

秩父盆地新第三系の地質と古地磁気

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: 兵頭, 浩 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000256

秩父盆地新第三系の地質と古地磁気

兵 頭 浩*

Geology and Paleomagnetism of the Neogene System
in the Chichibu Basin, Saitama Prefecture,
Central Japan

Hiroshi HYODO*

The Chichibu Basin extends about 15 km in east-west direction and nearly 12 km north-south direction, and is filled with the early Miocene marine sediments with a thickness of more than 6000 m.

I divided the early Miocene marine sediments into the following lithostratigraphic units in ascending order: Ushikubitoge Formation, Oganomachi Group, and Chichibumachi Group. The Ushikubitoge Formation consists of conglomerate, arcose sandstone (Shirasuna Sandstone Member) with the intercalation of tuff bed (Kunigami Tuff), and siltstone (Tomita Siltstone Member). The Oganomachi Group can be divided into three units in ascending order: mudstone dominant alternation (Miyato Formation) with the intercalation of tuff beds (Shirakawabashi Tuff, Niekawa Tuff), the alternation of equivalent amount of sandstone and mudstone (Yoshida Formation) with the intercalation of tuff bed (Kokkaido Tuff), and sandstone dominant alternation (Sakurai Formation). The Chichibumachi Group can be divided into five units in ascending order: massive muddy sandstone (Nagura Formation) with the intercalation of conglomerate (Shibahara Conglomerate Member), sandy mudstone (Saginosu Formation) with the intercalation of tuff beds (Tadenuma Tuff, Suwa Tuff, Kidohara Tuff), conglomerate and sandstone (Tochiya Formation), and sandy mudstone with the intercalation of conglomerate (Kamiterao Formation) with the intercalation of tuff beds (Nagaru Tuff, Yokoze Tuff, Urayamagawa Tuff, Tomoemachi Tuff).

The Chichibu Tertiary System bounds the Sambagawa Metamorphics with N-S trend faults, represented by the Jyushi-Kuroya Fault on the eastern margin, and bounds the Chichibu System with E-W trend faults, represented by the Hino Fault on the southern margin. The NE-SW trend faults in the western part of the studied area cause displacement of the southeastern part of this fault about 100 meters downward. The Yokoze Fault in the southeastern part of this area causes displacement of the northwestern part of this fault about 1000 meters downward.

1986年3月24日受理

* 大手開発(株) 東京都千代田区神田錦町2-11-6 Bishimetal Exploration Co., Ltd., 2-11-6 Kandanshiki-cho, Chiyoda-ku, Tokyo 101.

The fold structures in the eastern to southern part are parallel to the trend of the faults in this area. These fold structures are assumed to be accompanied by the fault activities.

Paleocurrent systems of this area were revealed by the sedimentary structures observed in the field and the anisotropy of magnetic susceptibility. The paleocurrent directions were inferred by distribution of the three orthogonal axes of the anisotropy of magnetic susceptibility as follow, 1) selected sites in which the direction of three axes were disperse within about 30°, 2) inclination of Maximum axes were ranged within 30° and inclination of Minimum axes were ranged higher than 60°. The directions of paleocurrent are consistent with that from the field observation. The Tertiary sediments supplied from the north (lowermost part), from the south (lower to upper part) and change the direction to the east (middle part), and from the east (uppermost part).

Paleomagnetic measurements were made on the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin of the Kanto Mountains, Central Japan. The mean paleomagnetic direction, $D=94^\circ$, $I=53^\circ$ ($\alpha_{95}=8.3^\circ$), indicates that the Kanto Mountains have not changed its latitude significantly, but have rotated clockwise through about 90° since the middle Miocene. The rotation can be explained by the opening of the Japan Sea and the collision of the Tanzawa Block.

1. 緒 言

現在、日本列島の先第三系帯状構造は、九州から近畿地方にかけて、ほぼ直線的に伸びているが、中部日本に於て約 100km 北に屈曲し、八の字型の構造をとっている。調査地域である秩父盆地はこの屈曲構造の東翼に相当する関東山地のほぼ中央部に位置する (Fig. 1)。

先第三系帯状構造の屈曲については、その地質構造により、KOBAYASHI (1941) は中生代後期～古第三紀に生じたとしたが、一方、EHARA (1953) は、岩石学的研究から、中新世以降であると推定した。その後、プレートテクトニクスにより更に発展させ、帯状構造屈曲の機構及び時期について検討がなされてきた。新妻(1982)は、フィリピン海プレートの、Wadati-Benioff zone 及び琉球海溝、南海トラフの堆積物の検討の結果、フィリピン海プレートは、6～7Ma に沈み込みを始め、その結果として帯状構造の屈曲が起こったと推定し、更に、NIITSUMA & MATSUDA (1985) は、丹沢ブロックを構成する物質が、伊豆小笠原弧のものと類似していることから、屈曲構造は丹沢及び伊豆ブロックの衝突によって形成されたと説明している。

この屈曲構造の東翼に当たる関東山地付近の第三系の古地磁気学的研究は、これまでほとんど報告されていない。しかし、帯状構造の屈曲運動を直接的に説明する手段としては、現時点では古地磁気学的手法を用いる他にはない。

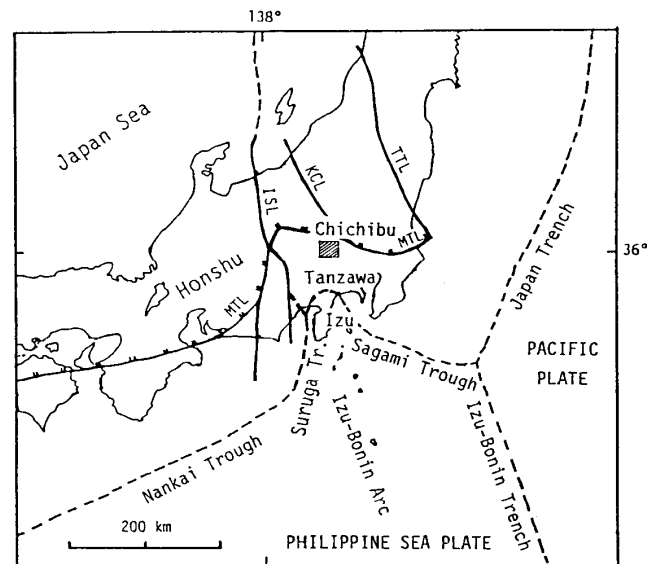


Fig. 1 Index map of the studied area (shaded rectangular). MTL: Median Tectonic Line, ISL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, KCL: Kashiwazaki-Choshi Tectonic Line, TTL: Tanakura Tectonic Line.

