

群馬県，本宿グリーントフ地域の地質

平 田 大 二

Geological Study of Motojuku Green Tuff in Gunma Prefecture, Japan

Daiji HIRATA

Abstract

This report is described the Motojuku formation on the Neocene System, the southwestern part of Gunma Prefecture in Japan.

The Motojuku formation is divided into three members, the Kamitakahara tuff breccia, Dodaira lava and Kenashiiwa lappily tuff and lava in ascending order. The lower member, the Kamitakahara member consists mainly of tuff breccia accompanied with other pyrocrastic rocks and thin lava flows. The fine tuff bed exists top of this member. Dodaira member conformable overlies the former. This is composed chiefly of andesitic lava flows. The Kenashiiwa member is the upper part of this formation. This is made up to lappily tuff and glassy andesitic lava flows (Table 1.).

This formation unconformable overlies the basement rocks. The Kamitakahara member abuts on the high-angle unconformity plane accompanied with the basement conglomerate.

I は じ め に

本論の調査対象である本宿グリーントフ層（以下，本論では本宿層とよぶ）は，群馬県西南部の甘楽郡下仁田町から，同郡南牧村にわたる山間部に分布している。本地域は，関東山地北縁部であるとともにフォッサ・マグナ東縁部にもあたり，古生代の地層から第四紀火山岩までが分布する地質構造の複雑な地域である。

本地域の研究は，古くは佐川（1897～1899）による荒船山を中心とした報告がある。その後笠井（1934 MS）により，本地域の新第三紀火山碎屑岩層は「本宿層」と命名され，その時代は中新世後期とされた。Ito（1956）は，本宿層の時代を中新世中期～後期あるいはそれ以後とし，基盤岩類とは断層関係にあるとした。藤本ほか（1957）は，Ito（1956）の本宿層の南部に相当する火山碎屑岩層を「小倉層」と命名し，秩父中古生層を傾斜不整合におおう中新世の地層とした。飯島（1962）によれば，本宿層は，中新世前期とされる内山層と貫入関係にあり，鮮新世と考えられた上位層である兜岩層に不整合でおおわれるとされ，それにより本宿層の年代は中新世前期とされた。

本宿団研（1970）は本宿層を再定義し，従来の本宿層に熊倉溶岩層，志賀溶結凝灰岩層，兜岩層，荒船山溶岩層までを含めて中新世後期の地層とした。本宿層と基盤岩類との関係については，崖錐性の基底礫岩を伴う不整合関係であると指摘した。

これまでの研究においては，本宿層は火山碎屑岩と溶岩で構成される単累層としてあつかわれてきた。しかし，筆者は今回，本宿層の層序について再検討を要する結論を得たので，ここに報告する。

この研究は，1977～1978年にかけて横浜国立大学地学教室の卒業研究として調査したものに，その後の調査結果を加えてまとめたものである。

謝辞：本研究を進めるにあたり，横浜国立大学地学教室の見上敬三教授には終始指導していただいた。同教室の長谷川善和教授，小池敏夫助教授，尾崎公彦助手，江藤哲人助手には貴重な助言，示唆をうけた。また，猪俣道也博士には岩石薄片検鏡について助言をうけた。現地調査では，宮原和二郎，同セツ子の両氏から宿泊などについてたいへんお世話になった。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

II 地 質 概 略

本地域は関東山地北縁部に位置し，関東山地東縁部につづく構造帯の一部を占める。本宿層周辺の地層は，各地質時代のもものが複雑に接してあらわれている。

本地域の南部を流れる南牧川の両岸には，関東山地の秩父中古生層が分布する（藤本ほか，1957）。東部の下仁田市街地付近では，秩父中古生層の北側に白亜系の中の萱層，跡倉層が分布する（新井ほか，1963）。さらにその北側には，下仁田層（中新世前期），南蛇井層（時代未詳），平滑花崗岩などが露出し，これらは，いわゆる下仁田構造帯を構成している（新井ほか，1966）。また，本地域の北東部から北部にかけては，中新世前～中期の富岡層群が分布する（本宿団研，1970）。西部には，東部の下仁田層に対比される内山層や，白亜系の大月層があらわれている（本宿団研，1970）。

