

①

フォッサマグナの関東地域に おける新生代堆積盆地の発生 および発展過程に関する研究

足立久男

目 次

I. はじめに

II. フォッサマグナの関東地域における 前期～中期中新世堆積盆地の発生～発展 過程—とくに五日市堆積盆地，秩父堆積 盆地を例として

1 五日市堆積盆地の発生～発展過程

- 1-1 五日市堆積盆地の地質と構造
- 1-2 五日市堆積盆地の層序と層相
- 1-3 五日市堆積盆地の地質年代
- 1-4 五日市堆積盆地の発生～発展過程

2 五日市—多摩川帯について

- 2-1 関東平野西縁の地下地質
- 2-2 五日市—多摩川帯の特徴
- 2-3 五日市—多摩川帯の形成過程

3 秩父堆積盆地の発生～発展過程

- 3-1 秩父堆積盆地の地質と構造
- 3-2 秩父堆積盆地の層序と層相
- 3-3 秩父堆積盆地の地質年代
- 3-4 秩父堆積盆地の発生～発展過程

4 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地末期の堆積過程の特徴

- 4-1 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地最上部層の礫岩層と粗粒化現

象

4-2 礫岩層の堆積過程

4-3 堆積盆地の浅海化と造構過程

5 碎屑性堆積物を主とする五日市堆積盆地・秩父堆積盆地の発生様式について

5-1 五日市堆積盆地，秩父堆積盆地にみられる火砕岩質層

5-2 五日市堆積盆地，秩父堆積盆地周辺域における前期～中期中新世の火山活動

5-3 五日市堆積盆地，秩父堆積盆地にみられる碎屑性堆積物を主とする堆積盆地の発生様式

Ⅲ. フォッサマグナの関東地域における後期中新世の火山性陥没盆地の発生～発展過程

1 フォッサマグナの関東地域における後期中新世火山性陥没盆地群

1-1 砥山，三ツ峠

1-2 三富，太良ヶ峠，大冠

1-3 本宿，本宿南西，妙義，霧積

1-4 吾妻，白砂

1-5 仲間川，松田山

1-6 小滝山

2 フォッサマグナの関東地域における後期中新世火山性陥没盆地群の発生～発展過程の特性

2-1 火山性陥没盆地群の特性

2-2 火山性陥没盆地群の配列

2-3 火山性陥没盆地群の雁行配列の形成機構

2-4 溶融体の上昇と活動時期

IV. フォッサマグナの関東地域の堆積盆地の発生～発展過程と地下深部構造

1 「溶融体の鉛直上昇モデル」と地震波解析からみた地下深部構造

2 「溶融体の鉛直上昇モデル」とキュリー点深度および地震分布

V. まとめ

文献

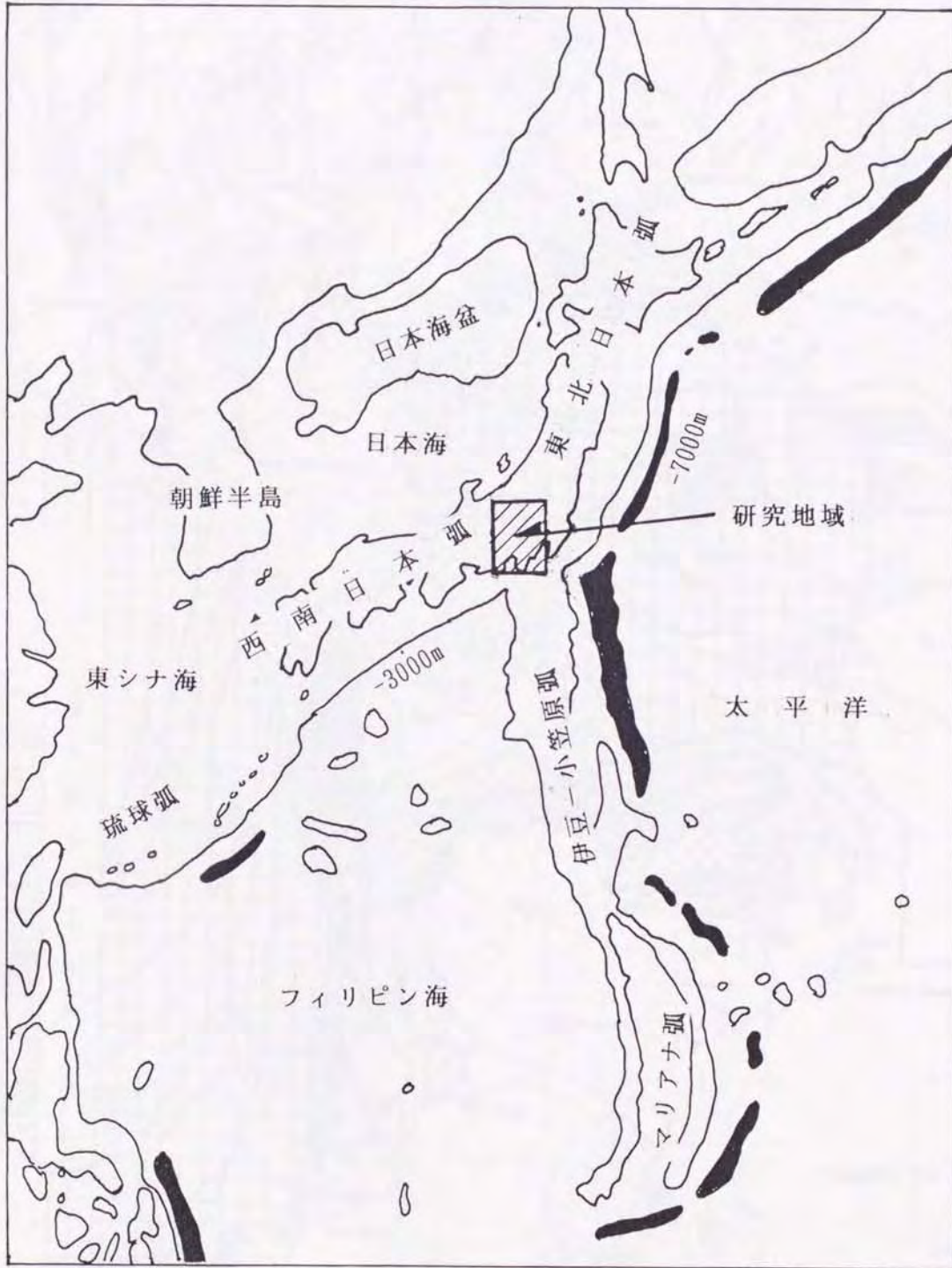
I. はじめに

フォッサマグナ地域は、東北日本弧、西南日本弧、伊豆-小笠原弧の3つの島弧の会合部にあたっている(第1図)。基盤である先新第三系は対曲構造をなして分布しており、関東地域では、北側から領家帯、三波川帯、秩父帯北帯、山中地溝帯、秩父帯南帯、四万十帯に大きく区分される。関東山地を構成する中・古生界の地層群の走向や主要な断層は、一般的に西北西-東南東方向を示す。この方向がこれら基盤の基本構造をなしている(第2図)。

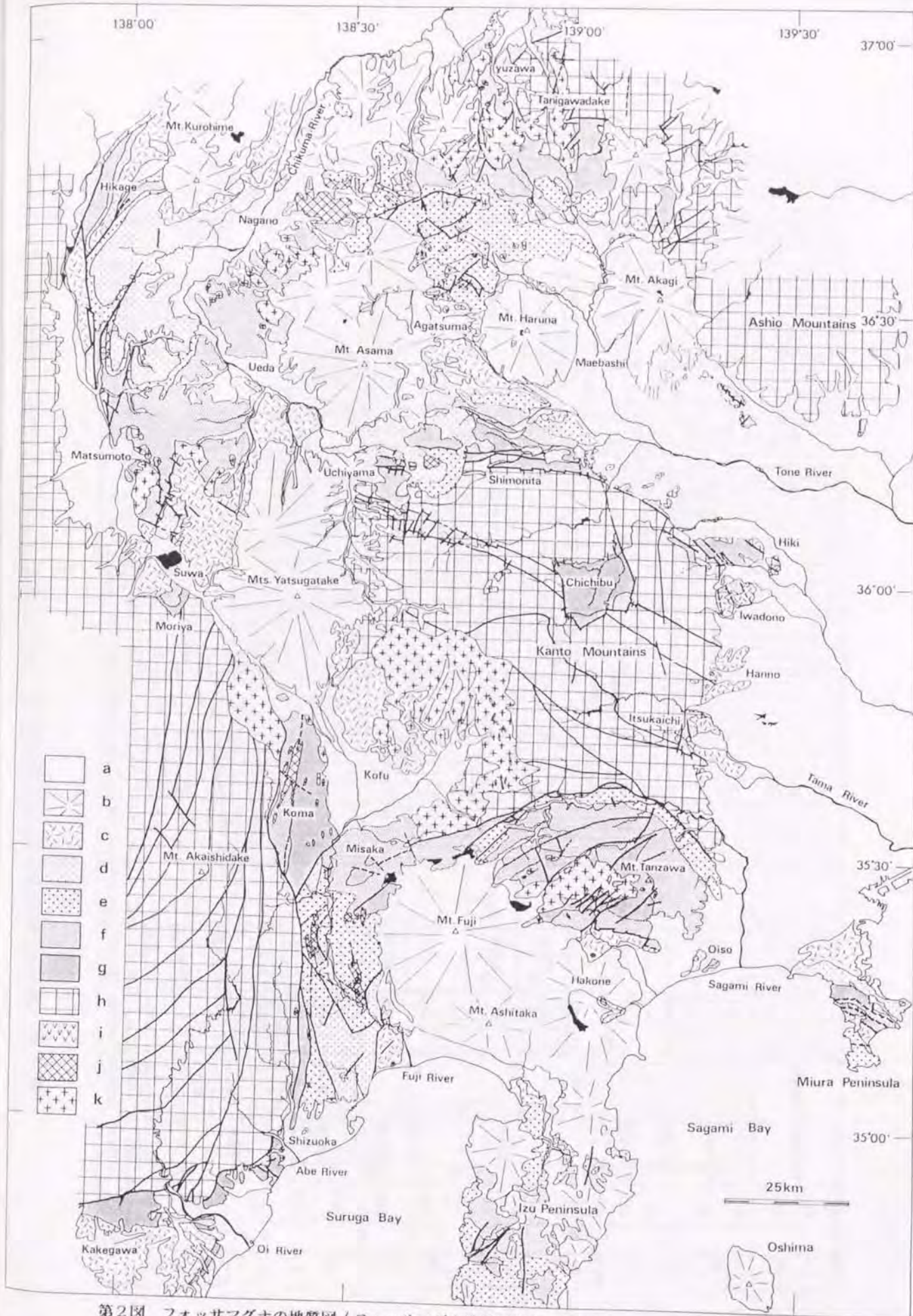
前期~中期中新世に入ると、こうした基盤の上に陥没盆地群が発生し、雁行状に配列をする堆積盆地が形成された(藤田ほか 1968)とされている。また、中期中新世の中期~後期になると丹沢地域の大部分をはじめ、秩父盆地などが陸化し、他の地域も陸化への一途をたどり、後期中新世には丹沢地域の一部や大磯丘陵の地域を除いて、広い地域が隆起・削剥の場となっていた(フォッサマグナ地質研究会 1991; 足立ほか 1991)。そして、この隆起運動は鮮新世に引き継がれている(第1表)。後期中新世の全般的な隆起時期には、フォッサマグナの隆起軸部にいくつもの火山性陥没盆地が発生し、陥没盆地の中を上部中新統の火砕岩や溶岩などが埋積していった。

筆者は、20年以上にわたってフォッサマグナの関東地域の調査・研究をおこなってきた。とくに前期~中期中新世の五日市堆積盆地や秩父堆積盆地(第3図)の発生~発展過程の研究、および後期中新世の火山性陥没盆地の発生~発展過程の研究をすすめてきた。前者については、弱火山性あるいは非火山性の堆積盆地の発生~発展過程の特徴をおさえることであり、後者は、主にフォッサマグナの隆起軸部にあらわれた火山性陥没盆地群の特徴と配列の規則性などをとらえることである。後期中新世の火山性陥没盆地群の形成過程を解明することは、島弧会合部における地殻の運動像を明らかにする上で意義をもつものと思われる。

筆者は、地表にあらわれる現象は地下の構造特性の反映であると考えている。前期~後期中新世の地表における地質的特性をあきらかにした上でさらに、こ



第1図 研究報告地域の位置

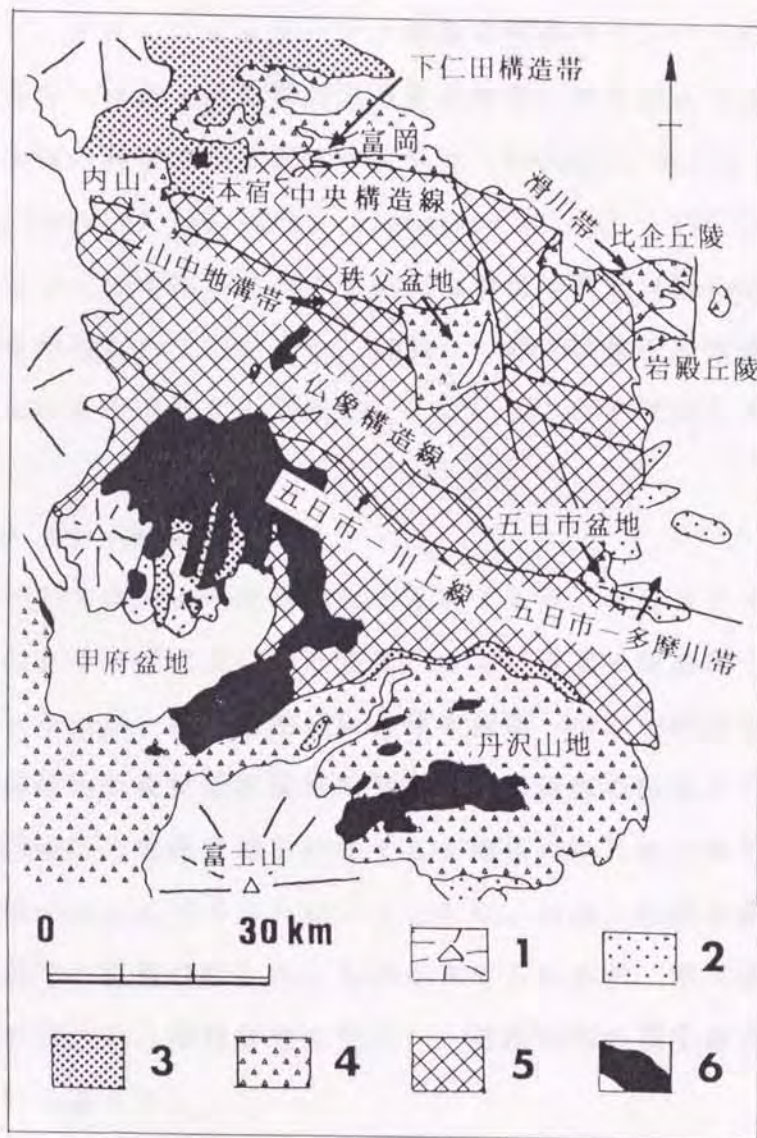


第2図 フォッサマグナの地質図 (フォッサマグナ地質研究会 1991)

a : 上部更新統~完新統, b : 後期更新世~完新世の火山噴出物, c : 上部鮮新統~下部更新統,
 d : 上部中新統上部~下部鮮新統, e : 中部中新統上部~上部中新統, f : 中部中新統下部, g :
 下部中新統~中部中新統下部, h : 先第三系基盤岩類, i : 安山岩の貫入岩体, j : ひん岩の貫入
 岩体, k : 花崗岩~閃緑岩の貫入岩体, l : 後期中新世の火山性陥没盆地

第1表 関東地域新第三系の層序対比表（関東地域新生代団体研究連合 原図；
足立が一部加筆）

地質年代 ×10 ⁶ 年	Blow 年代の区分	房総半島	三浦半島	大磯丘陵	丹波南部	丹波北部	甲府北部	関東山地 東 縁	秩父盆地	岩殿丘陵	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
更新世	N23	下総層群	相模層群	二宮層群	丹波南部	丹波北部	水ヶ森 火山岩類	要岡礫層 仏子層 飯能礫層	秩父盆地	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
鮮新世	N22	上総層群	上総層群	鷹取山 礫岩層 西栗原山 礫岩層	足柄層群	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N21	上総層群	上総層群	鷹取山 礫岩層 西栗原山 礫岩層	足柄層群	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
後期	N20	安野層	池子層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N19	安野層	池子層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
中期	N18	清澄層	三浦層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N17	清澄層	三浦層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N16	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N15	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
新期	N14	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N13	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N12	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N11	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N10	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N9	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N8	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N7	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N6	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N5	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
前期	N4	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發
	N3	天津層	三崎層	大磯層	松田山層	三富層	水ヶ森 火山岩類	飯能礫層	物見山層	物見山層	関東山地 北東縁	重下仁田	秩本	群馬北部	栃木県 中北部	標 倉	立 發



第3図 関東山地とその周辺の地質概略。
 1: 第四紀火山, 2: 鮮新-更新統, 3: 上部中新統-鮮新統,
 4: 下部~中部中新統, 5: 先第三系, 6: 第三紀花崗岩類。

これらの全期間を支配する総合的な構造発達モデルを確立することを試みた。本研究は、こうした研究を総括したものである。

筆者は、上記の研究課題の解明をめざして個人研究に取り組んできたが、同時に関東山地およびその周辺で五日市盆地団体研究グループ・乾徳山地質調査グループ・秩父盆地新第三紀団体研究グループ・秩父盆地団体研究グループなどを組んで調査し、また、フォッサマグナ地質研究会のメンバーの一人として、主に新第三系の層序・構造・地質構造発達史の解明に取り組んできた。さらに、ロシア・日本・中国の科学者が共同ですすめた「Volcanic Belts and Volcano-Tectonic Structures of the Asia」(Ignatyev et. al. 1992)の編纂にあたって、筆者も加わって中部日本の第三紀火山構造地質図(Matsumoto et. al. 1992)の作成を担当した(吉村ほか 1991)。筆者の総括的な本研究の成果の基礎には、以上のような研究も背景となっていることを明記しておきたい。

本論文の全体構成

本論文は全体として次のような構成でまとめている。全体はI～Vよりなる。

Iでは、上記のように研究の目的と意義、および研究の経過についてのべた。

IIでは、フォッサマグナの関東地域における前期～中期中新世の堆積盆地、とくに五日市堆積盆地や秩父堆積盆地の発生～発展過程の特徴をのべる。これらの堆積盆地は同時代の堆積盆地と比較すると地層もそれほど厚くなく、また顕著な火山噴出物はほとんどみられないことから、前期～中期中新世の堆積盆地としては、周辺部に位置づけられるものと考えられるが、野外調査および深層試錐のデータの検討から堆積盆地を復元し、堆積盆地の発生様式やマグマ活動との関係について論ずる。

IIIでは、後期中新世火山性陥没盆地群の発生～発展過程の特徴についてのべる。とくにフォッサマグナの隆起軸部にあらわれた火山性陥没盆地群の規模と配列は、1次～3次のスケールに区分することができる。こうした後期中新世の火山性陥没盆地群の規模と配列を説明する形成モデルを提起する。また、このモデルの根源ともいえるべき熱的配置は、前期～後期中新世を通じてほとんど変わっていないとみられる点について論ずる。

IVでは、Ⅲで提起する形成モデルを地球物理学的データから検討し、熱的配置が中新世以後、今日までほとんど変わっていないとみられる可能性が強いことを指摘する。

Vでは、全体のまとめをおこなう。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、新潟大学教授の吉村尚久氏、元新潟大学教授の藤田至則氏には終始励ましをいただいた。埼玉大学教授の角田史雄氏、群馬大学教授の野村 哲氏、鳥取大学教授の矢野孝雄氏、島根大学教授の山内靖喜氏、元長野県立上田高校の山岸猪久馬氏、群馬県立中之条高校の中村庄八氏、東京都土木研究所の石井 求氏・中山俊雄氏、埼玉県立所沢西高校の竹越 智氏、東京都立向丘高校の宮城晴耕氏には種々ご援助をいただき、資料および資料収集などについて適切なアドバイスをいただいた。構造コロキウム、地球ゼミ、フォッサマグナ地質研究会、東京都立一橋高校の石田吉明氏・東京都立永福高校の小泉 潔氏をはじめとする秩父盆地団体研究グループの方々、またかつての五日市盆地団体研究グループの方々には日頃から討論していただき貴重なご意見をいただいた。以上の方々以外にも多くの方々から種々ご援助いただいた。これまでお世話いただいたすべての方々に改めて心からお礼を申し上げたい。

II. フォッサマグナの関東地域における 前期～中期中新世堆積盆地の発生～発展 過程—とくに五日市堆積盆地，秩父堆積 盆地を例として

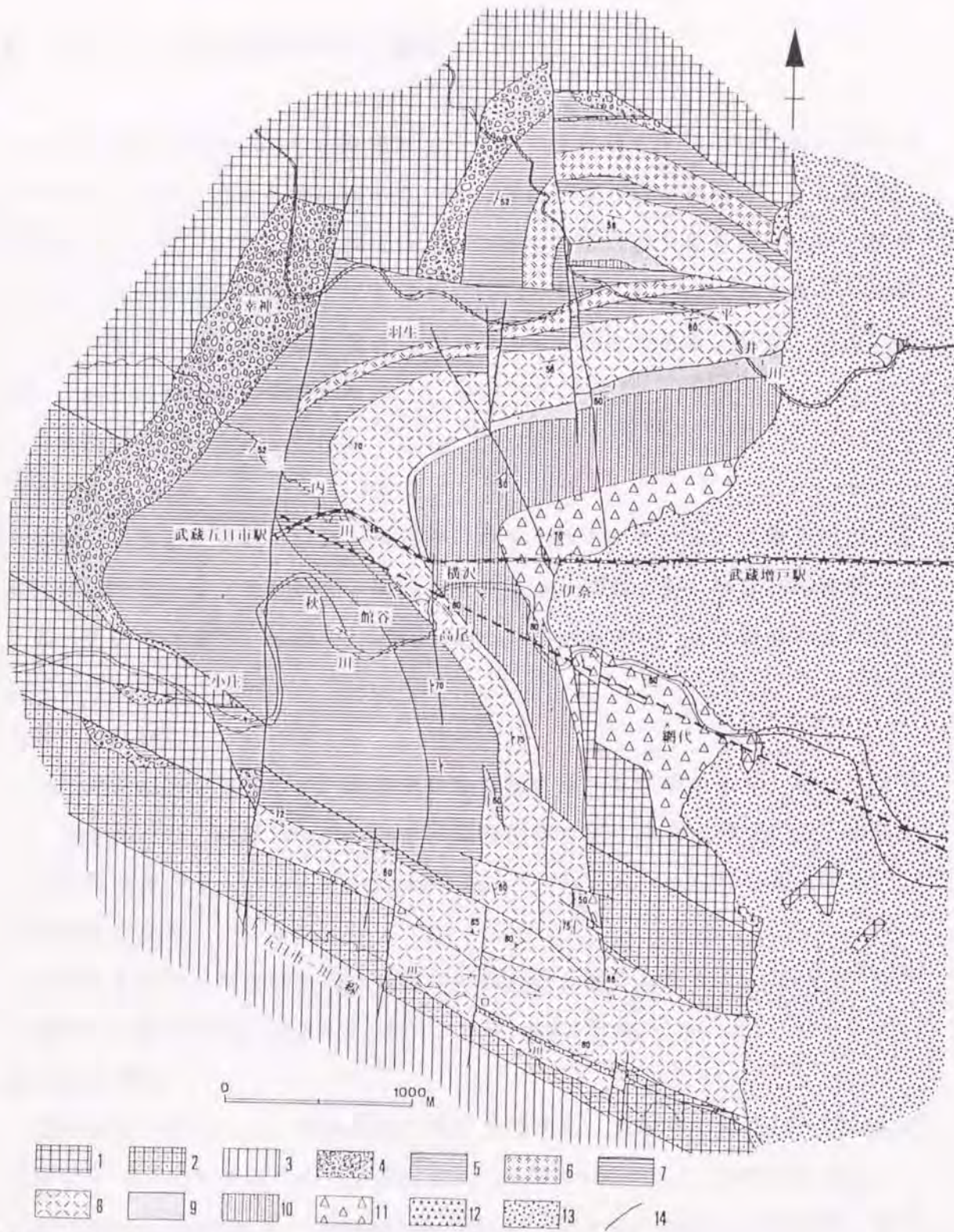
1 五日市堆積盆地の発生～発展過程

1-1 五日市堆積盆地の地質と構造

五日市堆積盆地には下部～中部中新統が分布する（第4図）。基盤をなす先第三系は，秩父帯南帯に属する秩父層群（武井，1986），四万十帯に属する小^お河内層群（藤本，1949）・小仏層群（藤本，1931；牧野，1973）などである。これらは西北西～東南東方向の一般構造をもって分布している。秩父層群は，二畳系～ジュラ系ないし白亜系の暗灰色砂岩・チャート・緑色凝灰岩・石灰岩・粘板岩などからなる。また小河内層群は，白亜系の砂岩・泥岩および砂岩泥岩互層を主体とし，礫岩・石灰岩・チャートなどの地層をはさみ，小仏層群は，主として頁岩勝ちの砂岩頁岩互層からなる。

秩父層群と四万十帯に属する小河内層群・小仏層群との間は，仏像構造線によって境されている。仏像構造線は，小仏層群と小河内層群を境する五日市一川上線（矢部，1925）とともに，五日市盆地の西方で収れんし，新第三系分布域の南限付近で一体となって西北西～東南東方向にのびている。

五日市堆積盆地に分布する下部～中部中新統は一括して五日市町層群（菅野・新井 1964）とよばれており，上記の基盤岩類を顕著な傾斜不整合でおおって堆積している。おもに泥岩・砂岩・礫岩などからなり最大積算層厚は約3000 mに達する。堆積盆地内の地層群は，直立ないし逆転しているところもみられるなど大きく変形し，2つの背斜軸と向斜軸をもつ閉じた褶曲構造を示す（五日市盆地団体研究グループ，1981）。褶曲軸は，北西～南東ないし西北西～東



第4図 五日市盆地新第三系の地質

五日市盆地団地研究グループ(1981)に加筆。図中の破線は陥没時の古崖線。1:秩父層群, 2:鳥巢層群, 3:小仏層群, 4~10:秋川層(4:幸神礫岩部層, 5:小庄泥岩部層, 6:羽生凝灰岩部層, 7:館谷泥岩部層, 8:高尾凝灰岩部層, 9:伊奈砂岩部層, 10:横沢砂岩泥岩部層), 11:網代層, 12~13:五日市砂礫層(12:下部層, 13:上部層), 14:断層

南東方向で、南東ないし東南東にプランジしている。

1-2 五日市堆積盆地の層序と層相

前期～中期中新世の五日市町層群は、下位の秋川層と上位の網代層に区分でき、両者は一部不整合の関係にある。秋川層は、さらに幸神礫岩、小庄泥岩、羽生凝灰岩、館谷泥岩、高尾凝灰岩、伊奈砂岩、横沢砂岩泥岩の7部層に区分される（五日市盆地団体研究グループ、1981）が、これらはすべて整合の関係にある。層序区分と堆積相の概要は第2表に示す通りである（足立・石田、1992）。以下に層相の特徴をのべる。

(1) 秋川層

幸神礫岩部層

基盤を不整合におおい、角～亜角礫岩層を主体としている。盆地北西部の平井側付近で最も厚く約400mで、南西へ薄くなる。基盤に対しては300m程度アバットしている（第5、6図）。*Fagus* sp.、*Sequoia* sp.などが報告されている（菅野・新井、1964）。

小庄泥岩部層

主に黒色泥岩からなるが、数層準に砂岩層をはさむ地層であり、まれにノジュールをふくむ。層厚100～800mで、盆地西部で厚く北部に薄くなる。全体的に乱堆積構造がみられる。*Portlandia* sp.、*Yoldia* sp.などを産出する。

羽生凝灰岩部層

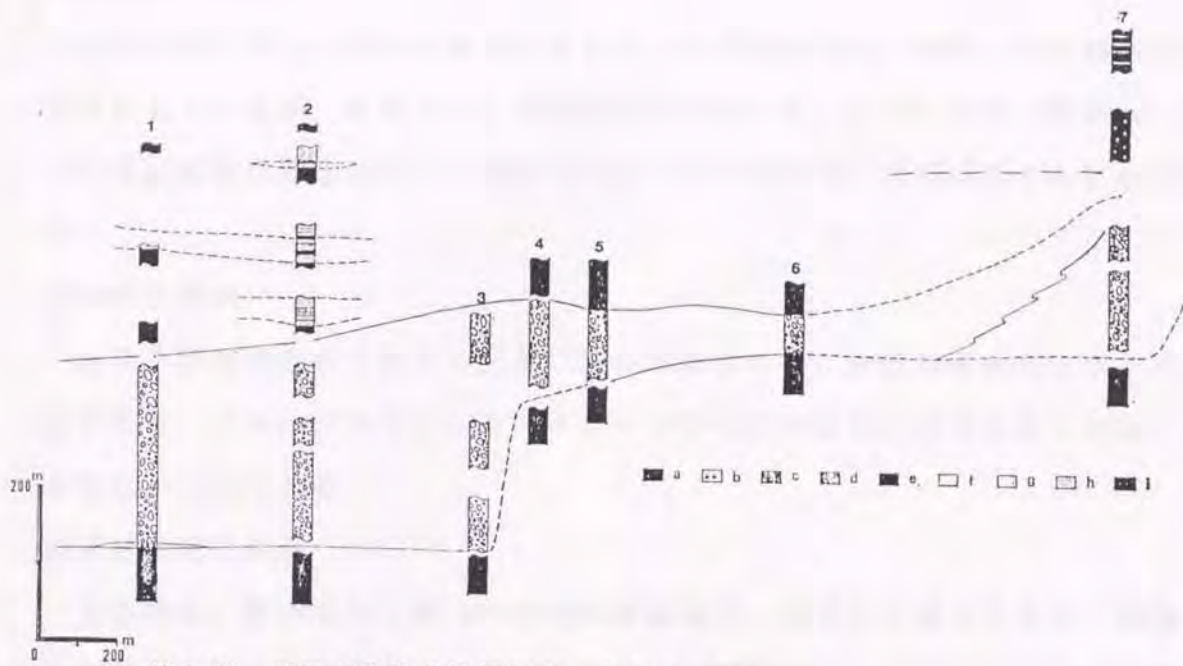
青緑色極細粒～粗粒凝灰岩と珪質な泥岩との互層からなり、一部では青灰色の細粒～中粒砂岩層をはさむ。層厚は0～150mである。

館谷泥岩部層

黒色泥岩を主体とし、ほぼ全体に化石を多産し、数層準に直径10～300cmの石灰質ノジュールをふくんでいる。*Comptonia naumanni*、*Turitella* sp.、*Portlandia tokunagai*、*Macoma cariaroa*、*Solemya tokunagai*（菅野・新井、1964）、*Ophiuroid* sp.、*Daithu* sp.などが産出する。層厚は100～250mである。

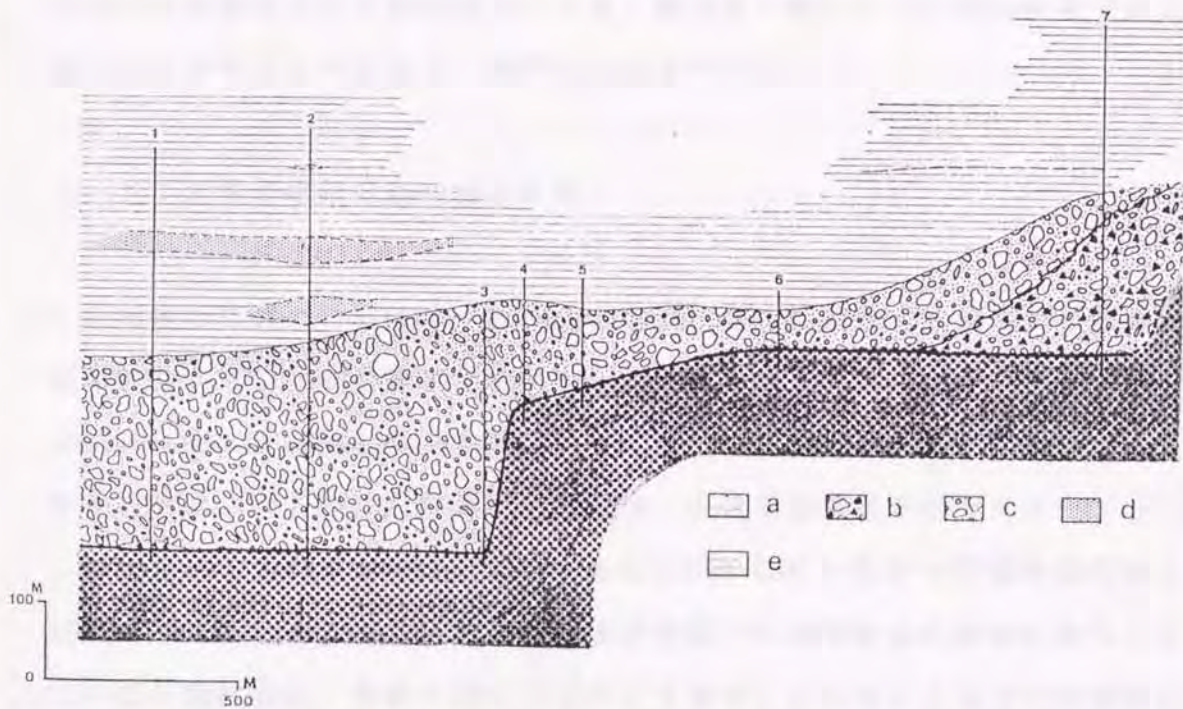
第2表 五日市堆積盆地の層序と層相 (足立・石田 1992)