西南日本に於ける第三系の古地磁気については、近年盛んに研究がなされ、その結果、西南日本は15Ma前後に日本海の拡大に伴って約47°時計回りに回転運動をしたことが明らかとなっている(OTOFUJI *et al.*, 1986)。関東山地の古地磁気方向を明らかにすることは、この西南日本の回転運動とも合わせて、中部日本地域の構造運動を解明するための重要な手がかりとなる。

本研究では、秩父盆地第三系の地質調査を行ない、層序、構造を明らかにすると共に、その古地磁気を求めることによって、関東山地の中期中新世以降の水平回転運動について考察することを目的とした。

野外調査及び試料採取に要した日数は138日である。尚、本研究は1983年から1985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ものである。

謝 辞

本研究を行なうにあたり、静岡大学理学部地球科学教室の新妻信明博士には常日頃熱心な御指導をして頂いた。埼玉県立自然史博物館の町田瑞男氏、坂本 治氏には、野外調査の際の交通手段、宿の手配等で大変お世話になり、また、調査に関して有益な助言をして頂いた。国立科学博物館の斉藤靖二博士、東京大学海洋研究所の平 朝彦博士、東北大学の石崎国熙博士、中川久夫博士、京都大学の鳥居雅之博士、神戸大学の乙藤洋一郎博士、同志社大学の林田明博士には、古地磁気学及び構造運動の議論に関して大変有益な助言をして頂いた。静岡大学数学科教室の浅井哲也博士には、褶曲軸の計算方法に関して有益な助言を頂いた。

本教室の岩橋 悟氏、野田雅万氏、松田光博氏、栗山満葉女史には本稿作成に当たり協力して頂いた。

埼玉県秩父郡吉田町久長の民宿「白砂荘」引間嘉一氏を始め、御家族の方々には野外調査の際殊の外御世話になった。

以上の方々に深く感謝の意を表する。

2. 調査地域の位置・範囲・地形

調査地域である秩父盆地は、行政区画では、埼玉県秩父市及び秩父郡皆野町、小鹿野町、両神村、大滝村、荒川村、横瀬村にまたがる。

秩父盆地は、北は城峯山(1038m)、西は両神山(1724m)、南は三峰山(1921m)、武甲山(1336m)に囲まれ、東西約15km、南北約12kmの四角い形をしている。盆地内では、西部に於て標高約600mと最も高く、東に向かうにつれて低くなる。東部では第三系の上に、第四系の段丘堆積物が不整合で被っており、尾蒔田丘陵、秩父市街を始めとする平坦な丘陵地を形成している。

主な河川は、北部に吉田川、中部に赤平川、南西部に荒川、南東部に横瀬川がそれぞれ東ないしは北に向かって流れるが、いずれも盆地北東部で合流し、荒川本流となる。

3. 調査地域の研究史

調査地域に於ける層序学的研究の歴史は古く、徳永(1902)に始まり、矢部(1920, 1927)、早川(1930)等盛んに行なわれた。その後、渡部ほか(1950)、井尻ほか(1950)が共に、秩父盆地全域にわたる総合的な研究をまとめて報告している。更に、ARAI & KANNO(1960)は、層序、構造を始めとして、堆積構造、化石層序に重点を置いた詳細な報告をしている。最近では、湯川(1984MS)、高橋(1985MS)があり、それぞれ、盆地の北部と南部の調査を行なっている。しかし、本第三系は、岩相の水平的な変化が著しく、かつ鍵層となる層が少ないことから、地層境界が各研究毎にわずかず異なっている。これらの関係をTable 1に示す。

また、本第三系の古地磁気学的研究は、これまで全く報告されていない。

4. 調査方法

A. 層序区分の基準

層序区分は、岩相層序区分に基づき原則として、層の主体をなす岩相が明らかに変わる所を地層境界とした。

Table 1 Comparison table of the stratigraphic successions in the Chichibu, Central Japan.

早川 (1930)		井尻他(1950)		渡部他(1950)		新井他(1957)		湯川(1984MS)		本 研 究	
上 部 鮮 新 世	横瀬層群	中 部 新 世 群	根古屋層	下秩父部	上横瀬層	下秩父部	上横瀬層	秩父町層群	上寺尾層	中 部 新 世 群	上寺尾層
			下久那層		秩父町層		平仁田層		上寺尾層		
	高篠層群		矢追層	原谷層	鷺ノ巣層	奈倉層	Sh				
	大宮層群		黒谷層	松井田層	奈倉層	奈倉層	Sh				
	尾崎田層群		津谷古層		櫻井層	Kb	櫻井層				
	小鹿野層群		小鹿野層	櫻井層	吉田層	吉田層	吉田層				
	吉田層群		栗尾層	吉田層	宮戸層	宮戸層	宮戸層				
	赤平層群		黒海上層	赤平層群	子ノ神砂岩	Cg	富田泥岩部層				
			飯田層	赤平層群	彦久保層群	Nn	白砂砂岩部層				
			岩殿沢層	赤平層群			富田泥岩部層				
	牛首層	赤平層群			白砂砂岩部層						
	上部牛首層	赤平層群			白砂砂岩部層						
	下部牛首層	赤平層群			白砂砂岩部層						

Kb: 小判沢砂岩泥岩互層部層 Cg: 千鹿谷凝灰岩部層
 Nn: 子ノ神砂岩部層 Sh: 柴原礫岩部層

本第三系は、水平的な岩相変化が著しいが、小鹿野町層群に於ては砂岩泥岩互層の砂岩と泥岩の量比に着目し、また、主体をなす岩相の境界付近の比較的広範囲に分布する礫岩層をその境界とした。

秩父町層群に於ては、主体をなす岩相の砂質泥岩もしくは泥質砂岩の砂と泥の量比が層準により著しく変化することに着目した。

また、狭在される凝灰岩、比較的厚い泥岩層、礫岩の礫種に着目し、岩相上の同一層準を推定した。

B. 古地磁気測定用試料の採取と測定方法

秩父盆地の第三紀層についての古地磁気の測定は、これまで全く報告されていないことから、秩父盆地第三紀層中のどの層準に於て安定した残留磁気を得られるかが不明であった。そこで、測定用試料は調査地域全域にわたる牛首峠層から上寺尾層の間の133地点から、1地点につき1個以上の定方位岩塊試料を採取した (Fig. 16)。試料採取に当たっては局地

的に地層の走向、傾斜の乱れている場所は避けた。

また、試料は、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩泥岩互層中の砂岩、泥質砂岩、砂質泥岩、花崗砂岩より採取した。採取した岩塊からは、ダイヤモンドカッターを用いて一辺 20mm~25mm の立方体試料を 3 個以上切り出し、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、不安定な二次的残留磁気成分を取り除く消磁には、電流制御式三軸交番磁場消磁装置(新妻・小山, 1981; 小山・新妻, 1983)を用いた。また、一部の試料については、マイクロ波加熱方式による消磁、マイクロ波消磁 (M.W.D.) を試みた (HALE, *et al.*, 1978, 田村ほか, 1984)。マイクロ波消磁では、弱で10分間加熱して、堆積岩の表面温度が 240°C 以上であることが、サーモペイントにより確かめられた。また、シールドケース内の磁化は 50nT 程度である。

5. 地質概説

本第三系は大きく分けて三つの岩相単位に区分される。即ち、下位より牛首峠層、小鹿野町層群、秩父町層群である。牛首峠層は、所により花崗岩の円礫を含む礫岩を主体とし、中部の花崗砂岩より成る白砂砂岩部層、上部の泥岩より成る富田泥岩部層から構成される。小鹿野町層群は、下位より泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする宮戸層、砂岩と泥岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層を主体とする吉田層、砂岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする桜井層より構成される。秩父町層群は、塊状の泥質砂岩を主体とする奈倉層と、それに挟在する礫岩の卓越する柴原礫岩部層、砂質泥岩を主体とする鷺ノ巣層、礫岩と砂岩を主体とする栃谷層、砂質泥岩を主体とし、礫岩を挟在する上寺尾層より構成される。以上、牛首峠層から上寺尾層までの層序関係は全て整合である。

