

山梨県西部・巨摩山地南部の地質

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 田村, 淳一, 金子, 剛, 新妻, 信明 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000236

山梨県西部・巨摩山地南部の地質

田村淳一*・金子 剛**・新妻信明***

Geology of the Southern Part of the Koma Mountains,
Western Part of Yamanashi Prefecture,
Central Japan

Junichi TAMURA*, Tsuyoshi KANEKO** and Nobuaki NIITSUMA***

The Neogene System of the southern part of the Koma Mountain area consists mainly of andesitic pyroclastics, conglomerate, mudstone, and alternation of sandstone and mudstone. This area is divided into the following 10 blocks by faults: Arakura, Senshirozawa, Genjiyama, Ninzawa, Ichindosawa, Oyanagawa, Fujimiyama, Konawa, Takatori, and Akebono blocks from west to east.

The Arakura block consists of basaltic or andesitic pyroclastics in the lower part (Arakura Pyroclastics) and in the upper part (Harimazawa Pyroclastics), and mudstone (Oharano Mudstone) in the middle part.

The Senshirozawa block consists of sandstone-mudstone alternation (Yunokawa Sandstone-mudstone-alternation) in the lower part, mudstone (Maruyama Formation) in the middle part, and conglomerate (Senshirozawa Conglomerate) in the upper part.

The Genjiyama block consists of bedded tuff (Genjiyama Tuff) in the lower part, andesitic pyroclastics (Togawa Pyroclastics) in the middle part, and sandstone-mudstone alternation interbedded with andesitic pyroclastics (Mogura Formation) in the upper part.

The Ninzawa block consists of andesitic pyroclastics (Hirashimizu Pyroclastics) in the lower part, bedded tuff (Ninzawa Tuff) in the middle part, and mudstone (Tochikubo Mudstone) in the upper part.

The Ichindosawa block consists of basaltic and andesitic pyroclastics and bedded tuff (Hacchozan Pyroclastics) in the lower part and mudstone (Ichindosawa Formation) in the upper part.

The Oyanagawa block consists of andesitic pyroclastics and mudstone with sandstone, tuff and volcanic rock fragments (Oyanagawa Formation).

1984年3月19日受理

* 磐城女子高等学校 Iwaki Girls' High School.

** 三菱電機コンピュータソフトウェア株式会社 Mitsubishi Electronics Computer Software Co., Ltd.

*** 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

The Fujimiyama block consists of andesitic volcanic-conglomerate interbedded with tuff and tuffaceous sandstone (Dodaira Pyroclastics) in the lower part, and tuff and mudstone (Niimiyagawa Formation) in the upper part.

The Konawa block consists of andesitic pyroclastics, tuffaceous sandstone, and mudstone (Konawa Formation).

The Takaori block consists of andesitic and basaltic volcanic breccia (Jukkoku Volcanic-breccia) in the lower part, andesitic pyroclastics (Takaori Pyroclastics) in the middle part, and bedded tuff (Nanao Tuff) in the upper part.

The Akebono block consists of andesitic and basaltic pyroclastics, basalt lava and pumice tuff (Kajikazawa Formation), pumice tuff and tuffaceous sandstone (Byobuiwa Tuff), mudstone (Hara Mudstone), andesitic pyroclastics and mudstone (Karasumoriyama Pyroclastics), tuffaceous sandstone yielding molluscan fossils (Osozawa Sandstone Member), and conglomerate (Akebono Conglomerate) from the lower part to the upper part.

The geological structure in this area shows nearly N-S trend except in the eastern part of the Akebono block, southern part of Takaori block, and Ninzawa block, all of which nearly E-W trend.

There are three major faults named the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the Mogura Fault, and the Akebono Thrust. The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line runs in the western part of this area and has nearly NNW-SSE trend. The Mogura Fault diverges from the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and runs from Harimazawa to Yunokawa. It has nearly N-S trend. The Akebono Thrust runs along the eastern foot of the Fujimiyama and forms fault line scarp. It has nearly NNE-SSW trend.

Paleomagnetic measurement was made on the studied area. The mean value of the measured paleomagnetic inclinations of these blocks is $46.0^\circ \pm 16.2^\circ$, that is nearly the same as that of present geomagnetic field. The directions of measured paleomagnetic declinations of this area have various trends. However, result of analysis of these directions suggests that each block undergoes generally the left-lateral tectonic rotation caused by the drag along the left-lateral strike-slip faults. The analysis of the magnetic declination shows that the total displacement of horizontal component can be estimated as several tens to hundred kilometers in this studied area.

1. 緒 言

日本列島の地質、あるいは地質形成史を研究するうえで、本州中央部を南北に縦断しているフォッサマグナは重要な位置を占めている。近年のプレートテクトニクスによる地質構造の解釈においてもフォッサマグナ、特に南部フォッサマグナについて

の詳細な研究が必要となっている。

南部フォッサマグナ地域は、大局的にみて地形・地質構造が八の字型をなしており、伊豆弧が南方から本州に衝突したために押し曲げられているように見える。また、糸魚川-静岡構造線をはじめとする数多くの断層によって鱗片状のブロックに区切られており、これらブロックの中ではその構成層の層序

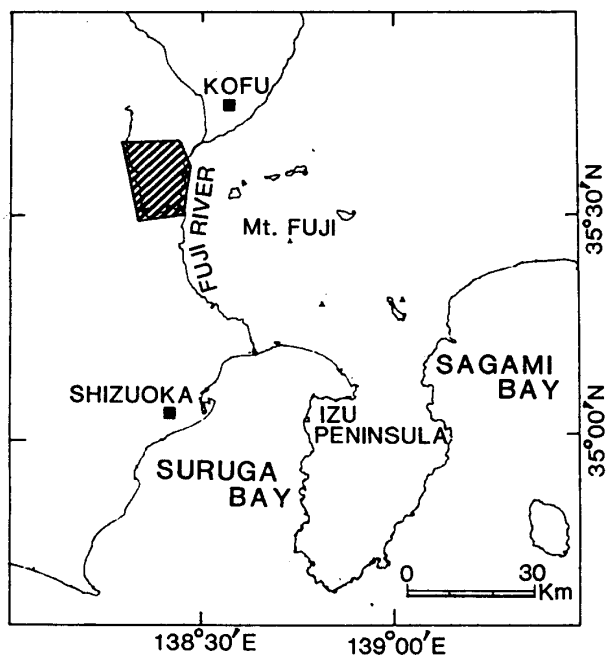


Fig. 1. Index map of the studied area.

がたつものの、ブロック相互の地層の対比は困難な場合が多い。このため、研究者によっては同じ地層でも地層名が異なったり、また、同じ地層名でもその分布が異なったりするという状況にある。このため、筆者等はまず南部フォッサマグナ地域のこれまでの研究の整理を行った(金子ほか, 1983)。また、この地域は地形が急峻であり、交通の便が良くないことから、最近まで未調査の地域もある。

本研究で扱った巨摩山地南部の山梨県南巨摩郡早川町、増穂町から中富町にかけての地域(Fig. 1)は、このようなあまり調査・研究のなされていない地域を含んでいる。調査地域における研究は、古くは鈴木(1888)、田中(1930)がある。その後調査地域北部については、大塚(1941)、小坂・角田(1968)、杉山(1971)の研究があるが、層序に関してそれぞれの見解には大きな相違が見られる。また調査地域南東部については、大塚(1938)、小林(1944MS)、大塚(1955)、松田・水野(1955)、秋山(1957)、松田(1958, 1961)、久保(1963)、富士川団研(1976)、UJIE and MURAKI(1976)、浅井(1981MS)の研究があり、その層序はほぼ確立されている。調査地域南西部については、ほとんど研究されておらず、小山(1984)の研究がある

のみである。本研究はこれらの地域全体の層序を確立し、古地磁気学の方法を用いて地質構造の解明を行なうことを目的とした。野外調査および試料採取に要した日数は228日間である。なお本論文は1981年から1983年にかけて静岡大学理学部地球科学教室卒業研究として行なった金子(1983MS)と、1982年から1984年にかけての田村(1984MS)の研究をまとめ、さらに修正、加筆したものである。

謝 辞

本研究を行なうにあたり、静岡大学教育学部の狩野謙一博士には種々御助言をいただくとともに本稿の校閲をしていただいた。静岡大学理学部の北里洋博士には有孔虫化石の同定をしていただくとともに種々討論していただき、本稿の校閲をしていただいた。静岡大学理学部の山本哲之氏には本稿作成にあたり協力いただいた。以上の方々に感謝の意を表す。

2. 調査方法

A. 層序区分の方法

調査地域の地層は一般に傾斜が急であり、逆転したものも多い。また、著しい構造運動によって乱されているため、地層を連続的に追跡することが困難な場合が多い。このため野外調査においては、走向・傾斜測定の際には地層の上下判定を常に行った。また岩石試料を主要な露頭から可能な限り採取し、持ち帰った後互いに比較して分類した。このようにして得られた走向・傾斜および岩相分布の資料をあわせて検討し、層序を組立て、ブロックの区分を行った。

B. 古地磁気測定用試料採取法および測定法

古地磁気測定用の試料は、一部の試料を除いて地層の走向・傾斜が測定でき、上下判定の確実な露頭、計144地点から採取した。岩塊を1地点につき1個以上の定方位試料を採取し、ダイヤモンドカッターを用いて1辺20mmから25mmの立方体に切断し、これを1個の試料から3個以上切り出して測定用試料とした。

残留磁気ベクトルの測定にはリングコア型フラックスゲート回転磁力計(小山・新妻, 1983)を用い、1地点につき3個から6個測定した。また、不安定

な2次の残留磁気成分を取り除く消磁には、3方向の消磁が同時に行える電流制御式3軸交番磁場消磁装置(新妻・小山, 1981, 小山・新妻, 1983)を用い、一部の試料についてはさらにマイクロ波加熱方式による消磁、マイクロ波消磁を試みた。マイクロ波源として用いたのはジャープの電子レンジ R-700 であり、2.45GHz のマイクロ波を出力 500W で放出する。出力には連続出力〔強〕と 15 秒出力し、30 秒休む〔弱〕の2段切換ができる。電子レンジの外装は鉄板であり、しかもマグネトロンや高電圧発生用のトランスを内蔵しているので、電子レンジ内の磁場は著しく乱れている。しかし、マイクロ波の波長は 12.25 cm であるので、導波管を用いれば出力を容易に導びき出すことができる。導波管は内径 3.5×7.5 cm で、肉厚 2.5 mm のアルミニウム角パイプを用い、TE₁₀ モードで導出した。導波管で電子レンジから 70 cm 後方に導出したマイクロ波は、1 mm の銅板で作った一辺 10.6 cm の立方体の試料加熱部で試料を加熱する。この試料加熱部は2重のμメタル磁気シールドケースにより地球磁場や電子レンジの磁気をシールドした。加熱試料を効率良く冷却するためシロッコファンを付し、導波管に開けた 4 mm φ の穴列を通して送風した。

3. 地 質 概 説

調査地域に分布する地層は、調査地域の西縁を南北に通る糸魚川-静岡構造線を境として、その西側は古第三系瀬戸川層群のスレート、千枚岩よりなる。東側は、新第三系の火山碎屑岩、礫岩、泥岩、砂岩・泥岩互層よりなる。今回の調査対象である新第三系が分布する地域は、南北性の走向を有する断層によって大きく10のブロックに区分される。本論文では、これらのブロックを西から、新倉、仙城沢、源氏山、忍沢、いちんど沢、大柳川、富士見山、小縄、高下、曙ブロックと命名し、以下ブロックごとに述べてゆく(Figs. 2, 3)。

新倉ブロックは、玄武岩質ないし安山岩質の火山碎屑岩を主体とする新倉火山碎屑岩、および播磨沢火山碎屑岩と、泥岩を主体とする大原野泥岩によって構成される。

仙城沢ブロックは、砂岩・泥岩互層を主体とする

湯ノ川砂岩泥岩互層、泥岩を主体とする丸山層、礫岩および砂岩・泥岩互層よりなる仙城沢礫岩によって構成される。

源氏山ブロックは、凝灰岩を主体とする源氏山凝灰岩、安山岩質の火山碎屑岩を主体とする戸川火山碎屑岩、砂岩・泥岩互層を主体とし、安山岩質の火山碎屑岩を挟在する茂倉層によって構成される。

忍沢ブロックは、安山岩質の火山碎屑岩を主体とする平清水火山碎屑岩、凝灰岩を主体とする忍沢凝灰岩、泥岩を主体とする栃窪泥岩によって構成される。

いちんど沢ブロックは、玄武岩質ないし安山岩質の火山碎屑岩を主体とする八町山火山碎屑岩と泥岩を主体とするいちんど沢層によって構成される。

大柳川ブロックは、乱堆積のみられる泥岩および安山岩質の火山碎屑岩を主体とする大柳川層からなる。

富士見山ブロックは、安山岩質の火山円礫岩を主体とする堂平火山碎屑岩と、凝灰岩、泥岩よりなる新宮川層によって構成される。

小縄ブロックは、安山岩質の火山碎屑岩を主体とする小縄層からなる。

高下ブロックは、安山岩質ないし玄武岩質の火山角礫岩を主体とする十谷火山角礫岩と、安山岩質の火山碎屑岩を主体とする高下火山碎屑岩、凝灰岩を主体とする七尾凝灰岩によって構成される。

曙ブロックは、安山岩質ないし玄武岩質の火山碎屑岩を主体とする鯉沢層、軽石凝灰岩、凝灰質砂岩よりなる屏風岩凝灰岩、泥岩を主体とする原泥岩、安山岩質の火山碎屑岩を主体とする烏森山火山碎屑岩とその上部の貝化石を多産する遅沢砂岩部層、および礫岩を主体とする曙礫岩によって構成される。

これらの地層の地質年代は曙ブロックにおいてのみ判明しており、中期中新世から鮮新世であり(金子・他, 1983; UJIIÉ and MURAKI, 1976, 浅井, 1981MS), 中新世と鮮新世の境界は烏森山火山碎屑岩と曙礫岩の間にある。他のブロックとの対比は岩相によって行った(Fig. 3)。

調査地域の地質構造は南北性のものが卓越する。新倉、仙城沢、大柳川、富士見山、小縄の各ブロックでは、北東-南西から北北西-南南東走向の軸を

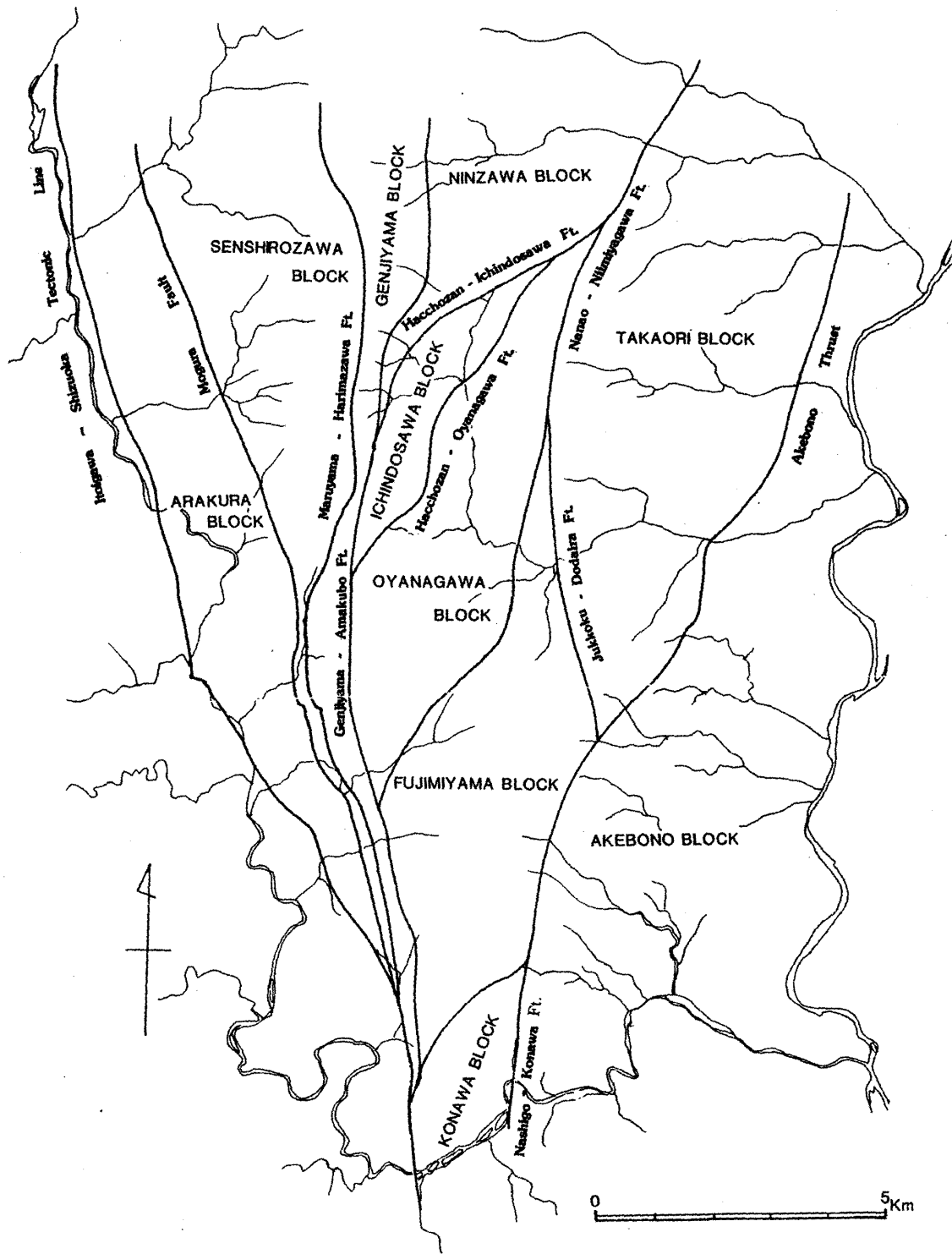


Fig. 2. Distribution and names of blocks and faults in the studied area.