層序区分	層相
科 十七 層	層厚700m+, 最大径8mに達する淘汰の悪い角~亜角礫からなる礫岩層を主体とし, 北部では礫岩泥岩互層または泥岩層に移化する。礫種は先第三系起源の砂岩・チャート・粘板岩などからなるが, 南部では秋川層起源の礫が多量に含まれる。化石は, <i>Thracia</i> sp., <i>Antalis</i> sp. などをわずかに産出し, 堆積環境は浅海と考えられる。
横沢砂岩 泥岩部層	層厚350m, 数cm~数m単位の細粒砂岩・泥岩の互層であるが, 南部では細粒~中粒砂岩が卓越し, 北部では細粒化し, 泥岩が発達する。二枚貝化石を産出するが, 種名は不明である。本部層堆積期には南部地域を中心として隆起が生じ, 一部削剝をうけた。
伊奈砂岩 部層	層厚70~100m, 細粒~粗粒砂岩を主体とし, 薄い泥岩をはさむ。青緑灰色を示し, 全体に凝灰質である粗粒砂岩の底面には, グループカストなどの流痕が発達している。石炭レンズをはさんでいるが化石は未発見である。
不 火 高尾凝灰 岩部層	層厚220~500m, 凝灰岩を主体とし, 泥岩の薄層をはさむ。凝灰岩は細粒~粗粒凝灰岩を主体としているが砂質ないし泥質凝灰岩もみられ, 軽石凝灰岩もはさむ。化石は未発見である。
館谷泥岩 部層	層厚100~250m, 黒色泥岩を主体とし, 数層準に直径10cm~3mの石灰質ノジュールを含み化石を多産する。 <i>Macoma</i> aff. <i>optiva</i> などの浅海に生息する貝類も産出するが, <i>Solemya tokunagai</i> , <i>Portlandia tokunagai</i> などの貝類, <i>Ophiacantha</i> sp. などのクモヒトデ, ハダカイワシなどや深い海に生息する化石が多産することから, 本層の堆積環境は水深数百mで, この時期に最も海進が進んだと考えられる。
J 羽生凝灰 岩部層	層厚0~150m, 北部のみに狭長に分布する。青緑色極細粒~粗粒凝灰岩と珪質泥岩の互層からなり, 一部では青灰色の細粒~中粒砂岩層をはさむ。高尾凝灰岩部層と類似している。二枚貝化石を産出するが, 種名は不明である。
小床泥岩 部層	層厚100~800m, おもに黒色泥岩よりなり, 数層準に砂岩層をはさむ。全体的に断層型, 褶曲型などの層間異常構造が発達しており, 含礫泥岩なども認められる。化石は下部で <i>Stromatolite</i> , <i>Comptonia</i> sp. などの植物, 中~上部で <i>Portlandia</i> sp. をはじめとする貝類, <i>Callianasa shikawai</i> ?, <i>Paleo-paradoxia</i> sp. (未公表) が産出する。堆積環境は下部で河口に近い沿岸の浅い環境を示し, 中~上部では貝化石などから海進が進んだと考えられる。
幸神礫岩 部層	層厚400m, おもに淘汰不良の亜角~亜円礫岩からなり, 上位では砂岩層を多くはさむ。高角不整合面に対して300m程度アバットしている。産出化石は <i>Fagus</i> sp., <i>Sequoia</i> sp. などの植物化石が多く, 堆積環境は, 下部~中部では岩相・化石より湖沼であったと推定される。最上部の砂岩層より海生の貝化石が産出している。



第5図 五日市堆積盆地縁辺部の各個柱状図(五日市盆地団体研究グループ 1981)

1~2は樽付近, 3~6は小和田から小庄, 7は小庄から南方へ入る沢, a: 基盤, b: 角礫岩, c: 角~亜角礫岩, d: 亜角~円礫岩, e: 泥岩, f: 砂岩, g: 砂岩・泥岩互層, h: 砂質泥岩, i: 含礫泥岩



第6図 五日市堆積盆地縁辺部の模式断面図(五日市盆地団体研究グループ 1981)

1~7は柱状図の位置, a: 基盤, b~cは幸神礫岩部層 (b: 角~亜角礫岩, c: 亜角~円礫岩), d: 砂岩, e: 泥岩

高尾凝灰岩部層

凝灰岩を主体とし泥岩の薄層をはさむ。この凝灰岩は、細粒～粗粒凝灰岩を主体としているが、砂質ないし泥質凝灰岩もみられ、しばしば厚さ数10cm～数mの軽石凝灰岩層をはさむ。層厚は200～500mである。化石はほとんど産出しない。

伊奈砂岩部層

細粒～粗粒砂岩を主体とし、薄い泥岩層をはさむ。砂岩は全体的にやや凝灰質である。グループカスト、フルートカストなどの流痕の発達もみられる。層厚は70～100mである。

横沢砂岩泥岩部層

全体的に、数cmから～数mの単位の細粒砂岩・泥岩の互層であるが、南部では細粒～中粒砂岩が発達し、北方にむかって細粒化し、泥岩に移化する。層厚は約350mである。

(2) 網代層

下位の秋川層とは南部において一部不整合の関係にある。きわめて淘汰の悪い角～亜角礫からなる礫岩層からなる。礫径は一般には5～10cm程度であるが、最大8mに達するものもある。層厚は700m+である。

1-3 五日市堆積盆地の地質年代

秋川層の年代については、Kurihara(1980)は、浮遊性有孔虫および底生有孔虫の検討から、中期中新世であるとした。また網代層からは *Gioborotalia rikuchuensis* が産出しており(Kurihara, 1980)、網代層の年代も中期中新世の後期と考えられるが、入月ほか(1990)は、五日市盆地団体研究グループ(1981)の区分による網代層中から、N.8 およびCN3-CN4 にあたる浮遊性有孔虫と石灰質ナンノ化石を報告し、前期中新世の後期～中期中新世の初期にあたるとしている。網代層は、角礫岩層を主体としており、この中からは下位の層準にあたる小庄泥岩部層中の *Stromatolite* (石田ほか, 1983) が礫として混入することを確認している。また、南部では、秋川層起源の泥岩、砂岩、凝灰岩など

が多量に含まれる（五日市盆地団体研究グループ，1981）などの特徴があり，網代層堆積時には，少なくとも秋川層の一部は，侵食の場にあったものと推定できる。したがって入月ほか（1990）の報告したものが即座に網代層の年代を示すとは断定できず，洗い出しによるものの可能性もある。しかし秋川層の年代の下限は，入月ほか（1990）の報告に従えば，前期中新世の後期～中期中新世初頭ないしはそれ以前ということになるであろう。

以上のような理由により，従来の研究成果もふまえ，網代層の年代は中期中新世後期とし，中新統全体の地質年代を前期中新世後期～中期中新世後期としておく。

1-4 五日市堆積盆地の発生～発展過程

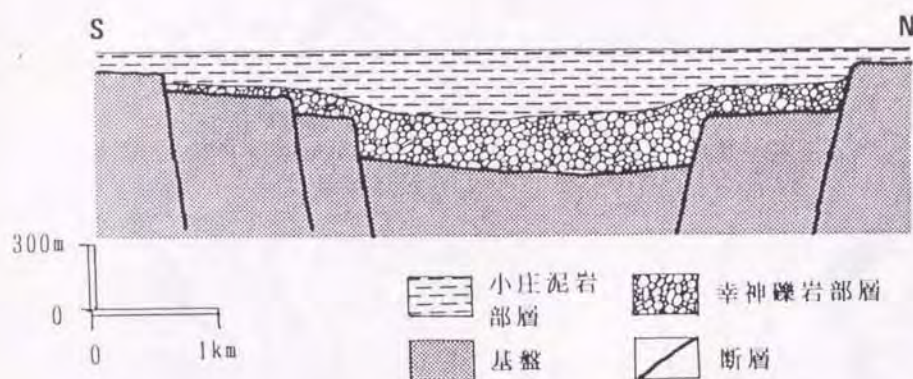
(1) 発生～発展過程

新第三系の最下部に発達する礫岩は角～亜角礫からなり，きわめて淘汰が悪く，基質は炭質物や泥炭などをふくむ淘汰不良の泥質砂岩である。礫種はごく付近の基盤を構成する岩石に由来しており，いわゆる崖錐性堆積物とみられる。また，盆地縁辺部では階段状に高角不整合面が形成され，秋川層が300mにおよんでアバットしている（五日市盆地団体研究グループ 1981）。

盆地縁辺部における不淘汰礫岩の存在，急崖を示す不整合面（古期崖線）に対してアバットする低角傾斜の堆積岩層の存在，古期崖線の延長部にあたる基盤側に発達する高角傾斜の固結断層の存在などから，五日市堆積盆地は陥没によって発生したと考えられる（五日市盆地団体研究グループ 1981；足立 1994）。堆積盆地初期の陥没形態は，南北の断面でみると第7図のように復元される。

陥没によって発生した後の堆積盆地は，次のような変遷をたどっている。

①幸神礫岩部層の最上部の堆積期に海水が侵入し，泥岩優勢の砂岩泥岩互層である小庄泥岩部層が堆積した。小庄泥岩部層の中からは，*Portlandia* sp.，*Yoldia* sp.などの二枚貝の化石（菅野・新井，1964；五日市盆地団体研究グループ 1981）や石灰藻のStromatolite（石田ほか 1983）などが発見されてい



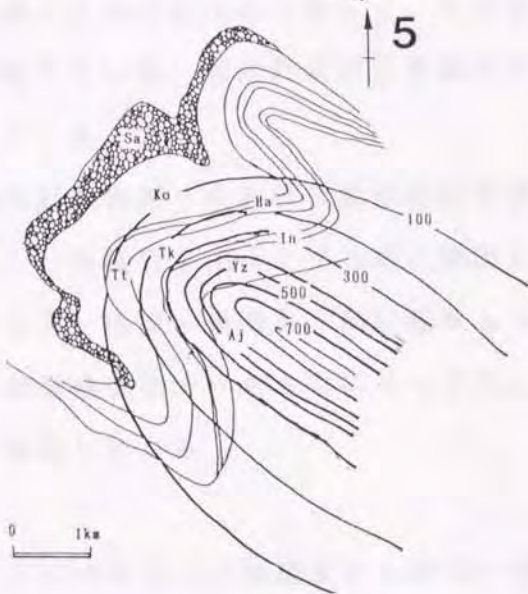
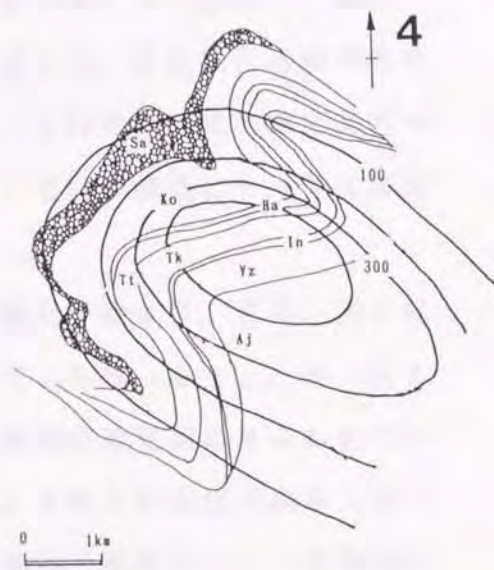
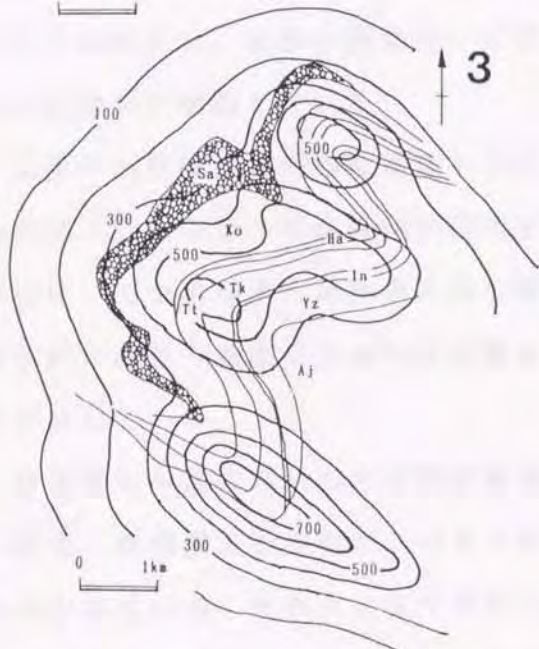
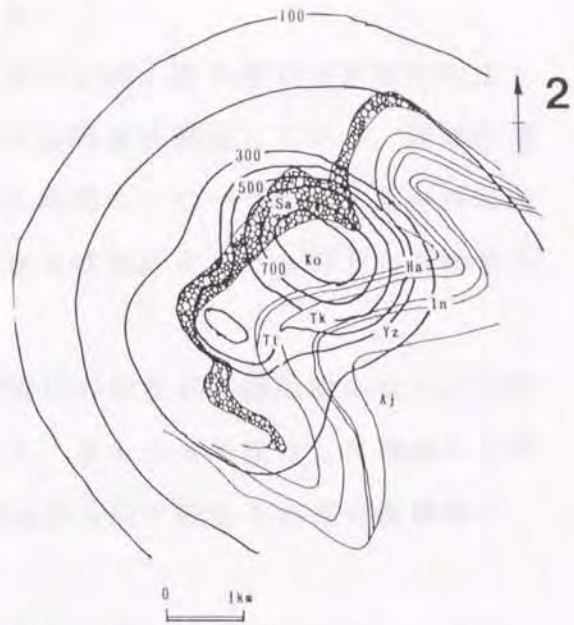
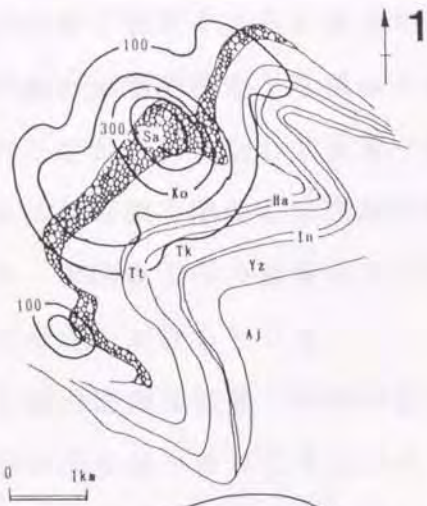
第7図 五日市堆積盆地の南北
模式断面にみる初期陥没形態。
(足立 1994)

る。②館谷泥岩部層堆積期は海進の進んだ時期であり、水深が最も深くなったと考えられる。化石も多産し、*Portlandia tokunagai*, *Macoma calcarea*, *Turritella* sp.などの貝化石、*Ophiacantha* sp.などのクモヒトデの化石、ウニ、魚鱗などが産出する（菅野・新井，1964；五日市盆地団体研究グループ，1981，1983）。③高尾凝灰岩部層の堆積期には、堆積盆地内ないし堆積盆地にきわめて近い場所に噴出源をもった火山活動が生じ、安山岩質凝灰岩を堆積させた（足立 1991）。④さらに横沢砂岩泥岩部層の堆積期に南部側で隆起がはじまり、網代層の堆積期には海底下で再び陥没が発生している（五日市盆地団体研究グループ 1981；足立ほか 1991）。

(2) 沈降中心部の移動

足立（1994）は、五日市堆積盆地の下部～中部中新統の各堆積期ごとの等層厚線図（第8図）を作成した。五日市盆地の下部～中部中新統は、2つの背斜軸と向斜軸をもつ閉じた褶曲構造を示し、高角度で傾斜している部分が多いことや、高尾凝灰岩部層のように堆積盆地内で良く連続する火砕質岩層が有効鍵層として発達していることなどから、堆積盆地内の地層の厚さの変化を比較的容易に読み取ることができる。盆地内には深い試錐がおこなわれていないので、等層厚線図は、野外調査にもとづいた地層の分布・層厚・層相などを基本資料として作成した。

また、盆地周辺部の層序試錐（遠藤ほか 1978；川島・川合 1980；川島ほ



第8図 等厚線図 (単位は m). (足立 1994)

1. 幸神礫岩部層堆積期
2. 小庄泥岩部層堆積期
3. 羽生～高尾凝灰岩部層堆積期
4. 伊奈砂岩～横沢砂岩泥岩部層堆積期
5. 網代層堆積期

Sa: 幸神礫岩部層, Ko: 小庄泥岩部層, Ha: 羽生凝灰岩部層, Tt: 館谷泥岩部層, Tk: 高尾凝灰岩部層, In: 伊奈砂岩部層, Yz: 横沢砂岩泥岩部層, Aj: 網代層

か 1984; 川島ほか 1985) や深井戸 (新藤 1969) のデータなどを中新統の大枠の分布と層厚をとらえる上で参考にした。

幸神礫岩部層堆積期: 堆積の中心は一つであるが、数ヶ所の小さな沈降部もみられ、これらが連結して北東-南西方向の沈降部を形成している。層厚の厚い部分は最も深く陥没した凹地内にある。沈降部の一つ一つは、北西~西北西-南東~東南東方向の軸をもっており、堆積盆地全体としても同方向の軸をもった沈降域を形成している。

小庄泥岩部層堆積期: 幸神礫岩部層の堆積期の特徴が一層明瞭になり、沈降の中心がよりはっきりとあらわれてきている。最も大きく陥没した地域に沈降の中心が存在し、北西~西北西-南東~東南東方向の軸をもつその沈降部に、厚い泥岩層が堆積している。

羽生~高尾凝灰岩部層堆積期: この時期には堆積の中心部が分化し、南部・中央部・北部の3つの沈降部が存在する。堆積の中心は、小庄泥岩部層の堆積期に比べてやや南東~東南東方向へ移動している。それぞれの沈降部は北西~西北西-南東~東南東方向の沈降軸をもち、初期の陥没の構造にそって沈降域を形成している。

伊奈砂岩~横沢砂岩泥岩部層堆積期: 南部側の隆起が強まり、北西~西北西-南東~東南東方向の軸がこれまでの時期に比べてよりはっきりと、かつ長くあらわれている。それとともに羽生~高尾凝灰岩部層の堆積期にあらわれていた南部と北部の沈降部は消えて、中央部に存在した沈降中心部は東南東方向へと移動している。横沢砂岩泥岩部層中の堆積物は南部で粗粒化し、一部削剥をうけている。

網代層堆積期: 横沢砂岩泥岩部層堆積末に隆起した地域を中心として陥没が発生し、角礫岩を主体とする厚い砕屑岩層が堆積している。この時期には北西~西北西-南東~東南東方向に軸をもつ細長い沈降部が、伊奈砂岩~横沢砂岩泥岩部層堆積期よりもさらにはっきりとあらわれ、堆積の中心はより東南東方向に移動している。

以上のべた五日市堆積盆地の発生~発展過程をまとめると次の通りである。

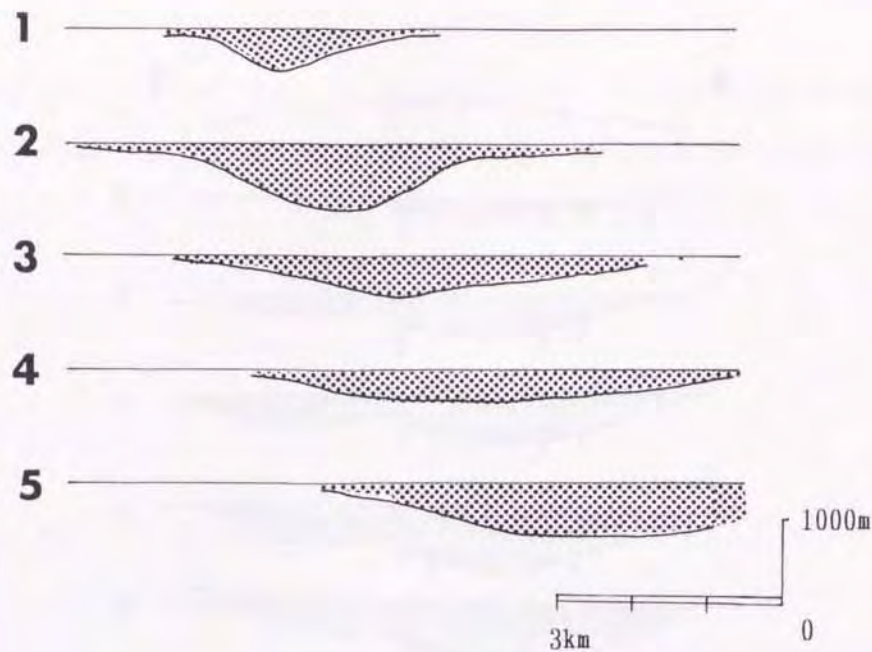
①前期中新世後期～中期中新世前期に陥没によって発生した盆地には、陥没盆地内に複数の沈降部が出現した。

②複数の沈降部が連結して北東－南西方向の軸を持つ沈降部を形成している。しかし、一つ一つの沈降部は北西～西北西－南東～東南東方向にのびる軸をもち、堆積盆地全体もこの方向にのびている。

③伊奈砂岩～横沢砂岩泥岩部層堆積期以後、北西～西北西－南東～東南東方向の沈降軸が全体によりはっきりとあらわれてきた。

④網代層堆積期に再び陥没が発生し、北西～西北西－南東～東南東方向の細長い沈降部はより明瞭になった。

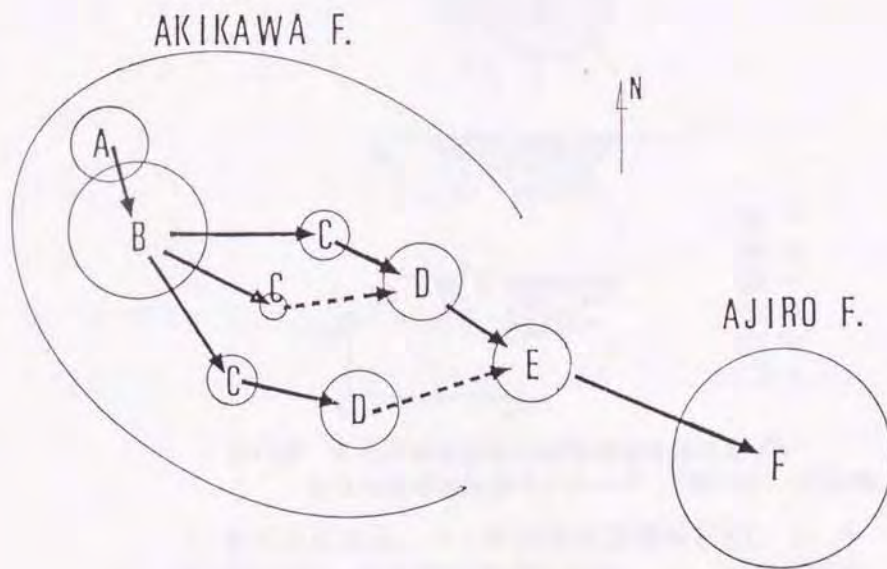
⑤堆積の中心は、上位の層準ほど東南東方向へと移動し、将棋倒し構造を示している（第9図、第10図）。この方向は基盤である中・古生界の西北西－東南東方向の構造と調和的であり、基本的には基盤の構造に支配されているといえる。五日市堆積盆地の地質構造発達のモデルを第11図に示す。



第9図 西北西-東南東方向の断面にみる沈降中心部の移動

等層厚線図にもとづいて作成した西北西-東南東方向の各堆積期の層厚。

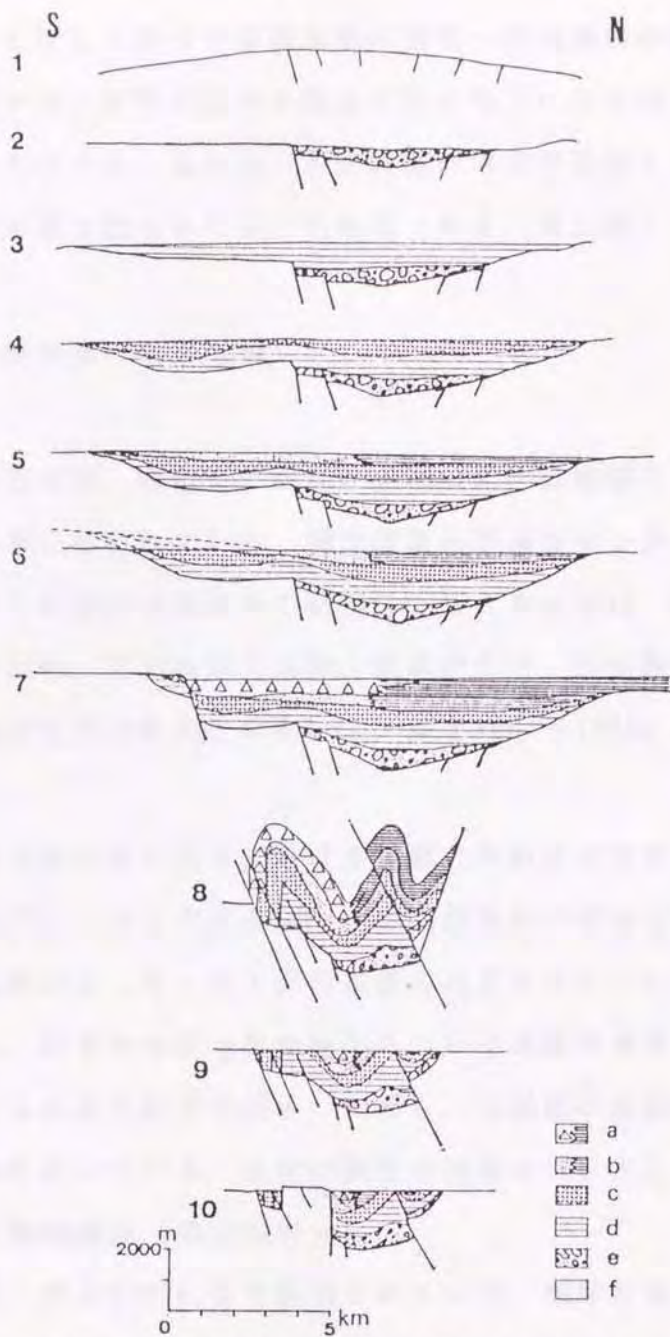
1. 幸神礫岩部層堆積期, 2. 小庄泥岩部層堆積期, 3. 羽生~高尾凝灰岩部層堆積期, 4. 伊奈砂岩~横沢砂岩泥岩部層堆積期, 5. 網代層堆積期



第10図 沈降中心部の移動を示す模式図 (五日市盆地団体研究グループ 1981を一部改変)

A~Fは各部層の堆積期における沈降の中心部を示す

- A: 幸神礫岩部層堆積期, B: 小庄泥岩部層堆積期, C: 館谷泥岩部層 (羽生凝灰岩部層を含む) 堆積期, D: 高尾凝灰岩部層堆積期, E: 横沢砂岩・泥岩部層堆積期, F: 網代層堆積期
 円の大きさは最大沈降部の層厚の相対的違いを示す



第11図 五日市堆積盆地の地質構造発達史モデル
 五日市盆地団体研究グループ(1981)に一部加筆.

1: 盆地発生直前, 2: 幸神礫岩部層堆積期, 3: 小庄泥岩部層~館谷泥岩部層堆積期, 4: 高尾凝灰岩部層堆積期, 5: 横沢砂岩・泥岩部層堆積期, 6: 秋川層削はく期, 7: 網代層堆積期, 8: 褶曲期, 9: 侵食期, 10: 鮮新世末以後 a: 網代層, b: 横沢砂岩泥岩部層, c: 高尾凝灰岩部層, d: 館谷泥岩部層~小庄泥岩部層, e: 幸神礫岩部層, f: 基盤

2 五日市—多摩川帯について

地表調査をもとにして五日市堆積盆地の発生～発展過程の特徴をあきらかにしたが、この項では、東側に広がる関東平野の地下にみられる五日市—多摩川帯の特徴についてのべる。五日市—多摩川帯は筆者が提起したもの（足立 1994）で、五日市堆積盆地もふくんだ凹地帯である（第12図）。

2-1 関東平野西縁の地下地質

関東平野西縁部では、数がまだ少ないとはいえ、他地域に比べると比較的多くの層序試錐がおこなわれている。国立防災科学技術センターは、府中市で深さ2783mに達する地殻活動観測井の掘削を、また東京都は、昭和53～59年にかけて八王子大和田町、立川市富士見町、武蔵村山市、西多摩郡瑞穂町、府中市武蔵台、東村山市久米川町などにおいて、深さ400～1000mの層序試錐を実施した。

筆者は、関東平野西縁の地下における基盤と中新統の分布および構造をあきらかにする目的で、これらの岩芯について試錐資料の整理と検討をおこなった。このうち、東京都のおこなった上記の試錐の岩芯6本については実際に観察することができた。府中の地殻活動観測井については報告書をもとにして検討した。以下にこれらの検討結果を示す。ただし、各試錐の地層区分と各層の深度は、従来の報告に従っている。試錐の深度は地表を0mとしたときの値である。

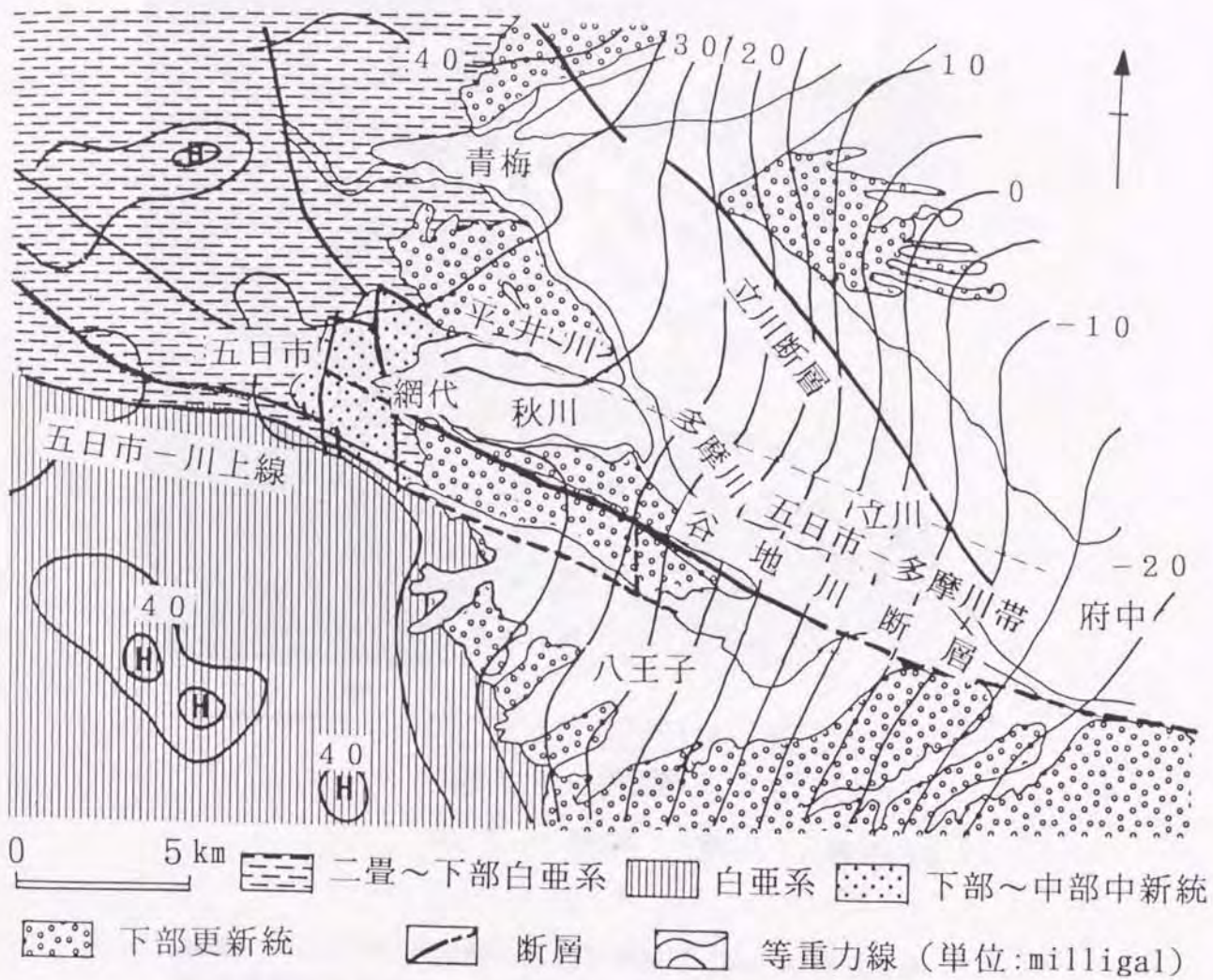
(1) 府中地殻活動観測井（第13図のa）

この観測井は、深さ2783mまで掘削されている。層序と層相は、鈴木・高橋（1985）によって以下のように報告され、地層はA～E層の5層に区分されている（第14図）。

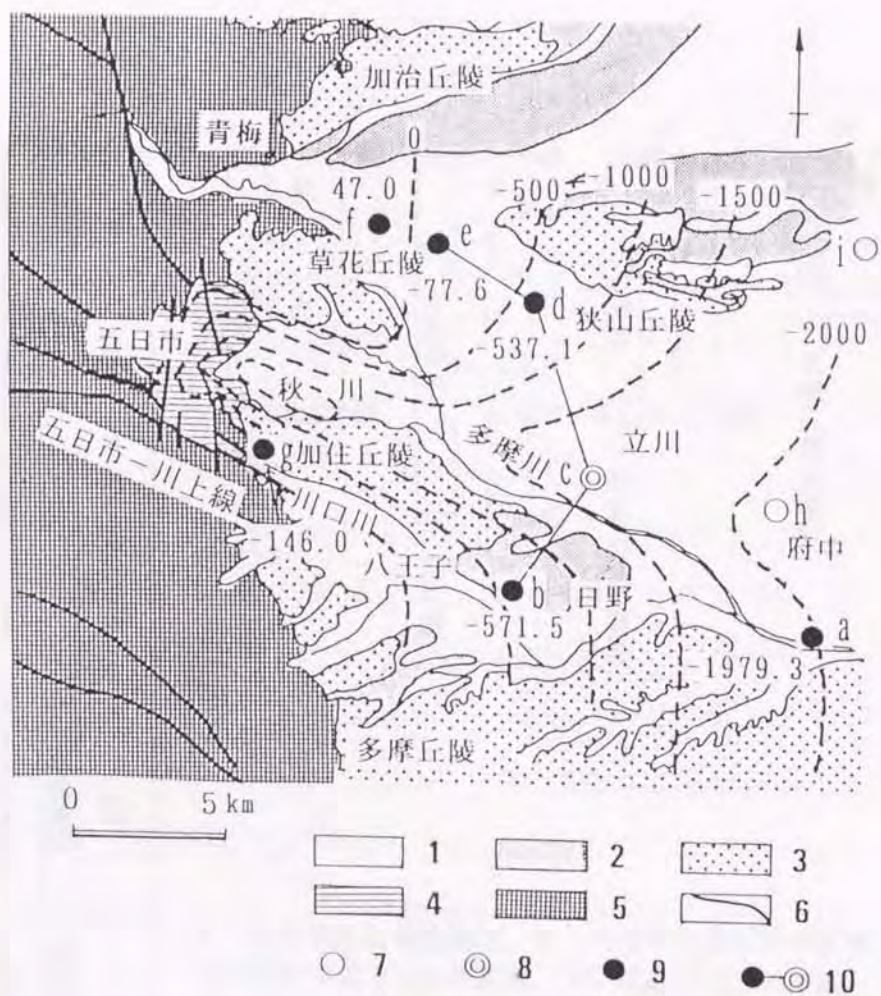
A層(0～14m): 砂礫層。

B層(14～1061m): 上部からB1～B8層に細分され、上・下部はおもに砂～砂礫層、中部はおもにシルト～砂質シルト層。

C層(1061～1494m): 上部からC1～C3層に細分され、上部と下部はおもに砂礫



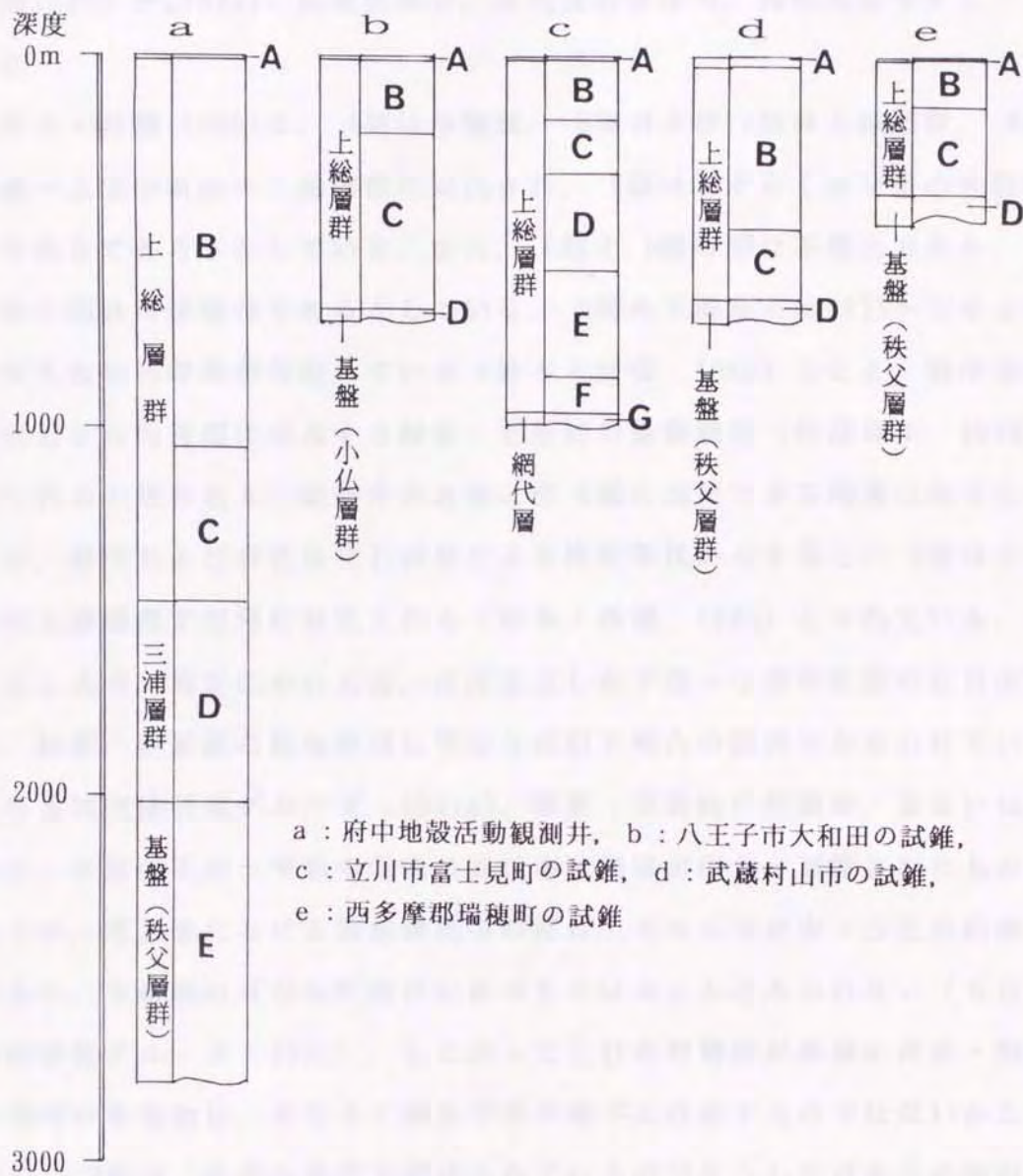
第12図. 五日市盆地および関東平野西縁の地質概略。(足立 1994)
 等重力線は、広島ほか(1986)による。Hは高重力域。この図中の東縁で谷地川断層(足立, 1993)と多摩川断層(藤本, 1930)がほぼ重複し、多摩川断層はさらに東方へ伸びる。



