

## 信越方向、大峰方向ならびに津南—松本線

小坂 共栄

信州大学理学部地質学教室  
(1984年7月3日受理)

### は じ め に

新潟平野東縁部の新発田—小出線(山下, 1957)は、落差4000m以上に達する大規模な断層であるとされている(笹神団研グループ, 1977・1980; 丸山ほか, 1981; 山下ほか, 1982)。一方、新発田—小出線と棚倉構造線とはさまれた地帯の古期岩類が、両構造線と同格の複数の断層によって帯状に区分できることを明らかにした山下(1957)は、その後それらの古期岩類が柏崎と銚子を結ぶ線以南には分布していないことから、そこに推定される大きな構造線を「柏崎—銚子線」と呼び、同時にそれと糸魚川—静岡構造線とに囲まれた部分を「信越房豆帯」と呼んだ(山下, 1970)。柏崎—銚子線の中で、柏崎から湯沢に至る間ではこれをまたいで両側の新第三系—第四系が連続的に分布しており、地表部で見える限りそこに大きな断層があるようには思われない。しかし、これまでも猪間(1971)、西田・茅原(1973)、小川・石和田(1976)、茅原(1976)などによって、新第三系におおわれた地下にNW—SE方向で基盤断層の存在する可能性が指摘されており、また古くからこの付近を境にして北東側と南西側で新第三系の岩相や構造、石油の産出状況などに違いがあるとされてきたことなどを合わせると、柏崎—銚子線の存在は今日では疑い得ない。

柏崎—銚子線にせよ糸魚川—静岡構造線にせよ、それらはいずれも本州弧の伸長軸に高角で交わる大規模な断層であり、一方新発田—小出線やそれに並行する基盤断層は本州弧方向にほぼ縦走する断層とみることができる。もちろん、それらの大きな断層以外にも方向や規模の異なる多くの断層が発達している訳であるが、それによって境される岩層の違いから推定される落差や延長距離などの点で上記の断層とはオーダーの違う場合が多い。従って、少くとも本州弧中央部では、弧に縦走する方向と、それに高角で交わる方向の2つの系統の大規模断層が発達しているとみなすことが可能であり、本論文ではそのことをフォッサ・マグナ、新潟平野、日本近海各地のデータをもとに検討を加えた。

フォッサ・マグナ地域を本州弧と伊豆—マリアナ弧の交叉部あるいは会合部とみなすことは、「交叉」や「会合」の地質学的意味を別にすれば、最近ではかなり一般的なこととなりつつある。

はたして「島弧」は会合(交叉)しているのであろうか。もし仮に会合があるとすれば、そこには具体的にどのような地質現象が生ずるのであろうか。本論文では、そのような観点からこれまでのデータを再検討してみたものである。

結論的に言えば、フォッサ・マグナ地域では、基本的にその方向を異にした二つの構

造、即ち“信越方向の構造”と“大峰方向の構造”とが重複して表われており、ここでの新第三系～第四系の構造発達史は、両者が会合（交叉）した結果として再整理する必要があることが明らかとなった。

島弧形成過程を、海洋プレートの沈み込み帯における地質現象として統一的に説明しようとの試みが盛んな昨今であるが、事実の裏付けの不十分なままにモデルづくりばかりが先行している感なきにしもあらずである。小論で述べるささやかな地質現象が、フォッサ・マグナ形成史、島弧形成史を論ずる上で少しでも役に立つことになれば幸いである。

本論文をまとめるに当り、信州大学理学部山下 昇教授には原稿に目を通していただき、不備な点をご指摘いただいた。また、同地質学教室層位・構造ゼミの方々には内容の一部についてご討論いただき、有益な示唆を受けた。なお、研究費の一部として新潟大学理学部島津光夫教授代表による総研Aの文部省科研費を使用した。原稿・図表類の整理等では上條ゆり子・百瀬裕子のお二人にお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

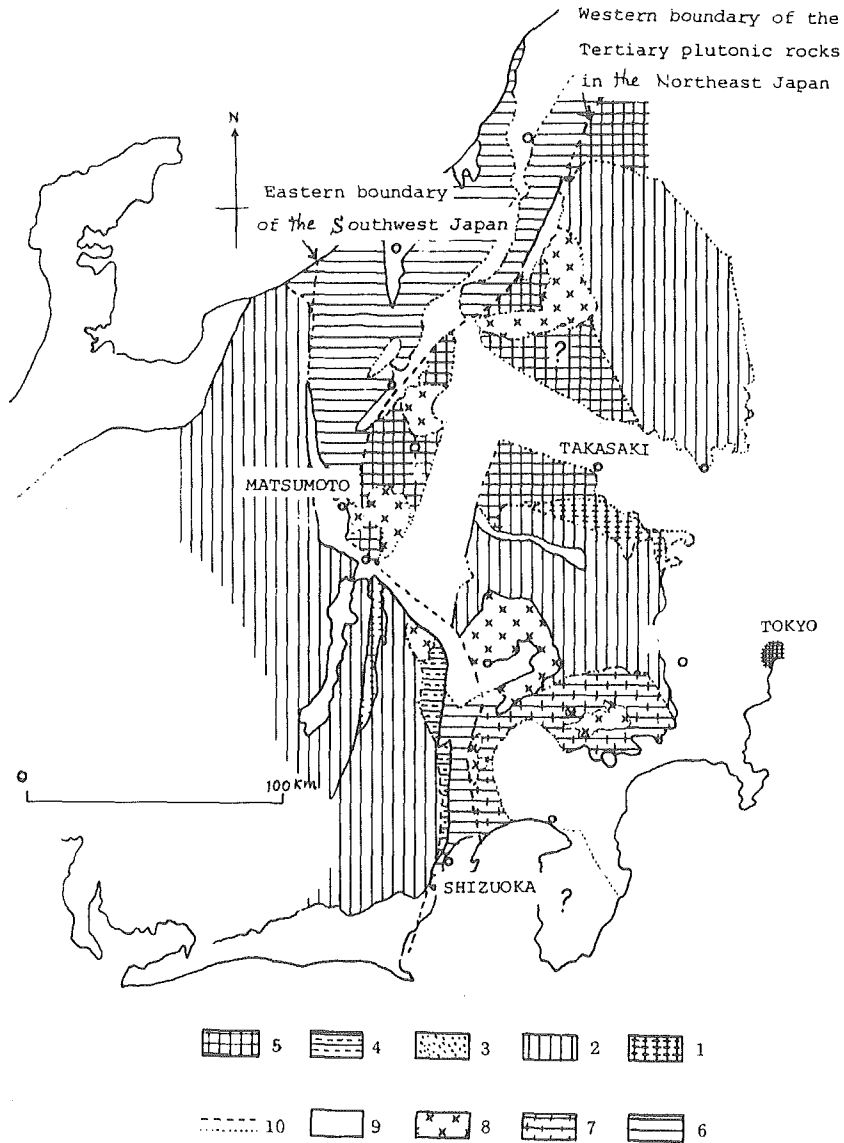
## I フォッサ・マグナにおける2つの構造方向

### A 信越方向の構造

北部フォッサ・マグナ、特に長野県地域の第三系の地質構造を最初に大観し、層序・構造の区分を行なった本間（1927）は、新潟県守門岳付近から長野を通り、松本に至る北北東—南南西方向の線を引き、それを東北日本の第三紀深成岩類の西方の限界とみなした。そしてそれ以東の地域は第三紀末の褶曲運動によっても褶曲しなかった地域（無褶曲区）、それ以西は激しく褶曲した地域（褶曲区）として区分した（第1図）。無褶曲区は、中新世初期のグリーンタフ層やそれを貫く深成～半深成岩類が分布する地域である。本間の言うように、そこに分布する岩層にはこれまでの多くの調査によっても顕著な褶曲構造が認められない。この地帯は、しばしば中央隆起帯（フォッサ・マグナ研究グループ、1958）、あるいは安定地帯（小林、1957）などと呼ばれ、一定の特徴をもった構造区として認識されてきた（小林、1968）。一方、褶曲区では中～上部中新統、鮮新統～更新統が、北東—南西方向に延びる褶曲構造をとって連続的に分布している。本間以降の多くの研究によって、この地域の地質構造が単純に褶曲区・無褶曲区だけに2大区分される訳ではなく、さらにいくつかの構造区が設定できることが次第に明らかにされてきた。たとえば、小谷隆起帯（平林、1967；1969）、ムラサメ帯（フォッサ・マグナ研究グループ、1958）、中央隆起帯東部の小諸堆積区（飯島、1962）などはその具体例である。

それらに共通した認識は、北部フォッサ・マグナの新第三系～第四系において、最も明瞭で基本的な構造方向が北北東—南南西ないし北東—南西方向だということであった。このような、新潟から長野にかけて発達する第三系～第四系が示している基本構造を“信越方向の構造”と呼ぶことにしたい。

