山梨県富士川上流地域の新第三紀層の層序と地質構造について*

秋 山 雅 彦**

(1957 年 5 月 18 日受理)

The Neogene Strata along the Upper Course of the Fujikawa River, Yamanashi Prefecture, Japan

Masahiko AKIYAMA

(Abstract)

From the clino-unconformity between the Nishiyatsushiro group below and the Shizukawa group above, exposed at Teuchizawa, Nakatomi-machi, Minamikoma-gun, Yamanashi Prefecture, the late Yanosuke OTUKA maintained that the deformation of the former group was caused by the Ooigawa folding. He also stated that the same stratigraphical relationship between the two groups can be observed in the south of the Hadakajima Station of the Minobu Line.

In this article are given a summary of the stratigraphy and geological structure of the Neogene strata developed along the upper course of the Fujikawa River, Yamanashi Prefecture, and a discussion on the Ooigawa folding (OTUKA, 1939) in the said area.

The results so far obtained from a geological study may be summarized as;

1) From the character of the movement of this sedimentary basin, the Neogene strata are divided into two groups, the Nishiyatsushiro and Shizukawa, the former underlying the latter with conformity. The stratigraphic succession recognized by the writer is as follows:

Shizukawa group	{	Akebono formation
		Hara formation (Teuchizawa conglomerate)
		Minobu formation
		Shimobe formation
Nishiyatsushiro group	{	Daigoyama formation
		Ichinose formation

2) The Teuchizawa conglomerate overlies the Minobu formation with conformity with which it interfingers in part (Figs. 6,7), but OTUKA judged this relationship to be clino-unconformity. The Minobu formation changes from conglomerate laterally into mudstone rather abruptly and rapidly, and this relationship was considered by the same author to be one of clino-unconformity, the former abutting against the latter.

3) Since it is evident that no hiatus exists within the Shizukawa group and that the structure of the upper part of that group with N-S trend gradually merges into that of the lower part of E-W trend, the folding axis changing gradually, it is inferred that the Ooigawa folding in this area occurred during the deposition of the lower part of the Shizukawa group.

* 1956 年 3 月, 東京教育大学卒業論文として提出, 1957 年 4 月 8 日, 日本地質学会第 63 年総会で講演

** 東京教育大学地質学鉱物学教室

地質学雑誌 第 63 巻 第 747 号 1957 年 12 月

I. ま え が き

山梨県西南部の富士川沿いには、西八代層群・静川層群と呼ばれる新第三紀層が広く分布している。この地域はフォッサ・マグナ地域の南部にあたり、フォッサ・マグナの生成発達史を解くための重要な鍵の一つであると考えられているが、フォッサ・マグナの他の地域にくらべて、その研究が立ち遅れている。

第 1 図

大塚弥之助 (1952, 1955) は富士川上流地域の層序を明らかにし、下部から、西八代層群・静川層群に 2 分し、両層群の間に交斜不整合を認めた。そして、この不整合を大井川褶曲の一つの証拠とした。しかし、筆者の研究の結果、大塚が報告した不整合は存在しないことが明らかになったので、最初に、この地域の層序について述べ、次に、この関係について報告する。

この調査にあたって、教室の諸先生、先輩・級友のすべてより、種々御指導・御援助を受けた。藤本治義教授、渡部景隆助教授、大森昌衛助教授には、終始御指導を仰いだ。須藤俊男教授、稲葉明氏、大木靖衛氏には、薄片の顕微鏡鑑定に際して、お教えを受けた。氏家宏、小松直幹、小村精一、水野篤行、松田時彦の諸氏には、種々御討論いただいた。また、野外調査にあたっては、秋山智孝氏、遠藤忠先生、桜田氏にお世話になった。ここに記して、感謝の意を表する。また、終始助言と鞭撻を惜しまれなかつた笠井恵祐先生、篠木嶺二氏に厚く御礼申上げる。

II. 層 序 に つ い て

この地域の層序は第 1 表のように定められる。以下、下位層から順に、各層について記載する。

A. 西八代層群 (Nishiya-tsushiro group)

西八代層群は、主として、富士川の東岸に分布し、東西性の軸をもつて褶曲をくり返している。塩基性の火成活動で始まり、酸性の火成活動で終る、2 輪廻の火成活動が認められる。そのうち、下位の火成活動で特徴づけられる累層を一之瀬累層、上位のものを醍醐山累層と呼ぶ。

西八代層群の層序については松田時彦・水野篤行 (1955) の詳細な研究が公にされている。筆者の地層の区分は、松田・水

第 1 表 層 序 表

松田・水野 (1955)		大塚 (1955)		秋山 (1957)	
静川層群	層位未詳	層位未詳	層位未詳	層位未詳	層位未詳
	手打沢泥岩層	手打沢泥岩層	手打沢泥岩層	手打沢泥岩層	手打沢泥岩層
	波高島泥岩層	波高島泥岩層	波高島泥岩層	波高島泥岩層	波高島泥岩層
	上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層	上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層	上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層	上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層	上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層
	竹之島砂岩泥岩互層	竹之島砂岩泥岩互層	竹之島砂岩泥岩互層	竹之島砂岩泥岩互層	竹之島砂岩泥岩互層
	屏風岩凝灰岩層	屏風岩凝灰岩層	屏風岩凝灰岩層	屏風岩凝灰岩層	屏風岩凝灰岩層
	出口凝灰質砂岩泥岩互層	出口凝灰質砂岩泥岩互層	出口凝灰質砂岩泥岩互層	出口凝灰質砂岩泥岩互層	出口凝灰質砂岩泥岩互層
	上一色火山角礫岩層	上一色火山角礫岩層	上一色火山角礫岩層	上一色火山角礫岩層	上一色火山角礫岩層
	和平凝灰岩層	和平凝灰岩層	和平凝灰岩層	和平凝灰岩層	和平凝灰岩層
	勝坂泥岩層	勝坂泥岩層	勝坂泥岩層	勝坂泥岩層	勝坂泥岩層
西八代層群	古関川累層	古関川累層	古関川累層	古関川累層	古関川累層
	古関川累層	古関川累層	古関川累層	古関川累層	古関川累層

身延地区 中富地区

野の区分と違う*が、ここでは、単に層序表を掲げるにとどめる。

B. 静川層群 (Shizukawa group)

この層群は、早川以北では富士川西岸にだけ、早川以南では、富士川の両岸に分布する。この層群の下部は、東西の軸をもつ常葉背斜の北（中富地区）と南（身延地区）で層相及び層厚のちがいがあ^{とまわ}り、明らかに別個の2つの小さい堆積盆地が認められる。下部から、下部累層・身延累層・原累層・曙累層に細分される。