これらの地層を基盤岩類として不整合におおい，本宿層は南牧村北部から下仁田町西部の山間部に，南北約8 km，東西約10 kmにわたって分布している。

本宿層は，主として凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩などの火山碎屑岩と，安山岩質溶岩などからできている。層厚がかなり厚いこと，地域的な岩相の違いや垂直的な変化が認められることなどから，本論では，下位より上高原凝灰角礫岩部層，道平溶岩部層，毛無岩火山礫凝灰岩溶岩部層の部層に区分した（表1）。部層区分には，2枚の細粒～粗粒凝灰岩層が有効な鍵層となった。

本宿層の走向傾斜は場所によって異なるが，全体として水平もしくは分布の中央部に傾斜する盆状構造をしており，基盤岩類との不整合面から分布の中央に向うにしたがい，上位層があらわれてくる関係にある。

本宿層は，複合火成岩体および数多くの岩脈によって貫かれている。複合火成岩体は，下仁田町市野萱付近にあらわれており，本宿層に著しい珪化作用をおよぼしている。

III 地 質 記 載

A. 基 盤 岩 類

1) 秩父中古生層（藤本ほか，1957）

本層は，南牧川上流の南牧村馬坂付近から下流の同村塩沢付近に分布し，主としてチャ

ートと黒色頁岩の互層からできている。なお、場所によってシャールスタイン、砂岩、石灰岩などをともなう。上記石灰岩からは *Schwagerina*, *Yabeina* などの紡錘虫化石や、*Waagenophyllum*, *Huangia* などのサンゴ化石の産出が報告され、これらによって本層の時代は石炭紀～二畳紀後期とされている（藤本ほか, 1957）。

本宿層との不整合関係は、南牧村馬坂（Loc. 1）、小倉（Loc. 2）、山仲（Loc. 3）、下底瀬（Loc. 4）、小塩沢（Loc. 5）、大久保（Loc. 6）などにおいて認められる（図 1）。

2) 中の萱層（新井ほか, 1963）

本層は、南牧村塩沢から小沢にかけて分布し、主にグレイワック砂岩と灰色泥岩の互層からなり、下部には礫岩が発達する。化石の産出は希であるが、*Inoceramus* や二枚貝が報告されており、これらにより本層の年代は白亜紀ギリアーク世と考えられている（新井, 1963）。

3) 跡倉層（新井ほか, 1963）

本層は、南牧村と下仁田町の境界に位置する四ツ又山周辺に分布する。礫岩、砂岩、泥岩の互層を主体とし、石灰岩を挟在する。保存の悪い植物化石やアンモナイトなどの産出が報告されている（新井ほか, 1963）。本宿層との不整合関係は、四ツ又山北斜面の谷で観察することができる（Loc. 7）。

4) 下仁田層（新井ほか, 1966）

本層は、下仁田町大立野付近から、下仁田市街地付近にかけて分布する。細礫岩、砂岩、泥岩の互層からなり、多数の貝化石を含む（新井ほか, 1966）。

5) 南蛇井層（新井ほか, 1966）

本層は、下仁田町森沢から中小坂にかけて下仁田層分布地域の北側にみとめられる。珧質岩と頁岩を主とするが、圧砕が著しく層理、構造は不明瞭である。本層から化石は認められず、時代は未詳である。

本層と本宿層との不整合関係は、下仁田町落沢で確認できる（Loc. 8）。

6) 平滑花崗岩（新井ほか, 1966）

本岩体は、下仁田町大平、平滑^{おおひら}にかけて広く分布する。圧砕の著しい優白色の花崗岩である。

本宿層との関係は、下仁田町大平の西牧川河岸（Loc. 9）で観察でき、花崗岩と基底礫岩が垂直に近い面で接しているのが認められる。

7) 富岡層群（本宿団研, 1970）

本層群は、本地域北東部の下仁田町蛇田、また北部の下仁田町黒川、新屋付近にあらわれている。主として砂岩よりなり、泥岩が薄くはさまれる。*Lepidocyc'ina*, *Miogyopsina* の産出により、本地域の富岡層群の時代は中新世前期後半とされている（本宿団研, 1970）。全体として EW 走向、10°～20°北傾斜を示す単斜構造をしている。

