褶曲形態を決める要因についての考察

——富士川上流域に発達する褶曲を例にして*——

角 田 史 雄**

I はじめに

NAUMANN, E. (1885) や小川琢治 (1899) 以来, フォッサ・マグナの構造論は, 多くの研究者により, 検討を加えられ, 書き改められてきた. このように, 層序学を中心にして, 地質構造形態の記載を主な目的とした研究によってフォッサ・マグナ地域の地質構造が明らかにされてきた. しかし, これらの研究の多くは, 個々の変形現象の時間的経過についての記述や考察が少なく, 地質構造の形成過程やその形成機構について余りふれていない.

一方, 地質構造の形成過程やその形成機構を物理学的に, 演繹的に解明しようとする実験的な研究 (WILLIS, B., 1893・徳田, 1927・NADAI, A., 1931) や理論的な研究 (BIOT, M. A., 1961・RAMBERG, H., 1964b) が発展するにつれて, 地質現象からは得られない未知の物理量, たとえば, 変形速度などを引きだす研究 (UEMURA, T., 1965・小松, 1969) の重要性が増している. そして, このような研究は, 従来の研究手法では明らかにされなかった地史を解明し, 従来の考えの誤りを指摘できた. しかし, 日本においては, 構造地質学の歴史の浅さも手伝って, 上記のような研究が少なく, とくに, 後者のような観点に立つ研究は非常に少ない.

筆者は, 北部フォッサ・マグナ地域に隣接し, かつ, 糸魚川—静岡構造線 (以下, 糸静線と略称) に接する巨摩山地において, 上記のような観点にたった研究をすすめたいと考え, まず, 地質構造現象の時間的關係を明らかにし, つぎに, 褶曲形態の分類を行なった (小坂・角田, 1969; 角田, 1970, 投稿中). 本論では, この分類を基礎にして, 桃の木区の褶曲形成過程を明らかにし, さらに, 南部フォッサ・マグナ地域西縁部の富士川流域の褶曲形態とその形成過程についても言及したい.

II 巨摩山地の地質および地質構造の特徴について

2つの隆起区 (赤石区と楡形山区) にはさまれた桃の木区では, 以下に述べるような地質および地質構造上の特性がある;

I—a) 堆積盆の特性

1. 楡形山亜層群と桃の木亜層群とは, 互いに整合 (一部不整合) 関係にあり, 前者が下位で, 後者が上位である.

2. 桃の木亜層群の中部, および楡形山亜層群中部～下部から産出する *Lepidocyclina japonica* YABE, *Miogyopsina kotoi* HANZAWA から, 本地域の新第三系は, 中新世初期 (台島階) の地層と思われる.

3. 桃の木亜層群の基底には, いわゆる茂倉礫岩層があり, その礫には, 四万十層群などの古期岩類とともに, 下位の楡形山亜層群由来の火山岩類がかなり含まれる. このことから, 楡形山亜層群は, 桃の木亜層群堆積時にすでに部分的に隆起し, 浸蝕の場にあったと考えられる.

4. 桃の木亜層群の上部は, 大部分, 泥岩と砂岩からなり, 火山岩類をほとんど含まない.

5. 桃の木区では, 下位から順に, 茂倉・^{もぐら}芦安・^{あしやす}御座石^{ござ}の3つの積成岩体*が, 次第に北へずれて重なっており, その最大沈降部はそれぞれ異なっていて, 上位のネプトンのものほど, 北にある. 茂倉・芦安・御座石の各ネプトンの地表での分布域は, それぞれ, ほぼA・B・Cの各褶曲区と大体一致する. 茂倉ネプトンは大部分が礫岩層で構成され, 芦安・御座石の2つのネプトンはその大部分が砂泥互層で構成される. 前者と後2者との間の岩相変化は顕著であるが, 後2者の間の岩相変化は余りはっきりしない.

6. おおののネプトンは, NE—SW 方向の長軸をもつ半紡錐体に近い形状である.