今回の調査では、凝灰岩の鍵層を追跡することができた。それらは下位から、国神凝灰岩(牛首峠層)、白川橋凝灰岩、贅川凝灰岩(宮戸層)、黒海土凝灰岩(吉田層)、蓼沼凝灰岩、諏訪凝灰岩、木戸原凝灰岩(鷺ノ巣層)、長留凝灰岩、横瀬凝灰岩、浦山川凝灰岩、巳町凝灰岩(上寺尾層)である。以上、本第三系の模式柱状図を Fig. 2 に示す。

本第三系は、主として北西-南東に軸をもち南東にプランジする褶曲構造をとる。調査地域北部では、南々東に25°~30°の傾斜をもつが、西部は、東に50°~70°の急傾斜をとる。横瀬川下流域の鷺ノ巣層、栃谷層は、ほぼ南北に長軸を持つドーム状構造をなす。横瀬地域の栃谷層は、北西-南東の褶曲構造をなす。上寺尾層は、地層の傾斜が比較的緩やかで、秩父市及び久那で盆状構造をなす。

調査地域は、北北西-南南東の走向を有する出牛-黒谷断層、北東-南西の走向を有する谷津断層、

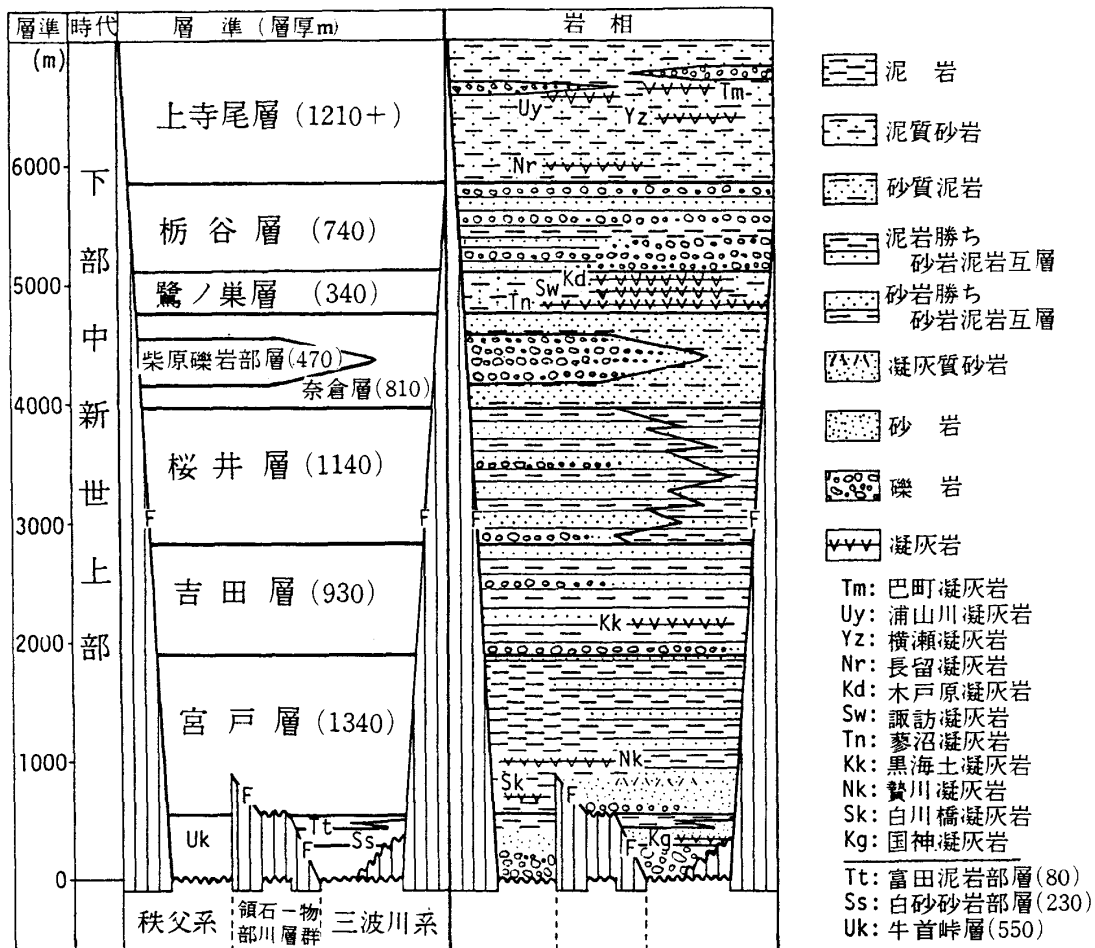


Fig. 2 Schematic stratigraphic succession in the studied area.

ほぼ南北の走向を有する苅米断層によって東縁を限られる。また南縁を、東北東-西南西の走向を有する日野断層によって限られる。第三系に変位を与える断層は、北東-南西の走向を有するものが多く、矢畑-上飯田断層、古池断層を始めとしていずれも南落ちである。

6. 地 質 各 論

A. 牛首峠層 (Ushikubitoge Formation)

命名：ARAI (1960) 命名

模式地：牛首峠の東から観音山の西麓にかけて

層厚：550m

分布及び岩相：本層は、皆野町金沢から国神、吉田町久長付近、上吉田久形付近、小鹿野町牛首峠、両神村上野沢及び荒川村白久、白川橋付近に分布する。

本層は、礫岩、花崗砂岩及び泥岩より成る。礫岩は、小礫から大礫が主体で、亜角礫から角礫で固結度が良い。礫種は、チャート、頁岩、砂岩が主体であり、花崗岩の円礫を混在する所もある。基質は一般に、灰色を呈する粗粒の砂岩である。

模式地付近の殿谷戸から牛首峠に向かう沢では、秩父系の頁岩と断層で接して、花崗岩礫を含まない礫岩が露出するが、上位に向かってやや細粒化し、基質に石英を含み始めた後、大礫大の花崗岩の円礫を含む礫岩となる。しかし、牛首峠以西では、花崗岩礫を含む礫岩が、基盤岩(頁岩)と不整合で接する。吉田町上吉田久形では、約4mの礫岩が秩父系のチャートを不整合で被い、上位では基質に石英、長石を含み、更に上位の花崗砂岩に漸移する。

吉田町久長では、本礫岩は110mとその層厚を増すが、ここでは、花崗岩礫は全く見られず、上位で細粒化し、花崗砂岩に漸移する。桜ヶ谷では、花崗砂岩の基質をもち、巨礫大のチャート角礫を主体とする礫岩が、基盤の頁岩を不整合に被っている。上位へは、花崗砂岩へ漸移する。

皆野町前原及び大淵では、中礫～巨礫大のチャート、頁岩角礫を密に含み、花崗砂岩質の粗粒な基質を有する層厚2m～3mの礫岩が基盤のチャートを不整合に被っており、上位へは花崗砂岩に漸移する。