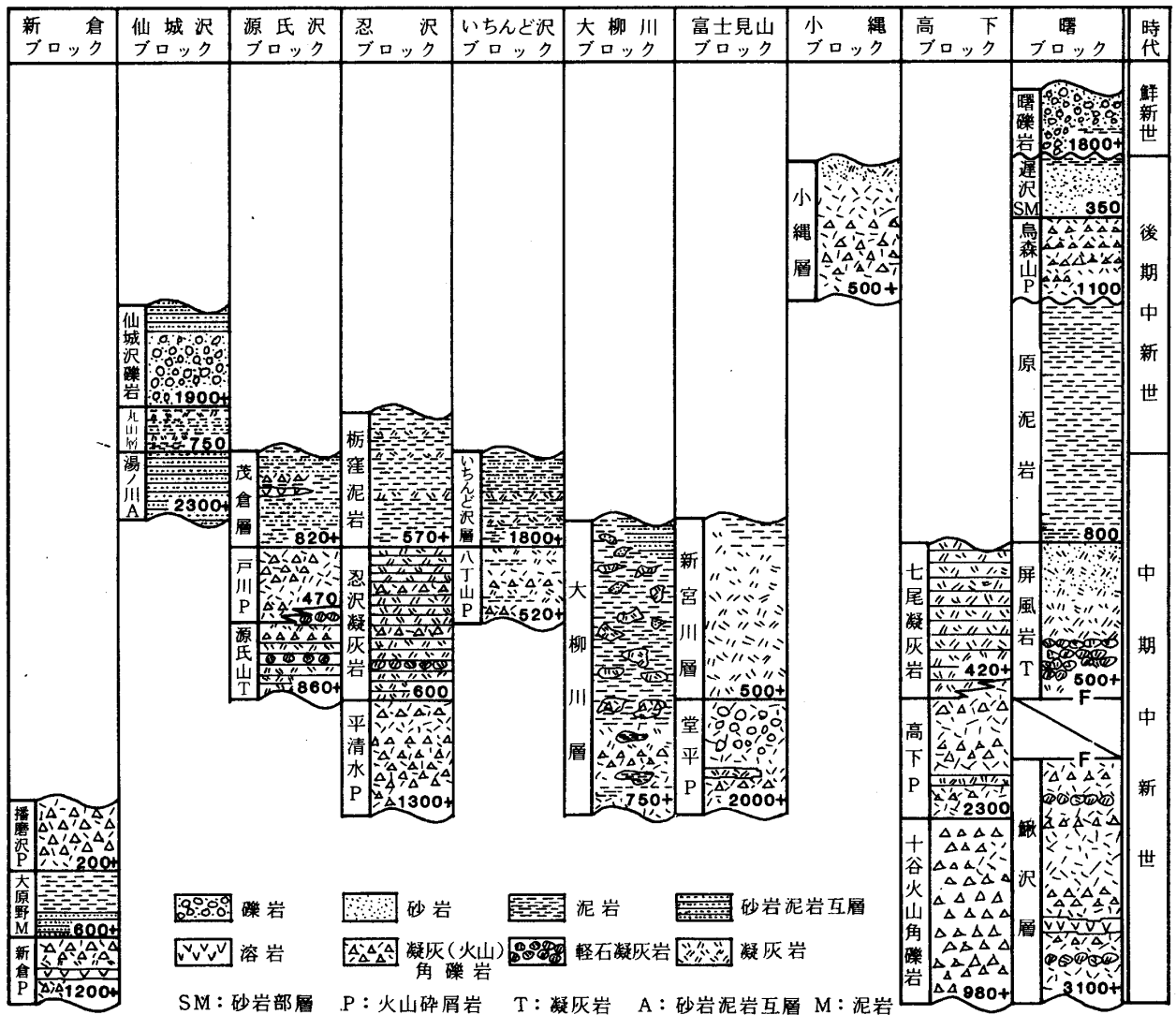


Fig. 3. Schematic columnar sections in each block and their correlation. The number in the columnar section indicates the thickness of the formation in meters.

有する褶曲をなす。忍沢ブロックでは北東-南西から東西走向の軸を有する褶曲をなす。曙ブロックでは、上位の曙礫岩、鳥森山火山碎屑岩が南北性の褶曲構造をなすのに対し、下位の原泥岩、屏風岩凝灰岩、鯨沢層は東西性の褶曲構造をなし、両者は不整合関係で接する。

調査地域の顕著な断層には、北北西-南南東方向の走向を有し、調査地域西縁を通る糸魚川-静岡構造線、および糸魚川-静岡構造線から分岐し、ほぼ南北方向の走向を有し播磨沢、大原野東方、茂倉東方を通る茂倉断層、北北東-南南西走向で断層線崖地形を形成し、富士見山東麓から鳥屋、最勝寺に至る曙衝上断層がある。

本報告における層序は、曙、小縄の両ブロックを除いた調査地域西部では、これまで報告されてきた層序と異なっている。西部については小山(1984)が火山碎屑岩を主体とする楡形山亜層群と砂岩泥岩互層・礫岩・泥岩を主体とする桃ノ木亜層群に2分している。この区分は大塚(1941)によって提唱された楡形山層と桃ノ木層に由来している。小山(1984)の楡形山亜層群は高下、富士見山、大柳のブロックの地層を一括したものにほぼ当り、東から西へK₁~K₅と区分している。桃ノ木亜層群は仙城沢ブロックの地層および源氏山、いちんど沢のブロックの碎屑岩を主体とする地層を一括したものにほぼ当り、M₁~M₃に区分している(Table 1)。この層序にお

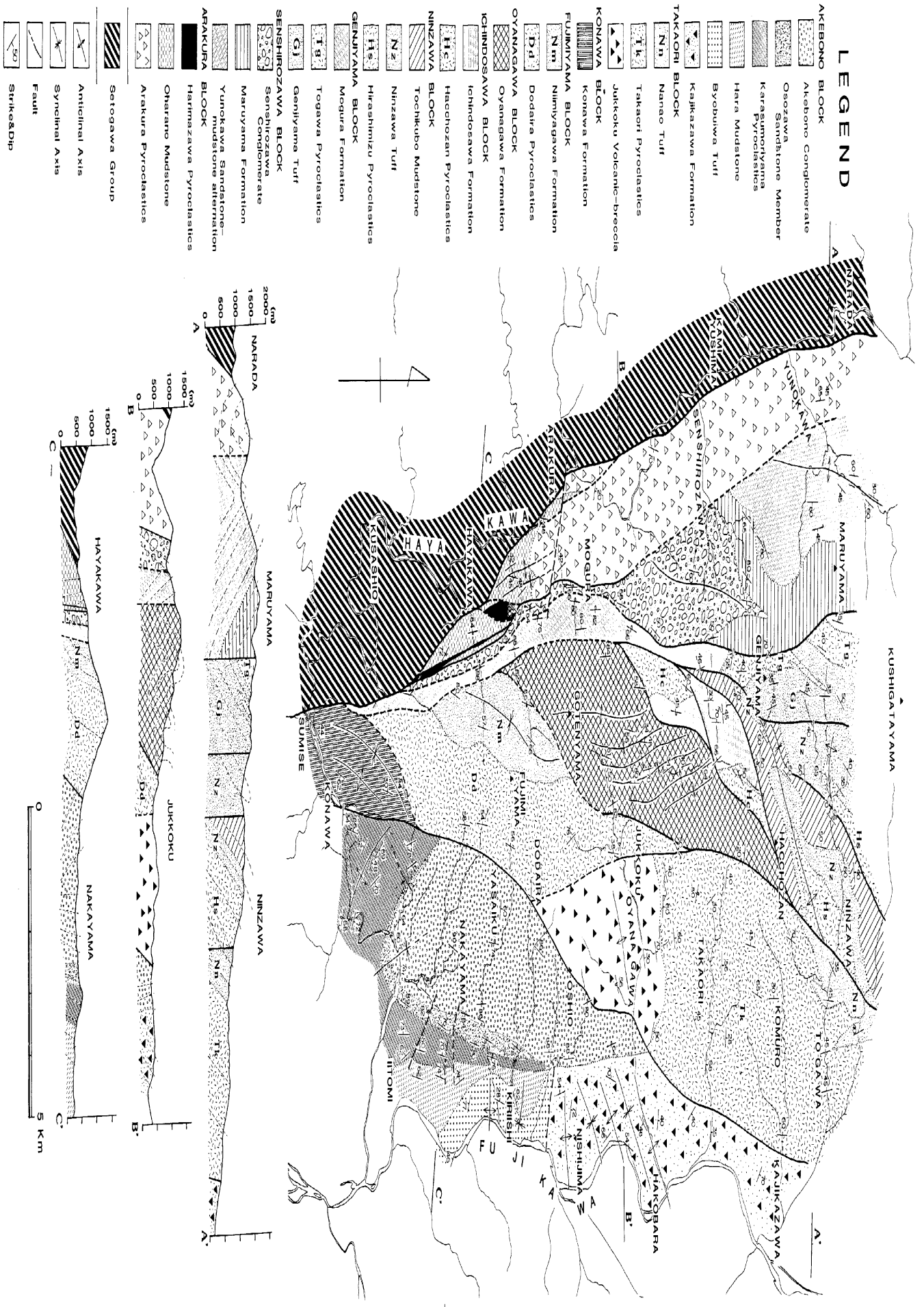
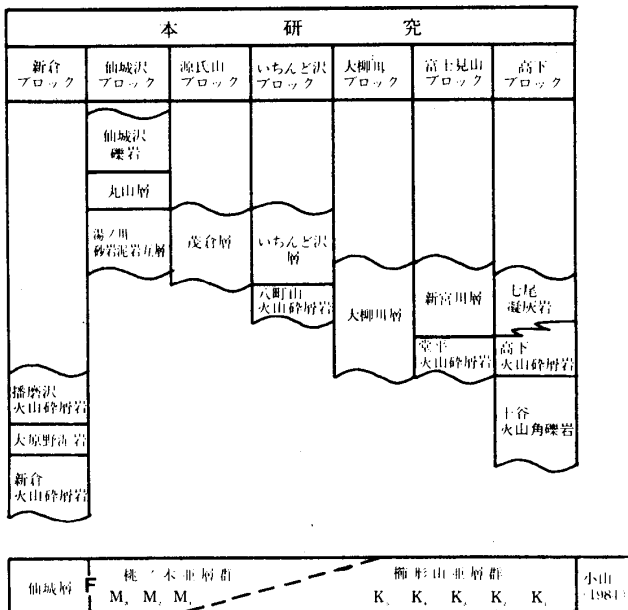


Fig. 4. Geological map and geological cross sections of the studied area.

いては、ブロック間の断層やブロック内の褶曲を余り考慮せず、西方傾斜の同斜構造と解釈し組み立てられていた。

しかし、今回の調査により、各ブロック内の地層は著しく褶曲しており、調査地域を同斜構造として扱うことができないこと、この褶曲構造を考慮して層序を検討するとブロック内での地層の連続性は良く、ブロック内における層序の確立が可能であることが分った。これらのブロック内ではいずれも、下位に火山碎屑岩、その上位に凝灰岩、さらに上位に碎屑岩をそれぞれ主体とする層序が認められた。ただし、ブロック間におけるこれらの岩相は同一地層名を付すほど類似していないので、前述のように、それぞれ異った地層名を付して区別し、それ等を対比する方法を採用した。小山(1984)や小坂・角田(1969)はこの地域の西北部の仙城沢ブロックでは、この層序の上部のみが露出していることから、西部を桃ノ木亜層群の分布地域とし、東部の高下ブロックでは下部のみが露出していることから楯形山亜層群の分布地域と取扱っていた。ただし、これら両ブロックの中間のブロックでは両者が断層・褶曲によってくりかえし露出していることから、その区分はあいまいになっていた。これ等の関係を Table 1 に示す。

Table 1. Comparison table of the stratigraphic succession in the western part of of the studied area.



4. 地 質 各 論

A. 新倉ブロック

A-1 新倉火山碎屑岩(Arakura Pyroclastics)

命名：金子 剛(1983MS)命名。

本層は、小山(1984)の仙城層にほぼ相当する。ただし、仙城という地名がないこと、本層名はすでに金子・他(1983)にて報告してあることから、本層名を用いることにする。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町新倉北方の早川沿い。

層厚：1200 m以上。

分布および岩相：本層は、早川町大原野以北の早川沿いにほぼ南北に分布する。

本層は塊状で、玄武岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩を主体とし、凝灰岩、玄武岩溶岩、安山岩質の火山角礫岩を挟在する。玄武岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩の礫は、黒色から暗緑色、ないしは赤褐色を呈する無斑晶質の玄武岩で、気泡を含むものが多い。基質は、緑色から灰緑色を呈する粗粒から中粒の凝灰岩である。挟在する凝灰岩は、玄武岩質の凝灰角礫岩の基質と同質で、一部で葉理を有する粗粒から中粒の凝灰岩と、緑色から淡青色、ないしは赤色を呈するガラス質凝灰岩である。茂倉川中流の滝の付近に露出するガラス質凝灰岩は、成層し、層理面にはソールマークが見られる。この中で、フルートキャストの方向は、西から東への流れがあったことを示している。安山岩質の火山角礫岩は、緑色から青緑色を呈し、角礫の安山岩は 5 mm 程度の斜長石の斑晶を含む。ガラス質凝灰岩、安山岩質火山角礫岩は、主として本層分布地域の北部に露出する。また、新倉北方、清岡東方には玄武岩の枕状溶岩が露出する。本層は一般に塊状であるが、新倉北方、下湯島南方の早川河床および茂倉川には、成層した玄武岩質の火山碎屑岩が露出する。

本層は、分布地域南部では、茂倉川中流付近を通るほぼ南北方向の向斜軸および背斜軸を有する褶曲構造をなす。

層序関係：本層は常に大原野泥岩よりも下位に位置し、大原野に分布する大原野泥岩と調和的な地質構造を有することから、本層は大原野泥岩に整合に

おおわれると考えられる。また、本層の下限は不明である。

A-2 大原野泥岩(Ôharano Mudstone)

命名：田村淳一(1984MS)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町大原野の新宮川下流。本層は小山(1984)のK₄, K₆, M₁の各一部に相当する。

層厚：600m以上。

分布および岩相：本層は、早川町大原野から早川部落、播磨沢および新倉付近に分布する。本層は、黒色から暗灰色を呈する泥岩を主体とし、中部から下部にかけては暗灰色から淡灰色を呈する砂岩と互層をなす。最上部には灰白色の砂岩の薄層を挟在する。模式地の新宮川下流付近には砂岩・泥岩互層が露出する。互層をなす砂岩は細粒から極粗粒で、級化層理が見られ、単層の厚さは、5 cmから50 cm程度である。新倉付近の本層は、明瞭な層理面は見られないが、中粒から粗粒の砂岩を挟在する。

早川部落東方から播磨沢北西支流にかけては、塊状の泥岩で、一部で砂岩の薄層を挟在している。大原野南方の標高939.7mの山嶺北側斜面にある新宮川の枝沢に本泥岩の最上部が露出している。上位の播磨沢火山砕屑岩との境界付近では、塊状の泥岩中に灰白色の砂岩、泥岩の円礫を含む。この下位の本層は、厚さ15cm以下の灰白色を呈する砂岩を挟在する。砂岩の厚いものは級化層理が見られるが、薄いものは厚さが側方に変化し、不定形である。