第13図 関東平野西縁部の基盤等深線図 (図中の数値は基盤到達深度を海拔0 mを基準にしてあらわしたものである)。(足立 1994)

1: 完新統, 2: 中部更新統, 3: 鮮新-下部更新統, 4: 下部~中部中新統, 5: 中・古生界, 6: 断層, 7: 中新統および中・古生界に到達していない試錐, 8: 中新統に到達している試錐, 9: 中・古生界に到達している試錐, 10: 凹地帯の南北地下断面線, a~g: 試錐位置 (a: 府中地殻活動観測井, b: 八王子市大和町, c: 立川市富士見町, d: 武蔵村山市, e: 西多摩郡瑞穂町, f: 羽村市, g: 上川口, h: 府中市武蔵台, i: 東村山市久米川町)

試錐 a, c は海拔 -1016.3 m, -896.4 m で中新統に達し, 試錐 h, i は海拔 -635.6 m, -642.7 m まで掘削されたが, 中新統にも基盤にも達していない。



第14図 各試錐柱状にみる地層区分と対比

層，中部はおもにシルト層。

D層(1494～2022m)：上部からD1～D4層に細分され，砂岩，礫岩およびシルト岩主体。

E層(2022～2783m)：灰黒色砂岩，黒色頁岩主体で，緑色岩類やチャートをはさむ。

鈴木・高橋(1985)は，A層は沖積層，B層およびC層は上総層群，D層は鮮新統～上部中新統の三浦層群に対比され，E層はおそらく秩父帯の地層群に対比されるであろうとしている。また，C層とD層の間は不整合であり，B層とC層の間はほぼ整合であるとしている。B層の下部からはN21～22を示す浮遊性有孔虫化石群集が産出している(鈴木・高橋 1985)ことと，層序およびその層相から地表部に分布する鮮新～更新統の飯能礫層(竹越ほか 1979)に対比されると思われる。観測井の近傍にはC層に対比できる地層は知られていないが，層序および有孔虫化石群集による推定年代からすると，C層は上部鮮新統の上総層群下部層に対比される(鈴木・高橋 1985)とされている。

ところで，地表においては，ほぼ直立した下部～中部中新統の五日市町層群が，鮮新～更新統の飯能礫層に明瞭な傾斜不整合の関係でおおわれている(五日市盆地団体研究グループ 1981a)。鮮新～更新統の堆積時，あるいはそれ以前に，多量の下部～中部中新統の五日市町層群が侵食・運搬されたものとみられるが，地表部における飯能礫層中の礫は，その大半が中・古生界起源のものであり，中新統の五日市町層群起源のものはほとんどみられない(五日市盆地団体研究グループ 1981)。したがって五日市町層群が多量に侵食・削剥された当時の堆積物は，おそらく関東平野の地下に存在するのではないかと推定される。D層は，多量の礫岩で構成されているのでそうした点からの検討が今後必要であろう。またこの層相は，関東山地が全般的隆起をはじめた頃の堆積物を示す可能性も考えられる。D層の中からはBlowのN21?～N17を示す浮遊性有孔虫化石群集が産出しており，これは上部中新統～鮮新統の三浦層群に対比されている(鈴木・高橋 1985)。

以上をまとめると，この府中地殻活動観測井では，直接に基盤を上部中新統～鮮新統の三浦層群が不整合におおい，その上位に鮮新統～更新統が重なって

いて、下部～中部中新統は欠除しているといえる。

(2) 八王子市大和田町の試錐（第13図のb）

八王子市大和田町2丁目における深さ701.5mの層序試錐では、層序はA～D層の4層に区分（川島ほか 1984）されている（第14図）。

A層(0～9.0m):下位は砂礫層，上位は火山灰層。

B層(9.0～215.5m):シルト層，砂層，砂礫層の互層。

C層(215.5～680.7m):含礫砂質シルト層。

D層(680.7～701.5m):黒色頁岩層。

川島ほか（1984）は，A層は関東ローム層と段丘礫層に，B～C層は上総層群に，D層は先新第三紀の小仏層群に対比されるとしている。C層の含礫砂質シルト層とされているもののうち，675.2～679.1mは礫層であり，おもに先新第三系起源の中粒砂岩の円～亜円礫からなり，新第三系起源のものは少ない。基質は，淘汰不良の中粒砂である。また，679.1～680.7mは粗～中粒砂層で，粒子は比較的円磨されている。

この試錐では，上総層群が基盤を直接不整合におおっており，中新統は欠除している。

(3) 立川市富士見町の試錐（第13図のc）

立川市富士見町3丁目では，深さ1003.3mの層序試錐がおこなわれ，層序は地表から孔底へむかってA～Gの7層に区分（遠藤ほか 1978）されている（第14図）。深度と層相は次の通りである。

A層(0～8.9m):砂礫層。

B層(8.9～180.2m):シルト層，砂層，砂礫層の互層。

C層(180.2～270.1m):主に砂層。

D層(270.1～593.2m):主に固結した砂質シルト層。

E層(593.2～866.0m):主に固結した砂層。

F層(866.0～970.9m):主に固結したシルト層。

G層(970.9m～):粗粒砂岩。

遠藤ほか（1978）は，A層を沖積層，B～E層を層相や産出化石より上総層群に対比している。F層は，上位のE層とは不整合の関係にあるものと考え，

これまで、東京において実施された試錐では確認されていないことから、その位置づけは不明だとしている。また、G層はF層とは不整合の関係にあり、五日市盆地の中新統の緑色砂岩を主体とする伊奈砂岩部層に類似するとしている。

F層は、主にシルト層からなるが火山灰質であり、径1cm前後の亜円～亜角礫をふくむこと、亜炭層が数枚は含まれること、地層の傾斜が10～30°であること（遠藤ほか 1978）などの特徴をもっており、地表での飯能礫層下部層（竹越ほか 1979）の層相に酷似している。このため、筆者は、F層は鮮新～更新統の飯能礫層下部層に対比するのが妥当であると考え、またG層は、緑色～緑灰色の粗粒砂岩からなるが、頁岩の薄層をはさみ、砂岩層中には最大径3cmの淘汰の悪い粘板岩の角礫や新第三系起源の泥岩、細粒凝灰岩の偽礫などをふくむこと、礫の長径が60～80°の傾斜を示しながら混入するという特徴をもつこと（遠藤ほか 1978）、および層序からすると、これと同じ層相を示す地表における中新統の最上部層の網代層（五日市盆地団体研究グループ 1981）に対比するのが妥当であろう。

この試錐は、基盤まで達していないが、地震波による地下構造の解析（笠原ほか 1976；首都圏基盤構造研究グループ 1979）からこの地点での基盤深度は1700～2000mと推定され、従って中新統の厚さは約800～1000mと見積もられる。この中新統を不整合におおって鮮新～更新統以後の地層が重なっている。

(4) 武蔵村山市の試錐（第13図のd）

武蔵村山市大字三ツ木でおこなわれた深さ703.4mの層序試錐では、層序はA～Dの4層に区分（川島・川合 1980）されている（第14図）。

A層(0～31.3m): 下位は砂礫層、上位は火山灰層。

B層(31.3～475.0m): シルト層、砂層、砂礫層の互層。

C層(475.0～661.5m): 粘土混じり砂礫層。

D層(661.5～703.4m): 粘板岩、細粒砂岩、チャートからなる地層。

川島・川合(1980)は、A層は立川ローム層、立川砂礫層、B～C層は上総層群、D層は先新第三系おそらく古生層に対比されるとしている。C層は、五日市町層群起源のものと思われる淡緑色中粒砂岩や灰緑色粗粒砂岩の円～亜円礫を多量にふくみ、最大礫径30cm、平均礫径3cmで、花崗閃緑岩や秩父層群起

源のチャート，砂岩の円～亜円礫などもふくんでいる（川島・川合 1980）．
層序関係および層相からすると地表にみられる飯能礫層上部層（竹越ほか，1979）に相当するものとみられる．

この試錐では，基盤を鮮新～更新統の飯能礫層が直接に不整合におおい，中新統は欠除している．

(5) 西多摩郡瑞穂町^{みずほ}の試錐（第13図のe）

西多摩郡瑞穂町における深さ402.5mの層序試錐では，層序はA～D層の4層に区分（川島ほか 1985）されている（第14図）．

A層(0～4.3m):下位は砂礫層，上位は火山灰層．

B層(4.3～135.3m):シルト層，砂層，砂礫層の互層．

C層(135.3～369.9m):粘土混じり砂礫層．

D層(369.9～402.5m):頁岩，砂岩からなる地層．

川島ほか（1985）は，A層は立川ローム層と段丘砂礫層，B～C層は上総層群に対比され，D層は先新第三系の秩父層群に対比されるとしている．ただし，D層上部にみられる砂岩層は，硬度が低いことから秩父層群よりも新しい層準に対比される可能性もあるとしている．さらに，この砂岩層はおもに緑～緑灰色の砂岩，頁岩の小岩塊からなる混合層である（川島ほか 1985）ともしており，筆者は，武蔵村山市における試錐のC層と同じ特徴を示す飯能礫層上部層（竹越ほか 1979）に相当する可能性が強いと考えている．

この試錐では，武蔵村山市における試錐と同様に基盤を鮮新～更新統の飯能礫層が直接に不整合におおっているとみられる．いずれにしても本試錐には中新統はみられない．

(6) 府中市武蔵台の試錐（第13図のh）

府中市武蔵台2丁目における深さ706.0mの層序試錐では，層序はA～C層の3層に区分（遠藤ほか 1981）されている．

A層(0～7.1m):下位は砂礫層，上位は火山灰層．

B層(7.1～291.2m):シルト層，砂層，砂礫層の互層．

C層(291.2～706.0m):砂質シルト層．

遠藤ほか（1981）は，A層は関東ローム層と段丘礫層，B層は東京層群，C

層は上総層群に対比されるとしている。東京層群という地層名は、試錐資料などをもとに細分された東京層の新たな地層名として遠藤（1979）などが提唱しているものである。下総層群にほぼ相当する。

この試錐は中新統には達していない。地震波による地下構造の解析（笠原ほか 1976；首都圏基盤構造研究グループ 1979）からこの地点での基盤深度は約2000mと推定されるが、中新統の分布・層厚はあきらかではない。

(7) 東村山市久米川町の試錐（第13図の i）

東村山市久米川町2丁目における深さ706.3mの層序試錐では、層序はA～F層までの6層に区分（川島・川合 1983）されている。

A層(0～9.0m):下位は砂礫層，上位は火山灰層。

B層(9.0～46.9m):下位は砂礫層，上位は粘土混じり砂礫層。

C層(46.9～148.2m):砂質シルト～シルト層。

D層(148.2～357.9m):シルト層，砂層，砂礫層の互層。

E層(357.9～477.5m):砂層。

F層(477.5～706.3m):砂質シルト層。

川島・川合（1983）は、A層は関東ローム層，武蔵野砂礫層，B～C層は東京層群（下総層群にほぼ相当する），D～F層は上総層群に対比されるとしており，中新統には達していない。地震波による地下構造の解析（笠原ほか 1976；首都圏基盤構造研究グループ 1979）からこの地点での基盤深度は，府中市武蔵台の試錐と同様に約2000mと推定されるが，中新統の分布・層厚はあきらかではない。

(8) その他の試錐（第13図の f， g）

以上の試錐資料のほかに，新藤（1969）によってまとめられた深井戸の資料がある。これによれば，羽村市（第13図の f）では地表面から185mで，また上川口付近（第13図の g）では116mと128mで基盤の秩父層群に到達している。これらの深井戸では，中新統を欠いて直接，鮮新～更新統以後の地層が基盤を不整合におおっている。

2-2 五日市～多摩川帯の特徴

(1) 凹地帯の存在

層序試錐の検討結果と五日市盆地周辺の地表調査を総合して、中・古生界の基盤までの等深線を第12図に示す。ただし、深度を示す数値は、地表面からの深さではなく、海拔 0m を基準としたものである。

府中市での基盤深度は地殻活動観測井（第13図の a）で海拔 -1979.3m（地表面からの深度 -2022m）である。また、その西北西の立川市富士見町（第13図の c）では、海拔 -896.4m（地表面からの深度 -970.9m）で中新統に到達しているが、地震波による地下構造の解析の結果（笠原ほか 1976；首都圏基盤構造研究グループ 1979）からみると基盤までの深度は海拔 -1700~2000m 前後と推定される。したがってこの地点での下部~中部中新統の厚さは800~1100m であると思積られる。

これに対し、八王子市（第13図の b）での基盤深度は -571.5m（地表面からの深度 -680.7m）、武蔵村山市（第13図の d）では -537.1m（地表面からの深度 -661.5m）である。瑞穂（第13図の e）や加住丘陵（第13図の g）ではさらに浅くなりそれぞれ海拔 -77.6m（地表面からの深度 -369.9m）、-146.0mで、羽村市（第13図の f）では海拔 47.0m（地表面からの深度 128m）である。これらは、立川市での基盤深度と比較するとかなり浅いことを示している。八王子市、立川市、武蔵村山市の基盤深度を比較した場合、八王子市で -571.5m、武蔵村山市で -537.1m であるので、立川市で推定されている -1700~2000m の基盤深度との間には、1150~1450m の比高差がある。

また、基盤を不整合におおっている中新統の層厚にも違いがみられ、八王子市・武蔵村山市・瑞穂などでは中新統は欠層しているが、立川市の地下では、層厚800~1100m の中新統が堆積していると推定される。さらに、鮮新-更新統以後の地層は、八王子市や武蔵村山市では、基盤を直接おおっており、海拔 0m より下にそれぞれ層厚571.5m、537.1m 堆積している。立川市では896.4m 堆積している。その層厚差は300~350m である。

このように立川市付近の地下では、北方の武蔵村山市・瑞穂や南方の八王子市に比べて基盤の深度が深く、中新統も厚く堆積している。また、鮮新-更新

統以後の地層の層厚も厚く、この地下に凹地が存在していることを示している。

一方、地表部では、立川市の西北西に位置する五日市盆地に最大積算層厚3000mの中新統が発達している。五日市盆地に分布する下部～中部中新統は、前述したように北西-南東ないし西北西-東南東方向にのびる沈降軸をもち、堆積の中心は上位層準ほど東南東方向へと移動する将棋倒し構造を示す（五日市盆地団体研究グループ 1981）。立川市はこの沈降中心の移動方向にあたり、立川市富士見町の試錐は、五日市盆地に分布する最上部の網代層とみられる中新統の地層にまで達している。地表における中新統の分布は、北縁および南縁を西北西-東南東方向の断層によって限られており、南縁の断層は五日市-川上線（矢部 1925）である。

以上のように、地表にあらわれている五日市盆地の中新統は、関東平野の地下でも東南東方向へと連続し、この中新統の分布地域では、それ以北や以南の地域より基盤深度が深いとみられ、前述の試錐結果もそのことをうらずけている。つまり、五日市盆地から東南東方向の立川市にかけての地域に、基盤深度の深い凹地帯が存在していると推定される。

筆者は、地表部における断層ののびの方向、層序試錐による基盤の分布、等重力線の形状などから、凹地帯の北側は平井川-立川市を結ぶ線付近を通るのではないかと想定している（第12図）。地表部において五日市盆地の北縁と平井川付近には、中新統の秋川層を切る東西および西北西-東南東方向にのびる断層が存在するが（第4図、五日市盆地団体研究グループ 1981）、盆地の北東縁でこれらの断層は一体となる傾向にある。この断層が凹地帯の北縁を境し、平野側へと連続するであろうと考えている。凹地帯の南縁は五日市-川上線（矢部 1925）ないしは谷地川断層（足立 1993）で境されているものとみられる。谷地川断層は、関東平野に半島状に突き出した加住丘陵を北丘陵と南丘陵に境する西北西-東北東にのびる断層で、中新統の五日市陥没盆地の初期陥没の一辺を規定する北落ちの正断層の延長部にあたる。その活動履歴は少なくとも前～中期中新世にまでさかのぼり、鮮新世から更新世にも数回にわたって活動し、現在もなお活動している断層である（足立 1993）。

(2) 凹地帯の南北断面

凹地帯に直交する方向の八王子，立川，武蔵村山，瑞穂の層序試錐資料を結んだ南北方向の地下断面を第15図に示す。凹地帯は，下部～中部中新統と鮮新～更新統の飯能礫層相当層によって埋積されており，飯能礫層相当層が一部オーバーラップの関係でおおっている。

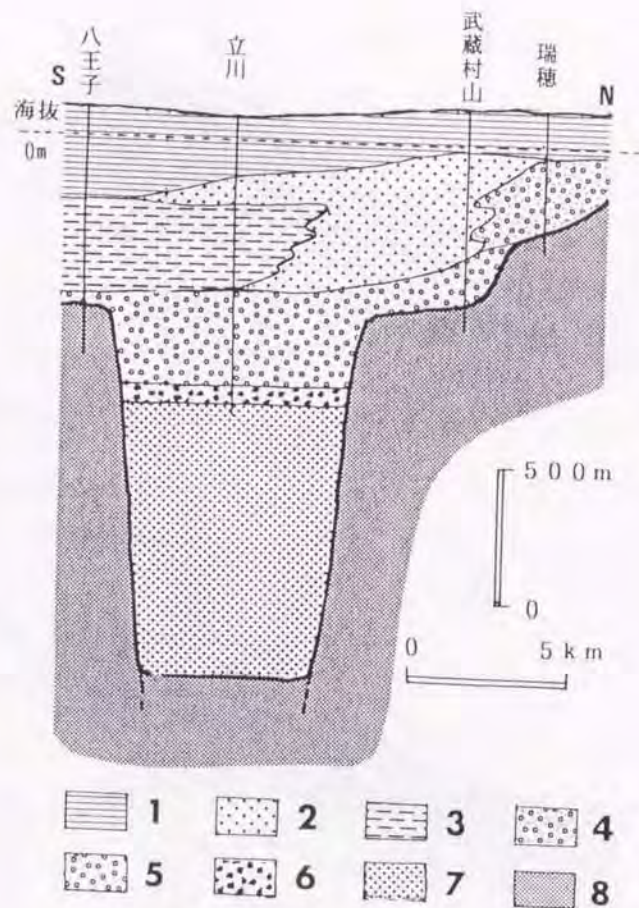
八王子，武蔵村山，瑞穂の試錐では基盤深度が極めて浅く，また，これらの試錐はいずれも下部～中部中新統が欠層し，飯能礫層相当層が基盤の上を直接不整合でおおっている。これに対して立川市富士見町での基盤は前述のように中新統におおわれ，基盤深度は-1700～2000m程度と見積もられるので，基盤の中に深さ1150～1450mほどの凹地が形成されていると推定される。

(3) 凹地帯の東西断面

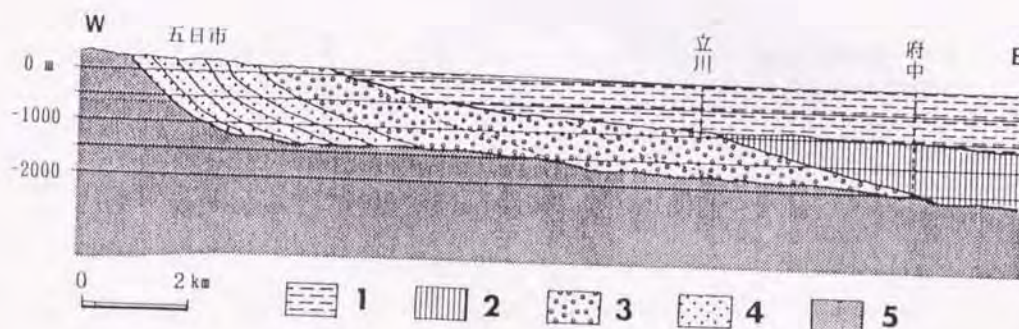
凹地帯に沿った東西方向の地下断面を第16図に示す。これは地表における秋川層・網代層の調査結果，立川市富士見町および府中市の地殻活動観測井の試錐結果にもとづいて作成したものである。また地震波による地下構造の解析の結果を参考にした。

地表調査からすると中新統の秋川層・網代層は，沈降の中心部が東南東側へ移動する将棋倒し構造を示しており，地表部での網代層の厚さは700m以上である。堆積の沈降中心部の移動方向にあたる立川市富士見町では，前述したように試錐結果と地震波による地下構造の解析の結果から，下部～中部中新統の厚さは800～1100m程度であると見積もられる。したがって地表部において網代層が700m以上の厚さを持っていることを考慮に入れると，この付近では秋川層はほとんど発達しないか，発達したとしても極くわずかであると考えられる。また，立川市富士見町の東南東側にあたる府中市の地殻活動観測井では，基盤の秩父層群が海拔-1979.3m以深に存在する。基盤の直上にはN21?～N17の浮遊性有孔虫化石群集を含む上部中新統の三浦層群相当層が不整合で重なっており，下部～中部中新統は欠除している（鈴木・高橋 1985）。

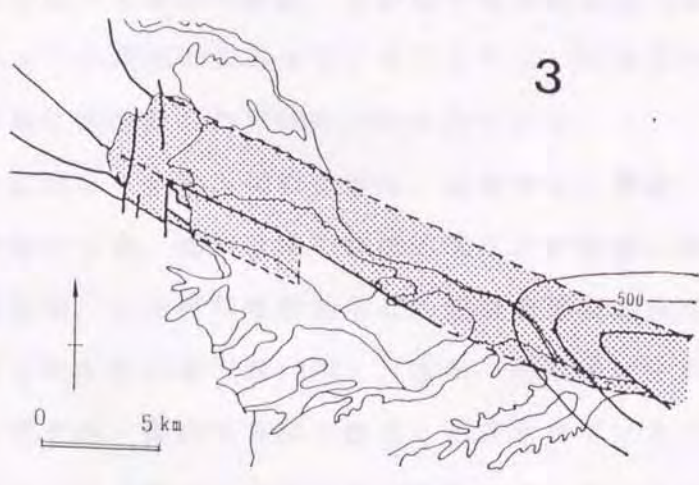
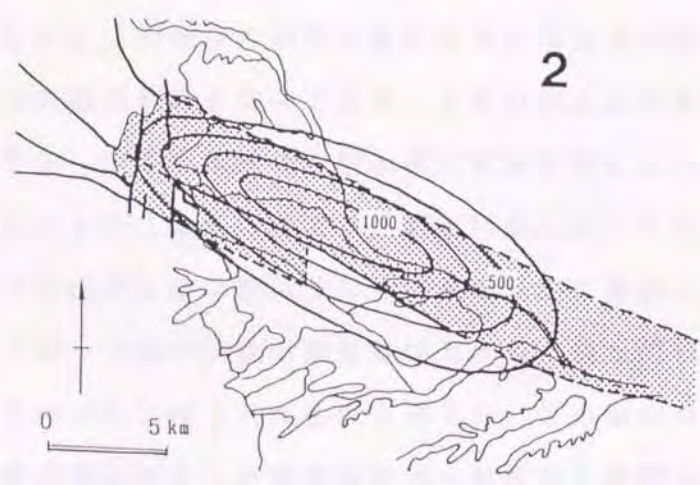
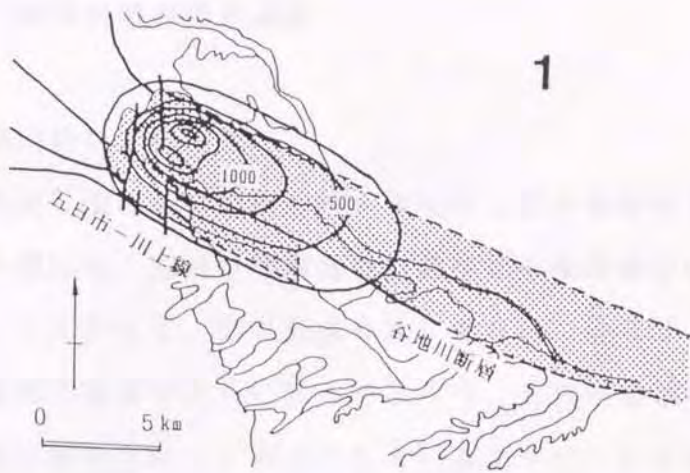
地表にみられる五日市盆地の中新統をふくめて，凹地帯にそった東西断面でみると，秋川層，網代層，三浦層群相当層の堆積期になるにつれ，次第に堆積盆地の沈降の中心部が東南東側へ移動する将棋倒し構造を呈している（第16，17図）。



第15図 凹地帯の南北地下断面図。(足立 1994)
 1~6: 上総層群 (1: 主にシルト・砂礫互層, 2: 主に砂層, 3: 主に砂質シルト層, 4: 主に粘土混じり砂礫層, 5: 主に砂礫層, 6: 主にピート質礫混じりシルト層 [5, 6は飯能砂層相当層]), 7: 中新統, 8: 中・古生界



第16図 凹地帯の東西地下断面図。(足立 1994)
 1: 上総層群, 2: 上部中新統, 3~4: 下部~中部中新統 (3: 秋川層, 4: 網代層), 5: 中・古生界



第17図 五日市-多摩川帯における堆積盆地の移動。(足立 1994)

1. 秋川層の等層厚線
2. 網代層の等層厚線
3. 三浦層群の等層厚線

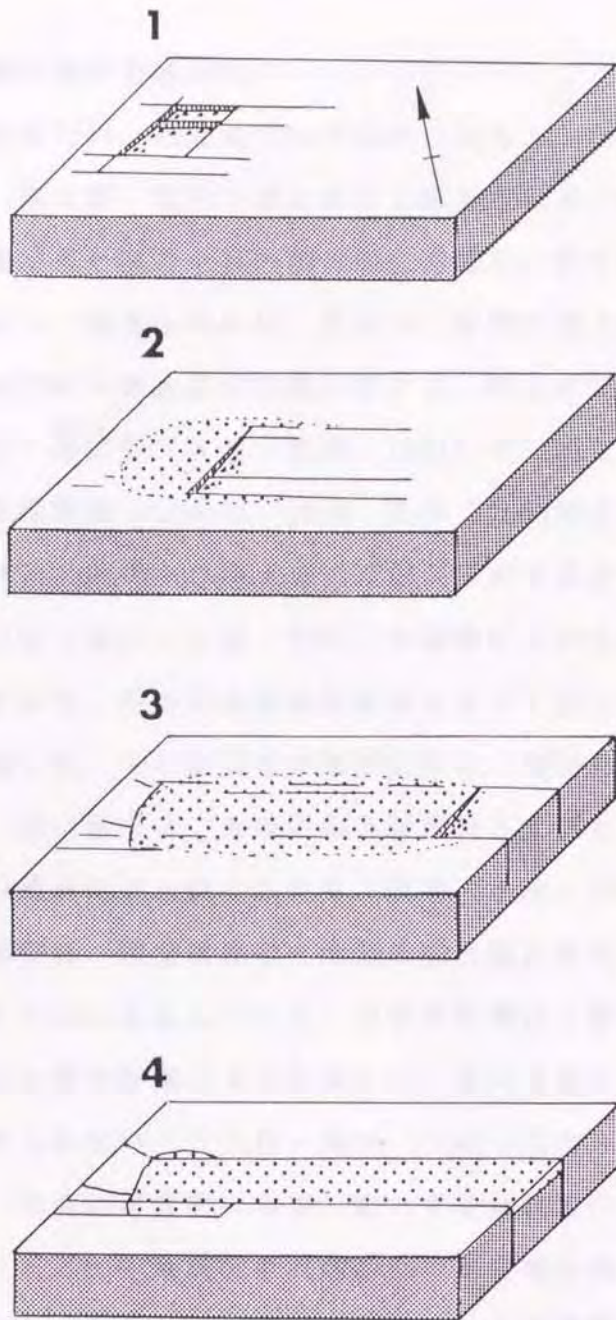
網模様は五日市-多摩川帯の推定される現在の形態を示している。図中の数値の単位は m である。

2-3 五日市-多摩川帯の形成過程

(1) 五日市-多摩川帯の形成年代

五日市-多摩川帯を限る北側の西北西-東南東方向の境界および南側の西北西-東南東方向の境界は、五日市堆積盆地の発生期の陥没壁の位置とその方向に一致している。したがって、凹地形成のはじまりは、少なくとも下部~中部中新統の堆積盆地発生期までさかのぼるであろう。五日市盆地の中新統の等層厚線図と堆積盆地の移動方向にもあらわれているように、中新統の堆積盆地は凹地帯の南北の幅とその方向に規制されつつも凹地帯の外側にまで広がっていたとみられる。しかし、凹地帯の南縁にあたる五日市盆地南縁の五日市-川上線は下部~中部中新統の地層を切っており、それ以南には中新統が分布していないことから、下部~中部中新統の堆積以後の断層活動によって凹地帯の縁辺がよりはっきりしたといえよう。つまり、断層活動によって五日市-川上線以南および平井川と立川市を結ぶ線以北の地塊が相対的に隆起し、凹地帯の外側に分布していた下部~中部中新統の地層は侵食され、最も深い凹地に堆積した中新統が削剥をまぬがれて残されたものと考えられる。この削剥の時期は、おそらく関東山地が全般的隆起に入った後期中新世~鮮新世と推定される。なお、凹地帯に分布する地層の上部には鮮新-更新統の飯能礫層相当層が存在し、かつ一部オーバーラップの関係でおおっていることから、凹地帯の縁辺は飯能礫層相当層の堆積時期に再活動した可能性が残されている。

以上のように五日市-多摩川帯の発達には、基盤の古い構造、中新統の堆積盆地の発生や中新統の分布、堆積盆地の移動方向などが密接に関係し、秋川層堆積期、網代層堆積期、三浦層群堆積期などの陥没盆地の形成などによって、より成長したものと考えられる(第18図)。また、凹地帯は、五日市盆地から多摩川にかけての西北西-東南東方向に細長く形成されていることが推定され、その南縁は五日市-川上線ないしは谷地川断層によって、また北縁は平井川-立川市を結ぶ線付近でほぼ境されていると考えられ、その幅は3~5km、長さは25km以上におよび、基盤の中にみられる凹地の深さは1150~1450m程度であるとみられる(第15図)。



第18図 五日市-多摩川帯の形成過程。(足立 1994)

1 秋川層堆積期

陥没盆地が発生し、海進が生じ、主に礫岩・砂岩・泥岩が堆積した。

2 網代層堆積期

海底下で陥没盆地が発生し、堆積の中心は東南東へ移動し、角礫岩・砂岩・泥岩が堆積した。

3 三浦層群堆積期

堆積の中心は、さらに、東南東側へと移動し、同時に関東山地は全般的な隆起の時期に入り、凹地帯の縁辺が鮮明になってきた。

4 三浦層群堆積期以後

その後の地殻変動を受け、凹地帯の縁辺は一層鮮明となった。

(2) 五日市－多摩川帯の形成要因

関東山地は東西約70km、南北約60kmの広がりを持ち、山地を構成する基盤は、北から三波川帯、秩父帯、四万十帯に大きく区分される。前述のように五日市－多摩川帯は、秩父帯と四万十帯の境界部に発達し、秩父層群を基盤として凹地帯を形成している。関東山地には、五日市－多摩川帯と同様に、西北西－東南東方向にのびる凹地や構造帯が複数存在する。例えば三波川帯の北側に接して発達する下仁田－滑川帯（武井・小池 1981）や、秩父帯北帯と南帯の境界部に発達する山中地溝帯（Harada 1890；武井 1963など）などである。

下仁田－滑川帯は、武井・小池（1981）が下仁田構造帯（新井ほか 1966）と比企丘陵の滑川帯（武井・小池 1981）を連続させたもので、幅は3～6km、長さは50km以上であり、西端は本宿陥没盆地によって切られている。南縁および北縁は断層で境され、その縁辺は中期中新世に一層明確になり、また下仁田－滑川帯のうち、滑川帯では、その中および南側と北側とでは、基盤の構造を反映して中新統の構造に違いがみられる（武井・小池 1981）とされている。

