

埼玉県・横瀬村丸山付近の緑色岩類

矢島 敏彦*・梶間 幹雄**・荒井 豊***

On the green-rocks on and around Mt. Maruyama,
Yokoze Village, Saitama Prefecture

Toshihiko YAJIMA*, Mikio KAJIMA** and Yutaka ARAI***

Abstract Lithofacies, stratigraphy and geological structure of green-rocks on and around Mt. Maruyama, Yokoze Village, Saitama Prefecture, are studied in this paper. The stratigraphy of this area consists of three formations as follows, Sadamine Formation (new nomination), Maruyama Formation (new nomination), and Chichibu System undivided, in the ascending order. Sadamine F. consists of non-spotted crystalline schists, while Maruyama F. consists of pillow lava, massive lava, various kinds of volcanoclastic rocks, gabbro, dolerite etc. Limestone, chert, sandstone and mudstone are intercalated in the upper Maruyama F. The interfingering relation between volcanic rocks and non-volcanic sedimentary rocks can be clearly observed at the upper portion of this Formation. This interfingering relation is attributed partly to the local volcanic activities at the end of the sedimentation of Maruyama F. and partly to the eastward inclination of the basement of this area. There are many volcanic vents, 20 to 40 per square kilometers in this region, whereas the volume of the magma from each vent is only thousands to hundreds of thousands of cubic meters. This value is rather small compared with that of the volcanoes of the islands arc. These magmatic vents are distributed on belts of WNW-ESE direction, and hence the submarine volcanic activities of fissure eruption type is concluded. "Karigome-Kuroyama line", which was regarded as the thrust plane of "Ohgiriyama nappe theory" by Huzimoto, is recognized as a principal borderline of lithofacies of green-rocks in this area.

まえがき

火成活動の時間的・空間的法則性を求めるためには、日本列島で総延長 1,000 km を超えて広範囲に分布する古期緑色岩類もまた重要な研究対象であることは言うまでもない。この三波川変成岩類と呼ばれ、あるいは御荷鉾緑色岩類と呼ばれる上部古生代前後の海底火山活動を第三紀ないし、第四紀の火山活動と対比できる精度で復元しようとする試みは、現在の火山活動の研究のために

も必要不可欠である。一方、この古期緑色岩類は現在の地殻変動を論ずる際にも重要な鍵層となっている。例えば、関東山地東部より関東平野東部にかけてこの緑色岩類は徐々に分布高度を下げ、-1,000 m あるいは -2,000 m といった深度に分布しており、このことは関東平野の地下構造・地殻変動を解く重要な手懸りとなっている(矢島, 1981)。

さて、関東山地東部では藤岡方面より武甲山の東に向かって延びる NNW-SSE 方向の出牛一黒谷断層とその延長部を境として、その西側と東側とは三波川変成岩類の分布に大きな相違が見られる。即ち、この断層の東側では西側に比べて三波川変成岩類が 6 km ほど南側に張り出したような分布形態をしめしている。この事実は HUZIMOTO (1937) が「大霧山ナッペ説」を提唱する動機となっているが、本研究の調査地域は丁度このような場

1983年8月25日受付。1984年3月12日受理。

* 埼玉大学教育学部地学教室。Dept. of Earth Science, Faculty of Education, Saitama University, 225 Shimo-ohkubo, Urawa, Saitama, 338 Japan.

** 大手開発新潟営業所。Ohtekaihatsu Co., 1-1-29, Jindaiji, Niigata, 950 Japan.

*** 東松山市北中学。Kita Junior High-school, 1892-2, Sugiyama, Higashimatsuyama, Saitama, 335 Japan.

所に位置している。後に触れるようにこの近辺は地質構造上数多くの問題を含んでおり、未解決の点が多いが、露出条件には恵まれている。そこで筆者らは古期火成活動の復元を一つの目的として、同時にこの火成活動の時間的・空間的法則の背後にひそんでいる地質構造上の運動法則の解明をもう一つの目的として調査を開始した。

本格的調査を開始してまもなくの頃、この地域を横断する丸山林道が建設され、多くの新露頭が出現して研究の進展に有力な手助けとなった。とくに火成岩体の形状、内部構造を知るために必要な多くの情報を得ることができた。調査はまず全域にわたって 1 万分の 1 岩相図、地質図を作製し、層序・構造を求め、古期火成活動を復元することから始めた。この調査は 1977 年におおよそ一段落し、その結果は第 78 回日本地質学会大会で発表された(梶間ほか, 1978)。本論文ではその後の調査の結果を付け加えて、本地域の火成作用・堆積作用の概要を述べる。岩石・鉱物の記載と検討・火山活動の詳細、構造運動などについてはひきつづいて別の機会に発表する予定である。

謝 辞 本研究をまとめるまでの間に多数の方々から貴重な御意見・暖かい励ましの言葉・御援助を頂いた。とくに変成岩については埼玉大学関陽太郎教授、地形・地質構造については堀口万吉教授、堆積岩については新井重三教授、深部構造・地質構造については地質調査所鈴木尉元博士に御教授頂いた。また長期にわたる調査期間中、横瀬村丸山鉱泉には宿泊の便宜をはかって頂いた。これらの方々から心から感謝する次第である。

研究小史

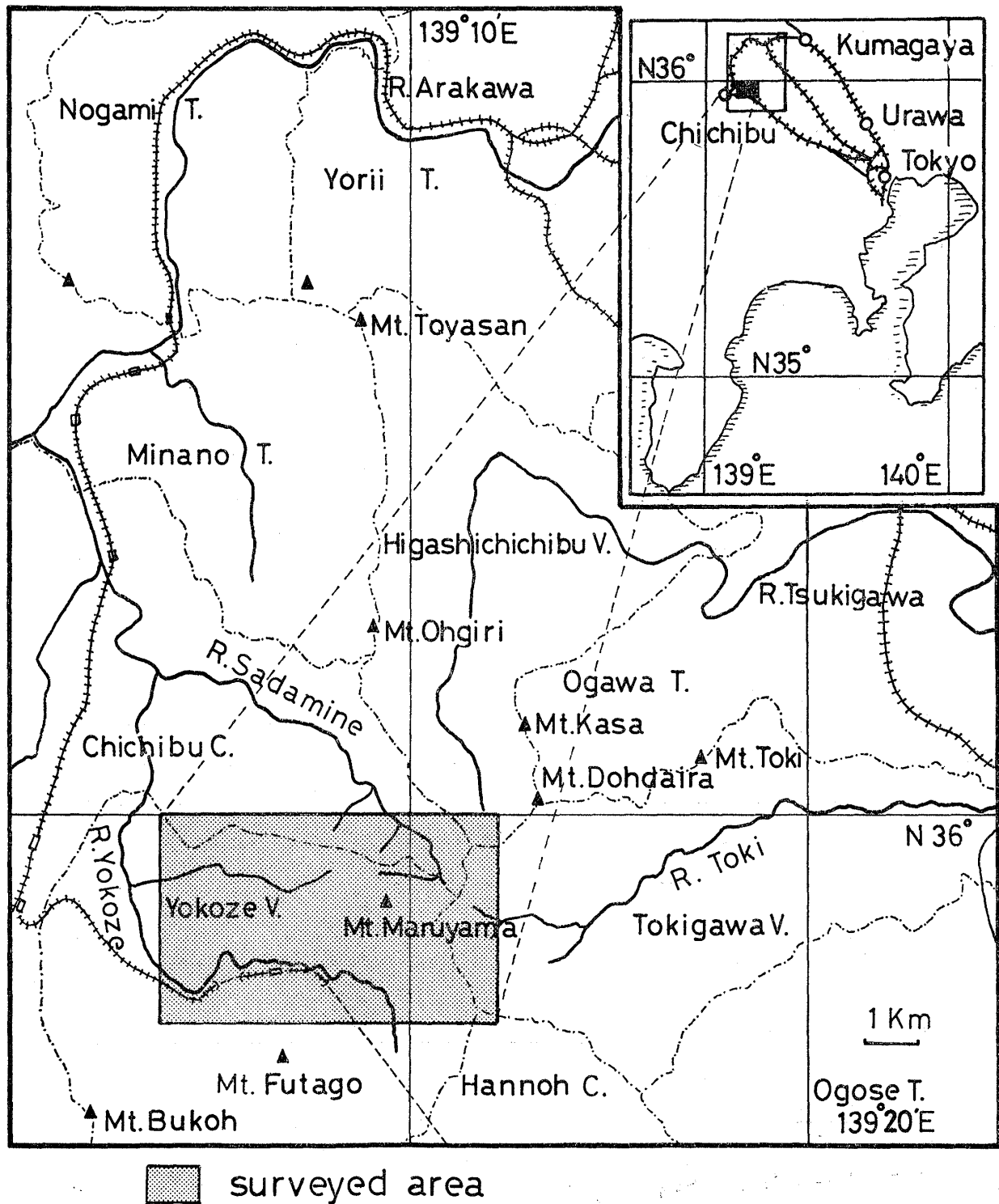
本調査地域北東部に位置する笠山付近の緑色岩類について研究した原田豊吉はこれを「笠山層」と命名し関東山地緑色岩の模式地としたがこれは一般には用いられなかった。Koto(1888)による群馬県鬼石西方を模式地とした「御荷鉾緑色岩類」, 「三波川系」の概念がひろく受け入れられることになり、その結果として岩相区分・層序区分の上では常に関東山地西部が基準とされ東部は従の位置を占めることになった。それは東西の両者の間に横たわる N-S 系の断層のために、地質構造が不連続であるからであったと言えよう。その後、矢部(1920)は関東山地北東部の研究の結果として、Koto が秩父系下部として扱った御荷鉾緑色岩類を独立の地層、御荷鉾層として扱うことを提唱して後年の緑色岩類の層序・構造に関する論争の幕が切って落とされることになった(内田, 1966, 1978)。本調査地域を含む関東山地全域の層序・