“信越方向の構造”という語を新たに用いるに当っては、その定義を明確にしておく必要がある。ここで用いた“信越方向”とは、いわゆる北部フォッサ・マグナ地域から新潟堆積盆地、あるいはそれに隣接する地域において、別記するような意味での新発田—小出線から津南、長野を通り松本に至る線によって代表される新第三系～下部第四系の—

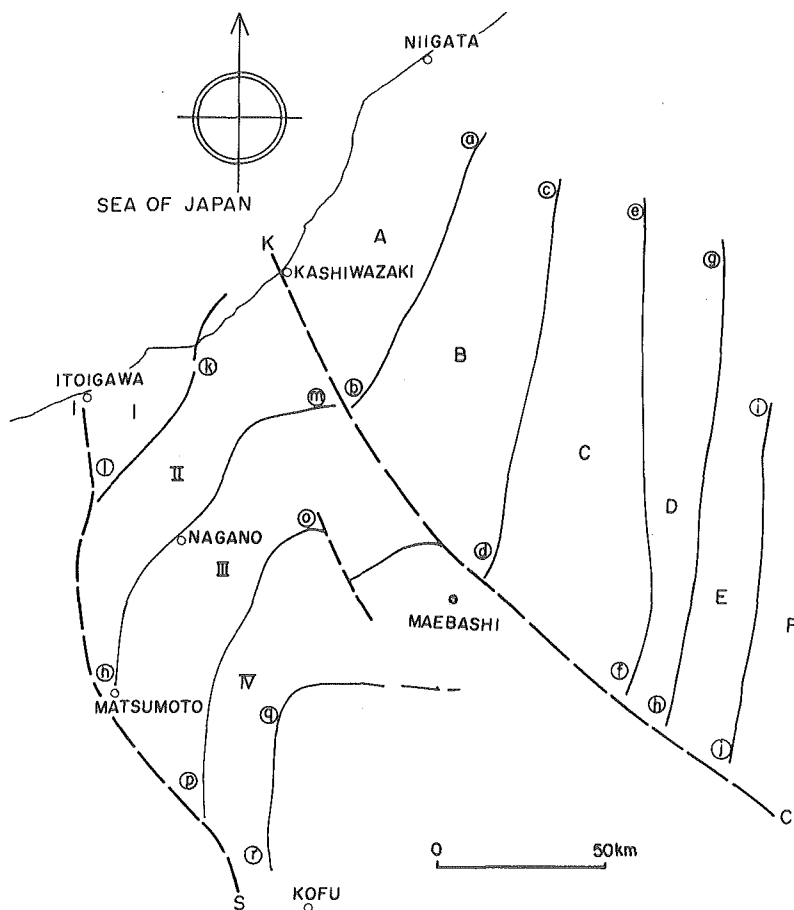


第1図 本間(1927)による日本列島中央部の構造略図

1. 結晶片岩 2. 先第三系 3. 下部白亜系 4. 古第三系 5. 第三紀末期の褶曲期に著しく褶曲しなかった新第三系 6. 第三紀末期の褶曲期に著しく褶曲した新第三系 7. 第三紀深成岩マグマ逆入時に褶曲をうけた第三系 8. 新第三紀中期の深成岩 9. 第三紀末褶曲期以後の堆積層 10. 仮想(断層)線 (本間, 1927の旧仮名使い等を改め, 一部改変して作成した)

般走向（褶曲の長軸および大規模な走向断層の方向）を指している。

この方向を直接的に表現しているものは、一部を除いて大部分が新第三系～第四系である。しかし、後で述べるように、新潟堆積盆地や日本海東縁部各地の地下構造の検討結果をみても、表層部の第三系～第四系に認められる規則的な構造は、おそらく地下深部に伏在する基盤岩のもつ構造の間接的な表現にちがいない。



第2図 北部フォッサ・マグナ地域，東北日本南部にみられる「信越方向」の帯状構造とその区分

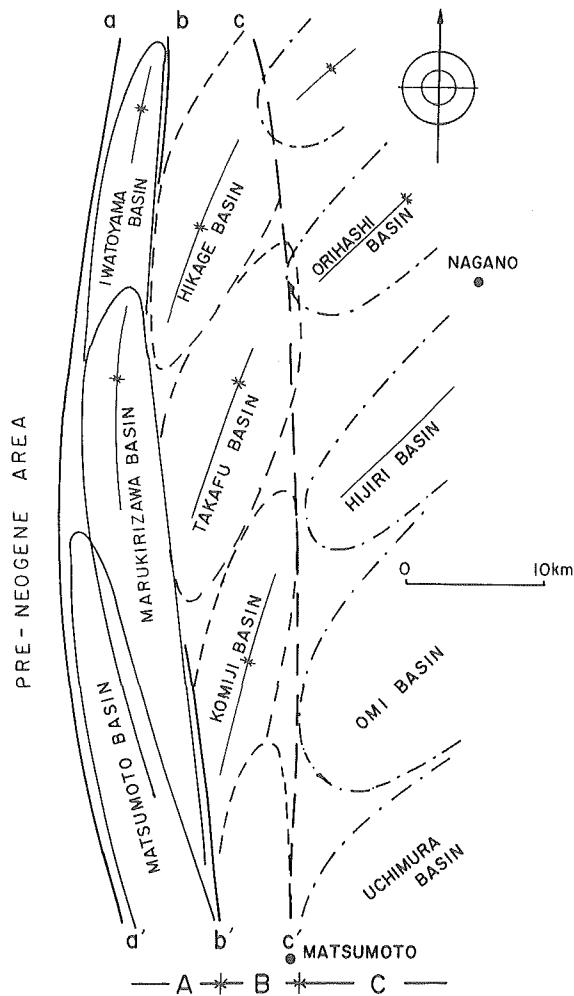
A. 秋田—新潟油田帯 B. 上越帯 C. 足尾帯 D. 塩原帯 E. 那須野—鬼怒川帯 F. 八溝帯 I. 西頸城帯 II. 水内帯 III. 高井—美ヶ原帯 IV. 浅間山—八ヶ岳帯 (a)—(b). 新発田—小出線 (c)—(d). 只見—片品構造線 (e)—(f). 鹿沼—栃木線 (g)—(h). 矢板—宇都宮線 (i)—(j). 白河—真岡線 (k)—(l). 新井—小谷線 (m)—(n). 津南—松本線 (o)—(p). 白根—富士見線 (q)—(r). 岩村田—若御子線 K—C. 柏崎—銚子線 I—S. 糸魚川—静岡構造線

B～Fの区分および(a)—(b)～(i)—(j)の各境界線は山下(1970)による。また、I帯は赤羽(1980)の西頸城構造区に、III帯は赤羽(1980)の高井構造区と山下(1983)の美ヶ原帯とを合わせた地域に相当する。(k)—(l)は赤羽(1980)の新井—小谷構造線に相当し、(o)—(p)は赤羽(1980)の白根—上田構造線をさらに富士見まで延長したものである。

褶曲区と無褶曲区を境する構造線が，信越房豆帯（山下，1970）の内部ではおよそ，津南町から飯山市を通り，長野市を経て松本付近にまで達すると考えられることから，これを津南—松本線と呼ぶことにしたい。津南—松本線をはじめ，北部フォッサ・マグナ地域にはこの他にも信越方向をとる構造線が何本か発達し，それらによって第三系が帯状に区分される（第2図）。各帯を北から順に，西頸城帯，水内帯，高井—美ヶ原帯，浅間山—八ヶ岳帯と呼ぶ。各帯を境する構造線は，それぞれ新井—小谷構造線，津南—松本線，白根—富士見構造線である。