一方、山中地溝帯は、秩父帯北帯と南帯の境界部に発達する凹地帯であり、幅2～4km、長さ40kmにおよんでいる。白亜系の礫岩・砂岩・泥岩などからなり、東方には秩父盆地の新第三系が分布する。秩父盆地の新第三系には地溝帯方向の構造が認められない（大久保・堀口 1969；山内 1977）として、地溝帯の形成年代は、白亜紀最後期～古第三紀と考えられている（小泉 1991）。秩父盆地の新第三系は山中地溝帯の北縁断層の延長部を境して、地層の層厚の変化がみられること、また、東部の横瀬地域では山中地溝帯の延長に沿ってとう曲が認められる（秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1991）ことなどから、筆者は、少なくとも前期～中期中新世にも山中地溝帯を限る縁辺断層が再活動した可能性が強いと考えている。

一般に、フォッサマグナにおける前期～中期中新世の堆積盆地の長軸方向は、北東－南西～北北東－南南西方向を示すものが多い（藤田ほか 1968）とされる。しかし、五日市盆地や秩父盆地などでは西北西－東南東方向を示し、東南東方向へ沈降の中心部が移動する将棋倒し構造をなしている。関東山地上に発生した堆積盆地がこうした西北西－東南東方向を示すのは、おそらく、他の地

域に比べて、基盤である中・古生界の基本構造に強く支配されているためであると考えられる。

以上のべたように、関東山地の凹地帯や構造帯は、いずれも地質系統を境する構造線などに沿っており、幅数km、東西方向の長さ20~50km以上にわたって発達し、前期および中期中新世頃に、基盤地塊は南北幅15~20kmの単元にブロック化されている。さらにこれらのブロックは南-北~北東-南西方向の断層によって、より小さなブロックに分割されている(第29図)。

地質累帯の境界がブロックの境界となっているが、例えば五日市-多摩川帯のような凹地帯は、堆積盆地の発生や引き続く堆積・沈降などで次第に成長し、その後、中期中新世後期~後期中新世以後にはじまる関東山地や北部フォッサマグナ中央隆起帯の大規模な隆起運動(フォッサマグナ地質研究会 1991)にともなって、関東山地の古い構造が再活動し、凹地帯や構造帯の縁辺がより鮮明化したものと考えられる(第18図)。

3 秩父堆積盆地の発生～発展過程

3-1 秩父堆積盆地の地質と構造

秩父堆積盆地の基盤は、秩父帯・山中地溝帯・三波川帯・御荷鉾帯などの中生代・古生代の地層で構成され、秩父帯の秩父層群は、主にチャート・粘板岩・緑色岩から、また、山中地溝帯の白亜系は主に砂岩・頁岩よりなる。三波川帯・御荷鉾帯は、結晶片岩や緑色岩などからなる。基盤の大局的な構造は、西北西-東南東方向である(第3図)。

これらの基盤の地層と新第三系は、不整合または断層の関係で接している。新第三系は主に礫岩・砂岩・泥岩などからなり、最大積算層厚は5000mに達し、東南東への将棋倒し構造(井尻・藤田 1949)を示す。

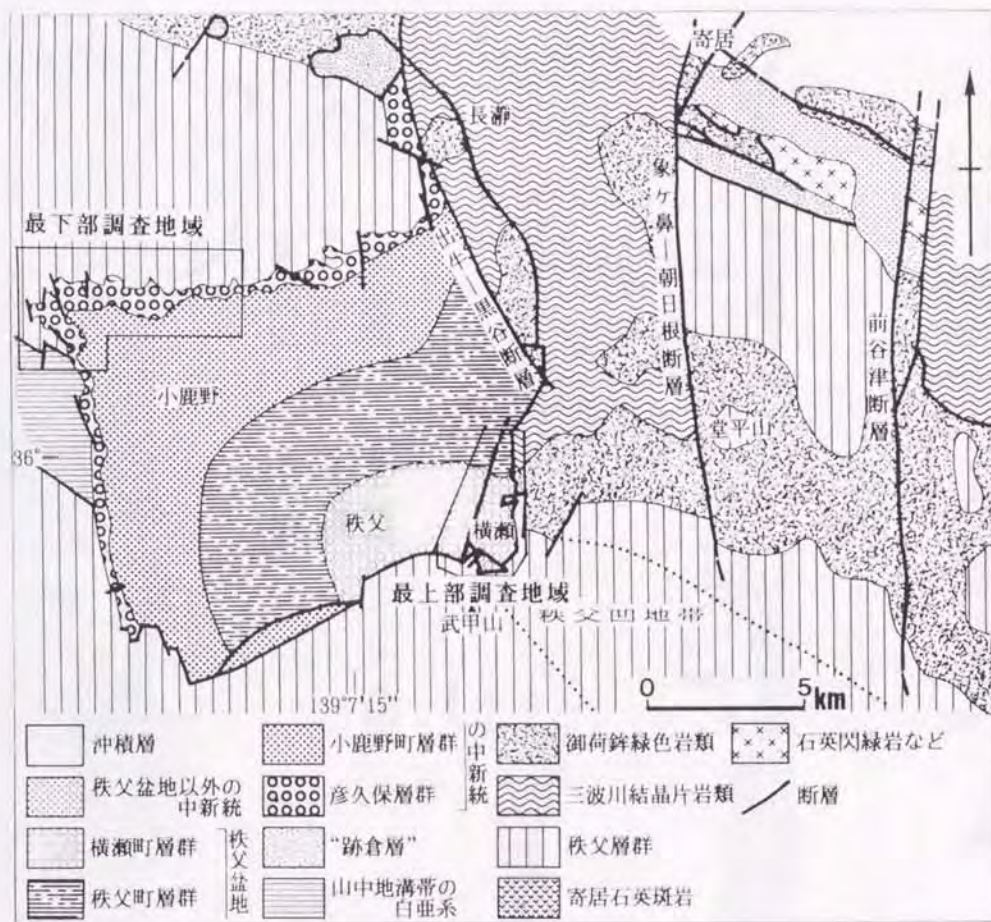
堆積盆地内の地層群は、西部と北東部では地層の走向は南北、北部では東西方向であり、全体としては逆S字(井尻ほか 1950)あるいはZ字型(渡部ほか 1950)の構造を示している(第19図)。

これらの地層群は下位より彦久保層群・小鹿野町層群・秩父町層群(Arai and Kanno 1960)・横瀬町層群(秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1991)に区分され、最下部の彦久保層群とその上位の小鹿野町層群の一部は、下位より牛首層・富田層・子ノ神層・宮戸層に区分される(第20, 21図)。これらは整合一連の地層群である。

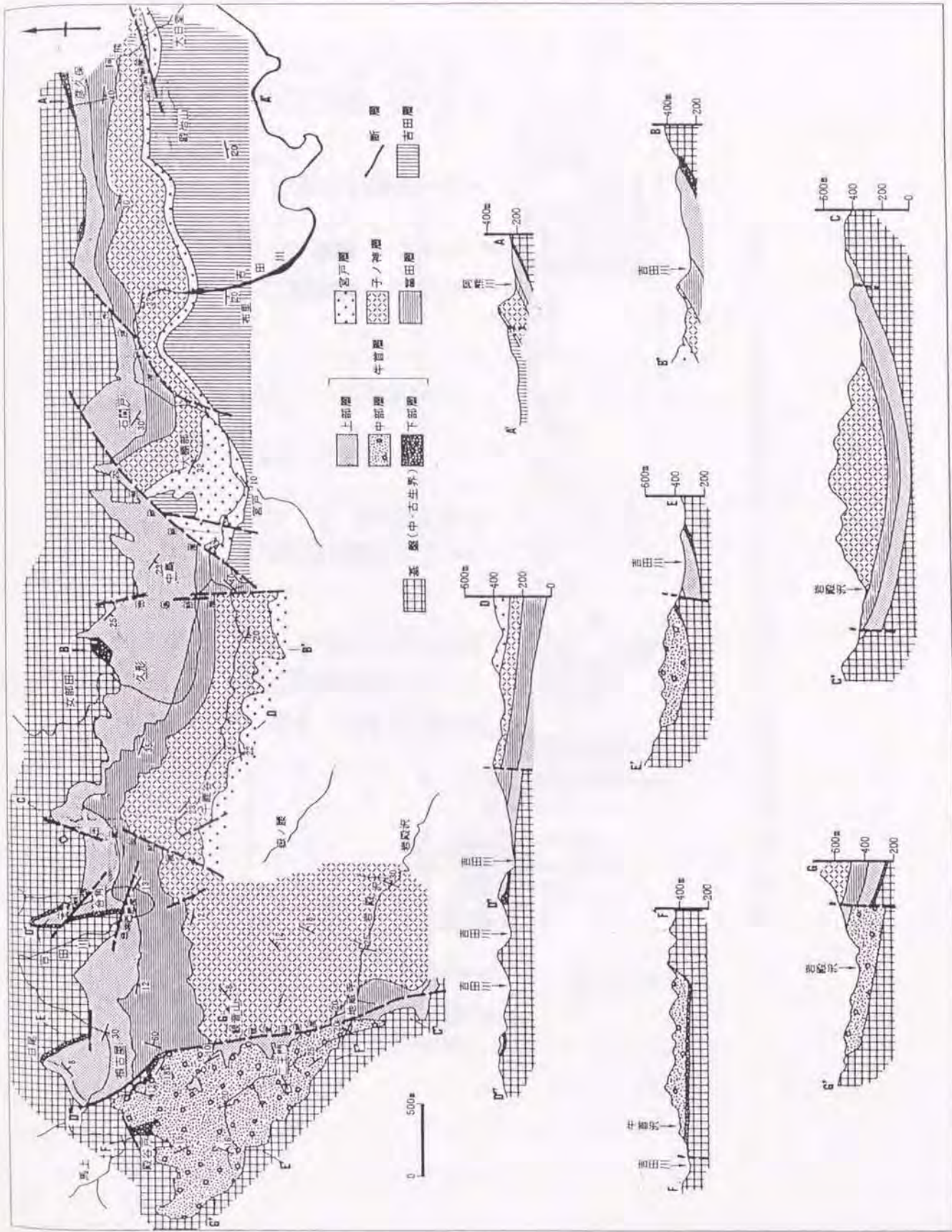
3-2 秩父堆積盆地新第三系下部層の層序と層相

(1) 牛首層

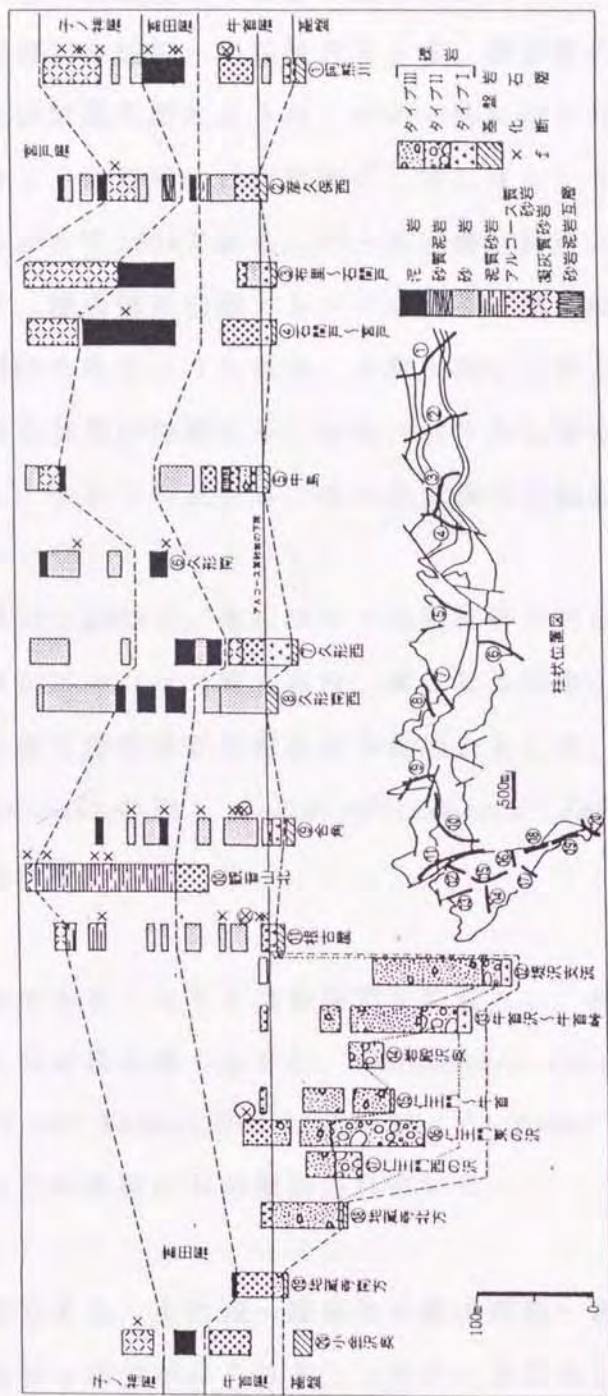
新第三系最下部層の牛首層は、基盤の秩父層群や瀬林層を顕著な傾斜不整合におおい、一部では断層関係で接している。不整合の形態は場所によって異なり、低角の不整合の場合もあれば、高角不整合の場合もある。高角不整合面は北北東-南南西、北西-南東、東西走向のものが多く、牛首層は高角不整合面に対してアバットしている。本層は層序と層相の特徴によって、下部層・中部



第19図 秩父堆積盆地周辺の地質（秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1994に一部加筆）



第20図 秩父堆積盆地北縁～北西縁の地質（秩父盆地地体研究グループ 原図）



第21図 秩父堆積盆地北縁～北西縁の柱状対比 (秩父盆地固本研究グループ 原図)

層・上部層に区分される。

下部層は角～亜角礫岩を主体とし、礫径は平均 5cm程度で、最大は25～30cmである。礫種はおもに基盤起源の砂岩、粘板岩、チャートなどである。基質は不淘汰な泥質細粒砂岩や細粒～中粒砂岩である。礫岩層の間に、厚さ1mから数十cmの中粒～粗粒砂岩層を数枚はさみ、その一部には平行葉理が弱く発達する場合がある。これらの砂岩層には炭質物がしばしばふくまれている。

中部層は層厚は最大で200mである。円～亜円礫岩層を主体とするが、上位ほど基質が多くなり、礫岩層に含礫アルコース質砂岩層や細～粗粒砂岩層がしばしばはさまれ互層状をなすようになる。本層上部には厚さ 2m 程度の砂岩層中に規模の大きな斜交葉理が発達する。堤沢付近で最も厚く南方へ向かうにつれて段階的に薄化し、やがて消滅する。また北東側では観音山断層をはさんで急激に消滅する。

上部層は層厚は50～100mで、主に細粒～極粗粒砂岩からなり、細礫岩を含む部分もある。全体にアルコース質であり、礫まじりの中～極粗粒のアルコース質砂岩が多い。一部に砂岩泥岩互層をはさむ場合もある。産出する化石は、*Crassostrea gravitesta*の礁、*Solen saitamensis*, *Kewia minuta*などのほか浅海を示す二枚貝が多い。

(2) 富田層

層厚は25～125mである。シルト岩や泥岩を特徴とし、極細～細粒砂岩を含む。一部にアルコース質砂岩を薄くはさむ。*Conchocele disjuncta*, *Dosinia* sp.などの他に、Arai and Kanno(1960)によって、*Lucinoma katayosensis*, *Macoma asagaiuta*などの産出化石が報告されている。

(3) 子ノ神層

層厚は125m程度である。主に緑～緑灰色の凝灰質細～粗粒砂岩からなり、クロスラミナが発達する部分がみられる。二枚貝・巻貝などの化石を多く含む。*Crassatellites* (s. s.) *pauillus*, *Turritella* (*Hataiella*) *chichibuensis*, *Patinopecten* sp., *Acila* sp. *Dosinia obata*などを産出する。この他、Arai and Kanno(1960)は多くの二枚貝の化石を報告している。

(4) 宮戸層

層厚は15~35m程度で、下部は泥岩層、上部は極細粒砂岩と砂質泥岩の互層である。*Chlamys* sp. , *Glycymeris* sp. , *Crassatellites pauxillus* , *Macoma arctata*などが報告されている (Arai and Kanno 1960) .

3-3 秩父堆積盆地最下部層の地質年代

秩父堆積盆地の最下部層の地質年代については、中期中新世であるとする報告や前期中新世であるとする報告がある。堆積年代を示す化石が確認されているのは富田層およびそれ以上の層準である。高橋ほか(1989)は富田層から産出した石灰質ナンノ化石がCN3-CN4 にあたり、前期中新世後期~中期中新世初期であるとした。また高橋(1992)は、Arai and Kanno (1960) による宮戸層からN.8 帯にあたる浮遊性有孔虫群集が産出したとして、宮戸層をふくむめてそれより上位の地層を中期中新世初期の堆積層であるとしている。層序および生層序の資料から最下部層には少なくとも前期中新世の堆積層が存在するとみられる。また、足立ほか(未公表)は、子ノ神層相当層の凝灰岩層の中からジルコンを抽出し、 15.6 ± 0.8 MaのF T年代を得ている。子ノ神層より下位の富田層、牛首層は、これらの資料から前期中新世の地層である可能性を支持している。

3-4 秩父堆積盆地の発生~発展過程

秩父堆積盆地の発生過程については、井尻ほか(1950)やArai and Kanno (1960) は、急傾斜地形を示す陸地が海進により堆積の場となったと考えた。藤田・亀井(1977)は陥没により堆積盆地が発生し、そこに海が侵入したとみなした。

基盤とそれをおおう新第三系との直接の関係は多くの場所で観察することができる。基盤と新第三系の関係は不整合であり、一部では断層関係で接している。中でも北縁は高角と低角の不整合関係の両方が認められ、西縁では高角の不整合面を形成している場合が多く認められる。

とくに秩父盆地北西隅の牛首峠周辺では基盤との関係を良く観察することが

できる（第20図）。ここでは、基盤中に北西－南東方向にのびる凹地が形成され、この凹地は約200mの厚さの牛首層で埋積されている（第21図）。牛首峠周辺の盆地南西側の縁は、北西－南東、北北西－南南東、南北、北東－南西、東西方向の高角不整合面を形成し、これらが組み合わさりながら全体としては北西－南東方向にのびる高角不整合面を形成している（第22図）。北西～北側の縁では、北西－南東、北東－南西、南北、東西にのびる高角不整合面を形成している部分が多い。高角不整合面の延長の基盤中には固結した断層が多くみられ、最下部にはしばしば淘汰不良の崖錐性礫岩が堆積し、高角不整合面にアバットしているところも確認される。

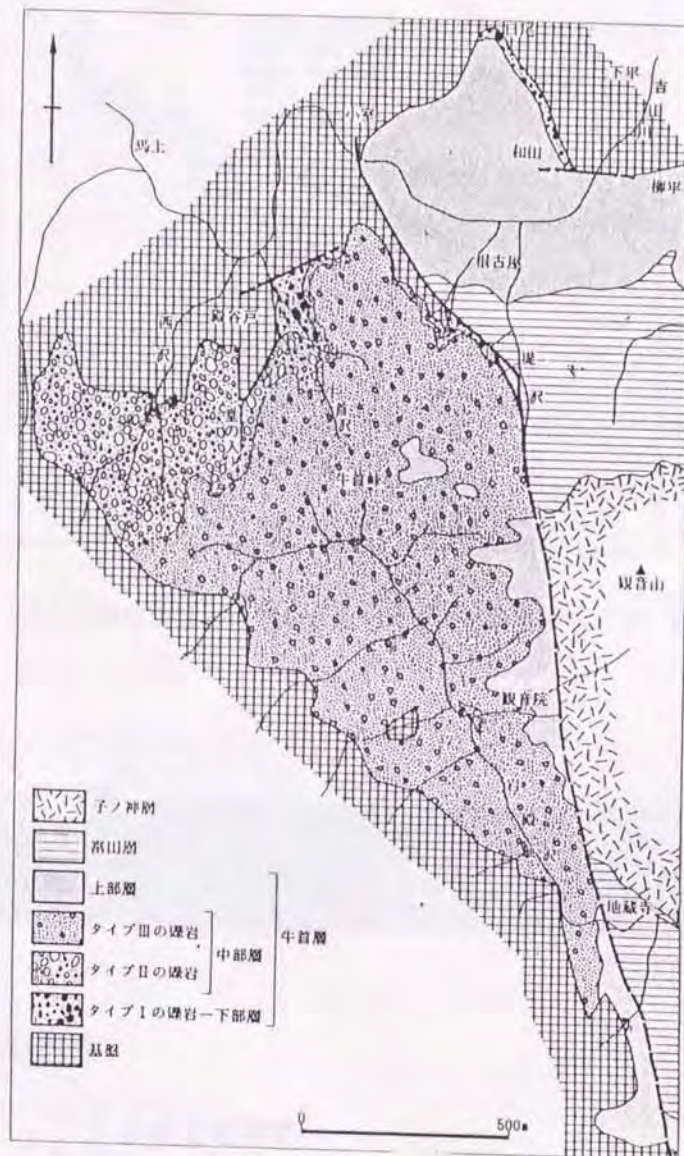
第23図は、牛首峠周辺にみられる発生期の盆地形態を復元したものである。盆地は北西－南東方向にのびた形態を示し、数段の階段状のステップをきざんでいる。

このような陥没が発生した後の秩父堆積盆地は以下のような変遷をたどったものとみられる。

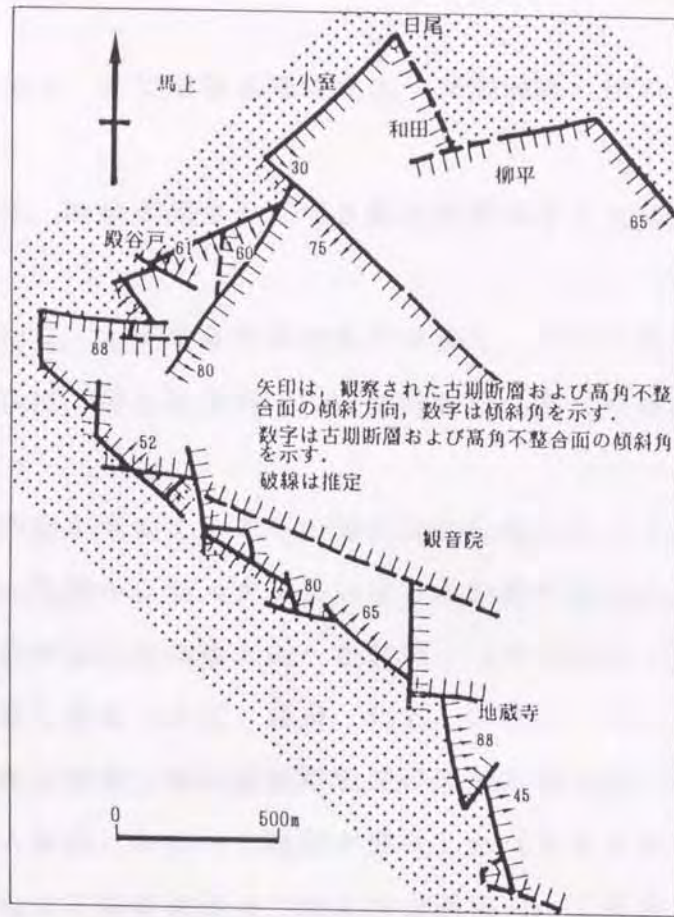
最下部に発達する牛首層の上部層からは海生貝化石が産出することから陥没盆地が発生したあと、ほどなくして海水が侵入していることがわかる。その後、彦久保層群の上部・小鹿野町層群・秩父町層群（Arai and Kanno 1950）・横瀬町層群（秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1991）が沈降の中心を東南東方向に移動させつつ順次堆積している（第24図）。

沿岸域から浅海域の堆積環境のもとで、砂岩・泥岩を主体とする地層が堆積し、堆積するとその場はやがて隆起し削剝をうけ、下位の地層に由来する堆積物が礫として上位の地層中に含まれたり、スランプ構造などが形成された（山内 1977）とみられる。

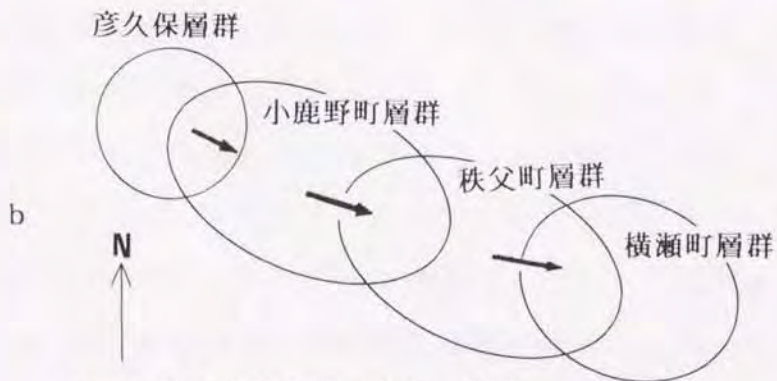
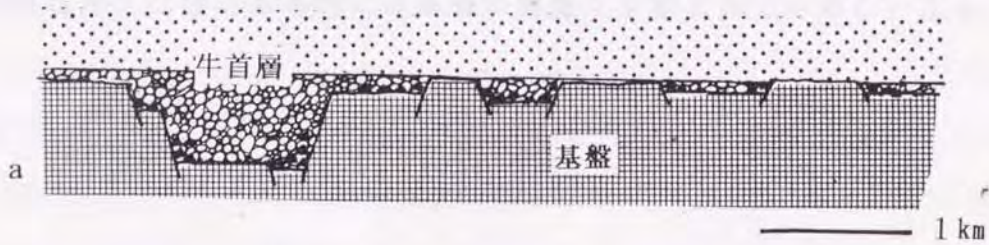
最上位の横瀬町層群からは浅海～潮間帯に生息する貝化石などの産出とともに、多量のサンゴ化石が産出する層準もみとめられるので（秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1991）、横瀬町層群の堆積環境は外洋水の影響を受けた、やや内湾の温暖な上浅海帯で、一部には頻海性の環境もあったとされる（石田ほか 1991）。また、この時期には複数回の陥没が断続的に発生している（秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1991；足立ほか 1991）。



第22図 秩父堆積盆地北西縁の牛首峠周辺の地質
 (秩父盆地団体研究グループ 原図)



第23図 秩父堆積盆地縁辺の形状 (秩父盆地団体研究グループ 原図)



第24図 秩父堆積盆地の発生・発展

a: 最下部層の堆積。陥没部を牛首層が埋積している。

b: 堆積盆地の沈降中心部は東南東の方向に移動している。

以上のべたことから、秩父堆積盆地の発生～発展過程は次のようにまとめることができる。

①前期中新世末頃、断裂が発生し、引き続き断層群をともなって陥没盆地が発生した。

②この陥没盆地には、まず崖錐性堆積物が堆積し、やがて海水が侵入した。堆積盆地にはこれ以後、彦久保層群・小鹿野町層群・秩父町層群・横瀬町層群が順次堆積した。

③この過程で、地層が堆積するとその場は隆起し削剥をうけ、下位の地層に由来する礫が上位の地層中に混入するということが繰り返されながら、堆積盆地の中心は上位の層準ほど東南東方向へと移動し（井尻ほか 1950；足立・角田 1986）、将棋倒し構造（井尻・藤田 1949）が形成された。

④また、秩父堆積盆地最上部の横瀬町層群の堆積時期には、堆積盆地は浅い海域をたもちながら数回にわたって陥没が発生した（足立ほか 1991）。

秩父堆積盆地の現在の同斜構造はこのような過程をへて形成されてきたものと考えられる（足立・角田 1986）が、堆積盆地の沈降中心の東南東方向への移動は、基盤である中・古生界の西北西－東南東方向の構造と調和的であり、五日市堆積盆地と同様に基本的には基盤の構造に支配されているといえる。

4 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地 末期の堆積過程の特徴

この項では五日市堆積盆地および秩父堆積盆地末期の堆積過程の特徴についてのべる。前期～中期中新世に陥没によって発生した五日市や秩父の堆積盆地には、海進とともに碎屑性堆積物が堆積している。しかし、後期中新世になると五日市や秩父の地域をふくむ関東地域で、広く全般的隆起運動が認められる。五日市堆積盆地や秩父堆積盆地末期は、こうした地殻変動の兆候があらわれ始める時期にあたっている。全般的隆起現象がどの時期から認められるようになるかをあきらかにするためにも、五日市堆積盆地や秩父堆積盆地の中期中新世の地層の堆積相および堆積過程の特徴をあきらかにすることは重要である。

4-1 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地最上部層の礫岩層と粗粒化現象

(1) 五日市堆積盆地の最上部層の礫岩層

五日市盆地新第三系の最上位には角礫岩層からなる網代層が発達する。網代層と下位の秋川層は南部地域で一部不整合の関係にあり、その削剥量は約450mに達する（五日市盆地団体研究グループ 1981）。網代層の地表での層厚は700m+で、極めて淘汰の悪い角～亜角礫を主体とする礫岩層であり、浅海相を示す（石田ほか 1991）。立川市富士見町付近の試錐資料（遠藤ほか 1978）などからすると、1000mあるいはそれ以上の層厚をもつとみられる。網代層は、下位から上位の層準まで角礫岩層が発達し、部分的には泥岩層や砂岩層もはさむ。また角礫岩層をのぞいた場合、上位にむかって、泥岩、細粒～中粒砂岩、粗粒砂岩へと粗粒化する傾向にある。

角礫岩層中の角礫の礫径は平均 5～10cmであるが、最大8mに達するものもある。礫種は、先新第三系由来の砂岩を主体とするが、他にチャート、粘板岩、まれに石灰岩からなる。基質は粗粒砂岩であるが、基質の極めて少ない部分も多く認められる。南部地域では秋川層起源の砂岩、泥岩、凝灰岩などの礫が多量に含まれる。また、南部地域では角礫岩層が厚く、わずかに泥岩層がはさま

れるが、北部地域では数 m~10m 単位の礫岩泥岩互層、または泥岩砂岩互層に移化しており、南方から礫が供給されたことを示している。

・ 以上のように、層厚1000m 程度の地層の下位から上位の層準すべてにわたって角礫岩層が発達していること、角礫岩層から砂岩ないし泥岩層へ移化すること、礫岩層をのぞいた場合、上位ほど粗粒化する傾向にあることなどの特徴は、次にのべる秩父堆積盆地の横瀬町層群の特徴に極めてよく似ている。

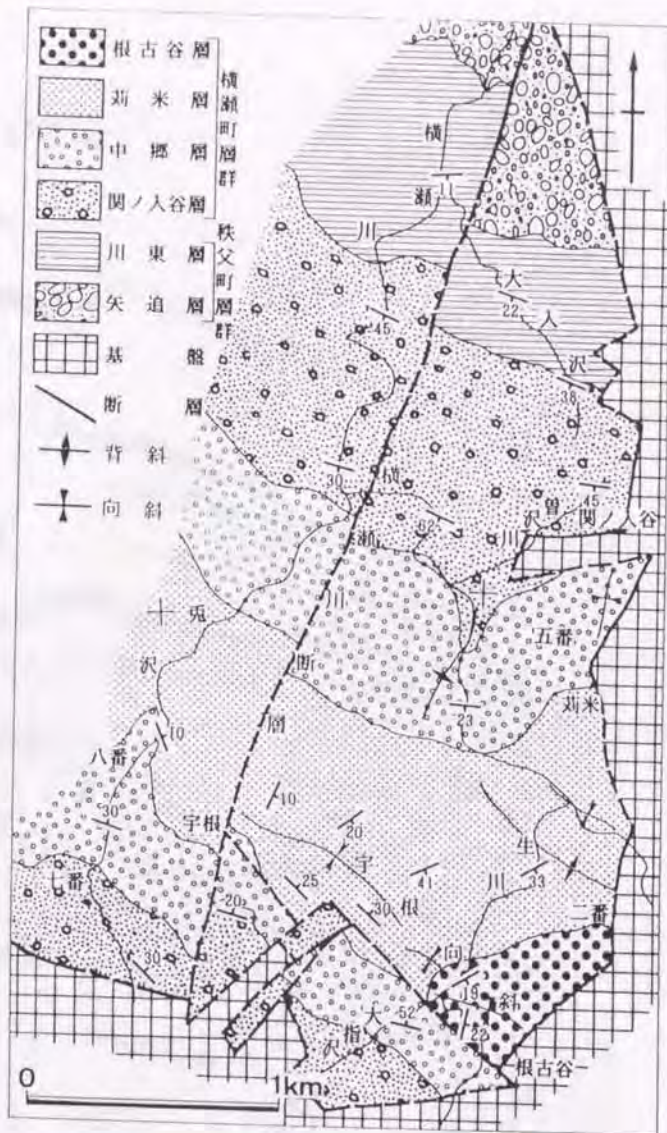
(2) 秩父堆積盆地最上部層の礫岩層

秩父堆積盆地最上部層の横瀬町層群は、1000m 以上の層厚をもち、関ノ入谷、中郷層、苧米層、根古谷の4つの累層に区分され、角礫岩層が発達する(第25、26図)。各累層とも化石を多産し、関ノ入谷層が100m内外の浅海相を示す他は、100 m 以浅~数10m のきわめて浅い環境を示す(石田ほか 1991)。角礫の礫種は、中・古生界の砂岩・粘板岩・チャートなどが多く、新第三系の砂岩・泥岩も含まれ、淘汰不良であり、場所によっては、2~3mの巨礫が含まれる(秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1994)。

宇根向斜^{うね}の北翼地域では、角礫岩の量は東側に分布する基盤に近づくほど多く、西側へはその量を急激に減じ、砂岩を主とする地層に漸移する。とくに、関ノ入谷層の堆積時期からこの傾向がはっきりと認められる。こうした傾向は、関ノ入谷層から最上位の根古谷層まで続く(第27図)。

基盤に最も近い関ノ入谷では、おもに角礫岩層と細粒砂岩層の互層からなり、極細粒砂岩層・中粒~粗粒砂岩層・円~亜円礫岩層・泥岩層などもはさまれるが、角礫岩層の厚さは、全体の堆積岩層の約 2分の 1を占める。この地域の西方 500m 付近では、角礫岩層は約 5分の 1、さらに西方の横瀬川流域では、10分の 1を占めるのみであり、明らかに東側から礫が供給されたことを示している。

一方、南側の根古谷-日野田線(渡部ほか 1950)に接する付近では、関ノ入谷層は、主に細粒砂岩層からなり、アルコース質砂岩層・凝灰質砂岩層・泥岩層をはさみ、細礫がわずかに入る以外には礫はほとんどみられない。これに対して、その上位に一部不整合で重なる中郷層は、主に細粒~中粒砂岩層であるが、秩父層群起源や新第三系起源の角礫からなる礫岩層を何枚もはさむとい