構造の詳細な研究は藤本(1926)に始まるが、自らのナッペ説提唱以前では狭義の三波川変成岩・御荷鉾緑色岩・秩父古生層の関係を「部分的に不整合の場所もあるが、全体的には整合な関係にあるもの」としていた。1937年頃より藤本は(HUZIMOTO, 1937)大霧山ナッペをはじめとする多数のナッペ群によって関東山地東部の主要構造を説明することを試みた。その結果として、堂平横移地塊の存在、ナッペの最前線としての刈米—黒山線なる衝上断層の存在が提唱された。藤本はかなり高角度の東西方向の逆断層を本調査地域の中央部、丸山の南斜面に求めた。

その後まもなくの頃、朱雀(1941)は本地域に隣接する槻川上流部から笠山にかけての緑色岩類について詳細な記載をおこなっている。この当時からすでに藤本のナッペ説についてはそれを疑問視する見解もあり、井尻ほか(1944)は堂平・丸山付近の精査をおこない藤本説を否定した。井尻らの研究は精度の高い岩相図の作製を基本としているが、火山岩起源の緑色岩類の分類記載では小藤・朱雀のものより後退したものとなっている。その後SEKI(1958, 1960)は関東山地東部の広範囲にわたる地域の岩相分布図と変成分帯図を作製し、いわゆる御荷鉾緑色岩類が火山岩優勢層であるとして、結晶片岩類、火山岩類、秩父古生層が互いに整合関係にあることを論じた。この中でSEKIは本地域に藍閃石片岩相当岩石の分布することをしめしている。SEKI以降関東山地北東部の地質・岩石に関する系統的研究はない。わずかに槻川流域の緑色岩についての安戸団研(1974)の断片的な報告があるのみである。西北部の神流川流域については秩父団研(1961)、大久保・堀口(1969)、TORIUMI(1975)、UCHIDA(1981)など数多くの研究がある。然し、前述のようにこの地域の層序・構造は直接的には関東山地北東部にはつながっておらず、岩相対比には今後の研究に待つところが多い。最近、徳田(1977)は本地域丸山東北 7 km ほどの都幾山周辺の地質調査の結果を述べている。この中で徳田は都幾山周辺の緑色岩類と下部の古生層の断層関係、北フェルゲンツのデッケ構造を推定している。仮りにこれが事実であるとし、それが広域的な運動の結果であるとするならば、本研究地域最下部にもかなり複雑な変形が期待されることになる。

地 形

本調査地域は埼玉県横瀬村を主としているが、北側には秩父市、東側に都幾川村、飯能市、東秩父村を含んでいる(第 1 図)。南端部には西武鉄道芦ヶ久保駅がある。



第1図 調査地域の位置図

周辺には秩父市街(高度 250 m 前後), 南西側に武甲山 (1336 m), 南側に二子山(882 m), 北側に大霧山(760.6 m), 北東に笠山(837 m), 堂平山(875.8 m)などがある. 調査地域内の最高峰は丸山(960.3 m)であって, この地域内には WNW—ESE 方向の高度 700 m ないし, 900

m 前後の尾根がつづいている. この尾根の配列方向がこの地域内の緑色岩類の帯状分布の方向であって, 地形と岩相分布・地質構造の対応関係の存在をしめしている. この事実は本研究最末尾(第8図)において再び触れられるであろう.

当地域の北側には定峰川の上流部、大瀬川上流部が位置しており、中央部には東西方向に関ノ入沢が位置する。東側では大野峠の東でかつ白石峠の南に都幾川上流部が位置している。丸山の南側には横瀬川が西流しており、非(弱)変成中古生層と緑色岩類の分布の境界が芦ヶ久保から丸山にかけての斜面上にある。

この地域の切峰面を考察すると北側の登谷山(668m)、粥新田峠(565m)、大霧山(766m)付近よりも200m前後高く、本地域の第四紀地殻変動の特質(隆起運動)を意味するものと考えられる。即ち、通常登谷山から大霧山にかけての南北性の地域の隆起運動が指摘されることが多いが、この地域の南縁部が全体と比較して顕著な隆起をしめしていることを指摘することができる。

全体的な地形上の特徴としては上述のWNW—ESE方向の大規模な尾根の張り出しとそこから南方および北方への小規模な半島状の突出部の存在(芦ヶ久保、白石峠)が注目される。もう一つの重要な特徴は、横瀬川沿いにWNW—ESE方向にやや不規則ではあるが低地帯

がつづいていることである。堀口(1980)はこれを東秩父地溝帯と呼び、山中地溝帯・秩父盆地と共に全体として秩父凹地帯を構成するものとしている。これらの地形上の特質は後にみるように、この地域の地質構造に大きく支配されているものと考えられる。