7. 岩体内の岩相は, 東南東から西北西にむかって,

* 1970年10月4日 日本地質学会77年学術大会討論会「岩石・地層変形の現象と機構」で講演.

** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

* ネプトン (MAKIYAMA, J., 1954)

第1表 桃の木区における褶曲形態の特徴. 角田 (1970, 地球科学, 投稿中) のものを一部訂正・加筆した.

褶曲 分類の基準	褶曲の オーダー	第一次オーダーの褶曲	第二次オーダーの褶曲	第三次オーダーの褶曲	第四次オーダーの褶曲
	褶曲の波長 (m)	1200~ 600	600~ 100	100~ 5	5>
平面における褶曲軸の 分布形態	褶曲軸の長さ (m)	12000~6000	6000~2500	2500~30	30>
		NNE~SSW 方向の 褶曲軸が échelon 状 に配列. 北方へ数度 だけ plunging. 北 部では, 深成岩体の 縁に沿って波曲して いるが, 南部では, 一般に直線的.	走向は, NNE-SSW 方向の帯状区域のな かで NS 方向から NE-SW 方向まで変 化. 丸山付近 (桃の 木中央部) では, 末 端部で枝分かれした 褶曲軸あり. 直線的. 末端部で plunging 著し.	走向は NNE-SSW 方向のものが多く一 般に, 走向方向は不 定. 波曲. plunging の方向は 南, 北の各方位に著 しく変化.	走向方向は不定. 著しい波状変形. plunging の方向と 方位は不定.
断面図 (東西方向) 上における 褶曲形態	褶曲軸面	北部の小武川流域で 西へ 70°~80° 傾斜, 中部の御勅使川流域 ではほぼ垂直, 南部の 茂倉川流域で東へ 70°~80° 傾斜. 面 の波状変形なし.	一般的に, 西へ 60° ~80° 傾斜. 面の波状変形は, 北 部では, 認められる が, 南部ではなし.	ほぼ直立. 桃の木区 西部では, 一部横臥	傾斜は不定. 面は, 一般に, 波状 変形.
	褶曲の頂部の特 徴	西部・北部では, 複 褶曲. 東部・南部で は, 複褶曲なく単純 な波形.	粘板岩層の場合, 第 三次より小規模な褶 曲が発達. 一般に, ゆるやかに 彎曲	中粒砂岩層の場合, ひきちぎられたレン ズ状砂岩が瓦状に累 重. 一般に, ゆるやかな 彎曲. 桃の木区中部 では, 一部すどく 屈曲.	一般に, すどく屈 曲. 中部では, ゆる やかな彎曲あり. 一 般に, 層厚が翼部よ り厚い.
	褶曲の翼部の特 徴	長さは, 西翼: 東翼 = 5:1~7:1. 南部 の早川近傍では, 東 翼が厚い. 中・北部で の層厚変化少なし.	両翼の長さは, ほぼ 同じ. 傾斜角大. 層 厚変化は, 中部での 数m層厚の珪質中粒 砂岩層で顕著.	boudinadage 構造顕 著. 北部では, 頂部 と完全に分離してい るもの多し, 層厚変 化顕著.	boudinadage 構造. 層厚変化とも非常に 著し.
	褶曲波形	西部・北部の方が東 部・南部より複雑. 平行褶曲.	北部の方が南部より 複雑. 平行褶曲. 一部, 相 似褶曲.	北部の方が南部より 複雑. 相似褶曲. 一部, 平 行褶曲.	相似褶曲. 糸静線に 接する東側の带状区 域, 鳳凰・焼地藏花 崗岩体の東縁部では kink folds.

より細粒になり, 地層も同様な方向にむかって, より上位層準のものが露出する.

8. 各岩体間の堆積の時間的間隙はほとんど認められない.

Ⅱ-b) 地質構造の特性

1. 楕形山亜層群は, 東西性の走向で, 北へ 40°~50° 傾く単斜構造をもつ.