本宿層との不整合関係は、下仁田町奴居出（Loc. 10）において観察される。

8) 内山層（本宿団研, 1970）

本層は、本地域の北西部下仁田町小屋場付近に分布し、東部の下仁田層に対比される（本宿団研, 1970）。

下位層準では、主として砂質頁岩からなり、砂岩、凝灰岩をともなう。砂質頁岩からは貝化石が多産する。上位は主に砂岩と頁岩の互層で、下位の砂質頁岩より漸移する。

本宿層とは不整合関係であるが、これは下仁田町小屋場（Loc. 11）で確認できる。

B. 本宿層

岩相によって、下位より次の3部層に区分される(表1)。

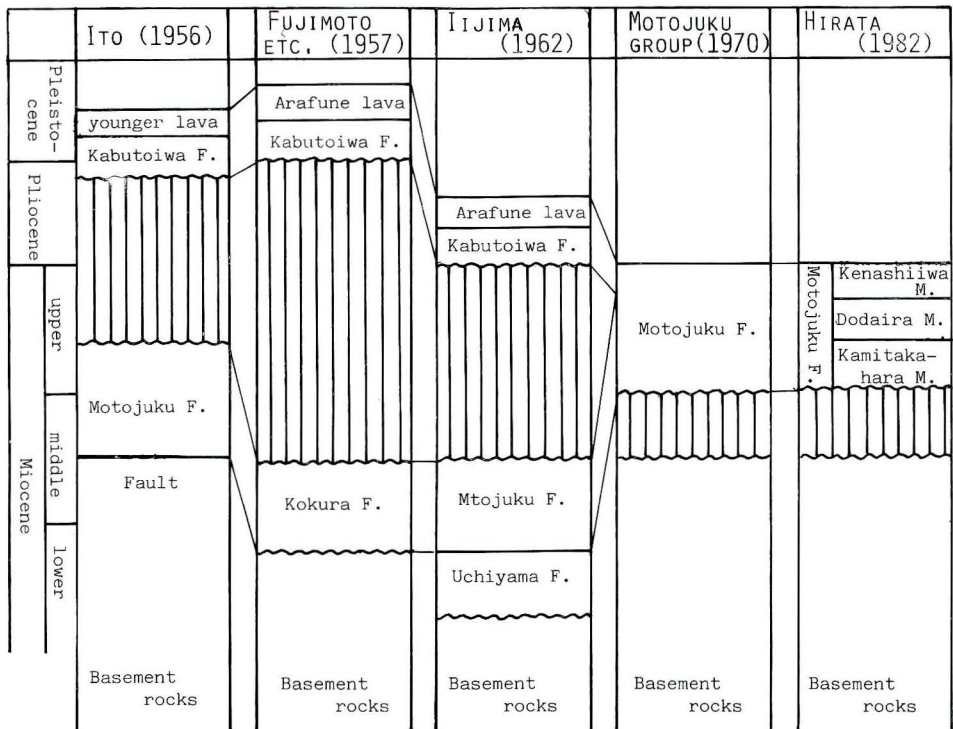


表1 本宿層の層序および対比
(Table 1. Stratigraphic succession and correlation of the Motojuku Formation.)

1) 上高原凝灰角礫岩部層 (新称)

[模式地] 群馬県甘楽郡南牧村上高原の沢沿い。

[層序関係] 本部層は、秩父中古生層、白亜系の地層、いわゆる下仁田構造帯を形成する各地層、および新第三系の地層を、それぞれ基底礫岩をとめない不整合におおっている。

本部層の上限には、鍵層として有効な細粒～粗粒凝灰岩が発達し、これを境に上位層である道平溶岩部層に漸移する。

[分布] 本部層の分布は、南牧村星尾北西から同村底瀬、上高原、下仁田町落沢、同町奴居出、本宿、西野牧付近、および荒船山東麓の下仁田町相沢、小屋場付近である。

[層厚] 300～700m。南牧村上高原で最も厚くなる。

[岩相] 本部層は、垂直的にも水平的にも岩相の変化が著しい。

本部層は、大きくは最下部の基底礫岩と、その上位に重なる凝灰岩類とに区分される。基底礫岩は淘汰の悪い亜角礫～角礫からなり、礫の種類やマトリックスは、それぞれの不整合付近の基盤岩類の岩質を特徴とする。凝灰岩類は主として、淡緑～淡緑褐色の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなり、一般に層理は認められず、さらに火山角礫岩や塊状細粒凝灰岩などをともなう。本部層の最上部には平行ラミナの発達した細粒～粗粒凝灰岩がみとめられ、その厚さは30～120mと側方変化が著しい。凝灰岩類を構成する岩片は、石英安山

