

関東山地東縁の新第三系の層序

松丸 国照*・林 明**

Neogene stratigraphy of the eastern marginal areas of
Kanto Mountains, Central Japan

Kuniteru MATSUMARU* and Akira HAYASHI**

Abstract The Neogene formations developed in the eastern marginal areas of the Kanto Mountains have hitherto been divided into the Osato, Matsuyama and Takasaki Groups, in ascending order. The Neogene formations in the Ogawa Basin, distributed with clinounconformity on the basement of the eastern marginal areas of the Kanto Mountains, are bounded by faults on the west, south and east, and they are assigned to the Ogawamachi Group.

The area of the study comprises the Ogawa Basin, the Arakawa drainage area and the North Hiki-Yoshimi Hills, and the South Hiki Hill. Through the present study, it became evident that the Neogene formations distributed in the whole area are included in the redefined Matsuyama Group. This group formed by a pair of transgressional and regressional sedimentations beginning with and ending with conglomerate and/or sandstone is composed of conglomerate, sandstone, mudstone and acidic tuff, ranging from late Early Miocene to late Middle Miocene in age, and is covered unconformably by the Pleistocene Monomiyama Gravel Bed in the eastern part. The total thickness of the Matsuyama Group is more than 370 m in the Ogawa Basin, 3,500 m in the Arakawa drainage area and the North Hiki Hill-Yoshimi Hills, and 1,550 m in the South Hiki Hill. The stratigraphy of the Matsuyama Group in those areas is shown in Fig. 1.

Based on the sedimentary facies and fossils such as the diagnostic larger and smaller foraminifer assemblages and molluscan fossils, the Gotanda Formation and the Kanisawa and Iida Formations of the Ogawa Basin are correlated with the Kosono Formation and the Arakawa Formation of the Arakawa drainage area and the North Hiki-Yoshimi Hills respectively. While the Kamikarako, Kamagata, Goudo, Okuda and Akanuma Formations of the South Hiki Hill are correlated with the Arakawa, Ichinokawa, Fukuda, Tsuchishio and Yagii Formations except for the Kosono Formation of the Arakawa drainage area and the North Hiki-Yoshimi Hills. Also, the Matsuyama Group is correlated with the Tomioka Group developed in the northeastern marginal areas of the Kanto Mountains on the basis of the larger foraminifera, some tuff key beds and the stratigraphic sequences (Table 2).

The Matsuyama Group varies in geologic structure (Fig. 1). The Matsuyama Group in the Ogawa Basin has generally a basin structure with the center of basin in the eastern part of Kanisawa, Ogawa-cho, while this group in the Arakawa drainage area and the North Hiki-Yoshimi Hills has generally a homoclinal structure dipping to the northeast with local folds and faults. The Matsuyama Group in the South Hiki Hill has generally a half-basin structure dipping to the south-southeast with local folds.

The folds and faults in the studied area were formed by the tectonic movements after the Middle Miocene period.

1979 年 5 月 23 日 受理

* 埼玉大学教育学部地学教室. Department of Geology, Faculty of Education, Saitama University, Urawa, 338 Japan.

** 埼玉県越谷南高等学校. Koshigaya Minami High School.

ま え が き

最近、日本の新第三系は国際対比を行う目的で、代表的な各地域において、浮遊性有孔虫やほかの Taxa, 放射年代、古地磁気層序を主とした研究が行われてきた。その結果として、新第三系の対比と編年表がつくられたが、関東山地東縁の新第三系は最近の生層位学的研究がないことと、地質構造が複雑なことのために検討されなかった (IKEBE, *et. al.*, 1977)。

関東山地東縁の新第三系は渡部ほか (1950), WATANABE (1954) の研究により、層序と地質構造の基礎が確立した。その後、福田 (1963) は花園村滝地区の層序試験の研究を行った際に、渡部ほかの層序と構造の一部を改訂した。著者らの1人、松丸 (1977) は関東山地北縁群馬県富岡市～北東縁埼玉県寄居町土間の地域の大型有孔虫生層位学的研究を行い、同地域の層序と地質構造とを明らかにしたが、この研究で松丸は渡部 (1952) の見解を改訂した。その後、著者らは主として関東山地東縁埼玉県大里郡寄居町～比企郡鳩山村間の新第三系の層位学的研究を行ってきたが、小林 (1935) の層序を改訂した渡部ほか (1950) とは層序と構造に関して若干異なった見解に達したので報告する。

調査地域は埼玉県比企郡小川町、大里郡寄居町から東松山市ならびに東松山市から比企郡鳩山村にかけての東西約 23 km, 南北約 21 km の地域である。今回の調査で大型有孔虫が初めて荒川流域および比企南丘陵西方の

妻ノ沢から発見された。この化石の産出は時代と対比の上で重要な意義を有する。ここでは新第三系の層序と構造を中心にしてのべる。なお、大型・小型有孔虫の古生物学的検討については稿を改めて報告したい。

本研究を進めるにあたり、東京教育大学名誉教授藤本治義博士、筑波大学教授渡部景隆博士には貴重な御意見、地質調査所福田理博士には有益な助言と“立ヶ瀬層”の有孔虫リストの提示、石油資源開発株式会社米谷盛寿郎博士には浮遊性有孔虫の同定、宮城教育大学教授増田孝一郎博士には軟体動物についての有益な助言、埼玉県教育センター須藤和人氏・筑波大学大学院生間島隆一氏には有益な助言をそれぞれ賜わった。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

層 序 概 説

関東山地東縁には新第三紀初期～中期中新世にかけての海成碎屑岩類が分布する。本岩類中には酸性（流紋岩質）凝灰岩を挟有する。新第三系は小川盆地、荒川流域、比企北・吉見各丘陵域および比企南丘陵域に分布する。Fig. 1 には著者らによる層序区分を、Table 1 には従来の層序区分との比較を示した。各地域の新第三系は海進に始まり海退に終わる一連の地層で、広義の松山層群 (WATANABE, 1954) にあたる。

松山層群は各層間がすべて整合関係であって、小川盆地域では下位から *Vicaryella* を産する砂岩・礫岩互層の五反田層、泥岩を主体とする蟹沢層、砂岩主体の泥岩と

Table 1. Historical view on the stratigraphic successions of the eastern marginal areas of the Kanto Mountains.

KOBAYASHI (1935)		WATANABE <i>et al.</i> (1950)		WATANABE (1954)		This paper			
Tertiary	* Tokikawa F.	Takasaki G.	Yagii Formation	Takasaki G.	Yagii F.	Miocene	Yagii Formation	Matsuyama Group *	Akanuma Formation
	Ichinokawa F.								
	Yagii F.								
	Fukuda F.								
	Nanasato F.								
	Furusato F.								
Middle	Hiki Group	Nanasato F.	Tsuchishio F.	Matsuyama Group	Nanasato Formation	Middle	Tsuchishio F.	Matsuyama Group *	Okuda F.
Olig-Mio	Obusuma Group	Arakawa F.	Fukuda F.	Obusuma Group	Arakawa F.	Early	Arakawa F.	Obusuma Group *	Kamagata Formation
Olig-Mio	Osato Group	Tachigase F.	Yorii F.	Osato Group	Yorii F.	Early	Kosono Formation	Osato Group *	Kamikarako F.

Obus G. = Obusuma Group

* Stratigraphy of the South Hiki Hill

** Stratigraphy of the Ogawa Basin

の互層をなす飯田層からなり、層厚 370 m をこえる。一方、荒川流域・比企北および吉見各丘陵域では *Vicarya*, *Vicaryella* を産する砂岩・礫岩互層の小園層、フレッシュ堆積相からときに泥岩の発達のない荒川層、*Miogyopsina** および *Operculina** を産する砂岩からフレッシュ堆積相の市ノ川層、フレッシュ堆積相の福田層・土塩層および基底礫岩をもち礫岩主体の砂岩・泥岩互層の楊井層からなり、層厚 3,500 m に達する。

比企南丘陵域では松山層群はフレッシュ堆積相の上唐子層、*Nephrolepidina** および *Operculina* を産する礫岩および砂岩・礫岩互層を主体とする鎌形層、泥岩およびフレッシュ堆積相の神戸層、フレッシュ堆積相の奥田層および基底礫岩をもち中〜粗粒砂岩主体の赤沼層からなり、層厚 1,550 m に達する。

渡部ほか (1950) が第三紀層として定義した寄居礫岩層は福田 (1963) によって跡倉層に対比された。その後、福田・石和田 (1964) は寄居礫岩層を木持層・寄居層に区分し、それらを先中新統の基盤岩類とした。寄居礫岩層の模式地は本調査範囲外の寄居町南の木持の谷であるが、本調査内では寄居礫岩層とした地層は嵐山町志賀の西に分布する。ここでは“寄居礫岩層”は秩父系・石英斑岩の礫種をもつ礫岩・砂岩からなり、ときに頁岩、炭質物混じりの頁岩を挟有する。また、本層は全体としてかなり攪乱されており、構造は不明である。したがって、これは跡倉層に似るが、跡倉層より若そうであり、渡部ほかの寄居礫岩層に相当する。しかし、この岩相は新第三系の松山層群とはまったく岩質を異にしており、しかも、時代決定にたる化石も産出していない。本論ではこ

の地層は先新第三系とし、基盤岩類に含めた。一方、立ヶ瀬と小園間には秩父系・石英斑岩の礫種をもつ礫岩・砂岩・粘板岩からなる岩相が発達する。この岩相は著しく攪乱されており、福田 (1963) の見解どおり、模式地の跡倉層 (MATSUMARU, 1967) に類似する。ここではこの岩相を基盤岩類 (跡倉層) においた。

蛇紋岩は基盤と松山層群とを隔てる NW—SE—NS 方向をとる断層沿いに存在する。越畑花崗岩 (小勝ほか, 1970) は NW—SE 方向の粕川沿いに分布する。これらの火成岩類はいずれも先新第三系である。

層 序 各 説

調査地域に分布する松山層群の層序、岩相の特徴などを以下にのべる。Fig. 1 には地質図、Fig. 2 には地質断面図、Figs. 3・4 には柱状図をそれぞれ示す。記載は各地域ごとに行う。

松山層群 (WATANABE, 1954)

WATANABE (1954) は関東山地東縁部における渡部ほか (1950) の男衾層群およびその上位の比企層群を各亜層群におきかえて、一括して松山層群とした。著者らは渡部ほか (1950) の立ヶ瀬層を後にのべる松山層群下部の小園層と岩相および化石の類似の上から一連の地層とみなし、また楊井層を松山層群上部の土塩層と整合、一連の海退相からなるものと考えた。

著者らは比企南丘陵域に発達する渡部ほかの都幾川層、あるいは福田・石和田 (1964) の上唐子層・都幾川層からなる東松山層群を上唐子層・鎌形層 (新称)・神戸層 (新称)・奥田層 (新称)・赤沼層 (新称) の各層に細分した (Fig. 1, Table 1)。これらの地層は比企北丘陵の上記各層に対比され、松山層群のもとに一括される。また、渡部ほか (1950) の小川町層群も比企北丘陵の上記各層に対比され、松山層群に一括される。