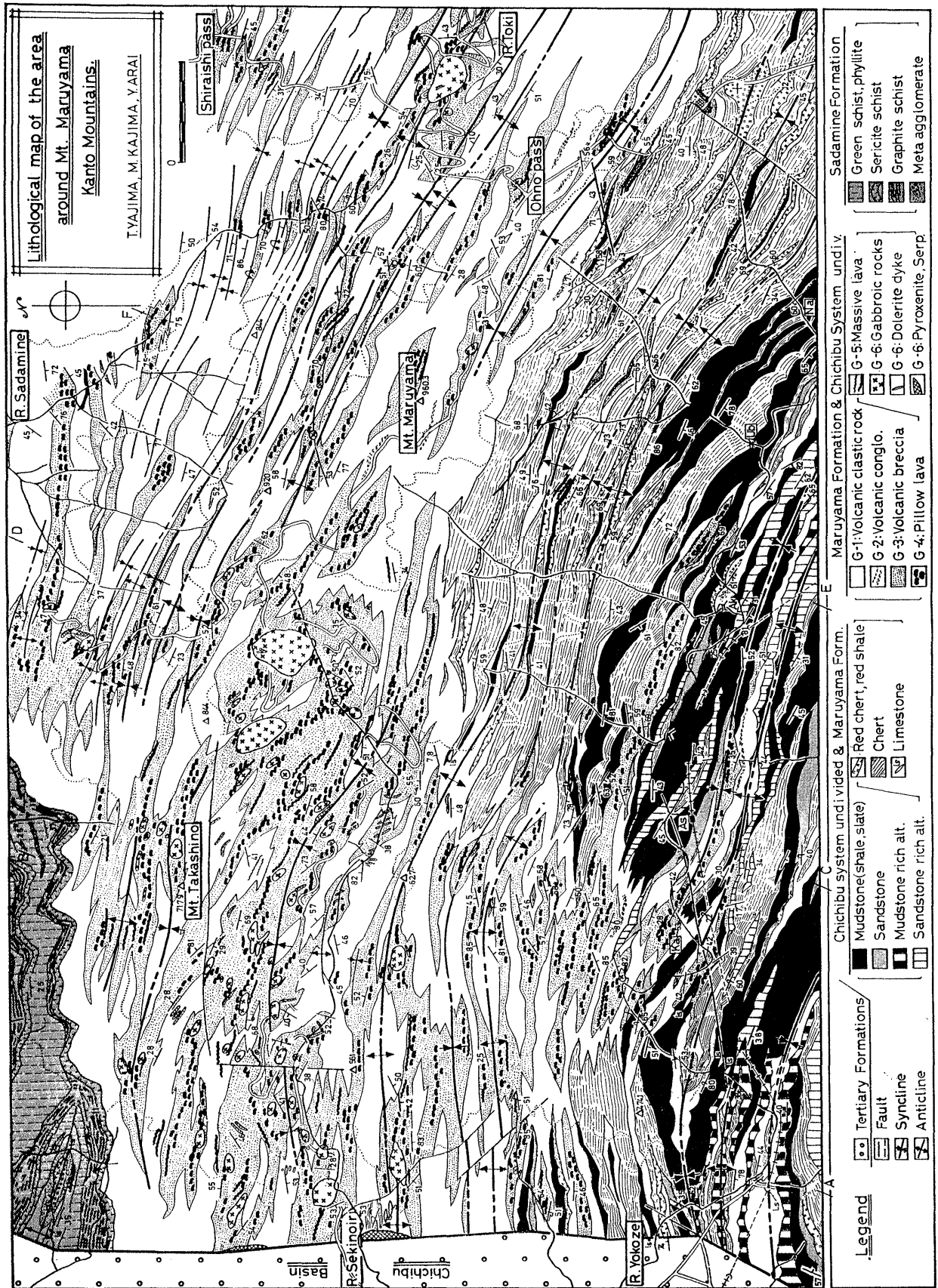
地質概説

本地域に分布する主要な岩石は緑色岩化した火山岩類であって、いわゆる御荷鉾緑色岩類(大久保・堀口, 1969)による三波川変成岩上部層に相当する)であるが、南側には秩父系中古生層(いわゆる秩父古生層だが、現在では中生層を含むとされているもの)、北西側には三波川結晶片岩類が分布し、西側には南北性断層をへだてて秩父盆地の第三系(秩父町層群)が分布する。第三系を除く古期岩類は全体としてあまり厚くなく、おおよその傾向として北側が下部、南側が上部であって、同一層準はWNW—ESEの方向に配置している。然し、詳細に見ると上記の方向の数本の背斜軸・向斜軸が存在するために

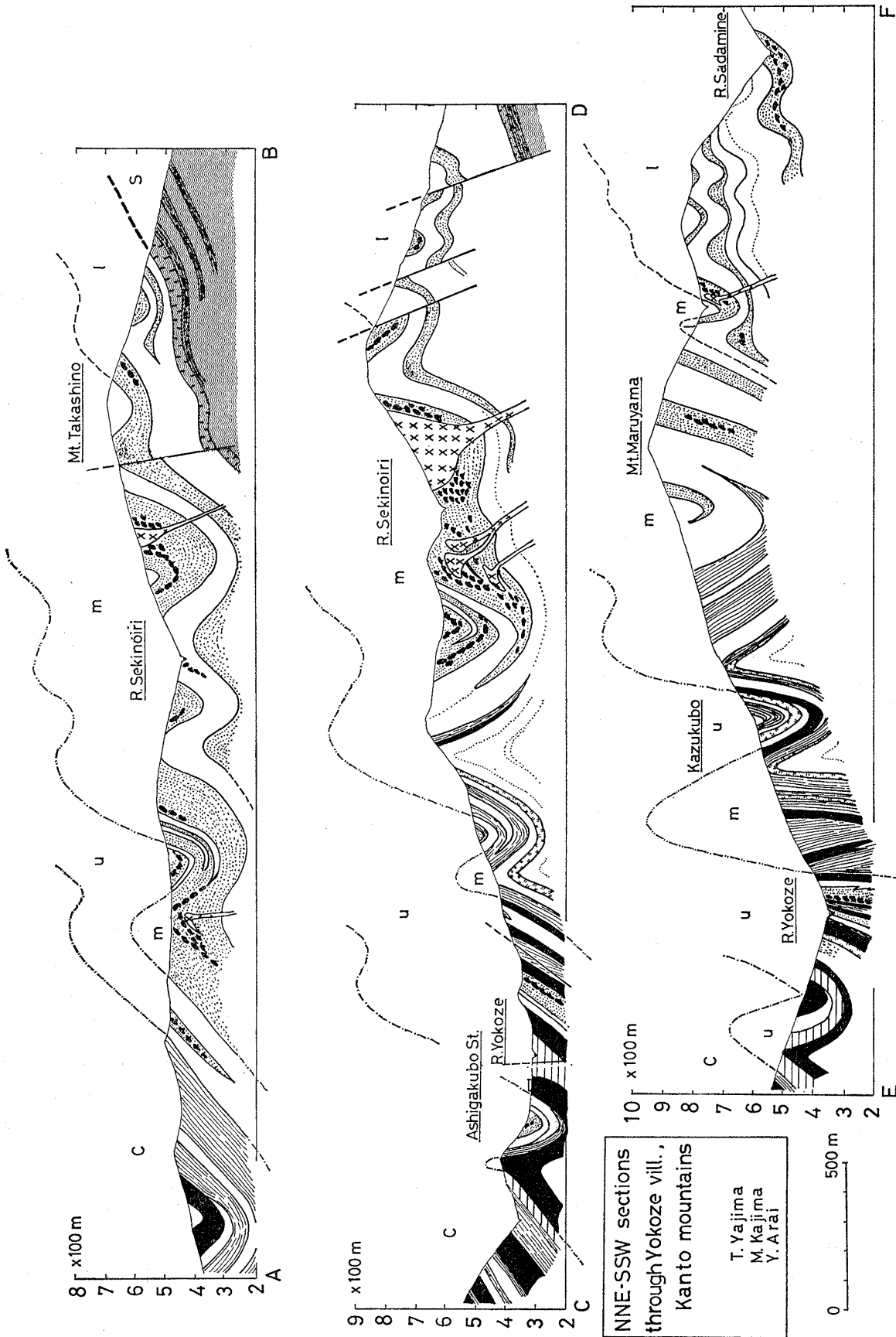
第I表 緑色岩類の分類表(矢島ほか, 1977)

Size	G-1		
^{mm}	Pyroclastic Claystone	Hyaloclastic Claystone	Volcanic Claystone
1/256	" Siltstone	" Siltstone	" Siltstone
1/16	" Sandstone (very-fine)	" Sandstone (v-f)	" Sandstone (v-f)
1/8	" " (fine)	" " (f)	" " (f)
1/4	" " (medium)	" " (m)	" " (m)
1/2	" " (coarse)	" " (c)	" " (c)
1	" " (very-coarse)	" " (v-c)	" " (v-c)
2			
Size	G-2		
^{mm}	Lapilli Tuff	Hyaloclastic Conglomerate (g)	Volcanic Conglomerate (granule)
4	" "	" " (p)	" " (pebble)
32	Agglomerate	" " (p)	" " (pebble)
64	"	" " (c)	" " (cobble)
256	"	" " (b)	" " (boulder)
G-3			
	Pyroclastic (Tuff) Breccia*	Hyaloclastic Breccia*	Volcanic Breccia*
		G-4: Pillow Lava	
G-5:			Lava
G-6:	Intrusive Plutonic Rocks, Sheet and Dyke		

矢島敏彦・鹿間幹雄・荒井 豊：第 2 図



第 2 図 岩相図 点線は 200 m 毎の等高線 (400 m, 600 m, 800 m)。
 As: 芦カ久保, Ka: 川地, Ub: 姥神, Na: 中井・Ak: 赤谷, C-D, E-F は断面図(第 3 図)の位置。



第3図 岩相断面図 本図は地質断面図を兼ねている。破線により層序区分がしめされている。横波型模様は定峰累層。他の凡例は第2図と同じ。

同一層準が繰り返して出現することがある。

本研究では最下位の無点紋結晶片岩類を定峰累層、玄武岩質火山岩類を主とする中位の地層を丸山累層として記載し、最上位の未区分秩父系中生層から独立させた。このうち、定峰累層は三波川結晶片岩(三波川変成岩中部層:大久保・堀口, 1969)に包含されるが、三波川系(藤本の長瀨系)の最下部と中部との境界に分布するとされる紅れん石石英片岩層が出現していないことからすると、三波川結晶片岩の中でも上位の層準近くに位置するものと推定される。丸山累層は火山岩起源の緑色岩類に、いわゆる非(弱)変成中生層の一部を含んだものである。従って丸山累層は火山岩類と非火山性堆積岩類を同時異相として含んでいるところに特徴がある。

緑色岩類の分類

野外での緑色岩類の分類・記載の基準として表1(矢島ほか, 1977)のようなG-1からG-6までの6種類のフィールド名を用いた。この分類は変成作用を受ける前の原岩の火山岩類としての記述を目的とすると共に、複雑な火山噴出物の岩相分布図を広域にわたって容易に同一基準で表現することなどを目的とした。とくに火山性堆積物と非火山性堆積物の関係の記述、変成作用を受ける前の原岩の状態の復原・記述を可能とするような記載を試みた。Gは緑色岩類(Green rock)の略称である。

G-1 グループ(火山性泥質・砂質碎屑岩類):これは泥質・シルト質より極粗粒砂岩(very coarse sandstone, $\phi \sim 2\text{mm}$)に至る火山性碎屑岩類(volcanoclastic rocks)である。これはpyroclastic rocksとhyaloclastic rocksに細分できるが、本研究では特定の精査ルート以外は一括して扱った。火山噴出物の粒度変化は激しいので、泥質・シルト質・砂質等の粒度の細分はしなかった。

