

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

小勝幸夫¹・小林洋二²・渋谷 紘³・武井暁朔⁴・竹内敏晴⁵・角田史雄⁶
堀口萬吉⁷・町田二郎⁸・村井武文⁹・吉田弘安¹⁰・吉羽興一¹¹

(1970年2月18日 受理)

I ま え が き

関東山地北東縁の寄居・比企地域には、第三紀層、古生層、三波川結晶片岩などの他、石英閃緑岩、“跡倉層”など様々の地層・岩石が分布する。しかし、これら地層・岩石の相互関係や、当地域の地質は、従来、充分に解明されていたわけではない。そこで、筆者らは1964年以来団体研究を行なってきた。当地域に分布する中生代後期に属すると思われる地層の年代が古生物学的に未確定なことなど、まだ未解決の問題も少くないが、関東山地北東縁部に属する当地域が、構造的に特殊な地域であることがはっきりして来た。これ迄の研究の一部はすでに簡単に報告したことがあるが(武井ほか, 1967, 1969), ここで、中生代後期の地層・岩石を中心として総括的に報告する。

この研究に際しては、山下昇, 木崎喜雄, 端山好和の諸氏からは、数々の貴重な御意見をいただいた。また、山下昇氏には研究上何かと便宜をたまわり、端山好和氏には岩石薄片に関して御教示いただいた。厚くお礼を申し述べる。次の方々は、野外調査に参加され調査の一部を援助されると共に、現地では有益な意見を聞かせていただいた。秋山清則, 新井千秋, 平野英雄, 細谷尚, 飯島治男, 小林健助, 宮崎重雄, 野口正, 小川浩, 佐藤陸司, 関口善行, 杉田哲夫, 鈴木達郎, 高野豊治, 滝沢文教, 富沢尚明, 若井由司, 山田進, 山口豊, 吉田孝太郎。また、この研究が、西日本内帯総研, および UMP・Bゾーンの研究の一環として行なわれるにあたり、池辺展生, 牛来正夫, 山下昇, 藤田至則の各氏をはじめ、関係各位の御指導をいただいた。深く感謝の意を表す。

なお、この研究の熱心な推進者であった馬場太加氏は、研究の完成をまたずに急逝された。この研究を同氏の霊前にささげて、冥福を祈りたい。

II 研 究 史

関東山地北東縁部の地質については、古く鈴木(1888)

1. 埼玉県立越ヶ谷高校, 2. 金沢大学, 3. 埼玉県立川越高校, 4. 桜成学園高校, 5. 埼玉県立春日部高校, 6. 東京教育大学, 7. 埼玉大学, 8. 寄居町立男衾小学校, 9. 埼玉県大宮西高校, 10. 東京都立駒場高校, 11. 藤岡市立小野中学校

などにより、地質の大要が示された。その後、藤本(1926, 1937)により、この地域の古生層を中心とした地質構造が研究された。比企丘陵の第三紀層分布地域については、小林(1935)の総括的研究がある。

1950年に、渡部・菅野・高野・村山は、寄居一小川一比企地域の第三紀層の研究結果を発表した。この論文では、当地域の金勝山石英閃緑岩の進入時期は、新第三紀初期とされた。渡部らは、新第三紀初期に顕著な変動があり、その証拠が当地域で良く認められるとして、これを寄居造山運動と呼んだ。金勝山石英閃緑岩は、寄居造山運動に伴う進入岩体と考えられた(WATANABE, 1954)。また、この研究により、当地域に跡倉層と石英斑岩が分布することが報告された。

すでに1940年代に、藤本(論文は1953)と杉山(1943)との間に、関東山地北西部の下仁田地域の跡倉礫岩の成因をめぐる大きな論争があった。藤本はこの礫岩が堆積岩であり、根無地塊を形成すると主張するのに対し、杉山は、これは礫岩様岩石ではあるが、特殊な条件下で進入した火成岩であると主張した。この論争は意見が対立したままで終わったとされているが、当時、寄居地域の跡倉礫岩についてはふれられなかったようである。

藤本の意見は、1953年に論文として出たが(藤本・渡部・沢, 1953)、寄居地域にも「跡倉層と類似の岩層」があり、「跡倉推し被せの延長がこの方面にまで延びている疑がある」と述べられている。

当地域の“跡倉層”については、その後、前田(1954)による研究があり、“跡倉層”は古期岩層中に断層ではさみ込まれているとされた。

III 問題の提起と研究の実施

関東山地北縁部の地質については、群馬県下仁田町付近で跡倉団研グループによる研究が1960年以来行なわれ、1963年迄に、石英閃緑岩、ホルンフェルス、およびこれらを不整合におおう跡倉層が根無地塊を形成することが認められた。同時に、従来の“跡倉層”の細分が試みられた(新井ほか, 1963)。その後も同グループにより研究が続けられ、次の様な重要な事実が判明した。す

なわち、下仁田町付近に分布する神農原礫岩層は従来第三紀層とされて来たが、中新統の富岡層群に不整合におおわれ、南蛇井層などと共に、西南日本内帯の後期中生代の火山活動の産物（濃飛流紋岩など）に対比し得るということである。その結果は 1966 年に発表された（新井ほか, 1966）。それによると、下仁田地域では、関東山地北縁に幅 2~3 km の下仁田構造帯と呼ばれる地帯が識別され、南蛇井層などはこの構造帯内に分布し、西南日本内帯の要素と考えられている。更に、下仁田地域の跡倉層のクリッペの根は下仁田構造帯であろうとされている。

一方、寄居地域では荒川沿岸において、地質調査所の研究者達により、白亜系が存在するという報告がなされた（矢崎ほか, 1963; 福田, 1963; 矢崎・宮下, 1963）。簡単な文章であるため詳細は不明であり、更に、研究者により意見の相違があるようだが、大局的には、それは従来寄居礫岩層とされたものの少くとも一部を指していると思われる。筆者らのうちでも、村井は、吉見丘陵の結晶質岩類が、片麻岩、角閃岩などであることを報告し（MURAI, 1965）、小林（1965）は、比企丘陵の第三系分布地域中に、花崗岩が存在することを明らかにした。

上述の資料に基づいて、筆者らが提起した問題は次の通りである。

1. “跡倉層” および石英閃緑岩は、寄居地域でも下仁田地域と同様に根無地塊だろうか？

2. 寄居礫岩とされていたものの少くとも一部が、より古い年代のものではないかという予想は、筆者らの予備調査で確認された。この岩石と寄居石英斑岩とは、それぞれ、下仁田構造帯に分布する神農原礫岩や花崗斑岩と酷似している。両地域のこれらの岩体がそれぞれ対応するものならば、下仁田地域では結晶片岩の北側に分布する岩石が、寄居地域では結晶片岩地域に分布することになる。これはどういうことを意味するのだろうか？