1. 小川盆地域

本地域は小川町および寄居町南部に位置し、下位から五反田層、蟹沢層、飯田層が分布する。

A. 五反田層 (Gotanda Formation: 渡部ほか, 1950)
模式地: 兜川支流、小川町五反田付近の河床。

分布: 本層は模式地小川町蟹沢北の兜川、小川町飯田およびその南東部の増尾にかけて分布する。五反田からその南方小川町鞆負・笠原方面および兜川・槻川合流部周辺にかけては五反田層は基盤岩類を不整合に覆っている。一方、飯田から増尾間は NW—SE 方向の断層

FUKUTA (1963); FUKUTA & ISHIWADA (1964)			
Late Miocene	Namerikawa G.	Arakawa R.	Hiki Hill
		Yagii Formation	Tokikawa Formation
		Tsuchishio F.	Kamikaraka F.
Middle Miocene	Hiki Group	Fukuda F.	Fukuda F.
		Hatakeyama Formation	Hatakeyama Formation
		?	
Early Miocene	Obusuma Group	Taki Formation	
		Arakawa F.	Arakawa F.
		Kosono Formation	Kosono Formation
Higashimat. G. = Higashimatsuyama Group			

* 大型有孔虫の分類は松丸 (1977, p. 213), MATSUMARU (1977) の取り扱いによった。

(Fig. 1, F 9) で基盤岩類と接し、その東側に本層が発達している。

岩相：下部の岩相は粗～中粒アルコース砂岩と片麻岩巨円礫、花崗閃緑岩・角閃岩の大円～亜円礫、それに秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩などの中円礫をもつ礫岩との互層からなる。上部の岩相は暗灰色細粒砂岩と石英斑岩・秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩などの中～細円礫をもつ礫岩との互層からなる。この互層中には黒色泥岩およびときに厚さ 1 m の白色細粒凝灰岩を挟有する。

本層下部の互層をなす礫岩は厚く、数 m に達し、五反田では片麻岩・花崗閃緑岩の巨～大円～亜円礫が主体であり、秩父系の中～細円～亜円礫をもつ礫岩である。一方、南の飯田では層理の発達のない砂岩と互層をなす礫岩はそれぞれ薄く、厚さ 1 m 内外となり、秩父系の中～細円～亜円礫を主とし、花崗閃緑岩などを含まない礫岩からなる。したがって、本層下部層の堆積時には五反田および飯田では礫は互いに別々の供給源からもたらされたもので、1.5 km はなれた両地区間では、礫の水平方向での移動はなかったものと推定される。

層厚：最大層厚は 70 m 以上。

下位層との関係：下位の基盤岩類を不整合で覆う。

産出化石：笠原の南、兜川支流の右岸で、本層下部の砂岩から貝化石 *Glycymeris* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, *Turritella* sp. など、および植物化石などが産出する。渡部ほか (1950) は靱負の兜川河床の砂岩から貝化石 *Vicaryella nipponica* YABE & HATAI, *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, *Cyclina chinensis* GMELIN, *Soletellina minoensis* YOKOYAMA, *Dosinia* sp., *Macoma* sp. など、笠原では泥灰岩の団塊から上記の *Vicaryella*, *Ostrea*, *Soletellina*, *Macoma* のほか、*Mactra* sp., *Solen* sp. などをそれぞれ報告した。

B. 蟹沢層 (Kanisawa Formation : 渡部ほか, 1950)

模式地：兜川支流、小川町蟹沢付近の河床。

分布：北部地区では五反田方面から蟹沢へ南流する兜川支流の河床、南部地区では飯田を東流する小川の河床および蟹沢周辺域にかけて分布する。

岩相：黒色泥岩～黒色砂質泥岩を主体とし、暗灰色～淡褐色中粒砂岩を挟有あるいは暗灰色細粒砂岩および白色凝灰岩と互層をなす。本層は蟹沢および小川町角山の兜川支流の泥岩中において、楕円体ないしは球状の貝化石を含有する泥灰岩質の団塊を挟有する。

層厚：模式地で 200 m 程度。

下位層との関係：飯田の北東 400 m 付近の油屋食堂裏山で、本層は下位の五反田層と整合で重なる。

産出化石：兜川下流、蟹沢 および 兜川支流、飯田の北 300 m 付近の河床の泥岩中の泥灰岩団塊からは貝化石 *Acila* sp., *Macoma optiva* (YOKOYAMA), *Turritella* sp. など、および植物化石などを産出する。渡部ほか (1950) は泥灰岩団塊から特徴的な貝化石種 *Thyasira bisecta* CONRAD, *T. nipponica* YABE & NOMURA, *Yoldia scapha* YOKOYAMA, *Turritella* sp. を始め、黒色泥岩および暗灰色細粒砂岩から総計 17 属 21 種の貝化石を報告した。

C. 飯田層 (Iida Formation : 渡部ほか, 1950)

模式地：小川町飯田北東の旧小川炭坑付近の丘陵地。

分布：本層は飯田から蟹沢方面の丘陵地にかけて分布する。靱負東方の兜川河床では、本層が基盤岩類と断層 (Fig. 1, F23) で接し、その東側ブロックに小分布する。このほか、本層は角山の北に小分布し、北隅を断層 (Fig. 1, F23') で切られており、蟹沢層と接する。

岩相：淡青色～暗青灰色で級化層理の発達する中粒砂岩を主体とし、暗灰～黒色泥岩を挟有あるいはこの泥岩と互層をなす。本層は模式地では白色細粒凝灰岩および炭質物を挟有する。

層厚：模式地で 100 m 以上。

下位層との関係：下位の蟹沢層とは整合である。

産出化石：渡部ほか (1950) によれば砂岩中から *Dosinia japonica nomurai* OTUKA, *D. cf. akaisiana* NOMURA, *Siliqua pulchella* (DUNKER) など 14 属 17 種の貝化石および植物化石 *Acer* sp., *Fagus* sp., *Castanea* sp. を産する。

2. 荒川流域・比企北および吉見丘陵域

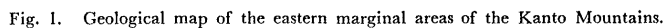
この地域は小川盆地域の東部に位置し、下位から小園層、荒川層、市ノ川層、福田層、土塩層、楊井層がそれぞれ分布する。

A. 小園層 (Kosono Formation : 渡部ほか, 1950)

模式地：荒川流域、寄居町立ヶ瀬および小園付近。

分布：西部地区では立ヶ瀬・小園から小川町中爪にかけて NW—SE 方向の分布が認められる。中央部地区では後にのべる粕川背斜 (Fig. 1, f2), 大立山背斜 (Fig. 1, f3) による褶曲のくりかえし、および地層の肥厚化のため広い分布域を占める。東部地区では吉見丘陵の東脚で基盤岩類に接し、NNW—SSE 方向をとる褶曲軸の軸部ならびに翼部に分布する。

岩相：模式地の寄居町東方約 1 km の立ヶ瀬地区では下位から褐～淡褐色ときに青灰色アルコース砂岩と秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩それに石英斑岩などの細円～亜円礫をもつ礫岩との互層および同質の砂岩・礫岩と黒



色泥岩との3者の互層からなる。後者の互層をなす泥岩中には有孔虫が産出するほか、貝化石を含有する泥灰岩団塊が混入している。

一方、F2' 断層 (Fig. 1) 以東の小園地区では下位から秩父系の細円礫をもつ礫岩、この礫岩と褐～青灰色アルコース砂岩との互層および同質の礫岩・砂岩と黒色泥岩の3者からなる互層、淡緑白色軽石質粗粒凝灰岩、秩父系の細円礫をもつ礫岩、礫岩・砂岩・泥岩3者の互層などからなる。後者の互層中には2 m程度の厚さをもつ亜炭層および3～4枚程度の含 *Ostrea* 層を挟有する細礫質塊状粗粒砂岩がそれぞれ発達している。

一方、上部層は下位から以下の岩相が認められる。つまり、10 m 層厚程度の白～褐白色細粒凝灰岩、15 m 層厚のアルコース砂岩・秩父系の細円礫をもつ礫岩・黒色泥岩3者からなる互層、2 m 層厚程度の白色細粒凝灰

岩、15 m 層厚の前述の3者の互層、1 m 層厚の白色細粒凝灰岩および5 m 層厚以上の暗青灰色中粒砂岩からなる。各互層をなす砂岩中には貝化石を含むものが多い。

次いで、35 m 層厚の露頭を欠き、45 m 層厚の砂岩・礫岩・泥岩3者の互層、1 m 層厚の白～褐白色細粒凝灰岩、5 m 層厚の泥岩、1 m 層厚の白色細粒凝灰岩、10 m 層厚の凝灰質泥岩、5 m 層厚の凝灰質砂岩、10 m 層厚の砂岩・礫岩・泥岩3者の互層、5 m 層厚の凝灰質泥岩、10 m 層厚の石英斑岩・秩父系などの巨亜円礫をもつ礫岩・砂質凝灰岩互層、12 m 層厚の塊状・節理の発達した白～褐色軽石質粗粒凝灰岩がそれぞれ発達している。

したがって、小園地区の岩相は下部層が立ヶ瀬地区の岩相に類似している。両地区の岩相の層位関係は不明であるが、岩相の類似の上から両者は互いに接近した層位関係にあることが推定される。つまり、小園層は模式地の