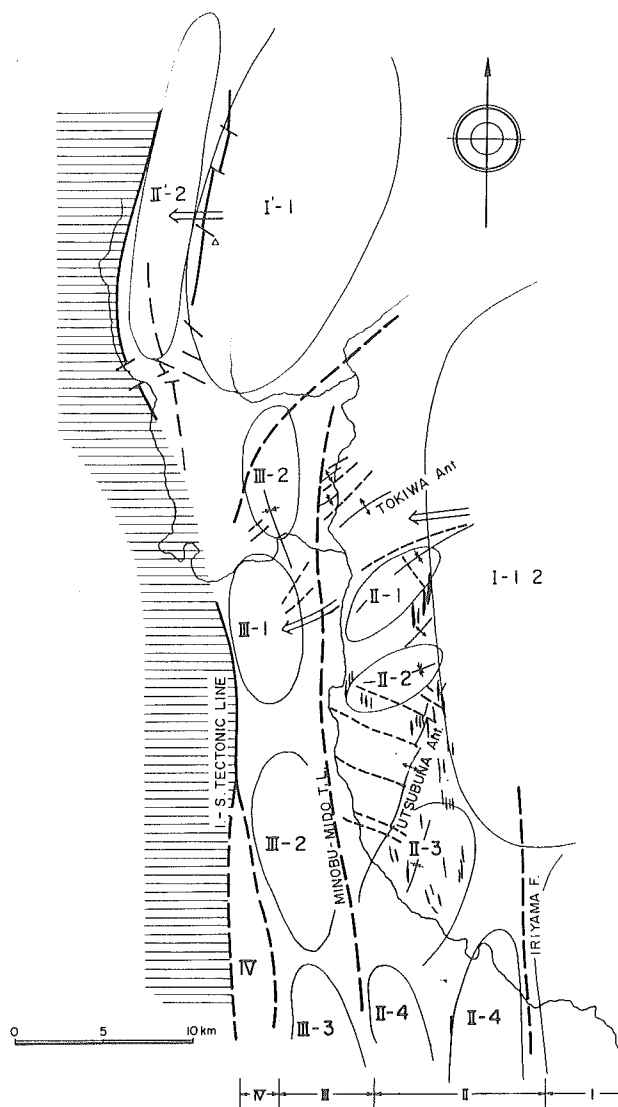
### B 大峰方向の構造

フォッサ・マグナ地域では，信越方向とは異なる別の構造がもう1つ認められる。それ



第3図 北部フォッサ・マグナにみられる“大峰方向”の帯状構造と，それによって規制される堆積盆地の分布

A. 大峰帯 B. 高府帯 C. 柵—えんれい帯 a—a'. 糸魚川—静岡構造線 b—b'. 小谷—中山断層 c—c'. 戸隠—松本線（小坂，1979の小谷—松本線を改称）



第4図 南部フォッサ・マグナ富士川谷における“大峰方向”の帯状構造（松田，1961；小坂・角田，1969；富士川団研，1976；千葉・富士川団研，1980をもとに作成）。

南部フォッサ・マグナにおいても，富士川谷流域の第三系が，糸魚川—静岡構造線やそれと並行の数本の断層（構造線）によって，I～IV帯に带状に構造区分することが可能である，I：富士宮—蒲原帯 II：常葉—内船帯 III：曙—飯富帯 IV：竜爪帯と仮称しておく。図中の不定形楕円は堆積盆の概略の大きさを表わし，矢印はその移動の方向を表わしている。

の最も顕著なものは、糸—静構造線であるがその方向は明らかにこれまで述べたような信越方向とは斜交している。糸—静構造線に沿っては巾数 km の構造帯“大峰帯”が存在し、そこにおいて中新世末以来第四紀に至るまで、特徴ある堆積作用、火山活動のあったことが知られている（姫川研グループ，1958；小坂，1980；1982）。また、筆者はかつて堆積盆の発達様式、地質構造、火成活動の特徴によって、北信地域の第三系が、糸—静構造線方向に細長くのびる大峰帯・高府帯・荒倉帯という3つの帯に区分できることを示した（小坂，1979）。各帯はそれぞれに堆積作用・火成作用など基本的な点で個性をもち、互いに独立した構造区として識別できる（第3図）。このような構造区分が、北部フォッサ・マグナのしかも糸—静構造線近傍だけに可能なものだとすれば、それは単なる局部的で特異な現象ということになる。しかし、糸—静構造線におおむね平行で、しかも信越方向と斜交する方向の構造はこの他にもかなり広く認められるのである。例えば南部フォッサ・マグナ、富士川谷流域では、北部とよく似たNS性の帯状構造が知られている（千葉ほか，1980）（第4図）。また北部フォッサ・マグナ地域での褶曲軸配置から推定されるNS性の断裂群、南北両フォッサ・マグナにまたがる鮮新世～第四紀火山のNS方向配列（島津，1982）などはその例である。

このような、糸—静構造線におおむね平行な構造方向を筆者のいう大峰帯によって代表させ、“大峰方向”と呼ぶことにしたい。

当然のことながら、この大峰方向はすでに述べた信越方向とは異なり、フォッサ・マグナ西縁部の糸—静構造線やそれと同方向の断層群（例えば小谷—中山断層、戸隠—松本線などによって代表され、その方向での新第三系～第四系の堆積・火成作用の場の移動・配列などを基本的特徴としている。

フォッサ・マグナ、特にその北部地域ではこれまで述べた2つの構造方向が第三系の性格をさまざまな点で規定している。

## II 2つの構造の交叉

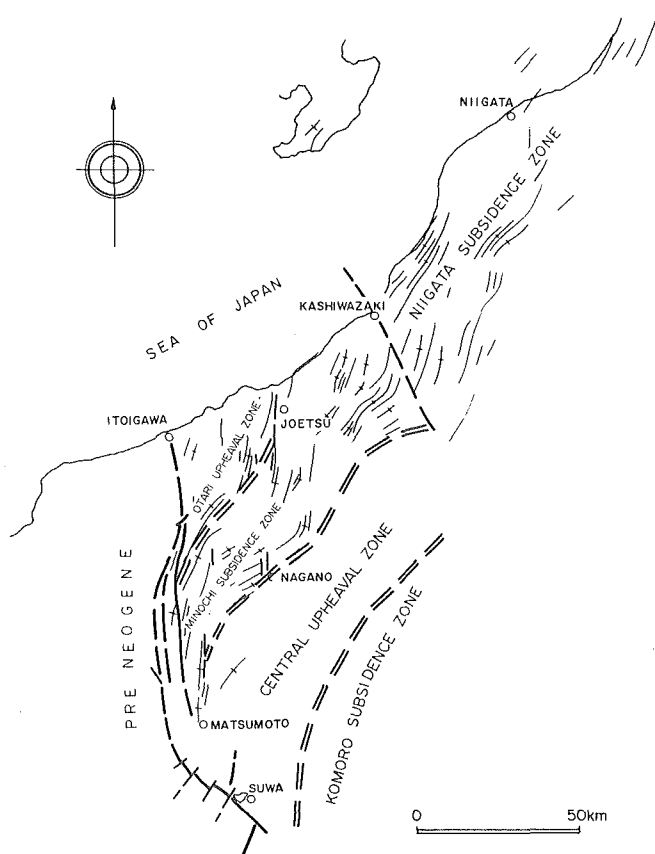
### A 水内帯における“大峰方向の構造”

水内帯は、北西縁を新井—小谷構造線、南東縁を津南—松本線に限られて、北東—南西方向に延びる構造区である（第2図）。この帯では、新第三紀中新統から第四紀更新統までの堆積岩類が、帯の延びの方向に一致した軸をもつ大小さまざまな褶曲構造をとって分布する。それらは長野から新潟にかけて連続的に発達するものでなく、むしろ地域ごとに形態や規模を異にし、かつその変化に規則性の認められる場合が多く、褶曲形成史に関してもいくつかの異なった考えが知られている（小松，1967；加藤，1970；竹内，1977；植村，1976；鈴木ほか，1974）。

北部フォッサ・マグナ研究グループ（1976）は、軸の長さを基準に用いて褶曲の分類を試みている。それによると、この地域の褶曲は軸長25km以上に達する第1級褶曲と、10km以下の第2級褶曲とに分けられる。第1級褶曲の代表的なものとして知られる高府向斜は、土尻川中流の高府付近を中心にして、北北東—南南西方向の軸をもつ開いた褶曲である。向斜軸が向斜北半部では北北東から北東に方向を変えており、この部分を構造的にみて高府向斜の北方延長部ととらえるか、または別個の向斜ととらえるかについては意

見の異なるところである。しかし、従来一連とされていた高府向斜の軸についてみると、北北東—南南西方向を示す部分と、北東—南西方向を示す部分とは実は不連続であり、また地層中にも部分的な不整合が存在する（北部フォッサ・マグナ研究グループ，1976；矢野ほか，1976；矢野，1981）。従って、高府向斜の北半部において北北東から北東へ軸方向が変化している部分は、構造的には高府向斜とさらにもう1つ別個の向斜（折橋向斜：富沢，1953）とが互いに接していると考えるべきである（第3，5図）。

水内帯に属する第1級の褶曲としては、高府向斜のほかにも、日影、込地の2つの向斜がある。それら第1級褶曲の配列やそこでの堆積史的な性格については、次のような事実が指摘できる。即ち、それらはいずれも大峰帯に隣接してその東側に位置しており、北北東—南南西方向の軸をもって全体が南北方向に規則的な雁行配列を示している。また、それぞれの向斜に対応した堆積盆地が形成されており、南から北へ向かう規則的な将棋倒し