本層は、大原野付近では南北ないし北北西-南南東方向の軸を有する褶曲構造をなすが、その他の分布地域ではほぼ南北方向の走向で東に30°から80°傾斜する。早川部落の東方および南東方の沢では西に60°から80°の傾斜を有し、地層が逆転している。

層序関係：本層は常に新倉火山砕屑岩の上位に位置し、茂倉川および大原野において地質構造が調和的であることから、本層は新倉火山砕屑岩を整合におおうと考えられる。また、大原野南方の標高939.7mの山嶺の北側斜面の新宮川枝沢において、本層は、播磨沢火山砕屑岩におおわれており、その境界部は泥岩から凝灰岩へ漸移し、さらに火山角礫岩へと変っていることから、両層は整合関係である。

A-3 播磨沢火山砕屑岩(Harimazawa Pyroclastics)

命名：田村淳一(1984MS)命名。本層は小山(1984)の仙城層, K₃, M₁, K₃の各一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町塩ノ上の北西、播磨沢北西枝沢の中流付近。

層厚：200m以上。

分布および岩相：本層は、大原野南方の標高939.7mの山嶺の頂部付近、播磨沢北西枝沢の中流付近から早川部落東方にかけての南北に細長い地域に分布する。

本層は、模式地付近では緑がかった淡灰色ないし暗灰色を呈する玄武岩質の凝灰角礫岩よりなる。播磨沢北西枝沢の上流には、淡灰色を呈し斜長石の斑晶を含む安山岩が露出する。大原野南方の標高939.7mの山嶺北部には、気泡を含む玄武岩溶岩、同質の火山角礫岩、および斜長石、輝石の斑晶を含む安山岩質の火山角礫岩が露出する。ここでの本層の走向は、N50°EからN70°Eで、南東ないし南に40°から70°傾斜している。

層序関係：本層は、大原野南方の標高939.7mの山嶺の北側において、下位の大原野泥岩の黒色泥岩から凝灰質の泥岩、本層の火山角礫岩へと漸移し、両層の構造上の差異も認められないことから、両層は整合関係である。

B. 仙城沢ブロック

B-1 湯ノ川砂岩泥岩互層(Yunokawa Sandstone-mudstone-alternation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は小山(1984)のM₃の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町の北湯ノ川付近の丸山林道。

層厚：2300m以上。

分布および岩相：本層は、増穂町丸山西方の北湯ノ川および南湯ノ川一帯に分布する。

本層は、砂岩泥岩互層を主体とし、凝灰岩を挟在する。砂岩泥岩互層は、粗粒から細粒で白色ないし黒色を呈する砂岩と、黒色を呈する泥岩よりなり、単層の厚さは数10 cmである。湯ノ川流域ではスランプ褶曲が発達し、ここでは、砂岩と泥岩が波を打つように厚さを変化させている。凝灰岩は、緑色を

呈し、粗粒で塊状である。

本層は、北湯ノ川に北北東-南南西方向の軸を有する背斜構造をなし、西または東に45°から80°傾斜する。

層序関係：丸山層に整合におおわれる。下限は不明である。

B-2 丸山層(Maruyama Formation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は小山(1984)のM₁、M₃の各一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町丸山南東の丸山林道。

層厚：750m。

分布および岩相：本層は、仙城沢上流、足馴峠、丸山南方の南湯ノ川流域に分布する。

本層は、泥岩を主体とし、砂岩および凝灰岩を挟在する。泥岩は、黒色を呈し、一般に塊状であるが下湯島東方の仙城沢には層理をもつ泥岩が露出する。砂岩は、粗粒から細粒で灰褐色を呈し、本層中部において泥岩と互層する。凝灰岩は、白色を呈し、細粒で一部で葉理をもち、主に本層の上部および下部に挟在する。本層上部に挟在する凝灰岩は、層理の変化が著しく、足馴峠西方ではレンズ状の形態をなす。丸山林道付近の本層には、スランプ構造が観察される。

本層は、丸山南方の仙城沢で東西から北東-南西方向の走向を有し、南へ70°から90°傾斜する。また、足馴峠西方ではほぼ南北方向の走向を有し、西へ70°から90°傾斜する。

層序関係：湯ノ川砂岩泥岩互層を整合におおひ、仙城沢礫岩に整合におおわれる。

B-3 仙城沢礫岩(Senshirozawa Conglomerate)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は小山(1984)のM₂およびM₁の一部に相当する。

金子(1983MS)は、早川町茂倉北方の林道沿いに露出する砂岩泥岩互層、および礫岩を茂倉層として本層と区別しているが、砂岩泥岩互層をなす砂岩の粗粒部分は仙城沢礫岩中の砂岩と区別がつかず、同様のものであるため、これらの地層も本層に含めた。したがって、本論文では、金子(1983MS)の仙城沢礫岩と茂倉北方に分布する茂倉層の砂岩泥岩互層、礫岩、

およびその南方延長とをあわせて仙城沢礫岩として再定義する。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町下湯島東方の仙城沢上流。

層厚：1900m以上。

分布および岩相：本層は、早川町仙城沢上流から茂倉北方、大原野東方、播磨沢にかけて分布する。

本層は、塊状の礫岩を主体とし、砂岩および砂岩泥岩互層を挟在する。礫岩の礫は垂円礫が主で淘汰が悪く、礫径は一般に細礫から中礫である。礫種は、泥岩、砂岩が主で、凝灰岩、安山岩、花崗岩などの礫も含む。基質は白色ないし灰白色を呈する粗粒の砂岩である。砂岩は最下部および上部に挟在し、白色ないし灰白色を呈し、粗粒で塊状である。上部では礫岩と互層する。茂倉北方の林道から大原野東方、新宮川にかけては、暗灰色から黒色を呈する泥岩と、灰色ないし淡灰色を呈する粗粒砂岩ないし細礫礫岩の互層が露出する。互層をなす泥岩の単層の厚さは数cmから10数cm、砂岩ないし細礫礫岩の厚さは10数cmから2mである。大原野東方の新宮川支流では、互層をなす細礫礫岩の層理面下底に南西から北東、ないしは西南西から東北東への流向を示すフルートキャストが観察される。

茂倉東方の茂倉川に露出する本層中の泥岩から有孔虫化石 *Globigerina* sp. を産した。

本層は、仙城沢上流に北北東-南南西方向の向斜軸を有し、東または西に50°から80°傾斜する。分布地域南部では逆転している。

層序関係：本層は、下位の丸山層を整合におおう。上限は不明である。

C. 源氏山ブロック

C-1 源氏山凝灰岩(Genjiyama Tuff)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は小坂・角田(1969)の向川累層の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡鉢沢町源氏山北方の戸川。
層厚：860m以上。

分布および岩相：本層は、源氏山付近の戸川、大柳川に分布する。

本層は、成層する緑色の凝灰岩を主体とし、軽石凝灰岩、石英安山岩質火山角礫岩、赤色および白色を呈する凝灰岩、安山岩質火山角礫岩を挟在する。

主体をなす凝灰岩は、粗粒から中粒で、単層の厚さが10 cmから2 mである。また、一部で塊状、一部で葉理が発達する。南部ほど粗粒となる傾向があり、分布地域南部では単層下部が火山礫凝灰岩となり、級化層理をなすことがある。軽石凝灰岩は青白色ないし青緑色を呈し、本層の下部および上部に挟在する。単層の厚さは数10 cmから数mで、一部で本層の主体をなす凝灰岩と互層する。赤色を呈する凝灰岩は、細粒で、本層下部に挟在する。白色を呈する凝灰岩は、中粒から細粒で、本層の中部から上部に挟在する。石英安山岩質の火山角礫岩は、本層下部に挟在し、軽石凝灰岩を伴い分布し、安山岩質の火山角礫岩は、北部に分布する。南部の最下部付近の層準では、スランプ構造が観察される。

本層は、分布地域の北部では北東-南西から北北東-南南西方向の走向を有し、西へ40°から60°傾斜する。分布地域の南部では北北西-南南東方向の走向を有し、西へ30°から50°傾斜する。

層序関係：本層は、上位の戸川火山砕屑岩に整合におおわれるが、両層は一部指交関係である。下限は不明である。

C-2 戸川火山砕屑岩(Togawa Pyroclastics)

命名：金子 剛(1983MS)命名

本層は小坂・角田(1969)の向川累層の一部、横久根累層の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町の戸川の源流。

層厚：470m。

分布および岩相：本層は、源氏山西方の戸川、大柳川上流に分布する。

本層は、安山岩質の火山角礫岩および凝灰角礫岩を主体とし、凝灰岩、玄武岩質の火山角礫岩を挟在する。安山岩質の火山砕屑岩は、青緑色、淡赤褐色を呈する。角礫は10 cmから20 cmの大きさで、斜長石、輝石の斑晶を含み赤褐色を呈する。基質は粗粒の凝灰岩で斜長石の結晶を含む。本層の分布地域北部では凝灰角礫岩が卓越し、南部では火山角礫岩が卓越する。凝灰岩は、青緑色を呈するものが主で、一部赤色を呈し、細粒である。青緑色の凝灰岩は、中粒から粗粒で斜長石の結晶を含む。玄武岩質の火山角礫岩は本層下部に挟在し、角礫は輝石の斑晶を含む。

戸川流域に分布する本層は、北東-南西方向の走向を有し、西へ40°から50°傾斜する。大柳川流域に分布する本層は、北西-南東方向の走向を有し、西へ50°から70°傾斜する。

層序関係：本層は、一部指交関係で源氏山凝灰岩を整合におおう。また、茂倉層に整合におおわれる。

C-3 茂倉層(Mogura Formation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。

金子 剛(1983MS)は、茂倉北方の林道沿いに露出する砂岩・泥岩互層、および礫岩を本層に含めているが、それらは岩相からみて仙城沢礫岩と同様のものである。したがって、本論文では茂倉北方の林道沿いに露出する地層を除く金子(1983MS)の茂倉層、およびその南方延長の地層を茂倉層として再定義する。また、本層は小山(1984)のK₂, K₃, K₄, K₅, M₁の各一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町茂倉の南東方、茂倉川支流の南沢。

層厚：820m 以上。

分布および岩相：本層は、いちんど沢上流から茂倉北方、茂倉東方、南沢、大原野東方、新宮川中流付近、播磨沢にかけて南北に細長く分布する。また、丸山東方の丸山林道にも露出する。

本層は、砂岩・泥岩互層を主体とし、火山礫凝灰岩、火山角礫岩、溶岩を挟在する。互層する砂岩は、単層の厚さが10 cmから1 mで灰白色ないし緑がかかった暗灰色を呈し、ときに凝灰質である。層理面にはソールマークが見られる。泥岩は、暗灰色から黒色を呈し、単層の厚さは数cmから10数cmである。火山礫凝灰岩は、茂倉東方から南沢付近にかけて多く挟在する。火山礫凝灰岩の礫は、褐色から暗灰色の安山岩、暗灰色を呈する泥岩、緑色を呈する凝灰岩などである。基質は暗緑色から黒色を呈する細粒の凝灰岩で、斜長石の結晶を含む。火山角礫岩は安山岩質で、南沢および新宮川に露出する。溶岩は、斜長石、輝石の斑晶を含む安山岩で、南沢に露出する。本層の凝灰質砂岩、火山礫凝灰岩には、泥岩の岩塊が不規則に取り込まれていることが多い。

茂倉東方の南沢、および新宮川中流付近に分布する本層の砂岩・泥岩互層ないし砂岩層には薄い亜炭層を挟在している。南沢の砂岩中には、長さ約30 cm

の木片も含まれている。

本層は、一般に南北方向の走向を有し、傾斜は分布地域の北部ほどゆるく西に30°から50°であるが、南部では垂直に近く、西に70°から90°、あるいは地層が逆転して東に70°から80°傾斜する。

層序関係：本層は、戸川火山砕屑岩を整合におおう。上限は不明である。

D. 忍沢ブロック

D-1 平清水火山砕屑岩(Hirashimizu Pyroclastics)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は、小坂・角田(1969)の八町山累層の一部、向川累層の一部に相当する。

層厚：1300m 以上。

分布および岩相：本層は、増穂町平清水、八町山北方、金山鉱泉西方に分布する。

本層は、安山岩質および玄武岩質の火山角礫岩を主体とし、凝灰岩、石英安山岩質の火山角礫岩を挟在する。安山岩質火山角礫岩は、斜長石と輝石の斑晶を含む径5 cm から数10 cm の安山岩の角礫からなり、緑色を呈する。基質は中粒から粗粒の凝灰岩である。玄武岩質の火山角礫岩は、赤色を呈し、礫は気泡を持つ玄武岩で径5 cm から10 cm のものが多い。凝灰岩は緑色を呈し、成層しており、単層の厚さは10 cm から50 cm で、主に本層上部に挟在する。石英安山岩質の火山角礫岩は、赤褐色を呈し、礫の大きさが数10 cm から2 m、基質は軽石質凝灰岩である。石英安山岩質の火山角礫岩は本層の最上部に挟在する。

本層は、平清水南方に北東-南西方向の軸を有する背斜構造をなし、背斜の北翼で北へ60°前後傾斜し、南翼で北へ30°から60°傾斜し、地層が逆転している。また、金山鉱泉西方でほぼ東西方向の軸を有する背斜構造をなし、北翼の栃窪北方では北東-南西方向の走向で、北西へ30°前後傾斜を有する。

層序関係：忍沢凝灰岩に整合におおわれる。下限は不明である。

D-2 忍沢凝灰岩(Ninzawa Tuff)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は小坂・角田(1969)の八町山累層の一部、向川累層の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町栃窪南方の戸川。

層厚：600m。

分布および岩相：本層は、増穂町新梨西方、忍沢、金山鉱泉西方、八町山西方に分布する。

本層は、粗粒から細粒の凝灰岩を主体とし、玄武岩質凝灰角礫岩、安山岩質火山角礫岩、軽石質凝灰岩、火山礫凝灰岩を挟在する。主体をなす凝灰岩は、緑色を呈し、成層するが、一部で塊状である。単層の厚さは数10 cm から数mで、一部に葉理が発達する。細粒の凝灰岩には、生痕化石が含まれることがある。玄武岩質凝灰角礫岩は、主に八町山南西の大柳川に露出し、青緑色を呈する。礫は輝石の斑晶を含む玄武岩で、大きさは10数cm のものが主である。基質は細粒から粗粒の凝灰岩である。安山岩質の火山角礫岩は、主に金山鉱泉の西方および東方に露出し、青緑色ないし淡青緑色を呈する。礫は斜長石、輝石の斑晶を含む安山岩で、大きさは5 cm 程度である。軽石質凝灰岩は、戸川流域に分布する本層の下部に挟在し、青緑色から淡緑色を呈し、一部で葉理が発達する。十谷西方の大柳川西方に分布する本層は、泥岩、細粒の凝灰岩の偽礫を含む粗粒の凝灰岩を挟在する。

金山鉱泉東方、栃窪西方に分布する本層は、南北から北東-南西方向の走向で西へ40°から60°傾斜する。金山鉱泉西方に分布する本層は、ほぼ東西方向の走向で南へ40°から80°傾斜する。八町山周辺に分布する本層は、北東-南西方向の軸を有する背斜構造をなす。

層序関係：本層は、平清水火山砕屑岩を整合におおひ、栃窪泥岩に整合におおわれる。

D-3 栃窪泥岩(Tochikubo Mudstone)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は、小坂・角田(1969)の八町山累層の一部、向川累層の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町の金山鉱泉西方の戸川。

層厚：570m 以上。

分布および岩相：本層は、増穂町栃窪、八町山北西から南西の戸川および大柳川に分布する。

本層は、黒色を呈する泥岩を主体とし、白色を呈する凝灰岩を挟在する。泥岩は一般に塊状で、一部

に多量の生痕化石，少量の石灰質団塊が含まれる。挟在する凝灰岩は細粒から粗粒で，時に葉理が発達する。厚さは一般に 40 cm から 1 m であるが，側方に厚さが 1 m から 20 cm と大きく変化することがある。

本層は，金山鉦泉付近では北東-南西方向の走向で西へ 40° から 60° 傾斜する。八町山西方では北東-南西方向の軸を有する背斜および向斜構造をなす。

層序関係：本層は，忍沢凝灰岩を整合におおう。上限は不明である。

E. いちんど沢ブロック

E-1 八町山火山碎屑岩(Hacchôzan Pyroclastics)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は，小山(1984)の M₁の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡鯉沢町八町山南西の大柳川。