3. 関東山地北東部では、内帯と外帯の境界はどこを通るのだろうか？ このことは、比企丘陵において、上述のように、花崗岩の存在が知られたことや、吉見丘陵から、片麻岩、角閃岩などが報告されたことなども関連した重要な問題である。

以上の問題と取組むに当り、筆者らは、野外調査では主要ルートについては間縄を使用し、1/1000~1/5000 の踏査図を作成した。調査は 1964 年 10 月から 1968 年 5 月迄の間に 33 回にわたって行なわれ、踏査日数は延約 270 日である。岩石薄片は、各種合計約 400 枚作製した。薄片の検鏡は、村井と武井が行なった。

IV 地質の概要

筆者らが研究対象とした地域は、関東山地と北東側の比企北丘陵にまたがり、寄居から南東の菅谷（武蔵嵐山）に至る延長約 18 km, 幅 4~6 km の地帯である。北東縁は粕川、南西縁は官ノ倉山に達する。

粕川沿いの粕川断層と、官ノ倉山北斜面を通る官ノ倉断層にはさまれた地帯は、多種類の地層・岩石が複雑に分布しており、その南側および北側とはきわだって異なった特徴を示す。すなわち、第三紀層、白亜紀層、石英斑岩、石英閃緑岩、花崗岩、結晶片岩などが認められ、それらは大観して、北西-南東方向の帯状分布を示す。この地帯内の上述の地層・岩石は、地帯外のものに比べて一般に強く擾乱を受けており、特に石英閃緑岩の圧碎は一般的である。関東山地の古期岩類と北側の新第三紀層分布地域との間に、このような特殊な地帯が存在することは、注目に値しよう。

V 地層と諸岩類

1. 秩父古生層

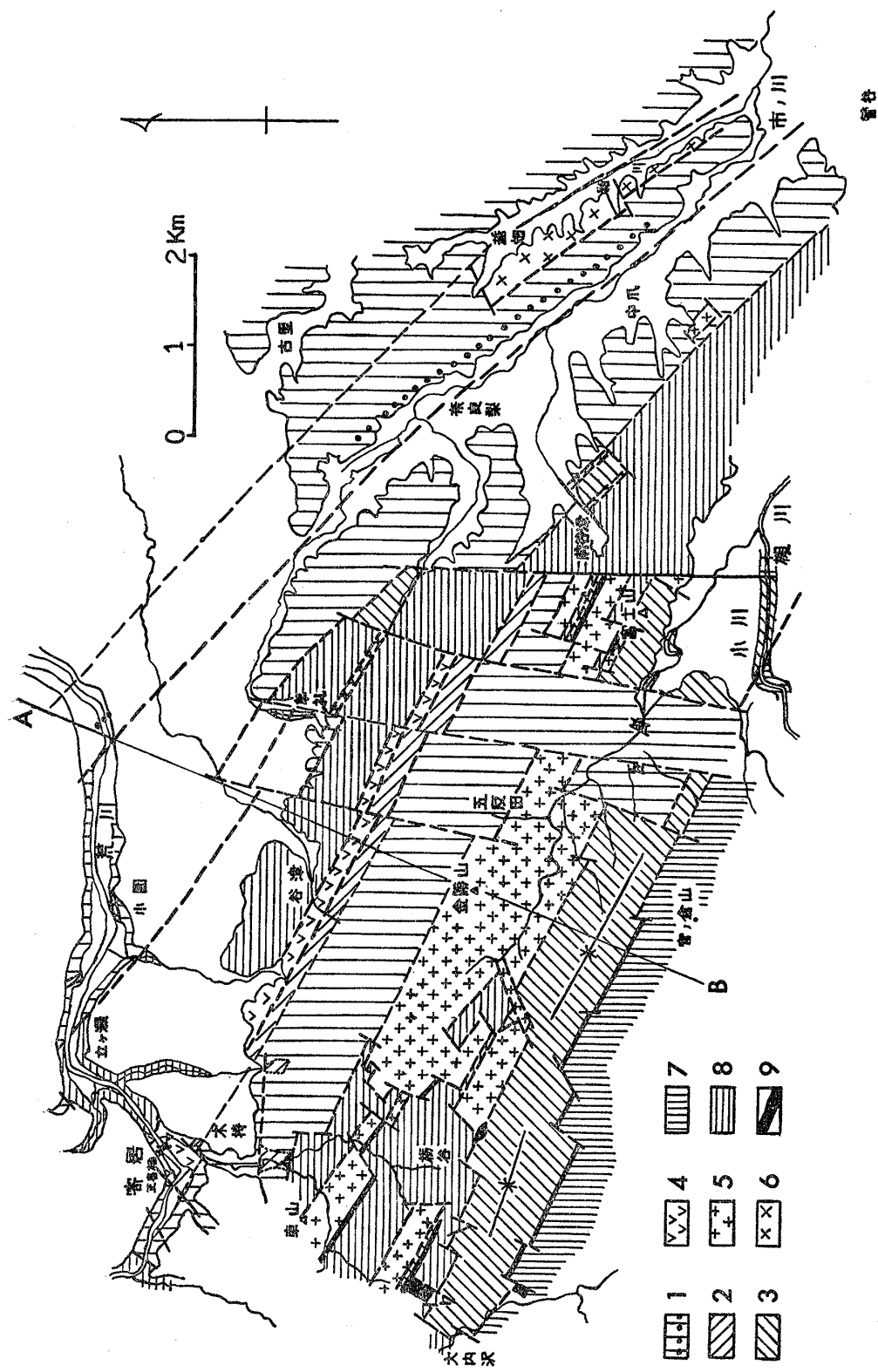
官ノ倉断層以南に認められるもので、調査地域内では、居養-官ノ倉山の陵線を中心に分布する。チャート、シャーlustain、砂岩、粘板岩、石灰岩などで構成される。特に北縁部では千枚岩といっても良いものも少なくない。地域内では地層はほぼ垂直の構造をもつ。藤本（1937）の云う“安戸フェンスター”の北端部のものである。北側は白亜系の枌谷層と上述の官ノ倉断層で接する。断層に沿ってしばしば蛇紋岩が認められる。

2. 三波川結晶片岩

秩父古生層の北側の地域に分布する。北縁は、立ヶ瀬-菅谷を結ぶ立ヶ瀬断層で、比企北丘陵の第三紀層と接する。前谷津付近を南北に走る前谷津断層を境にして、東側と西側では明瞭な差異がある。東側はいわゆる点紋帯に属し、黒色片岩、緑色片岩などで構成される。西側は無点紋帯に属し、緑色片岩を主とし、黒色片岩、石灰質片岩を伴う。また斑纏岩、角閃岩なども存在する。このほか、比企北丘陵第三紀層分布地域中に、粕川沿いの杉山付近で、黒色片岩かと思われるものが露出するが、擾乱が強い上、風化が著しいので確実でない。