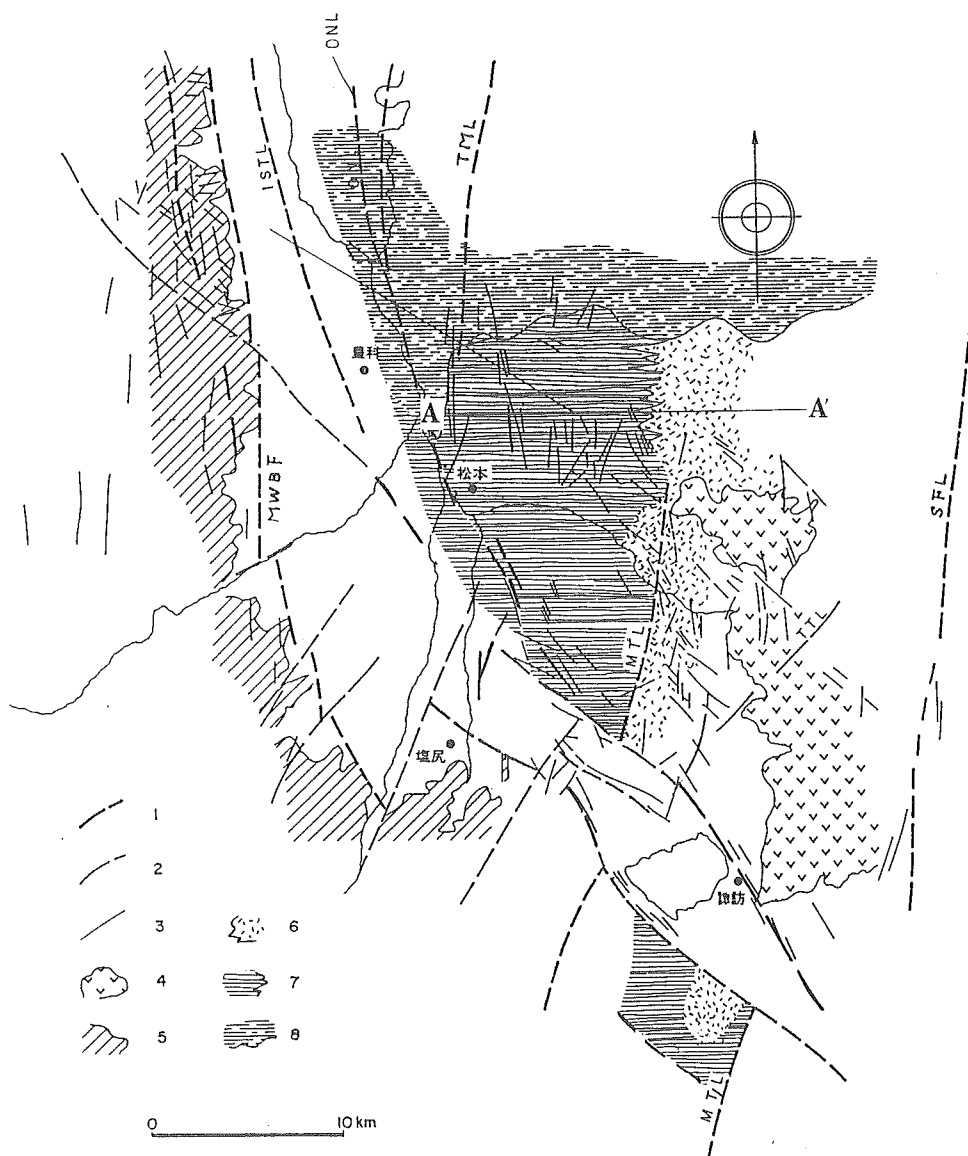


第5図 北部フォッサ・マグナにおける第三系の褶曲軸配置と、信越方向に配列した各構造区の基本的特徴、各区は、その造構特性からそれぞれ次のように呼ばれる。西頸城帯＝小谷隆起帯（平林，1967），水内帯＝水内沈降帯，高井—美ヶ原帯＝中央隆起帯（フォッサ・マグナ研究グループ，1958），浅間—八ヶ岳帯＝小諸沈降帯。



運動がみられる。

第1級の褶曲構造が，一定の範囲にわたって規則的な配列を示したり，堆積作用の面でも一定の方向性ある将棋倒し運動が認められる地域は，北部フォッサ・マグナ地域全体を



第6図a 内村山地における下部中新統の岩相分布概略図

1. 大規模な構造線 (MWBF: 松本盆地西縁断層, ISTL: 糸魚川—静岡構造線, ONL: 小谷—中山断層, TML: 戸隠—松本線, MTL: 中央構造線, SFL: 白根—富士見線) 2. 確実度の高い断層 3. photo lineaments 4. 平坦溶岩(前期更新世) 5. 古期岩類 6. 守屋・内村層の火砕岩層 7. 守屋～内村層の火砕岩層 8. 別所層の泥岩・砂岩層 (小坂ほか, 1982を一部改変)

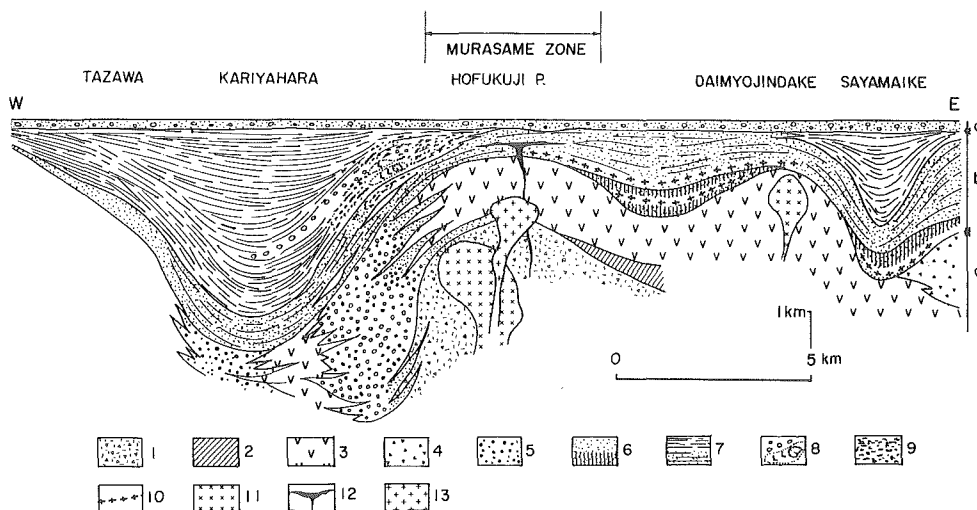
みてもここ以外にはない。筆者はその意味で、この地帯のことを“高府帯”と名付けて他と区別した(小坂, 1979)。糸一静構造線に沿う構造帯として“大峰帯”の存在が明瞭となりつつある今日、それに隣接して並存する“高府帯”の持つ意味も重要なものと思われる。

高府帯の東縁線と考えられる, “戸隠—松本線”(小坂, 1979の小谷—松本線に相当)は, 日影向斜の北端部から, 荒倉山西側, 聖山西側, 野間背斜軸部を通り, その南端は松本市浅間温泉付近にまで達する。戸隠—松本線以東の第三系中には第1級褶曲が認められないし, また軸方向も一般に北東—南西方向を指すものが多い。

このように, 信越方向の褶曲構造帯である水内帯の中にあつて, その構造方向と斜交して南北方向をとる褶曲区あるいは堆積区が識別される訳であり, その運動の方向性や位置関係からみて, これを“大峰方向の構造”と考えることができる。

#### B 高井—美ヶ原帯における“大峰方向の構造”

主として中新世前期のグリーンタフ層や, それらを一貫する深成岩類・半深成岩類などからなる“高井—美ヶ原帯”は, 北部フォッサ・マグナ中央部にあって前述の水内帯南東部に位置し, 1つの隆起帯をなしている。帯の延長方向は水内帯と同じく, 北北東—南南西ないし北東—南西方向であり, その南端は諏訪湖南方の守屋山に及んでいる。帯の南半部に含まれる内村山地には, 下部中新統の模式層である内村層が広く分布している。それらは, いわゆるグリーンタフを主体とする地層群と, 非火山性の碎屑岩を主体とする地層群