層厚：520m 以上。

分布および岩相：本層は，八町山南西，いちんど沢南方に分布する。

本層は，凝灰岩，安山岩質および玄武岩質の火山角礫岩を主体とし，泥岩を挟在する。凝灰岩は緑色を呈し，粗粒で成層する。安山岩質の火山角礫岩は青緑色を呈し，礫は斜長石を含む安山岩，基質は粗粒の凝灰岩である。玄武岩質の火山角礫岩は青緑色を呈し，礫は無斑晶質の玄武岩である。泥岩は黒色を呈し，主に本層の分布地域南部に挟在する。

本層は，ほぼ南北方向の走向を有し，西へ 50° から 60° 傾斜する。いちんど沢南方では地層が逆転している。

層序関係：本層は，いちんど沢層に整合におおわれる。下限は不明である。

E-2 いちんど沢層(Ichindosawa Formation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は，小山(1984)の M₁の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡鯉沢町のいちんど沢下流。

層厚：1800m 以上。

分布および岩相：本層は，いちんど沢下流域，いちんど沢南方の大柳川西方に分布する。

本層は，泥岩を主体とし，砂岩，凝灰岩を挟在する。泥岩は黒色を呈し，塊状である。砂岩は灰白色から暗色を呈し，中粒から粗粒で，上部ほど挟在す

る量が増す。砂岩の単層の厚さは一般に 10 cm から 30 cm であるが，大柳川といちんど沢の合流点付近では数mの厚さの砂岩を挟在する。凝灰岩は白色および緑色を呈し，細粒である。白色を呈する凝灰岩は主に本層下部に挟在する。

本層は，南北から北東-南西方向の走向を有し，西へ 40° から 70° 傾斜する。いちんど沢南方では地層が逆転している。

層序関係：本層は，八町山火山碎屑岩を整合におおう。上限は不明である。

F. 大柳川ブロック

F-1 大柳川層(Ôyanagawa Formation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は，小山(1984)の K₄の大部分，K₂，K₃，K₅，M₁の各一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡鯉沢町清水西方の大柳川。層厚：750m 以上。

分布および岩相：本層は，八町山から鯉沢町十谷にかけての山嶺，鯉沢町清水西方および十谷西方の大柳川流域から御殿山西麓，新宮川中流付近にかけて分布する。

本層は，種々の岩体を互いに取り込む乱堆積物で特徴付けられる。本層下部では安山岩質の火山碎屑岩が卓越し，上部では，泥岩が卓越する。一部では泥岩を不規則に取り込む凝灰岩や粗粒砂岩と互層する。下部の安山岩質の火山碎屑岩は凝灰角礫岩および火山角礫岩からなり，緑色を呈し，礫は斜長石の斑晶を含む安山岩が主である。この火山碎屑岩は黒色から暗灰色の泥岩の岩塊を取り込んでいることが多い。上部の泥岩は黒色で，砂岩，凝灰岩，火山岩を不規則に取り込んでいる。泥岩に取り込まれている砂岩は，中粒から極粗粒で，灰白色を呈する。凝灰岩は緑色を呈し，細粒から粗粒である。これらの砂岩および凝灰岩は，5 cm から数 10 cm の雲状やレンズ状の不規則な形態を有する。泥岩に取り込まれる火山岩は安山岩が主体であり，基質が凝灰質になり火山角礫岩となっている部分もある。

本層は南部において乱堆積構造があまり見られなくなり，成層するようになる。成層するのは砂岩と泥岩が主で，火山礫凝灰岩を挟在する。成層する砂岩は淡灰色から暗灰色を呈し，粗粒から細粒で級化層理をなす。

本層は、ほぼ南北方向の軸を有する褶曲構造をなす。

層序関係：本層は、周囲の地層とはすべて断層で接している。

G. 富士見山ブロック

G-1 堂平火山碎屑岩(Dôdaira Pyroclastics)

命名：田村淳一(1984MS)命名。本層は、小山(1984)のK₂の大部分、K₁の上部、K₃の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡中富町堂平西方の寺沢川上流。

層厚：2000m 以上。

分布および岩相：本層は、鯨沢町十谷西方から味噌根沢、中富町堂平西方、早川町塩ノ上にかけての富士見山麓に分布する。

本層は、安山岩質の火山円礫岩を主体とし、ほかに安山岩質の凝灰角礫岩、凝灰岩よりなる。火山円礫岩の礫種は安山岩を主体とし、緑色を呈するガラス質凝灰岩なども含まれる。礫径は一般に中礫から大礫であるが、50 cm 以上の巨礫が含まれる場合もある。基質は粗粒の凝灰質砂岩である。安山岩質の凝灰角礫岩は、十谷西方から味噌根沢にかけて露出する。凝灰角礫岩の礫は斜長石の斑晶がみられる安山岩で、気泡を持つものもある。基質は斜長石を含む粗粒の凝灰岩で、暗緑色ないし暗灰色を呈する。中富町亀久保西方、腰巻西方の曙川上流、平須西方の夜子沢上流では、成層した凝灰岩ないし凝灰質砂岩が露出する。曙川上流の凝灰岩は、暗灰色を呈し、中粒から細粒で、級化層理が見られる。夜子沢上流の凝灰質砂岩は、緑がかかった淡灰色から暗灰色を呈し、極粗粒から中粒で、スランプ構造や、巨礫を含むなどの乱堆積構造も見られる。

本層は、北北東-南南西から北北西-南南東方向の走向で、西に40°から80°傾斜する。

層序関係：本層が新宮川層と直接接する露頭は確認されておらず、資料も少ないが、新宮川層は本層の上位に露出し、構造的に調和的であることから、本層と新宮川層は整合関係にあると考えられる。また、本層の下位は断層によって断たれているため、下限は不明である。

G-2 新宮川層(Niimiyagawa Formation)

命名：田村淳一(1984MS)命名。本層は小山(1984)

のK₃の大部分とK₄の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町大原野東方の新宮川の上流。

層厚：500m 以上。

分布および岩相：本層は、新宮川上流付近から塩ノ上の北方にかけての富士見山西麓に分布する。

本層は、緑がかかった暗灰色ないし暗灰色を呈する凝灰岩と黒色ないし暗灰色を呈する泥岩よりなる。凝灰岩は、粗粒から細粒で一般に層理は不明瞭であるが、級化層理が見られることもあり、泥岩の偽礫を含有する。凝灰岩は、分布地域北部の新宮川流域に露出する。分布地域南部では、泥岩が主体となる。泥岩は一般に塊状であるが、粗粒から細粒の砂岩の薄層を挟在することもある。砂岩層は連続しない場合が多いが、厚さが厚いものは級化層理を有する。

早川部落東方の沢に露出する本層の泥岩から *Globigerina* sp., *Globobulimina* sp. の化石を産する。

本層は、北東-南西方向の軸を有する向斜をなす。新宮川上流付近は向斜の西翼にあたり、南東へ50°から80°傾斜し、向斜軸から離れるほど急傾斜する傾向がある。分布域の西側付近では逆転している。早川部落東方の沢の上流は向斜の東翼にあたり、西ないし西北西へ50°から80°傾斜する。

層序関係：前述したように、本層は堂平火山碎屑岩を整合におおうと考えられる。

H. 小縄ブロック

H-1 小縄層(Konawa Formation)

命名：YAMADA Eizo (1966MS)命名。

YAMADA (1966MS)の小縄層、木村勝弘(1969MS)の小縄層は、早川以南に分布する地層に対して与えられた地層名である。早川以北に分布する地層も岩相的に同様のものであるため、小縄層という地層名を用いる。また、本層は小山(1984)の相又層の一部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡早川町千須和付近の早川河岸。

層厚：500m 以上。

分布および岩相：本層は、中富町梨子西方から早川町笹走西方、千須和、葉袋東方にかけて分布する。

本層は、安山岩質の凝灰角礫岩、火山角礫岩を主体とし、上部は凝灰質砂岩・泥岩互層からなる。凝

灰角礫岩，火山角礫岩の礫は，輝石安山岩を主体とし，基質は粗粒の凝灰岩である。千須和付近の早川河岸に露出する本層の火山角礫岩には，玄武岩，泥岩の礫も含まれる。本層上部の凝灰質砂岩は，緑がかかった暗灰色を呈する細粒から粗粒の砂岩で，級化層理がみられる。凝灰質砂岩，火山礫凝灰岩には泥の岩塊が含まれることが多い。

本層は，北東－南西ないし北北東－南南西方向の軸をもつ褶曲構造をなし，背斜軸は千須和西方，向斜軸は梨木西方から葉袋東方を通る。

層序関係：本層は，周囲の地層とは断層で接している。

I. 高下ブロック

I-1 十谷火山角礫岩(Jukkoku Volcanic-breccia)

命名：金子 剛(1983MS)命名。本層は，小山(1984)の K₁の下部に相当する。

模式地：山梨県南巨摩郡鯉沢町十谷東方の大柳川支流。

層厚：980m 以上。

分布および岩相：本層は，鯉沢町十谷から白子沢にかけての大柳川流域，中富町大塩西方，荻付近に分布する。

本層は，安山岩質の火山角礫岩を主体とし，凝灰岩，玄武岩溶岩，安山岩溶岩を挟在する。安山岩質の火山角礫岩は暗緑色を呈する。角礫は5mm前後の大きさの輝石の斑晶が目立ち，斜長石の斑晶をほとんど含まない安山岩で，10cmから20cmの径をもつ。本層上部には，斜長石の斑晶が目立つ安山岩質の火山角礫岩も挟在する。基質は，いずれも中粒から粗粒の凝灰岩である。凝灰岩は，主に本層の上部に挟在し，暗緑色を呈する細粒から粗粒の凝灰岩，ないしは成層する緑色の凝灰岩である。玄武岩溶岩は本層の下部に挟在し，無斑質で気泡を持つ。鯉沢町山王東方には枕状溶岩が露出する。安山岩溶岩は本層の下部に挟在し，主体をなす火山角礫岩中の安山岩角礫と同質である。

本層は，ほぼ東西方向の走向で北へ30°から70°傾斜する。

層序関係：本層は，高下火山碎屑岩に整合におおわれる。下限は不明である。

I-2 高下火山碎屑岩(Takaori Pyroclastics)

命名：金子 剛(1983MS)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町下高下付近。

層厚：2300m。

分布および岩相：本層は，増穂町高下，小室，川久保に分布する。

本層は，安山岩質の火山角礫岩，玄武岩溶岩，同質の火山角礫岩を主体とし，凝灰岩を挟在する。安山岩質の火山角礫岩は本層の下部および上部に卓越し，青緑色を呈する。礫は径5cmから10数cmで，斜長石および輝石の斑晶を含む安山岩である。基質は斜長石の結晶が目立つ粗粒の凝灰岩である。玄武岩溶岩は本層の中部に卓越し，淡青緑色を呈し，無斑晶質で一般に気泡を持つ。玄武岩質の火山角礫岩の礫は玄武岩溶岩と同質で，基質は粗粒から中粒の凝灰岩である。本層下部に挟在する凝灰岩は，灰緑色から緑色を呈し，数mmの斜長石の結晶が目立つ。本層中部に挟在する凝灰岩は，暗緑色を呈し，中粒から粗粒で成層し，玄武岩に伴って露出する場合が多い。分布地域南部の小柳川では，軽石凝灰岩を挟在する。

本層は，分布地域南部ではほぼ東西方向の走向を有し，北へ40°から70°傾斜する。分布地域北部では南北から北東－南西方向の走向となり，西へ10°から60°傾斜する。

層序関係：本層は，十谷火山角礫岩を整合におおう。また，七尾凝灰岩に整合におおわれ，上部で指交する。

I-3 七尾凝灰岩(Nanao Tuff)

命名：金子 剛(1983MS)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡増穂町下七尾西方の戸川。

層厚：420m 以上。

分布および岩相：本層は，増穂町下七尾西方に分布する。

本層は，成層する凝灰岩よりなる。凝灰岩は緑色を呈し，単層内で粗粒から細粒への級化層理を有する。単層の厚さは数cmから数10cmで，一部には葉理が発達する。本層の下部には赤色を呈する細粒の凝灰岩を挟在する。

本層は，北東－南西から南北方向の走向を有し，西へ10°から45°傾斜する。

Table 2. Comparison table of the stratigraphic successions in the Akebono Block, eastern part of the studied area.

本研究	金子・他(1983)	松田 (1958)	秋山 (1957)	大塚 (1950)	田中 (1930)
曙礫岩	曙礫岩	曙礫岩	曙礫岩	曙半凝固礫岩	静川層
遅沢砂岩部層	遅沢砂岩部層	静川砂岩	川平泥岩層 遅沢砂岩層	静川砂岩	
烏森山 火山碎屑岩	烏森山 火山碎屑岩	烏森山 火砕岩	烏森山 凝灰角礫岩層 梅平砂岩層 早川橋泥岩層 三ッ石凝灰 角礫岩層		
原泥岩	原泥岩	原泥岩	鯨原泥岩層	西八代層群	
屏風岩凝灰岩 F	屏風岩凝灰岩	屏風岩凝灰岩 F	屏風岩凝灰岩層		
鯨沢層		和平凝灰岩 月見橋 安山岩	出口凝灰質 砂岩泥岩互層 上一色火山角礫岩層		

層序関係：本層は、一部指交関係で高下火山碎屑岩を整合におおう。上限は不明である。

J. 曙ブロック

本ブロックに関しては多くの研究がなされており、それらについては金子・他(1983)において詳しく述べたので、代表的な層序と金子・他(1983)と本研究の層序の比較表(Table 2)を示すのみにする。

J-1 鯨沢層(Kajikazawa Formation)

命名：金子 剛(1983MS)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡鯨沢町の小柳川下流。

層厚：3100m 以上。

分布および岩相：本層は、鯨沢町鯨沢西方，天戸，国見平，日向町，久保沢，箱原西方から中富町西島にかけて分布する。

本層は、安山岩質の火山角礫岩，凝灰角礫岩，凝

灰岩を主体とし，軽石凝灰岩，玄武岩溶岩を挟在する。安山岩質の火山角礫岩，凝灰角礫岩の礫は斜長石，輝石の斑晶を含む。分布地域南部の西島西方には5mm から10mm に達する輝石の斑晶が目立つ安山岩礫を持つ凝灰角礫岩も露出する。これらの礫径は数cm から数10cm で，基質は中粒から粗粒の凝灰岩である。火山角礫岩，凝灰角礫岩は一般に塊状であるが，大柳川の河岸，西島西方では成層し，火山礫凝灰岩，粗粒から細粒で葉理の見られる凝灰岩を挟在する。国見平周辺，入山町に分布する凝灰岩は緑色を呈し，細粒から粗粒で成層する。日向町，天戸北方に分布する凝灰岩は緑色を呈し，粗粒で塊状である。軽石凝灰岩は白色ないし緑がかった灰白色を呈し，久保沢および西島西方に露出するものは角閃石の結晶を含む。箱原南西方の富士川河岸には成層

した軽石質凝灰岩が露出する。玄武岩溶岩は、日向町北方および西島北西方、同西方に露出する。西島の北西および西方に露出する玄武岩溶岩は枕状をなすことが多い。

本層は、大柳川以北では北西-南東の走向を有し、北へ40°から70°傾斜する。大柳川以南では、東北東-西南西方向の軸を有する褶曲構造をなす。

層序関係：調査地域においては、本層は高下火山砕屑岩および屏風岩凝灰岩と断層で接し、曙礫岩に不整合におおわれる。松田(1958)によると、調査地域東方の富士川東岸において本層相当層が屏風岩凝灰岩よりも下位に露出し、両者の間にある地層はすべて整合関係にあるとしている。本論文では、本層の層序関係はこれに従い、本層を曙ブロックに含め、屏風岩凝灰岩よりも下位であるとした。

J-2 屏風岩凝灰岩(Byôbuiwa Tuff)

命名：松田時彦(1958)命名。

本層名の屏風岩および本層の模式地は調査地域外であるが、調査地域内でも岩相に大きな差異は見られず、また分布も連続していることから本層名を用いる。

模式地：山梨県西八代郡下部町出口・竹之島間の鉄道線路切割。

層厚：500m以上。

分布および岩相：本層は、中富町手打沢、切石、日向、大子山、八日市場に分布する。

本層は、軽石凝灰岩、凝灰質砂岩よりなる。軽石凝灰岩は青緑石の斑点を含み、緑がかった淡灰色を呈する。夜子沢川下流付近にはこの軽石凝灰岩が露出する。本層上部では凝灰質砂岩が主体となる。凝灰質砂岩は細粒から粗粒で暗灰色ないし暗緑色を呈し、泥岩を挟在する。挟在する泥岩の厚さは5cmから20cm程度で、上部ほど多い。