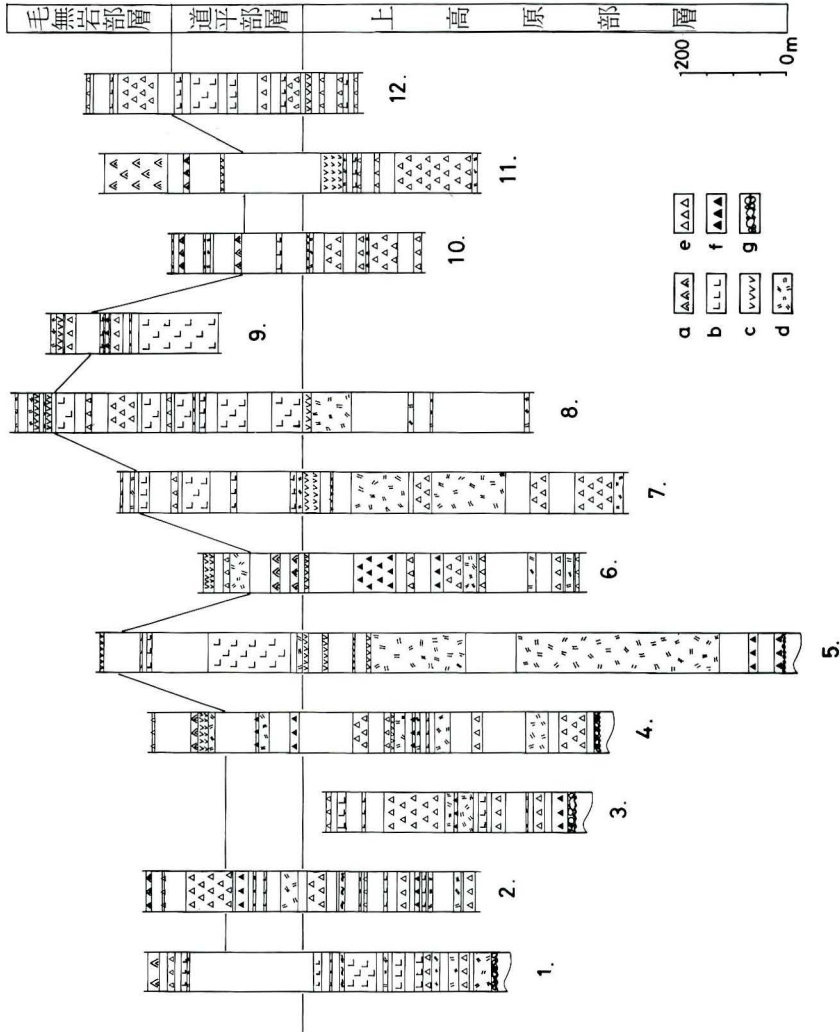


図2 本宿層の各個柱状図：a. ガラス質安山岩質溶岩，b. 安山岩質溶岩，c. 細粒～粗粒凝灰岩，d. 火山礫凝灰岩，e. 凝灰角礫岩，f. 火山角礫岩，g. 基底礫岩 (1. 道場北，2. 道場北東，3. 山仲，4. 底瀬，5. 下高原，6. 上高原西，7. 上高原，8. 馬居沢，9. 道平，10. 相沢南西，11. 荒船山，12. 相沢南)。
(Fig. 2. Columnar section of the Motojuku Formation.).

岩，流紋岩質安山岩，玄武岩質安山岩などの石質岩片と，軽石および各凝灰岩類の破片などであるが，下部では基盤岩類の岩片が含まれるところもある。それらの間をうめるマトリックスは，細粒～粗粒の火山砕屑物である。その固結度は地域によって差があり，圧密をうけ珪質化が進み固結の著しいところや，空隙が多く崖崩れのおこりやすいところなどがある。

凝灰岩類のあいだには，急崖を形作る厚さ 10 m $\pm$ の安山岩質溶岩が数枚はさまれる。それらは，凝灰岩類と同様に熱水変質作用をうけており，緑泥石などの変質鉱物が認められる。

2) 道平溶岩部層（新称）

〔模式地〕 群馬県甘楽郡下仁田町道平の沢沿い。

〔層序関係〕 下位の上高原部層より漸移し，上位の毛無岩部層に整合におおわれる。

〔分布〕 下仁田町道平，物語山，荒船山中腹に分布する。

〔層厚〕 100～150m。物語山付近で最も厚い。

〔岩相〕 本部層は，安山岩質溶岩を主体とし，溶結凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩をともなう。溶岩の単層の厚さは，10～20mである。