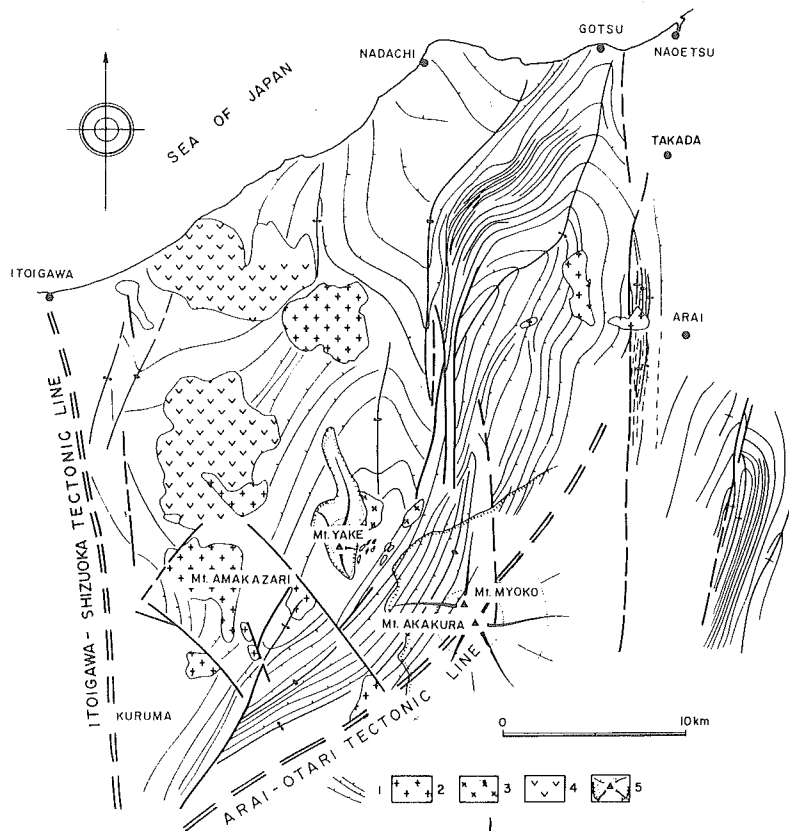
第6図b 内村山地の東西方向模式層序断面図(青木層の堆積期を基準面として作成)

1. 安山岩質火砕岩層 2. 玄武岩質溶岩 3. ガラス質安山岩溶岩 4. 玄武岩質火砕岩層(1~4層は内村累層に相当) 5. 礫岩 6. 砂岩・石灰質砂岩 7. 黒色泥岩・砂質泥岩 8. 石灰岩・石灰質ノジュール 9. bioturbation structure 10. 海緑石砂岩 11. ひん岩(岩株状) 12. ひん岩(岩床状) 13. 石英閃緑岩 14. タコブネ化石産出地。

ムラサメ帯(珪化変質帯)中央部に石英閃緑岩~ひん岩が進入していること, またこの変質帯を境にして内村層の岩相が大きく変わること, 別所層も岩相・層厚が大きく変わることなどが示されている。この断面図は, 第6図aのA—A'に沿って描いたものである。

とに岩相上2大別される。両地層群の相互関係で最も特徴的なことは、両者がそれぞれの分布地を異にし、かつ狭い範囲内で指交関係をもって岩相移化することである。非碎屑岩相の主な分布地は、松本市東部の美鈴湖周辺であるが、それと一連の碎屑岩層は南方の鉢伏山や高ボッチ山周辺にもかなりの分布を示している。それらの地層とグリーンタフ層との大規模な指交は、ちょうど戸谷峰と鉢伏山とを結んだほぼ南北方向の線付近を中心にして認められる（第6図）。このことは、内村層の堆積期には堆積盆地全体が主として火砕岩層の厚く堆積する場、言いかえると火山活動が激しく進行する場と、もっぱら泥・砂・礫などの厚く堆積する場とに明瞭に分化していたことを示している。戸谷峰と高ボッチを結ぶ岩相変換線を北方に延長した部分に分布する別所層中에서도、岩相変化や層厚変化が認められ、内村層中にみられる大規模な地層の指交現象が内村山地だけに限られたものではないことを示している。北北東ないし北東方向をとっている高井—美ヶ原帯にあって、ほぼ南北方向を示す岩相・層厚の境界線の存在は、信越方向とは別の構造要素、即ち大峰方向の構造の現われと見ることができる。

#### C 北部フォッサ・マグナにおける鮮新—更新世の火山活動



第7図 西頸城帯の地質構造と鮮新～洪積世火成岩類（西田ほか，1974；赤羽，1975をもとに作成）

1. 走向線 2. 花崗岩類 3. ひん岩類 4. 鮮新～洪積世火山岩類 5. 第四紀火山噴出物

北部フォッサ・マグナ内部には、大峰帯はもちろんであるが、それ以外にも大峰方向の構造規制を受けた鮮新～更新世の火山岩類が各地に広く分布している。

南東縁を新井一小谷構造線に限られて、氷内帯の北西部に位置する西頸城山地の中核部は、一部逆転構造をもつほどに強く褶曲した中新世～鮮新世の碎屑岩層で構成されているが、それらの碎屑岩層の構造とは非調和的に鮮新～更新世の安山岩質～石英安山岩質火砕岩層や半深成岩類が分布している。各岩層や岩体が構造上、下位層と明瞭な非調和関係にあること、またそれらが西頸城帯の伸長方向に一致せず、むしろそれを南北に斜断する形で分布することが特徴である（第7図）。

また、氷内帯では、鮮新世柵期の火山活動に由来する火砕岩類が、戸隠・荒倉山・聖山の3地域に特に集中して分布する。それらはいずれも氷内帯の基本的な構造特性である北東～南西方向の褶曲構造による規制を受けているが、同時にまた西頸城帯でみられたと同様な南北方向の線状配列も示すという特徴がある。

内村山地の南西部に位置する美ヶ原高原から霧ヶ峰高原には、洪積世前期の形成とされる安山岩質火砕岩～溶岩類が特徴ある平坦地形をなして分布する。それと類似した火山岩類は、高井山地にも広く分布しており、この限りでは信越方向の高井～美ヶ原帯における新期の火山活動と考えることもできる。しかし、美ヶ原・霧ヶ峰高原の火山岩類の層序や構造上の特徴からみると、それらの火山岩類をもたらした活動は明らかに北西～南東方向の断裂の形成と密接な関係をもっており、その方向はまさしく諏訪湖南西縁を通過すると言われる糸一静構造線方向に見事に符号している（石田ほか，1984）。

高井～美ヶ原帯の南端部において、帯を斜断するような北西～南東方向の断裂や、それに伴った火山活動が洪積世前期に生じたことは間違いない。

以上のように、北部フォッサ・マグナでは、北は日本海から南は南部フォッサ・マグナとの境界付近に至るまで、各地に大峰方向、言いかえるなら糸一静構造線方向の構造規制を受けた鮮新～更新世火山岩類が分布しており、それらに共通して言えることは、信越方向の構造をもった岩層と非調和的關係にあるということである。

これらの火山岩類をもたらした活動が、すでに述べた大峰帯や高府帯などの形成と直接的な関係を持っていたのかどうかは明らかではない。しかし、それらが信越方向の構造帯とは明らかに斜交し、しかも北部フォッサ・マグナの多くの地域で大峰帯や糸一静構造線におおむね平行する方向で分布していることや活動時期が鮮新世から洪積世にわたるものという同時代性などからみて、これらの火山活動を局地的で偶然的な現象とみる訳にはいかない。やはりそれらは大峰帯・高府帯の形成や糸一静構造線の活動などと関連した地殻深部での造構過程の地表部へのあらわれと考えるべきであろう。

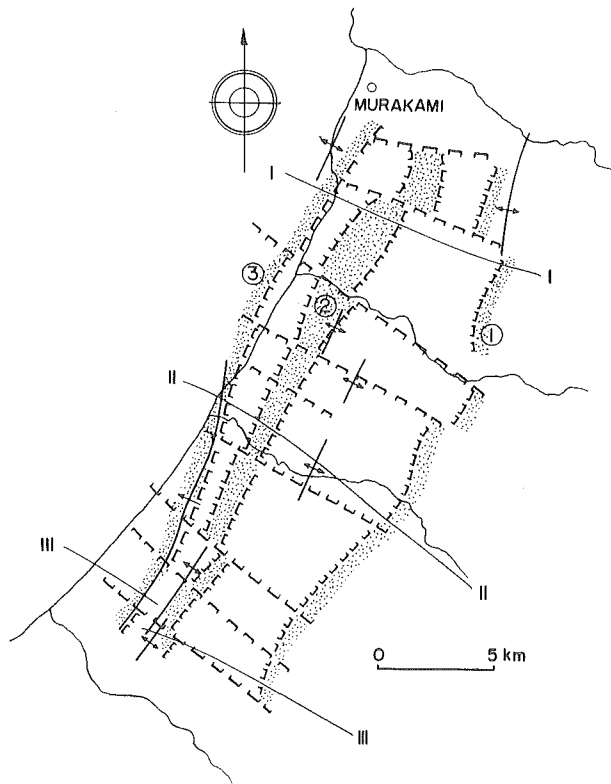
筆者は、かつて、この鮮新～更新世の火山活動地域を総称するものとして、“荒倉帯”を用いたが（小坂，1979）、ここではより広い地域をカバーするものとして“柵～えんれい帯”という言葉を用いることにしたい。これまでの記述からも判るように、“柵～えんれい帯”は、北部フォッサ・マグナにおいて、鮮新世以降活発化した火山活動帯であり、その構造は南北ないし北西～南東の方向、別のことばでいえば糸一静構造線、即ち大峰方向をとることが特徴である。