本層は、寺沢付近に西北西-東南東方向の向斜軸を、また大子山北方に東西ないし東南東-西北西方向の背斜軸をもつ褶曲構造をなす。

層序関係：本層上部には泥岩が多く挟在し、また、上位の原泥岩の最下部には凝灰質砂岩が挟在する場合がある。また、構造的に見て両者の間に差異がないので、本層と原泥岩は整合関係である。下限は、調査地域内では不明である。

J-3 原泥岩(Hara Mudstone)

命名：松田時彦(1953)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡中富町大子山南方の沢。
層厚：800m。

分布および岩相：本層は、中富町手打沢から寺沢、大子山、八日市場、伊沼、飯富西方にかけて分布する。

本層は、暗青灰色を呈する塊状の泥岩を主体とし、凝灰質砂岩を挟在する。凝灰質砂岩は、厚さ5cmから20cmで、上部ほど挟在する割合が多くなる。また、大子山西方、八日市場西方、伊沼西方の本層最上部付近には、貝化石片を多く含む厚さ10cmから20cmの粗粒砂岩を挟在する。八日市場南西方および伊沼西方には、安山岩の礫を含む塊状の泥岩が露出する。

本層の泥岩を構成する粒子には、黒色から暗赤色の火山砕屑物粒子、黄鉄鉱などが含まれている。

本層は、寺沢付近に西北西-東南東方向の向斜軸、大子山北方に東西ないし西北西-東南東方向の背斜軸をもつ褶曲構造をなす。

層序関係：本層最下部には、屏風岩凝灰岩上部の凝灰質砂岩と同質の凝灰質砂岩を挟在すること、構造的に調和的であることから、本層と下位の屏風岩凝灰岩は整合関係にある。また、本層と上位の烏森山火山砕屑岩との間には、走向の斜交が八日市場以北において見られるため、両者は不整合関係にあると考えられる。しかし、伊沼付近では走向は斜交しておらず、また、本層中に安山岩の礫を含む場合があること、本層上部で凝灰質砂岩を多く挟在することなどから、上位層と整合の可能性もある。

J-4 烏森山火山砕屑岩(Karasumoriyama Pyroclastics)

命名：松田時彦(1958)命名。

松田時彦(1958)の烏森山火砕岩と静川砂岩は、ともに安山岩質の火山砕屑物よりなることから、本論文では両者を一括して烏森山火山砕屑岩として再定義する。また、本層上部の軟体動物化石を多産する砂岩を遅沢砂岩部層として区別する。

模式地：山梨県南巨摩郡中富町八日市場西方の沢。
層厚：1100m。

分布および岩相：本層は、中富町手打沢西方から

夜子沢，八日市場西方，三ツ石，小原島にかけて，および，梨子から笹走，江尻窪西方，小原島にかけての曙礫岩をとりまく地域，樽坪，初鹿島周辺に分布する。

本層は，輝石安山岩の凝灰角礫岩，火山角礫岩を主体とし，安山岩溶岩，同質の凝灰岩，泥岩，凝灰質砂岩を挟在する。模式地付近の本層は，火山角礫岩ないし火山円礫岩，粗粒の凝灰質砂岩，泥岩という厚さ 100 m 程度の堆積のサイクルが最低 6 回見られる。

梨子から江尻窪西方，笹走，樽坪，小原島にかけて分布する本層は，火山角礫岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩，および凝灰質砂岩・泥岩互層よりなり，樽坪付近には，安山岩溶岩が露出する。また，笹走南方，樽坪東方，梨子南方には，灰白色を呈し輝石，斜長石を含む凝灰岩が露出する。

本層下部に挟在する泥岩は有孔虫化石を含む。

本層は，小原島付近にほぼ南北方向の向斜軸，笹走から山吹付近に北西－南東方向の背斜軸をもつ褶曲構造をなす。

層序関係：本層は，下位の原泥岩と走向が斜交するため，不整合で原泥岩をおおうと考えられる。しかし，本層に挟在する凝灰質砂岩と同質の砂岩が原泥岩上部に挟在すること，安山岩礫が原泥岩の泥岩中に含まれる場合があること，伊沼付近では走向は斜交しないことなどから両者が整合関係にある可能性もある。また，本層の上位の曙礫岩には火山碎屑物がほとんど含まれないこと，走向が斜交することから，両者は不整合関係と考えられる。

J-5 遅沢砂岩部層(Osozawa Sandstone Member)

命名：浅井寿光(1981MS)命名。

浅井寿光(1981MS)は，本部層を曙礫岩の部層であるとしているが，本部層を構成する砂岩は烏森山火山碎屑岩に挟在する凝灰質砂岩と同質であるので，本論文では，本部層を烏森山火山碎屑岩の一部層として再定義する。

模式地：山梨県南巨摩郡身延町小原島の県道沿いの露頭。

層厚：350m。

分布および岩相：本部層は，中富町丸山から夜子

沢，後山，遅沢，小原島にかけて分布し，江尻窪西方にもわずかに露出が見られる。

本部層は，貝化石を多産する砂岩，および泥岩よりなる。砂岩は極粗粒から粗粒で黒色ないし褐色を呈するが，新鮮な面では暗青灰色を呈し，輝石を含む火山碎屑物粒子を主体とする。貝化石片が層状に含まれていることもある。本部層上部は，塊状で暗青灰色を呈する泥岩である。川平東方，および松山北方の沢では，泥岩中に厚さ 30 cm から 80 cm の灰白色ないし黄白色を呈し，輝石または角閃石を含む凝灰岩を挟在する。この凝灰岩は松山南方では確認できないが，夜子沢北方の沢では同様な白色ないし灰白色の凝灰岩が塊状の泥岩に挟在している。また，分布域北部では，凝灰質砂岩と泥岩が互層をなす場合が多く，本部層最上部付近には，礫径が中礫の礫岩も挟在する。

本部層の粗粒砂岩からは貝類化石のほか，ウニなどの化石も多産する。また，砂岩と互層をなす泥岩および上部の塊状の泥岩からは有孔虫化石を産する。粗粒砂岩から産する *Amussiopecten* の化石には，明らかに変形してゆがんだ形のものも多く見られる。

層序関係：本部層は，烏森山火山碎屑岩の一部層であり，烏森山火山碎屑岩の最上部を構成する。

J-6 曙礫岩(Akebono Conglomerate)

命名：松田時彦(1958)命名。

模式地：山梨県南巨摩郡中富町中山付近。

層厚：1800m 以上。

分布および岩相：本層は，鯨沢町鳥屋から中富町大塩，久成，矢細工，福原，中山，遅沢にかけて分布する。

本層は，塊状の礫岩を主体とし，砂岩，泥岩を挟在する。礫岩の礫径は中礫から大礫が主体で，良く円磨されている。礫種は，黒色頁岩，砂岩，花崗岩，安山岩，凝灰岩などである。基質は一般に中粒から粗粒の灰白色を呈する砂岩である。挟在する砂岩は，極粗粒から細粒で基質と同質の砂岩である。泥岩は灰色から暗灰色を呈し，炭質物を含む。泥岩を構成する粒子は，石英粒が多く，火山碎屑物の粒子をほとんど含まない。

本層は塊状の礫岩を主体とするため，走向・傾斜の測定できる露頭は少ないが，礫の配列や挟在する

砂岩などによって測定できる。

本層は、小原島付近を通り、ほぼ南北走向の軸をもつ向斜構造をなす。この向斜軸付近以西では、小断層に沿って礫岩の礫が変形したり切れたりすることがある。また、この向斜軸は北に約70°プランジしている。

層序関係：本層には火山碎屑物がほとんど含まれていないのに対し、下位の遅沢砂岩部層、烏森山火山碎屑岩には火山碎屑物がかなり多く含まれており、両者の走向が斜交していることから、本層と下位層との間に不整合があると考えられる。上限は不明である。

5. 地 質 構 造

調査地域は、南北性の走向を有する断層によって大きく10のブロックに区切られている。これらのうち、曙ブロック東部、高下ブロック南部、および忍沢ブロックの内部で地層は東西性の地質構造をなすが、調査地域全体として見れば、南北性の地質構造が卓越している(Fig. 2, Fig. 8)。

新倉ブロックは、断層によってブロック内がさらに細分される。このうち、大原野付近ではブロック内の地層は北北西-南南東から南北方向の軸を有する褶曲構造をなし、この構造は北の茂倉川付近の新倉火山碎屑岩まで連続している。褶曲の波長は1 km程度である。大原野南方の山嶺付近に分布する大原野泥岩、播磨沢火山碎屑岩も同様の褶曲構造をなすと考えられる。

新倉周辺および早川東方に分布する大原野泥岩は東に30°から80°、南部では地層が逆転して西に80°前後の傾斜を有する。

仙城沢ブロック内の地層は、湯ノ川中流付近に南北から北北東-南南西方向の背斜軸、仙城沢上流に北北東-南南西方向の向斜軸を有する褶曲構造をなす。褶曲の波長は6 km程度である。

源氏山ブロック内の地層は、ほぼ南北方向の走向で西方上位の同斜構造をなすが、いちんど沢上流付近で走向が一部東西方向に近くなり南傾斜となり、南部では地層が逆転している場合が多い。

忍沢ブロック内の地層は、八町山北方に北東-南西方向の背斜軸、八町山北西方に北東-南西方向の

向斜軸、金山鉱泉西方の戸川にほぼ東西方向の背斜軸を有する褶曲構造をなす。褶曲の波長は2~3 kmである。また、平林から八町山北西方にかけて北東-南西方向の断層が通る。

いちんど沢ブロックは、さらに南北2つのブロックに分けられる。北のブロック内の地層は西ないし北西に30°から70°傾斜する同斜構造をなす。南のブロック内の地層は西に45°から60°傾斜する同斜構造をなし、地層は逆転している。

大柳川ブロック内の地層は、大柳川流域付近でほぼ南北方向の軸をもち、波長が600~700mの褶曲構造をなす。

富士見山ブロック内の地層は、新宮川上流に北東-南西ないし北北東-南南西方向の向斜軸をもつ。この向斜軸は東へやや転倒していると考えられる。

小縄ブロック内の地層は北北東-南南西から北東-南西方向の背斜軸、向斜軸を有する褶曲構造をなす。褶曲の波長は2 km程度である。

高下ブロック内の地層は、北部はほぼ南北方向の走向を有するが、南部ではほぼ東西方向の走向となり、大柳川南方に東北東-西南西方向の背斜軸を有する。

曙ブロック内の地層は、東部は東西ないし東北東-西南西方向の軸を有する褶曲構造をなすが、北部は北ないし北東に傾斜する同斜構造をなす。また、西部は南北ないし北西-南東方向の向斜軸、背斜軸をもつ褶曲構造をなし、これらの褶曲軸は北に70°前後プランジしていると考えられる。

調査地域の主な断層には、糸魚川-静岡構造線と、各ブロックの境界をなす9本の断層がある。

(1) 糸魚川-静岡構造線 (Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line)

本構造線は矢部(1918)により命名されたものであり、本地域については小山(1984)の報告がある。本構造線は、調査地域の新第三系と瀬戸川層群との境界をなす衝上断層である。その位置は、奈良田付近の丸山林道、西山温泉付近の早川河床、下湯島南方、栃ノ木橋西方の東電通勤道路、内河内川と早川の合流点付近、新倉発電所付近の早川右岸、新倉付近の早川河床、塩島南方の沢、早川部落東方の沢、早川部落南東方の沢、播磨沢の北西枝沢、薬袋北方にお

いて確認される。このうち、内河内川－早川合流点付近では $N10^{\circ}W$, $44^{\circ}W$, 塩島南方の沢で $N40^{\circ}W$, $45^{\circ}W$, 播磨沢で $N35^{\circ}W$, $44^{\circ}W$ の走向・傾斜を有し、南部では幅数 10 cm から数 m の粘土化した破砕帯を伴う。

(2) 茂倉断層 (Mogura Fault)

本断層は小山(1984)によって命名されたものであり、湯ノ川中流付近から茂倉、大原野を通り、播磨沢付近で糸魚川－静岡構造線に合流する断層である。本断層は、茂倉南方の茂倉川でほぼ南北方向の走向で西に 80° から 70° 傾斜し、新宮川では $N20^{\circ}W$, $74^{\circ}W$, 播磨沢では $N20^{\circ}W$, $62^{\circ}W$ の走向・傾斜を有する。また、大原野では幅数 m の破砕帯が見られ、播磨沢の露頭でも 1 m 以上の粘土化した破砕帯を伴う。新宮川では、本断層付近に露出する砂岩・泥岩互層にブーディン構造が見られる。本断層は、新倉ブロックと仙城沢ブロックとの境界をなす。

(3) 丸山－播磨沢断層 (Maruyama-Harimazawa Fault)

丸山林道の最高点付近から戸川源流、大柳川源流、茂倉東方、新宮川中流から播磨沢に至り、糸魚川－静岡構造線に合流する断層である。本断層は、戸川源流、源氏山西方のいちんど沢、新宮川中流に露出している。本断層は、仙城沢ブロックと源氏山ブロックとの境界をなす。

(4) 源氏山－天久保断層 (Genjiyama-Amakubo Fault)

戸川上流から源氏山東方、茂倉東方、新宮川中流付近を通り、早川町天久保で曙衝上断層、糸魚川－静岡構造線に合流する。本断層は、戸川、いちんど沢、新宮川中流付近に露出しており、空中写真でもリニアメントが認められる。本断層は、源氏山ブロックと、忍沢、いちんど沢、大柳川、富士見山の各ブロックとの境界をなす。

(5) 八町山－いちんど沢断層 (Hachōzan-Ichindosawa Fault)

本断層は、平清水南方から八町山、大柳川上流、いちんど沢上流を通り、源氏山－天久保断層に合流する。いちんど沢の北側の支流で露出が確認される。本断層は、忍沢ブロックと、いちんど沢、大柳川両ブロックとの境界をなす。

(6) 八町山－大柳川断層 (Hacchōzan-Ōyanagawa Fault)

本断層は、八町山からいちんど沢・大柳川合流点付近を通り、十谷峠北西方で源氏山－天久保断層に合流する。いちんど沢南方の大柳川の枝沢で露出が確認される。本断層は、いちんど沢ブロックと大柳川ブロックとの境界をなす。

(7) 七尾－新宮川断層 (Nanao-Niimiyagawa Fault)

平林東方の利根川から戸川レジャーセンター西方の戸川、小柳川源流、十谷西方の源氏荘付近、梨木沢下流を通り、新宮川南方で源氏山－天久保断層と合流する。戸川、源氏荘付近、梨木沢下流では露出が確認され、このうち梨木沢では断層面が $N16^{\circ}E$ $48^{\circ}W$ の走向・傾斜で、大柳川層の黒色頁岩と堂平火山碎屑岩の安山岩質火山角礫岩が接している。ここでは少なくとも幅 1.5 m の破砕帯を伴っている。本断層は、忍沢・大柳川の両ブロックと、高下・富士見山両ブロックとの境界をなす。

(8) 十谷－堂平断層 (Jukkoku-Dōdaira Fault)

鯨沢町十谷から中富町堂平に至る断層で、堂平で曙衝上断層と合流する。本断層は、富士見山ブロックと高下ブロックとの境界をなす推定断層である。

(9) 梨子－小縄断層 (Nashigo-Konawa Fault)

中富町梨子西方で曙衝上断層から分岐し、早川町小縄に至る断層である。樽坪西方の沢で破砕帯が確認される。本断層は、小縄ブロックと曙ブロックの境界をなす。

(10) 曙衝上断層 (Akebono Thrust)

本断層は大塚(1938)が命名以来多くの報告があるが、最近では小山(1984)の報告がある。本断層は、最勝寺から鳥屋、大塩西方、矢細工西方を通り、塩ノ上南方で糸魚川－静岡構造線と合流する衝上断層である。鳥屋、柳川南方の沢、大塩北方および西方、平須西方、矢細工西方で露出が確認され、このうち鳥屋で $N70^{\circ}E$, 柳川南方でほぼ $N-S$, 平須西方で $N30^{\circ}E$ $46^{\circ}NW$, 矢細工西方では $N18^{\circ}E$ $62^{\circ}W$ であり、幅数 10 cm から数 m の破砕帯を伴う。

6. 古地磁気測定結果

(1) 測定およびデータの選択

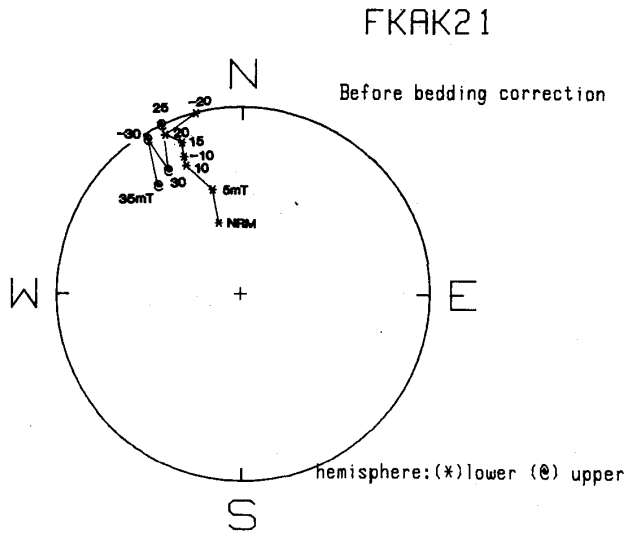


Fig. 5. Changes in the direction of remanent magnetization during the stepwise alternating field demagnetization. This figure demonstrates that the secondary soft component can be eliminated by the demagnetization process.