更に、皆野町国神、大通院の東の沢では、中礫～巨礫大で、チャート、頁岩、砂岩及び橙色のカリ長石を含む花崗岩の円礫～亜角礫より成る塊状の礫岩が露出している。同様の礫岩は、橋爪、岩鼻付近の花崗砂岩中に狭在される。

調査地域西部に於ける本層は、小鹿野町飯田の飯田橋上流約250m付近で、基盤の頁岩を、砂岩、頁岩の大礫から成る礫岩が不整合で被う。ここでは、礫岩中にチャート礫を欠く。上位へは、基質中に石英、雲母、長石が増加し、花崗砂岩へ漸移する。

両神村中平、中平沢では、チャートの小礫～中礫の亜円礫を主体とし、中粒砂岩を基質にもつ5m以上の礫岩が、上位に向かって淘汰の良い塊状中粒砂岩に漸移し、更に、上位の暗灰色泥岩に漸移する。

荒川村白久、白川橋の上流約130m付近では、基盤の砂岩を不整合に被って、大礫～巨礫大のチャート、砂岩、石灰岩、緑色岩の亜円～角礫を主体とする礫岩が露出し、上位には、中粒～細粒砂岩と互層をなす。

本層中位の花崗砂岩及びその上位の暗灰色塊状泥岩は特徴的であり、それぞれ白砂砂岩部層、富田泥岩部層として区別する。

層序関係：本層は、秩父系を不整合で被う。また、本層は調査地域北部で本層上部の泥岩が宮戸層下部の凝灰質砂岩に漸移し、西部では、本層上部の細粒砂岩が宮戸層下部の泥岩に漸移することから、両層は整合関係にある。

A-1. 白砂砂岩部層 (Shirasuna Sandstone Member)

命名：ARAI (1960) 命名

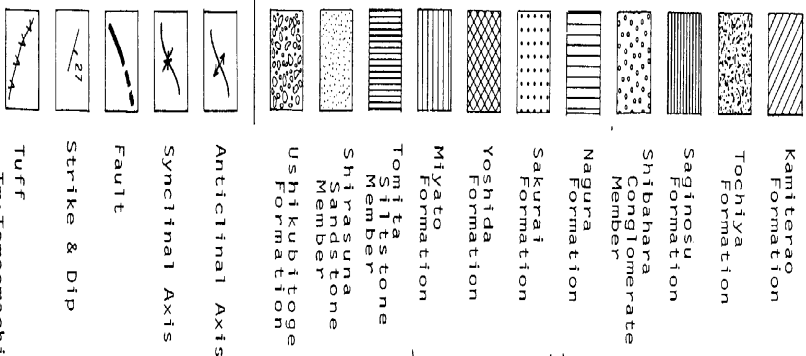
模式地：吉田町久長、白砂岩

層厚：230m

分布及び岩相：本層は、皆野町金山付近、橋爪付近の金沢川、国神付近の日野沢川、皆野町前原付近の荒川、野巻から桜ヶ谷、吉田町阿熊の彦久保付近、上吉田の久形、合角、小室付近、更に小鹿野町飯田の水子観音、小金沢に露出する。

本部層は粗粒から細粒の石英、長石、雲母を主体とする花崗砂岩であり、まれに中礫大のチャート円礫から成る数十cmの礫岩層を狭在する。本部層は、

LEGEND



Tm: Tomoemachi Tuff
 Yz: Yokoze Tuff
 Uy: Urayamagawa Tuff
 Nt: Nagaru Tuff
 Ns: Nishimura Tuff
 Sd: Suwa Tuff
 Tn: Tadenuma Tuff
 Kk: Kokkaido Tuff
 Nk: Nekkawa Tuff
 Sk: Shirakawabashi Tuff
 Kg: Kunitgami Tuff

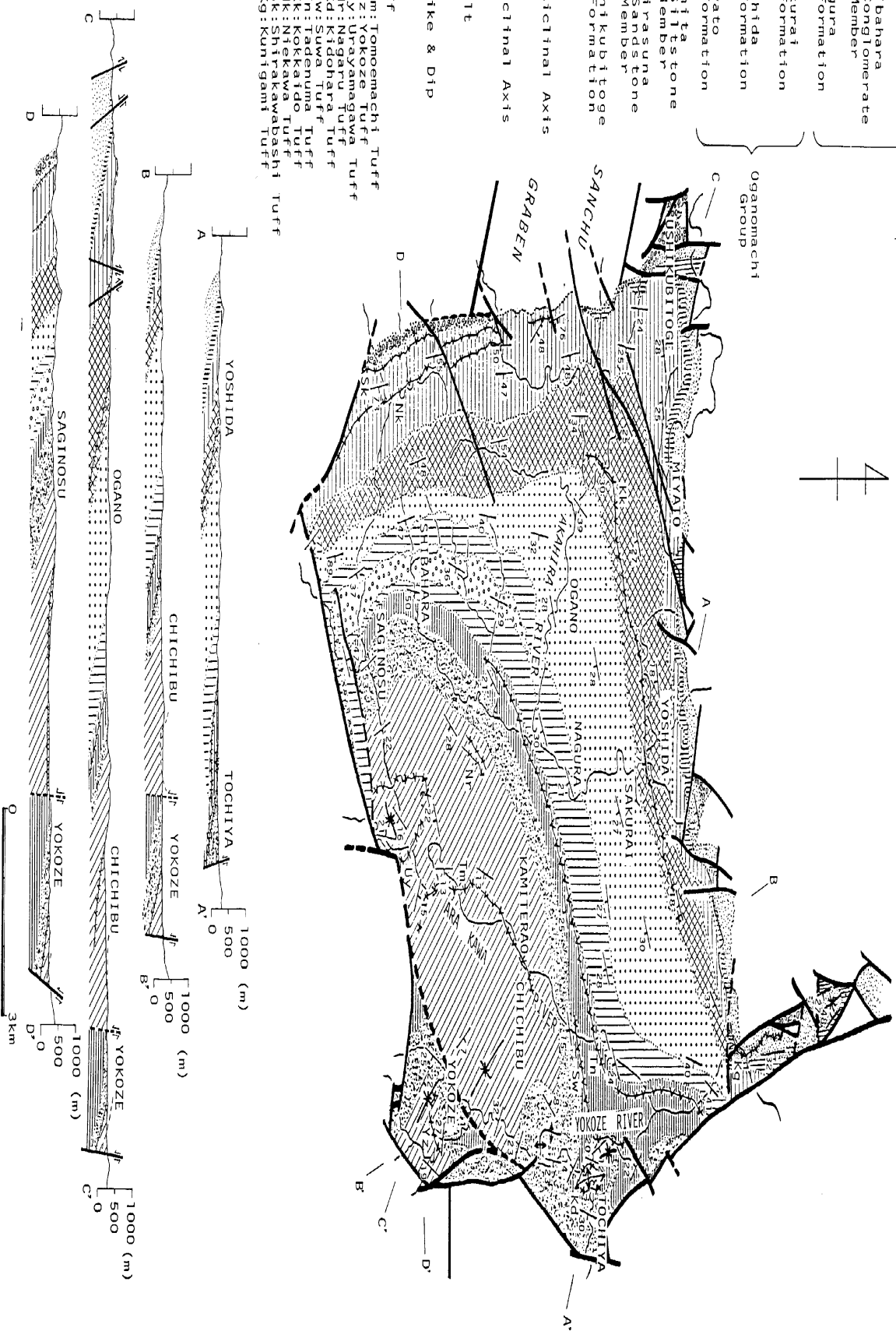


Fig. 3 Geologic map of the Chichibu Basin. The Sambagawa Metamorphics is along the eastern border and the Chichibu System is along the northern and southern to southwestern border. The Sanchu Graben consists of Mesozoic sediments and bounds on the Chichibu System with faults.