3. 枌谷層

本層は寄居南方の官ノ倉山の北斜面一帯ないし小川に帯状に分布するほか、富士山北方、牟礼東南方、前谷津



第1図 寄居・比企地域地質図

1 第三紀層 (黒丸は青岩礫岩), 2 木持層, 3 柄谷層, 4 寄居石英斑岩, 5 金勝山石英閃緑岩
 6 越畑花崗岩, 7 秩父古生層, 8 三波川結晶片岩, 9 蛇紋岩

東方などにも小露出がある。なお、富士山は石英閃緑岩であるとされていたが、実際は本層の岩石である。

本層は渡部ほか (1950) により跡倉層と呼ばれたものである。下仁田地域の“跡倉層”との対比の問題も考慮して、本論では、前田 (1954) が使用した名称を再定義して用いる。すなわち、官ノ倉山北斜面一帯、および小川地域において、以前から跡倉層とされていた礫岩を主とする地層のほかに、その南側に分布し従来古生層とされていた砂岩、泥岩も本層に含める。これら砂岩、泥岩は層相や擾乱の程度において、明らかに古生層と区別し得る。

官ノ倉山陵線北側のものは、幅 1km 前後、延長約 9 km にわたって分布し、最も発達が良い。すなわち、西は大内沢付近から東方へつらなり、途中で一旦、小川の第三紀層に断たれるが、再び小川町市街地付近に現われ、同市街地東縁に迄及ぶ。東側ほど幅広くなる傾向がある。北側は金勝山石英閃緑岩または三波川結晶片岩と、南側は古生層と高角度の断層で接する。南限の断層に沿ってはしばしば蛇紋岩が進入している。

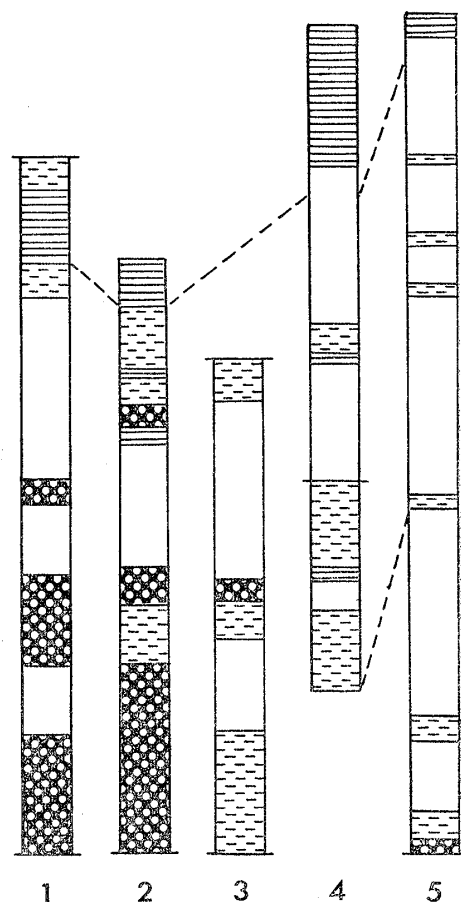
地層は走向 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ 、傾斜 $60^{\circ}\sim 90^{\circ}$ と急傾斜である。走向断層その他により擾乱を受けているが、全体として向斜構造を呈する。

本層は、礫岩、砂岩、泥岩、およびそれらの互層からなり、下位から上位に向って細粒になる傾向がある。また、向斜の北翼の方が粗粒な傾向がある。層厚は 200~500m。

礫岩は向斜の北縁に沿って良く発達するが、その中でも西方ほど顕著で、礫径も大きくなる傾向がある。礫径 10cm 以下の亜角礫~亜円礫が多い。淘汰は良くない。礫の輪廓が判然としないものや、変形して引き伸ばされた礫も時々認められる。礫種は、チャート、砂岩、粘板岩、石灰岩、石英閃緑岩、花崗岩、石英斑岩、斑糲岩、片麻岩などが認められる。このうち、石英閃緑岩は、肉眼でも鏡下でも、金勝山石英閃緑岩と良く似ている。次に、いくつかの礫について、鏡下での観察を記す。

石英閃緑岩 石英、斜長石、角閃石を主とし、黒雲母、更に緑簾石、チタン石を伴う。石英は径 0.2~1.5 mm。一般に波動消光を呈する。斜長石は石英よりやや大で、0.5~2.0 mm。アルバイト集片双晶が普通に認められる。灰曹長石程度である。一般に変質顕著で、絹雲母化、カオリン化している。角閃石は緑色。黒雲母は変質して完全に緑泥石などに変わっている。

花崗岩 石英、正長石、曹長石、白雲母より構成される。それぞれはほぼ等粒で、0.2~1.0 mm。いずれも



第2図 栢谷層柱状図 (向斜北翼)

実線：頁岩，破線：砂岩，丸：礫岩，白：露出不良部，スケール：4.5 mm で約 200 m

1 山居の沢，2 栢谷の沢，3 五の坪の沢

4 西浦の沢枝沢，5 西浦の沢

他形。石英は波動消光顕著。正長石は比較的新鮮。曹長石にはアルバイト集片双晶を認める。双晶面はしばしば曲る。やや変質し、絹雲母化している。

石英斑岩 斑晶は石英と斜長石が主である。石英は大きさ 1~4 mm。円味を帯び、虫くい状。時に斜長石を伴う。斜長石は灰曹長石程度、一般に石英より小さく、0.5~2.0 mm。アルバイト集片双晶が普通に見られる。自形ないしそれに近いものが多い。やや変質して絹雲母化、カオリン化している。これらの他、やや大きい鉱物としては、緑簾石、黒雲母、鱗灰石、チタン石などがある。黒雲母は完全に緑泥石に変わっている。緑簾石は自形を呈するものもある。石基は斑晶と同種の鉱物からなり、それぞれの大きさは 0.1 mm 以下である。

斑糲岩 曹長石、緑色普通角閃石を主とし、緑簾石を伴う。曹長石は短冊状で、長さ 0.3~1.0 mm。アルバイト集片双晶が普通に認められる。陽起石の脈が認められる。

礫岩の膠結物は砂岩であり、次に述べる本層砂岩と同様のものである。

本層の砂岩は、中粒ないし粗粒の青灰色アルコーズであり、時々礫岩と同様な礫を含む。一般に灰色、塊状であるが、しばしば黒色頁岩をはさみ、あるいは数 10cm 単位で頁岩と互層する。頁岩を伴う場合は、しばしばグレイディングが認められる。

砂岩を鏡下でみると、石英、カリ長石、曹長石、灰曹長石などが砂粒として普通のものである。他に、花崗岩片(石英、カリ長石、曹長石の集合体)、緑簾石、黒雲母、白雲母、微斜長石、ルチル、燐灰石、チタン石、ザクロ石、非顕晶質岩片、ホルンフェルス片(?)等がある。砂粒は、ほとんど円磨されていないものが多い。粒径は 0.1~2.0 mm。淘汰は悪い。基質は緑泥石、方解石、粘土鉱物と思われるものなどで構成され、砂粒間にフィルム状に認められ、量はかなり変化するが一般にあまり多くない。砂岩中には時々ブドウ石脈が認められる。

