように、地殻表層部において初期火成活動から将棋倒し構造へとその形態的特徴がひきつがれていく現象は、深部過程における何らかの歪形態を反映したものであろう。

(2) 初期火成活動から将棋倒し構造への発展過程

グリーンタフ変動および島弧変動期堆積盆における初期火成活動の中心が、線状等間隔配列する例（第4，7図）は前述したとおりである。こうした場合にも重力不安定モデルが成り立つとするならば、初期火成活動にひきつづいて発達する将棋倒し構造をもたらした深部過程は、重力不安定現象のその後における発展過程に関連したものと予察される。すなわち、火山列下における細長い低速度層の形成とその波状変形、ついでマグマの集積・上昇が行なわれ、さらにその後の低速度層を中心とする深部における熱的・力学的過程が地殻表層部に将棋倒し構造を形成していくものと考えられるわけである（第17図）。こうしたダイアピル変形の後期段階まで至る追跡的研究はあまり進められておらず、とくにダイアピル列に直交する方向での変形過程は、将棋倒し構造のメカニズムを研究するうえでも一つの重要な課題になる。

ちなみに、将棋倒しの形成機構には、沈降中心の側方への移動とそれに伴う後背地側の隆起といった“極性”(polarity)を生み出す要素が内包されていることが必要である。こうした問題に関して、桑原（1979）は、“沈降盆地を生じせしめた波曲の変形は、単に形態的に波曲を呈する変形ではなく、隆起と沈降が交互に到来する波の伝播に似た運動の性格をもちあわせているらしい”，と指摘している。



第17図 重力不安定モデルにもとづく初期火成活動時の深部構造

5. むすび

現在までのところ、初期火成活動を含めた将棋倒し構造のメカニズムを体系だてて述べられる段階にはほど遠いが、小論では、この問題に関するいくつかの予察的見解を述べた。

地層の将棋倒し構造は、“堆積様式”として定義されているものの、上述してきたように堆積学と構造地質学、さらに岩石学が加わった3つの研究分野の境界領域に属する課題であり、そのメカニズムの解明には総合的な研究体制が必要となることは言うまでもない。研究テーマのうえで、

個別的テーマとともに、それらが有機的に結びついていく、いちだんと総合的テーマを明確にしておくことが重要である。たとえば、堆積学の研究方法にならうと、次の3つの課題がそれにあたるものと考えられる。①地質時代の堆積盆地の発達様式をいっそう詳細に、しかもより広汎な時代・地域にわたって明らかにし、比較検討するとともに、その発達史を空間的にも時間的にも定量化*する。②現在進行しつつある島弧変動期の将棋倒し構造による昇降運動を正確に記載する**とともに、その場に関与する地球物理学的データを総合して、その深部過程を解明する。③モデル実験によって、将棋倒し構造の形成過程を支配する要因とその相互関係を抽出する***これらに加え、④堆積盆地の発達段階に応じて活動する火成岩類の岩石学的・構造地質学的研究から、それらをもたらしたマグマの発生機構を解明する、という課題も重要である。また、以上の課題をすすめるなかで、燃料地質学、水理地質学、土木地質学をはじめとする応用地質学の諸分野との有機的むすびつきが不可欠な条件となってくることも明らかであろう。

謝辞 研究発表の機会を与えていただいた「東北日本の新生代テクトニクス」シンポジウム世話人の方がた、日頃御指導いただいている藤田至則、島津光夫、小坂共栄、三梨昂、鈴木尉元、小玉喜三郎、長谷晃、原郁夫、嶋本利彦の諸氏に厚く御礼申し上げる。

文献

- BEMMELEN, R. W. VAN, 1949: *The geology of Indonesia, Vol. IA*. 732 p., The Hague, Govt. Printing Office.
- BIOT, M. A. and ODE, H., 1965: Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophys.*, 30, 213-227.
- CARR, M. H., 1973: Volcanism on Mars. *Jour. Geophys. Res.*, 78, 4049-4062.
- CLOOS, E., 1955: Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 241-256.
- 藤田至則, 1953: 地層の将棋倒し構造について. 新生代の研究, No 18, 4-13.
- , 1958: 地層の将棋倒し構造についての一試論. 藤本治義教授還暦記念論文集, 249-303.
- , 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 星野・青木編, 島弧と海洋, 1-30, 東海大学出版会.
- , 1972: グリーンタフ変動と地向斜の発生～発展期の法則. 星野・青木編, 伊豆半島, 13-33, 東海大学出版会.
- , 1973 a: 日本列島の成立. 258 p., 築地書館.
- , 1973 b: いわゆる地向斜の発生期の法則に関する二, 三の問題点. 地質学論集, No 9, 3-8.
- , 1981: 関東地方の島弧変動——陥没の発生と将棋倒し法則に関する諸問題, 地質学論集, No 20, 147-158.
- Geological Survey of Japan, 1977: *Geology and mineral resources of Japan*. 430 p., Geological Survey of Japan.
- GIBSON, I. L., 1969: The structure and volcanic geology of an axial portion of the Main Ethiopian Rift. *Tectonophys.*, 8, 561-565.