G-2 グループ(火山性礫質岩類):粒径2mm以上の円礫またはそれに近い火山性礫質岩類よりなるものを一括してG-2グループとした。この中には火山礫凝灰岩(lapilli tuff), 凝灰集塊岩(agglomerate), ハイアロクラスティック円礫岩(hyaloclastic conglomerate)ないし亜円礫岩(granule sizeよりboulder sizeまで)などが含まれる。本調査地域では比較的少量であった。成因不明の火山岩円礫はvolcanic conglomerateとして扱った。

G-3 グループ(火山角礫岩):火山碎屑角礫岩(pyroclastic breccia), 凝灰角礫岩(tuff breccia), ハイアロクラスティック角礫岩(hyaloclastic breccia)などを含む。

G-4(枕状溶岩)

G-5(塊状溶岩)

G-6 グループ(各種貫入岩, 岩脈, 岩床, 岩株など):粗粒玄武岩, 斑状玄武岩, はんれい岩, 輝岩, 各種超塩基性岩(蛇紋岩), 曹長石を主とする低カリ型岩石である塊状トロンニエマイトなどが含まれる。形状も貫入岩と噴出岩の中間に位置づけられる浅所型など多様なものが含まれる。

なお、本地域のハイアロクラスタイト(河内ほか, 1976)は一般に鏡下で観察すると赤褐色など各種色調のとがったガラス破片, 流理構造をもったガラス破片などの集合体からなるが, それらの一部はパンペリー石等の変成鉱物に置き換えられていることが多い。また, 本地域の緑色岩類の一部はアルカリ角閃石(藍閃石ないしリベック閃石), ローソン石, パンペリー石を含む。一部凝灰質岩類の中にはヒスイ輝石を含むものもある。詳細は別の機会に報告する予定である。上述の緑色岩類の分類基準は火山学のものとは一部異なっている点がある。火山学では小豆粒サイズの4mm以上をlapilli tuffとしている(例えば久野, 1954)。然し, 本研究では非火山性堆積岩との関連を調査することが主要な課題となっているので, ここでは堆積岩で用いられているsandstoneとconglomerateの境界の $\phi = 2\text{mm}$ を緑色岩類の分類にも適用して統一をはかった(河内ほか, 1976)。

層序区分と岩相記載

本章では調査地域の層序区分と岩相の特徴を述べる。第2図には主として原岩を基準とした岩相分布をしめしてあり, 第3図はその断面図である。この岩相断面図には層序区分も書き加えてあって地質断面図を兼ねている。とくに, 丸山累層は上部層(u), 中部層(m), 下部層(1)に3分することを試みている。層序模式地は第5図に, 模式柱状図は第6図にそれぞれしめしてある。本地域の地質図は岩相・層序記述の後に第7図としてしめしてある。

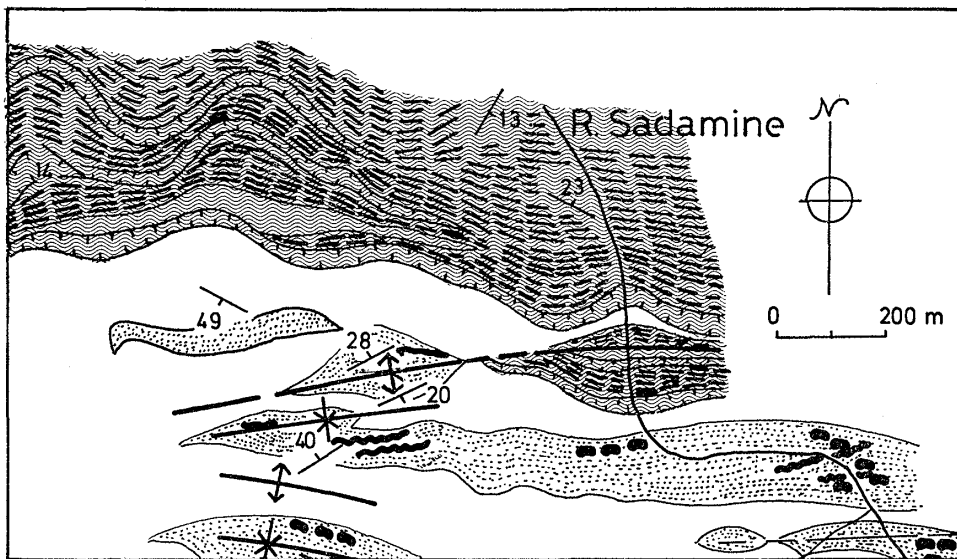
a) 定峰累層(新称)

本研究の主要目的である丸山累層の下部に位置づけられる結晶片岩類である。第2図の岩相図の北限付近の本累層の分布をしめすために第4図(岩相図補足図)を用意した。

(模式地) 定峰川上流(第5図参照)

(層厚) 500m以上。下限不明。

(層序関係) 上部の丸山累層とは定峰川上流で(第5図a地点, 第3図, 第4図参照)整合関係にある。野外活動センター北側裏道に沿った大棚川上流でも定峰累層と丸山累層下部層が整合関係にあるのが観察される。



第4図 岩相図補足図

第2図の北側につづく定峰川上流部の岩相図。横波型模様は定峰累層。他の凡例は第2図と同じ。

(岩相) この定峰累層は石墨片岩ないし千枚岩を主としており、上部層準に近づくと、徐々に絹雲母片岩ないし千枚岩、あるいは緑泥片岩ないし千枚岩が増加している(第2図, 第3図, 第4図)。結晶片岩は無点紋片岩に属し、緑泥片岩中にはまれにはあるが、比較的原形の保存された枕状溶岩が観察される。一部に集塊岩を産する。全体的には地層の薄層化、水平方向の引きのぼしが顕著で、おそらく数倍程度の引きのぼしがおこなわれているものと推定される。

b) 丸山累層(新称)

この緑色岩化した古期火山岩類を主とする丸山累層は層準と堆積地域によって岩相・層厚の変化が激しい。これを3部層に分けて記載した。

(模式地)

下部層：定峰川上流、第5図のルート①a地点よりb地点まで。

中部層：関ノ入沢上流、第5図のルート②丸山付近のc地点よりd地点までと、ソ沢川上流日向山e地点よりf地点まで。

上部層：ソ沢川上流f地点よりg地点までのうち向斜構造による中部層準の出現域を除いた部分。

模式柱状図を第6図にしめしてある。この柱状図は調査地域東部、中部、西部の模式的な岩相を表現している。同一柱状図の中の左右の岩相の相違は褶曲軸の南北翼部の岩相の相違を示している。

(層厚)

下部層：最大約 490 m 最小 200 m

中部層：最大約 800 m 最小 400 m

上部層：最大約 350 m 最小 150 m

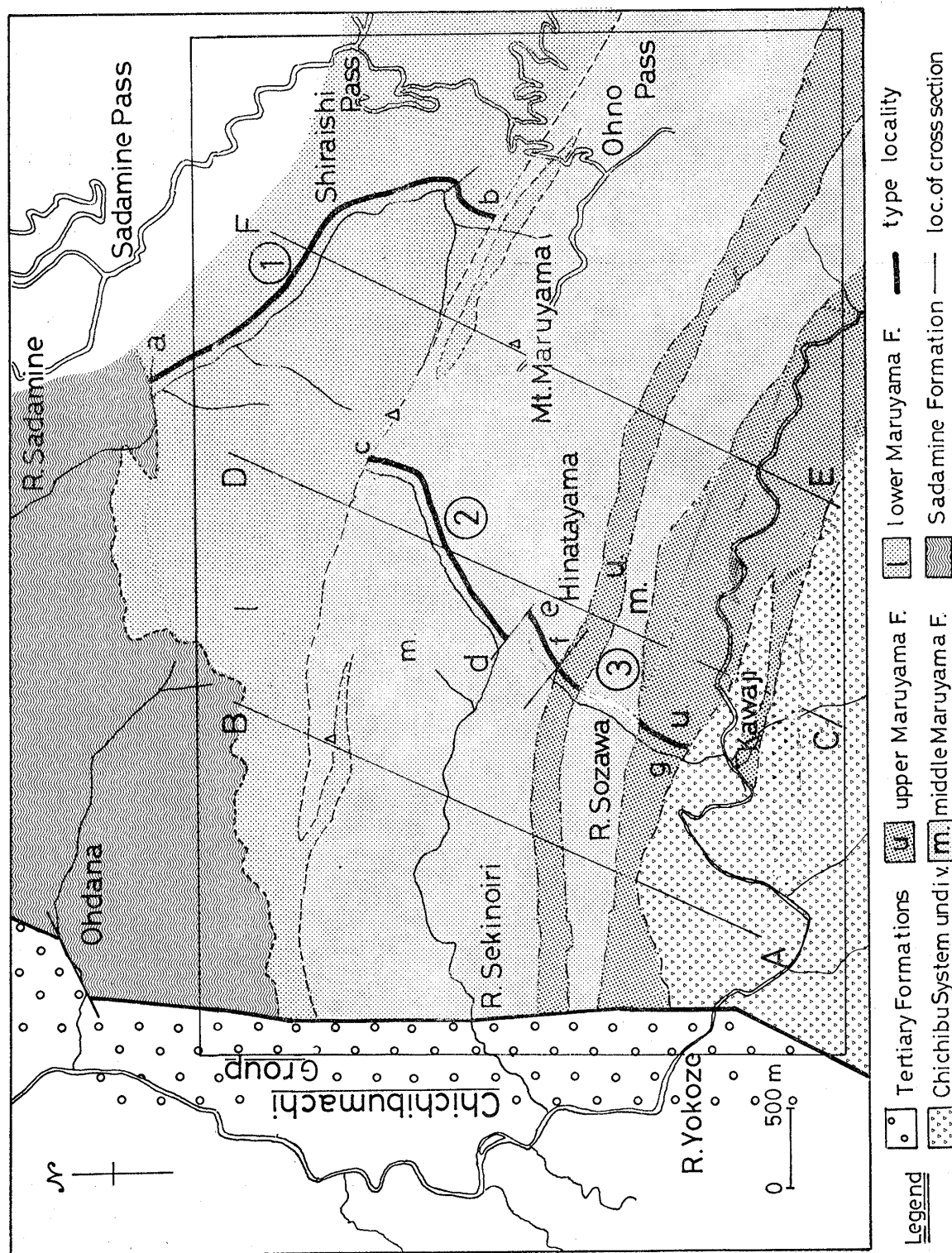
最大層厚(1640 m)は調査地西部の野外活動センター裏道に沿って高篠から川地に至るルートで見られる(第5図②, ③)。東側の大野峠よりではそれをかなり下廻り850 m ないしそれ以下であろう。また西側の秩父盆地よりではおよそ 750 m と推定される。