頁岩は黒色でやや砂質である。極細粒砂岩を伴う場合が多い。植物片、生痕(はいあと)などが時々認められる。栃谷の沢では、頁岩中から *Nucula* 様の二枚貝化石を産したが保存が悪く鑑定に耐えない。

牟礼^{むれ}東方、よつ山の本層は、礫岩と砂岩を主とする。北側は第三紀層と推定断層で接する。南側は三波川結晶片岩と断層で接し、よつ山西方の小沢の入口では、この断層に沿って蛇紋岩が侵入しているのを認めた。露出不良であるが、当地域のものは一般に擾乱が顕著なようである。よつ山南斜面では、礫岩の角礫化したものが認められる。角礫の大きさは数 cm~数 10cm である。角礫化しているにもかかわらず非常に良く固結しており、大きな崖を作っている地点さえある。

前谷津東方にも、いちじるしく破砕されてはいるが、本層の礫岩と思われるものが、幅約 300m にわたって認められる。

本層からは、年代決定に役立つ化石は未発見である。本層の層相は、下仁田地域において、新井ほか(1963)が跡倉層(浦河統)と呼んだものとよく似ている。したがって、本層は上部白亜系と考えてよいであろう。

4. 木持層

当地域には、栃谷層以外にも中生代後期の堆積岩と思われるものが存在する。それは、礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層などから構成される。擾乱がはげしく、発達断片的であるため、各地点間の層序関係はもとより、一累層にまとめてよいかどうかもお検討を要する。現在のと

ころ、木持層(新称)として一括して扱う。本層は従来、寄居礫岩層の一部として取扱われて来たが、構造、擾乱の程度、層相などから、寄居礫岩とは区別し得るものである。寄居礫岩に不整合におおわれると判断されるので、寄居礫岩以前のものであると思われる。一方、寄居礫岩は、渡部ほかにより中新世初期のものとされている。木持層の一部が下仁田地域の神農原礫岩と酷似することなども考慮すると、本層はおそらく白亜紀後期~古第三紀のものと考えられる。現在のところ、更に詳細な年代や、栃谷層との関係を示す積極的な資料はない。

本層の分布はかなり断片的であり、小園西方の荒川兩岸、正喜橋南方から東方へ前谷津付近まで、木持南方、木持東南方などに露出する。木持南方および木持東南方では、第三紀層に不整合におおわれると判断されるが、他の場所では周囲の岩石と断層で接する。境界の断層は一般に高角度と推定されるが、木持南方では、結晶片岩といちじるしく低角度の断層で接するのが認められた。

本層は一般に急傾斜の構造をもっており、周囲の第三紀層が一般にゆるい構造を示すのと対照的である。

分布が断片的であり、内部構造も不明なため、本層の層厚はよくわからないが、木持南方では 200m 以上あると思われる。

各地域ごとに記載する。

正喜橋南方から富士山北方にかけて、幅約 100m で東西にのびるものは、すべて礫岩で構成される。礫径は数 cm~数 10cm。比較的円味を帯びる。礫には石英斑岩と花崗斑岩が認められる。石英斑岩礫は、寄居石英斑岩とかなり似ている。礫同志は密着しており基質は少ない。一般に擾乱がいちじるしく、細かな断層や割目が発達する。

石英斑岩礫の鏡下での観察を次に記す。斑晶は石英、正長石、曹長石および少量の黒雲母よりなる。大きさ 3~4 mm、時に 1cm に及ぶ。長石は自形に近いが、石英は不規則で虫くい状。長石はかなり変質している(絹雲母化、カオリン化)。黒雲母は大部分緑泥石化している。基質は完晶質で、斑晶と同種の鉱物よりなる。粒径は 0.1 mm 以下である。いちじるしく微粒のものについては、凝灰岩の場合があるかも知れないが明確でない。

花崗斑岩礫は構成鉱物の種類は石英斑岩と変わらないが、正長石の斑晶が後者の場合より大きいこと、基質が 0.2~0.5 mm で、より粗粒なことで明瞭に区別出来る。

以上の他、斑晶が単一の結晶でなく、やや細粒の石英の集合体(稀に正長石、曹長石を伴う)よりなるものがある。

木持東南方の川底に露出するものも上述のような礫岩で構成される。

木持南方の深沢川中のもは、上述のような礫岩のほか、塊状粗粒砂岩、および砂岩がち互層（砂岩 1m±, 黒色泥岩 20cm±）が一部に認められる。砂岩は、第三紀層のものに比し、基質が少なく、固結度が良く、細かい割目が発達することなどで比較的明瞭に区別出来る。鏡下でみると、砂岩は石英、正長石、曹長石を主とし、隠微晶質岩片、石英斑岩片、黒雲母、緑簾石、チタン石などから成り、大部分が石英斑岩ないし類似岩から供給されたものと推定される。

小園付近の荒川沿岸に、木持層の小露出がある。北岸のものは露出が悪く判然としませんが、南岸では、南北をそれぞれ、走向・傾斜が N60°E・67°S, N75°E・70°N の断層で断たれて、幅約 30m で地畳状に露出する。地層の走向・傾斜は N34°W・40°E。ここでは、礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層が認められる。互層の単位は 20~30cm である。礫岩は径数 cm 以下の礫よりなり、礫としては石英斑岩の他、チャート、砂岩、花崗岩などが認められる。基質はかなり多い。石英斑岩礫は、前述のものと同様である。花崗岩礫の検鏡結果は次のとおりである。石英、正長石、曹長石を主とし、黒雲母を伴う。少量の白雲母も認められる。ほぼ等粒で、各結晶は 0.5~2.0mm、ときに 4mm に達する。正長石は一般にカオリン化しよごれている。曹長石は半自形を呈し、アルバイト集片双晶が普通に認められる。カオリン化、絹雲母化などにより変質している。黒雲母は部分的に緑泥石化している。

谷津南方では、チャートが認められる。旧鉢形中学校付近では、これに伴い、固結度の非常に良い塊状砂岩がある。これらの岩石は一見古生層を思わせるものであり、木持層の他の部分と比べてかなり異質である。

5. 第三紀層

当地域に分布する第三紀層は、礫岩、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層などで構成され、渡部ほか（1950）によると、寄居礫岩層、立ヶ瀬層、小園層、荒川層、五反田礫岩層、蟹沢層、飯田層などに区分される。年代は中新世前期とされている。筆者等は第三紀層を直接の研究対象にはしなかったが、当地域の地質構造と関連の大きい点、あるいは、従来の見解と筆者等の見解が異なる点について簡単に記す。