1. 下部累層 (Shimobe formation) [松田・水野 (1955) 命名]

醍醐山付近で 1000 m 以上の厚さをもつ下部累層は、北へ行くにつれて層厚を減じ、中富地区にはその分布が認められない。本累層は各種の岩質の地層からなり、下位より、竹之島砂岩層・醍醐砂岩泥岩互層・上之平凝灰岩層・波高島砂岩泥岩互層の4部層に細分される。

a. 竹之島砂岩層 (Takenoshima sandstone) [模式地] 西八代郡下部町富士川東岸の露頭 (屏風岩の南)。
[関係] 屏風岩凝灰岩層の凝灰岩と砂岩の互層の上位に整合に重なる。[層相] 主として、灰白色中粒の砂岩からなる。下部には、含大礫・小礫礫岩**がある。礫種は粘板岩・泥岩・石英安山岩・凝灰岩である。砂岩中には、屏風岩凝灰岩層起源と思われる凝灰岩の砂粒がわずかに見られる。この部層の上部は泥岩の薄層を挟み、上部へ行くにつれてその量を増す。砂岩中に Bryozoa の破片が稀に認められる。[層厚] 模式地で 320 m。

b. 醍醐砂岩泥岩互層 (Daigo alternation of sandstone and mudstone)*** [模式地] 西八代郡下部町富士川の東岸の露頭。[関係] 整合。模式地で下位の砂岩層から本部層の砂岩泥岩互層に漸変する。[層相] 砂岩と泥岩の互層。砂岩は灰白色で、中粒である。単層の上限と下限は明瞭な一線で劃されている。単層の厚さは 10~30 cm である。[層厚] 模式地で 120 m。

c. 上之平凝灰岩層 (Uenotaira tuff)**** [模式地] 西八代郡下部町下部駅北の石切場から上之平部落までの県道沿いの露頭。[関係] 富士川東岸の崖で、下位の醍醐砂岩泥岩互層と漸移するのが認められる。凝灰岩の最初の出現をこの部層の下限とする。[層相] 単層の厚さ 10~20 cm の砂岩と泥岩の互層に種々の厚さの凝灰岩を挟む。凝灰岩は暗緑色ないし暗灰色を呈し、安山岩質で、緻密である。砂岩と泥岩の互層部は下位層のそれと変わらない。湯ノ川沿いの道路では、ほぼ厚さ 3 m の規模で、砂岩泥岩互層と凝灰岩とが互層している。この部層は、富士川東岸では、礫岩をはさむようになり、富士川西岸では、礫岩と砂岩の互層になる。[層厚] 模式地で 230 m。

d. 波高島砂岩泥岩互層 (Hadakajima alternation of sandstone and mudstone)***** [模式地] 西八代郡下部町上之平から波高島までの県道沿いの露頭。[関係] 整合。富士川東岸で、本部層と下位の上之平凝灰岩層とが漸移するのが認められる。凝灰岩の上限までを上之平凝灰岩層として、それより上位を本部層とする。[層相] 模式地では、主として、泥岩勝ちの砂岩と泥岩の互層からなる。泥岩と砂岩の単層の厚さは一定しないが、一般に、上部へ行くにつれて、砂岩の単層が薄くなる。各単層の境界は明瞭な一線で劃される。大袋及び塩ノ沢では、この部層は砂岩に富み、2枚の礫岩質砂岩の挟みが見られる。模式地より南では、この部層のほぼ中位の層準に角閃石の柱状結晶の顕著な両輝石角閃石安山岩質の凝灰角礫岩がある。この凝灰角礫岩は塩ノ沢で 40 m の層厚をもち、北へ行くにつれて薄くなり、島部落の西で 2 m となり、常葉川では消失している。[層厚] 富士川東岸で 490 m。

2. 身延累層 (Minobu formation)

本累層は、身延地区で下部累層の上位に整合に重なり、岩相の横への変化が、極めて激しい。こ

* 松田・水野 (1955) の古関川累層を一之瀬累層の下部とし、しもべ累層を西八代層群から除外し、静川層群に含めた。

** 渡部 (1949) の分類による。以下この分類に従う。

*** 竹之島砂岩層と醍醐山砂岩泥岩互層が松田・水野 (1955) の竹之島砂岩泥岩互層にあたる。

**** 松田・水野 (1955) の上之平火山岩質砂岩・砂岩泥岩互層にあたる。

***** 松田・水野 (1955) の波高島泥岩層にあたる。

の累層の分布の南部では、下部が礫岩に、上部が砂岩と泥岩の互層からなっているが、北部では泥岩からなる。これらの地層をそれぞれ、塩ノ沢礫岩層、波木井坂砂岩泥岩互層、^{はぎいざか} 鰐原泥岩層と呼ぶ。

a. 鰐原泥岩層 (Kajiwara mudstone) [模式地] 西八代郡下部町^{しもべ}鰐原北方の常葉川南岸の露頭。[関係] 整合。模式地で下位の波高島砂岩泥岩互層から本部層に漸移するのが観察される。中富地区では、下部累層を欠いて、本部層が屏風岩凝灰岩の上に整合に重なっている。[層相] この部層は、身延地区の北部では、灰色の泥岩からなり、その中に薄い砂岩層を挟んでいる。泥岩は部分的に砂質になり、白色をおびるところもある。*Makiyama* sp., *Pyrgo* sp. を多く産する。^{しもやま} 下山部落の北沢、大沢には、この部層の上部に分級度の低い礫岩がある。この礫岩中には、海緑石砂岩の挟みがあり、*Robulus* sp., *Pyrgo* sp. の小型有孔虫や *Makiyama* sp. などを産する。この部層は、南部に行くにつれて、粒度が大きくなり、その下部は横へ変化して、塩ノ沢礫岩に、その上部は、波木井坂砂岩泥岩互層に移化する。上八木沢には、この部層中に 2 m の粗粒玄武岩の岩床がある。中富地区では、主として、青灰色の塊状の泥岩からなる。風化すると灰白色を示し、こまかく割れる。本層の下部には、わずかに薄い砂岩のはさみがあり、上部で砂岩がやゝ多くなるが、その厚さが 5 cm を越すのは稀である。シルト岩中に、砂粒が入り、不規則な白い縞状の葉理を示すことがある。砂岩は細粒で、褐色をなす。*Makiyama* sp. は、この累層に普遍的に見られる。特に、上限から約 30 m 下位の層準には、小型化石の*密集する部分がある。[層厚] 身延地区では、正確な値を算定することができないが、地質図上から、北へ薄く南に厚くなる傾向が認められる。中富地区では、八日市場で最も厚く、1000 m に及ぶ。ここから、南と北へ向つて、厚さは減ずる。下伊沼で 600 m、夜子沢で 300 m。