第25図 秩父堆積盆地最上部、横瀬地域の地質
秩父盆地新第三紀団体研究グループ (1991) を簡略化。

年代	地層区分	層厚	模式柱状	層相
中期 新世	根古谷層	110m+		主に礫質砂岩層・亜円礫岩層・角礫岩層の互層よりなり、中粒砂岩層をはさむ。礫は基盤起源のものと新第三系起源のものがあり、礫岩は全般に向斜が悪い。
	菊米層	300m		主に細～中粒砂岩よりなり、角礫岩層や亜円礫岩層をはさむ。また、砂岩層中にも礫が含まれる。礫岩や砂岩層中の礫は基盤起源の砂岩・粘板岩などの場合と、新第三系起源の砂岩・泥岩の場合がある。東方で礫岩が多くなる。
	中郷層	150 ～ 200m		北翼地塊；主に中～粗粒砂岩よりなり、淘法不良の角礫岩層や円礫岩層をはさむ。角礫岩の礫は主に基盤起源の砂岩・粘板岩で、他に石灰岩・チャートや新第三系起源の砂岩・泥岩もみられる。東方の基盤に近づくほど礫の層・礫径が大きくなる。円礫岩の礫は平均径2～3cmで、角礫に比べ小さいものが多い。 南翼地塊；北翼地塊に比べると細粒で、主に細～中粒砂岩よりなる。東方の大指沢付近では基盤起源の角礫からなる礫岩層・新第三系起源の角礫からなる礫岩層がはさまれる。西方の八番付近では細～中粒砂岩層中に角礫岩層がはさまれる。その礫のほとんどは新第三系起源の砂岩・泥岩である。
	関ノ入谷層	370 ～ 550m		北翼地塊；全体に層相変化が激しい。東方では角礫岩が非常に多いが、西方に向かって砂岩層に変わっていく。基底部には淘法不良の角礫岩が発達し、その上位は細粒砂岩となるが、その中に角礫岩層や円礫岩層・中粒砂岩層などをはさむ。砂岩層中には礫が含まれることが多い。角礫岩の礫は基盤起源の砂岩・粘板岩が主であるが新第三系起源の砂岩・泥岩の多い部分もある。円礫岩の礫は主に基盤起源の砂岩・粘板岩で、平均径2～3cmで角礫に比べ小さいものが多い。 南翼地塊；北翼地塊に比べて細粒で、主に細粒砂岩よりなる。他に粗粒アルコウス質砂岩・凝灰質砂岩・泥岩層をはさむ。西方の七番付近の細粒砂岩層中に細礫が散在する以外は、礫はほとんどみられない。
	川東層	180m		主に粗粒砂岩よりなり、細粒砂岩・円礫岩層をはさむ。粗粒砂岩層中にも礫が含まれる。
	矢追層	350m+		主に礫岩・礫を含む砂岩よりなる。礫は基盤起源の砂岩・粘板岩・チャートなどで、円礫が多い。

第26図 横瀬町層群の模式柱状と層相 (秩父盆地新第三紀団体研究グループ 1994)



第27図 横瀬町層群中の角礫岩層の分布 (足立ほか 1991)

う特徴をもつ。中郷層の堆積以後は、苺米層・根古谷層にも角礫岩層が多くはさまれる。また、角礫岩層をとりのぞいた場合の岩相は、関ノ入谷層から根古谷層にかけて、下位から主に細粒砂岩、細粒～中粒砂岩、中粒～粗粒砂岩へと変化し、上位ほど粗粒化する傾向にある。

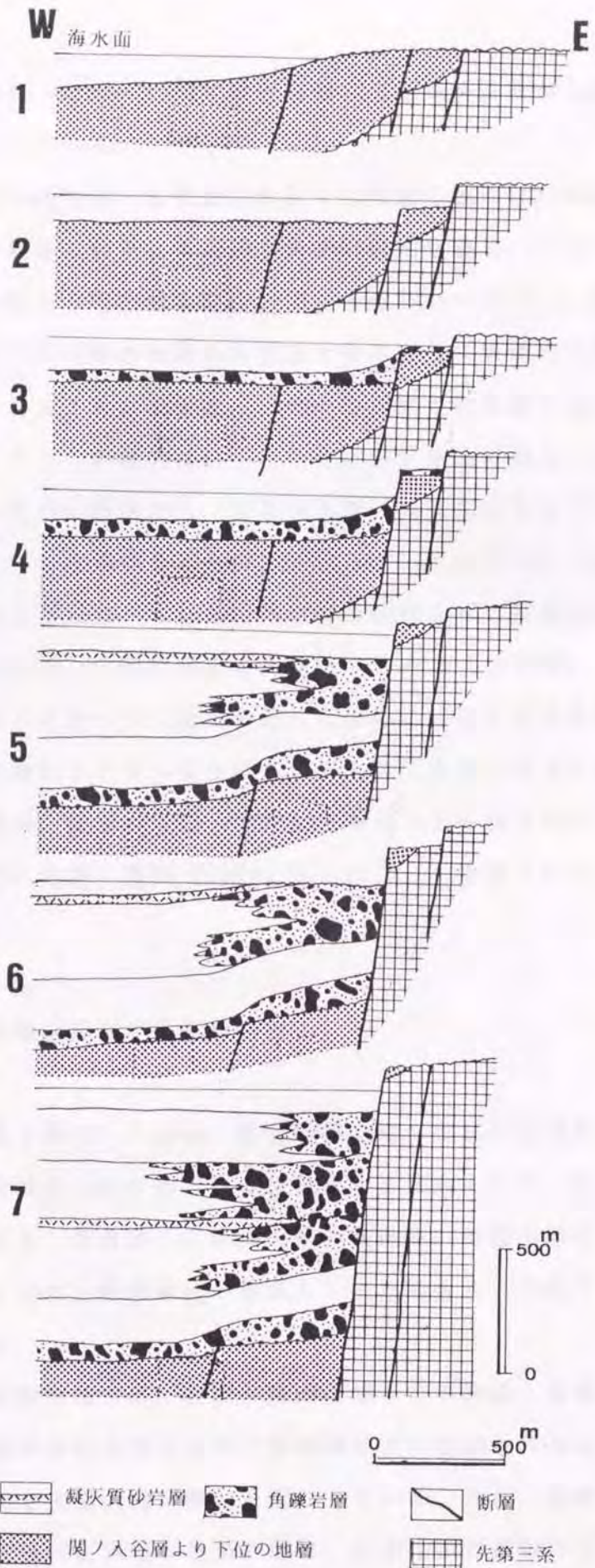
4-2 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地における礫岩層の堆積過程

中期中新世後期の五日市盆地では、網代層堆積時期に多量の角礫岩層が堆積している。網代層は主に淘汰不良の角礫岩からなり、南部地域でその量が極めて多く、北方では泥岩層や砂岩層に移化することから、角礫は南方から供給されたと考えられる。網代層堆積時期に、五日市-川上線以南の基盤地域が隆起し、陥没を生じ、角礫を生産するような急崖をつくった（五日市盆地団体研究グループ 1981）のであろう。

秩父盆地では、横瀬町層群堆積時期に多量の角礫岩層が堆積しており、角礫の量は、東側に分布している基盤に近づくほど多く、西側へはその量を急激に減じる。とくに、関ノ入谷層の堆積時期およびそれ以後にこの傾向がはっきりと認めらる。浅い海底に角礫が多量に堆積する条件としては、①まず、陸地で角礫そのものが多量に生産されること、つまり角礫を生産するような急崖が存在すること ②短い運搬経路で運ばれること ③堆積に要する時間が短く、次々に堆積作用が進行すること、をあげることができる。したがって、当時、海に迫る場所に急崖が存在していたと考えることができよう。

秩父盆地の場合は、出牛-黒谷断層で境される東側の地域の隆起-陥没によって急崖が形成されたと考えられ、明らかに東側から角礫が供給されている。また中郷層堆積時期にも、再び東側の地域が隆起し、削剥を受け、引き続き陥没が生じている。このようにして形成された急崖から、次々と陥没盆地内に角礫が供給されたといえる（第28図）。

山内・後藤（1971）は、この当時の海を北側へつながる海として復元している。しかし、堆積盆地の中心が順次南東側へ移動していることや中郷層の堆積時期に入るまで南側の隆起がみられないことなどから、筆者は、最末期の海は



第28図 秩父堆積盆地における角礫岩の堆積過程 (足立ほか 1991)
 1:川東層堆積期 2~6:関ノ入谷層堆積期 7:中郷層・茹米層堆積期

現在の秩父凹地帯（堀口 1972）付近を通して関東平野側へも抜けていたのではないかと推定している。

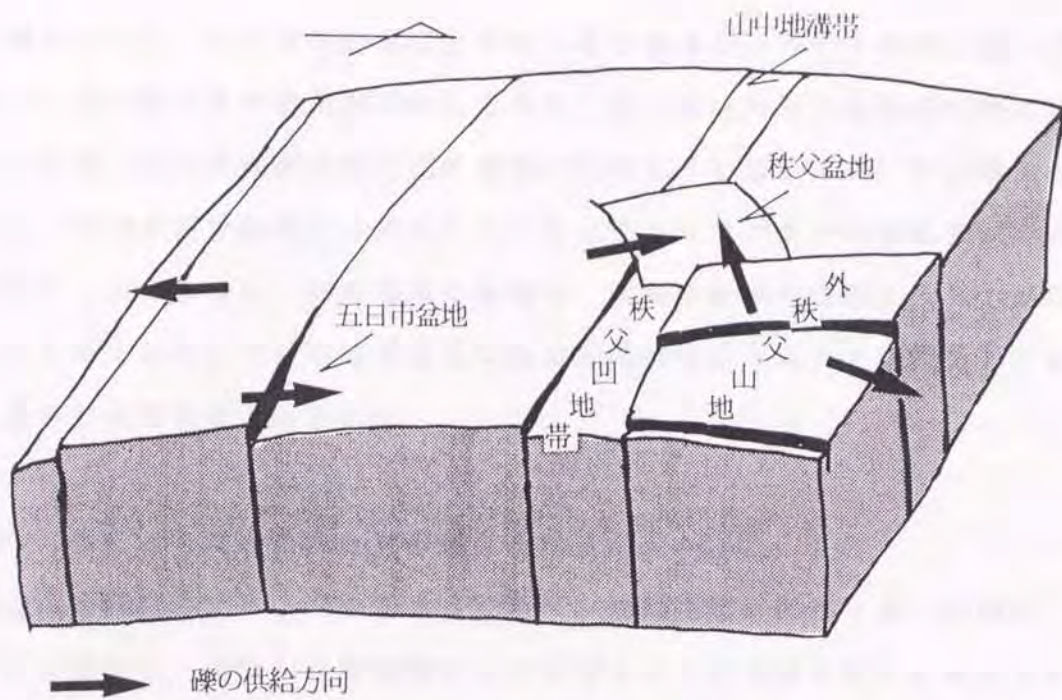
秩父、五日市の両地域とも角礫岩をふくむ地層の層厚は1000mにもおよび、下位から上位の層準にわたって何層も角礫岩層が発達し、しかもどの層準も浅海相を示す。すなわち堆積盆地が浅い海域を保ちつつ陥没し、後背地も、さきの繰り返し生じた不整合現象から推定できるように断続的に急崖を形成するような運動が生じることによって、1000mもの厚さの角礫岩層が発達したとみられる。そしてこれらの礫岩層は、たとえば秩父盆地の場合には、出牛-黒谷断層をはさんだ東側の地塊から、また根古谷-日野田線をはさんだ南側の地塊から供給され、五日市盆地の場合は、五日市-川上線をはさんだ南側の地塊から運ばれたと考えられる。これらの構造線や断層をって角礫岩層が発達するのは、古い断層を利用して陥没が生じたためであろう（第29図）。

以上のようなことから秩父盆地や五日市盆地に共通する特徴的な角礫岩は、数回の隆起-陥没にともなって生産されたものであると考えられる。数層準にわたる角礫岩層が、数回の隆起-陥没にともなって生産されたものであるという見方は、すでに柴崎・藤田（1989）などによって指摘されているところである。

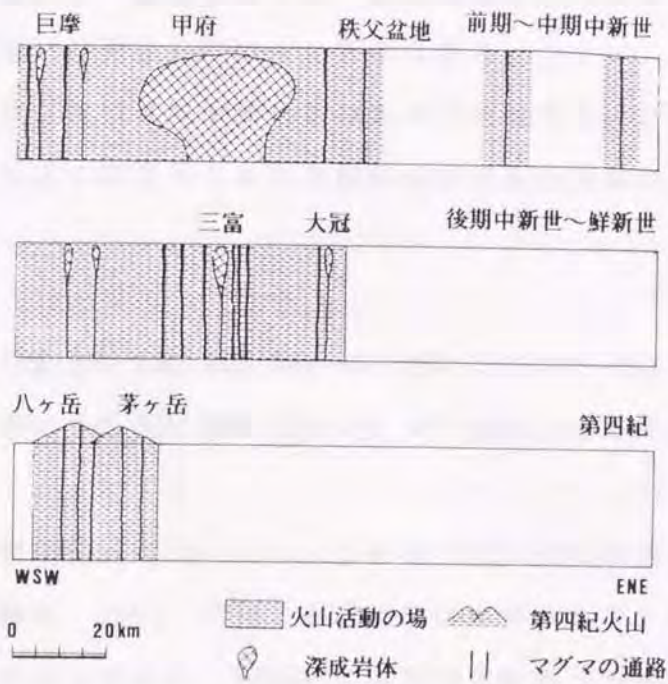
4-3 堆積盆地の浅海化と造構過程

この角礫岩層を堆積した海は、秩父堆積盆地、五日市堆積盆地ともに、礫岩層をのぞく堆積層が上位に向かって粗粒化する傾向にあり、次第に浅海化していったとみられる。筆者は、この浅海化の傾向を、後期中新世にみられるグリーンタフ変動末期の全般的隆起の前兆としてとらえることができるのではないかと考えている。

後期中新世の関東地方は、丹沢・関東山地とその周辺・北群馬などが広く陸化し、本宿地域や甲府盆地北方の三富地域などに代表されるように、溶結凝灰岩をともなう陸上火山活動が激しく起こっている。また、比企丘陵の楊井層や下仁田-富岡地域の板鼻層の堆積の場は、中期中新世後期にはかなり浅海化が



第29図 基盤の地塊化と角礫の供給 (足立ほか 1991)



第30図 東西断面にみる関東山地の時代別火山活動の場 (足立 1991)

すすみ、後期中新世には淡水域へと変わっている。これらの地域では、中期中新世後期に入ると、それまでの泥岩を主体とする地層から砂岩・泥岩互層、さらに砂岩・礫岩層にまで岩相が変化しており、秩父盆地や五日市堆積盆地に堆積している最上部の地層群の粗粒化の傾向と類似している。また、丹沢地域の大部分は、中期中新世後期には陸化している（フォッサマグナ地質研究グループ 1991）。このように、関東地域の各地は、中期中新世の後期に入ってから陸化しはじめており、五日市堆積盆地や秩父堆積盆地にみられる粗粒化もこの運動のあらわれであるとみられる。

以上のべたことをまとめると次の通りである。

①五日市堆積盆地では中期中新世の後期に、南部地域が隆起すると同時に、陥没が再び発生し、南側の基盤地塊からは巨礫をふくむ角礫が次々と海底下に堆積した。これらの堆積盆地では、隆起－陥没を生じながら、堆積の場が次第に浅海化していったとみられる。

②また、秩父堆積盆地では、横瀬町層群の関ノ入谷層堆積時期に出牛－黒谷断層以東の基盤地域が隆起し、陥没が発生した。また、中郷層堆積時期にも再び基盤地域が隆起し、陥没を生じた。陥没盆地内には次々と角礫が供給され、堆積の場が次第に浅海化していったとみられる。

③五日市や秩父堆積盆地末期のこのような粗粒化および浅海化は、後期中新世の関東地方に広くみとめられる全般的隆起現象の運動のさきがけの現象であるとみられる。

5 碎屑性堆積物を主とする五日市堆積盆地・秩父堆積盆地の発生様式について

堆積盆地の発生様式については、これまで主に火山岩分布地域であきらかにされてきた（藤田 1967, 1973；本宿団体研究グループ 1970；山陰グリーンタフ団体研究グループほか 1977）。本宿団体研究グループ（1970）や藤田（1973）によって提唱された溶融体の上昇とそれにともなう部分隆起、断裂の

発生と陥没，これに引き続く火成活動というシエーマが，日本各地で実証されてきている。一方，碎屑性堆積物を主とする堆積盆地の発生様式については十分に研究がすすんでいるとはいいがたいが，藤田（1990）は，火山岩のみられない，あるいは火山活動の弱い地域の堆積盆地でも，下部層では凝灰岩層がはさまれたり凝灰質な岩相の部分がみられることから，やはり陥没の後に小規模な火山活動が生じ，その先駆的な現象としてマグマの膨脹現象が生じているのではないかとしている。

五日市堆積盆地や秩父堆積盆地は，前述のごとく礫岩・砂岩・泥岩などの碎屑性堆積物を主とする堆積盆地である。このような堆積盆地がどのような発生機構をもつのか，火山岩分布地域と同じような発生機構をもつのかどうか，このことをあきらかにすることは，堆積盆地一般の発生過程をさぐる上で重要な意義をもっている。

5-1 五日市堆積盆地・秩父堆積盆地にみられる火砕質岩層

五日市堆積盆地や秩父堆積盆地にみられる下部層の火砕質岩層が，それぞれの堆積盆地内で噴出し堆積したものであるかどうかは，堆積盆地の形成が火成活動と関係をもっているかどうかという点で重要である。

五日市堆積盆地と秩父堆積盆地の下部層にみられる火砕質岩層の特徴は次のようなものである（足立 1991）。

五日市堆積盆地の羽生凝灰岩部層・高尾凝灰岩部層・横沢砂岩泥岩部層には，凝灰岩層ないしは凝灰質砂岩層を主体とする地層がはさまれる。伊奈砂岩部層もかなり凝灰質である。部層全体が凝灰質である羽生・高尾・伊奈の3部層の層厚を合計すると，400～700mであり，これは秋川層の全層厚の約20～30%を占めている。しかし，その大部分は砂質や泥質の再堆積物である。

羽生凝灰岩部層は，青緑色の極細粒～粗粒凝灰岩と珪質泥岩の互層からなり，凝灰岩は高尾凝灰岩部層中のものとよく似ている。横沢砂岩泥岩部層中には，厚さ10cm～1mの細粒凝灰岩層が数枚はさまれる程度である。

高尾凝灰岩部層は，層厚220～500mであり，主に青灰色や緑灰色の極細粒～

細粒凝灰岩からなり、泥岩の薄層をはさむ。厚さ数10cmから数mの軽石凝灰岩層・粗粒凝灰岩・砂質ないし泥質凝灰岩層もはさまれる。細粒凝灰岩から極細粒凝灰岩ないし珪質泥岩へという級化を示す場合が多い。一般に凝灰岩の部分は緻密でかつ硬質であるという特徴がある。これらの岩石は緑色化を受けており、とくに凝灰岩中の火山ガラスや有色鉱物を交代して、緑泥石/モンモリロナイト混合層粘土鉱物・加水雲母などが生じている。

秩父堆積盆地の新第三系の中で火砕岩質層をはさむのは、主に彦久保層群 (Kanno and Arai 1960) の子ノ神層 (牧本・竹内 1992) である。

子ノ神層は、緑色化しており、一般的に青緑灰色～淡緑灰色を示す。凝灰岩質砂岩を主体として、細粒～粗粒凝灰岩層をはさむ。この累層の最も厚い地域は、秩父盆地の北西縁にあたる岩殿沢付近であり、層厚は290mである。

岩殿沢における子ノ神層の特徴は、上部は凝灰質細粒砂岩を主体とし、部分的に中粒～粗粒の凝灰質砂岩層や火山礫凝灰岩層をはさむ。下部は細粒～粗粒凝灰質砂岩と細粒～粗粒凝灰岩の互層からなり2～3mの単位で大きく級化している。凝灰岩中の火山ガラスや有色鉱物は、モンモリロナイト、緑泥石/モンモリロナイト混合層粘土鉱物・加水雲母などに交代されている。

五日市、秩父の両堆積盆地とも緑色化した火砕岩質層の中には再堆積したものが多いが、基本的にはそれぞれの堆積盆地内か、あるいはそこにきわめて近い場所で火山活動が生じ、火砕岩質層を堆積させたものと考えられる。火砕岩の緑色化は、単に続成作用の結果ではなく、熱源(熱水)の問題が関与していると思われるからである。たとえば房総半島には前期～中期中新世に堆積した火砕岩層が数10枚みられるが、白色～灰白色であり緑色化していない。層厚は薄い、きわめて良く連続する(三梨・矢崎 1958)ことから、噴出源が比較的遠方に推定される降下堆積物であるとみられる。火砕岩層の上には厚い堆積物が発達しているが緑色化していない。

こうしたことから筆者は、五日市堆積盆地・秩父堆積盆地の緑色化した火砕岩質層は、それぞれの堆積盆地内か、あるいは堆積盆地内の堆積物に熱水の影響をおよぼすようなきわめて近い場所で火山活動が生じたとみるのが妥当であろうと考える。

5-2 五日市堆積盆地および秩父堆積盆地周辺域における前期～中期中新世の火山活動

関東山地における前期～中期中新世の火山噴出物は、五日市盆地・秩父盆地のほかに、比企丘陵や岩殿丘陵でも認められ（渡部ほか 1950；武井・小池 1981；小池ほか 1985），比企丘陵のものは、七郷^{ななさと}凝灰岩層・福田凝灰岩層などと呼ばれている（渡部ほか 1950；松丸・林 1980ほか）。これらの凝灰岩層の層厚の合計は、100～200mである。全体的に緑色化している。岩殿丘陵の岩殿層には連続性の良い凝灰岩層が13枚は含まれている（小池ほか 1985）。酸性～塩基性で、層厚も10cm～15mとさまざまであり、合計の厚さは20～30mである。

藤岡-富岡地域では、井戸沢層（渡部 1952）・福島層（野村・秋間団体研究グループ 1981）の基底部および吉井層（渡部ほか 1950）中に凝灰岩層がはさまれており、吉井層中のものは馬場凝灰岩層と呼ばれている。馬場凝灰岩層は、K-Ar法によって11.3Maという年代（柴田 1975）が求められている。この地域の凝灰岩層のみを合計すると、層厚120mとなるが、北西方向にむかうにつれて凝灰岩層の枚数が多くなる傾向にある。

また同時期に、北群馬地域では火山性陥没盆地が発生し（藤田 1973；中村 1986），安山岩～石英安山岩の激しい火山活動が生じ、厚いグリーンタフ層が堆積している。丹沢山地を中心とする南部フォッサマグナでは海底での激しい火山活動が生じ、塩基性安山岩～玄武岩の溶岩や火砕岩が堆積している。

以上のように、前期～中期中新世の関東地域では、南部フォッサマグナの丹沢山地や北群馬などで激しい火山活動が生じ、五日市堆積盆地・秩父堆積盆地のほかに、岩殿丘陵・比企丘陵・藤岡-富岡などの地域でも火山活動の影響が認められる。つまり前期～中期中新世の関東地域は広い地域で、海底での火山活動が生じ、火山活動の影響の強い場（第30図）であったといえよう。

5-3 五日市堆積盆地，秩父堆積盆地にみられる砕屑性堆積物を主とする堆積盆地の発生様式

五日市堆積盆地や秩父堆積盆地のような砕屑性堆積物を主とする堆積盆地でも，前述のように再堆積性のもの主とするとはいえず，下部層には緑色化した火砕岩質層がかなり多くはさまれおり，堆積盆地内あるいはそのごく近傍で火山活動が生じたと考えられる。

五日市盆地団体研究グループ（1981）は，砕屑性の堆積物の中に凝灰岩層や凝灰質砂岩層がはさまれていることから，堆積盆地の発生と火成活動が関係しているとみて，溶融体の上昇にともなう隆起とそれに引き続く陥没によって五日市堆積盆地が発生した可能性があることを指摘した。

本宿で提起され，グリーンタフ地域で定式化されてきた火山岩分布地域の堆積盆地の発生様式は，前述のように隆起-陥没によって発生し，砕屑岩類を堆積させた後，激しい火山活動が生じるというものであるが，陥没量は一般的には500～700mに達する。

五日市堆積盆地や秩父堆積盆地は陥没によって発生しており，基本的には火山性陥没盆地の発生様式に類似している。しかし，五日市盆地団体研究グループ（1981）が指摘するように，火山活動の点からみると大きな違いがある。つまり，火山岩分布地域では激しい火山活動を生じているが，五日市堆積盆地や秩父堆積盆地などでは，ほとんど火山活動が生じていないか，あるいは生じているとしてもきわめて弱い点である。この違いには，陥没量の多少によると考える向きもある。しかし，山陰地方のグリーンタフ地域にみられる陥没量は300m程度とされているにもかかわらず，激しい火山活動を生じている（沢井ほか 1973；吉谷・山内 1980）。このことからみると，火山活動の強弱は単純に陥没量の問題ということではないかもしれない。マグマ源までの深さ，深部まで達する断裂の形成の有無，溶融体の規模の大小などといった，より地下深部の条件と深い関係があると考えられる。

筆者は，五日市・秩父の両堆積盆地とも，下部層に弱いながらも火山活動による噴出物がみとめられることから，堆積盆地が発生した前期～中期中新世に

は、両盆地の地下に溶融体が存在したであろうと考えている。このことは、現在、五日市盆地の近くの三頭山や秩父盆地の近くの秩父鉾山に、中期～後期中新世の深成岩体が露出していることなどからしても、両盆地付近の地下に溶融体が存在していた可能性は十分考えられる。

したがって、筆者は堆積盆地の発生時には五日市堆積盆地や秩父堆積盆地の地下には溶融体が存在し、溶融体の上昇にともなう隆起とそれに引き続く陥没によって凹地が形成され、その後弱い火山活動が生じたものととらえている。つまり堆積盆地の発生様式は火山岩地域と同じであるが、中新世の堆積盆地としては周辺部に位置していることもあり、前述のような深部条件の差によって火山岩地域と比較して火山活動が弱かったと考える。

Ⅲ. フォッサマグナの関東地域における後期中新世の火山性陥没盆地群の発生～発展過程

1 フォッサマグナの関東地域における後期中新世の火山性陥没盆地群

この項ではフォッサマグナの関東地域における後期中新世の火山活動の特性についてのべる。

フォッサマグナ地域は、Ⅱでのべたように、とくに後期中新世に入ってから全般的隆起に転じたが、隆起軸部にはいくつもの火山性陥没盆地が発生し、陥没盆地の凹地内を上部中新統の角閃石安山岩質～複輝石安山岩質火砕岩や溶岩などを主体とする火山噴出物が埋積している(31図)。

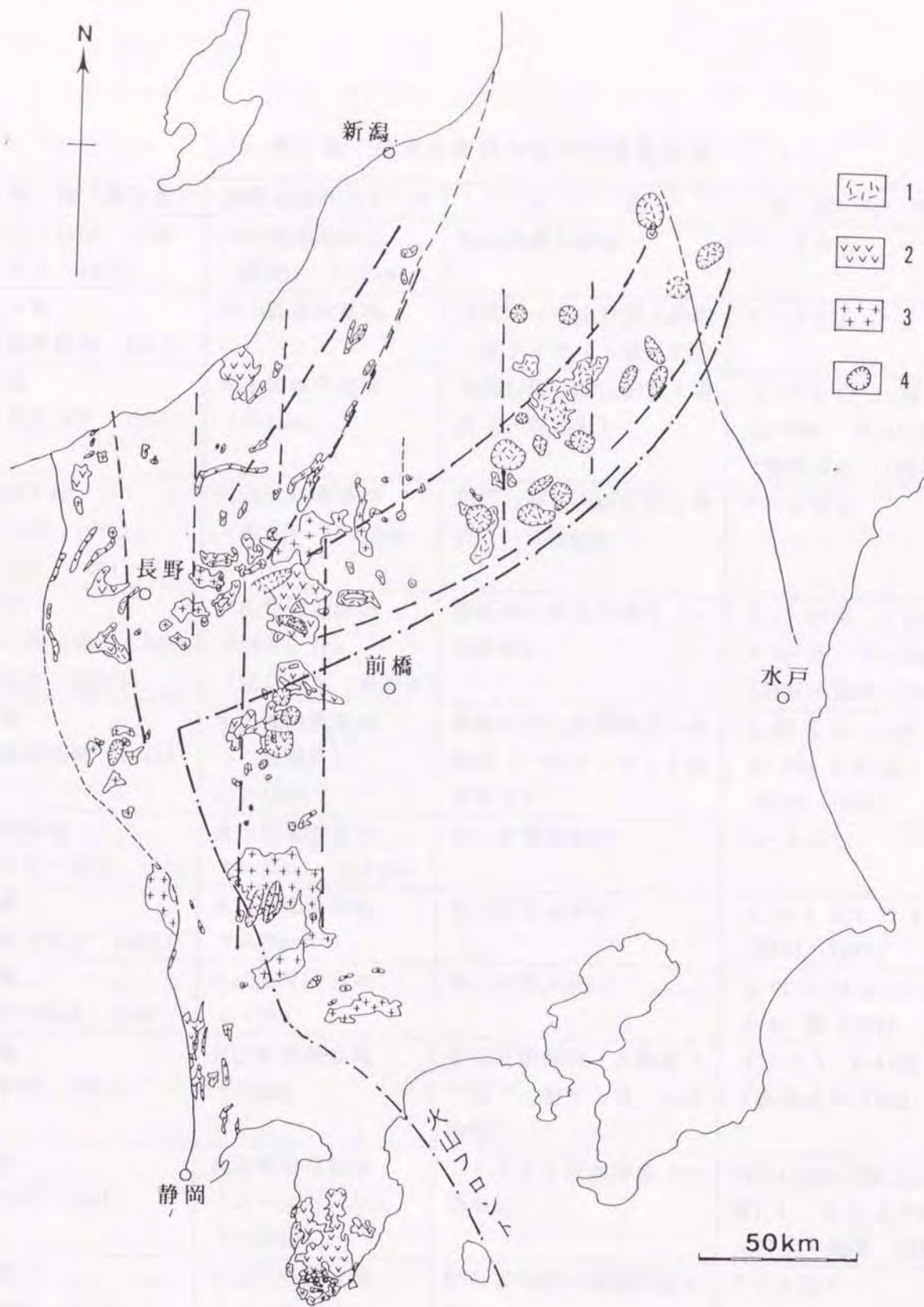
各陥没盆地の特徴を以下に述べる(第3表)。本宿・妙義(本宿団体研究グループ 1968)・霧積(秋間団体研究グループ 1976)・白砂(中村ほか 1990)の各陥没盆地以外の名称は便宜的に筆者がつけたものである。各陥没盆地の位置は第37図に示した。

1-1 砥山, 三ツ峠

(1) ^{とやま}砥山陥没盆地

大菩薩嶺の南方の砥山付近に淡緑色に変質した安山岩質凝灰角礫岩を主体とする地層が分布する。基盤は小仏層群と花崗岩類からなる甲府岩体である。基底部に角礫岩の発達するところもあり、直径 2km程度の多角形状の陥没盆地であると推定されるが、角礫岩パイプであるという見方(石田 1988)もある。

主に安山岩質凝灰角礫岩からなり、一部には砂質凝灰岩層がはさまれ、弱くラミナが発達する部分もある。岩相は後述する三富層に類似し、基盤と本層の分布形態から陥没量は300m程度と推定される。



第31図 フォッサマグナおよび東北日本南部地域における
後期中新世および鮮新世の火山岩の分布 (吉村ほか 1991に一部加筆)

1:珪長質火山岩類 2:安山岩質火山岩類 3:深成岩類
(ひん岩を含む) 4:コールドロン

第3表 後期中新世の火山性陥没盆地

地 域 (報告者)	陥没盆地のスケール	岩 相	放 射 年 代
砥山 (石田 1988) (足立 1995)	火山性陥没盆地 (推定) 2×2km	安山岩質火砕岩	データなし
三ツ峠 (真野ほか 1977)	火山性陥没盆地	玄武岩～安山岩質火砕岩 一部デイサイト質火砕岩	データなし
三富 (足立ほか 1989)	火山性陥没盆地 5×15km	角閃石輝石安山岩質火砕 岩 (一部溶結)	4.49 4.67 5.09 6.05 5～6Ma K-Ar法 (柴田ほか 1984)
太良ヶ峠 (三村 1971) (足立 1991)	火山性陥没盆地 (推定) 4×15km	角閃石輝石安山岩質火砕 岩 (一部溶結)	データなし
大冠 (石井・荒木 1989) (足立 1991)	火山性陥没盆地 0.5×0.7km (足立ほか 未公表)	輝石安山岩質火砕岩 (一 部溶結)	6.22 FT法 4.91 4.99 K-Ar 法 5～6Ma (石井・荒木 1989)
本宿 (本宿団研 1970)	火山性陥没盆地 (二重陥没) 11×12km	複輝石安山岩質溶岩・火 砕岩 (一部デイサイト質 火砕岩)	8.99 5.37 5.36 5～9Ma K-Ar法 (野村 1991)
本宿南西 (田中・藤田 1979)	火山性陥没盆地 2×2km, 2×3km	安山岩質火砕岩	データなし
妙義 (野村ほか 1981)	火山性陥没盆地 7×7km	安山岩質火砕岩	5.74 4.66 4.77 K-Ar 法 (野村 1991)
霧積 (野村ほか 1981)	火山性陥没盆地 5×5km	安山岩質火砕岩	8.25 5.23 6.16 5.56 K-Ar 法 (野村 1991)
吾妻 (中村 1986)	火山性陥没盆地 6×6km	安山岩質溶岩・火砕岩 (一 部デイサイト質, 一部 溶結)	7.1 8.5 K-Ar法 (倉沢ほか 1985)
白砂 (中村 1991)	火山性陥没盆地 (コールドロン) 8×20km	デイサイト質火砕岩 (一 部溶結)	利根川凝灰岩6.9, 吾妻 層7.1, 8.5 より約8Ma (糟谷・高橋 1988)
仲間川 (本間 1983)	火山性陥没盆地 0.5×2km	輝石安山岩～玄武岩質火 砕岩	データなし
松田山 (角田 1997)	火山性陥没盆地 (推定)	安山岩質火砕岩・溶岩	データなし
小滝山 (野村・小坂 1987)	火山性陥没盆地 5×15km	角閃石安山岩質溶岩・火 砕岩	データなし

(2) 三ツ峠陥没盆地

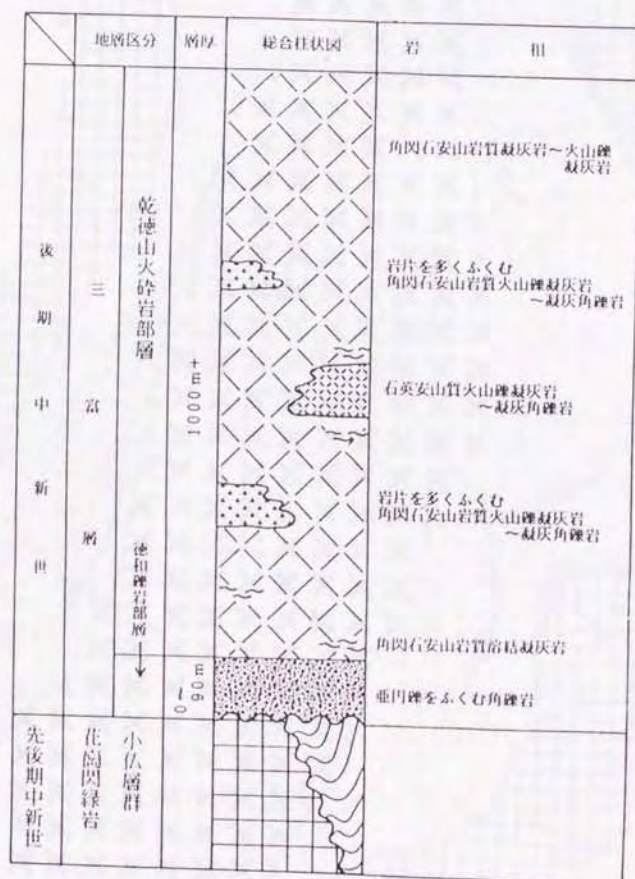
三ツ峠周辺には、玄武岩～安山岩質火砕岩を主体とする上部中新統の河口湖層（真野ほか 1977）が分布する。基底部に淘汰不良の崖錐性礫岩みられ、火山活動に先立つ陥没が推定されている。火砕岩層中からは海生貝化石を産出するので、海面下の堆積環境であったことを示している。