(1) 寄居礫岩層とされていたもののうち、かなりの部分が、木持層、寄居石英斑岩などであることは上述の

通りである。

(2) 渡部ほか（1950）によると、小園層が寄居礫岩層を不整合におおうのが、荒川沿岸で観察されるというが、当時とは露頭の状態が変化しているらしく確認出来ない。一方、筆者等は、荒川沿岸の寄居礫岩層から、*Ostrea sp.* を発見した。この寄居礫岩層と小園層とは岩相上からも区別し難い。両層は一連のものとしてよいであろう。

(3) 竹沢東方で、第三紀層が金勝山石英閃緑岩を不整合におおうという事実は認められない。両者の関係は断層と判断される。

(4) 富士山東方で、寄居礫岩が結晶片岩を不整合におおうという事実も確認出来なかった。寄居礫岩層の分布から推して、地質図に示した様な断層関係にあると考えられる。

(5) 牟礼西方、前谷津東方、および小川町東方において、従来未記載の第三紀層の分布を確認した。最初のもは礫岩、砂岩、第2のもは砂岩、最後のものは砂岩、泥岩をそれぞれ主とする。他の第三紀層との層序関係等は未確認である。

(6) 五反田およびその東方、牟礼西方などの礫岩中には、花崗岩や片麻岩の礫が認められる。特に五反田では、これらの礫を多量に含む部分もあり、礫径数 10cm に及ぶものもめずらしくない。この礫については、岩石学的研究、供給源の検討をつづけている。

(7) 荒川橋東方約 500m において、荒川中に露出する礫岩があり、青岩と通称されている。この礫岩は結晶片岩礫（緑色片岩が多い）を多量に含む特異な礫岩である。礫は角ばっており、礫径は 1cm 位から、1m 以上に及ぶものまであり、淘汰は著しく良くない。渡部ほか（1950）も記載している。筆者等はこれを青岩礫岩と命名する。この礫岩は東南方向にほぼ市の川に沿って分布しており、確認した部分については地質図に記入してある。

(8) 調査地域内では、比企丘陵に属する部分は暗色の泥岩がち砂岩泥岩互層（渡部ほかの荒川層）が主であるが、寄居南方から小川付近にかけての関東山地地域に発達する第三紀層は砂岩、礫岩を主とするものであり、その層相に顕著な差が認められる。

(9) 寄居町西南方の荒川にかかる八高線鉄橋付近の第三紀層は特徴的である。変形の状態などからして、やや古いものではないかと考えられる。地層は垂直に近く、硬質の酸性凝灰岩をともなう。酸性凝灰岩は、鏡下では、脱ガラス化して隠微晶質になっているが、本来の

ガラス片の形が明瞭に認められる。

6. 金勝山石英閃緑岩

渡部ほか (1950) により命名されたものである。車山から金勝山一帯にかけて、地質図に見られるように複雑な形で広く分布する。このほか、筆者等の調査により、富士山北方、牟礼南方の幅数 10m のせまい地帯、および中爪南方にも分布することが判明した。

周囲の岩石は第三紀層、栃谷層、および結晶片岩である。これらの岩石とは、見られるかぎり高角度の断層で接している。境界部にはしばしば蛇紋岩が認められる。渡部ほかは、寄居礫岩中に石英閃緑岩の岩脈が認められると述べているが、確認出来なかったし、周囲の状況から見て、その存在はきわめて疑わしい。周囲の岩石には熱変質を受けたことが確実な部分は認められない。一方、石英閃緑岩体の周辺部には、数カ所で小規模な (数 m 程度) ホルンフェルスが認められる。これ等ホルンフェルスと周辺の結晶片岩その他の岩石とは断層で接している。ホルンフェルスは、石英閃緑岩体中に認められる暗色の捕獲岩と共に、後述するように、結晶片岩起源と考え得るようなものである。こうした点からすると、岩体のすぐ近くの緑色岩には、陽起石の結晶が顕著な部分がしばしば認められるが、同時に注目に値する。以上の事実に加えて、石英閃緑岩体は、地質図に見られるように、周囲の岩石と非常に入り組んで分布することなどから、本岩体は原地性のものと考えられる。

既述のように、本岩によく似た岩石が礫として栃谷層中に認められる。したがって、本岩の進入時期は、恐らく栃谷層 (上部白亜系) 堆積以前であろう。また、本岩は、下仁田地域の川井山石英閃緑岩 (ギリアーク世の進入岩体とされている) とよく似ている。この点に関しては、広田 (1964, 1967) の研究もある。両者が確実に対応するものかどうかについては、なお検討が必要であるが、年代的には同じ頃ではなからうか。

石英閃緑岩は一般に有色鉱物が多いが、岩相は場所によりかなり異なり、有色鉱物が非常に少ない部分もある。鉱物粒の大きさもいちじるしく変化し、非常に細粒の場合から、角閃石が 1cm あるいはそれ以上に及ぶ場合もある。しばしば、いちじるしく圧砕されている。圧砕は岩体の周辺部のものほど顕著な傾向がある。一般に風化が激しく、道端などでは泥状あるいは砂状になっている。

鏡下では、典型的なものは、斜長石、角閃石を主とし、少量の石英を伴う。斜長石は塩基性灰曹長石程度

で、半自形のものが多い。アルバイト集片双晶が普通に見られる。角閃石は緑色で不規則形。石英は前 2 者より小さい。変質は一般的で、角閃石は緑泥石化し、斜長石は緑簾石、絹雲母、曹長石、カオリン等に変化し、ほとんど原形をとどめないものもある。以上の他、少量の黒雲母や白雲母が認められるものも稀ではない。一般に鉄鉱を認める。時に普通輝石が認められる。また、径 1 mm に及ぶザクロ石を含む部分がときどき存在する。

圧砕のいちじるしいものでは、波動消光、斜長石の双晶面のくいちがいや彎曲が見られる他、有色鉱物はいちじるしく少なく、鉱物の変質は特に顕著である。

燐灰石やチタン石がかなり多い場合があり、緑簾石やブドウ石の脈やプールがしばしば認められる。

石英閃緑岩中に、厚さ数 m 以下のペグマタイト脈をしばしば認める。主要鉱物は石英、正長石、曹長石、白雲母で、大きさは 2~3 mm であるが、時に 1 cm またはそれ以上に達する。曹長石は細かいアルバイト双晶を呈するものが多い。全体として波動消光が認められる。細粒の黒雲母が少量含まれる。ほかに、ザクロ石、燐灰石、緑簾石を含む。