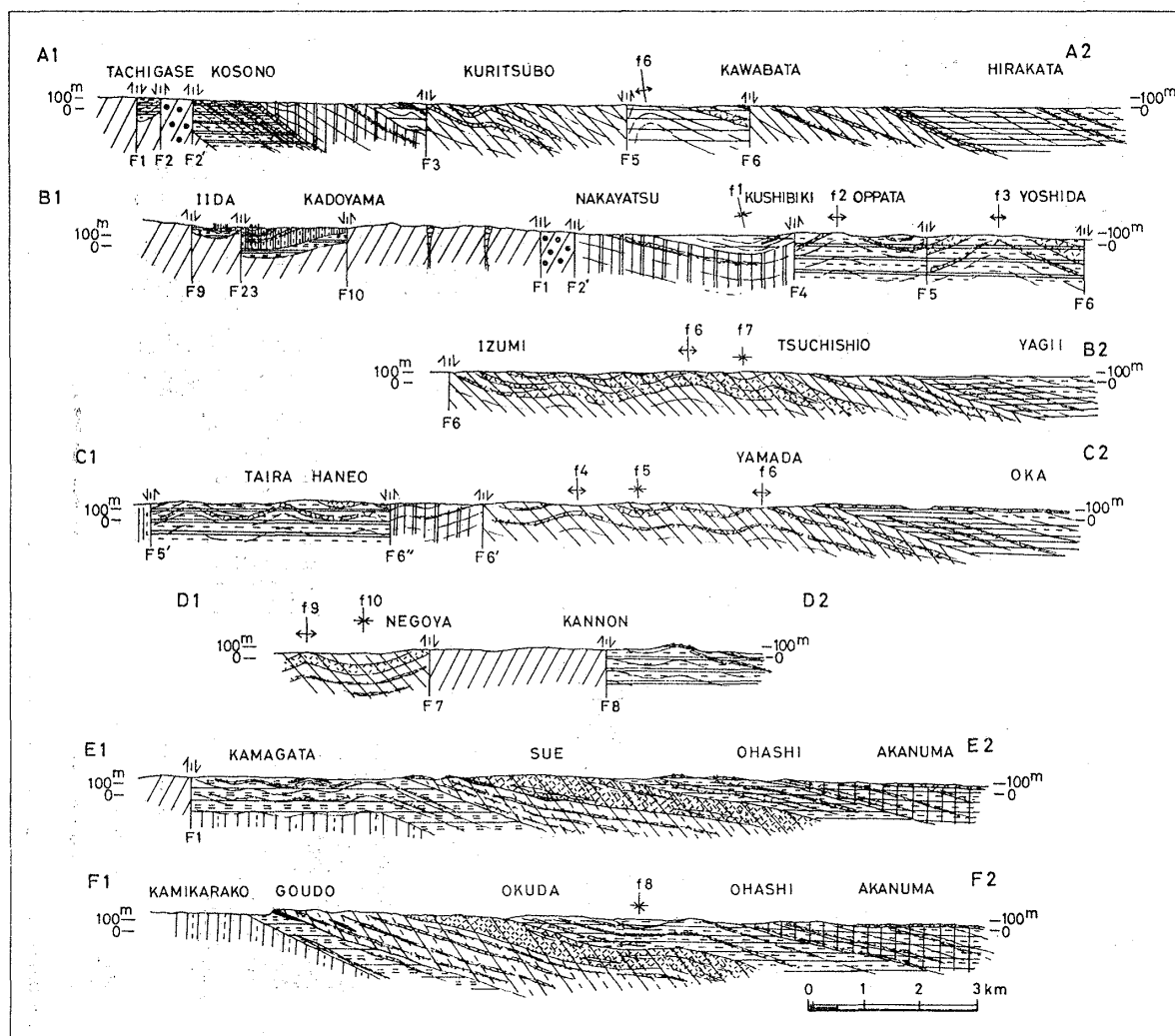


Fig. 2. Geologic profiles of the eastern marginal areas of the Kanto Mountains shown in Fig. 1.



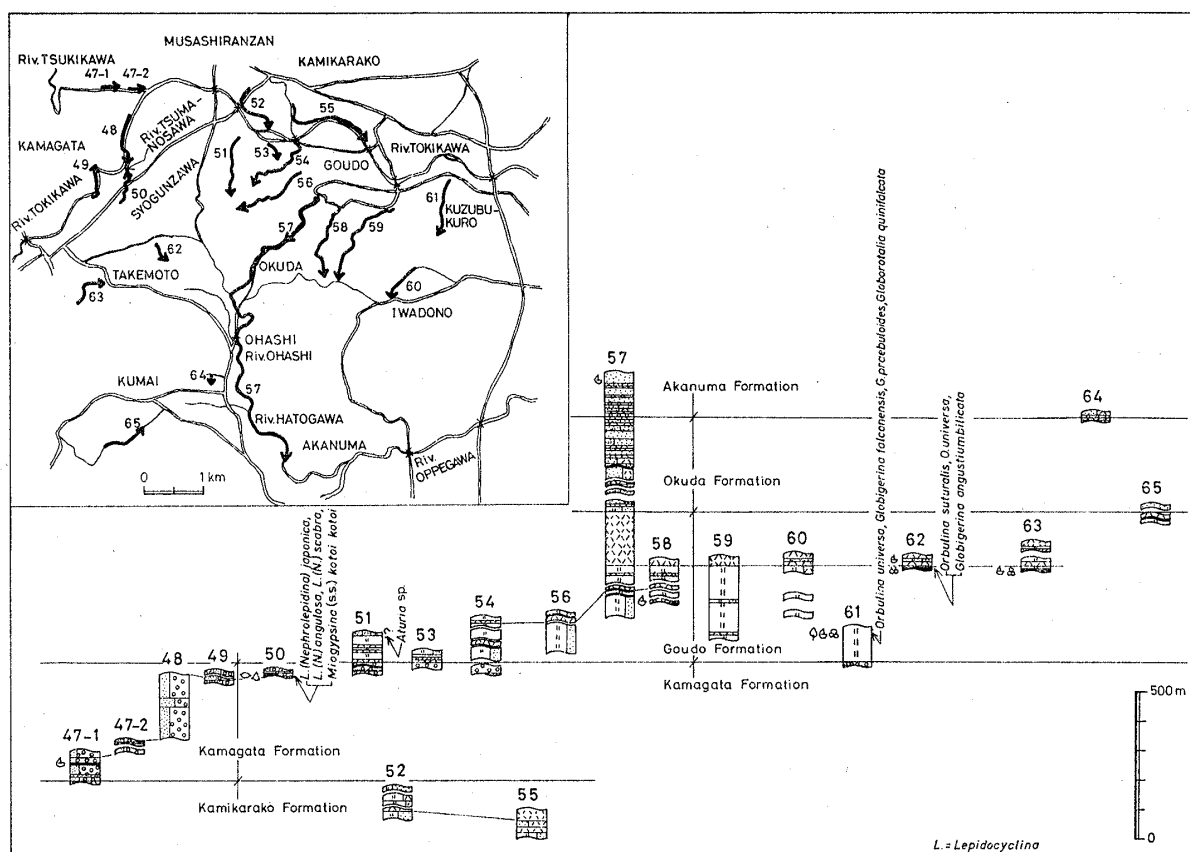


Fig. 4. Columnar section in the South Hiki Hill shown in Fig. 1. The legend is the same as in Fig. 3.

立ヶ瀬・小園両地区に発達する全岩相からなる。

小園から中爪にかけての西部地区では寄居町牟礼の平泉寺境内で褐色細～中粒砂岩、ときにアルコース砂岩、伊勢根の西方約 1 km、市ノ川支流では砂岩・礫岩・泥岩 3 者の互層が発達しており、1 cm 層厚の白色塊状の細粒凝灰岩が 1 枚発達する。中爪北西 1 km 付近では泥岩優勢の砂岩・礫岩との互層が発達する。いずれも化石はまだ発見されていない。しかし、岩相および互層構成の類似性、地質構造などから小園層に対比される。

中央部地区の粕川背斜部では中爪の北東約 2 km の嵐山町越畑で、基盤の越畑花崗岩を不整合に覆い、黑色泥岩、青灰色細～粗粒砂岩ときに泥岩・砂岩互層、秩父系の細円礫をもつ礫岩などがそれぞれ発達する。越畑以北地区の岩相は模式地に類似し、泥岩・砂岩互層の上位に 7 m 層厚の白色軽石質凝灰岩、含貝化石粗粒砂岩ときにアルコース砂岩、淡褐色粗粒砂岩・秩父系の中～大円～亜円礫からなる礫岩・黑色泥岩の 3 者からなる互層が発達する。さらに上位では 7 m 弱層厚の白色細～中粒凝灰岩、褐色細～中粒砂岩・礫岩・泥岩 3 者の互層などがそれぞれ発達している。

寄居町西古里南方 1 km 付近では下位から褐～青灰色細粒砂岩・秩父系の小～大円～亜円礫岩および黑色泥岩 3 者の互層、白～褐色ときに淡緑色を帯びた細～粗粒軽石質凝灰岩および泥質凝灰岩が厚く発達している。この地区の岩相および層位構成は模式地のそれらに比較できるものである。

渡部ほか(1950)は上にのべた中央部地区に分布する地層を荒川層に対比した。彼らの荒川層は小園付近の礫岩(基底礫岩とした)に始まり青岩礫岩(小勝ほか, 1970)を含む岩相に終る地層である。しかし、著者らは渡部ほかの基底礫岩とするものは小園層最上位に発達する礫岩・砂質凝灰岩互層をなす礫岩に相当するものであるため、基底礫岩ではないと考えている。既にのべたように中央部地区には砂岩・礫岩・泥岩 3 者からなる互層が広く発達しており、これは小園層の模式地に発達するものであり、荒川層の模式地には発達していない。また、青岩礫岩は後にのべる小林(1935)の定義した市ノ川層のものである。

粕川～滑川間の大立山背斜部では大立山北方 1 km 付近をとる嵐山町太郎丸から滑川村福田に至る道路傍で

は下位から秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩および石英斑岩の小～大円～亜円礫からなる礫岩、凝灰質細～中粒砂岩と礫岩との互層および砂岩・礫岩・泥岩3者からなる互層、凝灰質細粒砂岩が優勢な黒色泥岩との互層、泥岩が優勢でときに泥灰岩団塊が入るがこの泥岩と細粒砂岩との互層、淡緑色泥質凝灰岩^{*}、凝灰岩・凝灰質泥岩互層、塊状・節理の発達した白色細粒凝灰岩がそれぞれ発達する。

大立山背斜部では全般的に凝灰岩の発達がよい。とりわけ淡緑～緑色泥質凝灰岩（七郷凝灰岩）は東西両翼ではば一連の連続性を追うことができる（Figs. 1・3）。この凝灰岩の上位に発達する白～褐色軽石質凝灰岩および泥質凝灰岩は全域に顕著な分布をする。しかし、露頭の発達がよくないことから、著者らはこれらの凝灰岩の1枚1枚の水平連続性を追うことはできていない。各露頭では凝灰岩と凝灰岩との間に砂岩・泥岩互層が発達する所があるが、全体としてはかなり凝灰質になっている。そのため、著者らは互層部の顕著な分布域を除いて、凝灰岩質岩を地質図上に一括して凝灰岩として表示した。著者らは淡緑～緑色泥質凝灰岩下位の秩父系および石英斑岩の礫種をもつ特徴的な礫岩および既にのべた互層が発達する岩相は、模式地の立ヶ瀬の岩相および小園の下部層にみられる岩相に、同凝灰岩上位の凝灰岩、凝灰質泥岩および互層の発達する岩相は、模式地の小園層上部にみられる岩相にそれぞれ対比した。

東部地区では吉見丘陵の東方八丁湖付近に青灰色アルコース砂岩と秩父系の細円礫をもつ礫岩・黒色泥岩の3者からなる互層およびその上位に白色細粒凝灰岩が発達している。化石は産出しながこれらは岩相および互層構成の類似性の上で小園層に対比される。

層厚：本層の下限は不明であるが、模式地では700m程度である。

下位層との関係：模式地では基盤岩類と断層で接している。中央部地区では基盤岩類の越畑花崗岩を不整合に覆う。

産出化石：福田（私信）によれば、立ヶ瀬の泥岩中から有孔虫 *Baggina* sp., *Brizalina advena* CUSHMAN, *B. caudriae* CUSHMAN & RENZ, *Cibicides corsteni* CUSHMAN & ELLISOR, *C. floridanus* (CUSHMAN), *Epistominella japonica* ASANO, *E. pulchella* HUSEJIMA & MARUHASHI, *E. naraensis* (KUWANO), *Florilus kidoharaensis*

(FUKUTA), *Lagena* sp., *Lenticulina lucida* (CUSHMAN), *L. sagaensis* (ASANO & MURATA), *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *M. sp.*, *Nodosaria insecta* SCHWAGER, *Uvigerina subperegrino* CUSHMAN & STEWART, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. などを産する。HATAI & MASUDA (1962) によれば、寄居町中小前田の荒川左岸、小園層下部の砂岩中には貝化石 *Vicarya callosa japonica* YABE & HATAI, *Vicaryella tyosenica* YABE & HATAI, *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, *Soletellina minoensis* YOKOYAMA, *Macoma* cf. *optiva* (YOKOYAMA), *M. cf. tokyoensis* MAKIYAMA などを始め16属18種を産する。一方、渡部ほか(1950)は立ヶ瀬の泥岩中に含まれる泥灰岩団塊中から貝化石 *Turritella chichibuensis* IDA, *Vicaryella* sp. を始め7属7種を、また、小園の荒川右岸の含 *Ostrea* 層から *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA を報告した。