1-2 三富，太良ヶ峠，大冠

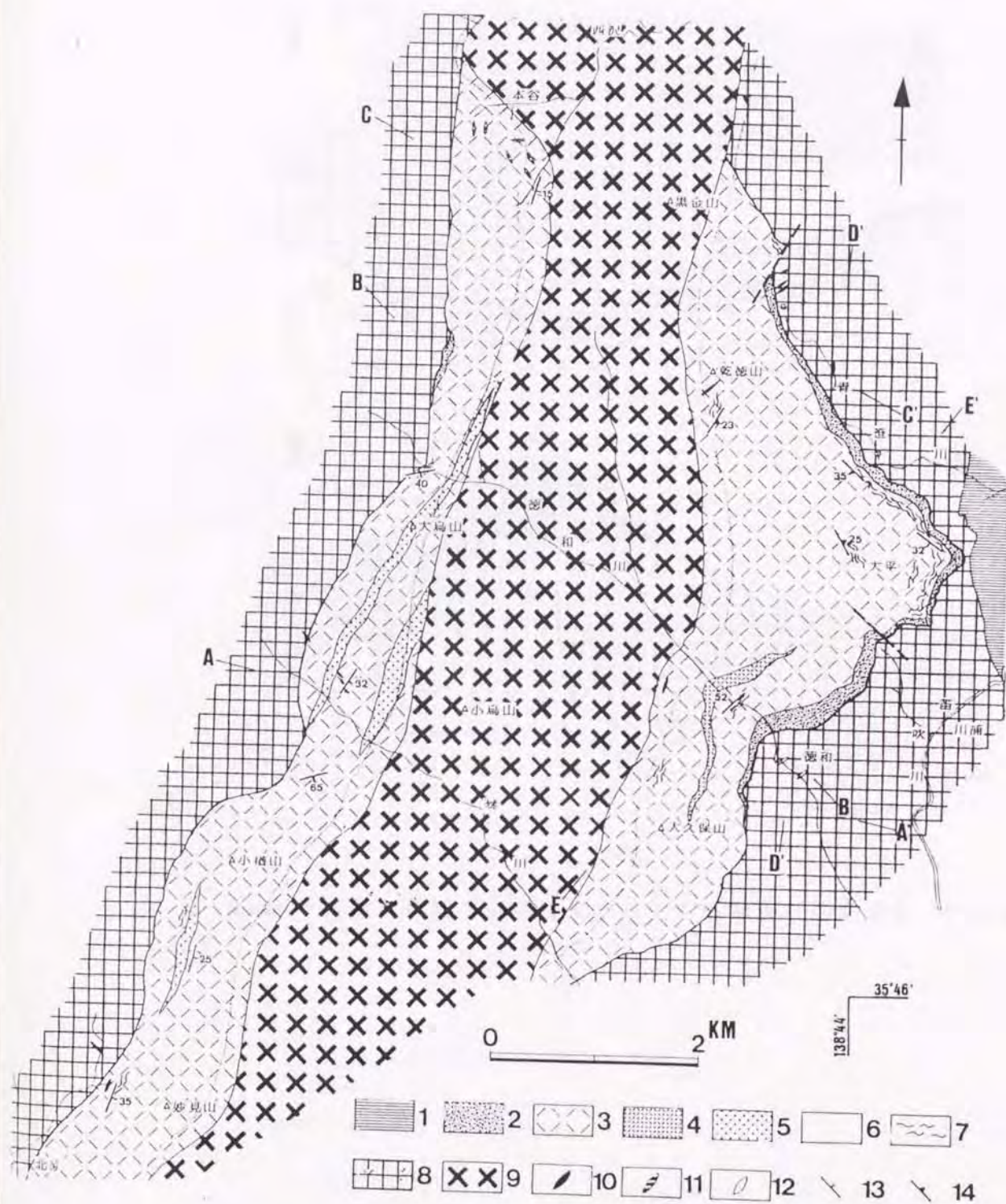
(1) 三富陥没盆地

甲府盆地北方の乾徳山を中心とする地域には、少なくとも1000m以上の層厚に達する角閃石安山岩質火砕岩を主体とする三富層（足立ほか 1989）が分布する（第32, 33図）。三富層の下部は、淘汰不良の角礫岩からなり、陥没盆地の堆積物である（第34図）。上部は、主に緑灰色～淡緑色の角閃石安山岩質凝灰岩～凝灰角礫岩からなり、数層準に溶結部が認められる。火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩中の異質岩片は、基盤起源の砂岩・粘板岩・花崗閃緑岩などで、最大礫径20cmである。花崗岩礫中の有色鉱物は緑泥石や緑れん石に交代されている。基質部分も緑色化が進んでいる。中部に淡緑灰色の石英安山岩質凝灰岩層・粗粒凝灰岩層をはさむ。溶結部は、一般に黄褐色を示し、板状節理の発達することが多く、弱～中溶結している。陥没盆地の規模は、水平スケール 5×15 kmで、陥没量は約300mと推定される（第35図）。陥没盆地は北北東-南南西方向に長軸をもっている。

三富層の放射年代については、柴田ほか（1984）によって、4.49, 4.67, 5.09, 6.05Ma（いずれもK-Ar法）が求められている。このうち、6.05Maは、熱変成の影響があまりみられない溶岩から、4.49, 5.09Maは緑泥石化した溶結凝灰岩から、4.67Maはホルンフェルスから求められた年代である。三富層を貫く小鳥型石英閃緑岩体の年代が4.27, 4.38Ma（柴田ほか 1984）であることを考えると、柴田ほか（1984）によって求められている三富層の年代は、やや若返っている可能性が強く（足立ほか, 1989）、おそらく6Ma前後であろうと考えられる。足立ほか（1989）は本宿層に対比して上部中新統とした。

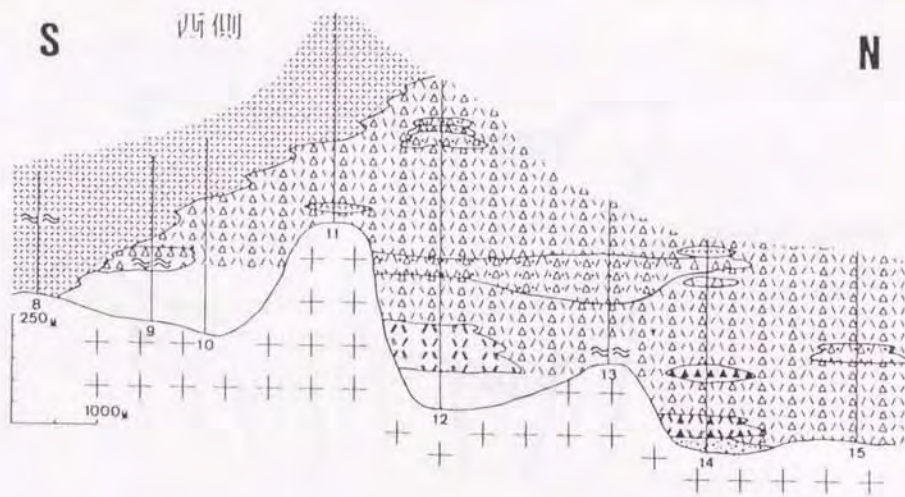
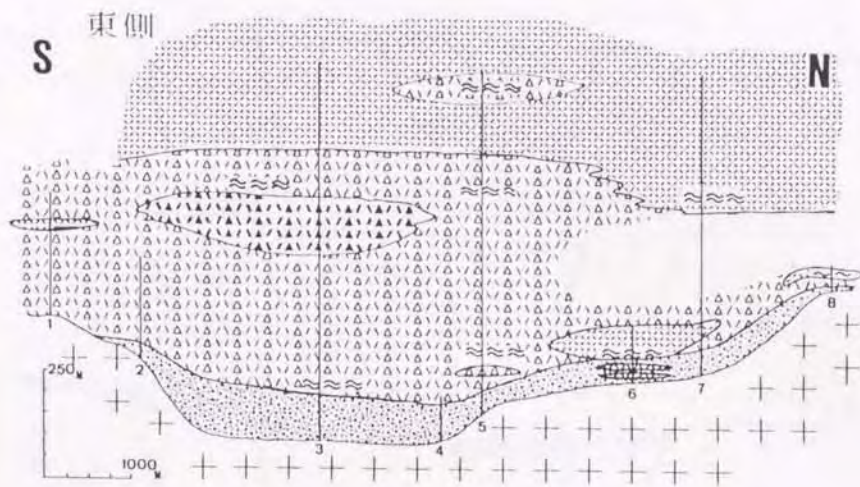


第32図 三富地域の総合柱状図（足立ほか 1989）

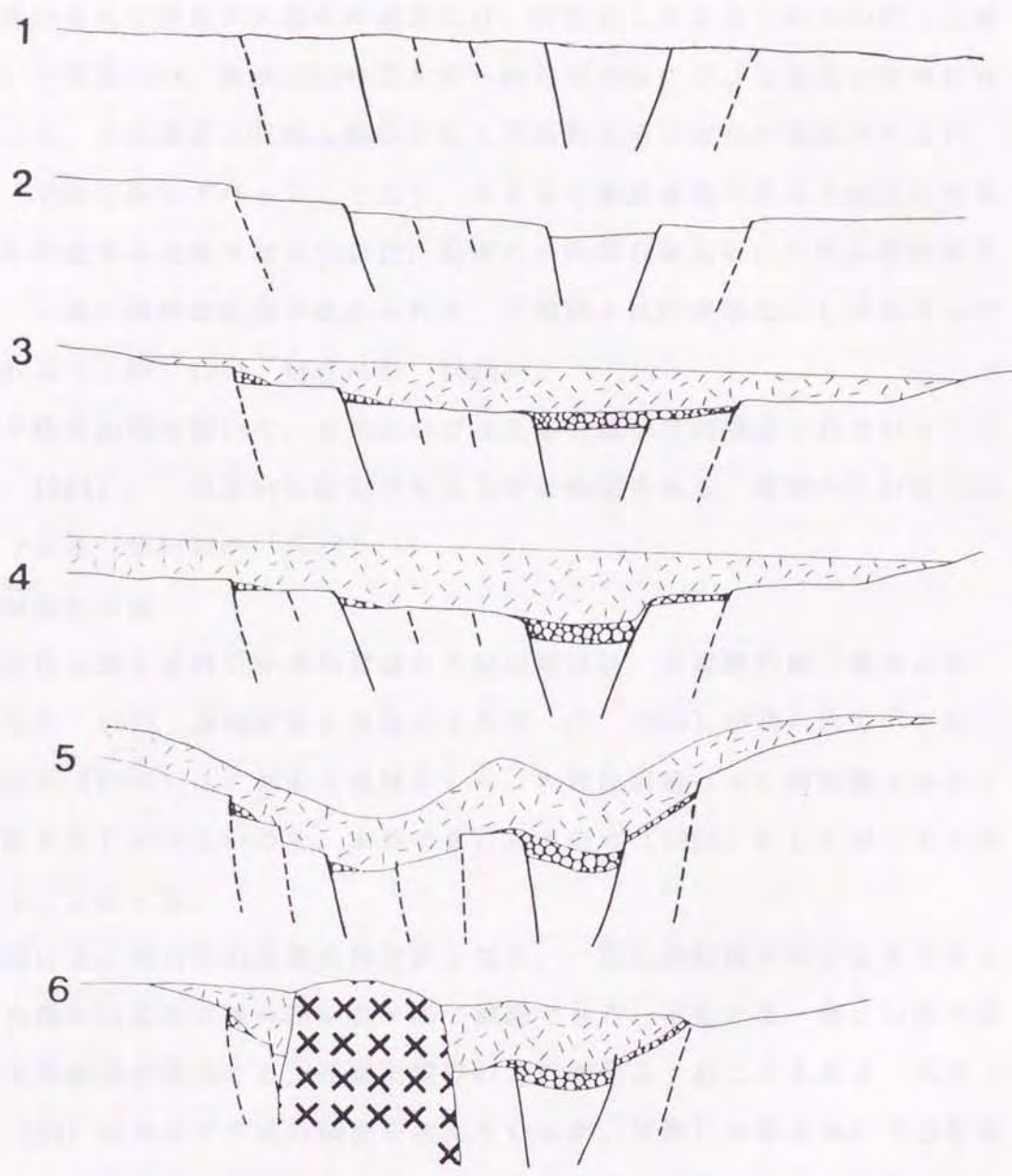


第33図 | 三富地域の地質図 (足立ほか 1989)

1: 小仏層群, 2~7: 三富層, 2: 徳和礫岩部層, 3: 角閃石安山岩質凝灰岩~火山礫凝灰岩, 4: 石英安山岩質火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩, 5: 角閃石安山岩質凝灰角礫岩, 6: ホルンフェルス, 7: 角閃石安山岩質溶結凝灰岩, 8: 花崗閃緑岩 (徳和型および大鳥型), 9: 小鳥型石英閃緑岩, 10: 安山岩岩脈, 11: 流紋岩岩脈, 12: 石英閃緑岩岩脈, 13: 走向・傾斜, 14: 溶結構造



第34図 基盤の形状と基盤にアバットする地層（足立ほか 1989）



A
 B
 C
 D
 E

第35図 東西断面にみる構造発達概念図 (足立ほか 1989)

1~2: 断裂発生と陥没盆地の形成 3~4: 三富層の堆積 (火山活動)
 5: 三富層の変形 6: 小鳥型石英閃緑岩の貫入と削剥
 A: 基盤 B: 徳和礫岩部層 C: 乾徳山火砕岩部層 D: 小鳥型
 石英閃緑岩 E: 断層

(2) 太良ヶ峠^{たらがとうげ}陥没盆地

三富層分布域の西側の太良ヶ峠周辺には、緑色化した太良ヶ峠火山岩（三村 1971）が南北16km、東西10kmの北北東-南南西方向にのびる細長い地域に分布している。小仏層群と花崗岩類からなる甲府岩体を不整合の関係でおおい、一部は、甲府岩体にアバットしており、おそらく陥没盆地であると推定される。盆地内を埋積する太良ヶ峠火山岩は、複輝石～角閃石輝石安山岩質火砕岩を主体とし、一部に溶結凝灰岩が認められる。三富層とは同層準ないしはやや上位とみられる（三村 1971；足立ほか 1989）。

太良ヶ峠火山岩を貫いて、南北にのびる火道岩脈が多数確認されていて（三村ほか 1984）、この方向に断裂があるものと推定される。岩脈のK-Ar年代は2.3Maである（柴田ほか 1984）。

(3) 大冠^{おおかぶり}陥没盆地

埼玉県秩父郡大滝村の中津川流域の大冠地域には、大冠礫岩層（藤本ほか、1957；石井 1962；通商産業省資源エネルギー庁 1975）が知られているが、石井・荒木（1989）はこれを大冠層とした。大冠礫岩層は主に礫岩層であるという誤解を生じかねないので、本論でも石井・荒木（1989）にしたがって大冠層と呼ぶことにする。

大冠層は主に輝石安山岩質火砕岩からなり、一部に溶結凝灰岩がはさまれる。基盤との間には高角不整合面が数ヶ所で確認できる。下部には一部に淘汰不良の角～亜角礫岩が発達する。花崗閃緑岩の亜円礫をふくむこともある。石井・荒木（1989）はカルデラ式の陥没を考えているが、実際には陥没後に火山活動が生じているとみられる（足立 1991）。陥没盆地の規模は小さく水平スケール0.5×0.7 kmである（足立ほか 未公表）。

石井・荒木（1989）は、大冠層中に発達する安山岩質溶結凝灰岩およびそれを貫くデイサイトのフィッシュントラック年代を測定し6.22, 6.82Maを、また後者についてはK-Ar法によって4.91～4.99Maを報告している。年代値は甲府盆地北方の三富層に比べると一部はやや古く出ているものの、全体的な年代値および岩質・岩相などの特徴は、三富層に対比できるものである。

1-3 本宿, 本宿南西, 妙義, 霧積

(1) 本宿陥没盆地

下仁田の西から荒船山にかけての地域には, 安山岩溶岩・凝灰角礫岩・溶結凝灰岩・凝灰質シルト岩などからなる本宿層が分布する。基底部には淘汰不良な角~亜角礫岩が発達している。9Maの頃に水平スケール11×12km規模の正三角形に近い陥没盆地が形成され(本宿団体研究グループ 1968; 野村・小坂 1987), この陥没盆地を本宿層が埋積している。陥没量は約500mと見積もられる(本宿団体研究グループ 1970)。また, 細部にわたって検討すると, 盆地南西部で一辺が1km程度の四角形の小陥没盆地が見いだされたり, 逆に荒船山北方で一辺が1.5km程度の地塁状の形態がみられたりする(本宿団体研究グループ 1970)。こうしたことは, 例えば大冠陥没盆地や次にのべる本宿南西小陥没盆地のような小規模な水平スケールの陥没盆地の形成問題を考える上で重要である。つまり, 陥没初期の基底部形態がその後に堆積した地層が削剥されたために露出している可能性が考えられるからである。

(2) 本宿南西小陥没盆地

本宿の南西には基盤の中・古生層や下部~中部中新統を不整合におおって, 上部中新統の本宿層が分布し, 最下部には淘汰不良の角礫~亜角礫岩が発達している(田中・藤田 1979)。この上位に変質した安山岩質火砕岩や角閃石安山岩溶岩などが堆積し, 基盤との高角不整合面に対してアバットしている。一部に溶結凝灰岩層をはさむ。最上部には複輝石安山岩や細粒凝灰岩が発達する。推定陥没量は約300mと見積もられる(田中・藤田 1979)。陥没盆地は2つみられ, 水平スケール2×2km, 2×3kmの小規模のものである。

(3) 妙義陥没盆地

妙義山周辺には, 主に複輝石安山岩質の火砕岩や溶岩からなる上部中新統の妙義火砕岩層が分布する。本宿団体研究グループ(1968)は, 妙義火砕岩層は本宿層や秋間層と指交関係にあるとした。下部~中部中新統を不整合の関係でおおい, 水平スケール7×7kmの陥没盆地を形成しているとされている(本間・藤田 1979)。周辺地域との層序関係, K-Ar年代で4.7Ma, 5.7Ma(野村

1991) が求められていることから、後期中新世の地層であると考えられている。

(4) 霧積陥没盆地

霧積川～中尾川地域には、安山岩質火砕岩や複輝石安山岩溶岩などからなる上部中新統の霧積層が分布し、下位の中部中新統の原市層や板鼻層を傾斜不整合やアバット不整合の関係（秋間団体研究グループ 1976）でおおったりしている。最下部には流紋岩～デイサイト質の岩片を主体とする凝灰角礫岩が発達する。この凝灰角礫岩の中には基盤の海成層の礫や先第三系の礫を含んでいて、基底礫岩の性格をもっている（秋間団体研究グループ 1996）。陥没した盆地を埋め立てて霧積層の安山岩質火砕岩や溶岩などが堆積している。陥没は 8Ma 頃に発生したとみられる。陥没盆地の水平スケールは 5×5 km で、陥没量は 250 m 土である（秋間団体研究グループ 1996）。

1-4 吾妻、白砂

(1) 吾妻陥没盆地

群馬県北部地域の吾妻付近には、上部中新統の切ヶ久保層の堆積後、陥没盆地が形成され、そこには安山岩質の溶岩と火砕岩からなる吾妻層が堆積している（中村 1986）。一部デイサイト質火砕岩で、溶結凝灰岩をはさむ。安山岩溶岩は K-Ar 年代で 7.1, 8.5 Ma を示す（倉沢ほか 1985）。陥没盆地の水平スケールは 6×6 km である。

(2) 白砂陥没盆地（コールドロン）

秋間より北方には上部中新統のデイサイト質溶結凝灰岩が広く分布し、上中下の 3 部層に区分される。中村ほか（1990）は、この内の中部の溶結凝灰岩が白砂地域で 2000 m の厚さに達することをあきらかにし、白砂付近に東北東-西南西方向にのびたコールドロンを想定した。デイサイト質溶結凝灰岩が断層で境されたコールドロン内に堆積したと考えられる（中村 1991）。コールドロンの水平スケールは 8×20 km である。放射年代は約 8 Ma 前後（糟谷・高橋 1988）である。ここでいうコールドロンとは、すべての火山性の陥没体をよぶ名称である（小室 1986）。

1-5 仲間川, 松田山

(1) 仲間川陥没盆地

神奈川県上野原西方の上部中新統の仲間川巨礫岩は、最大礫径2m以上に達する輝石安山岩～玄武岩の角～亜角礫からなる。局地的な陥没が発生したものとみられる(本間 1983)。活動を誘発した断裂は北東-南西方向にのびる高角断層で、陥没にともなって輝石安山岩～玄武岩質の火山活動が生じた(本間 1991)とされている。

(2) 松田山陥没盆地

足柄山地の東部、松田山地域には、安山岩質火砕岩・溶岩、シルト岩などからなる上部中新統の松田山層が分布する。松田山層の最下部では火砕岩の一部は溶結している(角田 1997)。この地域の上部中新統の堆積過程はあきらかではないが、足柄団体研究グループ(1988)は、その後角田(1997)によって松田山層に組み込まれることとなった瀬戸層に、淘汰不良の土石流型の巨礫が多くふくまれることから、それは陥没盆地の発生を意味するとした指摘は重要と考える。

1-6 小滝山

(1) 小滝山陥没盆地

美ヶ原地域に分布する角閃石安山岩質～デイサイト質溶岩や火砕岩は、後期中新世になって形成された陥没盆地内部を埋積した堆積物で、小滝山層群と命名されている(美ヶ原団体研究グループ 1977; 1981)。最下部には淘汰不良の崖錐性礫岩が発達している。下部層には含まれるシルト岩層中の植物化石群集から上部中新統とされている。陥没盆地は内村層を基盤として発生したもので(美ヶ原団体研究グループ 1977; 1981; 砥沢団体研究グループ・永田 1991)、北北東-南南西方向にのびており、陥没盆地の水平スケールは5×15kmである。

2 フォッサマグナの関東地域における後期中新世火山性陥没盆地群の発生～発展の特性

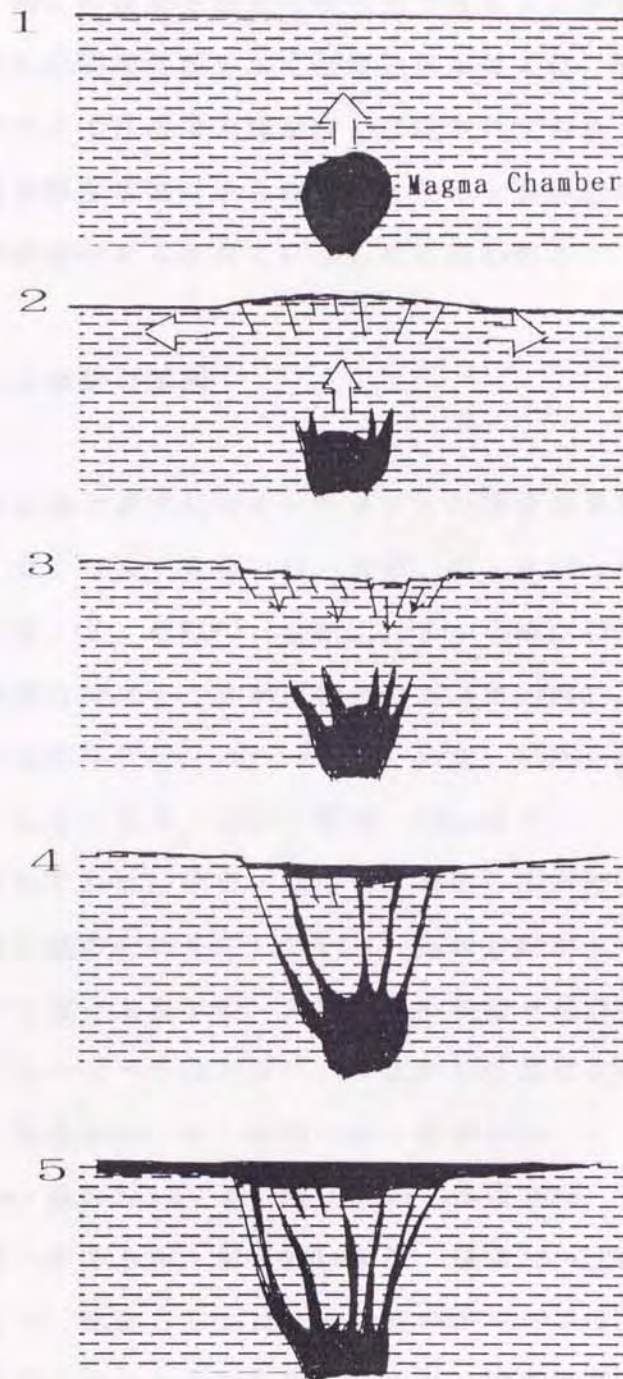
2-1 火山性陥没盆地の特性

フォッサマグナの後期中新世の火山性陥没盆地の多くは、最下部にしばしば淘汰不良の崖錐性礫岩が発達し、その上位を淡緑色に変質した角閃石安山岩質ないしは複輝石安山岩質火砕岩・溶岩などが埋積している。溶結凝灰岩をともしない、一部にデイサイト質火砕岩類がみられる。丹沢山地の北部にあたる仲間川陥没盆地では、輝石安山岩～玄武岩質の火山活動が生じており、多少塩基性であるという点で他の陥没盆地とはやや特徴を異にしているが、全域的にみるとフォッサマグナでは、後期中新世のこの時期に、安山岩の活動が活発であるという特徴をもっている。

火山性陥没盆地は、一辺数kmから10数kmの多角形をなしており、その規模は多様である（第3表）。水平スケールが一辺10km以下の陥没盆地は、一般に長辺と短辺の長さの差は余りなかったが、一辺の長さが15km以上あるような場合は、長辺と短辺の長さの差がみられた。水平スケールに対する陥没量の大小については、陥没量が明らかでない陥没盆地が多いこともあり、その傾向をとらえることはできなかった。

これらの火山性陥没盆地は、群馬県の本宿や山梨県の三富など復元されるように、一つ一つの陥没盆地の地下に、それぞれに対応するマグマの活動を推定することができる（第36図）。マグマの上昇にともなって断裂が発生し、その後陥没盆地の形成、崖錐性礫岩の堆積、続いて火山活動が生じたと考えられる。

ところで、フォッサマグナのこの時期は、安山岩の活動が活発であるという特徴をもっているが、秋間より北方の白砂陥没盆地には、中村ほか（1990）が報告したようにデイサイト質溶結凝灰岩が広く分布する。これは鬼怒川流紋岩類の延長と考えられる（吉村ほか 1991）。鬼怒川流紋岩類は、溶結凝灰岩を



第36図 三富陥没盆地の形成過程

1: マグマの発生 2: マグマの上昇による地表部での引張場の形成と断裂の発生 3: マグマ内の圧力低下と地表部での陥没 4~5: 火成活動

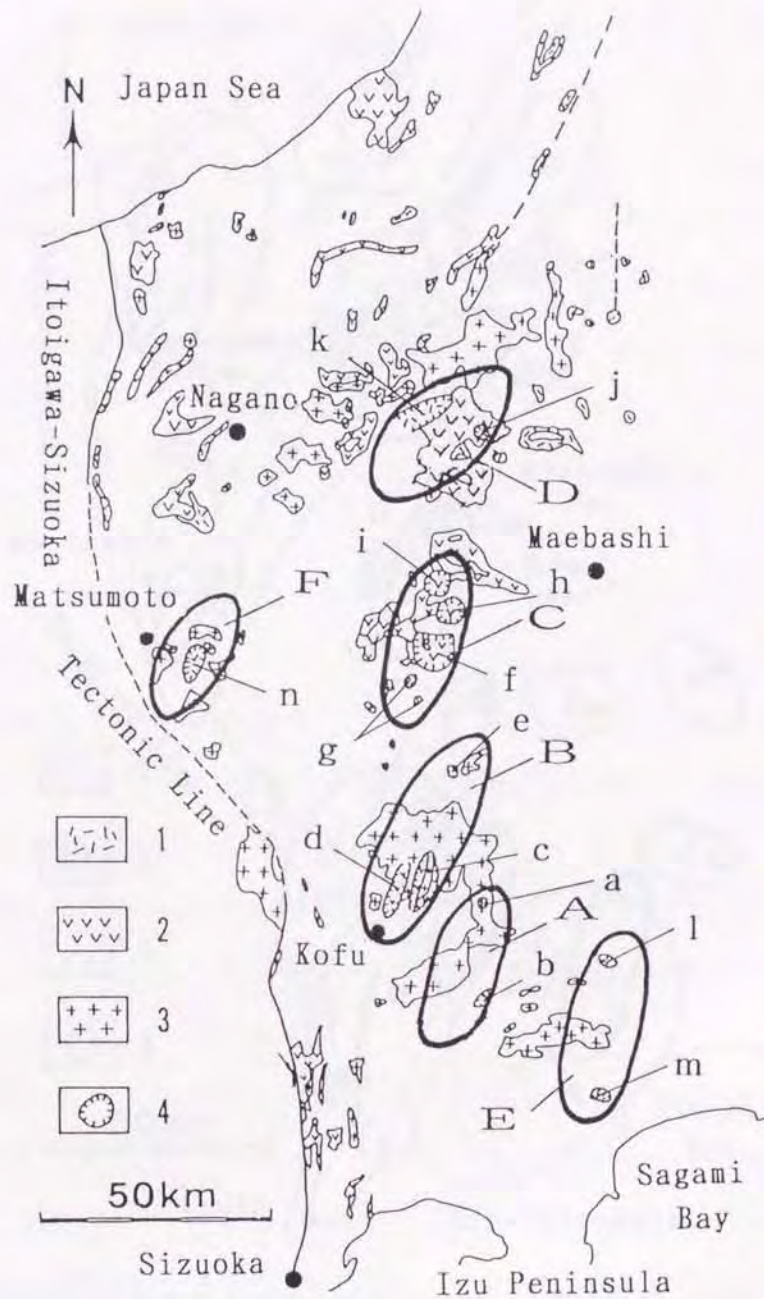
主体とする酸性火山岩であるが、NEDO (1987) や山口 (1989) によるK-Ar年代測定によって 5~9.5Ma の後期中新世の噴出物であることがあきらかにされてきている。この時期には関東北部をふくむ東北日本弧では、酸性岩の噴出物ともなったカルデラや火山性陥没盆地が多く形成されており (NEDO 1987; 吉村ほか 1991), 白砂陥没盆地にみられるデイサイト質溶結凝灰岩は東北日本弧の延長部としての要素があらわれているものと思われる。

2-2 火山性陥没盆地群の配列

火山性陥没盆地の各論で述べたフォッサマグナの陥没盆地はその分布から、A: 砥山-三ツ峠, B: 三富-太良ヶ峠-大冠, C: 本宿-本宿南西-妙義-霧積, D: 吾妻-白砂, E: 仲間川-松田山, F: 小滝山の6つの地域グループの火山性陥没盆地群に分けることが可能である (第37図)。陥没盆地を埋積する火山噴出岩類の放射年代は、5~8Ma (K-Ar法, FT法) を示すものが多い (柴田ほか 1984; 石井・荒木 1989; 野村 1991など)。

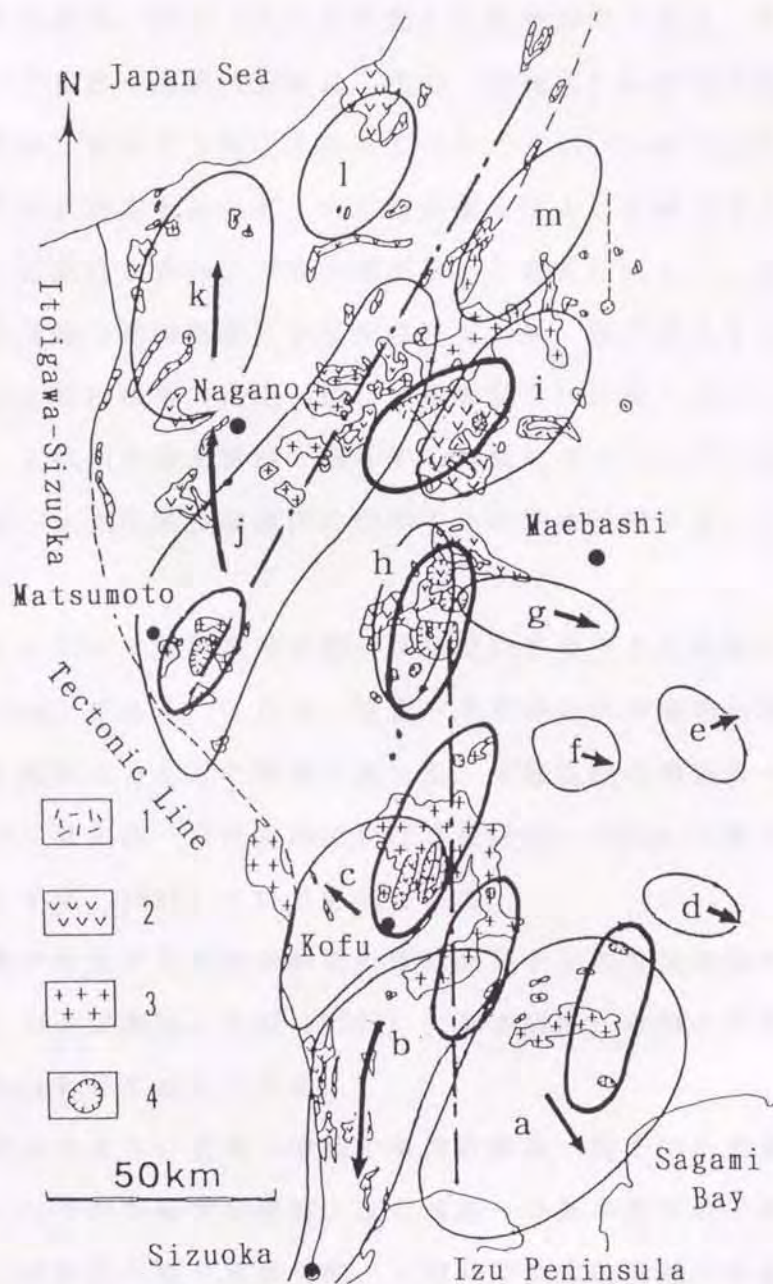
各グループは、それぞれに、北東-南西~北北東-南南西方向の長軸をもって分布しており、雁行状の配列をなしている。長軸方向がとくに顕著にあらわれているのは、Bの三富-太良ヶ峠-大冠とCの本宿-本宿南西-妙義-霧積の配列である。これら一つ一つのグループの広がりのおおよその輪郭をたどると、A: 短径14km・長径28km, B: 短径17km・長径48km, C: 短径15km・長径38km, D: 短径14km・長径28km, E: 短径15km・長径30km, F: 短径12km・長径30kmで、多少の違いがあるが、短径15km前後、長径30~50km程度の楕円で示すことができる。また、全体としては、A~Eのグループは、幅20~30km、長さ約150kmの南北方向にのびた配列をなしており、甲府南部から丹沢-足柄にかけてはS字形に湾曲している。Fは独立しているが、広がり短径15km・長径30km程度の楕円で示すことができる。