(層序関係) 下部の定峰累層とは整合関係。上部の未区分古生層とも整合関係。なお、溶岩流を伴う主要な火山活動の開始をもって丸山累層の下部層の下限と定義し、同様に溶岩流を伴う主要な火山活動の終結をもって上部層の上限と定義する。

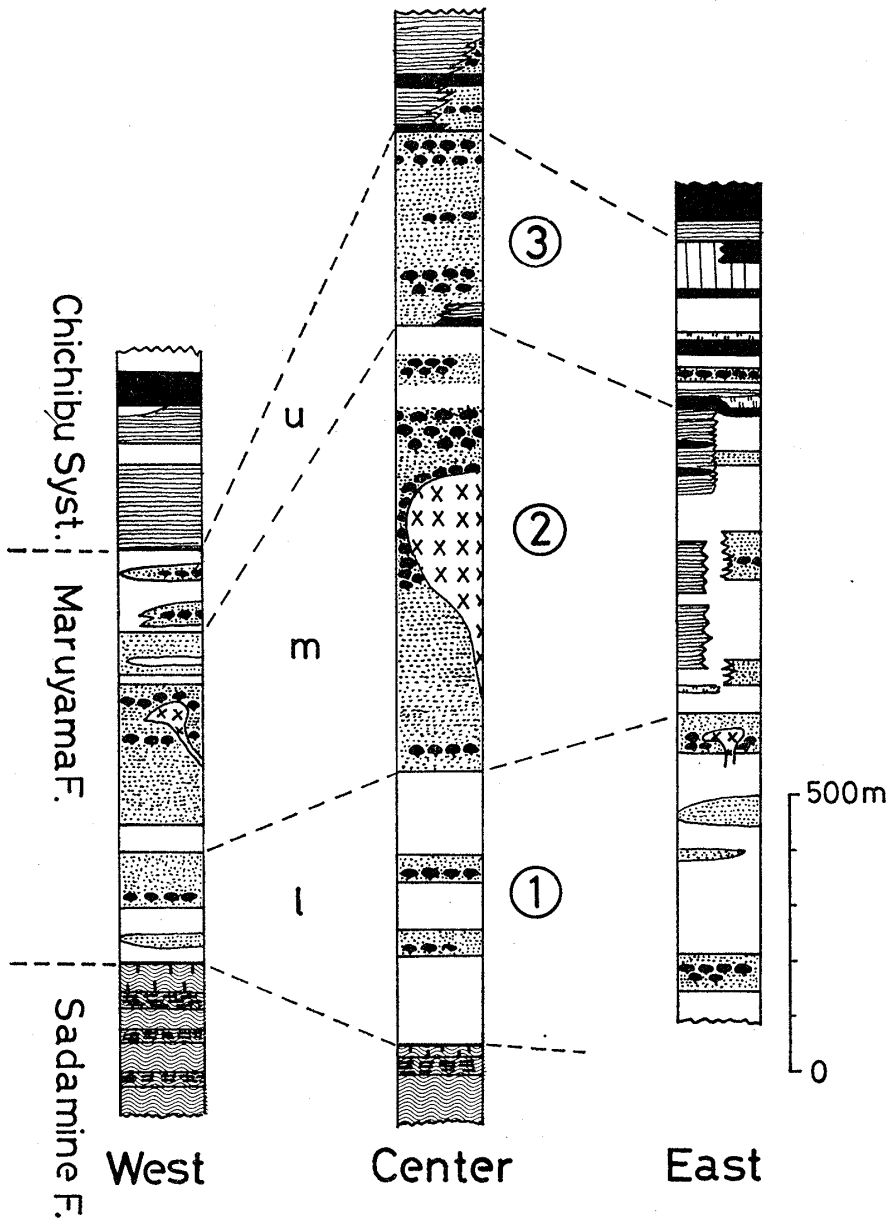
(岩相) 下部層は砂サイズ以下の火山碎屑岩類 G-1 と火山角礫岩 G-3 がほぼ等量であるが、中部層では火山角礫岩 G-3 が圧倒的に多く、その中を各種の貫入岩類 G-6 が貫いている。貫入岩の一部は溶岩類 G-4, G-5, 火山碎屑岩類 G-1 と同時期の火山活動に属する。上部層では砂サイズ以下の火山碎屑岩類 G-1 が再び多くなっているが、G-3 の角礫岩類もいぜんとして分布している。これらの特徴を手懸りとして、岩相変化急変層準付近の鍵層を用いて各部層区分の基準とした。なお、上部層には非火山性堆積岩類に含められるチャート、石灰岩、砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層が多量にはさまれてくる。

c) 未区分秩父系中生層

丸山累層の上部にはレッドチャートを含む各種チャート、赤色頁岩起源岩類、泥質頁岩起源岩類(頁岩、粘板岩など)、砂質岩類起源岩類(硬砂岩)、砂岩・泥岩互層起源岩類(泥勝互層、砂勝互層)、石灰岩などが分布する。一部には緑色凝灰質岩類(G-1 相当、ここではいわゆる輝緑凝灰岩)、火山角礫岩類(G-3)、枕状溶岩(G-5)をはさ



第5図 層序模式地
 黒い太線が模式地の
 ルートをしめす。
 ①, ②, ③の番号は
 それぞれ丸山累層下
 部層, 同中部層, 同
 上部層の模式地をし
 めす。A-B, C-D,
 E-Fは第3図の断面
 図の位置。



第6図 模式柱状図

岩相変化が激しいので調査地域の西部 (West), 中部 (Center), 東部 (East) の三部に分けて模式柱状図を作製した。おおよその位置は第5図の A-B, C-D, E-F の位置である。背斜・向斜の両翼での岩相が同じでない場合、南側の資料が左側に、北側の資料が右側に記されている。

んでいる。

上限は未調査である。層厚は不明。丸山累層とこの未区分秩父系中生層とは整合関係にある。

d) 上横瀬層

本調査地域の西端部には新第三系の泥岩・砂岩・礫岩よりなる上横瀬層 (秩父町層群, 渡辺ほか, 1950) が分布している。定峰累層・丸山累層・未区分秩父系中生層とはいずれも断層関係にある。