残留磁気測定に際して全試料の中から代表的な岩相の試料をいくつか選び出し、これらについて5mTおきに最大35mTまでの段階的交番磁場消磁を行った。交番磁場消磁前の自然残留磁気(natural remanent magnetization, NRM)は、一般に地層の傾斜補正前に試料採取地点における現在の地球磁場方向であるが、段階的消磁によって残留磁気方向を変化させるものがある(Fig. 5)。これは現在の地球磁場のもとで付加された二次的残留磁気成分が交番磁場消磁によって除去されたことを示している。この二次的残留磁気成分は2地点の試料を除いた141地点の試料について15mTの交番磁場消磁によって除去されることがわかった。35mTまでの交番磁場消磁によってもその方向を変化させない試料(Fig. 6a)でも、段階的マイクロ波消磁によって方向を変化させるものがある(Fig. 6b)。ただし、交番磁場消磁およびマイクロ波消磁のいずれの方法によっても残留磁気方向を変化させない試料もある(Fig. 7)。

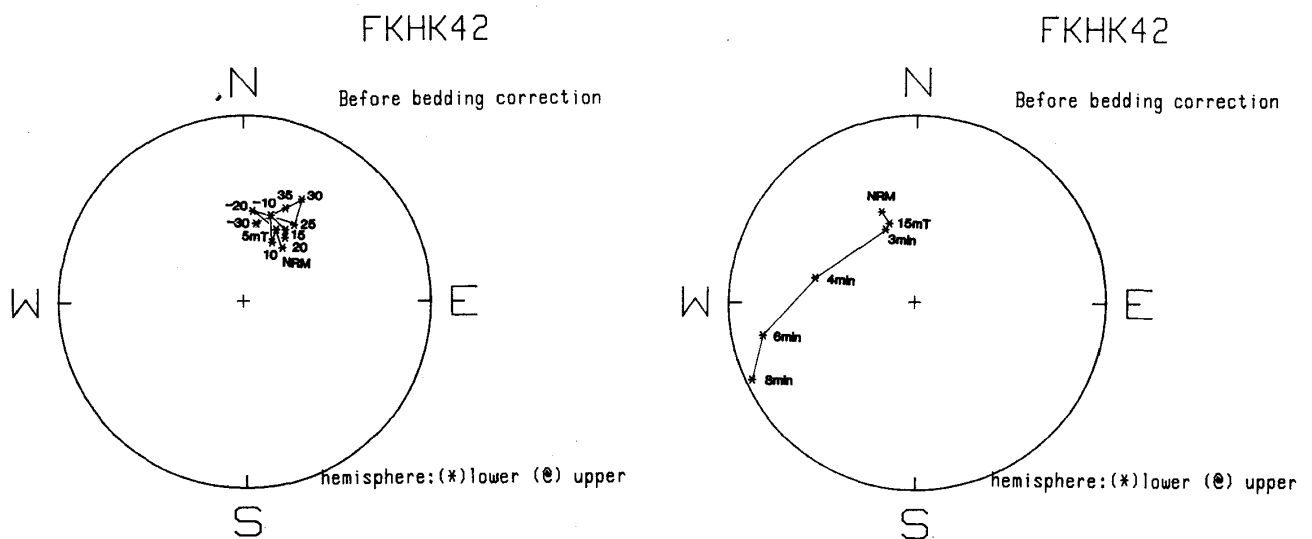


Fig. 6. Changes in the direction of remanent magnetization during stepwise alternating field demagnetization. These figures demonstrate that the secondary soft component cannot be eliminated by the alternating field demagnetization (a: left), but by the microwave demagnetization (b: right). min: duration of exposure under the microwave in minutes.

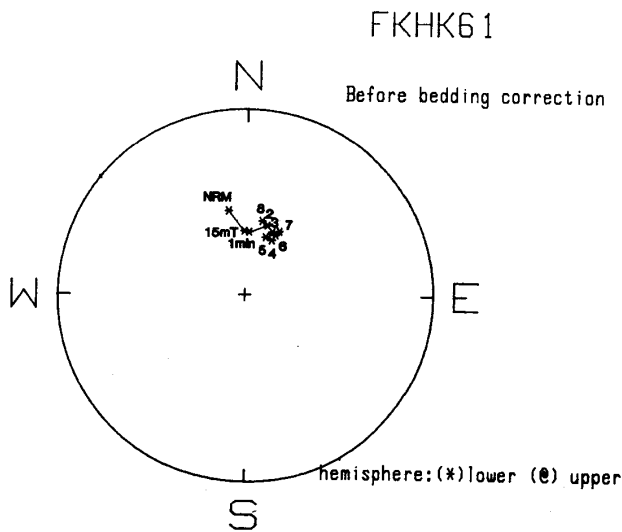


Fig. 7. Changes in the direction of remanent magnetization during stepwise alternating field demagnetization and microwave demagnetization. This figure demonstrates that the secondary component of magnetization cannot be eliminated by the demagnetization processes.

測定した全試料(Fig. 8, Table 3~6)の NRM(自然残留磁気)強度は、 1.0×10^{-4} (A/m)から 4.3×10^0 (A/m)であり、交番磁場消磁後の残留磁気強度は、 5.6×10^{-5} (A/m)から 2.0×10^0 (A/m)である。また、 α_{95} は 2.3° から 90° 以上のものであり、試料によって残留磁気ベクトルのまとまり方に大きな差がある。その偏角の方向も同様に差がある。

消磁後の残留磁気方向が過去の地球磁場方向の記録として信頼のおけるものかどうかについては、以下のような基準を設けて検討し、データの選択を行った。

i) 測定によって得られた残留磁気地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に、北極点に磁極をおいた場合の地球磁場の方向($D=0^\circ$, $I=54.9^\circ$)がある試料は、露頭において現在の地球磁場方向に安定な2次的残留磁気成分を獲得している可能性があるため、除外した。

ii) 地層の傾斜補正後の残留磁気伏角の値を 90° から差し引いた値よりも α_{95} の値が大きい場合、95%の信頼円の範囲で偏角の方向が逆になる可能性があるため、このような試料は除外した。

このほかに、採取地点の地層の走向・傾斜や地層の上下判定の不確実な3地点の試料を除き、最終的に信頼のおけるものとして57地点のデータが得られた(Fig. 9)。以下でこれらの試料についての検討結果を述べる。

(2) 古地磁気の方角

調査地域の古地磁気極性は、新倉、仙城沢、源氏山の各ブロックの試料は逆帯磁のものが多く、忍沢、富士見山、小縄の各ブロックでは正帯磁のものが多。このほかのブロックでは正帯磁・逆帯磁の試料はほぼ同じ割合である。

調査地域の古地磁気伏角は、その絶対値が 30° から 60° までの間が多い。地域全体の平均は $46.0^\circ \pm 16.2^\circ$ であり、現在の地球磁場の伏角の値とは誤差の範囲内で一致し、有意な差は認められない。これは、調査地域の地層の堆積した場所が現在の位置と極端にかけ離れてはいないことを示している。

本地域の地層は断層で多くのブロックに切断されているのみならず、ブロック内で褶曲し、上下が逆転している所も多い。このような激しい地殻変動により水平回転したり変形した過去の水平面が現在、褶曲した地層面として観察されるのである。この傾斜している地層面を堆積当時の水平面にもどす方法は幾通りも存在する。ただし、1回の回転操作により傾斜面を水平面にもどす方法は1通りしか存在しない。すなわち、地層面上の水平線(走向線)を軸として回転させる方法である。このように1回の操作によって過去の水平面を復元できるのは、褶曲軸が水平な場合だけであり、褶曲軸がプランジしている場合には2回以上の回転操作を必要とする。

したがって、1回の回転操作によって地層を水平にもどした場合には、褶曲軸が水平な場合にのみ古地磁気偏角は磁極の方向を向くが、褶曲軸がプランジしている場合には磁極の方向からずれを生じることになる。Fig. 9は1回の回転操作によって地層を水平にもどした場合の偏角の方向を示したものである。ただし、伏角が負の場合は地球磁場が逆極性を持っていた時期であるので、偏角の方向としては実測された偏角の 180° 逆の方向を示してある。Fig. 9から分るように、偏角は一定の方向を持たず、まちまちな方向を持っているので、この地域では水平回

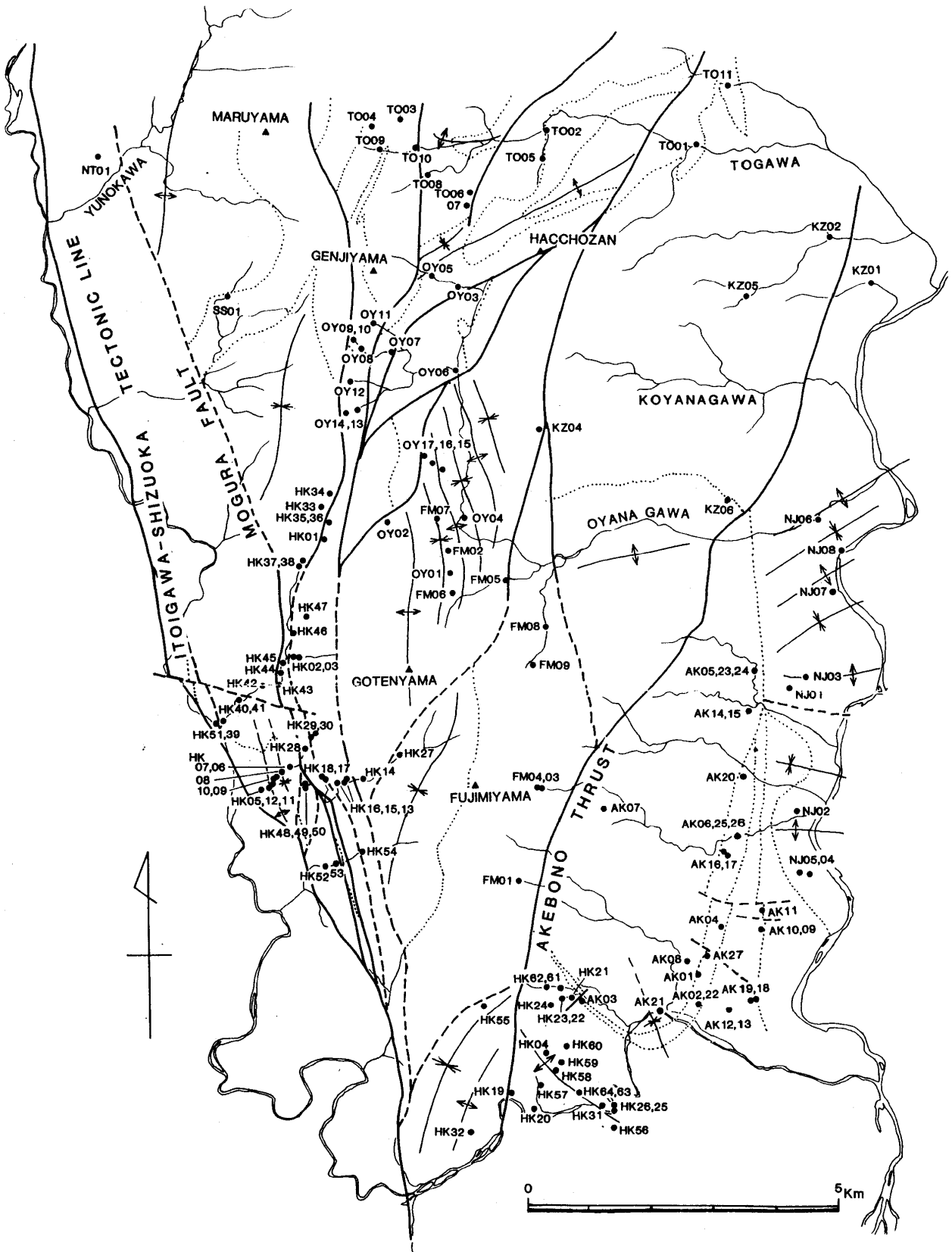


Fig. 8. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies.

Table 3. Results of paleomagnetic measurements (I)

N: number of samples, AFD: field strength of alternating field demagnetization, Jn: intensity of remanent magnetization after alternating field demagnetization, D, I: declination and inclination of remanent magnetization before bedding correction, D, I (corrected): declination and inclination of remanent magnetization after bedding correction, k: precision parameter, α_{95} : radius of 95% confidence circle of the measured direction.

The symbol* in the AFD column represents the samples after microwave demagnetization. The symbol** in the D, I (corrected) column represents the samples, the bedding plane data of which are not available.

Site	Lithology	N	AFD (mT)	Jn $\times 10^{-2}$ (A/m)	D	I	D	I	k	α_{95}
							(corrected)			
(Arakura Pyroclastics)										
HK39	Coarse tuff	5	15	0.08	156.2	+11.9	163.4	+7.7	1.2	90<
HK40	Basalt lava	3	15	49.2	34.0	+46.7	257.2	+70.1	222.5	8.3
HK41	Basalt lava	3	15	5.37	9.4	+44.5	281.5	+56.4	1857	2.9
HK42	Glassy tuff	6	15*	0.42	217.6	-27.9	170.0	-60.9	9.2	23.4
NT01	Coarse tuff	3	15	0.07	215.6	-30.4	161.6	-40.0	143.4	10.3
(Ōharano Mudstone)										
HK05	Fine sandstone	3	15	0.01	17.1	+19.5	2.2	+37.7	6.0	55.3
HK06	Medium sandstone	3	15	0.03	91.6	-88.4	51.3	-34.8	8.6	45.1
HK07	Coarse sandstone	3	15	0.02	49.5	-26.0	49.6	+19.0	1.7	90<
HK08	Coarse sandstone	3	15	0.03	191.3	-21.3	166.3	-54.8	7.9	47.3
HK09	Coarse sandstone	3	15	0.03	187.1	+15.8	186.9	-14.1	8.3	46.0
HK10	Medium sandstone	3	15	0.02	92.7	+38.0	100.2	+6.3	2.8	90<
HK11	Fine sandstone	3	15	0.06	164.1	-31.0	198.7	-41.8	10.5	40.1
HK12	Fine sandstone	3	15	0.03	235.8	+23.4	237.0	-20.8	7.9	47.1
HK49A	Medium sandstone	3	15	0.06	154.1	-18.8	154.2	-78.8	328.6	6.8
HK49B	Black shale	2	15	0.02	101.4	-32.9	46.1	-45.5	2.6	90<
HK49C	Black shale	2	15	0.01	34.1	+5.6	53.3	+28.6	1.7	90<
HK50	Black shale	3	15	0.02	101.9	-47.9	306.8	-50.8	2.4	90<
HK51	Black shale	3	15	0.006	263.2	-53.0	268.3	-5.6	1.3	90<
HK52	Black shale	3	15	0.009	281.5	+35.4	339.0	+78.4	1.1	90<
HK53	Black shale	3	15	0.02	216.8	-55.0	226.5	+39.8	6.3	53.7
(Harimazawa Pyroclastics)										
HK48	Very coarse tuff	3	15	0.03	55.3	-17.1	44.9	-1.3	1.6	90<
(Maruyama Formation)										
SS01	Black shale	3	15	0.04	316.8	-4.1	282.7	67.8	34.2	21.4
(Senshirozawa Conglomerate)										
HK18	Medium sandstone	3	15	0.08	203.4	-52.8	75.7	-39.1	25.3	25.1
HK28	Medium sandstone	3	15	0.05	231.7	-27.1	101.8	-51.5	33.9	21.5
HK33	Coarse sandstone	3	15	0.02	218.9	+17.5	230.5	+7.6	3.5	78.8
HK34	Medium sandstone	3	15	0.06	150.0	-4.6	168.7	+40.1	1.7	90<
HK37	Very coarse sandstone	3	15	0.02	86.7	+24.2	30.5	+73.5	1.1	90<
HK38	Very coarse sandstone	3	15	0.02	160.8	-47.9	132.5	-8.2	2.7	90<
HK43	Medium sandstone	3	15	0.06	212.3	-13.6	166.4	-32.3	60.5	16.0
HK44	Coarse sandstone	3	15	0.05	184.8	+15.7	203.9	-1.9	9.8	41.8
HK45	Medium sandstone	3	15	0.02	50.1	+36.1	298.2	+20.6	4.4	67.3
(Genjiyama Tuff)										
T003	Coarse Tuff	3	15	0.65	97.8	+31.2	66.0	+59.6	309.1	7.0
T004	Pumice	2	15	4.31	355.0	+39.7	346.3	-5.9	1225	7.1
T009	Medium tuff	3	15	0.33	63.2	+42.1	14.0	+61.0	44.1	18.8
T010	Coarse tuff	3	15	0.53	291.3	+41.9	279.3	+23.3	14.4	33.7