中央部地区の嵐山町串引東方の0.7km付近および寄居町鷹巣東方1km付近では貝化石 *Nuculanidae*, *Gastropoda* など、および植物化石を産する。

B. 荒川層 (Arakawa Formation: 渡部ほか, 1950)
模式地：荒川流域、寄居町小園およびその東方寄居町赤浜方面への1.5km間。

分布：西部地区では模式地の荒川流域および小園層の分布域に平行に小園から武蔵嵐山へのNW—SE方向の分布を示す。後者は市ノ川流域に発達する同方向の市ノ川向斜 (Fig. 1, fl) の西翼部を占める。一方、中央部地区では西古里一嵐山町尾根間に分布する。東部地区では滑川村羽尾一東松山市間の比企北丘陵、市ノ川および滑川各下流河床にそれぞれ分布する。

岩相：模式地では小園部落北の荒川にかかる仮橋より東方200m地点で、小園層最上位の凝灰岩を整合に覆い、暗灰～黒色泥岩が優勢な暗灰～青灰色細～中粒砂岩との互層からなる。泥岩中には有孔虫化石、貝化石および植物化石の破片を産する。仮橋の東方1.1kmの花園橋の手前300m上流付近から、上述の互層は褐灰色砂質泥岩と青灰色細～中粒砂岩との互層に移化する。

花園橋付近は砂岩が優勢な互層からなり、この互層は秩父系のチャート・硬砂岩などの細円礫、緑～黒色片岩の細円礫、白色細粒凝灰岩などの細円礫をまじえる粗粒砂岩に漸移する。そこから170m間の露頭を欠き、上位に厚さ2m程度の塊状・白～淡緑白色細粒凝灰岩が2～3m程の露頭の欠除があるが4枚発達する。これらの凝灰岩には極細粒の石英・長石類などの結晶片が入っている。下流には露頭が転石か判明できないが、砂岩・泥岩互層が認められる。

* 渡部ほか(1950)が下部七郷凝灰岩と称した凝灰岩で、本論ではFigs. 1・3に七郷凝灰岩として表示した。著者らの七郷凝灰岩は渡部ほかの下部・上部各七郷凝灰岩としたものを検討したもので、同一層のものである。

市ノ川流域の西方では露頭が貧弱なため、正確な層序を編むことは困難である。当地域の岩相は模式地のそれと同様な暗灰～黒色泥岩の優勢な褐～青灰色細粒砂岩との互層、褐灰色砂質泥岩と褐色細～中粒砂岩との互層からなる。とりわけ、小川町伊勢根の北方および中爪では砂岩・泥岩互層中に淡白色細粒凝灰岩を挟有する。

中央部地区では暗灰～暗褐色泥岩が優勢な青灰色細～中粒砂岩との互層からなる。砂岩は級化層理の発達がよく、互層中には3枚の凝灰岩が挟有される。つまり、下位の凝灰岩は塊状・白～淡緑白色を呈し、軽石質凝灰岩で、層厚は最大5mである。中・上位のものは塊状・白色で細粒凝灰岩である。嵐山町尾根付近では層厚各10m程度であるが、西方の西古里に向うにつれて急に薄くなり2m程度になる。したがって、当地区の岩相は模式地の花園橋の下流にみられる岩相によく類似する。

東部地区では模式地の岩相と同様な暗灰～暗褐色泥岩が優勢な暗灰～青灰色細～中粒砂岩との互層からなり、後にのべるように泥岩中には有孔虫を産する。有孔虫は模式地のものと共通種がある。

層厚：模式地では800m程度である。

下位層との関係：模式地では下位の小園層と整合で重なる。

産出化石：渡辺（1963）は本層の分布域の泥岩中から有孔虫化石を報告した。つまり、模式地では *Ammodiscus* sp. 1, *Bolivina* cf. 2, *Bulimina* cf. 5, *Bathysiphon* sp., *Cyclamina* sp., *Globigerina* sp., *Lagena* sp., *Nodosaria* sp., *Uvigerina* sp. を、西部地区の小川町奈良梨付近では *Cyclamina* sp., *Globigerina* sp., *Uvigerina* sp. を、中爪付近では *Globigerina* sp., *Haplophragmoides* sp. *Martinottiella* sp. 2, *Sigmoilina* sp. 3, *Uvigerina* sp. をそれぞれ報告した。一方、中央部地区では古里付近で、*Bulimina* sp., *Cyclamina* sp. *Globigerina* sp., *Haplophragmoides* sp. を、東部地区では東松山市野田の滑川河床で、*Ammodiscus* sp. 1, *Globigerina* sp., *Martinottiella* sp. 1, を、滑川村蟹山付近の市ノ川河床で、*Bulimina* sp., *Cibicides* sp. 2, *Ellipsonodosaria* sp. 1, *Eponides* sp., *Martinottiella* sp. 2, *Uvigerina* sp. などを報告した。

花園層序試錐の研究の折、福田（1963）、福田・石和田（1964）は著者らの市ノ川層にあたる岩相の直下に荒川層最上部の暗灰～黒色泥岩が発達していることをのべた。その際に、彼らはこの泥岩中から有孔虫 *Cibicides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Martinottiella* sp., *Nonion* sp., *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Rotalia* sp. などを報告した。

C. 市ノ川層 (Ichinokawa Formation: 小林, 1935)

模式地：寄居町西古里から嵐山町串引を経て、志賀方面にかけての市ノ川流域。

分布：西部地区は荒川流域花園村川端～赤浜間からその南東方の模式地へかけて、および中央部地区は荒川流域江南村畠山付近にそれぞれ分布する。

岩相：荒川流域に発達する青岩礫岩が模式地の鷹巣～奈良梨間、串引、杉山の北0.5km付近にそれぞれ認められる。この礫岩は基底部が秩父系および緑～黒色片岩などの細円礫～亜円礫をもち、上部が緑～黒色片岩の大～巨角～亜角礫を有する特徴的な堆積岩である。模式地では青岩礫岩の下位は褐～暗褐色泥岩、泥岩が優勢な暗褐色中～粗粒砂岩との互層あるいは砂岩と秩父系の細円礫をもつ礫岩との互層からなる。互層中にはときに白～淡緑白色凝灰岩を挟有する。青岩礫岩の上位は砂岩・泥岩互層あるいは暗褐色泥岩および砂岩・礫岩互層、砂岩・礫岩・泥岩3者の互層からなり、ときに白色細粒凝灰岩を挟有する。西古里では砂岩・泥岩互層中に乱堆積構造が認められる。

荒川流域では川端南方花園橋の東600m付近から下流1km間にかけて模式地と同様な岩相が分布する。つまり、直径2m大の緑～黒色片岩の角～亜角礫を多量に含む青岩礫岩が発達し、層厚20mに達する。この礫岩の下位に暗褐色中～粗粒砂岩がやや優勢な褐～暗褐色泥岩との互層が発達している。

中央部地区は下位から秩父系の細円礫をもつ礫岩、暗褐色中～粗粒砂岩と褐～暗褐色泥岩との互層、砂岩・秩父系の細円礫をもつ礫岩・暗褐色泥岩の3者からなる互層、砂岩・礫岩互層、秩父系の細円礫からなる礫岩からなり、2枚の凝灰岩を挟有する。下位の凝灰岩は畠山の六堰ダムから東450mにあって、下位から塊状・淡緑色粗粒凝灰岩、泥質凝灰岩、凝灰質泥岩となる。全体として層厚130mに達する。この凝灰岩は模式地の西古里の凝灰岩に似る。一方、上位の凝灰岩は六堰ダムの東800m付近にあって、層厚20m以上をもつ白色凝灰岩である。各凝灰岩下位の砂岩および互層をなす砂岩中には大型有孔虫を始め、こけ虫、石灰藻類、ウニの骨針、貝化石などを産する。

渡部ほか（1950）は上にのべた中央部地区の下位の凝灰岩を化学成分の上から羽尾付近の凝灰岩と同じであるとし、上部七郷凝灰岩と考えた。その際、中央部地区の上位の凝灰岩については上部七郷凝灰岩の層準とは一致しがたいとだけのべて論述を避けた。著者らは既にのべたように羽尾付近の凝灰岩および凝灰質砂岩・泥岩互層

などからなる岩相は小園層にしている。

層厚：700 m 程度である。

下位層との関係：荒川流域，比企北丘陵域では本層と下位層との関係は露頭が悪く，確認できない。しかし，既のべたとおり花園層序試錐の資料によれば，市ノ川層に相当する岩相と荒川層に相当する岩相との上下関係は互いに漸移している。従って，両層は漸移整合に重なる。

産出化石：荒川流域畠山地区の2枚の凝灰岩のいずれも下位層準に発達する互層をなす暗褐色粗粒砂岩中から，大型有孔虫 *Miogypsina kotoi kotoi* HANZAWA, *Operculina complanata japonica* HANZAWA, *Amphistegina radiata* (FICHTEL & MOLL) を産する。

D. 福田層 (Fukuda Formation：渡部ほか，1950)

模式地：滑川村 (下福田) 大木から真北に進む県道 49 号線に沿って滑川村 (上福田) 土塩に至る間の丘陵地。

分布：西部地区は荒川流域寄居町赤浜から江南村株木および畠山東方に江南村川端から台方面にかけて分布する。さらに本層は滑川以北の中央部から東部地区の主部にかけて広く分布する。本層は市ノ川下流東松山市から吉見丘陵の吉見町根古屋にかけては WNW—ESE 方向の1対の背斜 (Fig. 1, f9)・向斜 (Fig. 1, f10) の軸部ならびに翼部にかけてそれぞれ分布する。

岩相：模式地では滑川沿いの福田一大木間に淡緑白色粗粒凝灰岩が発達する。これは渡部ほか (1950) の下部福田凝灰岩に相当する。この上位に灰色泥岩が優勢な褐色細～中粒砂岩との互層が発達し，少なくとも2枚の白色細粒凝灰岩を挟有する。さらに，高根山付近の塊状・節理の発達した白色細粒凝灰岩，ときに珪質の凝灰岩が発達する。これは渡部ほかの上部福田凝灰岩に相当する。この上位には塊状・灰色を示し，ときに珪質を帯びる泥岩～凝灰質泥岩と褐色細粒砂岩との互層が発達する。

荒川流域の江南村栗坪付近では下位から白～淡緑白色細～中粒凝灰岩 (渡部ほかの下部福田凝灰岩に相当)，灰色泥岩と褐色細～中粒砂岩との互層，淡緑白色細～中粒凝灰岩，泥岩・砂岩互層，塊状・節理の発達した白色細粒凝灰岩 (渡部ほかの上部福田凝灰岩に相当)，暗灰色珪質泥岩～凝灰質泥岩と褐色細粒砂岩との互層がそれぞれ発達する。互層をなす泥岩中には有孔虫化石を産する。したがって，荒川流域の各岩相は模式地のものに比べ，岩相・層位構成・凝灰岩の類似性の上から互に対比される。