## D 新潟堆積盆地とその周辺

厚い新第三系～第四系からなる新潟堆積盆地の北部に位置する北蒲原平野の基盤構造について、片平（1969）は次のような特徴があることを明らかにしている。即ち、基盤岩中には NNE—SSW 方向の地塁状の高まりがあり、それを作った断層運動の開始は先津川期にまでさかのぼることができること。また、その方向の断層は、津川層・七谷層の堆積作用や火山活動に著しい影響を与えており、その後に NW—SE ないし EW 性の断層群が形成され、基盤のブロック化が進んだこと（第 8 図 a, b）。

また、池辺ほか（1972）は、新第三系や第四系におおわれた新潟堆積盆地の基盤岩が大まかに見て北北東—南南西のいわゆる新潟方向をとって分布しており、その方向で数条の基盤高が存在すること、またこの方向に斜交する東西ないし北西—南東方向の基盤高で示される構造方向が認められることなどを指摘し、それが東方の山地に露出する基盤岩の分布にも反映していると述べている（第 9 図）。新潟堆積盆地の基盤岩にみられるような地質構造は、それをおおう新第三系～第四系の構造にもよく反映されており、北西—南東方向の断層に切られながらも北北東—南南西方向でよく連続する背斜構造や、それらにはさまれた向斜構造が発達している。

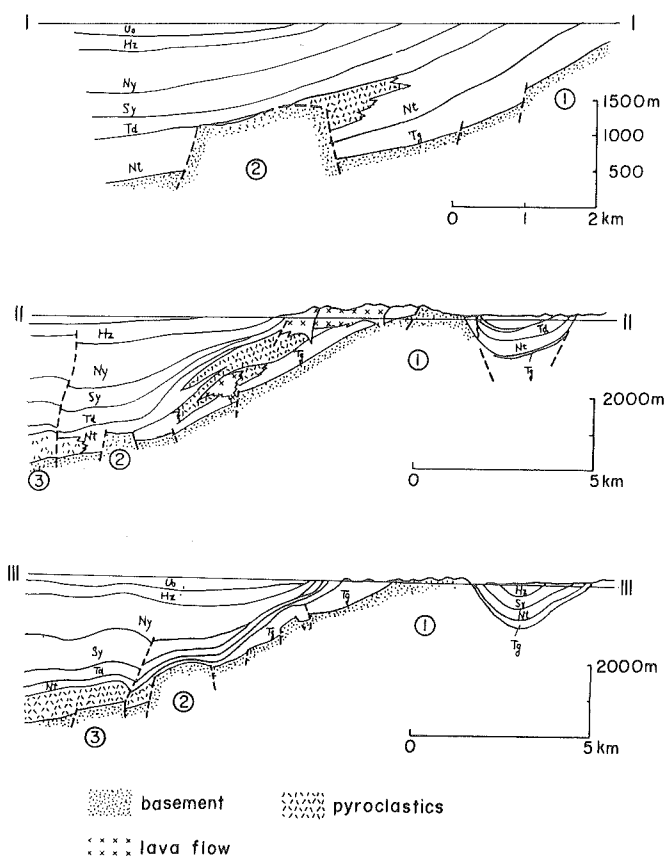
新潟堆積盆地において新潟方向と呼ばれる 1 つの構造方向が、基盤内に形成された断裂



第 8 図 a

の1方向を意味するものならば、その具体的な現われは、堆積盆地東縁部に存在が確実視される新発田一小出線（山下，1970）であろう。この断層の発生は白亜紀末にまでさかのぼるとする考えもあるが（山下ほか，1982），その運動が顕在化したのは中新世末～鮮新世頃と一般に考えられている（笹神団研グループ，1980）。また，断層運動は現在もなお続いているが（活断層研究会，1980），その動きは過去のそれとちがひ，西側地塊が東側地塊に対して衝上する性格であることが一部で認められている（青木ほか，1978；丸山ほか，1982）。

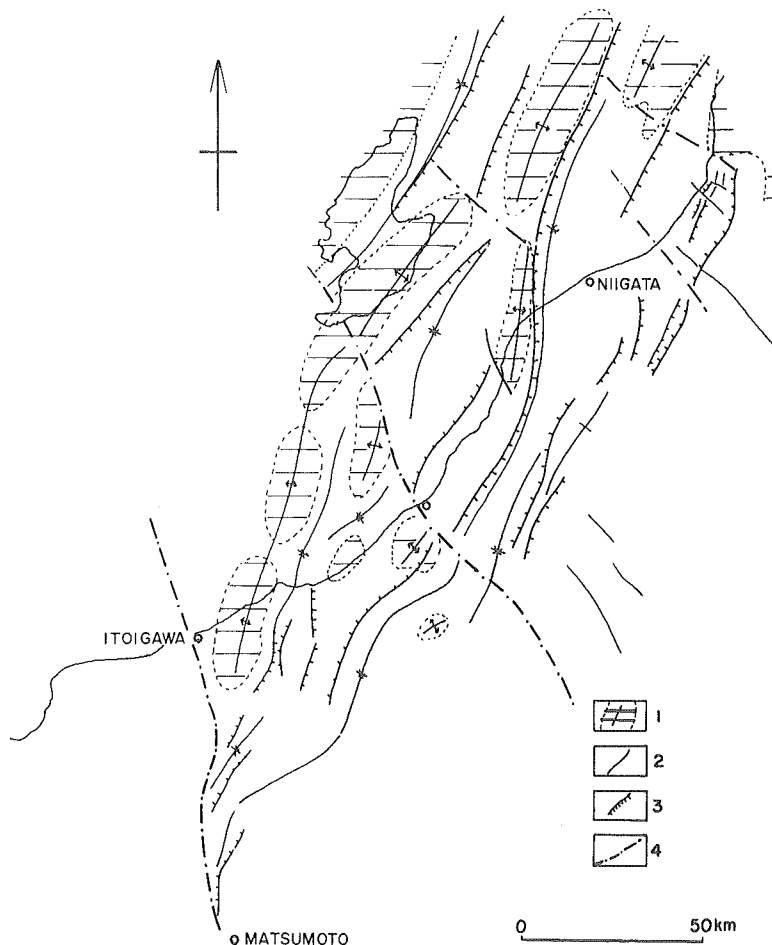
新発田一小出線以東の基盤岩露出地域，および新潟堆積盆地を含む東北日本弧の地質構造に関し，島津（1973）は三面一棚倉線を境にしてその北側を東北日本主部，南側を津川一会津区と呼んで区別した。津川一会津区の基本構造は，北西－南東系と北東－南西および南北系の基盤断層を反映しており，前者を代表するものとして只見－伊南構造帯（島田



第8図 b

第8図 a・b 新潟県北蒲原平野の基盤構造図（片平，1969をもとに作成）

図中の①～③は基盤岩アップリフト帯を表わしている。第三系，特にTg（津川層）・Nt（七谷層）等の層厚が，著しく基盤岩アップリフト帯に影響されていること，また基盤岩が，基本的にNNE-SSW，NW-SE方向の2系統の断層系によってブロック化していることなどが示されている。



第9図 信越第三系堆積盆地の構造概念図（池辺ほか，1972；井上ほか，1979を一部改編して作成）

1. グリーンタフないし基盤岩からなる上昇帯 2. 沈降帯（堆積盆） 3. 構造線 4. 推定される構造線

ほか，1968）が，また後者の構造として只子沢—小川破碎帯（島田ほか，1969）が知られている。島田（1982）によれば，只子沢—小川破碎帯が只見地方の基本構造である NW—SE 系の只見—伊南構造帯を東西に分断する形でグリーンタフ造山期に形成された。しかし，一方ではこの破碎帯が南方の基盤岩中の破碎帯に連続しているため，基盤岩の南北性の古い構造帯の再活動と考えられること，また，この破碎帯の南方延長部が片品構造帯に連絡することなどから新たに“只見—片品構造帯”を提唱している。

このように，津川—会津区においても基盤岩中はもちろん，第三系中に北北東—南南西ないし南北性の構造が明らかに存在しており，それらが新発田—小出線や片品構造帯のような基盤断裂の方向を表わしているとみられる例がしばしばある。津川—会津区の基本構造とされる北西—南東方向の断裂の形成は，津川期以降とされるが（島津，1973；津川グ

リーントフ団研, 1979; 八幡ほか, 1982), そうであるならここでも北北東—南南西ないし南北方向の構造が古くから存在した基本構造であり, 北西—南東方向 (津川—会津区方向) が新たに出現した構造ということになる。

新潟堆積盆地やその東方山地にみられるこのような構造が, 本州弧に沿った日本海沿岸各地の海底の地質構造にも普遍的に認められている。井上ほか (1979) は, 東北裏日本大陸棚の基盤が, 本州弧方向に平行なアーク状の断裂と, それに直交ないし斜交する断裂とによって傾動地塊となっており, 傾動した地塁状基盤の上にはうすく, また地塁に囲まれた地溝状の部分には厚く第三紀～第四紀の堆積物が存在することを明らかにしている。北陸から山陰にかけての日本海沿岸地域の海底地下構造も, 東北裏日本地域とよく似たものであることが明らかにされている (田中, 1979)。