b. 塩ノ沢礫岩層 (Shionosawa conglomerate)** [模式地] 西八代郡身延町塩ノ沢下流。[関係] 整合。^{どぐりさわ} 廻沢の西方の沢の上流で下位の波高島砂岩泥岩互層の上に、これと同質の泥岩と本部層の礫岩との互層が重なっている。本部層は鰐原泥岩層の下半部と同時異相の関係にある。[層相] 下部は砂岩と礫岩の互層からなる。一般に、灰白色を帯び、円磨度と分級度はともに高い。礫は、この部層の分布の北部では、大きくなり、かつ、分級度と円磨度が低くなる。礫は粘板岩が最も多く、その他、砂岩・石英安山岩・石英閃緑岩もある。この部層を横に追うと、鰐原泥岩層に急激に移り変わる***。身延駅の南の礫岩質砂岩層から、*Operculina* aff. *ammonoides* を採集した。[層厚] 模式地では、1400 m で最大値を示し、北に行くにつれて、薄くなり、上八木沢附近では、ついに消失する。

c. 波木井坂砂岩泥岩互層 (Hagiizaka alternation of sandstone and mudstone) [模式地] 南巨摩郡身延町波木井坂の南の沢沿いの露頭。[関係] 富士川の沖積層で被れているため、直接の関係はつかめない。しかし、鰐原泥岩層の下部が本層の下位に重なる塩ノ沢礫岩層と、また上部が本層と同時異相の関係にあることから、波木井坂砂岩泥岩互層は塩ノ沢礫岩層と一部同時異相の可能性があると看做しても、大部分は塩ノ沢礫岩層の上に整合に重なるものと推論される。[層相] 砂岩と泥岩との互層で、泥岩は砂質のシルト岩で、青灰色を帯びる。泥岩の厚さが 30~50 cm であるのに対して、砂岩の厚さは 5~10 cm である。泥岩と砂岩との境は明瞭な一線で劃されている。波木井坂附近では、約 30 m の礫岩質砂岩****をはさむ。この部層は *Makiyama* sp., *Cyclammina* sp., *Pyrgo* sp. の化石種を産出する。[層厚] 波木井川で、およそ 600 m。北に行くにつれて、薄くなり、泥岩に移り変わる。

3. 原 累 層 (Hara formation)*****

この累層は安山岩の火成活動で特徴づけられるもので、夜子沢附近から薄くなり、手打沢では消失

* 小型貝化石; ウニの棘, 魚鱗; 小型有孔虫; *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Cyclammina ezoensis* ASANO, *C. japonica* ASANO.

** 小林 (1953) の大河内礫岩, 大塚 (1955) の丸滝礫岩に、ほぼ相当する。

*** 大塚 (1955) は、この事実から、この礫岩が北の鰐原泥岩層に abut すると考え、大井川褶曲の証拠とした。

**** 大塚 (1955) の荒屋敷砂岩にほぼ相当する。

***** 大塚 (1955) の静川砂岩は中富地区 (早川以北) では本累層に当る。

している。下部から、三ツ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層、梅平^{うめだいら}砂岩層、烏森山凝灰角礫岩層に 4 分される。

a. 三ツ石凝灰角礫岩層 (Mitsuishi tuff breccia) [模式地] 南巨摩郡中富町 三ツ石部落の 東の県道沿いの露頭。[関係] 整合。この関係を示す露頭は八日市場の西方にある。[層相] 主として、安山岩質凝灰角礫岩からなるが、部分的に凝灰岩になつたり、泥岩を挟んだりする。凝灰角礫岩は黒色を帯び、角礫の大きさは径 4 ~ 10 cm のものが多く、時には、40 cm に及ぶこともある。礫種は場所によつて違い、普通輝石安山岩・角閃石普通輝石安山岩・普通輝石石英安山岩などである。模式地の北方では、厚さ 50 m の泥岩が挟まれている。下伊沼の西方で観察される凝灰岩は、鮮明な緑色を帯びている。一般に、層理は不明瞭である。[層厚] 八日市場の西で 250 m、下伊沼で 170 m。北へ行くにつれて薄くなり、^{おご}子山附近で消失する。模式地の南では、当子沢(下山)で最も厚く、これから南へ行くにつれて薄くなり、波木井川北岸で 30 m の厚さになる。

b. 早川橋泥岩層 (Hayakawabashi mudstone) [模式地] 南巨摩郡中富町三ツ石から早川橋に至る県道沿いの露頭。[関係] 整合。中富地区では下位の凝灰角礫岩からそれと泥岩の互層部を経て本部層に漸移する。身延地区では下位層と整合ではあるが、急激に移り変わる。[層相] 中富地区では、主として、青灰色で塊状の泥岩からなり、その下部に砂岩を挟む。風化すると、灰色になり細かく割れて崩れる。身延地区では砂岩と泥岩の互層からなる。この互層は泥岩勝ちの rhythmic な地層で、泥岩の厚さ 10~50 cm に対して、砂岩の厚さは 5 ~ 20 cm である。この泥岩は青灰色を帯び、風化すると細かく割れる。*Makiyama* sp. を含み、部分的に浮石質になつている所もある。波木井坂の西で本部層の上部に厚さ 5 m の海緑石砂岩があるが、あまり連続しない。[層厚] 下伊沼の西で 150 m 波木井川で 600 m、この部層は北へ行くにつれて薄くなり、^{おご}子山の北で消失する。