一方，東松山市から根古屋にかけては，下位から塊状・節理の発達した白色細粒とときに珪質の凝灰岩 (渡部ほかの上部福田凝灰岩に相当)，灰色泥岩～灰色珪質泥岩と

褐色粗粒砂岩～秩父系の細円礫をまじえる砂岩との互層がそれぞれ発達する。当地区の岩相は模式地のものに比べ，岩相・層位構成・凝灰岩の類似性の上から互に対比される。

層厚：模式地で 500 m 程度，南東の東松山市野田方面に向うにつれてやや厚くなる。

下位層との関係：市ノ川層と福田層は断層で接している関係上，両層の直接の関係は不明である。しかし，後の対比でのべるように，市ノ川層は鎌形層に，福田層は神戸層にそれぞれ対比される。しかも，比企南丘陵域では鎌形層と神戸層とは層序記載の項でのべるように整合関係に重なっている。従って，著者らは市ノ川層と福田層とは整合に重なるものであると推察している。

産出化石：荒川流域の畠山の東 1.5 km に発達する本層上部の海綿動物 (*Makiyama chitanii* MAKIYAMA) を産する泥岩中から有孔虫 *Cibicides* sp., *Lagena* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. を，また，渡辺 (1963) によれば本層の泥岩中から *Ellipsonodosaria* sp. 1, *Martinottiella* sp. 2などを産する。本層は有孔虫を含むが個体数が少ない上に保存が悪く，時代決定できる種は未だ発見されない。

E. 土塩層 (Tsuchishio Formation：渡部ほか，1950)

模式地：滑川村土塩付近およびその東 0.5 km 間の和田川河床。

分布：荒川流域江南村台から^{ひらかた}平方にかけての地区およびその南東延長上の模式地とその南東地区にかけて分布する。

岩相：模式地では灰～灰褐色砂質泥岩が優勢な青灰色細～中粒砂岩との互層からなる。下部の互層には凝灰質泥岩および白色細粒凝灰岩が数枚挟有される。上部の互層中には黄褐色風化して赤鉄色の縞状砂岩，斜交層理の発達する細粒砂岩および秩父系の細円礫をもつ礫岩を数枚挟有する。

荒川流域台付近では下位から灰～灰褐色砂質泥岩と青灰色細粒砂岩との互層，泥岩～砂質泥岩が優勢な白色細粒凝灰岩との互層がそれぞれ発達する。これらの互層は模式地の下部の岩相に類似する。一方，荒川流域の平方付近では土塩層の上部が発達する。灰～灰褐色砂質泥岩・赤鉄～青灰色縞状砂岩・秩父系の細円礫をもつ礫岩の3者からなる互層が主体であり，灰褐色砂質泥岩と青灰色砂岩との互層も発達する。当地の岩相は模式地の本層上部のものと岩相が類似している。土塩層の岩相は水平的によく連続する。

層厚：全層厚は 500 m 程度である。

下位層との関係：下位の福田層とは整合に重なる。

Table 2. Correlation of the stratigraphic successions between the Matsuyama Group and the Tomioka Group.

Neogene of northern to northeastern marginal areas of Kanto Mountains				Neogene of eastern marginal areas of Kanto Mountains			
Matsumaru (1977)				This paper			
Age	Blow's Zones						
Middle Miocene	N14 N13 N10 N9	Tomioka Group	Akima Formation	Matsuyama Group		Yagii Formation	
			Itahana Formation			Tuchishio Formation	
			Yoshii Formation			Fukuda Formation	
			Niwaya Formation			Ichinokawa Formation	
			Haratajino Formation			Arakawa Formation	
Early Miocene	N8	Tomioka Group	Idozawa Formation			Kosono Formation	
			Obata Formation				
			Ushibuse Formation				

産出化石：荒川流域台の東 0.5 km 付近の本層下部の砂質泥岩中から有孔虫 *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *Uvigerina proboscidea* SCHWAGER など、このほか渡辺 (1963) による本層の泥岩中から *Lagena* sp., *Lagenonodosaria* sp., *Nonion* sp. などを、また、渡部ほか (1950) による本層の互層をなす砂岩中から貝化石 *Turritella yokoyamai* IIDA, *Yoldia sagittaria* YOKOYAMA を始め 7 属 7 種および植物化石をそれぞれ産出する。

F. 楊井層 (Yagii Formation : 渡部ほか, 1950)

模式地：滑川村土塩から楊井間の和田川中流。

分布：本調査地域の北東域、つまり荒川流域江南村平方から熊谷市押切およびその東南東の楊井方面にかけての分布が認められる。

岩相：秩父系、新第三系の細円礫からなる褐色を示す基底礫岩で始まり、層理明瞭な暗青灰色中～粗粒砂岩と秩父系・石英斑岩・新第三系の中礫を多量に含む礫岩との互層が主体を占め、灰～青灰色泥岩、赤鉄色細粒砂岩、白色細粒凝灰岩、亜炭、炭質物などを挟有する。亜炭層は本層下部中において、江南村平方の荒川下流、右岸に発達している。互層をなす礫岩は大きさが細～巨礫まで存在し、中礫が最も多く、その礫形は円～亜円礫である。礫種は秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩、石英斑岩および新第三系の砂岩・泥岩を主体とし、白色細粒凝灰岩の礫も含まれる。礫岩の基質は泥質砂岩ならびに粗粒砂岩からなる。本層の礫岩の一般的性質は渡部ほか (1950) の言われるように、上位層準へと礫径が増すこと、新第三系礫・石英斑岩礫の混合率が増すことである。したがって、本層の礫岩は頂上礫岩の性質を示している。下位層準の互層中の砂岩は級化層理の発達した細～粗粒板状砂岩からなり、しばしば斜交層理の発達がよい。

層厚：模式地で 300 m 以上である。

下位層との関係：下位の土塩層とは整合で重なる。

産出化石：楊井付近の和田川河床では灰褐色砂岩中に保

存の悪い二枚貝ならびに植物化石を産する。

3. 比企南丘陵域

本地域は比企北丘陵の南側において、東松山市の南側に位置する。この地域の松山層群は下位から上唐子層・鎌形層・神戸層・奥田層・赤沼層に分けられる。

A. 上唐子層 (Kamikarako Formation : 福田・石和田, 1964)

模式地：都幾川下流、東松山市上唐子付近。

分布：槻川支流、嵐山町^{せんじどう}千手堂およびその東方の模式地にかけて小分布する。

岩相：暗灰～灰色泥質砂岩、淡灰色細粒凝灰質泥岩および茶褐色中粒砂岩が優勢の灰色泥岩との互層からなる。本層下部には灰白色細粒凝灰岩を挟有する。

層厚：模式地で 200 m 以上。

下位層との関係：本層の下位は露頭が不良のため不明である。

産出化石：模式地の泥岩中には貝化石 *Nuculidae*, *Nuculanidae*, 植物化石など、および渡辺 (1963) によれば模式地付近の泥岩中には有孔虫 *Bolivina* sp., *Cassidulina* sp., *Pleurostomella* sp.などを産する。

B. 鎌形層 (Kamagata Formation : 新称)

模式地：都幾川下流、嵐山町鎌形および都幾川・槻川合流部周辺。

分布：模式地をはじめ比企南丘陵の嵐山町將軍沢、東松山市神戸およびその東方の葛袋にかけて分布する。

岩相：明瞭な層理を示す細～大礫の円～亜円礫からなる礫岩およびそれと青灰色粗粒砂岩との互層を主体とし、白色細粒凝灰岩、乳白色石灰岩、淡褐色砂質石灰岩、炭質物などを挟有する。石灰岩中には大型有孔虫を始め、貝化石が産出する。礫種は緑～黒色片岩、秩父系の硬砂岩・チャート・頁岩、新第三系の酸性凝灰岩・砂岩および泥岩などからなる。

鎌形層の互層をなす砂岩中には斜交層理がよく発達

し、鎌形の南、上唐子の南、神戸の西の都幾川流域でそれぞれ認められる。福田 (1963) の都幾川層神戸砂岩・礫岩部層は鎌形層に含まれる。

層厚：模式地で 400 m 程度。

下位層との関係：下位の上唐子層とは整合で重なる。

産出化石：鎌形の東、都幾川支流妻ノ沢の石灰岩中には大型有孔虫 *Nephrolepidina japonica* (YABE), *N. angulosa* (PROVALE), *N. scabra* HANZAWA, *Operculina Complanata japonica* HANZAWA, *Amphistegina radiata* (FICHTEL & MOLL) など、神戸西方の砂岩中には貝化石 *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Thyasira* sp., *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA, Pectinidae など、サンゴ、石灰藻類、ウニ、植物化石 *Quercus* sp. などが産出する。渡部ほか (1950) は神戸の都幾川右岸の砂岩中に貝化石 *Lima* (*Acesta*) cf. *goliath* (SOWERBY), *Macoma calcarea izurensis* YOKOYAMA, *Terebratulina* sp., *Turricula* sp., *Mallettia* sp., *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA など、有孔虫 *Pirgo* sp., *Robulus* sp., 鯨の歯などを報告した。また、HATAI & MASUDA (1962) は神戸西の都幾川右岸の凝灰質細粒砂岩中に貝化石 *Limatula kurodai* OYAMA, *Macoma nipponica* (TOKUNAGA), *Periploma* cf. *pulchellum* HATAI & NISIYAMA, *Puncturella nobilis* ADAMS などを始め 42 属 48 種を報告した。

C. 神戸層 (Goudo Formation: 新称)

模式地：東松山市神戸から鳩山村奥田に向う南北縦断道路 (県道越生東松山線) 沿いの区間。

分布：比企南丘陵に分布する新第三系のうち、北域を占め、鳩山村熊井の西方越生町六地藏付近から鳩山村竹本・嵐山町將軍沢を経て東方の東松山市葛袋へと帯状に分布する。

岩相：最下部には数 m~10 m 層厚の淡褐~白色細粒凝灰岩が、下部には県道越生東松山線以東の地区でみるように岩相的に細分することの困難な凝灰質泥岩が、また、同県道以西の地区では凝灰質泥岩が優勢な細粒砂岩との互層がそれぞれ発達する。凝灰質泥岩中には白色細粒凝灰岩を数枚挟有するほか、東松山市下神戸の都幾川支流では青灰色砂質石灰岩~乳白色石灰岩を 1 枚挟有する。

凝灰質泥岩の最上位であり、渡部ほか (1950) の將軍沢凝灰岩直下には、玉川村日野原~鳩山村須江間の峠、鳩山村竹本、六地藏~鳩山村熊井間にみるように、いずれも県道以西の地区において青灰色砂質石灰岩~灰白色石灰岩が局所的に発達しており、鍵層的存在になっている。この石灰岩および先の凝灰質泥岩の上位には厚い顕著な凝灰岩層 (最大層厚 180 m) が発達する。著者らは