いずれにしても, 日本海東縁の大陸棚地域に発達する第三系堆積盆は, 陸域のそれとよく似て, 本州弧方向とそれに直交あるいは斜交する方向の2系統の構造に規制されていることが明らかである。

### III 討 論

#### A 津南—松本線の構造的意義

津南—松本線を境にしてその南東側の地塊 (高井—美ヶ原帯) は, 主に中新世初～中期のグリーンタフ層や, それを貫く深成～半深成岩類で特徴づけられている。また, 中新世中～後期以降は隆起・削はくの場合となり, 一部を除くと褶曲した第三系が分布しない地域となっている。一方, 北西側地塊 (水内帯) は, 大峰方向の構造線によって分断されているが中新世中期以降の海成層が広く分布しており, それらは激しく褶曲している。

ASANO et al. (1969) によれば, 中部中新統の厚さが長野盆地西縁を境にして西側ではおよそ4000mに達するのに対し, 東側は1000mと極端な違いを示している。赤羽 (1980・1981) はこのことに注目し, さらに盆地西縁に多くの断層が発達することや, 地形的特徴, 善光寺地震の発生などからそこに構造線があると考え, それを長野盆地西縁構造線と呼んだ。この構造線に沿っては現在西上がり東落ちの逆断層的な動きのあることが知られているが, 地震動解析結果は明らかに西側地塊が大きく落ち込んでいることを示している。東西両地塊の中新統の基底が何であるかが定かではないため, これほどの落差を生じた運動の始まりやその後の動きを追跡することがまだむずかしいとはいえ, 津南—松本線が, 高井—美ヶ原帯と水内帯とを境する, 落差数千メートルに達する大規模な断裂であることは間違いない。その具体的な1つの姿が長野盆地西縁構造線であろう。また, その南西延長部は一部平林 (1969) の長野—松本50°線に一致し, 聖山西縁部から坂北・会田を通り松本に達する。この地域では構造線以東にも中～上部中新統が分布するが, それらは緩傾斜で開いた褶曲構造を示し, 層相・層厚からみても非沈降域であったことを物語っている。しかし西側のそれは, 込地向斜に代表されるような閉じた褶曲構造が発達し, 層厚も向斜部で最大4000mに達し沈降量が大きかったことを示している。

このように, 津南—松本線は, 少なくとも中部中新統の堆積時から沈降域と非沈降域を境する構造線として顕在化していたことは明らかである。むしろ筆者は, 水内帯北西部の頸城帯の中核部に下部中新統グリーンタフ層がみられることや, 深成岩類がそれを貫いてい



ること, 現在明らかに NE—SW 方向の隆起帯となっていることなどから, そこが高井—美ヶ原帯と同じ性格の火山—深成活動帯であり (平林, 1969), 第 2 図に示されるような信越方向の帯状構造は中新世初期にはすでに完成していたのではないかと考えている。

北部フォッサ・マグナにおける第 1 級の信越方向の構造である津南—松本線の持つ性格には, 新潟地方での新発田—小出線の持つそれとよく似たところが多い。津南—松本線は, 新発田—小出線のフォッサ・マグナ (信越房豆帯) 地域への延長部とみることができる。従って, この構造線で代表される NE—SW 方向の帯状構造は, 新潟堆積盆や越後山地にみられる NNE—SSW 性の帯状構造と基本的に同じものとみるべきであろう。

#### B 大峰方向の始まり

フォッサ・マグナ内部において, 大峰帯・高府帯のような顕著な NS 性の構造が現われるのは, 中新世中～後期以降であり, 火山活動の面では鮮新世以降である。この限りでは, 大峰方向の出現は比較的新しいということになる。しかし, 下部中新統内村層の堆積時にすでにこの方向に堆積作用・火山活動が構造規制されている事実もあり (小坂ほか, 1982), この構造方向の出現はより古くなる可能性が強い。

かつて大森 (1960) は, フォッサ・マグナの西縁・東縁構造線について次のように述べた。即ち, それらは上部白亜系堆積後, 御坂層堆積前といった一時期に形成されたものではなく, 前期ユラ紀ないし後期三畳紀～古第三紀にかけて次第に赤石山地と関東山地との対曲を強める形で形成された。さらに大森 (1969) は, 西南日本内帯の帯状構造が, 基本的には棚倉構造線付近まで追跡できるとし, 糸—静構造線と棚倉構造線の発達史の比較からフォッサ・マグナの形成はジュラ紀後期にさかのぼると考えた。そして, 糸—静構造線に沿って生じたグリーンタフ変動によって信越房豆帯が形成されたと述べている。

ところで, 糸—静構造線以西の西南日本内帯に広く分布する後期中生代～古第三紀酸性火山岩類の性格について興味ある指摘がみられる。

河田ほか (1961) によって濃飛流紋岩類と名づけられた中生代末期の酸性火山岩類の大部分が, 西南日本の古期岩類の一般方向である ENE—WSW ないし NE—SW 方向と異なる NW—SE 方向の構造規制をうけている (河田ほか, 1961; 礒見ほか, 1968; 西南日本内帯後期火成活動研究グループ, 1967 など)。最近の知見によると濃飛流紋岩類は I～V までステージ区分され, Ia と Ib の間に構造方向の大きな転換があったことが明らかとなっている。即ち Ia は NE—SW の領家帯方向, Ib 以降は NW—SE 方向 (濃飛岩体の方向) の構造である。この運動の転換期は同位体年令値では 105Ma～90Ma の間にあり, Albian～Turonian の頃とされている (小井土ほか, 1983)。濃飛西縁破碎帯 (礒見ほか, 1967) や神谷断層帯, 面谷流紋岩中の構造 (棚瀬, 1980) などに注目して小井土 (1980) は, 中生代末に大規模な NW—SE 方向の深部断裂の形成があったと考え, この運動がフォッサ・マグナの形成に深くかかわったと述べている。これまでも糸—静構造線に近接してその方向に古第三紀の石坂流紋岩の分布が知られていたし, また最近石沢 (1982) により, 北アルプス北部の鹿島川流域の古第三紀酸性火山岩～深成岩類の活動にも, 糸—静構造線方向の構造規制のあることが明らかにされている。

フォッサ・マグナ内部の第三系中に認められる糸—静構造線方向の構造が, ブロック化した基盤の断裂方向を反映したものだとする, それと同傾向の断裂が糸—静線以西の古

期岩類中にも広く認められる訳であり、それらは一連の断裂系として白亜紀末のある時期、即ち濃飛流紋岩類の活動で Ia~Ib の間とされている時期に形成された可能性が強い。

本州弧において大峰方向の大規模な断裂が形成され始めた時期を、フオッサ・マグナの誕生ととらえるなら、それは白亜紀末ということになる、そしてそれ以来の断裂形成史の過程で、最も相対的な運動量の大きかったものが糸・静構造線であり、柏崎・銚子線であったということになる。

これまで述べてきたことから判るように、これら大峰方向の断裂群は、それ以前に形成された本州弧方向の基盤岩帯状構造に斜交し、それらを破壊する形で白亜紀末期に発生したものとみられる。新潟堆積盆、越後山地、フオッサ・マグナ各地で認められる 2 方向の基本構造の関係はこのことをよく示していると思われる。

## お わ り に

本州弧と伊豆・マリアナ弧は、島弧形成論的には多くの共通点をもっており、千島弧・東北日本弧・伊豆・マリアナ弧を合わせて一連の東日本島弧系として一括できるとする見方もある（上田ほか、1970）。しかし、フオッサ・マグナやその周辺地域に明瞭な 2 つの構造が、それぞれ東北日本弧（あるいは本州弧）、伊豆・マリアナ弧といった島弧に個有のものであり、それらが方向を異にして不連続関係にあるということは、造構史的にはそれぞれの島弧が独自の発達をとげてきたことを物語っており、両島弧を一連にした形成史はなり立ち得ない。

中生代後期の変動（濃飛変動）とグリーンタフ変動との間には、古第三紀にフィリピン・ボニンを中心としたボニン変動があったとの指摘があり（藤田、1970・1975）、日本列島では田万川層群・川内層群・太美山層群・台島・西男鹿層などがその時期の地層ではないかとされている。最近のフィッシュトラック年代の測定結果からも、日本海内帯地域に漸新世の火山帯が存在していたことが次第に明らかとなっている（鈴木、1980；今田ほか、1980；雁沢、1982）。日本列島において、はたして“ボニン変動”に対応する変動期が存在したであろうか。古第三紀にすでにグリーンタフ変動の先駆的火成活動が始まっているとの見方が出される一方、濃飛変動時の火成活動はグリーンタフ変動へ連続しているとの考えもあり、日本列島構造発達史においてはこの問題の意義は大きい。その意味から小論で扱った、構造の交叉（重複）現象を、島弧形成史における島弧の会合現象としてとらえ、より詳しい検討が必要だと思われる。