このうちFグループは、北部フォッサマグナの隆起軸部にあたり、A~Dグループは、南部フォッサマグナの隆起軸部にほぼ一致している (第3図)。すなわち、後期中新世の陥没盆地群の各グループは、南部および北部フォッサ



第37図 後期中新世の火山性陥没盆地群の分布

A～Fは、後期中新世の火山性陥没盆地群の各グループ。a～nは火山性陥没盆地。a：砥山，b：三ツ峠，c：三富，d：太良ヶ峠，e：大冠，f：本宿，g：本宿南西，h：妙義，i：霧積，j：吾妻，k：白砂，l：仲間川，m：松田山，n：小滝山。1：珪長質火山岩類，2：安山岩質火山岩類，3：深成岩類，4：火山性陥没盆地。後期中新世および鮮新世火山岩の分布は、一部加筆して吉村ほか（1991）にもとづいている。



第38図 後期中新世の火山性陥没盆地群の分布と前期～中期中新世の堆積盆地群の分布
 凡例は第34図に同じ。細線で囲んだ部分が前期～中期中新世の堆積盆地群，太線が後期中新世の火山性陥没盆地群。前期～中期中新世の堆積盆地群の分布は藤田ほか（1968），藤田・小室（1991）による。a～mは各堆積盆地群。a：丹沢，b：御坂－富士川，c：甲府－巨摩，d：五日市，e：小川，f：秩父，g：富岡，h：内山，i：谷川，j：草津，k：西頸城，l：東頸城，m：湯沢。黒矢印は堆積盆地の沈降中心部の移動方向を示している。これは北部フォッサ・マグナ研究グループ（1976），井尻ほか（1950），武井・小池（1981），五日市盆地団体研究グループ（1981），丹沢団体研究グループ（1977），富士川団体研究グループ（1976），矢野（1982），藤田（1990）などをもとに筆者が作成。

グナの隆起軸部に発生し、しかも雁行配列を示しているといえる。

筆者は、後期中新世における南部および北部フォッサマグナの隆起軸の方向は、火山性陥没盆地群の一次的（より本質的）な配列方向であり、それと斜交する北東-南西～北北東-南南西方向は二次的（副次的）な配列方向であると考えている。本宿や三富などで復元されるように、一つ一つの火山性陥没盆地の地下にはそれぞれに対応するマグマの活動を推定することができるので、陥没盆地群の地下には対応するマグマ群が存在すると考えられる。一次的な配列方向はより深部の構造（深部断裂）を反映させており、雁行構造をなす二次的な配列方向はそれよりは浅部の構造（雁行する断裂）の反映であろうとみなしている。そして、これらの深部断裂と雁行する断裂にそってマグマが上昇・活動すると考えると、火山性陥没盆地群の配列を合理的に説明することが可能である。

フォッサマグナにおいて堆積盆地が雁行状に配列することを最初に指摘したのは藤田ほか（1968）である。これは、前期～中期中新世の堆積盆地（陥没盆地群）が雁行状に配列することの指摘であった。堆積盆地の輪郭の一部は修正されたが、基本的には北東-南西方向にのびる長径80～100kmの楕円形を形成している（藤田・小室 1991）というものである。

第38図は、筆者の指摘する後期中新世の雁行配列する陥没盆地群の分布と、藤田ほか（1968）および藤田・小室（1991）による前期～中期中新世の堆積盆地の分布とを重ね合わせたものである。

この図からもわかるように前期～中期中新世の御坂-富士川の堆積盆地と後期中新世の砥山-三ツ峠の陥没盆地群、また前期～中期中新世の甲府-巨摩の堆積盆地と後期中新世の三富-太良ヶ峠-大冠の陥没盆地群は多少位置はずれて前期～中期中新世堆積盆地の北東側に位置するが、重なっている部分も多い。しかも、後期中新世の陥没盆地群は、ほぼ南部および北部フォッサマグナの堆積盆地の分布中心軸＝隆起軸部に発生しているのとらえることができる。

2-3 火山性陥没盆地群の雁行配列の形成機構

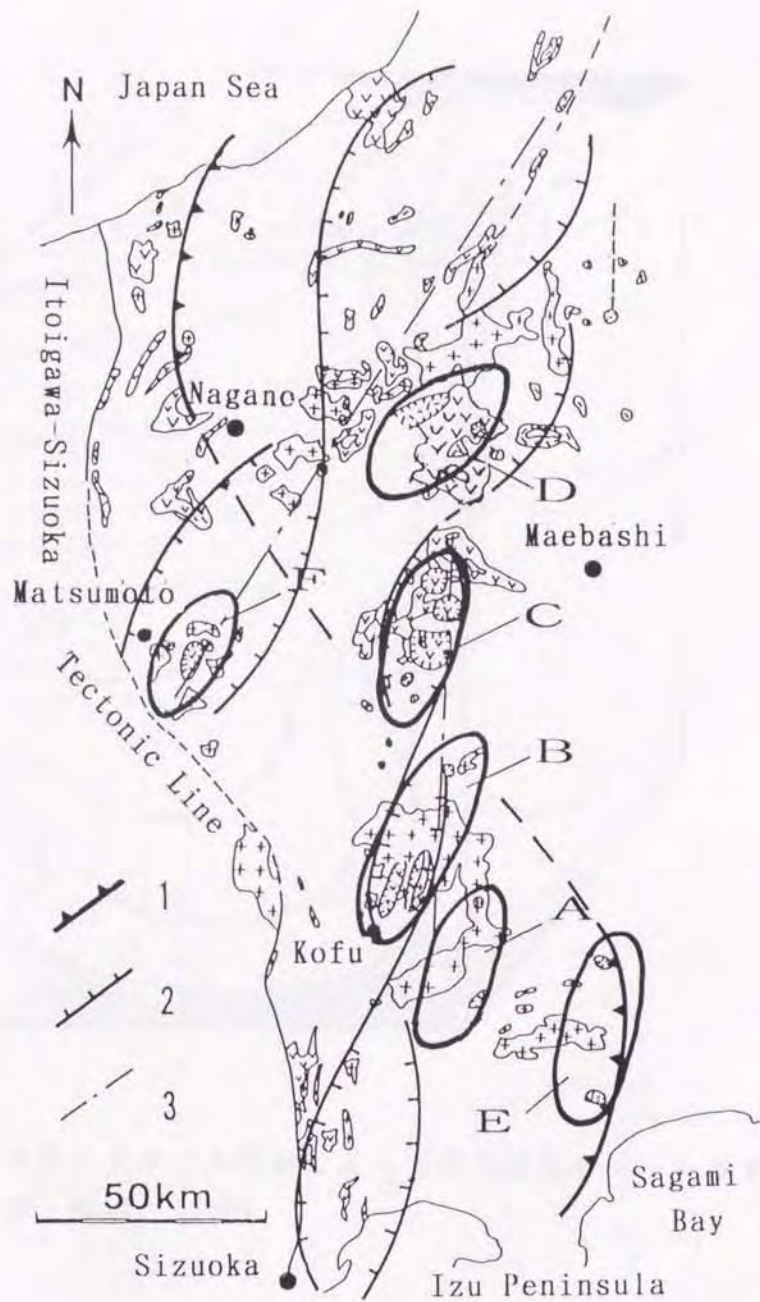
後期中新世における火山性陥没盆地群の一次的な配列方向（南部および北部フォッサマグナの隆起軸方向）とそれと斜交する二次的な配列方向（北東—南西～北北東—南南西方向）がどのように形成されるのかを解明することは、上部マントル～地殻下部ないし上部にかけての内部運動をさぐる上で重要な意義をもつであろう。

生出（1974）はかつて東北日本の第四紀火山列のオーダーのちがう一次～三次の配列について指摘したが、藤田（1990）はこれをマントル溶融体の上昇による隆起およびそれにともなう深部断裂によって雁行構造が形成されたことを意味するものと考察した。なお、火山の雁行配列の要因については、すでに藤田（1982）がのべているが、さらに、フォッサマグナの前期～中期中新世の堆積盆地が雁行配列することの理由について藤田（1990）は、次のように説明している。

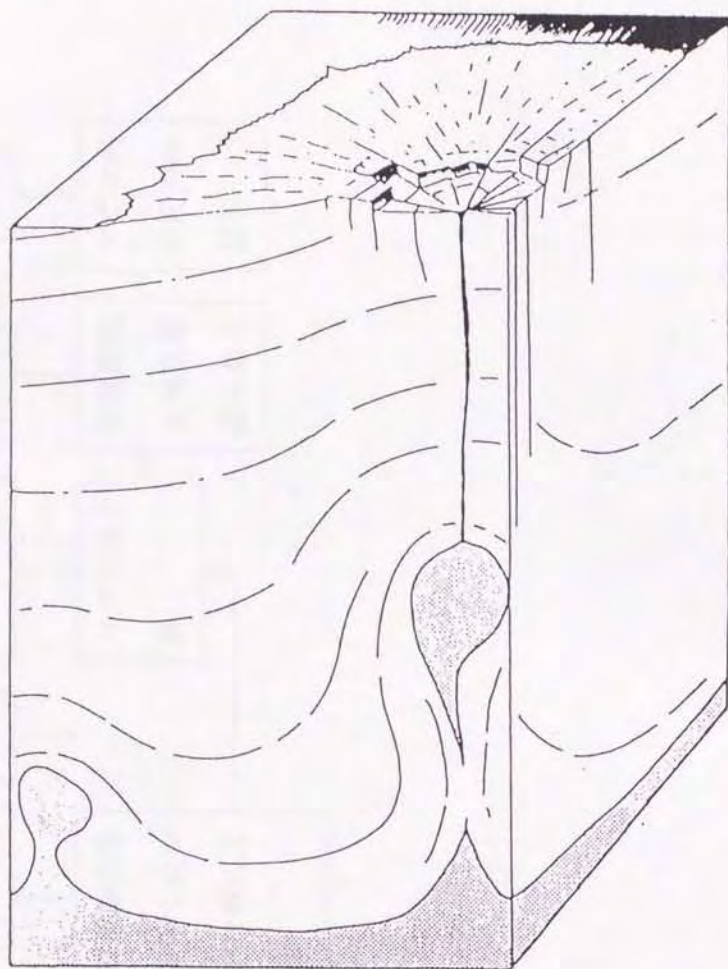
一つ一つの火山性陥没盆地の下にはマグマ溜まりが深さ十数km付近に存在したと見積もられているので（小室ほか 1977）、陥没盆地群の地下にはこのようなマグマ溜まりが群生していたにちがいない。こうした群生マグマ溜まりは、地殻から上部マントルにおよぶ深部断裂ぞいに発生ないし上昇したと考えられる。つまり、陥没盆地が雁行配列することは、深部断裂そのものが雁行していることを意味している。群生マグマ溜まりをもたらしたのは、フォッサマグナの地下のマントルに生じた溶融体であり、この溶融体の膨脹がフォッサマグナ地域の地殻を隆起させたと考えられる。したがって、フォッサマグナ地域の堆積盆地の雁行配列は、基本的には南部および北部フォッサマグナ方向の長軸にそって生じた溶融体による隆起と、それにともなって生じた水平引張力による雁行配列した深部断裂（第39図）によって規制されたことになる。

この説明は、前期～中期中新世の堆積盆地の形成についてのべたものである。筆者は、関東山地～北関東地域にみとめられる後期中新世の火山性陥没盆地の雁行配列については、基本的に同様の形成機構を考えているが（第40図）、溶融体の上昇にともなう地表部での隆起は、一次、二次、三次スケールのものが認められ、これは深部での構造に対応しているにとらえている（第41図）。

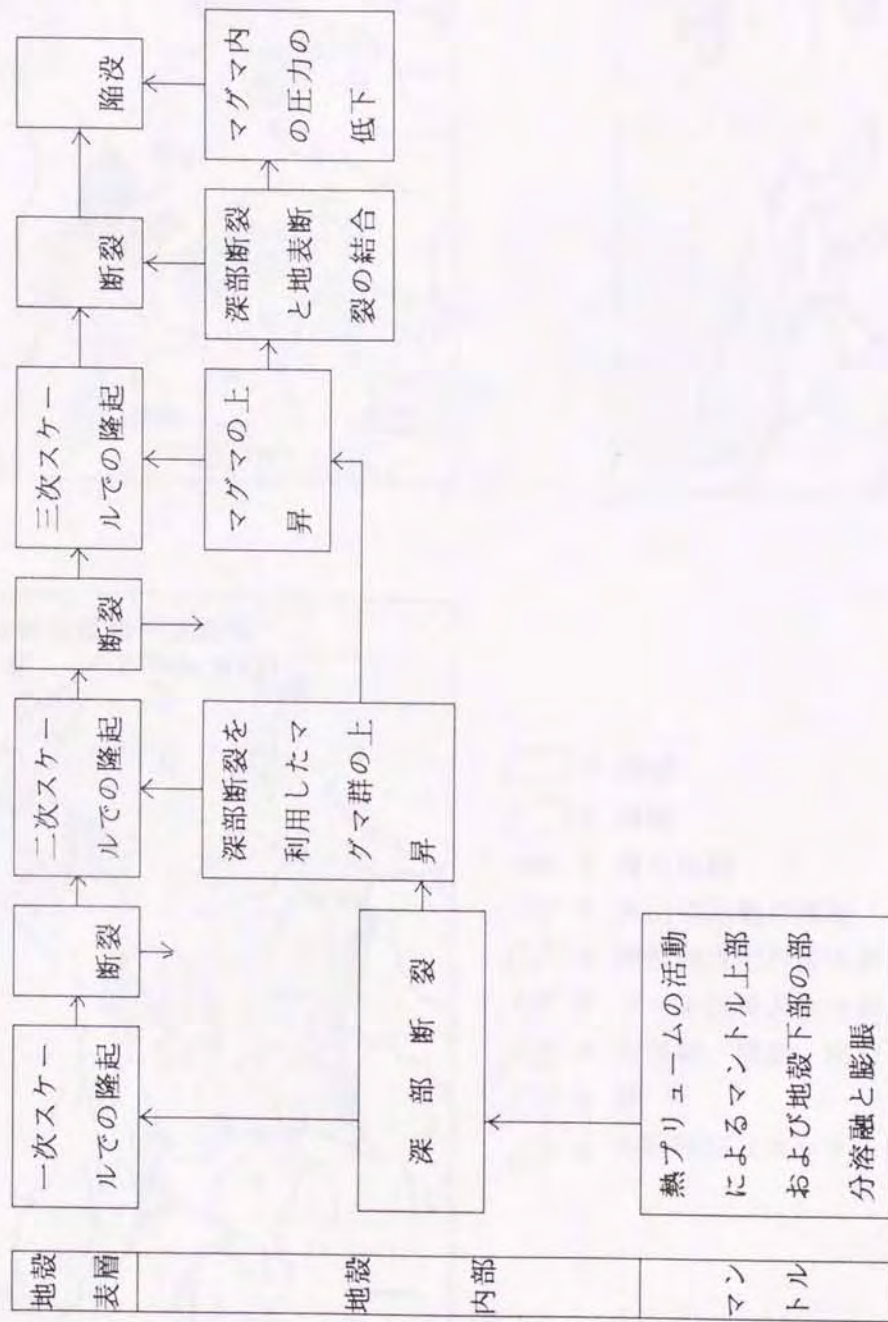
後期中新世の火山性陥没盆地群の雁行配列の形成過程を、筆者は次のように



第39図！ 後期中新世の火山性陥没盆地群の分布と前期～中期中新世の堆積盆地の形成に関わったと推定される地下のグラーベン断裂系との関係
 後期中新世および鮮新世火山岩などの凡例は第3図に同じ。前期～中期中新世の堆積盆地の形成に関わったと推定される地下のグラーベン断裂系は、藤田・小室（1991）による。1：フォッサマグナ全域を規制したグラーベンの断裂，2：フォッサマグナ南部・北部それぞれの隆起にともなって生じたグラーベンの断裂系，3：グラーベンの軸。

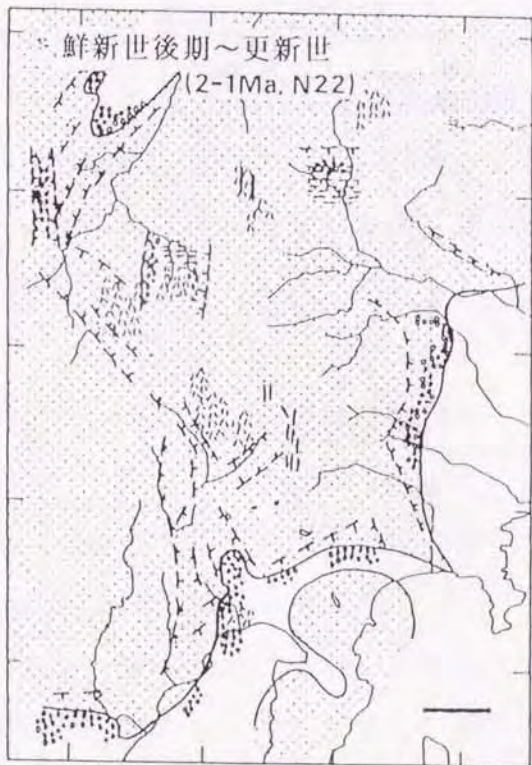
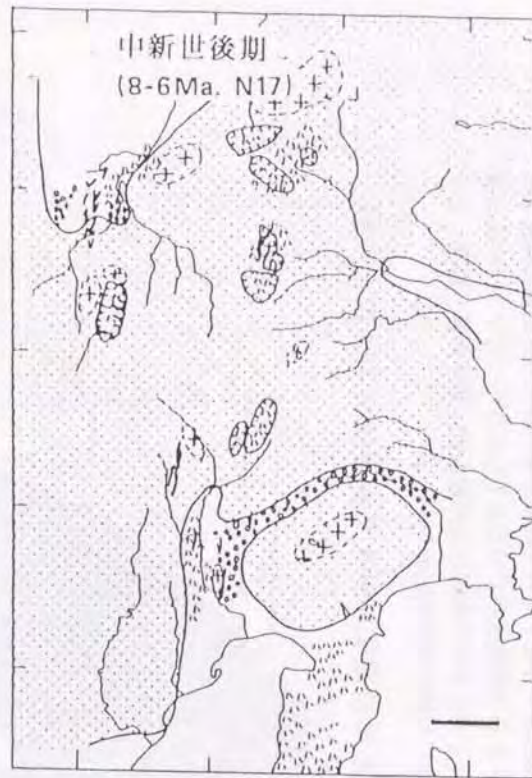
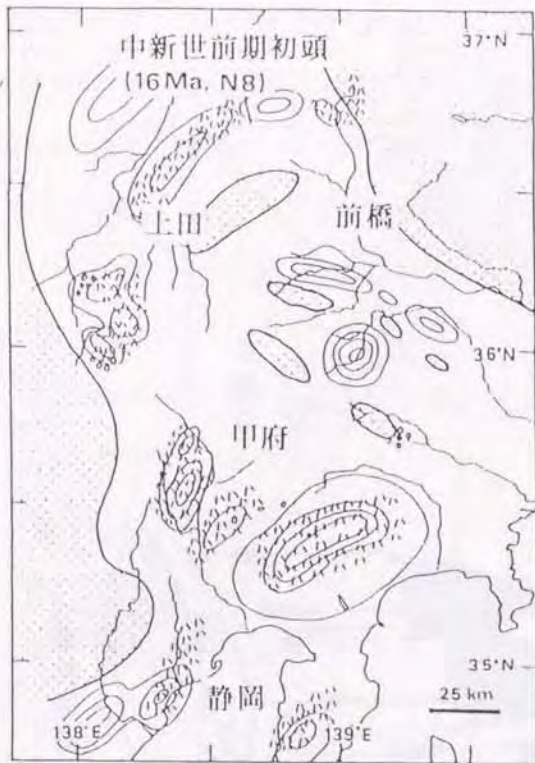


第40図 陥没のスケールモデル実験によって得た結果をマントルダイアピルで説明した図（小室・藤田 1980）



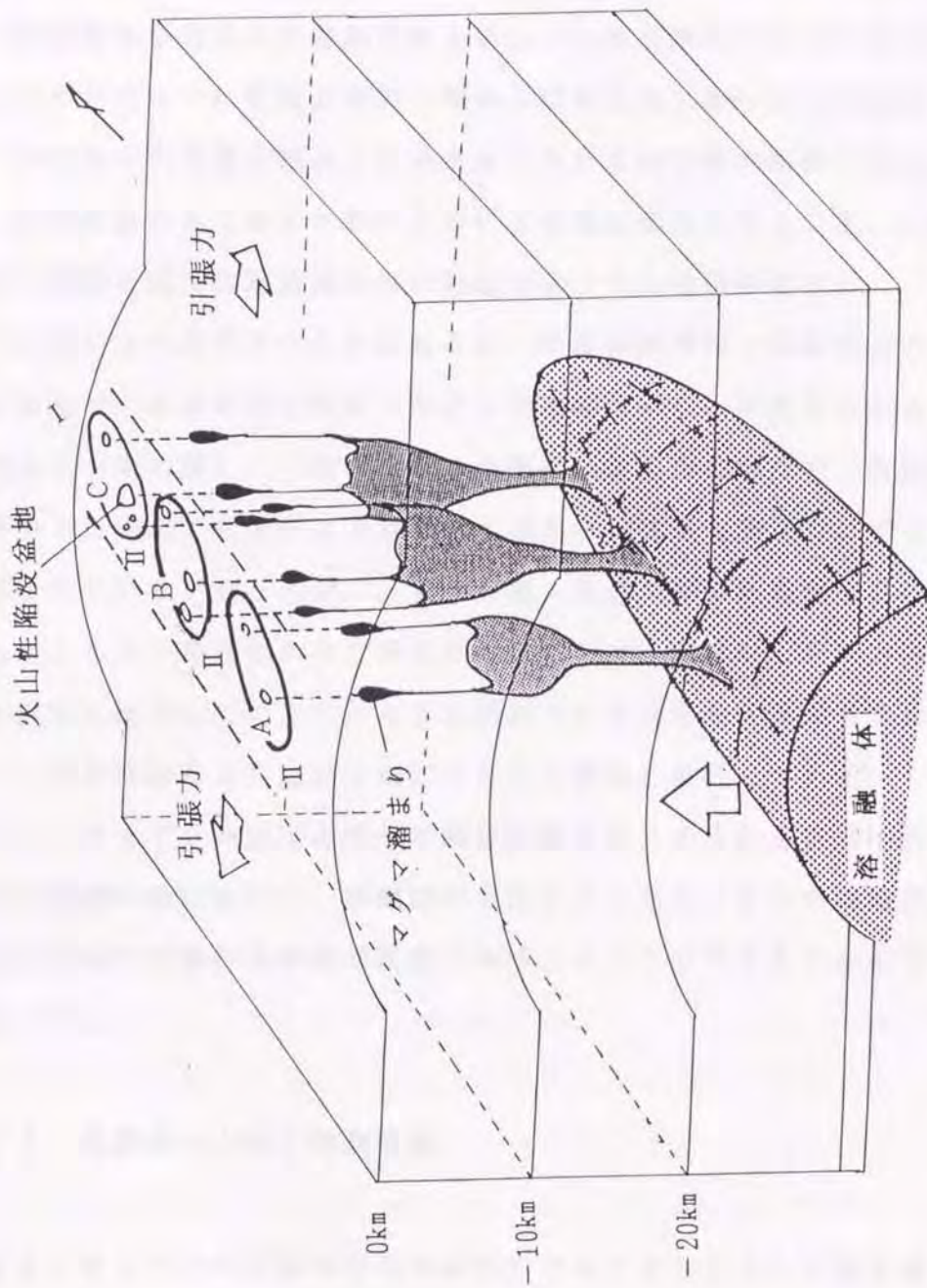
第41図 一次, 二次, 三次スケールの隆起と火山性陥没盆地群の雁行配列の形成過程

縦軸には深度, 横軸には相対的な時間をとってある。現象は左から右へと進行する。この図を作成するにあたっては藤田 (1973) を参考にした。



- 1 陸域
- 2 海域
- ▨ 3 礫の堆積
- ▨ 4 火山噴出物の堆積
- ⊕ 5 酸性深成岩の併入活動
- /// 6 シート状併入岩体および貫入岩体の活動
- 7 古崖線, 撓曲, 陥没盆地
- ≡ 8 湖
- 9 等層厚線 (コンター間隔は500m)

第42図 フォッサマグナの古地理図 (フォッサマグナ地質研究会, 1991)
全8枚の古地理図のうちの3枚を引用.



第43図 火山性陥没盆地の一次配列、二次配列の形成に関する溶融体の上昇モデル図

I: 陥没盆地群の一次配列, II: 陥没盆地群の二次配列, A~Cは陥没盆地群の各グループ、一次配列, 二次配列の形成過程: 1) 熱アリュームの活動によるマントル上部および地殻下部の部分溶融と膨脹, さらに深部断層の形成, 2) 深部断層を利用した溶融体の上昇にともなう鉛直下からの突き上げによる一次スケールでの隆起と地殻上部および地表面における引張場の形成, 3) 引張場での地殻上部および地表面における雁行状の断層の形成, 4) 深部断層にそう溶融体の上昇による地表面における二次, 三次スケールでの隆起と火山性陥没盆地群の形成および火山活動の発生. なお, 本図をつくるにあたっては, 藤田 (1973), 藤田・小室 (1991) を参考にした。

とらえた。

- 1) 熱プルームの活動によるマントル上部および地殻下部の部分溶融と膨脹、さらに深部断裂の形成。
- 2) 深部断裂を利用した溶融体の上昇にともなう鉛直下からの突き上げによる一次スケールでの隆起と地殻上部および地表部における引張場の形成。
- 3) 引張場での地殻上部および地表部における雁行状の断裂の形成。
- 4) 深部断裂にそうマグマ群の上昇による地表部における二次、三次スケールでの隆起と火山性陥没盆地群の形成および火山活動の発生。

ここでいう一次スケールの隆起とは、陥没盆地群の一次配列の方向にのびをもつ隆起で、古地理図を復元したときの水陸分布などにあらわれるレベルのものである(第42図)。二次スケールの隆起とは陥没盆地群の二次配列の方向にのびをもつ隆起である。これはたとえば山中地溝帯を胴切りにするようにして形成されているブロックが、三富-大冠-太良ヶ峠の陥没盆地群の配列の軸部でもっとも高い位置にあり、そこを中心にして、東ないし西の方向に各ブロックが次第に沈下していることなどに現れている(足立・小泉 未公表)。三次スケールの隆起とは各陥没盆地ごとの部分隆起を意味している。

フォッサマグナの関東山地～北関東地域にみとめられる後期中新世の火山性陥没盆地群の雁行配列は、溶融体の上昇による鉛直下からの地殻の突き上げによる引張場での雁行状の深部断裂の形成によって説明することが可能である(第43図)。

2-4 溶融体の上昇と活動時期

フォッサマグナの前期～中期中新世のフォッサマグナの堆積盆地の形成に関わったと推定される地下のグラーベン断裂系(藤田・小室 1991)とそれをもたらした隆起軸の方向は、第39図で示すように後期中新世の火山性陥没盆地群の雁行配列をつなぐ線と全く一致している。したがって、両者の変動の根源は一つとみることができる。このことは、少なくとも前期中新世から後期中新世にかけて、フォッサマグナの地下での基本的な構造と熱源の配置は変わらなか

ったことを意味するものと推定される。

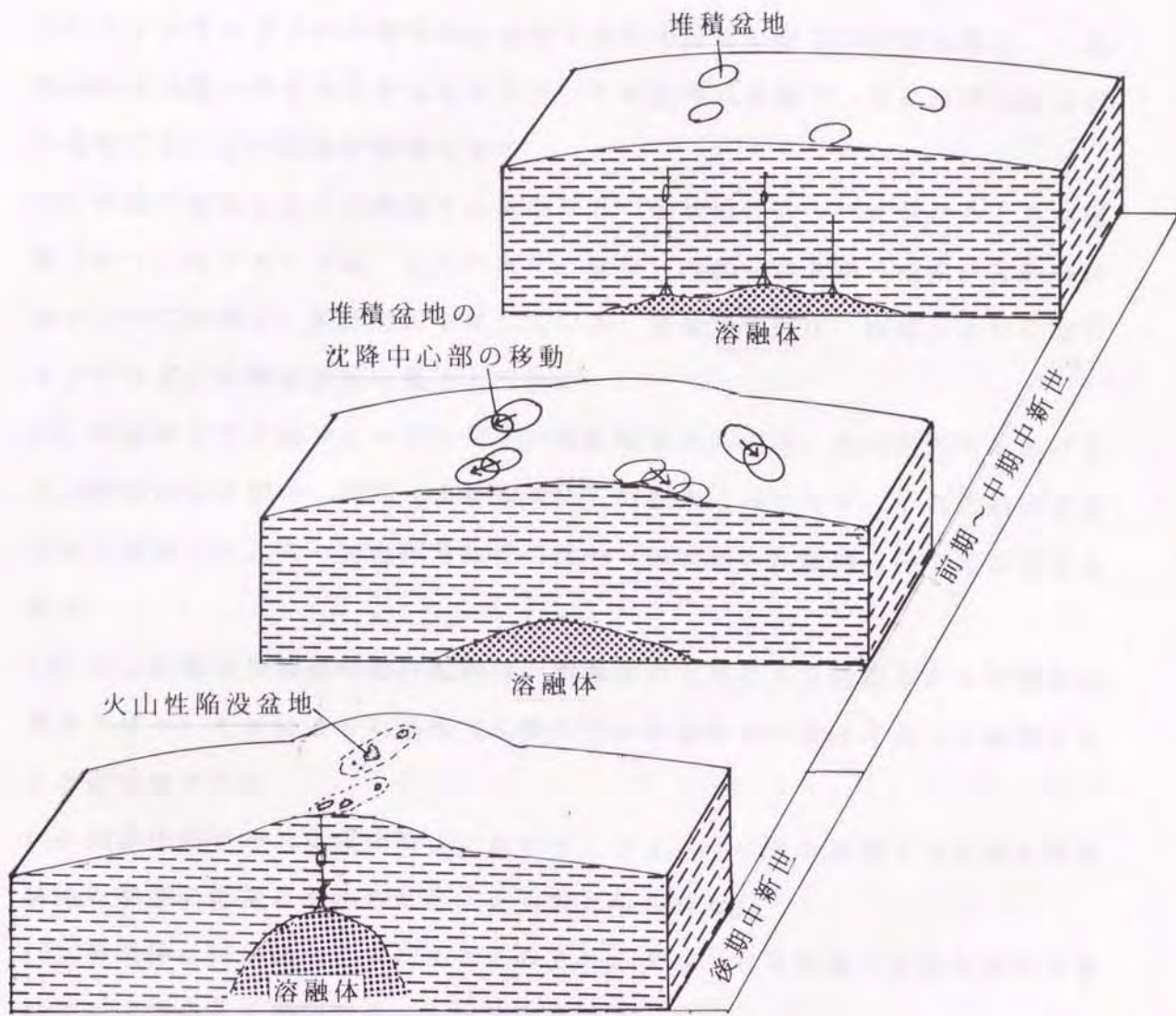
また、第38図で示したように、前期～中期中新世堆積盆地の沈降中心部の移動方向は隆起軸部に直交ないし斜交している。これはとくに南部フォッサマグナの隆起軸部を中心によく認められるが、地下における溶融体の上昇とともに堆積盆地の沈降中心部が移動したものと考えられる。

つまり地下の溶融体は、その水平的位置を前期～中期中新世と後期中新世とではそれほど変化させていない。むしろ後期中新世には上昇し、活動範囲をせばめつつ、活動の場は南部および北部フォッサマグナの隆起軸部の地下に集中してきているととらえることができる。

フォッサマグナの関東地域では、前期～中期中新世、後期中新世、鮮新—更新世以後の3つの時期に火山活動が生じている。前期～中期中新世の火山活動は主に丹沢山地、群馬県北部にみられるグリーンタフ層を主体としながら、五日市堆積盆地・秩父堆積盆地・比企丘陵・岩殿丘陵などの砕屑岩の中には含まれる緑色化した火砕質岩層などにあらわれている。後期中新世の火山活動は、本論においてのべたとおりで、本宿、三富などをはじめとする地域にみられる。鮮新—更新世以後の火山活動は、水ヶ森火山・黒富士火山・茅ヶ岳火山・八ヶ岳火山、その他第四紀の火山などにみられるものである。

鮮新—更新世以後の火山活動については今後の検討課題であるが、地表における前期～中期中新世および後期中新世のそれぞれの火山活動の時期と、地下における溶融体の活動の活発な時期は対応していると考えている。さらに前期～中期中新世に比較すると、後期中新世には溶融体の位置はより上昇し、溶融体から派生するマグマ群の活動のおよぶ範囲はせまくなっているとみなしている。それは、前期～中期中新世に比較し後期中新世は火山活動が生じている範囲そのもののがせまくなっていること、南部フォッサマグナの隆起軸部に直交ないし斜交する前期～中期中新世堆積盆地の沈降中心部の移動方向がみとめられること、隆起軸部にそって後期中新世の陥没盆地群がみとめられることなどである。

2-3, 2-4で論じた内容をもとに、第44図に、溶融体の発生・上昇と活動の強弱および地表における現象との関係をまとめた。地殻・マントル中にお



第44図 溶融体の活動と地表面象との関係

ける変化と地表における現象を時間軸を横軸にとって示したものである。

以上述べたことをまとめると次の通りである。

(1) フォッサマグナの中部地域における後期中新世の火山性陥没盆地は、一辺数kmから10数kmの多角形をなしており、その規模は多様で、主に角閃石安山岩～複輝石安山岩の活動が活発である。

(2) 本論で報告した火山性陥没盆地群は6つの地域グループに分けることが可能であり、各グループは、それぞれに、北東-南西～北北東-南南西方向の長軸をもって分布し、雁行配列をなしている。陥没盆地群は、南部および北部フォッサマグナの隆起軸部に発生している。

(3) 南部および北部フォッサマグナの隆起軸部の方向は、後期中新世における火山性陥没盆地群の一次的（より本質的）な配列方向であり、それと斜交する北東-南西～北北東-南南西方向は二次的（副次的）な配列方向であるとみられる。

(4) 火山性陥没盆地群の雁行配列は、溶融体の上昇による鉛直下からの地殻の突き上げと、それによる引張場での雁行状の深部断裂の形成によって説明することが可能である。