Table 4. Results of paleomagnetic measurements (II)

Site	Lithology	N	AFD (mT)	Jn $\times 10^{-2}$ (A/m)	D	I	D	I	k	α_{95}
							(corrected)			
(Togawa Pyroclastics)										
OY08	Fine tuff	3	15	0.02	191.0	-3.5	181.5	-62.4	4.3	69.0
OY09	Fine tuff	3	15	0.14	191.5	-14.5	202.0	-79.3	328.8	6.8
OY10	Coarse tuff	3	15	0.27	155.6	-40.7	61.2	-58.2	243.0	7.9
OY11	Medium tuff	3	15	0.16	342.1	-23.8	329.4	-11.5	56.2	16.6
(Mogura Formation)										
HK01	Tuffaceous sandstone	3	15	0.30	221.0	-21.3	162.8	-13.8	77.0	14.1
HK02	Tuffaceous sandstone	3	15	0.15	235.6	-1.4	162.3	-62.1	21.7	27.1
HK03	Andesite lava	3	15	23.6	56.6	+13.7	328.6	+47.7	499.9	5.5
HK13	Fine sandstone	6	15	0.04	170.9	-57.0	103.4	-24.4	11.9	20.3
HK15	Fine sandstone	3	15	0.18	327.1	-37.0	21.8	-14.7	12.5	36.5
HK16	Coarse sandstone	3	15	0.03	306.4	-48.0	46.3	-17.9	1.0	90<
HK17	Coarse sandstone	3	15	0.07	139.6	-39.2	180.3	+9.5	34.8	21.2
HK29	Fine tuff	3	15	0.16	36.9	-31.2	37.4	+30.3	642.7	4.9
HK30	Medium sandstone	3	15	0.02	209.3	+48.5	222.8	-34.2	8.5	45.4
HK35	Tuffaceous sandstone	3	15	0.22	261.8	+1.6	172.2	-47.4	198.0	8.8
HK36	Tuffaceous sandstone	3	15	0.04	232.0	+3.6	196.1	-24.4	24.7	25.4
HK46	Fine sandstone	3	15	0.66	212.6	+10.0	141.2	-34.1	298.2	7.2
HK47	Fine sandstone	3	15	0.03	359.3	+36.0	319.9	-2.1	27.9	23.8
HK54	Tuffaceous sandstone	3	15	0.04	2.4	-62.2	47.2	+10.3	13.9	34.4
OY12	Black shale	3	15	0.02	123.9	-26.1	111.6	-2.7	4.4	67.4
OY13	Black shale	3	15	0.02	85.3	+68.9	84.3	-49.1	2.0	90<
OY14	Coarse sandstone	3	15	0.03	119.5	+5.6	135.0	+35.8	15.8	32.1
(Ninzawa Tuff)										
T002	Medium tuff	3	15	5.61	112.2	+21.9	109.0	+59.7	81.5	13.8
T006	Medium tuff	3	15	2.54	308.9	+32.1	232.1	+68.4	45.8	18.4
T007	Coarse tuff	3	15	0.58	269.6	+65.4	193.9	+13.5	100.1	12.4
T008	Andesite	3	15	27.1	54.3	+29.9	84.8	+46.2	548.7	5.3
(Tochikubo Mudstone)										
OY03	Medium tuff	3	15	0.05	122.4	+46.1	32.0	+42.5	6.3	54.2
OY05	Coarse tuff	3	15	2.17	82.0	+59.3	358.3	+69.8	88.8	13.2
OY07	Black shale	3	15	0.01	97.7	+15.9	50.5	+50.6	2.1	90<
T005	Black shale	3	15	0.006	168.1	+8.2	179.8	+20.5	1.9	90<
(Hacchōzan Pyroclastics)										
OY06	Black shale	3	15	0.02	150.0	-11.9	144.4	+3.2	3.8	75.5
(Ōyanagawa Formation)										
FM02	Fine sandstone	3	15	0.03	227.6	+3.1	220.4	-41.3	13.8	34.5
FM05	Medium sandstone	3	15	0.02	62.0	+12.8	32.3	+49.5	2.1	90<
FM06	Fine tuff	3	15	5.89	6.2	+58.2	319.4	+19.5	167.7	9.6
FM07	Medium sandstone	3	15	0.14	148.1	-8.6	153.6	+25.3	28.7	23.4
HK14	Coarse tuff	3	15	5.17	350.2	+67.6	276.4	-5.0	22.9	30.1
KZ04	Medium tuff	3	15	0.27	161.8	-20.6	156.4	-2.0	747.8	4.5
OY01	Black shale	3	15	0.18	238.1	+54.6	266.5	+38.8	4.5	67.1
OY02	Black shale	3	15	0.05	99.5	-11.3	93.9	+44.5	10.9	39.3
OY04	Black shale	3	15	0.02	146.5	-2.6	150.9	+34.9	4.6	65.8
OY15	Fine tuff	3	15	0.04	158.0	-16.6	164.0	+1.1	29.6	23.1
OY16	Fine tuff	3	15	0.05	301.2	-44.5	13.0	-88.3	93.0	12.9
OY17	Fine sandstone	3	15	0.03	151.2	-36.6	147.0	+28.8	8.1	46.4

Table 5. Results of paleomagnetic measurements (III)

Site	Lithology	N	AFD (mT)	Jn $\times 10^{-2}$ (A/m)	D	I	D	I	k	α_{95}
							(corrected)			
(Dodaira Pyroclastics)										
FM01	Medium tuff	3	15*	3.72	18.4	+55.6	301.7	+41.7	162.0	9.7
FM03	Tuffaceous sandstone	3	15	2.53	310.9	+56.8	284.9	+14.7	43.9	18.8
FM04	Tuffaceous sandstone	3	15	2.53	357.4	+49.8	318.8	+24.3	193.6	8.9
FM08	Andesite(dyke)	3	15	90.6	14.0	+13.1	**		134.3	10.7
FM09	Tuffaceous sandstone	3	15	0.05	80.4	+54.7	219.7	+45.7	43.0	19.0
(Niimiyagawa Formation)										
HK27	Medium tuff	3	15	0.27	68.7	-83.4	290.0	+4.7	8.8	44.3
(Konawa Formation)										
HK32	Tuffaceous sandstone	3	15*	2.66	332.8	+41.3	57.2	+55.7	115.0	11.6
HK55	Tuffaceous sandstone	6	15*	2.37	1.5	+15.2	76.4	+55.9	18.5	16.0
(Jukkoku Volcanic-breccia)										
KZ06	Medium tuff	3	15	10.4	130.5	+62.5	85.0	+29.1	55.5	16.7
(Takaori Pyroclastics)										
KZ02	Medium tuff	3	15	4.72	3.5	+27.9	338.0	+22.9	10.6	40.0
KZ05	Coarse tuff	3	15	16.1	352.9	+62.5	28.3	+79.4	218.2	8.4
(Nanao Tuff)										
T001	Coarse tuff	3	15	0.66	21.0	+57.7	314.1	+41.1	54.4	16.9
T011	Fine tuff	3	15	3.67	355.1	+35.8	315.8	+25.3	52.5	17.2
(Kajikazawa Formation)										
KZ01	Coarse tuff	3	15	0.28	318.7	+62.3	161.7	+50.6	75.6	14.3
NJ01	Fine tuff	3	15	3.19	234.3	+75.0	250.1	+21.9	119.0	11.4
NJ03	Andesitic dyke	3	15	195	172.8	-0.9	**		2930	2.3
NJ06A	Medium tuff	3	15	1.18	136.6	+46.2	138.0	-1.8	4.0	72.8
NJ06B	Fine tuff	3	15	3.45	166.9	+19.0	168.0	-24.5	49.5	17.7
NJ07	Andesite(lava?)	3	15	23.6	184.7	+32.8	189.0	-21.9	187.5	9.0
NJ08A	Fine tuff	3	15	3.10	37.7	+46.3	350.8	+31.3	407.2	6.1
NJ08B	Fine tuff	3	15	0.18	5.5	+49.5	336.3	+14.2	104.8	12.1
(Byobuiwa Tuff)										
NJ02	Fine tuff	3	15	1.99	15.2	+55.8	344.9	+42.9	784.9	4.4
NJ04	Tuffaceous sandstone	3	15	1.38	3.6	+51.5	226.6	+42.4	140.7	10.4
NJ05	Tuffaceous sandstone	6	15	1.13	14.9	+33.1	218.8	+68.9	42.6	10.4

Table 6. Results of paleomagnetic measurements (IV)

Site	Lithology	N	AFD (mT)	Jn $\times 10^{-2}$ (A/m)	D	I	D	I	k	α_{95}
							(corrected)			
(Karasumoriyama Pyroclastics)										
AK09	Volcanic sandstone	3	15	5.84	24.1	+47.3	321.2	+24.6	37.7	20.4
AK10	Volcanic sandstone	3	15	5.50	168.2	+57.6	239.4	+31.2	80.3	13.9
AK11	Volcanic sandstone	3	15	0.35	345.7	+59.5	306.1	+3.0	234.9	8.1
AK12	Volcanic sandstone	3	15	1.91	335.9	+33.0	322.3	-11.8	3.5	78.7
AK13	Volcanic sandstone	3	15	0.75	45.7	+64.2	297.2	+34.5	20.1	28.2
AK18	Volcanic sandstone	3	15	0.72	348.7	+47.9	307.2	+27.6	13.0	35.7
AK19	Tuffaceous silt	3	15	0.05	306.5	+59.0	269.0	+12.8	57.7	16.4
HK04	Tuffaceous silt	3	15	1.89	99.1	-21.6	146.9	-40.7	1537	3.2
HK19	Andesite lava	3	25	16.7	256.8	+17.5	**	**	6.3	54.0
HK20	Andesite lava	3	15	28.0	183.2	+25.0	184.6	-24.0	110.0	11.8
HK21	Andesite lava	3	15	7.02	218.6	+45.2	124.0	+41.3	1245	3.5
HK22	Volcanic sandstone	6	15	16.5	224.6	+47.0	146.1	+41.7	65.7	8.3
HK23	Volcanic sandstone	3	15*	3.60	60.6	+51.9	72.6	-14.9	22.6	26.6
HK24	Volcanic sandstone	3	15	5.09	28.1	+60.3	39.3	+0.1	65.3	15.4
HK25	Volcanic sandstone	3	15	6.79	84.7	+24.0	79.0	-15.1	587.4	5.1
HK26	Volcanic sandstone	3	15	8.35	36.3	+36.7	33.9	-27.3	81.1	13.8
HK31	Volcanic sandstone	3	15	6.55	33.0	+28.7	33.2	-30.0	35.9	20.9
HK56	Tuffaceous sandstone	3	15*	1.68	234.4	+66.2	214.5	-37.6	7.5	48.6
HK57	Tuffaceous sandstone	5	15*	0.13	235.6	+68.5	222.2	+17.7	4.7	39.5
HK58	Volcanic sandstone	3	15	4.72	160.1	+15.5	135.7	+44.0	35.4	21.0
HK59	Fine tuff	3	15	15.9	35.4	-68.6	212.9	-61.4	252.8	7.8
HK60	Volcanic sandstone	6	15*	11.3	39.1	+42.6	58.6	+6.7	37.0	12.8
HK61	Fine tuff	3	15	6.26	355.1	+57.7	23.8	-7.2	365.5	4.8
HK62	Volcanic sandstone	4	15	14.4	0.2	+45.8	4.9	-30.3	149.5	10.1
HK63	Tuffaceous silt	3	15	0.94	66.8	-51.8	250.0	-68.2	683.9	4.7
HK64	Coarse tuff	3	15	24.2	68.1	-48.7	135.7	-85.8	114.7	11.6
(Osozawa Sandstone Member)										
AK01	Mudstone	3	15	0.52	71.1	+4.1	30.2	+45.1	12.7	45.1
AK02	Volcanic sandstone	6	15	4.38	300.3	-5.0	62.9	-81.9	28.2	12.9
AK03	Volcanic sandstone	3	15	2.43	341.8	+75.2	51.3	+3.4	14.8	33.2
AK04	Mudstone	3	15	0.10	307.7	+19.9	316.9	-52.7	38.9	20.0
AK06	Coarse sandstone	3	15	1.36	268.2	+67.3	282.5	-27.4	9.9	41.6
AK16	Volcanic sandstone	3	15	1.35	178.9	+41.4	236.2	+11.9	25.6	24.9
AK17	Mudstone	3	15	11.9	253.1	+3.4	189.6	-54.7	691.1	4.7
AK20	Volcanic sandstone	3	15	2.22	47.9	+32.3	359.4	+5.0	48.8	17.8
AK22	Volcanic sandstone	3	15	3.79	290.0	+4.1	255.1	-75.8	78.9	14.0
AK25	Volcanic sandstone	3	15*	0.66	298.7	+31.7	300.7	-60.2	4.4	67.2
AK26	Volcanic sandstone	3	15*	1.64	252.3	+80.5	292.8	-12.4	13.4	35.1
AK27	Very coarse sandstone	3	5	36.3	255.7	+76.6	298.1	-44.0	259.7	7.7
(Akebono Conglomerate)										
AK05	Mudstone	3	15	0.62	319.2	+42.1	308.1	-26.2	71.2	14.7
AK07	Coarse sandstone	3	15	2.11	333.5	+33.5	339.1	-16.9	153.5	10.0
AK08	Mudstone	3	15	1.74	97.2	+78.9	305.7	-18.1	317.7	6.9
AK14	Mudstone	6	15	2.53	48.9	-8.6	26.5	+40.7	219.1	4.5
AK15	Mudstone	3	15	4.30	46.9	-4.4	11.9	+42.5	47.5	18.1
AK21	Coarse sandstone	3	15	1.16	348.0	+34.6	346.7	-42.0	16.1	31.8
AK23	Mudstone	3	15	2.46	256.9	-27.3	109.9	-62.6	255.0	7.7
AK24	Mudstone	3	15	2.79	234.5	-37.3	122.8	-46.0	611.9	5.0

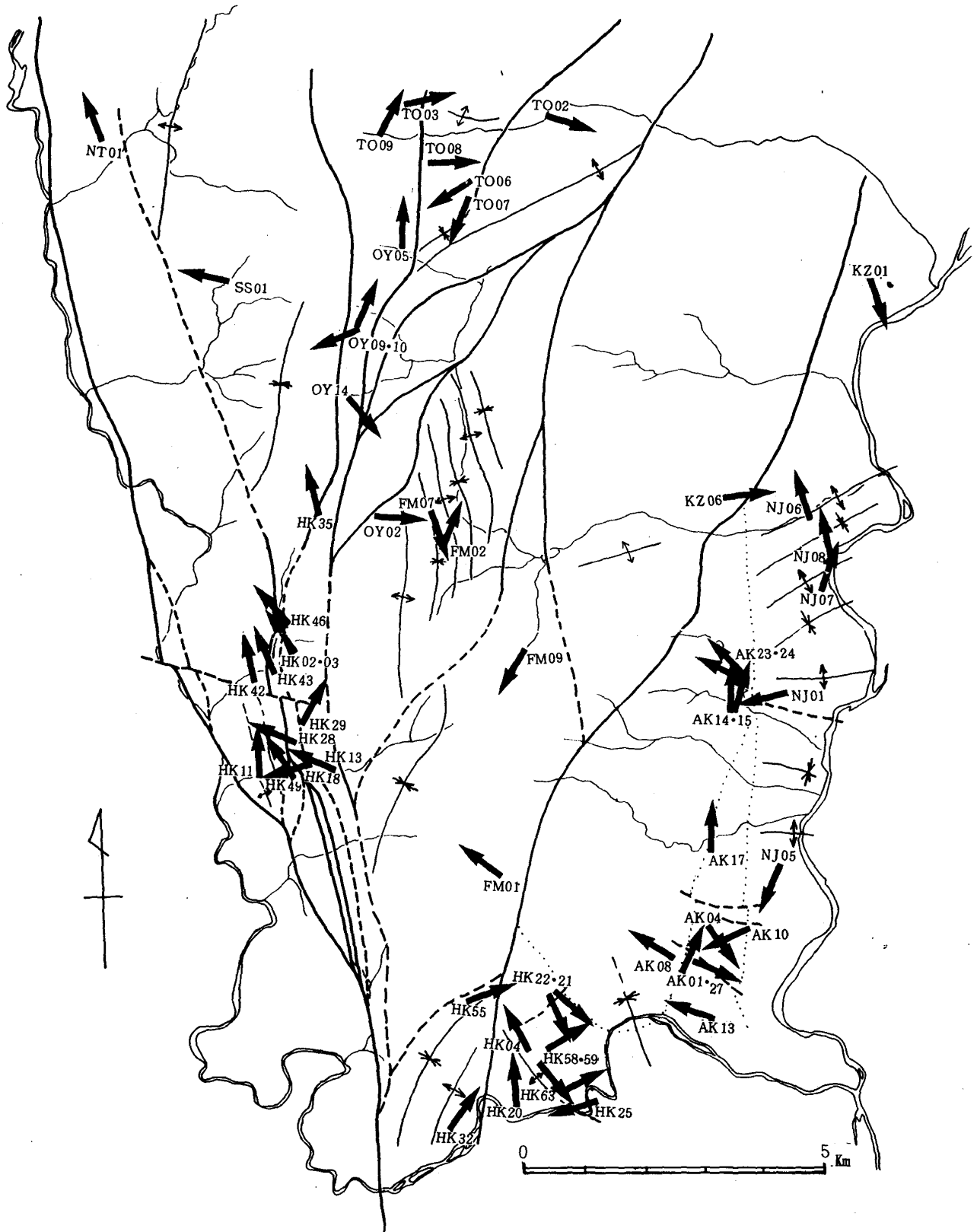


Fig. 9. Map showing the directions of declinations of remanent magnetization. The arrows in this map show the direction of north after bedding correction. In the case of reversed polarity, the arrow shows the opposite direction of their magnetic declination.