下位では細礫から粗粒でほぼ塊状であるが、上位では細粒化し、生痕化石が見られる。

皆野町大淵の荒川右岸には、本部層中に厚さ約1mの白色細粒凝灰岩層を狭在する。本凝灰岩の上位には、石英に富む数十cmの白色細粒砂岩層及び亜炭の薄層を伴う。

国神小学校から柴岡へ抜ける道路脇の切り通しにも、本凝灰岩が露出しており、ここでは120cmと層厚を増す。本凝灰岩は、国神で最もよく見られるので、国神凝灰岩と命名する (Fig. 4)。

層序関係：本部層は、牛首峠層の一部層であり、牛首峠層の中部を構成する。本部層上部は、日野沢川で上位の富田泥岩部層と指交関係にある。

A-2. 富田泥岩部層 (Tomita Siltstone Member)

命名：ARAI (1960)

模式地：秩父市富田の西の赤平川兩岸

層厚：80m

分布及び岩相：本部層は、皆野町橋爪付近の金沢川、国神付近の日野沢川、大淵付近の荒川右岸、郷平橋付近、秩父市太田の赤平川、模式地付近、吉田町阿熊沢彦久保付近、石間、久形及び小鹿野町森谷

戸、根古屋の吉田川、岩殿沢地藏寺付近、小金沢付近の薄川に露出する。

本部層は、暗灰色塊状のやや粗粒な泥岩を主体とし、しばしば直径数十cm~1mの石灰質ノジュールをもつ。また、本部層下部に砂岩を狭在する所がある。砂岩層は、吉田町新志及び久形に於て中粒から細粒で数十cmの厚さを持ち、泥岩中に数枚狭在される。新志及び彦久保では、本層中位に葉理が発達する。

本部層は、皆野町国神の日野沢川流域で、石英、長石、雲母を主体とし、葉理をもつ厚さ数mの砂岩層を数枚狭在する。橋爪、岩鼻での金沢川では、この砂岩層は35mと層厚を増す。この砂岩層は、その岩相より、下位の白砂砂岩部層の最上位の一部であると思われる。

層序関係：本部層は、牛首峠層の一部層であり、牛首峠層の最上部を構成する。本部層は、日野沢に於て、下位の白砂砂岩部層上部と指交関係にある。

B. 小鹿野町層群 (Oganomachi Group)

命名：ARAI (1960)

本層群は、泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし、

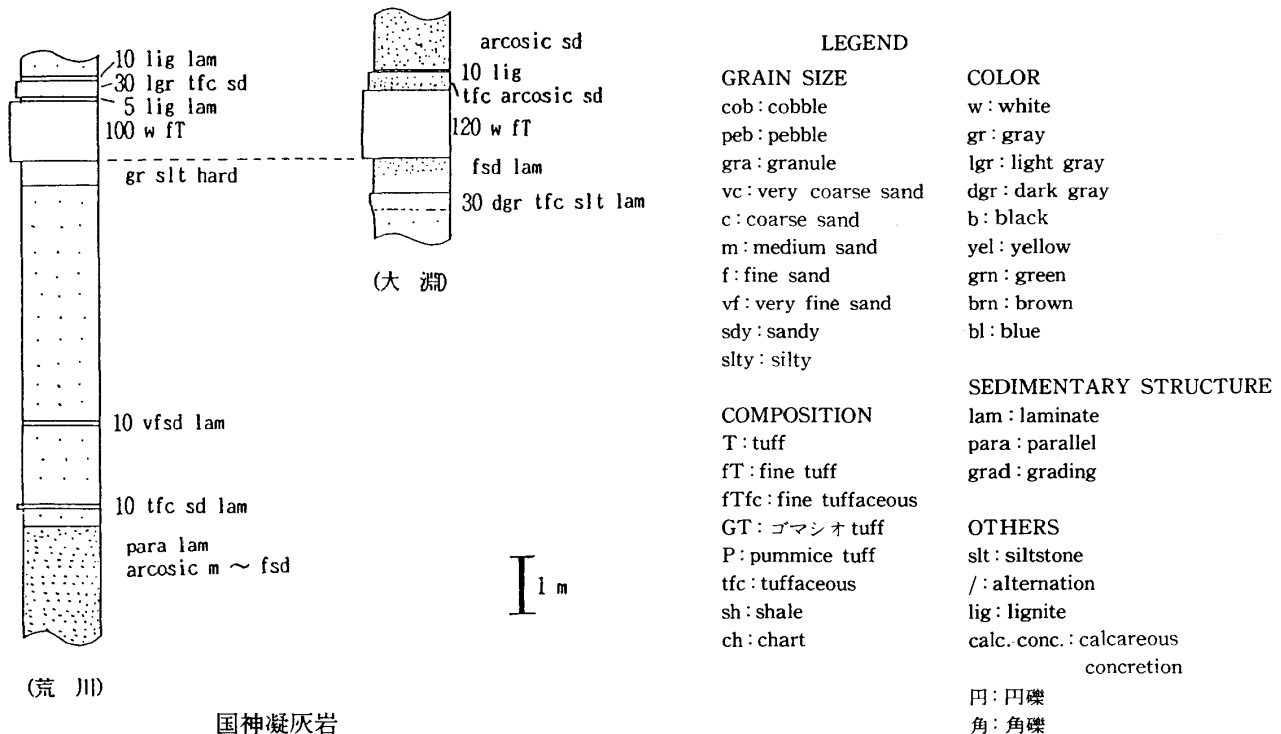


Fig. 4 Columnar section of the Kunigami Tuff.