* 山内(1978)によって、世界のいくつかの代表的な堆積盆地も含めて、定量化の試みが行なわれている。

** 堀口(1981)は、考古遺跡の埋没現象などをもとに関東構造盆地における完新世の沈降中心および沈降形態を復元し、更新世後期から完新世にかけての沈降中心の移動についても考察をすすめている。

*** 小玉ほか(1981)によって、有限要素法にもとづくモデル実験が行なわれている。

- 牛来正夫, 1973: 火成作用. 345 p., 共立出版.
- HARRIS J.F., TAYLOR G.L. and WALPER J.L., 1960: Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **44**, 1853 - 1873.
- 堀口万吉, 1981: 関東地方中央部における考古遺跡の埋没と地殻変動. 地質学論集, No 20, 79 - 94.
- 堀越毅, 1979: 第四紀火山分布と黒瀬川帯の下部構造. 地質雑, **85**, 427 - 434.
- HUJTA, K., 1980: Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No 18, 129 - 153.
- 今岡照喜・村上允英, 1979: 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質学論集, No 17, 259 - 272.
- 一色直記・松井和典・小野晃司, 1968: 日本の火山, 200 万分の 1. 地質調査所.
- 神沼克伊, 1975: 火山体直下の地震波の速度異常——霧島—桜島の場合——, 火山, 第 2 集, **19**, 129 - 137.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元・三梨昂, 1981: 関東堆積盆地の形成機構に関する一試論. 地質学論集, No 20, 233 - 246.
- KUBOTA, S. and BERG, E., 1967: Evidence for magma in the Katmai volcanic range. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37 - 76.
- 桑原徹, 1979: 西南日本新生代末の構造運動について. 総研連絡紙・島弧変動, No 1, 63 - 72, 新潟大学災害研.
- LINGENFELTER, R.E. and SCHUBERT, G., 1974: Hot spot and trench volcano separations. *Nature*, **249**, 820.
- MARSH, B.D., 1975: Plume spacing and source. *Nature*, **256**, 240.
- , 1979: Island arc development: Some observations, experiments and speculations. *Jour. Geol.*, **87**, 687 - 713.
- and CHARMICHAEL, I.S.E., 1974: Benioff zone magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **79**, 1196 - 1206.
- 松本隼夫, 1979: 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, No 16, 127 - 139.
- 松本達郎, 1948: ダイメンションの観点からみた日本の火山の分布. 地質雑, **54**, 113 - 114.
- 三位秀夫・吉谷昭彦, 1972: 島根県下のグリーン・タフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿・論文選集, 7 - 16.
- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M., 1965: *The geologic developments of Japanese islands*. 442 p., Tsukiji-shokan.
- 水野学, 1976: 長野県東筑摩地方の新第三系——とくに込地向斜と野間背斜について. 地質学論集, No 13, 175 - 186.
- MOHR, P.A. and WOOD, C.A., 1976: Volcano spacing and lithospheric attenuation in the Eastern Rift of Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 126 - 144.
- 本宿団研構造研究グループ, 1970: 本宿グリーンタフ形成期における造構運動——とくに, 陥没機構と火山活動について——. 地団研専報, No 16, 81 - 95.
- 生出慶司, 1974: 断裂と火山の線状配列. 地団研専報, No 18, 63 - 73.
- 沢田順弘, 1978: 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, **84**, 111 - 130.
- 柴田憲一・杉山茂・柳沢昇, 1976: 北部フォッサ・マグナ日影向斜地域の地質. 地質学論集, No 13, 133 - 143.
- 竹内章, 1977: 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程. 地質雑, **83**, 679 - 691.
- VOGT, P.R., 1974: Volcano spacing, fractures, and thickness of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 235 - 252.
- 山内靖喜・藤田至則・三梨昂, 1978: 地層の単元の地層学的・構造地質学的意義. 日本地質学会第 85 年学術大会講演要旨, 15 - 16.

- 矢野孝雄, 1980: 後期新生代堆積盆の発達史にみられる2つのタイプの将棋倒し構造. 総研連絡紙・島弧変動, No. 2, 1-15, 新潟大学災害研.
- , 1981: 長野県北部荒倉山周辺における鮮新世の火山活動. 地質雑, 87, 103-120.
- ・村山進; 1976: 長野県北部荒倉山周辺の層序および地質構造. 地質学論集, No. 13, 159-173.
- 吉田博直, 1953: 島根県第三紀層に関する二, 三の問題. 広島大学地学研究報告, No. 13, 25-31.