2. 桃の木亜層群は, NNE-SSW 方向の軸をもった褶曲構造に規制され, その構造をきって3系統の断層群が発達する.

3. 桃の木区の西縁には, 岩相的に楕形山亜層群中部の向川・稲名累層に対比され, かつ, 地質構造からもそ

れらの累層の連続であると考えられる火砕岩層が分布する.

4. 楕形山断層* と糸静線との2つの主要な断層の落差は南部に比べて, 北部でより大きく, 南北方向の玢岩岩脈も桃の木区北部によく発達する.

Ⅱ-c) 褶曲構造の特性

Ⅱ-b) 項の 2. から, 桃の木区の褶曲構造は, 同区の断層構造の形成前に形づくられたことがわかるので, 断層を捨象して, 褶曲構造を復元すると, 桃の木区の褶曲構造の特性は, 第1表から次のようにまとめられる (角田, 1970, 投稿中).

* 楕形山区と桃の木区とを境する断層. 小坂・角田 (1969) による.

1. 桃の木区には、3つのネプトンを構成する地層群の走向と斜交するような軸をもち、波長によって、第一次から第四次までの各オーダーに分類される褶曲が発達する。このうち、第四次オーダーの褶曲は、その分布域が他のすべてのオーダーの褶曲の構造走向をきること、その形成には鳳凰花崗岩体や白根山塊（後述）などの衝上運動が深く関係していること、その褶曲波形は、他のオーダーの褶曲が概して平行褶曲であるのに、相似褶曲をしていること、などから、第一次から第三次までのオーダーの褶曲とは異なる。

2. 桃の木区は、第一次オーダーの褶曲しかみられない地域、第一次から第三次のオーダーの褶曲がみられる地域、すべてのオーダーの褶曲がみられる地域に分けられる。それらの地域をそれぞれ、A・B・Cの各褶曲区とする。各オーダーの褶曲と各褶曲区との関係は、第2表のようになる。

3. 南北の方向をもった3つの帯状の褶曲区は、大体平行に並ぶが、C褶曲区の配列方向は、他2者のそれとやや異なっている。低次のオーダーの褶曲帯の構造走向は、高次のオーダーの褶曲帯のそれにきられる。このことから、高次のオーダーの褶曲帯ほど後で形成されたことがわかる。しかし、各オーダーの褶曲の発達する帯状区域の境界はそれほどはっきりしておらず、すべての帯状区域の境には、漸移帯がある。このことから、低次のオーダーの褶曲形成の末期に、それと平行して高次のオーダーの褶曲の形成がはじまったといえる。

4. AとBとの両褶曲区の境界は明瞭であるが、BとCとのそれは不明瞭である。

5. 3つの褶曲区では、共通して、北部の褶曲波形が南部のそれに比べて、より複雑である（角田、1970、投稿中）。

第2表 3つの褶曲区とそこに発達する各オーダーの褶曲との関係。A, B, Cはそれぞれ、A褶曲区、B褶曲区、C褶曲区。数字は、各オーダーの褶曲。三重丸は、褶曲区のなかでもっとも顕著に発達し、普遍的にみられるオーダーの褶曲につけられる。丸の数が少なくなるほど、その程度が減じる。

	A	B	C
1	◎	○	○
2		◎	◎
3		◎	◎
4			◎

III 桃の木区の褶曲構造を形成した要因について

桃の木区の褶曲構造を規定した要素として、いろいろ考えられるが、ここでは、堆積盆の形態、変形物体の性質（岩質および岩相）、応力の地域差などを考える。

III-1) 堆積盆やネプトンの形態と褶曲形態との関係

桃の木区に発達する複褶曲構造は楕形山区にみられないこと、桃の木区の褶曲の軸方向は、ほとんど NE-SW 方向を示していること、桃の木亜層群の基底礫岩層中に楕形山亜層群由来の緑色火山岩類の礫が含まれること、楕形山区は単一の箱型の背斜褶曲をなすことなどから、楕形山区の中心部の隆起現象があったと考えられ、この隆起運動が、桃の木堆積盆やそのなかの3つのネプトンの形態を規定したと思われる*。