安山岩質溶岩は鏡下において，斑状組織をしており，斑晶として有色鉱物では紫蘇輝石，普通輝石が晶出する。しかし，変質が著しく，緑泥石，緑れん石，沸石などが多く認められる。本部層の下部では溶岩層が厚く，上部になるにしたがい凝灰岩類がともなわれる。溶結凝灰岩は，道平の沢の奥，標高920m付近で認められる。レンズ状に伸びる火山噴出物の方向性は，N 15° E 20 W である。

〔対比〕 本部層は，本宿団研（1970）の上部層の一部に対比される。

3) 毛無岩火山礫凝灰岩・溶岩部層（新称）

〔模式地〕 群馬県甘楽郡南牧村星尾の北方，毛無岩東側の尾根沿い。

〔層序関係〕 本部層は本宿層の最上位を構成するもので，下位の道平部層より漸移する。

〔分布〕 下仁田町と南牧村との境界となる，荒船山より東に伸びる尾根沿いに分布する。

〔層厚〕 150m $\pm$ 。

〔岩相〕 本部層の最下部には，厚さ 20～40m のやや泥質でラミナの発達する細粒～粗粒凝灰岩層が，南牧村上高原北西から荒船山の標高 1200 m 付近に分布する。南牧村底瀬北方（Loc. 12）では，植物化石の破片が多く含まれる。

中部から上部には，主として火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩が認められ，ガラス質安山岩質溶岩が挟在する。この溶岩は，本部層の最上部の荒船山頂部に分布する溶岩と同質のものである。

本部層の変質は，下位の上高原部層，道平部層に比べて弱い。

〔対比〕 本部層は，Iro（1956），飯島ほか（1962）の兜岩層，荒船山溶岩に相当し，また本宿団研（1970）の本宿層上部層に対比される。

C. 市野萱複合火成岩体（本宿団研，1970）

〔分布〕 下仁田町市野萱を中心として，東西約 2 km，南北約 2.5 km にわたり楕円形状をして，本宿層を貫いている。

〔地質関係〕 本宿層の上高原部層，道平部層に著しい珪化作用をおよぼしているのので，両部層堆積後の貫入岩体であることは明らかである。しかし，毛無岩部層との関係については不明である。

〔岩相〕 石英安山岩、玢岩、石英閃緑岩、閃緑岩などの岩体からなる。

石英安山岩の岩体は、下仁田町市野萱から西方にかけて分布する。肉眼的には緑灰～青灰色で、半透明のくすんだ様相をなす。板状節理が著しい。玢岩、石英閃緑岩、閃緑岩の岩体は、下仁田町三ツ瀬を中心として分布するが、石英安山岩中にも認められる。玢岩は、青灰～緑灰色のち密な岩相で、板状の節理が目立つ。石英閃緑岩は緑灰～暗灰色で、他の岩体に比べて斑晶の粒度が粗い。暗灰色の閃緑岩は、こまかい節理が発達しており、小さくわれやすい。

D. 岩 脈

本宿層には、大小の岩脈が数多く貫入している。それらの岩質は、石英安山岩、両輝石安山岩、普通輝石安山岩などである。

南牧村大久保、上高原北西、底瀬などにみられる両輝石安山岩の岩体は、幅 50 m、長さ 200 m 以上にも達するもので、基盤との不整合線と平行するように貫入している。

各岩脈の変質は、本宿層の各部層に比べてきわめて弱い。

IV 本宿層と基盤岩類との関係

本宿層と基盤岩類との関係については、傾斜不整合関係（藤本ほか, 1957）、本宿層堆積後の陥没構造による断層関係（Ito, 1956）、本宿層堆積前の基盤岩陥没構造にともなう高角不整合関係（本宿団研, 1970）など、それぞれ見解が異なる。そこで本研究では、詳細な現地調査の結果をもとにして、その関係について再検討した。調査の結果は、次のとおりである。

（1）本宿層と基盤岩類との境界部には、淘汰の悪い角礫岩層が各所で認められる。角礫の大きさは、10～30cmであるが、1 mを越す巨角礫を含むところもある。角礫、基質の岩質はどの場所においても、角礫岩層と接している基盤岩類に限られる。

（2）角礫岩層と基盤岩類との境界面は、こまかな凹凸はあるが、全体的には平面状であり固結している。面の傾斜は、角礫岩層側に向い 70° ～ 80° の急角度をなす。