径数 cm の暗色の捕獲岩が、数カ所で認められた。鏡下では、緑簾石を主体とし、石英、曹長石、角閃石を伴う。鉱物は 0.1~0.2 mm 程度。

岩体の周辺部には、ホルンフェルスと思われるものが、栃谷東方、金勝山西方、富士山北西方などで認められる。いずれも数 m 程度の小露出であり、分布状態などからして、周囲の結晶片岩や第三紀層とは断層関係にあると判断される。鏡下では、一般に、石英、曹長石を主とし、少量のカリ長石、チタン石、黒雲母、白雲母などを伴う。黒雲母は時に多量に産する。鉱物粒は 0.1~0.2 mm 程度。時に 1.0~2.0 mm に及ぶ。一般に圧砕を受けているが、モザイク構造が明瞭な部分が認められる。曹長石はしばしばアルバイト双晶を呈する。長石はカオリン化、絹雲母化のいちじるしいものがある。黒雲母はしばしば緑泥石化する。緑簾石がプール状、脈状に入る。栃谷東方では、径 2 mm に達するザクロ石を多量に含むものが認められた。

7. 越畑花崗岩

粕川沿いに、越畑から南東方に分布する優白質中粒の花崗岩を、越畑花崗岩と命名する。風化がひどく、すぐくずれて砂になるため、標本が採集出来ず、鏡下での観察は行っていない。越畑付近の一カ所で、黒雲母がかなり入っているのが認められた。周囲の第三紀層と接す

る露頭はないが、分布状態などから推して、断層関係と判断される。また、本岩が周囲の第三紀層に熱変質を与えたと考えられる証拠はない。本花崗岩の年代は、新第三紀以前であると思われる。金勝山石英閃緑岩とほぼ同時代のものであってもよいであろう。下仁田地域の平滑花崗岩に対応するものかも知れない。

8. 寄居石英斑岩

渡部ほか (1950) の命名したものである。その論文には、正喜橋周辺のものしか記されていないが、筆者等の調査により、更に東方へ、牟礼の南方にまで、幅は狭いが連続して分布することが判明した。一般に擾乱がいちじるしく、破碎されている。北側の三波川結晶片岩とは断層で接する。断層は一般に高角度と推定される。ただし、正喜橋の 200m 下流の荒川左岸では、 $N25^{\circ}W \cdot 33^{\circ}$ の走向・傾斜を示す。南側の木持層とは深沢川 (木持の沢) 下流では断層関係 (断層面の走向・傾斜は $N60^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$) が観察されており、他地域でも、確認は出来ないが同様な関係にあると推定される。

寄居石英斑岩によく似た岩石は、木持層に多量に礫として含まれているので、同石英斑岩の形成は、同層堆積以前であると考えられる。下仁田地域に類似の花崗斑岩が分布することも考慮すると、白亜紀後期と考えてよいであろう。

鏡下では、石英、曹長石、絹雲母、緑泥石などから成る細粒の基質中に、石英、曹長石、黒雲母、角閃石などの斑晶が認められる。一般に変形、波動消光が認められる。石英は虫くい状のものもある。黒雲母は緑泥石化している。角閃石は、完全に、緑泥石、緑簾石、方解石に変っている。岩体の一部に、明らかに石英斑岩と思われる組織が認められる。なお、不鮮明ながら、熔結組織かと思われるものや、0.2 mm 程度の lithic fragment を含むものもいくつかあるので、熔結凝灰岩の疑いがないでもない。

VI 地 質 構 造

調査地域は、立ヶ瀬から菅谷に到る立ヶ瀬断層によって、北側の比企丘陵に属する地域と、南側の関東山地に属する地域に分けられる。比企丘陵に属する地域には主として第三紀層が分布する。立ヶ瀬断層と北側の粕川断層 (粕川の谷に沿う推定断層) にはさまれた幅 2~3km の地帯の第三紀層は、全体として向斜構造を呈する。向斜軸部に相当する部分には、NW-SE 方向の断層が推定

される。これを奈良梨断層と命名する。奈良梨付近の市ノ川の北東岸の山の斜面は、きわめて直線的で、断層崖を思わせる。向斜の両翼の末端部付近には、北翼では越畑花崗岩、南翼では荒川沿岸で木持層、中爪付近で石英閃緑岩が露出する。これら 3 者は、いずれも、第三紀層と断層で接しているが、本来は第三紀層に不整合におおわれていたものであろう。

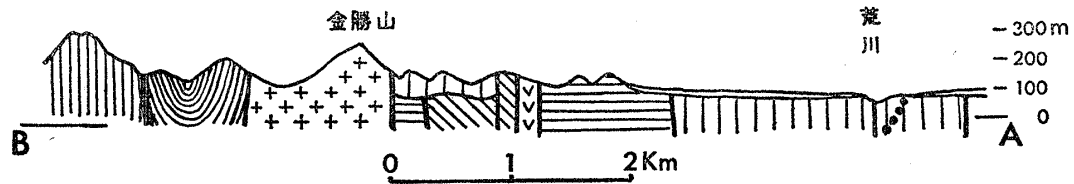
関東山地の北限をなす立ヶ瀬断層は、これを切る断層でしばしばずれの大きい。立ヶ瀬断層は、立ヶ瀬付近の荒川南岸でよく観察される。ここでは、断層の北側は第三紀層、南側は三波川結晶片岩であり、断層面は $N45^{\circ}W \cdot 90^{\circ}$ の走向・傾斜を示す。南側の結晶片岩は、幅数 m にわたっていちじるしく破碎されているのに対し、北側に直接接する第三紀層の礫岩はほとんど擾乱を受けていない。立ヶ瀬断層の北側は第三紀層、南側は多くの場合、三波川結晶片岩であるが、牟礼東方では南側は枋谷層であり、菅谷北西では、第三紀層と結晶片岩の間に、中生層と思われるいちじるしく破碎された地層が 20 m 足らずではあるがはさまれる。

先にふれた小川東方の南北性の前谷津断層は従来記載されていないが、関東山地東部の構造にとっては重要な意義をもつものと予想している。断層は、前谷津から北西に入る小沢において、用水池のすぐ下流側で観察される。断層面は $NS \cdot 90^{\circ}$ の走向・傾斜を示す。西側は第三紀の砂岩層、東側は緑色片岩で、第三紀層はほとんど擾乱を受けていないが、結晶片岩は南北方向の細かな割目をともなって、いちじるしく破碎されている。他の場所では、断層を直接見ることは出来ないが、断層の位置をおさえることは容易である。小川から前谷津に到る県道沿いでも、南北方向のすべり面や擾乱がしばしば観察される。

関東山地に属する地域は、前谷津断層の両側で地質が著しく異っている。断層の東側は大部分点紋帯に属する結晶片岩で占められるが、西側は、秩父古生層と無点紋の結晶片岩および結晶片岩地域に分布する中生層、第三紀層、石英閃緑岩、石英斑岩などで占められる。次に、前谷津断層の西側の地域について詳述する。