c. 梅平砂岩層 (Umedaira sandstone) [模式地] 南巨摩郡身延町波木井川河岸。[関係] 模式地では本部層は下位の早川橋泥岩層と小断層で接している。模式地以外の地域でも下位層との直接の関係はつかめない。しかし中富地区では、本部層を欠いて、その上位の地層が下位の早川橋泥岩層の上に整合に重なる。また、本部層の構造は下位層のそれと全く一致する。以上の事実から本部は早川橋泥岩層の上位に整合に重なりと推論される。[層相] 灰色ないし黄褐色の層理明瞭な砂岩からなる。そのほとんどが 1 m 以下の規模で graded bedding を示す。標式的な場合には、下部から上部へ順次、礫岩質砂岩・粗粒砂岩・中粒砂岩・細粒砂岩・シルト岩になる。しかし、一般には、前二者が見られない。シルト岩の厚さは 5 cm 以下で、中粒砂岩が卓越している。砂岩中には、シルト岩の偽礫や偽層が観察される。本部層の最下部は 20 m の含漂礫大礫礫岩がある。その礫は粘板岩(小礫)および橢円山層起源の緑色凝灰岩(漂礫)が多く、その他、石英閃緑岩の礫も認められる。本部層の分布は、後述する富士見山断層によつて被いかくされているため、模式地以外に早川の南岸及びその附近の小沢で観察されるだけである。[化石] 栗倉と上栗倉の東で採集される。巻貝が豊富で、二枚貝は一般に小型である。*Anadara* sp., *Lima* sp., *Cardium* sp., *Fasciolaria*(?) sp., *Turricula crumpi yokoyama* OTUKA, *Borsenella* sp., *Lencosyrinx* sp. [層厚] 模式地で 300 m。

d. 烏森山凝灰角礫岩層 (Karasumoriyama tuff breccia) [模式地] 南巨摩郡中富町早川橋から観音橋に至る道路沿いの露頭。[関係] 整合。身延地区では、梅平砂岩層の上に、中富地区では、それを欠いて早川橋泥岩層の上に重なる。これらの直接する露頭は見られないが、本部層とその下位の部層の構造が全く一致すること、ならびに、早川橋泥岩層の上部に本部層と同質の凝灰岩質の砂岩が挟在することから、本部層は下位の部層と整合関係にあると考えられる。[層相] 主に凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる。中富地区では下部が安山岩質凝灰岩で、上部が同質の凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる。凝灰岩は黒色をおび、層理は明瞭である。^{よこ}子沢では、この部層の凝灰岩が粘土化されて、青色をおび、その中に石膏の美しい結晶をふくんでいる。角礫も最も大きなものは、径 1 m に及ぶ。^{よこ}子沢では、角礫中に普通角閃石の結晶が顕著に認められる。身延地区では、波木井川と身延川だけに露出する。暗灰色~暗褐色の凝灰角礫岩からなり、この部層の下限から 100 m 上位に、層理の明瞭な厚さ 10 m の砂岩が挟まれている。この部層の角礫には、普通角閃石安山岩・両輝石安山岩・普通輝石安山岩がある。[層厚] 波木井川で 300 m、模式地で 310 m、^{よこ}子沢で 260 m。^{よこ}子沢より北では急激に薄くなり、寺沢の北で消失している。

4. 手打沢礫岩層 (Teuchizawa conglomerate)*

〔模式地〕 南巨摩郡中富町手打沢部落の西, 手打沢河岸。〔関係〕 下位の鰍原泥岩層と一部同時異相の 関係にあり, 大部分はその上位に整合に重なる**。〔層相〕 主に分級度の低い礫岩からなる。構成礫は両輝石安山岩と泥岩だけからなり, 円磨度も極めて低い。この両輝石安山岩の礫が上一色火山角礫岩層起源であることは疑ない。礫岩のマトリックスは暗褐色, 凝灰質で, 層理は不明瞭である。この部層は, その上位の曙礫岩層及び下位の鰍原泥岩層との層位関係から, 恐らく, 原累層と同層準にくるものと考えられる。〔層厚〕 模式地で約 100 m。その北は切石断層で断たれ, この部層の分布は見られない。

5. 曙 累 層 (Akebono formation)

曙累層は大塚 (1938b) の^{おそ}遅沢化石動物群を含む砂岩層で始まり, きわめて厚い頂上礫岩で終る。下位から, 遅沢砂岩層・川平泥岩層・曙礫岩層に 3 分される。

a. 遅沢砂岩層 (Osozawa sandstone) 〔模式地〕 南巨摩郡身延町小原島の道路沿いの露頭。〔関係〕 下位の烏森山凝灰角礫岩層から本部層の凝灰質砂岩に漸移する露頭が, 夜子沢部落の西と烏森山の西の 2 カ所で観察される。〔層相〕 主として黒色の粗粒砂岩からなり, 下部は著しく凝灰岩質である。模式地では直径 5~10 mm の礫を含む礫岩質砂岩である。夜子沢では薄い泥岩の挟みを持ち, 走向は N25~30° E, 75 E~90° の傾斜で主部は逆転している。この部層は各地で二枚貝の化石を多産する。〔化石*** 化石産地; (1) 夜子沢, (2) 烏森山の西, (3) 遅沢部落の東, (4) 観音橋 (早川橋から遅沢に至る道路沿い), (5) 小原島の東, (6) 小原島の西の早川対岸。これらの地点から採集した化石種は次の通りである。Cucullaea sp., Anadara sp., Limopsis tokaiensis YOKOYAMA, Glycimeris cf. rotunda (DUNKER), G. cf. vestita (DUNKER), G. osozawensis KANNO, Amussiopecten iitomiensis (OTUKA)**** Chlamys miurensis (YOKOYAMA), C. nobilis (REEVE), Cryptopecten aff. vesiculosus (DUNKER), Patinopecten sp., Lima aff. konnoi OTUKA, Venericardia panda (YOKOYAMA), Lucinoma sp., Semele sp. Clementia papyracea (GRAY), C. nakamurai kuretiensis OTUKA, C. sp., Dentalium cf. yokoyamai MAKIYAMA, Ancistrolepis sp., Turcicula sp. その他に, ウニやサンゴの化石を産出する。〔層厚〕 早川北岸と夜子沢で 120 m。手打沢の旧炭坑事務所付近で極めて薄く, 手打沢では消失している。模式地以南では本部層は認められない。

b. 川平泥岩層 (Kawadaira mudstone) 〔模式地〕 南巨摩郡中富町川平部落の東の夜子沢の河岸。〔関係〕 整合。中富地区では, 下位の砂岩層から互層して本部層に漸移する。身延地区の波木井川上流では, 遅沢砂岩層を欠き, 烏森山凝灰角礫岩層の上位に明瞭な境界をもつて整合に重なる。〔層相〕 青灰色塊状の泥岩からなる。模式地では薄い小礫礫岩層を 3 枚挟む。この中には貝化石が密集しているが, 保存が悪い。また上限から 30 m ほど下位の層準に厚さ 30 cm の貝化石を多く含む砂岩層がある。層理面は N20°~30° E の走向で 75~80° E の傾斜を示し逆転している。早川の北岸で Makiyama sp., Cyclammina sp. その他, ウニの棘を産出する。〔層厚〕 模式地で 140 m, 早川北岸で 70 m, 波木井川で約 100 m。模式地より北では漸次薄くなり, 手打沢の旧炭坑事務所 15 m の厚さになる。曙向斜の西翼でも薄くなっている。