（3）境界付近の本宿層の傾斜は、分布の中央部に向かって 10° C前後の緩傾斜を示す。

（4）境界付近では、基盤岩類においては圧砕が著しいが、本宿層には圧砕は認められない。

以上のことから考察すると、境界部に存在する角礫岩層は、Ito (1956) のいう断層角礫岩層とは考えにくく、本宿団研 (1970) の主張する、急崖の縁辺部に堆積したいわゆる崖錐性礫岩の性格をもつものと判断される。

よって、本宿層と基盤岩類との関係は、基底礫岩をともなう不整合関係であり、さらに本宿層が基盤岩類にアバットしていると考えられる。

しかし、基底礫岩層の堆積様式については、泥流あるいは火砕流堆積物と考えられる場所もあり、さらに検討を加える必要がある。

V 本宿層の年代

本宿団研 (1970) は、本宿層上部に含めたいわゆる兜岩層から産出する植物化石を検討し、本宿層の年代を中新世後期とした。

筆者の調査地域からは時代を決定づける証拠を認めることができなかった。しかし、いわゆる兜岩層が、筆者の毛無岩部層中の細粒凝灰岩層に対比されると考えられることから、

本宿層の年代は本宿団研（1970）にしたがえば中新世後期と考えられる。

VI ま と め

1. 本宿層と周囲の基盤岩類との関係は，基底礫岩をともなう高角の不整合関係であり，さらにアバットの関係にある。

2. 本宿層は，岩相変化，層厚などから3部層に区分される。下位より，上高原凝灰角礫岩層（最大層厚700m），道平溶岩部層（最大層厚500m），毛無岩火山礫凝灰岩溶岩部層（層厚150m±）である。

文 献

- 新井房夫・ほか（1963）群馬県下仁田の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究．地球科学，（64），p. 18-31.
- 新井房夫・ほか（1966）下仁田構造帯．地球科学，（83），p. 8-31.
- 藤本治義・渡部景隆・赤木三郎・飯島 弘・金子史郎・高野 淳・松崎 尚（1957）関東山地北西部の地質について．秩父科博研報，（7），p. 17-28.
- 藤田至則（1967）グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題．地質雑，73（2），p. 106.
- 藤田至則（1973）日本列島の成立．築地書館．
- 広田 忍（1970）本宿地域における火山・深成岩複合岩体の研究．地団研専報，（16），p. 43-52.
- 飯島南海夫（1962）フォッサ・マグナ北東部の火山層序の並びに岩石学的研究（その1）．信州大学教育学部紀要，（12），p. 86-133.
- Ito, K. (1956) A dissected tertiary caldera of Motojuku, Gumma Prefecture Japan. *Earth science*, (35), p. 113-122.
- 河内晋平・河内洋佑（1963）霧ヶ峯，荒船山地区における鮮新世火山活動Ⅰ．地球科学，（64），p. 1-7.
- 三梨 昂・ほか（1969）日本油田・ガス田図，8，本宿．地質調査所．
- 本宿グリーンタフ団研グループ（1968）群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義．地球科学，22（1），p. 32-36.
- 本宿団体研究グループ（1970）グリーンタフ変動の研究——本宿グリーンタフ層についての団体研究——．地団研専報，（16），95 p.
- 本宿団体研究グループ（1970）本宿グリーンタフ層の層序学的研究．地団研専報，（16），p. 1-12.
- 本宿団研古植物研究グループ（1970）上部本宿層産植物化石群の研究．地団研専報，（16），p. 13-26.
- 本宿団研火山岩研究グループ（1970）本宿火山岩類の研究．地団研専報，（16），p. 31-41.
- 本宿団研構造研究グループ（1970）本宿グリーンタフ形成期における構造運動．地団研専報，（16），p. 81-95.
- 佐川栄次郎（1897～1899）荒船舊火山．地質雑，5（57），p. 329-337，（58），p. 362-381，（59），p. 419-433，6（64），p. 1-12.
- 渡部景隆（1954）内山断層について．東京教育大地誌研報，3，p. 105-115.
- 八木貞助（1931）信州荒船火山兜岩産植物化石と其周縁地質との関係．地学雑，34（507），p. 268-283.