つぎに、ネプトンと褶曲形態との関係を考える。ネプトンの長軸の走向方向と一致した方向の褶曲軸をもつ褶曲は、A褶曲区およびB褶曲区の一部に発達する第一次および第二次の各オーダーの褶曲である。また、ネプトンの最大層厚部（最大沈降部）と褶曲の向斜部の一致は、A褶曲区でははっきり確認できるが、B褶曲区においても、不明瞭ながらも認められる。さらに、A褶曲区では、第一次オーダーの褶曲しか発達せず、しかも、その褶曲波形は非常に単純であり、複向斜の翼部にみられる背斜の発達も悪い。このように、ネプトンの形態（地殻の沈降運動に規定された場合が多い）と褶曲形態との関係がもっともはっきりしているのは、A褶曲区であろう。

しかし、A褶曲区における複向斜の東翼が逆転しており、また、その褶曲の振幅/波長比が非常に高いこと、さらに、B・Cの2つの褶曲区でも、ネプトンの形態と褶曲形態との間に特別な関係がみられないことなどからもわかるように、桃の木区では、ネプトンの形態と褶曲形態との間に直接的な関係は認められない。すなわち、すでに BELOUSSOV (1954) が指摘しているように、褶曲形態は地層の形態によって決定されたのではないことがわかる。このような褶曲形態とネプトンとの関係は、富士川中・下流域でのそれ（松田、1958）とは異なる。

III-2) 変形物体（桃の木亜層群を構成する地層）の性質と褶曲形態との関係

前述したように、桃の木区においては、褶曲が全域にわたって連続的に分布し、それを生みだした原因は、同区の東側に位置する楕形山区の中心部の隆起運動にある。このことから、A褶曲区の褶曲を形成する力は、当然、A褶曲区の西側に接するB褶曲区にも加えられたであろう。しかし、源氏山から西山温泉にかけての東西方

* III-a) の 5. 6. 7. の各項参照

第1図 桃の木区中南部における東西断面図

aは地質断面図。bは断層を捨象して得られた褶曲波形；AはA褶曲区の範囲を示し，BはB褶曲区の範囲を示す。下段の，A：櫛形山亜層群の火砕岩，B：礫岩，C：中粒砂岩，D：シルト岩，E：玢岩岩脈（B～Eは桃の木亜層群）

向の断面図* において，西側のB褶曲区の褶曲波形は，東側のA褶曲区のそれよりも，より複雑である**．さらに，A褶曲区では，第一次オーダーの褶曲しかみられないのに，B褶曲区では，第二次オーダーの褶曲までみられ，一部では，これより小規模な第三次オーダーの褶曲さえみられる．

一方，A・Bの両褶曲区を構成する地層の性質は大きく異なる（第3表）．この表からわかるように，A褶曲区では，砂岩・礫岩などの地層が，断面図の全面積の約60%を占める．この量比からすれば，A褶曲区を構成する地層群が褶曲するとき，これらの粗粒な地層がその褶曲形態を決める要素（コンピーテント層）となり得る．さらに，A褶曲区において，褶曲波形が非常に単純で，しかも，第一次オーダーの褶曲しかみられないこと，ブーディン構造がほとんど発達していないことなどの事実，A褶曲区の褶曲が，粗粒で流動しにくい地層に規定されたことを示すものであろう．B・Cの両褶曲区については，これと逆のことがいえる．つまり，シルト岩や泥岩などの相対的に細粒の地層が，断面図の全面積の約65～70%を占める（第3表）．また，褶曲波形も複雑で，ブーディン構造や地層の“引きちぎれ”現象も多くみられる．したがって，B褶曲区では，褶曲形態を決めているのは，シルト岩や泥岩などの細粒で，流動しやすい地層であろう．B・Cの両褶曲区の間にも，わずかではあるが，褶曲形態にちがいが認められる（第1表）が，これも，前者が砂岩層に富む砂泥互層で構成されており，