c. 曙礫岩層 (Akebono conglomerate)***** 〔模式地〕 南巨摩郡中富町川平の西。〔関係〕 本部層の最下部は礫岩と泥岩の互層からなり, 下位の泥岩層から本部層に互層漸移する。この関係は川平と早川北岸で認められる。〔層相〕 本部層の主部は礫岩からなる。礫は, 一般に, 大礫が多いが, 漂礫も見られる。礫種は古生層起源の粘板岩, 硬砂岩が最も多く, 閃雲花崗岩がこれに次ぎ, その他, 角閃石安山岩・両輝石安山岩・玢岩・緑色凝灰岩の礫もある。安山岩の礫は上部へ行くにつれて少なくなり, 楡形山層起源の緑色凝灰岩・玢岩がこれに変

* 大塚 (1955) はこの部層を静川層群の基底礫岩であると考えた。

** 大塚 (1952) はこの関係を不整合であるとして, 大井川褶曲の一つの証拠とした。この層位関係については, 構造の項で詳しく述べる。

*** 現在, この動物化石群を検討中; 機会をあらためて公表する予定である。

**** 秋山 (1957a) 参照。

***** 大塚 (1955) の曙半凝固礫岩; 藤田 (1941), 小村 (1954) の曙礫岩層にあたる。

わる。花崗岩の礫は場所によつてその含まれる量が違うが、一般に、北へ行くにつれて多くなり、礫岩は白色を帯びるようになる。分級度は北に低く、南へ高くなる傾向がある。とくに、間遠峠^{まとおう}では小礫〜大礫で粒度がそろい、長軸が層面に平行している。夜子沢上流では層理の明瞭な砂岩が礫岩と互層している。この部層の下限から約 350 m 上位の層準には厚さ 40 m の砂岩層があり、夜子沢から足平^{あしのたいら}の西まで追跡される。この砂岩層は二枚貝の化石を産するが、それらは極めて保存が悪い。平須^{ひらす}および手打沢部落の西には、本部層中に厚さ約 60 cm の泥炭層が挟まれている。この部層は、早川の南では富士見山断層でかくされているが、波木井川上流にその延長が認められる。[層厚] 江尻窪附近で 1200 m 以上ある。

III. 地質時代について

富士川上流地域の新第三紀層は、時代を決める上に役立つような化石を産出する層準が限られている。したがって、その地質時代については、不明な点が少なくない。とくに、西八代層群に関しては筆者の研究では、何ら新しい資料が得られなかった。したがって、ここでは、西八代層群の地質時代にはふれないで、貝化石を豊富に産する静川層群の地質時代について、新しい知識をあげるにとどめる。

大塚弥之助(1934, 1938b)は、筆者の遅沢砂岩層*から、*Amussiopecten praesignis* (YOKOYAMA) と *Venericardia panda* (YOKOYAMA) の化石種を報告し、この部層をこれらの化石種を産する掛川層群下部に対比している。更に、*A. praesignis* は浜石岳礫岩層(大塚 1938a)、唐ノ浜層群(横山 1929)、高鍋層(横山 1928)、島尻層群(野村・神保, 1936) から報告されていることから、大塚(1938a)は、*A. praesignis* と *V. panda* の化石種を含む動物群は表日本の鮮新統に特徴的であると述べている。

藤田和夫(1941)は、*A. praesignis* が相良層(横山 1927)からも報告されていることから、この化石種を含む遅沢砂岩層を相良層に対比している。

しかし、筆者の研究(秋山, 1957a)によれば、遅沢砂岩層から産出した、“*A. praesignis*”とされたものは、大塚(1934)がそれと同一層準から *Pecten iitomiensis* OTUKA として報告した化石種と同種異名で、*Amussiopecten iitomiensis* (OTUKA) とすべきで、*A. praesignis* とはあきらかに区別されるべきである。

最近、首藤次男(1955)は宮崎層群下部(中新世上部)から *A. hyugaensis* SHUTO が、高鍋層(鮮新世下部)から *A. praesignis* が産することを報告している。筆者の研究の結果、首藤の *A. hyugaensis* は明らかに *A. iitomiensis* と同種異名であることがわかった。以上の事実から考えて、*A. iitomiensis* を含む遅沢砂岩層は大塚(1938a)の指摘した *A. praesignis* の層準より下位で、宮崎層群下部に対比され、中新統上部であると考えられる。

したがって、相良層から採集された“*A. praesignis*”も改めて検討する必要があるだろう。

また、鮮新世初期を指示する有力な化石種と考えられていた、*Venericardia panda* は相良層から報告されており、また、最近、柴田松太郎(1957)によつて、丹沢の落合層から発見されたので、必ずしも、その地質時代を鮮新世に限る理由はなくなってきた。

IV. 地質構造について

1. 断層

この地域の構造を規定している断層には、南北性のものと東西性のものの2種が識別される。東西

* 大塚(1955)の静川砂岩に含まれる。

第 2 図 (a)

第2図 山梨県富士川上流地域の地質図

- 1: 段丘及び扇状地堆積物, 2: 礫岩層, 3: 川平泥岩層, 4: 遅沢砂岩層, 5: 烏森山凝灰角礫岩層, 6: 梅平砂岩層, 7: 早川橋泥岩層, 8: 三ツ石凝灰角礫岩層, 9: 手打沢礫岩層, 10: 鰻原泥岩層, 11: 波木井坂砂岩層, 12: 塩ノ沢礫岩層, 13: 波高島砂岩互層, 14: 上之平凝灰岩層, 15: 靛瀬砂岩互層, 16: 竹之島砂岩層, 17: 屏風岩凝灰岩層, 18: 出口凝灰質砂岩互層, 19: 上一色火山角礫岩層, 20: 和平凝灰岩層, 21: 勝坂泥岩層, 22: 古関川塩基性火山岩層, 23: 楯形山層, 24: 石英閃緑岩