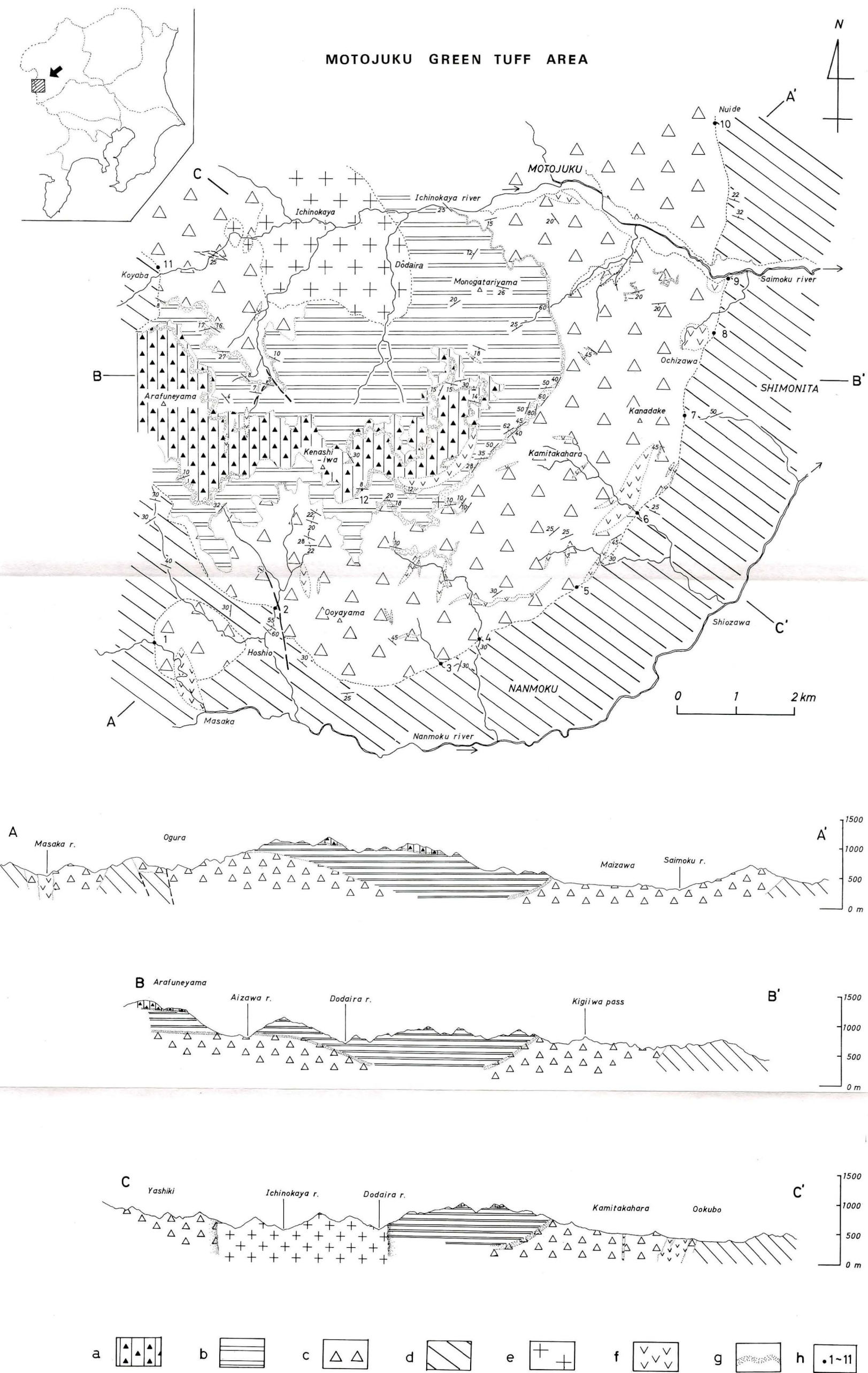


図1 本宿グリーンタフ地域の地質図および断面図：a. 毛無岩火山礫凝灰岩・溶岩部層, b. 道平溶岩部層, c. 上高原凝灰角礫岩部層, d. 基盤岩類, e. 市野萱複合火成岩体, f. 岩脈, g. 細粒～粗粒凝灰岩（鍵層）, h. 不整合確認地点（1. 馬坂, 2. 小倉, 3. 山仲, 4. 底瀬, 5. 小塩沢, 6. 大久保, 7. 四ツ又山北斜面, 8. 落沢, 9. 大平, 10. 奴居出, 11. 小屋場）, i. 植物化石破片産出地点
 (Fig. 1. Geological map and cross-section of the Motojuku green tuff area.)