この岩相を渡部ほかの將軍沢凝灰岩層・奥田凝灰岩層を一括した岩相にみている。つまり、この岩相を神戸層の上部においた。

神戸層の上部は下位から直径 1 mm 前後の黒雲母結晶片の目立つ白色凝灰岩 (渡部ほかの將軍沢凝灰岩層に相当) が 20 m 層厚程度発達し、10 cm 層厚の浮石質凝灰岩、3~5 m 層厚の淡灰白色泥質凝灰岩、1 m 程度層厚の暗灰色凝灰質泥岩、30~40 cm 層厚の淡紫白色浮石質凝灰岩などを挟有する。この上位には岩相的に細分の不可能な淡灰白~淡褐白色泥質凝灰岩 (ときに凝灰質泥岩を挟有) が 110 m 層厚程度発達し、淡黄白色浮石質凝灰岩・白色細粒凝灰岩を挟有する。この岩相から漸移してその上位には淡灰白~白色細粒凝灰岩、直径 1 mm 前後の石英・長石・黒雲母などの結晶片を含む淡緑灰白色細粒凝灰岩、直径 10~14 mm 程度が最も多量に入る火山豆石あるいは浮石を混じえる淡灰白色凝灰岩、15~45 cm 層厚の淡灰白色粗粒凝灰岩と 5~6 cm 層厚の淡灰白色浮石質凝灰岩との互層、塊状・粉雪状の乳白~淡緑灰白色細粒凝灰岩、淡褐白色細粒凝灰岩および塊状・淡褐灰白色細粒凝灰岩がそれぞれ発達する。これらの凝灰岩層は渡部ほかの奥田凝灰岩層に相当し、50 m 層厚に発達する。

層厚：模式地で 500 m 程度である。

下位層との関係：下位の鎌形層とは整合に重なる。

産出化石：日野原一須江間の峠で本層下部の凝灰質泥岩中には有孔虫 *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY, *Globigerina angustumbilicata* BOLLI および貝化石 *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA など、葛袋の本層下部の凝灰質泥岩中には *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globigerina falconensis* BLOW, *G. praebuloides* BLOW, *G. woodi* JENKINS, *Globorotalia continuosa* BLOW, *G. obesa* BOLLI, *G. peripheroacuta* BLOW, *G. peripheroronda* BLOW, *G. quinifalcata* SAITO & MAIYA, *G. siakensis* LEROY, *Globigerinita glutinata* (EGGER), *Globoquadrina venezuelana* (HEDBERG) など、貝化石、鯨の歯、ウニ、植物化石 *Quercus* sp. などが産出する。渡部ほか (1950) によれば、神戸付近の本層下部の凝灰質泥岩中には有孔虫 *Robulus*, 貝化石 *Yoldia* sp., 海綿類、ウニなどを産する。HATAI & MASUDA (1962) によれば、將軍沢の本層下部の凝灰質泥岩中には *Aturia* sp., *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD) を始めとする 55 属 67 種を産出する。

D. 奥田層 (Okuda Formation: 新称)

模式地：県道越生東松山線の鳩山村奥田から大橋付近の

丘陵地および丘陵地から大橋川下流、大橋の^{いかずち}雷堰までの間。

分布：比企南丘陵の新第三系の分布域のうち南域を占め、鳩山村小用^{こよう}西方から熊井・泉井・奥田を経てその東方鳩山村大平へと帯状分布をする。

岩相：最下部には 30 cm 層厚の分級淘汰のよい淡褐色粗～中粒砂岩と 30 cm 層厚の淡褐灰～灰色泥岩との有律互層が発達し、互層をなす砂岩の最上位層準にはときおり 1～2 cm 大の泥岩の円礫を含有する。下部には淡青色細～中粒砂岩の優勢な淡褐灰色泥岩との互層が発達し、白色細粒凝灰岩を挟有する。一方、本層の上部は暗青灰色中～粗粒砂岩の優勢な淡灰色泥岩との互層、淡褐灰色凝灰質中～粗粒砂岩がそれぞれ発達する。奥田層は福田 (1963) の鳩山砂岩泥岩部層を含有する。

層厚：模式地で 300 m である。

下位層との関係：下位の神戸層とは整合に重なる。

産出化石：本層は化石の産出が稀であるが、熊井の南 1 km の砂岩中には保存の悪い貝化石および植物化石の破片が産出する。

E. 赤沼層 (Akanuma Formation : 新称)

模式地：大橋川下流、鳩山村大橋の雷堰から大橋川・鳩川合流地区を経て、鳩川下流、鳩山村赤沼^{いづい}付近までの間。
分布：模式地のほか、大橋より鳩山村泉井方面に向う道路傍の崖、鳩川中・下流の河床および鳩山村役場周辺域に分布する。本層は厚い洪積世の物見山礫層に覆われるため分布が限られている。

岩相：本層は最下部には 30 m 層厚の秩父系のチャート・硬砂岩・粘板岩、新第三系の砂岩・泥岩などの細円礫をもつ礫岩、下部には分級淘汰のよい淡灰～淡褐色細～中粒砂岩の優勢な白色細粒凝灰質泥岩との互層、上部には暗青灰色中粒砂岩およびときに秩父系・新第三系の細円礫をもつ礫岩がそれぞれ発達する。福田 (1963) の今宿砂岩部層は本層に含まれる。

層厚：模式地で 150 m 以上である。

下位層との関係：下位の奥田層とは整合に重なる。

産出化石：本層上部の中粒砂岩中には保存の悪い貝化石・植物化石が産出する。

対比および地質時代

1. 対比

A. 各積成盆地相互の対比

調査地域では新第三紀の積成盆地が互いに孤立して分布している。このため、各々の積成盆地の層位的関係を直接知ることは困難である。前述においては岩相と層位構成、産出化石の類似性、青岩礫岩および凝灰岩の追跡

などを考慮して、荒川流域、比企北および吉見各丘陵域の地層の対比が記載された。ここではこれらの地域を一括して標準地域とし、調査地域内のほかの地域をこれに対比する。

A-1. 標準地域と小川盆地域との対比

標準地域の小園層の砂岩および泥岩中の泥灰岩団塊から貝化石 *Vicarya callosa japonica*, *Vicaryella tyosenica*, *Turritella chichibuensis*, *Soletellina minoensis* などが産出する。一方、小川盆地域の五反田層の砂岩からも *Vicaryella* sp., *Turritella* sp., *Soletellina minoensis* などが産出し、この貝化石群集は小園層からの群集とほぼ同じである。岩相・層位構成を検討すれば、小園層の上位にはフリッシュ堆積相からときに泥岩の発達のよい荒川層が、五反田層の上位には泥岩が主体であり、フリッシュ堆積相の発達のある蟹沢層、砂岩およびフリッシュ堆積相からなる飯田層がそれぞれ発達する。したがって、小園層と五反田層および荒川層と蟹沢・飯田両層とは化石、岩相の上からそれぞれ互いに対比される。

A-2. 標準地域と比企南丘陵域との対比

標準地域と比企南丘陵域の新第三系は岩相的にかなり類似し、市ノ川層と鎌形層、福田層と神戸層、土塩層と奥田層、楊井層と赤沼層がそれぞれ対応関係にあると考えられる。

市ノ川層の中部と上部に発達する凝灰岩直下の互層中の砂岩から、*Miogyopsina kotoi kotoi*, *Operculina complanata japonica* を多産し、これらの大型有孔虫の産出は既にのべたように 2 産出層準からなる (Fig. 2)。一方、鎌形層からも *Nephrolepidina japonica*, *N. angulosa*, *N. scabra*, *Operculina complanata japonica* が多産する (Fig. 3)。大型有孔虫の産出の上から、市ノ川層は鎌形層に対比される。とりわけ、市ノ川層の上位の大型有孔虫産出層準からの *Operculina* と鎌形層の大型有孔虫産出層準からの *Operculina* は殻の大きさ・殻の外形・殻内部の構造形態が極めてよく類似していることから、両層準はほぼ同一層準に相当する。

土塩層から楊井層への岩相は泥岩・砂岩互層、泥岩・砂岩・礫岩 3 者の互層から基底礫岩、礫岩・砂岩・泥岩 3 者の互層へと発達する。一方、奥田層から赤沼層への岩相は砂岩・泥岩互層、砂岩が優勢な泥岩との互層から基底礫岩、砂岩が優勢な凝灰質泥岩との互層、細礫岩を挟有する中粒砂岩へと発達する。従って、土塩層から楊井層に示される海退にともなって堆積した基底礫岩に始まる岩相は、奥田層から赤沼層に示される海退にともなって堆積した基底礫岩に始まる岩相に対応できる。この

ことから、土塩層と奥田層、楊井層と赤沼層はそれぞれ互に対比される。

B. 調査地域と関東山地北東縁地域との対比

調査地域および関東山地北東縁地域にはそれぞれ松山層群、富岡層群（松丸, 1977）が発達している。両地域の地層中に共通して産出する大型有孔虫は *Nephrolepidina japonica*, *N. angulosa*, *N. scabra*, *Miogyopsina kotoi kotoi*, *Operculina complanata japonica* などである。既にのべたように、比企北丘陵畠山地区に分布する市ノ川層に認められる大型有孔虫の産出層準は2層準あり、このことは富岡層群小幡層に大型有孔虫の1産出層準、井戸沢層にやはり1産出層準がある事実に対応している（松丸, 1977, Fig. 6）。

この対応関係からみれば、畠山地区の市ノ川層に発達する大型有孔虫産出層準上位の各凝灰岩は、とりわけ下位の凝灰岩は井戸沢層基底に発達する T6 凝灰岩部層に、また、上位の凝灰岩は原田篠層基底の T5 凝灰岩部層にそれぞれ対応する。したがって、大型有孔虫産出層準および凝灰岩の対応関係から、下位の大型有孔虫産出層準をもつ市ノ川層下部は小幡層に、下位の凝灰岩および上位の大型有孔虫産出層準をもつ市ノ川層上部は井戸沢層にそれぞれ対比される（Table 2）。

市ノ川層上位の福田層からは浮遊性有孔虫の産出が乏しいが、比企南丘陵の市ノ川層に相当する鎌形層上位の神戸層からは *Orbulina suturalis*, *O. universa* などが産出する。一方、富岡層群井戸沢層上位の原田篠層からは *Orbulina suturalis*, *O. universa* などが産出することから、神戸層は原田篠層に対比される。

土塩層・楊井層の岩相は既にのべたように一連の海退にともなって堆積した地層であり、吉井層・板鼻層の岩相（松丸, 1977）に極めてよく類似している。また、平方にみられる楊井層下部の亜炭層は板鼻層下部の亜炭層に相当するものである。したがって、層位的・岩相的特徴の上から土塩層・楊井層はそれぞれ吉井層・板鼻層に対比される。

小園層と牛伏層は互いに中～粗粒アルコース砂岩が特徴的に発達しており、両者は岩相上極めて類似することから互に対比される。以上のことから、松山層群と富岡層群各地層間の対比は容易であり、その対比は Table 2 の如くである。

2. 地質時代

五反田層と小園層から時代決定に有効な浅暖海水域を好む *Vicarya callosa japonica*, *Vicaryella tyosenica*, *V. nipponica*, *Turritella chichibuensis* などを産する。これら

の貝化石の産出は初期中新世（*Globigerinoides sicanus* 付近）を指示する（IKEBE *et al.*, 1977, Fig. 5）。

市ノ川層からは *Miogyopsina kotoi kotoi*, *Operculina complanata japonica* などが、鎌形層から *Nephrolepidina japonica*, *N. angulosa*, *N. scabra*, *Operculina complanata japonica* などがそれぞれ産出する。これらの大型有孔虫は初期中新世を指示する（MATSUMARU, 1977）。また、市ノ川・鎌形両層は既にのべたように富岡層群小幡層および井戸沢層に対比された（Table 2）。松丸（1977, Fig. 5）によれば、井戸沢層は浮遊性有孔虫分帯 N8 に相当することから、市ノ川・鎌形両層は N8 のものである。