方向のものは西八代層群と 静川層群下部の一般構造と一致し、他は静川層群上部の向斜構造と一致する。三沢川断層・勝坂断層・常葉断層・下部断層は前者の例で、富士見山断層・切石断層は後者の例である。次に、それらのうち、重要なものについて記載する。

a. 富士見山断層 (Fujimiyama fault) この断層は富士見山の東麓に沿って南北に走る断層で、辻村太郎 (1926) が指摘したように、地形的にも明瞭に認められる。この断層は筆者の調査地域の西縁に位置し、調査地域の最北端から南端にわたって追跡される。早川南岸では、この断層に平行した副断層を伴う。断層面は次の各地* で観察できる。1) 中富町上大塩の西(断层面: $N30^{\circ}E, 85^{\circ}W$), 2) 同町早川橋の西, 3) 身延町下山の大沢, 4) 同町小田船原の北 ($N10^{\circ}E, 50^{\circ}W$)。この断層の西側には楯形山層が、その東側には静川層群が分布する。以上の事実から判断して、これは楯形山層が上位の静川層群の上に押し被せている、逆断層であると結論される。

b. 切石断層 (Kiriishi fault) この断層は切石部落の北から日影部落を通り、手打沢へ出て、足ノ平附近にまで達する。手打沢の南では、静川層群下部(鰻原泥岩層)以下の地層を切り、その北では、礫岩層と西八代層群との境をなしている。これまで、大塚 (1952, 1955) によつて指摘された、手打沢の不整合附近は、この断層によつて、複雑な構造を示している。この断層の露頭は切石の北で観察される(断层面: $N20^{\circ}W, 70^{\circ}E$)。この断層は静川層群の上部の一般構造に近い。

c. 常葉断層 (Tokiwa fault) 加羅田峠から西南西へ延び、飯富まで追跡できる。この断層は、常葉背斜の軸部が断たれたもので、その東北東の延長の常葉附近では、この断層によるずれはない。なお、この断層の南では、地層の一般走向は $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ で、 $40^{\circ}S$ の傾斜を示し。また、北では、走向は $N40^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ で、傾斜は $30^{\circ}\sim 45^{\circ}N$ である。しかし、断層の近くでは、地層が直立し、ところによつては、逆転している。この断

* 大塚 (1938b) は、この他に、4 地点にて観察している。

第 3 図 地 質 柱 状 図

a: 礫岩, b: 砂岩, c: 泥岩, d: 砂岩泥岩互層, e: 凝灰岩, f: 凝灰角礫岩, g: 熔岩
2~23 は地質図 (第 2 図) の凡例に同じ。

I: 塩ノ沢~波木井川, II: 大袋~帯金~波木井坂, III: 廻沢~下八木沢, 大沢, IV: 境畑~常葉, 富士川東岸 (屏風岩~波高島), V: 早川北岸 (三ツ石~遅沢), VI: 下伊沼の南の沢, VII: 原に流入する沢, VIII: 八日市場の北の沢, IX: 夜子沢, X: 手打沢

層は西へ行くほど, その落差が大きく, 南側が北側に対して相対的に上昇している。

d. 三沢川断層 (Misawagawa fault) 三沢川断層は三沢川に沿って東西に走り, 富士川を横切つて, 手打沢の北に達するが, その西端は切石断層によつて切られている。この断層は露頭では, 直接, 観察できないが, この走向は静川層群下部の鰐原泥岩層より下位の地層の東西性の褶曲軸の方向にほぼ等しい。

2. 褶 曲 構 造

この地域の構造を規定している褶曲構造には, 2つの支配的な方向が見られる。その1つは静川層群下部以下の地層の構造を決定している東西性の褶曲構造で, 他は静川層群の上部の地層の構造を規

定している南北性の向斜構造である。前者の構造をつくっているものを、北から^{たんばら}田原背斜・^{いつしき}一色背斜・常葉背斜と呼び、後者の構造をつくっているものを曙向斜と呼ぶ。

a. 田原背斜 (Tambara anticline) [松田・水野 (1955) 命名] ほぼ、東西の軸をもち、上田原から下田原を経て、^{おご}大子山附近にまで及んでいる。背斜の北翼では、地層の傾斜は 50° 、南翼では、 $50\sim 70^\circ$ である。背斜軸は西へ傾いている。この背斜構造は、^{あき}鯀原泥岩層 (静川層群下部) の下部までは明瞭に認められるが、上部へ行くにつれて、弱まり、原累層の下部には及んでいない。

b. 一色向斜 (Isshiki syncline) ほぼ、東西の軸をもち、^{ひな}一之瀬日向附近から一色を経て、八日市場附近にまで及んでいる。向斜の北翼における地層の傾斜は勝坂泥岩層で $20\sim 30^\circ$ 、出口凝灰質砂岩泥岩互層では $30\sim 50^\circ$ の値をもつ。また、南翼では、勝坂泥岩層が $30\sim 50^\circ$ 、出口凝灰質砂岩泥岩互層が $25\sim 45^\circ$ の値を示す。この向斜は^{あき}鯀原泥岩層の上部へ行くにつれて、弱くなり、原累層では、ほとんど認められない。

c. 常葉背斜 (Tokiwa anticline) [松田・水野 (1955) 命名] この背斜は、この地域の^あ新第三紀層の堆積盆地を北の中富地区と南の身延地区とに2分している。軸は東北東—西南西の方向をもち、西へ傾いている。この背斜の西の延長部は、断層となつている。

d. 曙向斜 (Akebono syncline) [大塚 (1936) 命名] $N20^\circ W$ の方向の向斜軸をもち、小原島から^{であ}出合を通り、^{やさいく}矢細工へ抜ける。向斜軸は北に傾斜しているため、小原島附近で地層は閉じて、舟底状の構造をなしている。この向斜構造には、曙累層が参加している。この向斜の西翼は富士見山断層によつて切られているため、それ以下の地層にまで、この構造が及んでいるかどうかを知ることができない。

V. 造構造運動について

1. 「手打沢の不整合」の検討

大塚 (1952) は南巨摩郡中富町手打沢部落の西方の河岸で、西八代層群* と静川層とが直接する露頭を認め、その露頭の観察から、静川層が西八代層群を不整合に被つていているとして、これを大井川褶曲 (大塚 1939) の一つの証拠とした。