凝灰岩及び凝灰質砂岩を狭在する下部(宮戸層), 砂岩と泥岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層を主体とする中部(吉田層), 砂岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とする上部(桜井層)より成る。本層群は, 調査地域の北部では, 南南東方に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜するが, 小鹿野町付近より南部では, 東方に $30^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜する。

本層群の全層厚は 3410m である。

B-1. 宮戸層 (Miyato Formation)

命名: ARAI (1960) 命名, 湯川 (1984MS) 再定義。

ARAI (1960) は, 子ノ神付近に分布する層理の発達した凝灰質砂岩を子ノ神砂岩として彦久保層群に含め, 上位の凝灰岩を千鹿谷凝灰岩部層として区別し, 宮戸層に含めている。一方, 湯川 (1984MS) は, 子ノ神砂岩の上部が, 千鹿谷凝灰岩部層に漸移することから, 堆積サイクルの観点より, 本部層を宮戸層に含めている。

この凝灰質砂岩層の下部は, 富田泥岩部層とは明らかに異なり, 区別されるが, 上部は細粒化し, 砂岩層をまれに狭在する泥岩勝ち砂岩泥岩互層に徐々に変化する。従って, 本論文では, 下位の凝灰質砂岩と, 泥岩勝ち砂岩泥岩互層を含めて宮戸層とする。

模式地: 吉田町宮戸の吉田川にかかる巢掛橋から, 吉田川の下流標高 57.5m の間。

ARAI (1960) による模式地では, 本層下位が見られないことから湯川 (1984MS) は, 副模式地を定めている。

副模式地: 秩父郡小鹿野町飯田の赤平川にかかる飯田橋から岩殿沢と赤平川が合流する地点付近にかけての赤平川。

層厚: 1340m

分布及び岩相: 本層は, 皆野町太田の赤平川流域, 吉田町田中から千鹿谷, 更に両神村岩殿沢から模式地にかけて, 及び長又以南の小森川流域, 荒川村贅川流域に分布する。調査地域北部に分布する本層は, 南方に $10^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 傾斜し, 西部では, 東方に $20^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜すると共に, 荒川流域及び大塩野の本層上部に於て, 著しいスランプ堆積構造が見られる。

本層は, 泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし, 北部及び北西部に於ては, 最下部に緑灰色の凝灰質砂岩を伴い, 南西部に於ては, 下位から中位に白色の

凝灰質砂岩, 凝灰岩層を狭在する。北部及び北西部の凝灰質砂岩は, 緑灰色を呈し, 5~10cm の層理及び斜層理の発達する中粒から細粒の凝灰質砂岩で, 最下位には, 細礫のチャート円礫が密な数 cm~数十 cm の礫岩層を 2 枚狭在する。上位は, 泥岩もしくは, 泥岩勝ち砂岩泥岩互層に漸移する。本凝灰質砂岩は, 西方に向かうに従い, 次第に粗粒となり, 岩殿沢での上位, 小鹿野町飯田の飯田橋付近では, 火山礫凝灰岩となる。一方, 野巻以東では, 細粒化すると共に, 層理の発達が乏しくなり, 基部の礫岩を欠く。阿熊沢及び吉田町大槲部の吉田川付近の本凝灰質砂岩より, 貝化石を産する。

両神村小森にて, 本層下部は北東-南西の断層で断たれ, 以南では下位の凝灰質砂岩を欠き, 暗灰色の泥岩となる。この泥岩中には, 白色細粒で部分的に層理の発達する凝灰岩ないしは凝灰質砂岩が数枚狭在される。このうち, 最下位のものは, 層厚が約 18m と最も厚く, 荒川村白久の白川橋下流から, 両神村中平まで追跡することができる。その上位には, 約 2m の凝灰質砂岩と, 約 18m 隔てて 1.4m の凝灰岩, 更に約 25m 隔てて約 50cm の凝灰質砂岩 2 枚が狭在され, 荒川村谷津川の上流から, 両神村須川の薄川まで追跡できる。前者は, 白川橋付近に, 後者は荒川に注ぐ贅川に最も良く露出することから, それぞれ白川橋凝灰岩, 贅川凝灰岩と命名する (Fig. 5)。

本層上部は, 調査地域北部に於ては凝灰質砂岩から泥岩勝ちの砂岩泥岩互層に漸移するが, 副模式地では凝灰質砂岩から暗灰色細粒泥岩に漸移し, その上位にて, 層厚数 cm の砂岩層を稀に狭在する砂岩泥岩互層となる。この暗灰色細粒泥岩は, 南部に向かうにつれて次第に層厚を増し, 荒川流域では約 610m に達するが, 上位は泥勝ち砂岩泥岩互層である。

本層の層厚は, 北東部の秩父市太田磯端で 120m, 模式地で 550m, 更に荒川流域では 1340m と, 北東部から南西部にかけて急速に厚くなっている。

層序関係: 本層は, 北部で下位の富田泥岩部層の泥岩を整合で覆い, 西部では牛首峠層の砂岩を, 本層下部の泥岩が整合に覆う。また, 上位は吉田層下部の礫岩が整合で覆う。

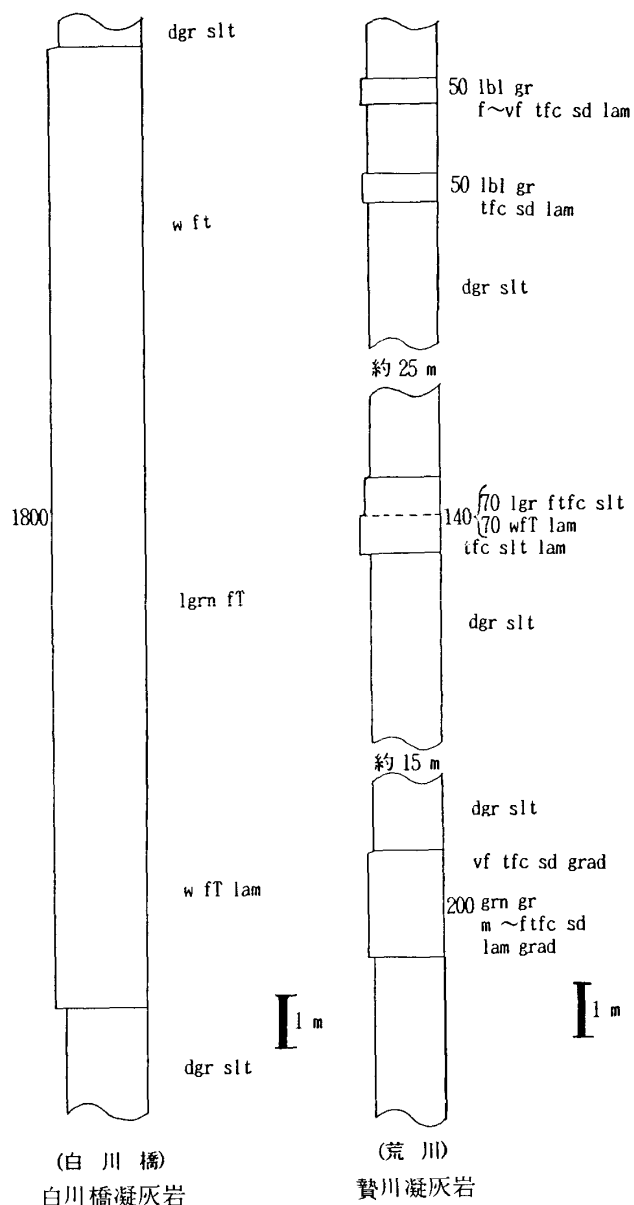


Fig. 5 Columnar section of the Shirakawa bashi Tuff and Niekawa Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

B-2. 吉田層 (Yoshida Formation)

命名：渡部ほか(1950)命名

模式地：吉田町の東の赤平川から桜井橋までの約1kmの間

層厚：930m

分布及び岩相：本層は秩父市太田の堀切及び堤平、吉田町下吉田の吉田川流域、小鹿野町小鹿野の赤平川、小森川流域、伊豆沢流域、更に荒川村豆早原の荒川流域、荒川村馬立から南に上る沢の上流付近に