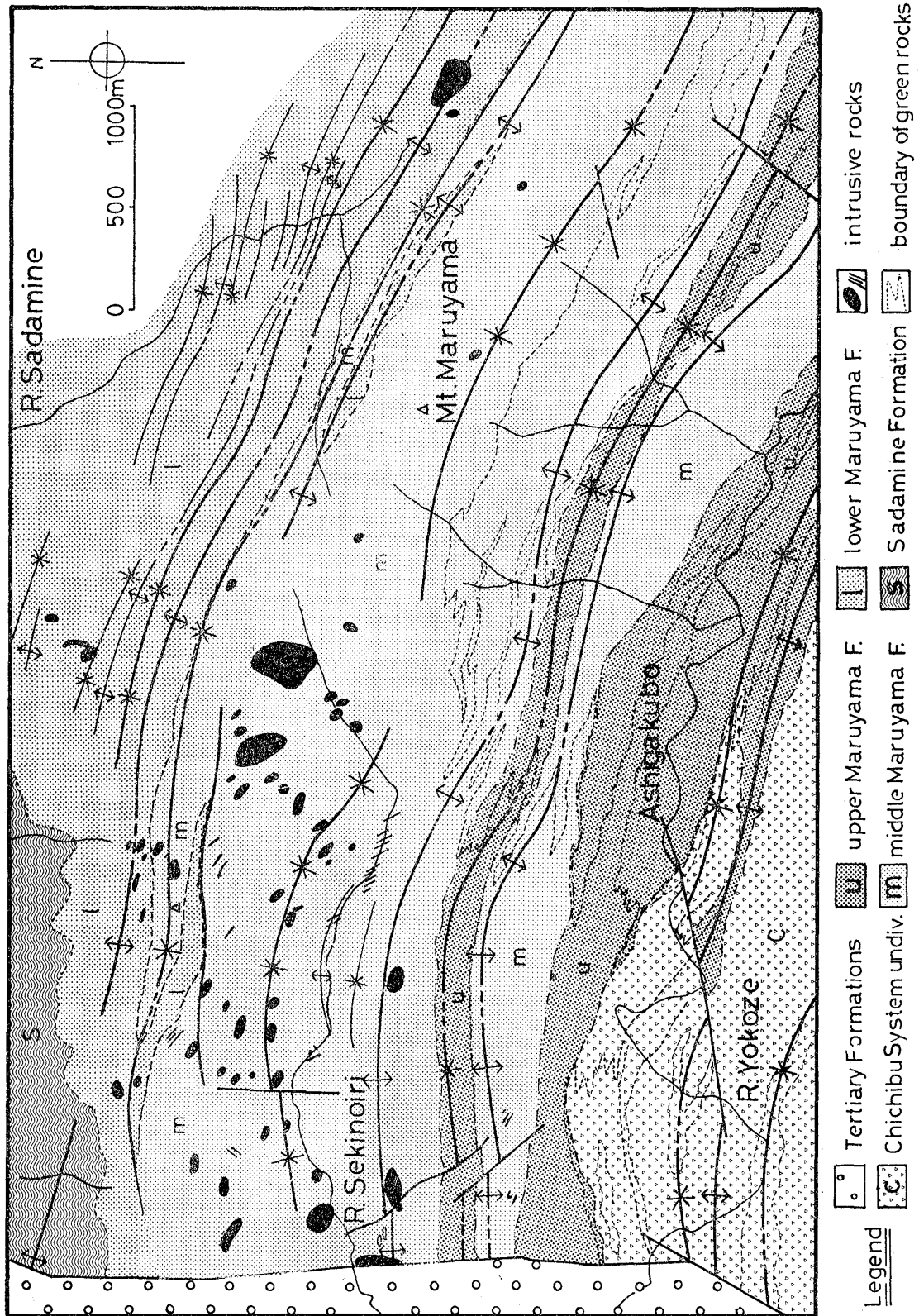
火山岩類

緑色岩類の産状・分布より復元することのできる海底火山活動の概要を次に述べる。

a) 堆積サイクルと火山体の構造 川地, 姥神, 野外

活動センター北等のいくつかの連続露頭では、溶岩から各種火山碎屑物に至る堆積のサイクルを認めることができる。このサイクルにはおおよそ枕状溶岩 (G-4) からはじまって、粗粒な火山角礫岩 (G-3), 細粒な火山角礫岩 (G-3), 枕状溶岩 (G-4), 塊状溶岩 (G-5), 各種火山角礫岩 (G-3), そして上部に比較的厚い砂質碎屑岩類 (G-1), さらにその上に泥質ないシルト質の碎屑岩類 (G-1) がのって終りとなる。この一連の堆積サイクルの最下部と中部にときとして円礫 (G-2) を含むことがある。これらの堆積作用のサイクルは噴火活動の周期性にもとづくものである。

単層の厚さは数 m から 100 m 以上のものまでである。枕状溶岩の横断面の長径は平均 70~80 cm であるが、



第7図 地 質 図

火山岩類と非火山性堆積岩類の境界を短い破線でしめしてある。地質断面は第3図参照。

噴出口に近い地点、貫入岩体の周辺部では 1 m を越すものもある。これらの地点から離れた所では 10~30 cm のものもある。同一単層中の火山角礫岩(G-3)の粒度は、岩体・枕状溶岩からの距りが大きくなると減少する傾向にある。ハイアロクラストイト(G-1)は溶岩の前面に発達するが、詳細に見れば極めて広範囲に分布しており、粒度変化も著しいことがわかる。ハイアロクラストイトを含む泥質ないし砂質に至る火山碎屑物よりなるタービダイト層も定峰川上流など各所で観察される。堆積のサイクルは数回繰り返されることによって、火山の裾野からの比高数 100 m から 1,000 m 前後におよぶ小海底火山が形成されている。小海底火山の裾野、斜面上での重力と海流の作用が地殻変動の衝撃とあいまって、上述のタービダイトの形成をうながしているであろう。

b) 貫入岩体 はんれい岩体(G-6)は 36 個ほど記載されているが、いずれも数 m から数 10 m 大の小さな岩株、岩脈ないし火山岩栓状のものである。直径が 100 m を越すものとしては丸山岩体・高篠岩体、都幾川上流の都幾川岩体の 3 岩体のみである。丸山岩体は比較的細粒で、斑状の玄武岩ないし粗粒玄武岩と呼んでも差し支えないようなものであるが、主要部分は周辺岩類を切って貫入している。この岩体の上部では枕状溶岩に類似した急冷構造をしめしており、溶岩に移化する浅いタイプの貫入岩と考えられる。鏡下では斜長石・単斜輝石残晶などの斑晶と石基の区別がつく部分が多く、気孔の存在も確認できることがある。都幾川岩体では全体的に数 cm 大の斑状(斜長石斑晶の密集による)をしめしており、岩体中央部に数 m 大のトロンニエマイト脈を見出すことができる。この地域では数 10 m 大の小岩体の方が却って構成鉱物の粒径が大きく、数 mm から 1 cm 大を越える普通輝石の密集したはんれい岩質ペグマタイト脈(パンペリー石、プレーナイトを伴う)が多数産する。これら各種岩体は海底火山の噴出口下部の火道付近に相当するものであろう。

c) マグマ噴出口の配列 この地域の火山活動の重要な性質の一つは、マグマの噴出口が極めて多数分散して配置していることである。これらの噴出口から供給されたマグマの量は、鳥弧上の火山などの場合と比較すると極く少量のものである。噴出口の数は 1 km² あたり 20 ないし 40 程度であり、丸山累層中の火山噴出物の単位面積当りの体積を噴出口で割り、火山の大小のばらつきを考慮すると(2桁の安全係数を見込んでいる)、一つの噴出口からのマグマの流出量は、数 1,000 m³ から数 100,000 m³ 程度のものであったと推定される。これは

おおよその推定だが海底火山活動の様子を知るのには充分役立つ程度のものである。これらのマグマの噴出口の配列とその性質については資料がやや不足であるが、以下簡単に問題点について触れておくことにしよう。

まず第一に、噴出口群は面的なひろがりをもっているが、その中でもある程度の帯状配列ないし、線状配列をしているものと推定できそうである。岩相図(第2図)、地質図(第7図)を比較検討してみると、小貫入岩体は中部層準に集中して露出しており、ほぼ WNW—ESE 方向に配列している。それらの露出層準には地域によっていくらかのずれがあって、東側の岩体ほど下部層準側に、また西側の岩体ほど上部層準側に出現する傾向があるように読みとることができそうである。

もう一つの興味ある事実は噴出口が背斜軸上に並んでいる露頭がかなり多く観察されることである。地層の浸食部位の発達の仕方と調査密度との関係があるので厳密な証明は今後の課題であるが、次のような推論を可能とする事実が多数見出されている。即ち、枕状溶岩(G-4)、塊状溶岩(G-5)が背斜軸部で厚さを増し、各種火山碎屑物の粒度分布がこの長軸付近に位置する噴出口からの距りに比例して細粒化しているようにみさせることである。この碎屑物分布の長軸方向とそれに直交する短軸方向の比は 10 ないし 50 ほどもあって長円状のドーム列をつくっている。このことは割れ目噴火(fissure eruption)による小噴火口列の存在を推定する根拠となり得るであろう。この地域の大規模な褶曲運動は地層の形成、火山活動の時期とはかなりへだたっていると推定されるので、褶曲運動と火成活動とが直接的に関係をもっていたとは考えにくい。火道群を含む小火山列が抵抗体となって後の変形運動の中軸となった可能性は十分に考えられよう。