* 桃の木区中南部．南北に狭長なA・Bの両褶曲区を胴切りのきる東西の断面図で，第1図．

** 向斜が卓越して発達するA褶曲区に比べて，B褶曲区では，向斜と背斜とは同じ程度に発達する．

第3表 桃の木区の褶曲区の岩相の特徴および東西断面における主要岩層の構成比率

褶曲区		褶曲区の岩相の特徴 および東西断面における主要 岩層の構成比率
C	上部	黒色粘板岩主体の数10cm 単位の有律互層． シルト岩：砂岩＝6：4
	下部	シルト岩主体の砂岩・シル ト岩互層． シルト岩：砂岩＝7：3
B	上部	黒色粘板岩主体の砂岩泥 岩の有律互層（数10cm単 位）． シルト岩：砂岩＝6：4
	中部	シルト質頁岩主体で，砂 岩の薄層をはさむ． シルト岩：砂岩＝7：3
	下部	10数cm単位の砂岩泥 岩互層． シルト岩：砂岩＝5：5
A	上部	礫岩，粗粒砂岩，シルト 岩の数m～10数m単位 の互層． 礫岩：粗粒砂岩：シルト岩＝4：3：3
	下部	礫岩，中粒砂岩の数m 単位の互層． 礫岩：中粒砂岩＝6：4

一方，後者がシルト岩に富む地層群で構成されているという層相のちがいに，その原因があると思われる．しかし，B・Cの両褶曲区の褶曲形態のちがいについては，次に述べる．

以上のことから，A褶曲区における比較的単純な褶曲形態と，B・Cの両褶曲区における複雑な褶曲形態とのちがいは，A褶曲区とB・Cの両褶曲区のそれぞれを構成する地層の性質のちがいによると結論づけられる*．

Ⅲ—3) 変形物体（桃の木亜層群を構成する地層）に 加えられた力の性質と褶曲形態との関係

「桃の木区の褶曲構造は，前述したような，櫛形山区中心部の隆起運動に基因する力を受けて形成されたと考

* BELOUSSOV, V. V. (1956) は，すでに，次のように述べている．
岩石の組成と褶曲をうける地層の厚さのちがいは，褶曲の不調和性を規定する決定的な要因である．

第 2 図 巨摩山地の構造発達史

破線は、地質構造区の境界および各オーダーの褶曲の分布域の境界を表わし、点線は各オーダーの褶曲形成の時期の境界を表わす。

えられる。B 褶曲区の東側に発達する数 m 単位の砂泥互層の褶曲帯に注目すると、この褶曲帯の南部と北部とで、褶曲波形が異なることがわかる。この砂泥互層の、南北方向での岩相変化は余り認められないから、同じような層相の、同じ性質をもった地層が、場所によって、異なった褶曲をしていることがわかる。このことは、この砂泥互層が、場所によって、異なった力を受けたものと考えられ、さらに、北部の方がより複雑で著しい変形をしていることからすれば、北部に、より大きな力が加えられたと考えられる。

また、糸静線に接した東側部分（幅数 100 m）、および、鳳凰花崗岩体東縁部（同岩体が東方にはりだした部分にあたる）や小武川流域の一部に発達する kink folds の分布域は、桃の木区の他の褶曲のそれに比べて、きわめて局所的であり、かつ、同区に発達する他のすべての

オーダーの褶曲の軸方向をきる。このことから、桃の木区に発達する kink folds は、他の形態の褶曲とはその形成条件や形成過程を異にし、かつ、その形成には、櫛形山区中心部の隆起運動ではなく、鳳凰花崗岩体や糸静線以西の白根山塊*などの東方への衝上運動が深く関係したと考えられる。また、その分布域が、他のすべての褶曲の軸方向をきっていることからすれば、kink folds の形成時期は、桃の木区に発達する褶曲のなかではもっとも新しいと考えられる。kink folds の成因については、いろいろ論じられている (RAMSAY, J. G., 1967 など) が、その形成に衝上断層運動が関係していることは、JOHNSON (1956) が報告している。