分布する。

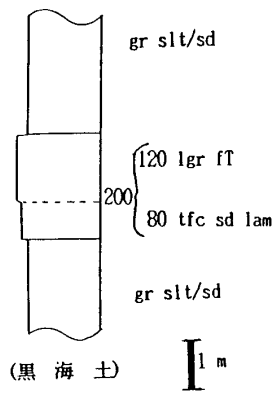
本層は、泥岩と砂岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層を主体とし、北部では凝灰岩、南西部では礫岩を狭在する。

模式地に於て本層は、基部に層厚約2mの緑灰色を呈する細粒砂岩を有し、その上位は、泥岩と砂岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層が桜井層基部の礫岩に至るまで一律に重なる。阿熊沢では、本層基部が、チャート、頁岩、砂岩の円礫を密に含む厚さ約2mの中礫礫岩となり、その約50m上位には、約1mの同様な細礫礫岩を狭在し、両層の間は砂岩層が卓越する砂岩泥岩互層である。小鹿野町上飯田では、数枚の礫岩層が砂岩勝ち砂岩泥岩互層の基部に狭在する。ここでは、礫径が中礫大となり、礫岩層一枚の厚さが7~8mと最も厚い。しかるに、小森川流域に於ては厚さ約2mの中礫礫岩層一枚が確認されるのみで、上位は数cm~数十cmの砂岩泥岩互層中、約80cmの粗粒砂岩層を数枚狭在する。

伊豆沢の中流域からは、本層上位に厚さ約80cm~2mの、チャート、頁岩、砂岩の円礫を主とする礫岩層を狭在し始め、更に南部では少なくとも十枚以上の礫岩層が見られる。また、本層の主体をなす砂岩泥岩互層は、北部では数cm~十数cmの有律互層であるが、伊豆沢中流域以南では砂岩層中に、30cm~50cm程度の厚いものが増加する。

荒川流域に於て本層は、淘汰の悪い中礫の砂岩、頁岩、チャートの重円礫から成る厚さ数mの礫岩層と、中粒~粗粒砂岩及び数cmの泥岩層の互層となる。ここでの礫岩層はまれに乱堆積構造を有し、礫岩中には葉理をもつ砂岩の偽礫を含むことがある。

本層のほぼ中位には、白色細粒で下位に平行葉理をもち、上位は泥岩に漸移する凝灰岩を一枚狭在する。この凝灰岩は、堤平の長森川で約20cm、下吉田町の南の沢で約80cm、更に小鹿野の黒海土では約2mと、西に向かうに従って層厚を増す。本凝灰岩は、黒海土に於て最も良く見られることから、黒海土凝灰岩と命名する (Fig. 6)。また、小鹿野町上大胡桃の、大胡桃橋付近に露出する厚さ約30mの青灰色塊状泥岩は本層内に於て特徴的である。本泥岩は伊豆沢淵平から西へ上る滝ノ沢の中流域、西平から西へ上る沢の下流、及び伊豆沢の上流、沢浦付近に露



黒海土凝灰岩

Fig. 6 Columnar section of the Kokkaido Tuff.
Symbols are same as in Fig. 4.

出し、古池断層によって西に約 150m の変位を受けている。

層序関係：本層は、下位の宮戸層を整合で覆い、上位の桜井層の礫岩に整合に覆われる。

B-3. 桜井層 (Sakurai Formation)

命名：渡部ほか(1950)命名

湯川 (1984MS) は、ARAI (1960) の本層上限より更に上位にも砂岩泥岩互層が露出することから、本層上限を変更し、砂岩泥岩互層が砂質泥岩に変わる所とした。本論文でもこれに従う。

模式地：吉田町桜井、桜井橋の 200m 上流から赤平川に沿って、小鹿野町奈倉の奈倉橋の 250m 上流まで。

湯川 (1984MS) は、模式地の奈倉橋の位置が不明なため、副模式地を定めている。

副模式地：小鹿野町赤平川と薄川合流点から津谷古、津谷木橋下流 400m まで(砂泥互層が泥質砂岩になるまで)

層厚：1140m

分布及び岩相：本層は、秩父市小柱の荒川流域、品沢の篠葉沢流域、吉田町暮坪から小鹿野町奈倉にかけての赤平川流域、小鹿野町小鹿野の赤平川流域、柿ノ久保、布沢、長留川上流域、荒川の豆早原から馬立にかけて分布する。

本層は、砂岩勝ち砂岩泥岩互層を主体とし、礫岩を狭在する。模式地に於て、本層基部は吉田層を整合で約 3m の細礫岩が覆う。この礫岩層は、頁岩、砂岩の垂角礫に混じって、中礫大の軟い淡灰色泥

岩偽礫を多く含む点で特徴的である。その上位は、泥岩勝ちの砂岩泥岩互層であり、基部から約 100m の間にわたり前述の礫岩と同様の岩相をもつ 1m 前後の礫岩層を数枚狭在する。泥岩勝ち砂岩泥岩互層は本層中位付近まで続き、上位になるにつれ、一枚々々の砂岩の層厚が不規則に変化すると共に、細礫～中礫大の頁岩、砂岩、チャートの円礫を含む礫岩層が、しばしばスランプ構造を伴って狭在される。その上位は、砂岩勝ち砂岩泥岩互層である。

模式地以東では、荒川まで露出が悪いが本層基部の礫岩は、秩父市伊古田で約 30cm の礫岩として露出し、上位は、篠葉沢下郷付近で砂岩勝ち砂岩泥岩互層である他は、泥岩勝ち砂岩泥岩互層である。皆野町大浜の南西、荒川右岸には、泥岩の偽礫をまれに混在し、葉理を有する粗粒砂岩(約 2m)の上位に、約 1.5m の層厚をもち、チャート、頁岩の円礫一角礫を主体とし細礫～中礫大の泥岩偽礫を多く含む礫岩層が露出し、本層基部に相当すると思われる。上位は泥岩勝ち砂岩泥岩互層である。

副模式地では、基部の礫岩が下位の吉田層(砂岩泥岩互層)を巾約 15m にわたって切り込んで堆積している。本礫岩は、基質は粗粒砂岩で、中礫大のチャート、頁岩、砂岩の円礫から成り、中礫～大礫大の泥岩偽礫を多くとり込んでいる。また、層内の乱れが激しく、スランプ堆積をしている所も見られる。この上位は泥岩勝ち砂岩泥岩互層であるが、伊豆沢と赤平川の合流点付近から上位は、砂岩勝ちの互層となる。小判沢では、中礫～大礫の砂岩、頁岩、チャートの淘汰の悪い約 6m の礫岩層を狭在し、更に上位では葉理をもつ細粒～粗粒砂岩の間に 4 枚にわたり、約 1～2m の礫岩層が露出する。

伊豆沢下流には、本層基部の礫岩層が露出するが、ここでは激しいスランプ堆積構造が見られる。

本層は、赤平川以南に於て急速にその層厚を減じると共に、十数 cm～数十 cm の砂岩層と数 cm の泥岩の互層中に数 m～5m の礫岩層を狭在する砂岩泥岩礫岩の互層をなす。