地質構造

ここでは本調査地域で観察される主要な地質構造、褶曲と断層について述べる。

a) 褶曲 この地域で観察される褶曲軸はかなり連続性がよく、軸長は数 km から数 10 km もあって、おおよそ WNW—ESE の方向をしめす(第2図、第7図)。半波長は 500 m ないし 100 m 程度のももの多いが、500 m 以上のものもある。また半波長数 10 m の褶曲も北部の定峰川上流に多数見られるが、それらは連続性が不明である。連続性のよい褶曲軸が東西にまたがる各種岩相、緑色岩類分布地域と非緑色岩類分布地域の両者にまたがってひろく連続していることは本研究ではじめて

明らかにされた。この褶曲軸は詳細に見ると、軸そのものが全体としてゆるやかに南あるいは北に波曲している。西端付近では東西方向に近くなっている。即ち、大規模な構造としては北側に凸であるが第2図、第7図の中央付近の丸山と高篠山の間あたりでは南に凸の形状を見せている。この褶曲軸の曲率の変換点はおおよそ象ヶ鼻—朝日根構造線(前田, 1954)の延長部であって、NNE—SSW 方向に地下構造単元の境界部がひそんでいる可能性も考えられる。北部の定峰川上流部では、おおよそNW—SEないしE—Wの走向で 10° ないし 50° 南に傾斜しているが、その中に背斜・向斜の一對の褶曲軸を認めることができる。この定峰川上流部では小規模な褶曲構造が観察され、部分的には逆転構造も認められる。丸山累層下部層は丸山の北部にのみ分布するが、ここでは一般的に南に傾斜し、おおよそ 10° 前後のゆるやかな傾斜であるが、南に向かうに従って傾斜を増し、平均して 60° 前後に達する。この間で3本の小規模な褶曲を繰返している。褶曲軸の一部は、これにゆるやかに斜交する断層によって切られている。また、一部では軸部付近に走向断層の存在が推論されることもあるが観察されてはいない。中部地域では2本の主要な褶曲軸が認められ、一般的には 10° ないし 80° 南に傾斜しており、南側ほど傾斜を増す。南側に分布する上部層分布地域では2本の褶曲軸を認めることができる。

この地域の褶曲軸は全体としてゆるやかに(10° ないし 20° 前後)SE方向に傾斜し、もぐり込んでいるものと推定される。

b) 断層 この地域で観察された断層としては川地地域のE—W系統のもの、関ノ入沢地域のNW—SE系統のもの、姥神沢地域のNE—SW系統のものなどがある(第2図)。また、赤谷沢上流、姥神沢上流では走向断層ないし、走向にほぼ平行な鋭角の断層が観察される。いずれも連続性のよいものではなく、断層の性質、落差なども不明のものが多い。秩父盆地の第三系との境界を画する断層も崩壊した土砂などのために断片的にしか確認できない。

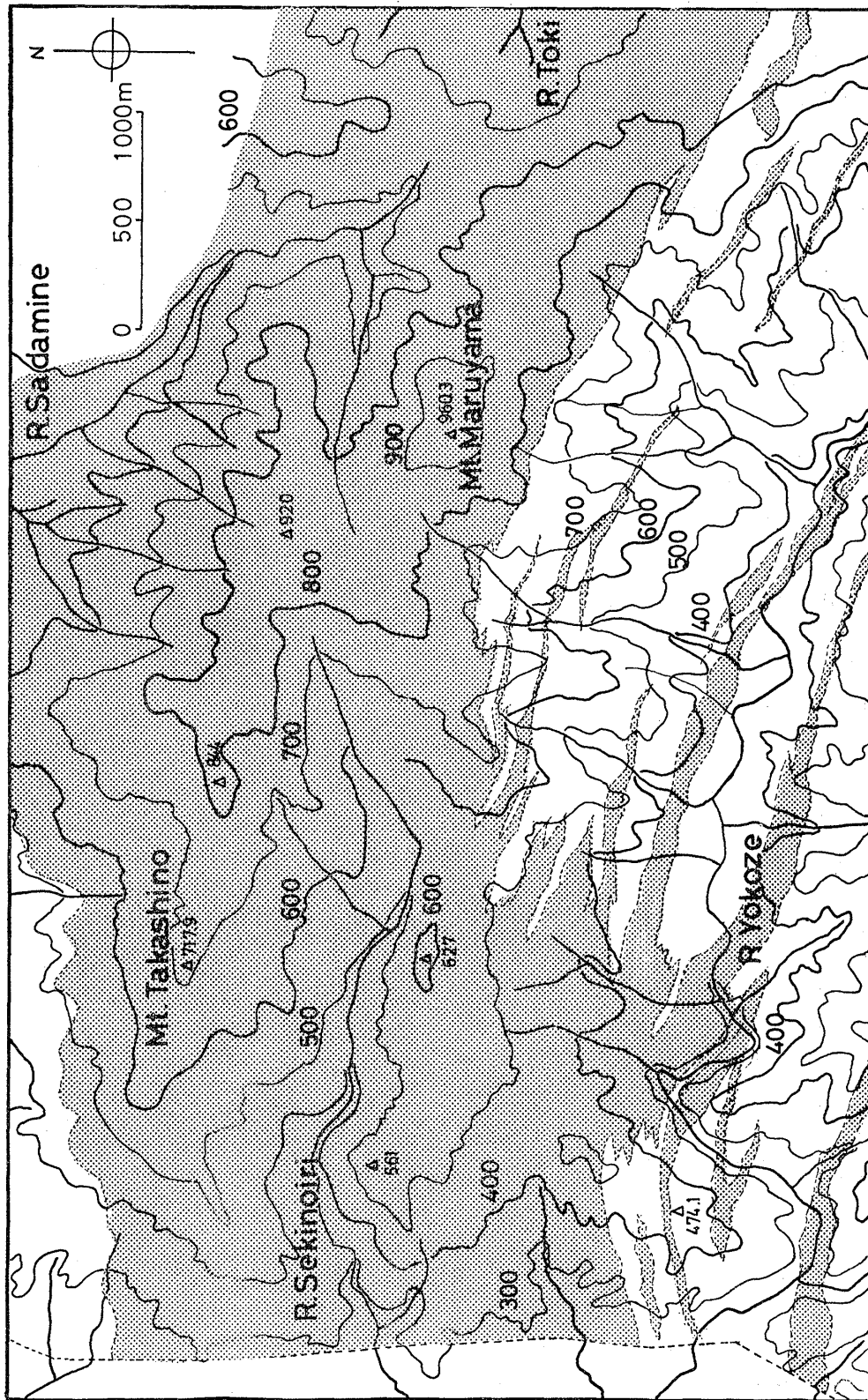
討論と今後の課題

本調査地域の火山活動は無点紋結晶片岩よりなる定峰累層の堆積時末期にはすでに部分的に開始されていた。その火山活動は丸山累層中部層堆積時には最高潮に達し、上部層堆積時には終息に向かうことになるが、この終息時期には地域的なずれがあり、これが南西部での緑色岩類の半島状の突出の原因とつながっていると考えられ

(第8図)。いずれにせよ、北側の^{かまぶた}釜伏山より二本木峠・大霧山を経て本地域にかけて広範囲の海底火山活動(低カリ型ソレイアイト質玄武岩質マグマ、梶間ほか, 1978)があったことがわかる。これは海底地殻中に多数平行して配列する地殻弱線に沿った割れ目噴火群として特徴づけられるであろう。この弱線は先三波川系の基盤岩中に存在していたと見ることが可能であろう。そしてこれまでに考察してきた各種火山岩類は、基本的に現地性の火山噴出物であって、異地性のテクトニックメランジェ・オリストストロームのようなものは認められなかった。丸山累層上部にはまれに石灰岩レンズをはさんでいる。これはこの形成時期に噴火口列が海面近くに配置し、サンゴ礁の形成を可能としたことを意味するものであろう。

INOUE(1974)の地質図は本地域を包含しているが、その中で彼は下部より御荷鉢層を含む三波川変成岩類、柏木層、万場層に帯状に分けている。また、本地域の南方に接するように上吉田層を認めている。最近、久田(1982)、指田ほか(1983)は同じく南側方面からジュラ紀の化石を報告している。これらのことを考慮すると、層序・構造の細部については今後の研究にまつべき点が多いようである。