転が地域ごとに起っていたり、褶曲軸がプランジしていることが分る。褶曲軸がプランジしているということは、言い換えると、地層変形に垂直成分のみならず、水平回転成分が加わっていることである。90°プランジしているということは、水平回転成分によってのみ地層が褶曲したことを意味する。従って、Fig. 9の偏角の方向のずれは、褶曲軸がプランジしている場合でもこの水平回転成分を表わしていることになる。水平回転成分は連続的に変化すると予想されるので、各地点における偏角の方向にできるだけ平行に連続した曲線(偏角方向線)を描いたのがFig. 10である。もし、水平回転成分が無い場合には、この線は南北方向の平行線になるはずである。

Fig. 10から調査地域西部の新倉、仙城沢ブロックでは偏角方向線が北北西方向を持っているが、源氏山ブロック以東では複雑に変形しており、一部では南を向いている所もあることがわかる。偏角方向線が西側に偏ることは、その地点が左回りの水平回転成分を有していることを意味し、東側に偏ることは右回りの水平回転成分を有していることを意味する。Fig. 10には左回り成分を持つ地域を白抜きに、右回り成分を持つ地域に影を付して示した。この図から、この調査地域では左回り成分を有する地域が主体を占めており、一部に右回り成分を有する地域が存在することがわかる。この全体的な傾向は、この地域が左ずれ断層帯であることを示しており、従来から指摘されている糸魚川-静岡構造線の水平ずれ成分が左ずれであること(例えば小山, 1984)、本州弧に伊豆弧が衝突しているというプレート運動からの予想ともよく一致している。

右回りの回転成分を持つ地域は、偏角方向線が著しく屈曲した地域に見い出される。また、この屈曲は地層の褶曲と調和的であることから、褶曲軸のプランジによるものと考えることができる。なお、この右回りの成分を持つ地域の西側には、上下が逆転した過褶曲地域が存在している。

調査地域では、南北性の走向を有する断層が多いため、これらは、東側のブロックが相対的に北へずれる左横ずれの断層であるとして、この偏角の方向変化の分布の解釈を試みてみる。まず、糸魚川-静岡構造線の東側が全体的に北方へずれるため、この

引きずりによって新倉ブロックでは偏角の方向が北よりもやや西方を向くようになる。

さらに、この東側の茂倉断層を境として仙城沢ブロックが北にずれたため、同ブロックの西部ではさらに引きずりをうけて偏角が北西を向くようになったと考えられる。源氏山、忍沢、いちんど沢、大柳川の各ブロックも同様に北方へ移動したが、これらの北方には溶岩などの硬くて変形しにくく、動きにくいブロックがあり、これが障害となって移動できず、結果として押しつぶされたように変形してしまったものと考えられる。同様に高下ブロック付近にも障害となるようなものがあり、同ブロック南部や曙ブロックの変形の原因となったと考えられる。以上のことから考えると、調査地域は、地層がかなり変形を受けている地域であると言える。

調査地域の地層の変形がどの程度の断層の変位、あるいは地塊の移動によって生じたものであるかは、偏角の方向がすべて北を向くように地層の変形をまっすぐに伸ばせばおよそその見当がつく。調査地域は南北約20 kmであり、東部では偏角の方向が南を向いていることから、偏角の方向をすべて北を向くようにするには、少なくともこの2倍の距離の変位、移動が必要である。さらに、これまでの議論は、断層における変位量を全く無視したものであるから、これを考慮に入れると、実際には数10 kmから100 km程度の変動量が考えられる。この変動量はユーラシアプレートとフィリッピン海プレートとの相対運動から予想される変動量(新妻, 1982)と調和的である。

ここで述べた解析は、測定によって得られた結果の解釈のひとつを示したにすぎず、古地磁気の方角と地層の回転・変形についてはさらに詳細な調査、研究が必要である。

7. ま と め

本研究で得られた結果を以下に要約する。

(1) 調査地域は、南北性の走向を有する断層によって大きく10のブロックに区分される。本稿では、これらのブロックを西から新倉、仙城沢、源氏山、忍沢、いちんど沢、大柳川、富士見山、小繩、高下、曙ブロックと命名した。

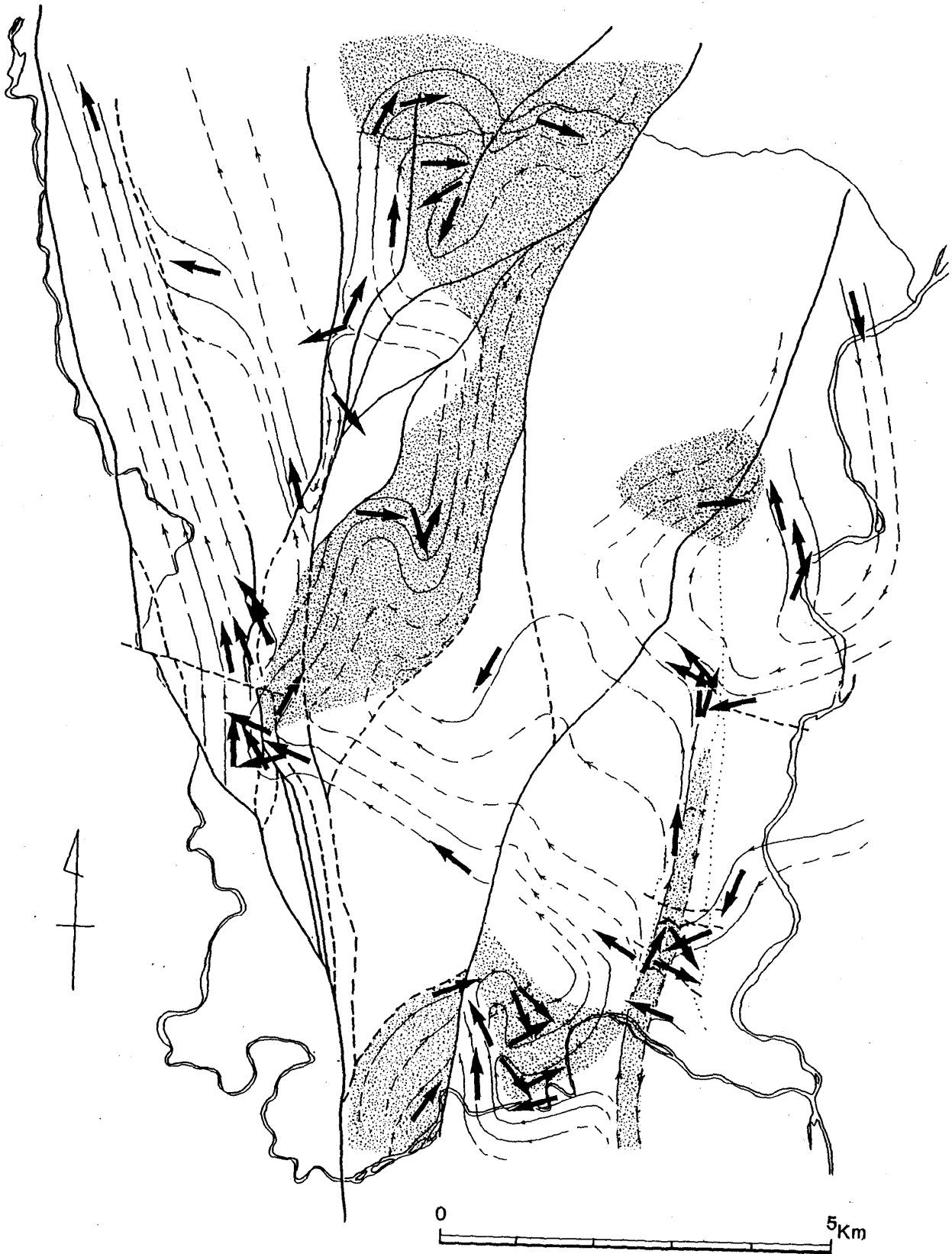


Fig. 10. Map showing the direction of north.
The solid lines and broken lines show the changes of the direction of north. The shaded area shows the right-lateral rotation.

(2) 新倉ブロックは、新倉火山碎屑岩、大原野泥岩、播磨沢火山碎屑岩よりなる。早川町大原野付近では、北北西-南南東方向の軸を有する褶曲構造をなす。

(3) 仙城沢ブロックは、湯ノ川砂岩泥岩互層、泥岩が主体の丸山層、および仙城沢礫岩よりなり、湯ノ川中流に北北東-南南西方向の背斜軸、仙城沢上流に北北東-南南西方向の向斜軸をもつ褶曲構造をなす。

(4) 源氏山ブロックは、源氏山凝灰岩、戸川火山碎屑岩、および火山碎屑岩を挟在する砂岩泥岩互層の茂倉層よりなり、一般に西方上位の単斜構造をなす。

(5) 忍沢ブロックは、平清水火山碎屑岩、忍沢凝灰岩、および栃窪泥岩よりなり、戸川付近にほぼ東西方向の背斜軸、八町山北方に北東-南西方向の背斜軸、八町山西方に北東-南西方向の向斜軸をもつ褶曲構造をなす。また、この向斜軸の延長方向に北東-南西方向の断層が通る。

(6) いちんど沢ブロックは、南北2つの小ブロックよりなり、八町山火山碎屑岩と泥岩が主体のいちんど沢層からなる。両ブロックともほぼ西に傾斜する単斜構造をなすが、南の小ブロックでは地層が逆転している。

(7) 大柳川ブロックは、乱堆積構造の見られる泥岩と火山碎屑岩を主体とする大柳川層よりなり、ほぼ南北の方向の軸を有する褶曲構造をなす。

(8) 富士見山ブロックは、堂平火山碎屑岩と、凝灰岩が主体の新宮川層よりなり、富士見山西麓に北北東-南南西方向の向斜軸をもつ。

(9) 小縄ブロックは、火山碎屑岩が主体の小縄層からなり、北北東-南南西方向の軸を有する褶曲構造をなす。

(10) 高下ブロックは、十谷火山角礫岩、高下火山碎屑岩、および七尾凝灰岩よりなる。ブロック南部では、ほぼ東西の走向で、大柳川南方に背斜軸をもつ。北部は走向がほぼ南北となり、西に傾斜する。

(11) 曙ブロックは、火山碎屑岩を主体とする鯨沢層、屏風岩凝灰岩、原泥岩、烏森山火山碎屑岩、遅沢砂岩部層、および曙礫岩からなる。烏森山火山碎屑岩、曙礫岩は、ともに下位層を不整合におおう。ブ

ロック東部の鯨沢層、屏風岩凝灰岩、原泥岩は、東西性の褶曲構造をなすが、西部の烏森山火山碎屑岩、遅沢砂岩部層、曙礫岩は南北性の褶曲構造をなす。

(12) 測定の結果得られた古地磁気の伏角の平均値は $I=46.0^{\circ} \pm 16.2^{\circ}$ で、現在の地球磁場の伏角にほぼ一致する。

(13) 古地磁気の偏角の方向は、調査地域ではあらゆる方向を向いているが、これら偏角の方向変化の分布図を描くことによって調査地域の地層の回転・変形の状態が大まかではあるが明らかになった。調査地域全体としては、南部が北に大きくずれる左ずれ型の引きずりによる回転を受けている。また、局地的には右ずれ型の回転も見られるが、この右ずれの見られる地域の西側の地域では地層の逆転が顕著である。

(14) 古地磁気の偏角の方向変化より予想される地層の変形から、調査地域の断層の横ずれによる地層の変位量は数10 km から100 km に達するものと考えられる。

文 献

- 秋山雅彦(1957), 山梨県富士川上流地域の新第三紀層の層序と地質構造について, 地質雑, 63, 669-683.
- 浅井寿光(1981MS), 山梨県南巨摩郡中富町周辺の地質, 東北大理卒論.
- 富士川団体研究グループ(1976), 富士川上流地域における新第三系の地質構造について, 地質学論集, 13, 329-348.
- 金子 剛(1983MS), 山梨県南巨摩郡鯨沢西方の地質, 静大理卒論.
- ・石黒 均・田村淳一・新妻信明(1983), 南部フォッサマグナ地域新生界地層名辞典, 静大地球科学研報, 9, 1-228.
- 木村勝弘(1969MS), 南 Fossa Magna の層位学的研究, 東北大理修論.
- 小林福造(1944MS), 鯨沢身延間富士川沿川地区, 地質及地形ニ就キテ, 東北帝大理卒論.
- 小坂共栄・角田史雄(1969), 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質, 地質雑, 75, 127-140.
- 小山 彰(1984), 山梨県早川沿いの糸魚川-静岡構造線-特に断層帯の形成について, 地質雑, 90, 1-16.
- 小山真人・新妻信明(1983), リングコア型フラックスゲート回転磁力計および電流制御式3軸交番磁場消磁装置について, 静大地球科学研報, 8, 49-61.
- 久保史郎(1963), いわゆる静岡層群とそれに関連する二, 三の問題, 地学しずはた, no. 30, 25.

- 松田時彦・水野篤行(1955), 富士川上流地域の西八代層群の層序. 地質雑, **61**, 258-273.
- (1958), 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質雑, **64**, 325-345.
- (1961), 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, **67**, no. 785, 79-96.
- 新妻信明(1982), プレートテクトニクスの試金石—南部フォッサマグナ. 月刊地球, **4**, 326-333.
- ・小山真人(1981), 高感度自動無定位磁力計および3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, **6**, 35-43.
- 大塚弥之助(1938), 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察. 地理評, **14**, 969-984.
- (1941), 山梨県鳳凰山・地藏ヶ岳付近の地質. 震研彙報, **19**, 115-143.
- (1955), 静川層群について. 震研彙報, **33**, 449-469.
- 杉山 明(1971), 山梨県西部巨摩山地の新第三系の変質. 地学雑, **77**, 497-505.
- 鈴木 敏(1888), 20万分の1地質図幅「甲府」ならびに説明書. 地質調査所.
- 田村淳一(1984MS), 山梨県西部・早川流域の地質. 静大理卒論.
- 田中元之進(1930), 甲府盆地西方山地(巨摩山脈)の地形に就いて. 小川博士還暦記念地学論叢, 549-570.
- UJIIÉ, H. and MURAKI, K. (1976), Late Neogene planktonic foraminiferal zones of the Shizukawa Group, west of Mt. Fuji, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C*, **2**, 79-92.
- 矢部長克(1918), 糸魚川静岡地構線. 現代之科学, **6**, 147-150.
- YAMADA, E. (1966MS), Geology of Minobu and its vicinity, Minamikoma-Gun, Yamanashi Prefecture. *Graduation Thesis of Tohoku Univ.*