前谷津断層の西側の関東山地地域は、官ノ倉山の北斜面を通る官ノ倉断層によって北側の三波川結晶片岩地域と南側の秩父古生層地域に分けられる。

官ノ倉断層はほぼ垂直の断層面をもち、大内沢から小川まで追跡され、しばしば蛇紋岩の進入体を伴う。官ノ倉断層のすぐ北側には枋谷層があるので、古生層と結晶



左側の向斜をつくっているのが栴谷層、図中の他の模様は地質図と同じ（したがって、線の方向は、栴谷層以外は構造を示すわけではない）

第3図 地質断面図

片岩とが直接接しているわけではない。

官ノ倉断層の北側、立ヶ瀬断層までの幅約 4km の地帯には、結晶片岩のほかに、北から、寄居石英斑岩・木持層・第三紀層、金勝山石英閃緑岩、栴谷層の順に、各幅 1~1.5km でおおよそ帯状に分布する。この帯状構造は、小川の第三紀層*によって約 1km にわたって中断されている。しかし、小川第三紀層の両側で帯状構造はよく対比される。飯田、原川などでは、基盤の金勝山石英閃緑岩が第三紀層中に露出している。

最南縁にある栴谷層は、NW-SE 方向に分布し、幅は 1 km 前後である。地層の走向と南縁および北縁の断層は平行的である。地層は急傾斜で、走向断層も多く、擾乱がいちじるしいが、北側に礫岩、砂岩、南側に砂岩、中央部に頁岩といった傾向が認められること、北側では地層は南傾斜、南側では北傾斜の傾向があることなどから、全体として向斜構造を呈すると考えられる。ときどき認められる graded bedding の状態もこの推定と矛盾しない。本層の層序は、柱状図からもわかるようになりかなり整然としている。これらの点を考慮すると、本層は原地性のもと考えられる。したがって、下仁田地域で本層に対比し得る跡倉層がクリッペを形成していたのとは異なる。栴谷層はこの他、富士山北方、牟礼東方、前谷津東方などに小分布地域があるが、これらが前述のものとのような関係にあるかは未解決である。

栴谷層の北には、1 km 強の幅で、金勝山石英閃緑岩がやはり NW-SE 方向に分布する。金勝山を中心としているが、地質図に見られるように結晶片岩と入り組んでかなり複雑に分布する。この岩体は下仁田地域の川井山石英閃緑岩と類似しており、その点からも原地性か否かが問題になる。周囲の結晶片岩その他に貫入関係にある露頭は認められず、周囲の岩石中には熱の影響を受けた確実な証拠は認められない。しかし、分布が非常に複

雑なこと、地形的に高い部分に分布する傾向もないことなどから、おそらく現在の場所に進入したものと考える。すでに記載した緑簾石に富む捕獲岩と周辺部のホルンフェルスは、それぞれ、緑色片岩、黒色片岩に由来するものと考えられよう。

金勝山石英閃緑岩の北側には、幅約 1.5km の第三紀層と木持層の分布地帯がある。この地帯の北縁には木持層と寄居石英斑岩が分布し、南側の第三紀層とは断層で接する。深沢川では両者間に幅 10m 以上の破碎帯が認められた。また、第三紀層分布地域中にも木持層の島状露出がある。すなわち、木持南方や木持東南方の谷底では擾乱のいちじるしい木持層の礫岩が露出するが、周囲の山にはあまり擾乱を受けないゆるい構造を呈する第三紀層の礫岩や砂岩が認められる。このような分布状態から、木持層は第三紀層に不整合におおわれるものと判断している。

この地帯の地層や岩石は周囲の結晶片岩や石英閃緑岩とは、分布状態からみて、一般に高角度の断層で接すると思われる。ただし、低角度の断層が正喜橋下流と深沢川上流の 2 地点で観察される。正喜橋下流約 200m の荒川左岸では、緑色岩と寄居石英斑岩とが接する様子が観察される。断層面は走向・傾斜が N25°W・33°W である。下盤の緑色片岩は、幅数 m にわたって擾乱がいちじるしく、断層面に沿う方向に非常にうすくはがれやすくなっている。上盤の石英斑岩もかなり破碎されている。

深沢川上流では、八高線折原駅北方約 300m の落合橋の付近で、結晶片岩と木持層が断層で接するのが認められる。落合橋の下流では、川底には緑色片岩と石灰質片岩があり、その真上のいちじるしく破碎された岩石が川の右岸で断片的に認められるだけである。落合橋よりも上流では、川底には緑色片岩が露出するが、右岸の崖には破碎のいちじるしい木持層の砂岩が認められる。断層面はほぼ川底に一致し、崖の基底部に沿って約 50m にわたって追跡出来る。したがって断層面はいちじるしく低角度で、水平に近い。これら低角度断層は恐らく局所

* この第三紀層は、従来小川盆地第三紀層と呼ばれて来たが、第三紀層は小川盆地中心部の小川市街地よりも西方の丘陵に分布しており、小川盆地中心部は本文中で記述したように栴谷層で占められている。したがって、この第三紀層は、小川第三紀層と呼び、「盆地」という語を使用しない。

的なものであろう*。

Ⅶ む す び

以上の事実およびそれらにもとづく結論や問題点を以下に記して本論のまとめとする。

(1) 埼玉県寄居町付近の関東山地北東縁部に沿って、多種類の地層・岩石が幅 4~6 km にわたって分布する地域が認められる。この地域には、従来知られていた第三紀層、中生層（栃谷層）、石英閃緑岩、石英斑岩、結晶片岩の他に、花崗岩、木持層（白亜系？）などが分布することが明らかになった。また、それぞれの分布については、従来の知識を多くの点で改訂した。

(2) 本地域に分布する寄居石英斑岩および木持層は岩相が群馬県下仁田地域の花崗斑岩や神農原礫岩にそれぞれ酷似する部分がある。そこで、下仁田地域のものと共に、西南日本内帯にみられる中生代末火山活動の産物と考えられ、関東山地北縁部で西方の下仁田地域につづき、当地域にも西南日本内帯の要素が認められるわけである。

(3) 寄居石英斑岩、木持層をはじめ、栃谷層、金勝山石英閃緑岩など中生代後期の地層や岩石は、三波川結晶片岩地域に分布している。下仁田地域の類似岩類は、結晶片岩地域に分布する場合は根無地塊を形成していたが、寄居地域の上述の地層・岩石は原地性と考えられる**。

(4) 上述のことからして、金勝山石英閃緑岩、寄居石英斑岩、栃谷層、木持層などが、下仁田地域の類似の地層・岩石の場合と同様、すべて内帯要素と見做して良いならば、関東山地北東部では、西南日本内帯の要素と外帯の要素とが、顕著に重複しているということになる。この点に関しては、更に検討してゆきたい。

(5) 寄居地域の中生代末期の地史については、一方では、金勝山石英閃緑岩、越畑花崗岩の活動とそれにつづく栃谷層の堆積、もう一方では、寄居石英斑岩の活動とそれにつづく木持層の堆積といった順序が認められる。地層、岩石の発達はかなり断片的であるため、これ以上の詳細な地史を論ずるためには、化石による地質年代の決定、さらに砂岩や礫岩のより詳細な岩石学的研究