## 文 献

- 赤羽貞幸（1975）新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造。地質雑、81、737-754。  
 ———（1980）北部フオッサ・マグナの新第三系と基盤構造。地団研第34回総会学術シンポジウム講演要旨集、97。  
 ———（1981）北部フオッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史（II）。信大教育紀要、44号、191-200。  
 青木 滋・茅原一也・寺川俊浩・藤田至則（1978）新潟県六日町盆地の地下地質。新大地盤災害研究年報、No. 4、81-86。

- ASANO, S., KUBOTA, S., OKADA, H., NOGOSHI, M., SUZUKI, H., ICHIKAWA, K. and WATANABE, H. (1969) Underground structure in the Matsushiro Earthquake Swarm Area as derived from explosion seismic data. *Geol. Surv. Jap. Spec. Report*, No. 5, 165-203.
- 千葉達朗・富士川団研グループ (1980) 「南部フォッサ・マグナ」富士川谷第三系～第四系の堆積盆地形成史。地団研第34回総会学術シンポジウム講演要旨集, 85.
- 茅原一也 (1976) 北部フォッサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について, 地質学論集, 13号, 83-95.
- 富士川団体研究グループ (1976) 富士川上流域における新第三系の地質構造について, 地質学論集, No. 13, 329-348.
- 藤田至則 (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。『島弧と海洋』東海大出版, 1-30.
- (1975) ボニン変動。日本地質学会討論会「フィリピン海域の地質学的諸問題」資料集, 133-136.
- フォッサ・マグナ研究グループ (1958) フォッサ・マグナの構造的意義。地球科学, No. 37, 29-33.
- 雁沢好博 (1982) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分, その1——佐渡地域——, 地質雑, 88, 943-956.
- 姫川団体研究グループ (1958) 糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層。地質雑, 64, 431-444.
- 平林照雄 (1967) 糸魚川・静岡線北部地域の地質構造。長野県教育センター研究紀要, 1集。
- (1969) 北部フォッサ・マグナの松本—長野線と小谷隆起帯について。日本地質学会討論会「グリーンタフに関する諸問題」資料集, 117-122.
- 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, No. 13, 117-131.
- 本間不二男 (1927) 長野県中部地方の地質構造 (概報)。地質雑, 34, 132-153.
- (1931) 信濃中部地質誌。古今書院。
- 飯島南海夫 (1962) フォッサ・マグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究 (その1)。信州大学教育学部研究紀要, 12号, 86-133.
- 池辺 稔・正谷 清・片平忠実 (1972) 新潟堆積盆地における「グリーンタフ」に関する考察。『伊豆半島』, 東海大出版, 41-47.
- 猪間明俊 (1971) 柏崎市付近における蛇紋岩の発見とその意義。地質雑, 77, 757-763.
- 井上寛生・猪間明俊・服部昌樹 (1979) 東北裏日本大陸棚の基盤構造。『日本海』No. 10, 10-22.
- 石田 聖・島津光夫 (1984) 長野県霧ヶ峰周辺地域の火山活動—とくにえんれい累層上部について—。『島弧会合部周辺の新生代火成作用』総研研究報告, 159-163.
- 石垣和明 (1979MS) 新潟県小出町北方の新発田—小出構造線。信州大学理学部修論。
- 礒見 博ほか (1967) 東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩。日本地質学会地質見学案内書, 8-17.
- ・河田清雄 (1968) フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比。日本地質学会討論会「フォッサ・マグナ」資料, 4-12.
- 片平忠実 (1969) 新潟県北蒲原平野の基盤構造と地質発達史(上)(下)。石技協誌, 34, 249-256・314-319.
- 加藤碩一 (1970) 長野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について—褶曲構造の解析(I)。地質雑, 76, 579-590.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層。東京大学出版会。
- 河田清雄・山田直利・礒見 博・村山正郎・片田正人 (1961) 中央アルプスとその西域の地質——その2, 濃飛流紋岩類——。地球科学, No. 54, 20-31.
- 小林国夫 (1957) フォッサ・マグナ地域の構造発達史。地団研松本支部, 1-44.

- (1968) フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻変動. 地質学論集, No. 2, 33-38.
- 小井土由光 (1980) 濃飛流紋岩の形成とフォッサ・マグナ—白亜紀宮古世時期の深部断裂運動, 地団研第34回総会学術シンポジウム講演要旨集, 94.
- ・原山 智 (1983) 中部地方における後期中生代〜古第三紀火成岩類のステージ区分, 信州の地質構造発達史シンポジウム資料集, No. 2, 72-74.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 岩鉱特別号, (2), 343-346.
- 小坂共栄・角田史雄 (1969) 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質雑, 75, 127-140.
- (1979) 北信第三系の帯状構造—高府帯と荒倉帯—. 島弧変動総研研究報告, No. 1, 41-50.
- (1980) 大峰帯の隆起. 信州大学理学部紀要, 15, 31-46.
- (1982) フォッサ・マグナ西縁部の地質構造とその形成過程. 日本地質学会講演要旨, 456.
- ・備前信之・島本敏充・武田尚幸・村松俊夫 (1982) 北部フォッサ・マグナにおける西黒沢期前後の堆積作用と構造運動. 日本地質学会討論会「西黒沢期に関する諸問題」資料集, 45-50.
- 小松直幹 (1967) 松本盆地周縁の第三系の地質構造について. 地球科学, 21, 19-20.
- 松田時彦 (1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, 67, 79-96.
- 丸山孝彦・大坪友平・国安 稔・高浜信行・田中 保 (1981) 重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田—小出構造線. 地球科学, 35, 274-293.
- 西田彰一・茅原一也 (1973) 柏崎—銚子線にまつわる二, 三の問題. 地質学論集, No. 9, 9-24.
- 小川克郎・石和田靖章 (1976) 大陸棚におけるフォッサ・マグナの延長. 海洋科学, 8, 47-54.
- 大森昌衛 (1960) フォッサ・マグナの地質学的意義. 地球科学, Nos. 50-51, 75-82.
- (1976) フォッサ・マグナの定義と地質学特性について. 海洋科学, 8, 41-47.
- 笹神団研グループ (1977) 笹神地域の地質. 地団研高田支部シンポジウム「新発田—小出線にまつわる諸問題」討論資料.
- (1980) 新潟平野東縁部, 笹神地域の地質. 地球科学, 34, 119-137.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, 13, 1-50.
- 島田晃郎・鈴木舜一・他会津グループ (1968) 福島県只見地方の新第三系, とくに只見—伊南構造帯について (要旨). 地質雑, 74, 111.
- ・伊沢寿昭 (1969) 5 万分の 1 地質図幅「只見」, 同説明書. 福島県, 1-39.
- (1982) 只見—片品構造帯の提唱—津川—会津区における只見南部地域の地質構造. 地球科学, 36, 35-46.
- 島津光夫 (1973) 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, No. 9, 25-38.
- (1982) 島弧会合部としての南部フォッサ・マグナ. “島弧会合部周辺の新生代火成作用” 総研研究報告, No. 1, 3-8.
- 鈴木達郎 (1980) 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑, 86, 441-453.
- 鈴木尉元・三梨 昂 (1974) 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, No. 250, 79-91.
- 高野武男 (1979) 山地と丘陵をめぐる地形. URBAN KUBOTA, No. 17, 6-7.
- 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.
- 田中 隆 (1979) 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, 44, 308-320.
- 棚瀬充史 (1979) 面谷流紋岩類にみられる陥没構造の特徴—美濃・洞戸岩体と奥板取岩体について—. 濃飛 (団研機関誌), No. 11, 33-45.
- 富沢恒雄 (1953) 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造. 地質雑, 59, 552-560.
- 津川グリーンタフ団研グループ (1979) 新潟県三川—津川地方におけるグリーンタフ盆地発生期の構造

運動。地質学論集，No. 16，1-22.

上田誠也・杉村 新（1970）弧状列島。岩波書店，1-156.

植村 武（1976）北信第三系の褶曲モデル。地質学論集，No. 13，203-209.

八幡正弘・津川グリーンタフ団体研究グループ（1982）津川―会津区におけるグリーンタフ変動と西黒沢海進に関する諸問題。地球科学，**36**，321-332.

山下 昇（1957）中生代(上)。地団研双書。

———（1970）柏崎―銚子線の提唱。「島弧と海洋」東海大出版，179-191.

———・小坂共栄・石垣和明（1982）小出北方の新発田―小出構造線。地団研専報，24，199-207.

———（1983）長野県地質。温泉科学，**33**，159-183.

矢野孝雄・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.

———（1981）長野県北部柵地域の鮮新統にみられる部分不整合。地質雑，**87**，35-46.