(5) 前期中新世から後期中新世にかけて、フォッサマグナの地下での基本的な構造と熱源の配置は変わらなかったものとみられる。

(6) 溶融体には活動の強弱があるとみられ、少なくとも前期～中期中新世と後期中新世はより活動的であったと推定される。

IV. フォッサマグナの関東地域の堆積盆地の発生～発展過程と地下深部構造—地球物理学的データからの検討

1 「溶融体の鉛直上昇モデル」と地震波解析からみた地下深部構造

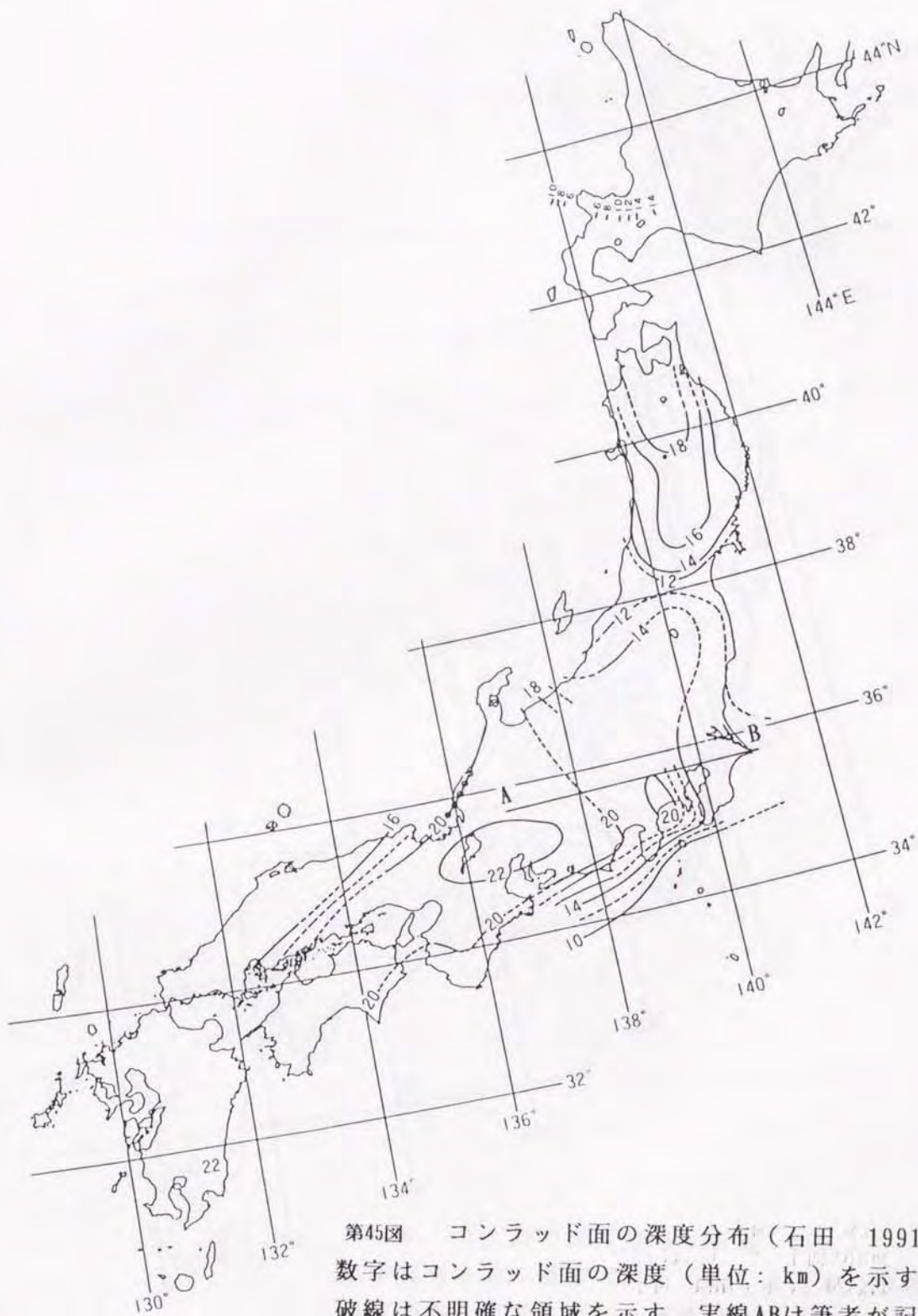
関東地域を中心とするモホ面およびコンラッド面の深度分布を第45図、第46図に示す。これは石田(1991)によるものであるが、この図は人工地震、自然地震、インバージョン法などのデータを総合化してあらわしたものである。関東・東海地域は、人工地震による観測結果が比較的多数あるので、それらの結果を中心にして、ほかにインバージョン法により求められた層境界面の分布(Ashiya et al. 1987)などにもとづき深度分布が推定されている。

関東・東海地域のモホ面深度は、太平洋岸で浅く、関東地域の地下で深くなっており、最深40km以上になっているとみられる。コンラッド面も、太平洋岸で浅いが、関東山地以西では20km前後の深度を示しており、あまり深度の変化はみとめられない。

第47図に、南部フォッサマグナの隆起軸方向とは直交する方向(東西方向)に切ったモホ面とコンラッド面の断面を示す。モホ面は、太平洋岸の銚子付近では浅く20km程度であるが、内陸に向かってその深度は深くなり、関東山地の地下では40km以深となる。三富地域の地下でも40km程度の深さを示している。

これに対し、コンラッド面は銚子付近で浅く10km程度であるが、関東平野の地下では次第に深くなり20kmより深くなるが、フォッサマグナの隆起軸部にあたる三富地域の地下では、やや浅くなり20km以浅となる。この地域以西ではわずかに深くなり、横ばいの状態となる。

これらのデータの中で、三富地域の地下でモホ面深度は深い、コンラッド面は周囲よりやや浅くなるという傾向がみられる。これは筆者が深度20～30km付近に推定している南北方向にのびる溶融体の存在を地球物理学的データから

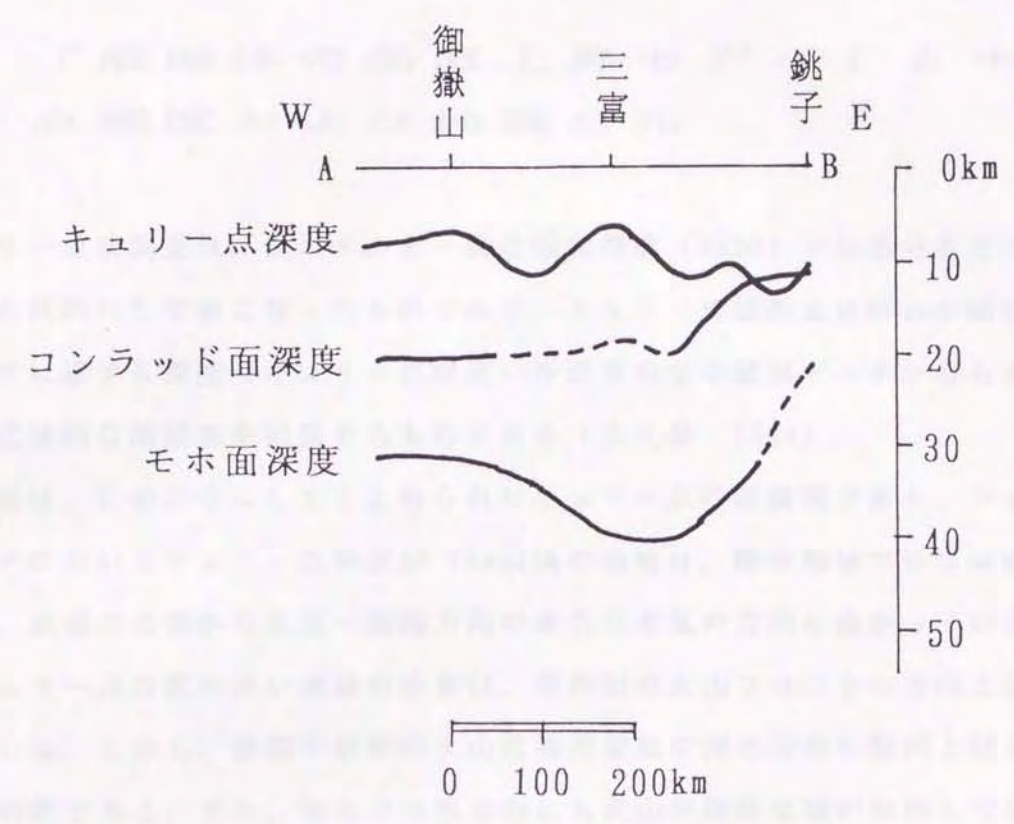


第45図 コンラッド面の深度分布 (石田 1991)
 数字はコンラッド面の深度 (単位: km) を示す.
 破線は不明確な領域を示す. 実線ABは筆者が記入した断面線.



第46図 モホ面の深度分布 (石田 1991)
 数字はモホ面の深度 (単位: km) を示す. 破線
 は不明確な領域を示す. 実線ABは筆者が記入し
 た断面線.

図47 南北にのびる溶融体の地球物理学データからみた東西断面



第47図 南北にのびる溶融体の地球物理学データからみた東西断面

補完するものである。筆者は、南北方向の溶融体の上昇によってコンラッド面がやや浅くなっているものと解釈している。

2 「溶融体の鉛直上昇モデル」とキュリー一点深度および地震分布

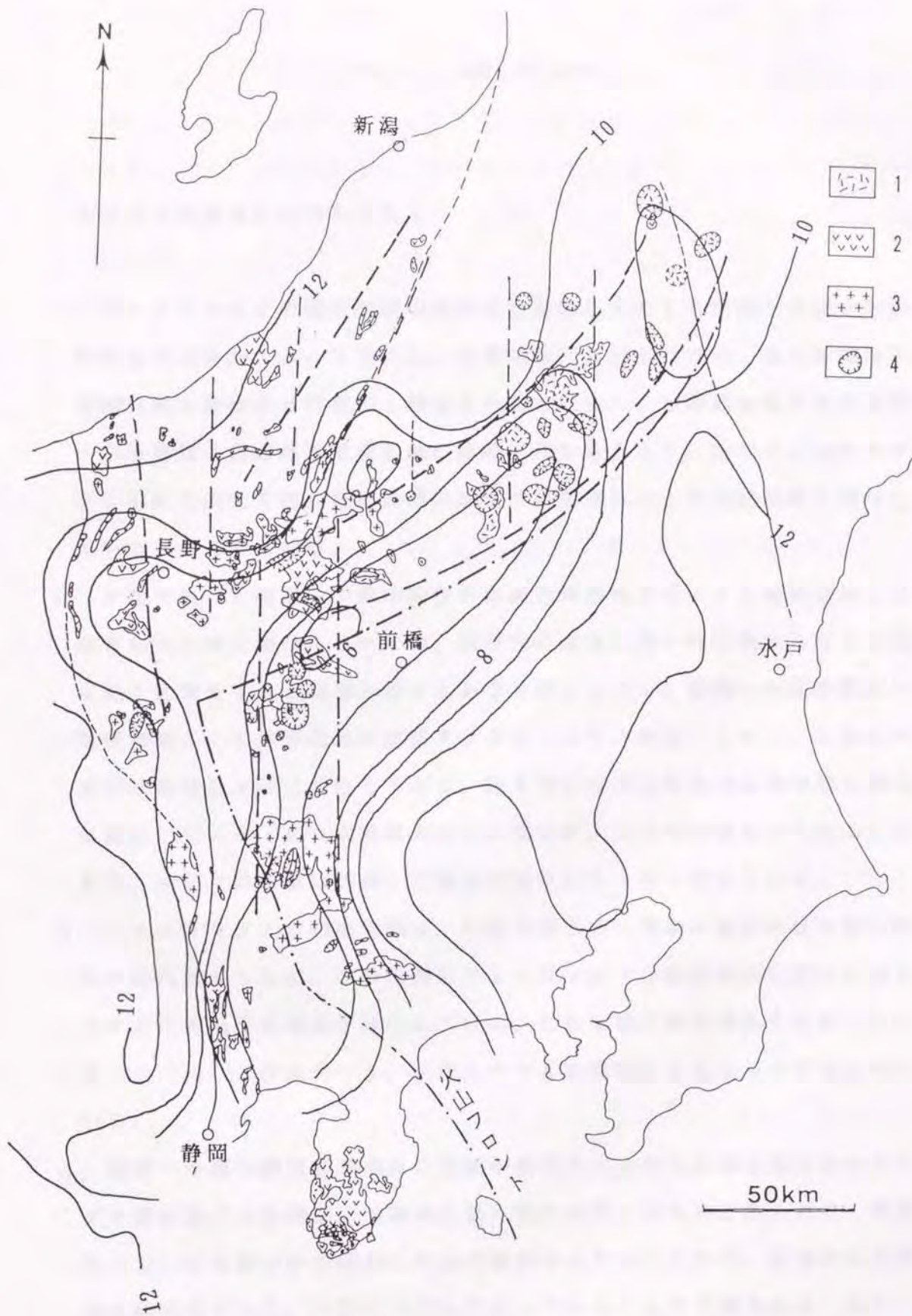
キュリー一点法調査は、新エネルギー総合開発機構（NEDO）が地熱分布を求めるところを目的にしておこなったものである。キュリー一点法調査は岩石が磁性を失う温度に達する深度（キュリー一点深度）を通常の空中磁気データからもとめ、地下の広域的な熱構造を把握するものである（大久保 1984）。

第48図は、このようにしてもとめられたキュリー一点等深線図である。フォッサマグナにおいてキュリー一点深度が7km以浅の地域は、関東地域ではほぼ南北方向で、前橋の北側から北東-南西方向の東北日本弧の方向に曲がっている。このキュリー一点深度の浅い地域の分布は、第四紀の火山フロントの方向とは斜交している。しかし、後期中新世の火山性陥没盆地の南北方向の配列とはきわめて調和的である。また、東北日本弧方向にも火山性陥没盆地が配列している。

筆者は、キュリー一点深度の浅い部分が、フォッサマグナの隆起軸部にほぼ一致していることは、その地下に存在すると考えられる溶融体がおお活動的であることの反映であると考えている。

このことは地震分布にもあらわれている。たとえば溝上ほか（1986）は、広域微小地震観測網による結果および気象庁による大中地震（ ≥ 5.5 ）のキュリー一点深度8-10kmに対応する高温地域をとりまき地震活動区が規則的に配列しているとしている。さらに、第四紀火山分布地域は無地震（低地震活動）域であるとしているが、キュリー一点深度の浅い7-8km地域も低地震活動域とみられる。溝上ほか（1986）はこうした地域では、非弾性的変形が進行している可能性が高いと指摘している。

このような地震分布の特徴も、南北方向の溶融体がおお活動的であることを支持しているものと考えられる。



第48図 後期中新世の火山性陥没盆地群の配列とキュリー点深度
 凡例は図37に同じ。キュリー点深度は大久保(1984)による。

V. ま と め

本研究の結論は次の通りである。

1. フォッサマグナの関東地域の碎屑性堆積物を主とする前期～中期中新世堆積盆地は陥没によって発生し、基盤構造に支配されつつ、最大沈降部が東南東側へ移動する将棋倒し構造を示している。この堆積盆地の東南東側への移動は、周辺部の堆積盆地の移動方向からみると、南部フォッサマグナにおける南北方向の隆起軸部の地下での溶融体の上昇運動が深く関与しているものとみられる。
2. 本論で扱った前期～中期中新世の碎屑性堆積物を主とする堆積盆地には顕著な火山噴出物はみられない。同時代の非常に厚い堆積物からなる堆積盆地と比較をすると地層の厚さもあまり厚くはなく、前期～中期中新世の堆積盆地としては周辺部に位置するものとみなされる。しかし、これらの盆地は陥没によって発生しており、基本的には火山性陥没盆地の発生様式に類似している。また規模は大きくはないが、火山噴出物もみられることから、マグマの活動に関連して陥没が発生したものと考えられる。
3. フォッサマグナの関東地域は、中期中新世末～後期中新世には全般的隆起の時代に入ったが、この時期にフォッサマグナの隆起軸部に雁行配列を示す火山性陥没盆地群が発生している。これは地下深部構造を反映した一次スケール、二次スケール、三次スケールの隆起をともなって形成されている。
4. 前期～中期中新世の溶融体と後期中新世の火山性陥没群を発生させたマグマ群の源である深部の溶融体と基本的には同一のものとみられる。地表部においては何回かの時期に火山活動がみられることから、溶融体には活発な活動期があり、活動のリズムをもっていることが予想される。また、溶融体の水平的位置は、前期～中期中新世から後期中新世にかけてほとんど変わっていないと考えられる。

5. キュリー点深度，地震分布などデータの検討からすると，溶融体は水平的位置をあまり変化させることもなく，現在もなお活動的であると推定される．このことからすると，溶融体の水平的位置は，前期～中期中新世～後期中新世～鮮新世のみならず，今日に至るまでほとんど変化していない可能性が高い．
6. フォッサマグナの関東地域における五日市や秩父地域をはじめとする前期～中期中新世の陥没盆地の発生，各堆積盆地での沈降中心が東南東方向への移動，後期中新世の火山性陥没盆地の発生，南北フォッサマグナの隆起軸部での火山性陥没盆地群の雁行配列など，こうした一連の地表における現象は，前期中新世以後に隆起軸部の地下に存在する溶融体が鉛直方向へ上昇する過程で生ずるとするモデルで統一的に説明が可能である．

おわりに

前述のごとくフォッサマグナの関東地域における前期～中期中新世以後の地質現象はフォッサマグナの隆起軸部の地下に存在する溶融体の上昇運動で統一的に説明が可能である．

ところで，フォッサマグナ地域では後期中新世の 5～6Ma 頃は，本州地塊に対して丹沢山地が南東方から衝突し（天野 1986 など），続いて 1～2Ma 頃，伊豆地塊が南南東方から衝突した（杉村 1972 など）とされるプレートテクトニクス説の考えがある．もし，そうであるとすれば火山性陥没盆地群の雁行配列が形成された時期は，南東方からの衝突によって北西～南東方向の圧縮力が働いていたと考えられ，北東～南西にのびる構造軸が形成されることになる．この考えでは，関東山地から北関東地域にみとめられる火山性陥没盆地群の南北配列の一次的な配列と北北東～南南西方向の二次的な雁行状の配列をうまく説明することはできない．火山性陥没盆地群の南北配列および雁行配列は，南北方向にのびをもつ溶融体の上昇による鉛直下からの地殻の突き上げと，それによる引張場での雁行状の深部断裂の形成，さらにマグマ群の上昇によって説明することの方が合理的と考えられる．この点についてはさらに今後の検討を必要とする．

文献

- 足立久男 (1991) 関東山地における新生代の火山活動の場の変遷. 地団研専報, 38, 85-93.
- 足立久男 (1993) 関東平野西縁の谷地川断層 (新称) について. 地球科学, 47, 123-132.
- 足立久男 (1994) 五日市-多摩川帯について. 地質雑, 100, 249-262.
- 足立久男 (1996) 関東山地~北関東地域にみられる後期中新世火山性陥没盆地の雁行配列. 地団研第50回総会シンポジウム要旨集, 125-128.
- 足立久男・雁沢夏子・方違重治・石田吉明・菊池康浩・小泉 潔・岡野裕一 (1989) 甲府盆地の北方に分布する後期中新世の火砕岩層. 地団研専報, 36: 59-72.
- 足立久男・石田吉明 (1992) 五日市盆地新第三系の層序区分と堆積環境について. 平成4年度全国地学教育研究大会・日本地学教育学会第46回全国大会資料集, 136.
- 足立久男・石田吉明・岡野裕一・正井信雄 (1991) 関東山地東部の秩父および五日市堆積盆地末期の問題点. 地団研専報, 38: 51-57.
- 足立久男・角田史雄 (1987) 堆積盆地の形成過程. 日本の地質「関東地方」, 113, 共立出版.
- 秋間団体研究グループ (1976) 群馬県西部霧積川東方の地質. 地質学論集, 13: 261-267.
- 秋間団体研究グループ (1996) 群馬県松井田町, 碓氷川上流地域の地質. 地球科学, 50: 161-176.
- 天野一男 (1986) 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, 88: 581-585.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・高橋武夫・武井硯朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一 (1966) 下仁田構造帯. 地球科学, 83, 8-23.
- Arai J. and Kanno S. (1960) The Tertiary System of the Chichibu Basin

- ， Saitama Prefecture, central Japan. Jap. Soc. Prom. Sci., 1-396 .
- 足柄団体研究グループ (1988) 足柄堆積盆地の発生・形成・変形について—足柄地域の新第三系・第四系の研究 (4) —. 地球科学, 42: 124 ~ 136 .
- Ashiya K. , Asano S., Yoshii T. , Ishida T. and Nishiki T. (1987) Simultaneous determination of three-dimensional crustal structure and hypocenters beneath the Kanto-Tokai district, Japan. Tectonophys. , 140 , 13-27 .
- 秩父盆地新第三紀団体研究グループ (1991) 秩父盆地における中新世の堆積盆地末期の造構過程 (その1) —層序と構造—. 地球科学, 45, 245-258 .
- 秩父盆地新第三紀団体研究グループ (1994) 秩父盆地における中新世の堆積盆地末期の造構過程 (その2) —角礫岩層の特徴と堆積過程—. 地球科学, 48, 521-533 .
- 遠藤 毅・川島真一・川合将文 (1978) 立川市付近の地下地質. 昭和53. 東京都土木技術研究所年報, 367-377 .
- 遠藤 毅・小笠原弘信・川島真一・川合将文 (1981) 北多摩地区南部の水文地質構造と地盤沈下. 昭和56. 東京都土木技術研究所年報, 165-180 .
- フォッサマグナ地質研究会 (1991) フォッサマグナの隆起過程. 地団研専報, 38: 159-181 .
- 富士川団体研究グループ (1976) 富士川流域における新第三系の地質構造について. 地質学論集, 13, 329-348.
- 藤本治義 (1931) 小佛層に就いて. 地学雑, 43, 377-383 .
- 藤本治義 (1949) 多摩川流域の中生層 (演旨). 地質雑, 55, 116-117 .
- 藤本治義・宮澤俊弥・河田茂磨・浅野勝三・金田光弘 (1957) 奥秩父—秩父鉦山付近の地質と鉦床. 日本地質学会64年学術大会見学旅行案内, 1-31.
- 藤田至則 (1967) グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題. 地質雑, 73, 106 .
- 藤田至則 (1973) 日本列島の成立—グリーンタフ造山. 築地書館, 257p. , 東京.
- 藤田至則 (1982) 島弧変動について. 地団研専報, 24: 1 ~ 32.

- 藤田至則 (1990) 日本列島の成立 (新版) - 環太平洋変動. 築地書館, 259p., 東京.
- 藤田至則・小室裕明 (1991) フォッサマグナ地域における中新世前期～中期堆積盆地の雁行配列について. 地団研専報, 38: 141-148.
- 藤田至則・角田史雄・小坂共栄 (1968) 新第三紀初期のフォッサマグナ. 日本地質学会第75年学術大会資料「フォッサマグナ」, 52-61.
- Harada, T. (1890) Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht. Kais. Japan Geol. Reichsanstalt, Tokyo, 126p.
- 広島俊男・駒沢正夫・村田泰章 (1986) 20万分の1地質図「東京」, プーゲ異常編集. 地質調査所.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ (1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, 13, 117-131.
- 本間睦美・藤田至則 (1979) 群馬県西部における後期中新世の陥没構造 - 五輪岩付近の上部中新統の地質学的研究 -. 地質学論集, 16: 87-96.
- 本間岳史 (1983) 相模湖付近の層序と構造. 埼玉県立自然史博物館研究報告, 1: 35-50.
- 本間岳史 (1991) 関東山地南縁における中～後期中新世の造構運動と火成活動. 地団研専報, 38: 27-37.
- 堀口万吉 (1972) 関東山地北東部の地形について. 埼玉大紀要 (自然科学篇), 13, 111-117.
- Ignatyev A.B., YU. I. baculin, A.E. Polozov, A.A. Fedorenko, N. Murakamil, Y. Fujita, N. Yamada, Y. Matsumoto, T. Yoshimura, Y. Koide, S. Harayama, R. Yashima, Y. Ganzawa, K. Nishimura, J. Kasahara, T. Shirahase, M. Yuasa, M. Kimura, Chen Gouda, He Zhili and Tan Keren (1992) Volcanic Belts and Volcano-Tectonic Structures of the East Asia, Scale 1:3000000. VTU GSH, DVIMS, Geolcom, Russia.
- 井尻正二・藤田至則 (1949) 化石床 (Fossil Enclosure) (新称仮称) - 化石の成因, とくに化石の堆積機構の研究. 地球科学, 1, 29-37.

- 井尻正二・小川賢之輔・高澤松逸・和田 信, 1950, 秩父盆地の第三系. 国立科学博物館研究報告, 28, 1-68.
- 入月俊明・高橋雅紀・田中裕一郎・尾田太良, 1990, 五日市盆地新第三系の地質と年代. 地質雑, 96, 759 - 770 .
- 石田瑞穂 (1991) 現在の地震活動からみた地震地体構造. 萩原尊禮編: 日本列島の地震 - 地震工学と地震地体構造, 57-85, 鹿島出版会, 東京.
- 石田 高 (1988) 関東山地南部における砥山角礫岩パイプ. 山梨大学教育学部研究報告, 39, 75-81 .
- 石田吉明・橋屋 功・長田敏明 (1991) 関東山地東縁 - 南縁の中新世中期～後期の古環境. 地団研専報38, 75-83 .
- 石田吉明・樽 良平・川北敏章・大森昌衛・五日市団研 古生物研究グループ (1983) 五日市盆地の中新統から産出したストロマトライト化石について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 275 .
- 石井 醇 (1962) 関東山地奥秩父中津川地域の上部古生層. 秩父自然博物館報, 11: 1-21.
- 石井 醇・荒木 暁 (1989) 王冠層. 東京学芸大紀要, 41:183-190.
- 五日市盆地団体研究グループ (1981) 五日市盆地の新第三系. 地球科学, 35, 183 - 194 .
- 五日市盆地団体研究グループ (1981a) 鮮新 - 更新統の五日市砂礫層基底にみられる不整合の意義. 地質学論集, 20, 177-185 .
- 五日市盆地団体研究グループ (1983) 五日市盆地中部中新統産の化石クモヒトデ. 地球科学, 37, 219-224 .
- 亀井成美・藤田至則 (1977) 埼玉県秩父地方の第三系. 地団研専報, 20, 167.
- 菅野三郎・新井重三 (1964) 五日市盆地の新第三系について. 秩父自然科学博物館研究報告, 12, 1-15.
- 関東地域新生代団研連合 (1986) 関東地方新第三系の層序対比表. 日本の地質 3「関東地方」, 81, 共立出版.
- 笠原啓司・鈴木宏芳・高橋 博 (1976) 関東西部地区基盤調査について(2). 昭和51年度地震学会講演予稿集, 2, 139 .

- 糟谷正雄・高橋雅樹（1988）群馬県北部月夜野町地域，中新世凝灰岩の放射年代，地質雑，94：129-132．
- 川島真一・川合将文（1980）武蔵村山市付近の地下地質，昭和55，東京都土木技術研究所年報，225 - 234．
- 川島真一・川合将文（1983）東村山市における層序試錐結果と北多摩地区北部の帯水層の分布形態，昭和58，東京都土木技術研究所年報，177 - 188．
- 川島真一・川合将文・遠藤 毅・石井 求（1984）八王子市付近の水文地質，昭和59，東京都土木技術研究所 年報，261 - 270．
- 川島真一・川合将文・遠藤 毅・石井 求（1985）瑞穂町付近の水文地質，昭和60，東京都土木技術研究所年報，275 - 283．
- 小池美津子・武井硯朔・下野敏弘・町田二郎・秋元和実・橋屋 功・吉野博厚・平社定夫（1985）岩殿丘陵の中新統・都幾川層群，地質雑，91，665-677．
- 小泉 潔（1991）山中地溝帯東半部に分布する白亜系の層序と地質構造，地質雑，97，799 - 815．
- 小室裕明（1986）火山性陥没構造の二つの形式，シンポジウム「陥没と隆起」，119-130，地球科学研究センター設立準備室，埼玉．
- 小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則（1977）グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 - 数値モデル実験による試論，地質雑，83：277-288．
- 小室裕明・藤田至則（1980）グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 - 陥没形成のメカニズムに関するスケールモデル実験 - ，地質雑，86，327-340．
- 倉沢辰己・佐藤 明・木崎喜雄（1985）草津白根火山およびその基盤岩類の地質年代，地熱，22：72-80．
- Kurihara K. (1980) Miocene Foraminiferal fauna of the Itsukaichimachi Group of the Itsukaichi Basin, Kanto region, Central Japan. Prof. S. Kanno Memorial Vol., 223-239．
- 真野 彰・小松宏昭・藤田至則（1977）いわゆる桂川断層の検討 - 山梨県三ツ峠付近の後期中新世の陥没 - ，地球科学，31：139-148．
- 牧野泰彦（1973）小仏層群の層序学的ならびに堆積学的研究，地質雑，79，29

松丸国照・林 明 (1980) 関東山地東縁の新第三系の層序. 地質雑. 86, 225-242.

Matsumoto Y., R. Yashima, K. Nishimura, S. Okamura, Y. Ganzawa, M. Yahata, T. Yoshimura, T. Kosaka, T. Nagao, S. Nomura, S. Nakamura, Y. Miyake, A. Yoshitani, Y. Yamauchi, H. Komuro, K. Shiraki, H. Adachi, N. Yamada, S. Harayama, T. Koide, T. Imaoka, S. Iizumi, Y. Tainosho and N. Murakami (1992) Volcano-Tectonic Structures of Japan. VTU GSH, DVIMS, Geolcom, Russia.

三村弘二 (1971) 甲府盆地北縁における鮮新-洪積世火山活動-水ヶ森火山岩類の火山活動について-. 地質雑, 77: 375-388.

三村弘二・加藤祐三・片田正人 (1984) 御岳昇仙峽地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 61p.

三梨 昂・矢崎清貫 (1958) 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第1報). 石油技協, 23, 16-22.

溝上 恵・中村 功・萩原弘子・千葉平八郎・吉田 満 (1986) 内陸地震の発生様式とGeothermal Field. 地震学会講演予稿集, 昭和61年度春季大会, 1, 25.

本宿団体研究グループ (1968) 群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義. 地球科学, 22: 32-36.

本宿団体研究グループ (1970) グリーンタフ変動の研究. 地団研専報, 16: 95 p.

中村庄八 (1986) 群馬県北西部の吾妻川中流域に分布する新第三系-特に中新世後期の陥没盆地について-. 地球科学, 40: 238-254.

中村庄八・矢島裕介・中村正芳 (1990) 群馬県北部で発見した「白砂コールドロン」の形態とその意義. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 177.

中村庄八 (1991) 北部フォッサマグナの東域における後期新生代の堆積盆地の変遷. 地団研専報, 38: 103-110.

N E D O (新エネルギー総合開発機構) (1987) 5万分の1南会津地域火山地

- 質図および10万分の1南会津地域地熱地質編図・同説明書. 68p.
- 野村 哲 (1991) 北関東における後期中新世～前期更新世の造構史. 地団研専報, 38: 95-102.
- 野村 哲・秋間団研グループ (1981) 関東平野北西縁の地質. 地質学論集, 20, 161-167.
- 野村 哲・小坂共栄 (1987) 群馬県南西部の新第三系の地質構造発達史. 群馬大学教養部紀要, 21: 51-68.
- 大久保雅弘・堀口万吉 (1969) 万場地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 66p.
- 大久保泰邦 (1984) 全国のキュリー点解析結果. 地質ニュース, 362-10, 12-17.
- 沢井 誠・山家浩晶・吉谷昭彦 (1973) 中部中新統積成盆地形成の一形式. 地質学論集, 9, 63-91.
- 首都圏基盤構造研究グループ (1979) 東京の基盤構造その5. 地震学会講演予稿集, 2, 187.
- 柴田 賢 (1975) K-Ar法による本邦火山岩類の年代測定. 日本新第三系の生層序と放射年代研究連絡誌, 1, 64-67.
- 柴崎俊明・藤田至則 (1989) 宮城県角田市付近の中新世の陥没盆地について. 地団研専報, 36, 49-58.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二 (1984) 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩のK-Ar年代. 地調月報, 35: 19-24.
- 新藤静夫 (1969) 武蔵野台地の地下地質. 地学雑, 78, 7, 1-22.
- 杉村 新 (1972) 日本列島付近におけるプレート境界. 科学, 42:192-202.
- 鈴木宏芳・高橋 博 (1985) 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, 64, 84p.
- 高橋雅紀 (1992) 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置. 埼玉県立自然史博物館研究報告, 10, 29-45.
- 高橋雅紀・長濱裕幸・田中裕一郎 (1989) 石灰質ナンノ化石からみた秩父盆地新第三系最下部の地質年代. 化石, 46, 1-9.

- 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則 (1979) 関東山地東縁の鮮新-更新世の堆積盆地の発生に関する研究. 地質雑, 85, 557-569.
- 武井硯朔 (1963) 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造. 地質雑, 69, 130-146.
- 武井硯朔 (1986) 関東山地. 日本の地質3「関東地方」, 1-4.
- 武井硯朔・小池美津子 (1981) 関東平野西縁の地質. 地質学論集, 20, 169-176.
- 田中幸弘・藤田至則 (1979) 群馬県南西部に発達する前期中新世と後期中新世の陥没盆地群. 地質学論集, 16: 23-32.
- 丹沢団体研究グループ (1977) 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その4) 丹沢山地におけるグリーンタフ造山運動の一般性と特殊性. 地団研専報, 20, 177-191.
- 砥沢団体研究グループ・永田勇夫 (1991) 長野県二ツ山付近の後期中新世の陥没構造. 地団研専報, 38: 119-127.
- 角田史雄 (1997) 足柄山地東部の松田山累層と神縄断層について. 地質雑, 103: 435-446.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1975) 広域調査報告書, 秩父地域, 56p.
- 美ヶ原団体研究グループ (1977) 長野県美ヶ原地域にみられる中新世末期のグリーンタフ堆積盆について. 陥没総研連絡誌“かんぼつ”, 15-21.
- 美ヶ原団体研究グループ (1981) 美ヶ原の地質. 長野県地学研究報告集, 1: 17-20.
- 渡部景隆 (1952) 関東山地北縁部第三紀層中に見られる部分不整合. 地質雑, 58, 523-528.
- 渡部景隆・新井重三・林 唯一 (1950) 秩父盆地第三紀層の地質学的研究. 秩父自然科学博物館研究報告, 1, 29-92.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬 (1950) 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究. 秩父自然博物館報, 1, 93-146.
- 矢部長克 (1925) 関東山地中部を横断する大地質構造. 地質雑, 37, 1-6.
- 山口 靖 (1989) 南会津地域の火山岩年代と地熱評価. 日本地熱学会学術講演会

講演要旨.

- 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 .
- 山内靖喜・後藤広喜 (1971) 秩父盆地の新第三系における古流系. 地質雑, 77, 37-46 .
- 矢野孝雄 (1982) 日本列島における後期新生代堆積盆地の発達様式. 地団研専報, 24, 33-65 .
- 吉村尚久・足立久男・小坂共栄・野村 哲・中村庄八 (1991) フォッサマグナ地域の新第三紀後期の火山活動. 地団研専報, 38: 149-158 .
- 吉谷昭彦・山内靖喜 (1980) グリーン・タフ堆積盆地の発生および発展期の構造運動. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 9-10.