本調査地域は関東山地東北部の見掛け上比較的単調な地質構造単元の南端に接するような形で位置している。北側の単調な構造とは対称的にここでは多数の背斜・向斜があり、その西端はNNW—SSE方向の出牛—黒谷断層で境されている。この北と南の二つの地域を仮りに弱褶曲地域・強褶曲地域と名付けるとすると、その境界は本調査地域の北側をかすめて定峰川付近より都幾川方面にWNW—ESE方向にのびている。本調査地域の属する強褶曲帯は地形的には東秩父地溝帯に沿ってWNW—ESE方向に配列している。一方、北側の弱褶曲帯はゆるやかなドーム・ベーズン構造で特徴づけられる地域であって、この中にはいわゆる安戸窓(HUZIMOTO, 1937)も含まれている。この地域には上述のWNW—ESE方向の軸をもったゆるやかな背斜・向斜の他にも、N—S方向の軸をもった背斜・向斜の存在が認められるが(INOUE, 1974)、全体としては連続性のよいN—S方向の断層によって区切られている。著者らの一人矢島(1981)はこの北側につづく関東山地東北部にN—S系断層で区切られた不動山ブロック、登谷山ブロック、寄居ブロック、武蔵嵐山ブロックの存在を認めている。これらN—S系断層群によって区切られてはいるが、この地域のN—S方向の軸をもった褶曲群のそれぞれの東翼・西翼を比較



第8図 横瀬村、丸山付近の緑色岩類分布図、ハミ目模様は緑色岩類

してみると、これらの褶曲が東西で非対称型であることがわかる。従って、秩父盆地より本地域を経て東部の都幾川方面に至る断面図をつくると、一種の覆瓦状構造ないし、将棋倒し構造のような基盤ブロックの東側への傾動が認められ、その上の地層群が非対称褶曲をしていることがわかる。本地域内に限れば、WNW—ESE方向の主要褶曲軸が全体としてゆるやかに東方向にもぐり込んでいることが上述の事柄に対応している。そこで、ここでは秩父盆地東縁のN—S系断層の更に西側では基盤地塊の傾動による沈降が大きく、基盤の上に秩父盆地の第三紀層が厚く分布しているが、その東側に接する緑色岩類分布地域では隆起量が大きく、基盤の下部層が露出することになる。本研究を通じて調査地域の地層(丸山累層)が最大1,640mと従来考えられていたよりかなり薄く、このことが後の隆起運動や浸食作用と結びついて褶曲変形を受けた岩石の上下関係が交錯して地表に露出していることがわかる。そして、詳細に観察すると、帯状の褶曲地域の中にも小さなドーム・ベーズン状の構造がみられ、それが火成活動に関連していることが推定できる。

最後に藤本による「大霧山ナッペ」の衝上断層面とされたいわゆる刈米—黒山線について検討を試みよう。第8図には本調査地域の緑色岩類の分布をしめしてあるが、この図と藤本の研究を比較検討してみると、藤本が大規模な衝上断層面としてとらえたものは岩相分布境界のうちの顕著なものごとであった可能性が高い。もし、この付近に藤本の提唱したような大断層があったとすると、それは丸山の南側斜面から芦ヶ久保の横瀬川付近まで下ってくることになり、今回追跡調査された東西方向に交錯する指交関係にある岩相のほとんど全ての部分を斜めに切らなければならないことになる。このような野外事実はこれまで観察されていない。また、もし藤本が図示したように(HUZIMOTO, 1937)、それが高角度の断層であり、かつ走向断層に近いものであるとすると、その断層は、緑色岩の古生層上への押しつぶせという自らのナッペ理論と矛盾したものとなる。一般的には、火山体の斜面地域には低角度の断層群が容易に形成され、海底地這りの様相をしめすことが知られているから(MACDONALD, G., 1972)、重力による岩相境界面の滑動の可能性は充分考慮されなければならないのは当然である。然し、藤本の論じたような北から南への大規模な水平移動を意味するような衝上断層はその模式地において見出されていない。藤本の「大霧山ナッペ」提唱の主要な動機となった関東山地東部での緑色岩類の南への張り

出しは、出牛—黒谷断層をへだてての西側と東側の地塊運動の差によって総合的に把握することができ、容易に説明できるものと考えられる。この詳細は別の機会に考察を試みたい。

上述のような考察の結果として、井尻ら(1944)の整合説は大筋において正しく、またSEKI(1958)の岩相分布図、断面図はかなり適確な事実を表現していることがわかった。本研究の調査地域外ではあるが、三波川変成岩類の最下部、従って丸山累層よりも下部の層準では、この整合ないし整合状の緑色岩類のゆるやかな構造の下部には押しつぶされた複雑な変形がかくされていることもまた野外的事実である。ただ、これが大規模な押しつぶせによってしか説明し得ないかどうかは疑問である。内田(1978)が指適しているように、ナッペ説の当否の問題は局地的な個々の露頭解釈だけでは容易に結論を出すことのできない広域的・総合的問題であると考えられる。従って、この問題の全面的解釈には、より広域的かつ総合的調査と検討が必要であろう。本研究はその糸口として、関東山地におけるナッペ説提唱の模式地の地質学的特質の一端の検討を試みたものである。

文 献

- 秩父団体研究グループ, 1961: 神流川流域の秩父古生層について. 地球科学, **57**, 1-11.
- 久田健一郎, 1982: 関東山地東南部の秩父帯・四万十帯北帯の層序と地質構造. 地質学会講演要旨, 207.
- 堀口万吉, 1980: 埼玉県の地形と地質. 埼玉県市町村誌総説, 埼玉県, 274-320.
- 藤本治義, 1926: 関東山地東縁部の地質学的考察. 地質雑, **33**, 119-142.
- HUZIMOTO, H., 1937: The Nappe Theory with reference to the North-Eastern Part of the Kwantō-Mountainland. *Sci. Rept., Tokyo Bunrika Daigaku, Sec. C. no. 6*, 215-244.
- 井尻正二・杉山隆二・小川賢之助・岩井四郎・和田 信・渡辺善雄・木村 正, 1944: 関東山地に於ける押し被せ構造の再検討. 東京科博研報, **14**, 1-13.
- INOUE, M., 1974: Geologic structures of the Chichibu terrain in the Kanto Mountainous land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. II*, **19**, (1) 1-25.
- 梶間幹雄・荒井 豊・矢島敏彦, 1978: 関東山地横瀬地域のみかぶ緑色岩類と斑れい岩群について. 地質学会講演要旨, 312.
- 河内洋佑, C. A. LANDIS, 渡辺暉夫, 1976: ハイアロクラスタイト. 地質雑, **82**, 355-366.
- KORO, B., 1888: On the so called crystalline schists of Chichibu. *Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo.*, **2** (2), 77-141.
- 久野 久, 1954: 火山及び火山岩. 岩波全書, 383 p.
- MACDONALD, G. A., 1972: *Volcanoes*. Prentice Hall,

pp 510.

- 前田四郎, 1954: 関東山地東部の地質構造. 千葉大文理紀要, 160-165.
- 大久保雅弘・堀口万吉, 1969: 万場地域の地質 (5万分の1万場図幅, 同説明書). 地質調査所.
- 指田勝男・猪郷久義・滝沢 栄・久田健一郎・遠西敬二, 1983: 関東山地のジュラ紀放散蟲. 地質学会講演要旨, 197.
- SEKI, Y., 1958: Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, in central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.* **24**, 233-258.
- , 1960: Distribution and mineral assemblages of jadeite-bearing metamorphic rocks in Sambagawa metamorphic terrains of central Japan. *Sci. Rept., Saitama Univ. ser. B.*, **3**, 313-320.
- 朱雀智介, 1941: 関東山地槻川上流の所謂御荷鉢式岩石に就いて. 地質雑, **48**, 62-74.
- 徳田 満, 1976: (武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・原郁夫, 1977: 三波川帯と秩父帯の構造的関係, 三波川帯, 秀敬編, 広島大出版研, 107-151) より再引用.
- TORIUMI, M., 1975: *Petrological study of Sambagawa metamorphic rocks, the Kanto Mountains, Central Japan*, University of Tokyo Press, pp 99.
- 矢部長克, 1920: 関東山地北東部の地質構造. 地質雑, **27**, 129-149, 187-198, 243-251.
- 矢島敏彦・荒井 豊・梶間幹雄, 1977: 関東山地北東部緑色岩類の分類学的考察. 埼大教育紀要, **26**, I (数学・自然) 35-59.
- 矢島敏彦, 1981: 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, **20**, 187-206.
- 安戸団体研究グループ, 1974: 埼玉県堂平山付近の御荷鉢緑色岩中の溶岩流. 地質雑, **80**, 331-333.
- 内田信夫, 1966: 御荷鉢構造線. 成蹊大学政経論叢, **16**, 3, 174-199.
- , 1978: 関東山地北部のデッケ説について. 地学雑誌, **57**, 1, 16-25.
- UCHIDA, N., 1981: Major-element petrochemistry of lavas and tuffs from the Sambagawa and Chichibu terrane. *Seikei Ronsō*, **20**, 1-138.
- 渡部景隆・新井重三・林 唯一, 1950: 秩父盆地第三紀層の地質学的研究. 秩父科学博物館研究報告, **1**, 29-92.