* このような接触関係が根無地塊の証拠ではないかという疑問も、筆者等の間に議論されたが、意見の一致を見なかった。本論では、この低角度の断層は局所的なものであり、木持層は原地性であるという多数意見に従う。しかし、いずれの意見をとるにせよ、下仁田地域とはかなり事情が異ってくる。根無地塊であるという意見に従えば、下仁田地域で根無地塊を形成した運動よりも後で、当地域では根無地塊の形成が起った可能性が出て来る。これらの点に関しては、更に資料の追加をまって検討したい。

** したがって、下仁田地域でクリッペを形成したような跡倉変動が、どのような形で当地域では表現されるかは今後の問題であらう。

などが必要であるが、岩石の擾乱の程度や、下仁田地域の例なども参考にすると、石英閃緑岩、花崗岩→栃谷層→石英斑岩→木持層といった順序が考えられる。

(6) 渡部ほか (1950) が寄居造山運動の証拠とした不整合は認められなかった。また、同造山運動に伴う侵入岩体と考えられた金勝山石英閃緑岩は、既述のように白亜紀のものである。

文 献

- 新井房夫ほか (跡倉団研グループ) (1963), 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究. 地球科学, no. 64, p. 18—31.
- (1966), 下仁田構造帯. 地球科学, no. 83, p. 8—24.
- 藤本治義 (1926), 関東山地東縁部の地質学的考察. 地質雑, vol. 33, p. 119—142.
- (1937), The Nappe Theory with Reference to the North-Eastern Part of the Kwanto-Mountainland. *Sci. Rep. Tokyo. Bunrika Daigaku, Sec. C*, no. 6, p. 215—244.
- ・渡部景隆・沢 秀生 (1953), 関東山地北部の推し被せ構造. 秩父科博研報, no. 3, p. 1—41.
- 福田 理 (1963), 春日部層序試錐の坑井地質層序. 地調月報, vol. 14, p. 95—96.
- 広田正一 (1964), 群馬県下仁田付近のいわゆる石英閃緑岩類と埼玉県寄居付近の石英閃緑岩類の関係 (演旨). 地質雑, vol. 70, p. 419.
- (1967), 群馬県下仁田地域および埼玉県寄居地域の花崗岩と石英閃緑岩について (演旨). 地質雑, vol. 73, p. 108.
- 小林 学 (1935), 関東平原西北部松山町地方の地質. 地学雑, vol. 47, p. 211—224.
- 小林洋二 (1965), 比企北丘陵西域の地質. 埼大進論 (MS).
- 前田四郎 (1954), 関東山地東部の地質構造. 千葉大文理紀要, vol. 1, no. 3, p. 160—165.
- MURAI, T. (1965), On the garnet-amphibolites of the Yoshimi Hill, Saitama Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, vol. 5, no. 1, p. 65—71.
- 杉山隆二 (1943), 群馬県下仁田町付近に発達する所謂跡倉礫岩に就いて. 東京科博報, no. 7, p. 1—30.
- 鈴木 敏 (1888), 20 万分の 1 地質図幅「東京」および同説明書.
- 武井昶朗ほか (寄居団研グループ) (1967), 埼玉県寄居町付近の地質に関する若干の新知見 (演旨). 地質雑, vol. 73, p. 136.
- (1969), 埼玉県寄居付近の地質 (演旨). 地質雑, vol. 75, p. 90.
- 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. 秩父科博研報, no. 1, p. 93—146.
- WATANABE, K. (1954), Tertiary Structure of the We-

stern Kwanto District, Japan with Special Reference to the Crustal Movement in the Yorii Phase. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, no. 24, p. 177—358.

矢崎清貫ほか (1963), 北関東の地質からみた春日部層

序試錐 (GS-1). 地調月報, vol. 14, p. 94—95.

矢崎清貫・宮下美智夫 (1963), 関東山地北縁部に発達する新第三系について (寄居・児玉・藤岡地域の層序). 地調月報, vol. 14, p. 54—55.

On the late Mesozoic rocks in the Yorii district, Saitama Prefecture

Yukio KOKATSU, Yoji KOBAYASHI, Hiroshi SHIBUYA, Kensaku TAKEI,
Toshiharu TAKEUCHI, Fumio TSUNODA, Mankichi HORIGUCHI,
Jiro MACHIDA, Takefumi MURAI, Hiroyasu YOSHIDA and Koichi YOSHIBA

(Abstract)

In the Yorii-Hiki district, northeastern part of the Kanto mountainland, several sedimentary formations and various kinds of igneous and metamorphic rocks are developed; namely, the Tertiary sediments, the Mesozoic Tochiya and Kimochi formations, the Palaeozoic Chichibu system, the Sanbagawa crystalline schists, the Oppata granite, the Kinshozan quartz-diorite and the Yorii quartz-porphyry. The writers have investigated the geologic relationship among these formations and rocks, and obtained the following results.

(1) The sedimentary formations and the igneous and metamorphic rocks mentioned above are distributed in the belt trending NW-SE with a width of 4—6 km.

(2) The Yorii quartz-porphyry and the Kimochi formation resemble respectively the granite-porphyry and the Kanohara conglomerate in the Shimonita district, northwestern part of the Kanto mountainland, in some lithologic characters. Therefore, the Yorii quartz-porphyry and the Kimochi formation may be correlated with the latest Mesozoic (or the earliest Cenozoic) acid volcanic products in the Inner side of Southwest Japan, represented by the Nohi rhyolites.

(3) The Mesozoic formations and rocks, such as the Tochiya and Kimochi formations, the Kinshozan quartz-diorite and the Yorii quartz-porphyry, are distributed in the Sanbagawa metamorphic terrain. They were perhaps deposited

and/or intruded (or extruded) at the site of their present occurrences. In the Shimonita district, on the other hand, the Mesozoic Atokura formation (correlative to the Tochiya formation) and the Kawayama quartz-diorite (resembling the Kinshozan quartz-diorite) are also distributed in the Sanbagawa terrain, but they make up a part of the thrust masses on the Sanbagawa crystalline schists and the roots of the thrust masses are supposed to be located in the northern outside of the Sanbagawa terrain.

(4) Although more data are needed to elucidate a detailed geological history of this district, the following sequence may be admitted in the latest Mesozoic (or the earliest Cenozoic): intrusion of the Kinshozan quartz-diorite and the Oppata granite, deposition of the Tochiya formation, intrusion of the Yorii quartz-porphyry, and deposition of the Kimochi formation.

(5) WATANABE *et al.* (1950) proposed the Yorii orogenic movement (early Miocene) on the basis of the unconformity observed in the Tertiary sediments of this district, and considered that the intrusion of the Kinshozan quartz-diorite was connected with this movement. The present writers could not confirm the "unconformity". Furthermore, it is most likely that the intrusion of the Kinshozan quartz-diorite occurred probably in the latest Mesozoic.