神戸層下部の泥岩からは *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerina angustiumbilitata* などが産出する。この層準は BLOW（1969）の N9 以降に相当し、時代は中期中新世となる。

楊井層・赤沼層からは保存の悪い貝化石を産するが、その時代はここでは明らかではない。しかし、両層は板鼻層（松丸, 1977, によれば BLOW の N14 以降の地層）に対比されている。したがって、楊井層・赤沼層の時代は中期中新世に相当する。

地 質 構 造

Fig. 1 にみるように、松山層群の積成盆地は大局的には湾入の最西端部の小川盆地域およびその東方の荒川流域・比企北丘陵域・吉見丘陵域と比企南丘陵域とを一括した地域の二つに細分される。後者は地質構造の上からさらに二つに分化した積成盆地である。

小川盆地域の積成盆地は東西 2 km, 南北 3.5 km の規模を有する。一方、荒川流域・比企北丘陵・吉見丘陵域の分化した1積成盆地は西方を基盤岩類と後にのべる寄居一如意断層（Fig. 1, F1）で接し、その東方に発達しており、寄居町立ヶ瀬から嵐山町志賀の市ノ川付近までの間の NW—SE 方向沿いに長径 13 km 以上、武蔵嵐山の西千手堂から江南村楊井までの間の短径 11 km 以上におよぶ規模である。また、比企南丘陵域の分化した1積成盆地は北北西から南南東に開いた半盆状構造を示し、NW—SE および NE—SW 方向とも各 9 km 以上におよぶ。

以下、基盤岩類と松山層群との断層（寄居一如意断層）関係、同断層以東の基盤岩類、同断層以西の基盤岩類と小川盆地域の松山層群との関係および松山層群にみられる地質構造の特徴を記す。

1. 基盤岩類と松山層群との断層関係

基盤岩類と松山層群とが接する断層を寄居一如意断層

と呼ぶ。この断層は寄居町立ヶ瀬—嵐山町千手堂間は NW—SE 方向を、嵐山町鎌形を経て越生町如意間は屈曲するがほぼ NS 方向をとって、関東山地の東麓を形成し、基盤岩類の上昇が著しい三波川変成岩分布域(森川, 1967)と、沈降運動により特徴づけられる松山層群分布域とを境している。また、本断層は初期中新世の小園・荒川・上唐子・鎌形各層を切っている。破碎帯の幅は立ヶ瀬では 3 m 程度であるが、漸次南に向って増大し、槻川下流で 5 m、鎌形で 20 m 程度に達する。断層帯に沿って蛇紋岩小岩体が貫入している。

2. 寄居—如意断層以東の基盤岩類

本断層以東に露出する基盤岩類は跡倉層(渡部ほか, 1950), 寄居礫岩層(渡部ほか, 1950), 越畑花崗岩(小勝ほか, 1970) および 吉見丘陵の三波川変成岩(小林, 1935)である。

跡倉層は荒川流域立ヶ瀬—小園間では NW—SE 方向の二つの平行断層(Fig. 1, F2 と F2') 間に、南東延長上にあっては、牟礼では寄居—如意断層・F2' 断層間、牟礼・伊勢根間では寄居—如意断層・F2' 断層間、F2・F2' 両断層間、伊勢根南では寄居—如意断層・F2' 断層間にそれぞれ分布する(Fig. 1)。したがって、跡倉層は荒川流域および牟礼・伊勢根間でみるように松山層群中に存在し、分布域をすべて断層で切られていることから地壘構造を構成している。跡倉層の NW—SE 分布域では NE—SW 方向の断層(Fig. 1, F12~F14)によって切れ、各地区での差別的なブロック運動が進んだ結果、そこでの跡倉層は寄居—如意断層に直接接する構造形態を示している。

寄居礫岩層は跡倉層の場合とはほぼ同様に、中爪・武蔵嵐山間において寄居—如意断層と接し、その東側の NW—SE~NS 方向の F2'' 断層間にはさまれる間に分布し、中爪の南でみるように NW—SE 方向をとる複数の平行断層間に露出し、松山層群を切って地壘構造を構成している。

越畑花崗岩は市ノ川支流、粕川沿いに露出し、その東側は NW—SE 方向の F5 断層によって切れ、西・北側は松山層群によって不整合に覆われる。越畑花崗岩周辺の小園層の褶曲構造は松山層群堆積の後半以降に、越畑花崗岩周辺域の隆起に伴う運動によって、北西にプランジする背斜構造(粕川背斜)の形成が行われたものとみることができる。このため、褶曲軸の背斜部にあたる越畑花崗岩は南東の粕川下流だけに分布している。

吉見丘陵の三波川変成岩は NW—SE 方向の 2 平行断層(Fig. 1, F7・F8)間に露出し、北西延長部は比企北

丘陵の福田層分布域にあたることから、先の 2 断層を切る NE—SW 方向の推定断層(Fig. 1, F21)により北西域を断たれている。この三波川変成岩のブロック状隆起周辺域の松山層群は複雑なブロック構造を示し、F8 断層以東には小園層が、F7 断層以西には荒川層および福田層が NE—SW 方向の推定断層(Fig. 1, F22)を境に接してそれぞれに分布している。

3. 寄居—如意断層以西の基盤岩類と小川盆地域の松山層群との関係

両者の関係は小川町西方、角山と大塚とを結ぶ NS 方向の断層(Fig. 1, F10') により互いに接し、松山層群はこの断層の西側に発達する。松山層群の西方分布域は飯田—増尾を結ぶ NW—SE 方向の断層(Fig. 1, F9)により基盤岩類と接し、松山層群はこの断層の東側に発達する。一方、F10' 断層を切る NE—SW 方向の断層(Fig. 1, F23') 以北では、松山層群は韮負・五反田周辺においては基盤岩類を不整合に覆い、五反田の東方においては基盤岩類と断層(Fig. 1, F10)で接し、その西側に発達する。

4. 松山層群の地質構造

A. 小川盆地域

本地域では松山層群には明瞭な盆状構造が認められる。つまり、本層群は飯田—増尾方面より蟹沢に向って北東方向へ傾斜している。一方、蟹沢の北の兜川では南西への傾斜を示している。したがって、全体としては両者間に向斜構造を形成する。この向斜構造は飯田—韮負間でも認められ、向斜軸は北西方向の笠原へプランジする。兜川以北では本層群は蟹沢より角山方面に向って、いままでの南西傾斜から北傾斜に変わる。このため、両者間には背斜構造が認められる。しかし、角山—五反田間に至っては本層群は NS 方向に軸をもつ向斜構造を形成する。当地域の松山層群にみられるこれらの向斜構造は NE—SW 系の断層(Fig. 1, F23・F23')によって互いに切られている。そのために、松山層群は少なくとも三つの小ブロックに分けられている。

B. 荒川流域・比企北および吉見各丘陵域

本地域の松山層群は地質構造の上からは一連の積成盆地を形成している。つまり、松山層群は大局的には NW—SE 方向の走向をもち、北東に向ってより上位の地層が分布する。しかし、Fig. 1 にみるように、小園・荒川・市ノ川・福田各層の分布域が各地区に分散しており、また、各地で松山層群は基盤岩類と断層で接する関係上、詳細にはこの地域にブロック状の隆起・沈降運動が存在したことを示唆している(Figs. 1・2)。

本地域の褶曲構造の主要なものは西から市ノ川向斜・粕川背斜・大立山背斜であり、NW—SE 方向に褶曲軸をもって、その軸長はそれぞれ 6 km, 4 km, 6 km であり、半波長はそれぞれ 0.5 km, 0.5 km, 1.0 km である。

一方、WNW—ESE 方向に褶曲軸をもつ褶曲構造は江南村畠山地区から滑川以北で土塩以南の地区を経て、吉見町根古屋地区にまで認められる。とりわけ、滑川以北から土塩以南の地区においては山田背斜 (Fig. 1, f4)・大谷向斜 (Fig. 1, f5)・高根山背斜 (Fig. 1, f6)・小川谷向斜 (Fig. 1, f7) を主要な構造にみるができる。これらの褶曲構造は軸長がそれぞれ 1.8 km, 2.5 km, 5 km, 2.8 km であり、半波長は各 0.3 km 程度である。従って、市ノ川向斜・粕川背斜・大立山背斜はほかの褶曲構造に比べ軸長の点で長いばかりではなく、波長の点でも 2～3 倍に達し、ゆるやかな波形を示す構造である。

本地域には 3 系列の断層が存在し、当地域の構造を規制している (Fig. 1)。

B-1. 寄居—如意断層に平行する断層

本系列の断層は主要な褶曲軸 (市ノ川向斜・粕川背斜・大立山背斜) に沿った NW—SE 方向の断層である。小川町鷹巣南方から嵐山町志賀を通る F4 断層は主要な断層の一つで、串引では断層の走向は N20°W, わずかに西へ高角の傾斜を示す。F5 断層は嵐山町太郎丸の粕川支流で圧砕された基盤岩類 (越畑花崗岩) と小園層とを隔て、高角をなし、幅約 10 m の黒白縞模様の破碎帯を伴う。この断層は北西・南東延長上では推定断層である。

F6 断層は荒川下流、江南村川端から嵐山町尾根を経て滑川に沿って滑川村大木方面に延長される推定断層をいう。本断層は市ノ川層と福田層、荒川層と福田層、小園層と福田層との境界をそれぞれ隔てていることから推定される。F6' 断層は滑川村羽尾から東松山市野田間で荒川層と福田層とを隔てること、および市ノ川下流の蟹山で本断層以西のブロックには荒川層上部が、同断層以東のブロックには下部がそれぞれ分布することなどにより推定される。F7・F8 両断層は既にのべたように基盤岩類と松山層群とを境する断層であり、それぞれ幅数 m の破碎帯を伴っている。

B-2. 寄居—如意断層に直交する断層

市ノ川流域鷹巣、中爪付近には F4 断層を切る F13'・F16 両断層が発達する。これらの断層はいずれも断層面の観察はできないが、青岩礫岩、小園層および連続性のよい凝灰岩を切ることから推定される。F20 断層は嵐山

町千手堂から滑川村山田を通る推定断層で、大立山背斜の軸部および小園層下部を切っている。本断層の北東および南西方向への延長域では、滑川において荒川層と福田層とが、また、武蔵嵐山において荒川層と上唐子層とがそれぞれ斜交関係にあることから F20 断層が推定される。F21 断層は東松山市野田および大谷付近でそれぞれ荒川層と福田層および吉見丘陵の基盤岩類と福田層との境界を接する推定断層である。

B-3. NNW—SSE 方向の断層

F6' 断層は大立山背斜東翼に分布する小園層と市ノ川下流、羽尾に分布する荒川層とを隔てる推定断層であり、羽尾では荒川層の褶曲構造を切ることから推定される。

C. 比企南丘陵

本地域の松山層群は地質構造の上から独立した積成盆地を形成している。本層群は嵐山町千手堂から鳩山村赤沼方面にかけての南南東に開いた半盆状構造を示している。これを支配する主要な構造は鳩山村奥田から大橋方面の NNW—SSE 方向に褶曲軸をもち、軸長 1.7 km, 半波長 0.3 km 程度で南南東にプランジする奥田向斜 (Fig. 1, f8) とみなされる。