大塚 (1952) の指摘した露頭は、第4図地点1にあたる。筆者の露頭のスケッチを第5図に示す。ここでは、 $N40\sim 50^\circ W \cdot 90^\circ$ の層理面をもつた砂質泥岩 (^{あき}鯀原泥岩層) の上位に、 $N20\sim 35^\circ W \cdot 90^\circ$ の層理面をもつた礫岩 (手打沢礫岩層) が重なつている。この礫岩は、主として、両輝石安山岩**の亜角礫からなり、それに泥岩の礫が加わつている。ここで、両者の地層面がわずかに斜交している (第5図参照)。また、両者は一見不規則な境界線で境されているが、これは数条の小断層によつて、境界面がずれていること及び露頭の凹凸によるものであつて、その境界面の大部分はそれぞれ平面をなしており、かつ下位の泥岩層の層理面はこの境界面にほぼ一致している。その上、第4図の露頭1では、第5図の左端に示されてあるように、下位の泥岩と上位の礫岩とが *interfinger* の関係にある。したがつて、ここでは^{あき}鯀原泥岩層の上部と手打沢礫岩層の下部とは、明らかに同時異相の関係にあるといえる。

第5図の地点2でも、^{あき}鯀原泥岩層と手打沢礫岩層とが直接しているところが観察できる。ここでは下位の泥岩にすでに小礫を含んでいて、上位の手打沢礫岩層に漸移し、不整合の証拠はない。

以上、述べてきたことから、大塚によつて指摘され、その後多くの研究者*** によつて信じられて来た、「手打沢の不整合」は局部的には斜交不整合のように見える露頭はあつても、手打沢礫岩層の下部は^{あき}鯀原泥岩層の上部と一部同時異相の関係にあり、また、少くとも一部は整合である。

* こゝで大塚 (1952) が西八代層群としたものは、筆者の静川層群下部 (^{あき}鯀原泥岩層) にあたる。

** 上一色火山角礫岩層起源

*** 例えば、松田 (1956) も大塚の見解を支持している。

第4図 手打沢部落西方の踏査図

a: 屏風岩凝灰岩層, b: 鰐原泥岩層, c: 手打沢礫岩層, d: 遅沢砂岩層, e: 曙礫岩層

第5図 鰐原泥岩層と手打沢礫岩層との関係を示す (いわゆる手打沢不整合)

- A: 露頭のスケッチ
B: A図の水平面への投影図
1: 鰐原泥岩層
2: 手打沢礫岩層

大塚は手打沢で観察した筆者の手打沢礫岩層と鰐原泥岩層との斜交関係を南に延長して、この地域全域にこのような不整合関係が認められるとした。そして、この不整合面より下位の地層を西八代層群とし、上位のものを静川層群とし、静川層群は西八代層群を不整合に被っている、1つの大きな海進輪廻を代表する堆積物であるとした。大塚の不整合面を筆者の岩相変化概念図(第6図)に入れば、点線で示される。したがって、大塚の不整合は次のように異つたいろいろな層準を結んでいることになる。1) 手打沢礫岩層と鰐原泥岩層との間、2) 鰐原泥岩層中、3) 梅平砂岩層と下部累層との間、4) 塩ノ沢礫岩層と鰐原泥岩層との間。これらの事実から明らかなように、大塚の不整合面は筆者の層序を斜めに切つていて、時間面に斜交している。1) と 4) のそれぞれの関係については前項で述

2. 静川層群下部の岩相の変化について

静川層群下部は、この地域では、南北方向に岩相の変化がきわめて著しい。しかし、西八代層群は南北方向に追つても、ほとんど著しい岩相の変化は認められない。

身延地区では、西八代層群の上位に各種の岩相からなる下部累層が重なり、その上位に身延累層がくる。身延附近の身延累層は、下部から、礫岩・砂岩泥岩互層で表されており、北方へ行くと、これらの岩相は泥岩に置き換えられている。すなわち、礫岩(塩ノ沢礫岩層)が泥岩(鰐原泥岩層)に移化するとき、その上半部では間に砂岩を置いて両側に漸移するが、下半部では礫岩が急激に泥岩に変っている。このように岩相が横に激しく変化する関係は、直接、露頭では確かめ得ないが、これらの両部層が、波高島砂岩泥岩互層*の上位に、それぞれ整合に重なっていることから主張される。

大塚(1955)は岩相のこのような横の変化を認めないで、泥岩層と礫岩層の移り変わりの境を時間の面と考え、鰐原泥岩層を西八代層群に、また塩ノ沢礫岩層を静川層群の基底と考へて、この両者の関係を静川層群が西八代層群に abut していることで説明して、先に筆者が否定した手打沢の不整合面をこの礫岩の基底にまで延長した。

鰐原泥岩層は常葉背斜を越えて中富地区にも分布する。中富地区では鰐原泥岩層は、下部累層を欠いて、西八代層群の上位に直接重なっている。恐らく、鰐原泥岩層の下部は下部累層と同時異相の関係にあると考えられるが、詳細は不明である。

3. 大塚(1955)の静川層群と西八代層群との間の不整合の検討

* 凝灰角礫岩層の鍵層から、この部層の上限はほぼ時間面を表わしていると考えられる。

第6図 岩相変化概念図

2: 礫岩層, 3: 川平泥岩層, 4: 遅沢砂岩層, 5: 烏森山凝灰角礫岩層, 6: 梅平砂岩層, 7: 早川橋泥岩層, 8: 三ツ石角礫凝灰岩層, 9: 手打沢礫岩層, 10: 鰍原泥岩層, 11: 波木井坂砂岩泥岩互層, 12: 塩ノ沢礫岩層, 13: 波高島砂岩泥岩互層, 14: 上之平凝灰岩層, 15: 醍醐砂岩泥岩互層, 16: 竹之島砂岩層, 17: 屏風岩凝灰岩層

a: 礫岩, b: 泥岩, c: 砂岩, d: 凝灰角礫岩, e: 砂岩泥岩互層, f: 凝灰岩, g: 大塚 (1955) の不整合面

べた。3) の梅平砂岩層と下部累層との間は、富士見山断層に平行して走る断層面で境されている。2) の鰍原泥岩層の中に引かれた不整合については次のように考えられる。すなわち、八日市場では鰍原泥岩層はその下部がゆるい東西性の向斜構造（一色向斜）を示しているが、その上部では向斜構造が消失して、南北性で西に傾く単斜構造となる。大塚は、本部層内に認められるこの構造上の差から、その中に不整合を想定したものと思われる。しかし、鰍原泥岩層は全層準を通じて泥岩からなり、太子山の南の沢では、本層の下部の $N75^{\circ}W$ の走向が $N50^{\circ}W$, $N45^{\circ}W$, $N25^{\circ}W$ と漸変しながら、最上部では南北になつていて、それらの間に不連続面がない。八日市場附近の他の沢でも同様なことがいえる。これらの事実から、鰍原泥岩層の中には不整合は存在しない。