以上にのべた褶曲の形成時期などを考慮すれば、桃の

* 北岳、^{あい} 間の岳、^{のうとり} 農鳥岳などの山塊

本区の褶曲形成過程は、第2図に示すようになる。

謝 辞

本論をまとめるにあたって、東京教育大学の藤田至則氏には、終始変わらぬ御指導と御助言をいただき、在京の構造地質研究会のメンバーの方がたからは有益な御助言をいただいた。桂とも子氏には原稿の整理で大変お世話になった。これらの方がたに厚くお礼申し上げる。

文 献

- BELOUSSOV, V. V., (地学団体研究会訳, 1956), 構造地質学, vol. 2., 360p. 築地書館.
- BIOT, M. A. (1961), Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implication in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 72, p. 1595—1620.
- JOHNSON, M. R. W. (1956), Conjugate fold system in the Moine thrust zones in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross. *Geol. Mag.*, vol. 93, p. 345—350.
- 小松直幹 (1969), 裏日本油田褶曲の波長について. *グリーンタフに関する諸問題*, 地質学会総合討論会資料, p. 267—273.
- 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*, vol. 75, p. 127—140.
- MAKIYAMA, J. (1954), Syntectonic construction of geosynclinal neptuns. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto., Ser. BXXI*, p. 115—149.
- 松田時彦 (1958), 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. *地質雑*, vol. 64, p. 325—345.
- NADAI, A. (1931), *Plasticity*. 348 p., McGraw-Hill, New York.
- NAUMANN, E. (1885), *Ueber einem Bau und die Entstehung der japanischen Inseln*.
- 小川琢治 (1899), 日本群島地質構造論, *地学雑*, vol. 11, p. 126—129.
- RAMBERG, H. (1964b), Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, vol. 1., p. 307—341.
- RAMSAY, J. G. (1967), *Folding and fracturing of rocks*, McGraw Hill. 562 p.
- 徳田貞一 (1927), エシェロン構造, *日本地質学地理学輯報*, vol. 5, p. 41—76.
- 角田史雄 (1970), 巨摩山地の褶曲形態—南部フォッサ・マグナにおける褶曲の形成過程について—*地球科学*, (投稿中).
- UEMURA, T. (1965), Tectonic analysis of the boudin structure in the Muro group, Kii peninsula, south-west Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 13, p. 99—114.
- WILLIS, B. (1893), The mechanics of Appalachian structure. *Annual Report, United States Geol. Surv.*, vol. 13, part 2, 217 p.

Study of the factors of geometrical aspect of folds

—Exemplified by the folds in the upper reaches of the Fuji River, central Japan—

Fumio TSUNODA

(Abstract)

Various folds are developed in the upper reaches of the Fuji River. Judging from the basal conglomerate of the Momonoki Subgroup, the material of which was derived from the Kushigatayama Subgroup, the NE-SW fold axes in the Momonoki tectonic province, and the fold style (box fold) in the Kushigatayama tectonic province, the folding in the Momonoki tectonic province is a result of the uplifting movement of the Kushigatayama Massif.

The writer classified these folds into four groups by their wavelength and divided the Momonoki tectonic province into three folded zones (A, B and C) by the morphological analysis of the folds in each area (Table 2). As a result, the following

became clear:

The dissimilarity between the simple shape of folds in the A zone and the complex one in the B and C zones is ascribed to the difference of rock facies of each area.

On the other hand, morphological change of folds in B and C is due to the direction and intensity of force that were brought about by the upheaval of the Kushigatayama Massif and the Shirane Massif.

Kink folds, developed in the area surrounding the Hōō granitic body and in the vicinity of the Itōgawa-Shizuoka geotectonic line, were formed by the thrusting of the Shirane Massif upon the Momonoki Subgroup.