松山層群は玉川村中井から六地藏を経て、鳩山村小用方面においては NS—NW—SE 方向の走向をもち、東に傾斜し、一方、東松山市上唐子から葛袋方面においては WNW—ESE—NW—SE 方向の走向をもち、南に傾斜している。両者の会合部にあたる槻川下流千手堂から都幾川下流、鎌形付近では 0.2—0.3 km の半波長をもち、千手堂では NS 方向を基調とし、NEN—SWS—NWN—SES 方向の複数の褶曲軸をもって南にプランジする褶曲構造を、鎌形では WNW—ESE—NW—SE 方向の複数の褶曲軸をもつ褶曲構造をそれぞれ構成している。

討論とまとめ

著者らは関東山地東縁に分布する新第三系の層序および岩相区分を綿密な調査にもとづいて研究してきた。研究結果として Table 1 に従来の層序区分と著者らによる層序区分との比較を示した。従来の見解と著者らとの相違点は次のとおりである。

1. 従来の層序 (小林, 1935; 渡部ほか, 1950; WATANABE, 1954; 福田, 1963 および福田・石和田, 1964) は新第三系中に不整合を考え、2 層群以上からなると考察されてきたが、著者らは全体の層序は海進に始まり海退に終る一連の新第三系、つまり松山層群からなると解釈している。WATANABE (1954) の層序は下位から大里

層群, 松山層群 (渡部ほか, 1950, の男衾・比企両層群にあたる) および高崎層群からなる。大里層群中に含まれる寄居礫岩層は関東山地北縁群馬県鏑川に発達する神農原礫岩層に対比され (渡部, 1952), しかも後者は新井ほか (1966) により先新第三系と考えられているものである。また, 大里層群の構成層とされた立ヶ瀬層は既にのべたように松山層群最下位の小園層に岩相・化石の上で一致する。したがって, 立ヶ瀬層は松山層群に編入されるべきものである。

高崎層群楊井層 (WATANABE, 1954) は土塩層と整合一連の関係にあつて, 岩相上は土塩層の泥岩・砂岩互層に引き続く砂岩・礫岩互層からなる。つまり, 両層は一連の海退相からなる。このことは楊井層は松山層群に属すべき地層である (Table 1)。

渡部ほか (1950) は小川盆地域の新第三系を小川町層群として一括した。産出化石および岩相上の類似の上から, 小川町層群五反田層, 蟹沢層および飯田層は既にのべたように松山層群の小園層, 荒川層に対比される。著者らは小川町層群を堆積させた積成盆地は関東山地東縁に広く分布する松山層群を堆積させた積成盆地から分化した1積成盆地にすぎないと解釈しており, 小川町層群は松山層群に編入されるべきであると考え。同様に, 比企南丘陵域に分布する都幾川層 (小林, 1935; 渡部ほか, 1950) および福田・石和田 (1964) による東松山層群と一括した地層は松山層群の積成盆地から分化した積成盆地のもので堆積したものであることから, それらの地層は松山層群のもとに一括される (Table 1)。

2. 荒川流域, 畠山地区の層序と構造については渡部ほか (1950), 福田・石和田 (1964) および著者らの間には異なった見解が生じている。つまり, 渡部ほかは比企北丘陵の大立山周辺を構成する七郷層が北西方面の荒川流域畠山地区に分布すると考え, そこでは七郷層と上位の福田層とは整合であるとした。しかし, 著者らは大立山周辺の地層は岩相の類似の上から小園層に対比し, そこには小園層が発達しているとしている。また, 著者らは畠山地区の岩相は大立山周辺の岩相とは異なり, 小林 (1935) の市ノ川層が発達しているという見解をとっている。一方, 福田・石和田は畠山地区の岩相は渡部ほかの七郷層とは異なるものであるとし, 藤本・渡部 (1948) の滝層を使用している。その際に, 彼らは滝層と上位の福田層下部 (これを畠山層とした) とは検討を要するが不整合であると考えた。しかし, この滝層は小林 (*op. cit.*) の市ノ川層と同層異名の地層であり, 著者らは市ノ川層を検討した際に, 畠山地区には大型有孔虫を胚胎する市ノ

川層の存在を認めた。著者らは畠山地区には市ノ川層がほぼ連続露頭間に広く発達しているとみており, この地区に福田・石和田が言うような畠山層の存在および滝層・畠山層間の不整合を認めることはできない。

3. 市ノ川流域の地質構造に関しては, 小勝ほか (1970) はそこに推定断層の奈良梨断層を, 著者らは市ノ川向斜をそれぞれ考えている。武井ほか (1976) は小勝ほかの奈良梨断層を中央構造線に相当すると考えている。この断層の根拠は市ノ川流域の東西で新第三系の地層・岩石の発達状態の相違および東側の新第三系の褶曲構造と西側の小川盆地・比企南丘陵での盆状構造との間には地質構造に相違があることなどによった。

著者らは荒川流域の市ノ川層は花園村川端から寄居町赤浜間の市ノ川層の構造と畠山地区の同層の構造とから, その間に本来向斜構造を構成していたと考えている。市ノ川流域においては, 市ノ川層は同流域の東側で西に傾き, 同流域の西側では第四系下に没した関係で不明となっている。しかし, そこでは市ノ川層下位の荒川層は東に傾いている。市ノ川流域の市ノ川層から大型有孔虫は未だ産出していないが, この流域に発達する市ノ川層の岩相は大型有孔虫を当然胚胎してもよさそうな様相を示している。既にのべたように, 畠山地区で大型有孔虫を産出する市ノ川層は市ノ川流域を経て千手堂から南南東方面にかけて発達するところの大型有孔虫を含む鎌形層へと接続していくであろうと著者らは考えている。これらのことから, 著者らは荒川流域と市ノ川流域に分布する市ノ川層の総合的解釈から推察して, 市ノ川流域には向斜構造が存在すると考えている。

以下に本論の結果をまとめて記す。

関東山地東縁部の小川盆地域, 荒川流域, 比企北・吉見各丘陵域および比企南丘陵域には初期～中期中新世の新第三系が広く発達している。各地域の新第三系は松山層群がその分布域を占めている。松山層群は関東山地北縁～北東縁に発達する富岡層群の南東分布域にあたり, 岩相の類似および大型有孔虫など主要な産出化石の上で, 互に対比関係が成立している (Table 2)。

松山層群の下部には小園 (五反田)・荒川 (蟹沢・飯田)・市ノ川 (鎌形) 各層が発達し, 小園・五反田各層から *Vicarya*, *Vicaryella*, *Turritella* などを, 市ノ川層から *Miogyopsina*, *Operculina* などを, 鎌形層から *Nephrolepidina*, *Operculina* などを産出する。一方, 松山層群の上部には福田 (神戸), 土塩 (奥田) および楊井 (赤沼) 各層が発達し, 神戸層下部には *Orbulina suturalis* などが産出するため, 市ノ川・鎌形各層以下は初期中新世にあ

たり、神戸・福田各層以上は中期中新世にあたる。

松山層群の地質構造のうち NW—SE 方向の褶曲軸をとり北西にプランジする粕川背斜・大立山背斜を中心に NW—SE 方向に延長される F4, F5, F6 各断層によって切られた二つのブロックが差別的な地塁を構成するという構造が主要な構造とみなされる。松山層群は関東山地東麓の基盤岩類と寄居一如意断層で接し、この断層と地塁間では NW—SE 方向をとる市ノ川向斜を始め、同方向の褶曲軸をもつ褶曲を局所的に構成するが、大局的には北東に上位の地層が分布する。地塁以東でも本層群は福田層において WNW—ESE 方向に褶曲軸をもつ高根山背斜・小川谷向斜など複数の褶曲構造を形成するが、大局的には北東に上位の地層が分布する。一方、小川盆地域では松山層群は NS, NW—SE および NE—SW 方向の各断層で切れ、各地区ごとにブロック構造になっているが、大局的には蟹沢を中心とした盆状構造を示している。

比企南丘陵域の松山層群の地質構造は南南東に開いた半盆状構造を示している。本丘陵域西方では松山層群は NS, WNW—ESE および NW—SE 方向をとる褶曲軸をもつ複数の褶曲構造を、丘陵中央では NNW—SSE 方向の褶曲軸をもつ奥田向斜をそれぞれ構成する。しかし、これらの褶曲構造は東・西・南各方面へ向うにつれて消滅しており、全体として松山層群は南南東方向に傾斜する同斜構造を示している。

本論文は関東山地周辺域の新第三紀大型有孔虫の生層位学的研究を検討するために行い、関東山地東縁全域にわたる層序と構造を検討したものである。今後、新しい事実とともに松山層群および富岡層群の構造発達史および地史を復元すべきであると考え。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洸・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1966: 下仁田構造帯。地球科学, no. 83, 8—24.
- Blow, W. H., 1969: Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNIMAN and RENZ, eds.: *Proc. First Internat. Conf. Plankt. Microfossils*, 1, 199—421.
- 福田 理, 1963: 春日部層序試錐の坑井地質層序。地調月報, 14, 95—96.

———・石和田靖章, 1964: 関東地方の地質と天然ガス鉱床の探鉱と開発への序章。石油技協誌, 29, 3—21.

HATAI, K. and MASUDA, K., 1962: Megafossils from near Higashi-Matsuyama City, Saitama Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S. 46, 254—262.

藤本治義・渡部景隆, 1948: 小川町並に寄居町近傍の第三紀層について。地質雑, 53, 622—627.

IKEBE, N. and THE WORKING GROUP ON NEOGENE BIOSTRATIGRAPHY AND RADIO-METRIC DATING OF JAPAN, 1977: Summary of bio- and chronostratigraphy of the Japanese Neogene, In SAITO and UJIE, eds.: *Proc. First Internat. Congr. Pacific Neogene Strat.*, 93—114.

小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口万吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一, 1970: 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究。地質雑, 76, 421—431.

小林 学, 1935: 関東平野松山町地方の地質。地学雑, 43, 211—224.

MATSUMARU, K., 1967: Geology of the Tomioka area, Gunma Prefecture, with a note on “*Lepidocyclina*” from the Abuta limestone member. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), 39, 113—147.

松丸国照, 1977: 関東山地北縁～北東縁の新第三系の層序。地質雑, 83, 213—225.

MATSUMARU, K., 1977: Miocene larger foraminiferal biostratigraphy of Japan and international correlation in the West Pacific province. In SAITO and UJIE, eds.: *Proc. First Internat. Congr. Pacific Neogene Strat.*, 368—371.

森川六郎, 1967: 登谷山塊の地誌りと地質。埼玉大紀要(理工学部), no. 5, 197—204.

武井暁朔・村井武文・平野英雄, 1976: 関東山地東縁部の地質構造。地質学論集, no. 13, 25—31.

渡部景隆, 1952: 関東山地北縁部第三系層中にみられる部分的不整合。地質雑, 58, 523—528.

WATANABE, K., 1954: Tertiary structure of the western Kwanto district, Japan with special reference to crustal movement in the Yorii phase. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, 24, 199—280.

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。秩父自然科学博研報, no. 1, 93—145.

渡辺其久男, 1963: 埼玉県比企丘陵地域の微化石層序について。石油資源開発技研報, 7, 175—184.