以上、各項に分けて説明したように、大塚が考えた静川、西八代両層群間の不整合はたとえ手打沢の露頭の一部で軽微な斜交関係はあるとしても、本質的には整合であると結論される。

4. この地域の構造の特徴について

前述のように、この地域には著しい不整合は存在しないが、大観すれば東西性の褶曲構造をもつ静川層群下部及び西八代層群と南北性の向斜構造をもつ静川層群上部との間に、構造上の著しい不調和があるように見える。この不調和は次のように説明される。西八代層群が堆積した堆積盆地は比較的一様な沈降を示し、堆積物も斎一であつたが、静川層群の堆積時になると、この均衡が破れて、基盤の沈降量の大きな地区と小さな地区とに別れた。前者は中富地区（北部）と身延地区（南部）で、とくに身延地区ではその沈降が著しく、粗粒の堆積物が厚く堆積した。後者は調査地域を中富地区と身延地区とに分つ常葉背斜部で、比較的薄い地層しか堆積しなかつた。この基盤運動に伴つて、東西性の褶曲構造の形成が進行した。恐らく、調査地域の北縁（手打沢附近）も沈降量の小さい地区にあたり、さらに、それより北では隆起して下位の地層が削剝され、その結果、手打沢礫岩層が堆積したものと考えられる。静川層群上部の堆積時になると調査地域は、再び、比較的一様な堆積区にかわり、ほぼ斎一な岩相をもつ地層が広く堆積した。

要するに、静川層群の下半部に見られる東西性の褶曲構造が、上半部の南北性の褶曲構造に漸変し

ていることは疑問の余地がない*。従つて、大塚の大井川褶曲 (1939) は、少くとも、本調査地域では、造山—侵蝕という形で表現されたのではなくて、堆積作用の続行中に行われた堆積盆地の発展の一段階を示す褶曲運動であるといえる。

VI. あ と が き

富士川上流地域は、大塚 (1952) によつて、大井川褶曲と瑞穂—フォッサ・マグナ褶曲の交叉褶曲帯にあたるとされた。筆者は、このたびの研究によつて、大塚の大井川褶曲の性格が一層明らかにされたと考える。すなわち、大井川褶曲が瑞穂—フォッサ・マグナ褶曲と異なる褶曲軸をもつ地変であることは認めるが、前者の運動は継続的な堆積作用の中に行われたものであつて、この堆積盆地が全地域にわたつて陸化したのは、後の瑞穂フォッサ・マグナ褶曲をもたらしした地変である。

大塚が大井川褶曲と呼んだ、この褶曲運動が南部フォッサ・マグナ地域における地向斜の発展過程のどのような時期に起つたものであるか、また、この東西性の褶曲構造をもたらしした運動が、南北方向の瑞穂—フォッサ・マグナ褶曲をもたらしした地変に、どのような必然性をもつて移化したのか、これらは今後の解決に待たねばならない問題である。

筆者は、これまで知られているいくつかの新生代の地殻変動が、おのおのの堆積盆地内で、その発展過程のどのような位置を占め、どのような機構で行われたかを個別的に解析して、いわゆる造構運動なるものの本質を明らかにしたいと考えている。

引 用 文 献

- AKIYAMA, M. (1957a): *Amussiopecten iitomiensis* (OTUKA) and Its Allies from Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.* **25**, 31~39.
- 秋山 雅彦 (1957 b): 静川層群と西八代層群との層序学的関係, 地質雑, **63**, 742, 429.
- 藤田 和夫 (1943): 山梨県身延山北麓の第三紀層, 京大卒論.
- 小林 福造 (1953): 甲斐の地質, 84.
- 小村 精一 (1954): 山梨県静川村附近の地質, 教育大進論 (未公表).
- MAKIYAMA, J. (1927): Molluscan Fauna of the Lower Part of the Kakegawa Series in the Province of Totomi. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., Ser. B*, **3**, 1, Art. 1, 1~147.
- 横山 次郎 (1950): 中部地方 (日本地方地質誌), 141~142.
- 松田 時彦 (1955): 地殻運動に関する富士川地向斜での考察, 堆積学研究, **11**, 11~14.
- 松田時彦・水野篤行 (1955): 富士川上流地域の西八代層群の層序, 地質雑, **61**, 717, 258~273.
- NOMURA, S. & NHINO, H. (1932): Fossil Mollusca from Izu and Hakone. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser.*, **15**, 3, 169~192.
- NOMURA, S. & ZINBO, N. (1936): Molluscan Fossils from the Simaziri Beds of Okinawa-zima. *Ryûkyû Islands*, *ibid.*, **18**, 3, 229~265.
- 大塚弥之助 (1934): 身延山麓の化石と箱根早川層灰岩の貝化石, 地質雑, **41**, 492, 562~568.
- 大塚弥之助 (1938a): 静岡県庵原郡東部の地質構造, 地震研彙報, **16**, 2, 428~429.
- 大塚弥之助 (1938b): 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察, 地理評, **15**, 2, 969~984.
- OTUKA, Y. (1939): Tertiary Crustal Deformations in Japan (with Short Remarks on Tertiary Palaeogeography). *Jub. Publ. Comm. Prof. Yabe's 60th Birth.*, 481~519.
- 大塚弥之助 (1952): 地質構造とその研究, 152~172.

* 松田 (1956) は、手打沢附近を除いた地域に限つて、この事実を認めている。

- 大塚弥之助 (1955): 静川層群について (附第三紀地殻運動の一考察), 地震研彙報, **33**, 3, 449~469.
- SHUTO, T. (1955): *Amussiopecten* from the Miyazaki Group, Miyazaki Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **20**, 101~110.
- SHIBATA, M. (1957): Some Molluscan Fossils from the Eastern Part of the Tanzawa Mountainland. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **25**, 21~25.
- 田中元之進 (1930): 甲府盆地西方山地 (巨摩山地) の地形について, 小川博士還暦記念地学論叢, 549~557.
- 辻村 太郎 (1926): 断層谷の性質並に日本島一部の地形学的断層構造, 地理評, **2**, 216.
- 渡部 景隆 (1949): 礫岩の測定法, 地質雑, **55**, 650~651, 231~239.
- YOKOYAMA, M. (1928): Pliocene Shells from Hyuga. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 2nd, Ser.*, **2**, 7, 331~350.
- 横山又次郎 (1929): 土佐国安田町唐ノ浜介化石, 地調報告, **104**, 3~6.
-