荒川村豆早原では、泥岩の偽礫を多く含む礫岩層の上位に、中礫大の礫を主体とする約 2m の礫岩層が、葉理をもつ細粒砂岩と互層をなしており、泥岩層を欠く。

模式地の本層最上位には、砂岩泥岩互層中に、層厚 1m~3m の礫岩層が 4 枚狭在されるが、その内の下位の礫岩中に、中礫~大礫大の粗粒砂岩から成る亜角~角礫が混入しているのが特徴的である。この礫岩層は、その特徴から、本層に於て貴重な鍵層となる。即ち、同様の礫岩は、小鹿野町津谷古の津谷木橋下流 200m、小判沢上流で南に上る沢の中流域、柿ノ久保の南の沢で柿ノ久保から約 500m 上流、中ノ沢の中流域、林道柴原線の終点から約 100m 上流、柴原から沢を西へ約 630m 上った地点、更に荒川橋から荒川を上流へ約 250m 上った地点にそれぞれ確認することができる。

本層の層厚は、皆野町大浜の荒川で 270m、模式地で 910m、小鹿野で 1140m、柿ノ久保の西で 550m、荒川村小野原で 390m と、南部から北部にかけて 2 倍以上も層厚が増している。

層序関係：副模式地に於て本層下部礫岩が下位の砂岩泥岩互層を切り込んで堆積しているが、他の地域では走向が斜交していないことから、下位の吉田層とは整合関係であると考えられ、この割剝は、スランプによると思われる。上位は、本層の砂岩勝ち互層が奈倉層の泥質砂岩に漸移することから整合関係である。

C. 秩父町層群 (Chichibumachi Group)

命名：渡部ほか(1950)命名

本層群は、塊状の泥質砂岩と、それに狭在する円礫岩及び砂質泥岩より成る下部(奈倉層、柴原礫岩部層、鷺ノ巣層)、下位に赤色チャートの角礫を特徴的に含む礫岩より成る中部(栃谷層)、淘汰の悪い砂質泥岩中に礫岩を狭在する上部(上寺尾層)より成る。

本層群は、東部に於て北西-南東に軸をもつ褶曲構造をもつ。また南縁に於て断層で断たれて本層群の下位が東西の走向をもって露出する他、横瀬断層によって断たれた南東隅は、本層群の中部~上部が露出する。

本層群の層厚は 3100m である。

C-1. 奈倉層 (Nagura Formation)

命名：ARAI (1960) 命名

ARAI (1960) は、小鹿野町奈倉の赤平川河岸に露

出する礫岩を本層の基底としているが、この礫岩は桜井層の砂岩泥岩互層の中に狭在されるものであり、本層とは明らかに区別される。湯川 (1984MS) は本層下限を、砂岩泥岩互層が砂質泥岩に変わるところとしており、本論文もこれに従う。

また、ARAI (1960) は、本層上限を柴原礫岩の下迄としたが、下日野、柴原、釜ノ沢、鬮谷にて、柴原礫岩の上位の泥質砂岩及び砂岩は奈倉層のものと区別できず、かつ、柴原礫岩は北方に向かって急速にその層厚を減じることから、本層中に収束すると思われる。従って、本論文では柴原礫岩部層を本層中の一部層とし、本層上限を泥質砂岩が暗灰色砂質泥岩に変わる所とした。

模式地：奈倉橋の 250m 上流から、赤平川と長留川の合流点まで。

湯川 (1984MS) は、奈倉橋の位置が不明であるため、副模式地を定めている。

副模式地：小鹿野町津谷木橋下流 700m から赤平川と長留川の合流点付近まで。

層厚：810m

分布及び岩相：本層は、秩父市肥土の荒川、蒔田川沿い、寺尾の荒川沿い、上蒔田の蒔田川沿い、上郷の篠葉沢沿い、小鹿野町奈倉、般若付近、荒川村柴原付近、荒川村日野の荒川及び安谷川沿いに分布する。

本層は主として灰色塊状の泥質砂岩より成り、南部に向かうにつれて層理が発達する。本層中には、貝化石を始めとして多くの化石を産する。

小鹿野町津谷古から南西に伸びる沢以南では、本層中に 3~5cm の層理が見られ、基部には暗灰色で数 mm~1cm の葉理をもつ泥岩を伴う。布沢、中ノ沢の中流域、林道柴原線沿線、柴原の西部及び荒川橋付近に露出する本層は、南部に向かうに従って泥を含む割合が減少し、青灰色の細粒から中粒砂岩となる。

荒川橋から南~伸びる沢の下流域に露出する本層基部の泥岩は、傾斜を 70°~80° で北東に変え、寺沢にも露出する。ここで露出する泥岩の上位は激しいスランプ堆積をする。

本層最上位には、模式地に於て泥質砂岩の上位に約 3m の粗粒砂岩及び、細粒砂岩と泥質極細粒砂岩

との互層が重なる。秩父市中原及び蓼沼に於ては、石英の粒子を多く含む約 50cm の粗粒～中粒砂岩と、その上位に 5～10cm の細粒砂岩層を十数枚狭在する。更に、肥土の荒川と蒔田川の合流点付近では、細礫大のチャート、石英を主体とし、層理を有する約 15m の礫岩が本層上部をなす。一方、模式地以西では、小鹿野町麴谷にて本層上部の砂岩層は最も厚く、頁岩、砂岩の細礫円礫をまれに含み、葉理を示す厚さ数 m の中粒～細粒砂岩層を、砂岩勝ち砂岩泥岩互層中に少なくとも 5 枚狭在する。この砂岩泥岩互層は淘汰が悪く、本層主部を成す泥質砂岩と同質である。柴原のゆうぎり沢沢口から約 150m 下流の長留川では、泥質砂岩中に 80cm～3m の砂岩層数枚を、更に荒川村日野では、4m 前後の砂岩層を 3 枚狭在する。

秩父市蓼沼の荒川右岸と、小鹿野町松井田から品沢へ向かう農道を、国道299号線から北へ約 350m 向かった所の本層中には、白色細粒の約 5cm の凝灰岩が露出している。この凝灰岩の上下の本層中に同様の凝灰岩がなく、この 2ヶ所の凝灰岩は同一のものと思われる。

層序関係：本層は、下位の桜井層を整合で覆い、上位の鷲ノ巣層に整合で覆われる。

C-2. 柴原礫岩部層 (Shibahara Conglomerate Member)

命名：ARAI (1960) 命名

ARAI (1960) は、本部層が奈倉層を整合で覆い、秩父市の秩父橋にまで追跡することができるとしているが、本部層の上位の泥質砂岩及び砂岩は奈倉層のものと区別がつかず、かつ本部層を構成する礫岩は、聖天の礫岩と同質であり、北方に細粒化することから下津谷木の砂岩に収束すると考えられる。従って、本論文では本部層を奈倉層の一部層として再定義する。

模式地：荒川村柴原付近

層厚：470m

分布及び岩相：本部層は、荒川村日野、松葉の荒川沿いから、模式地、小鹿野町聖天にかけて、及び、荒川村日野事上の安谷川に分布する。

本部層は層厚 2～3m の密な礫岩と、数十 cm の中

粒～細粒砂岩の互層より成る。礫岩の礫種は、頁岩、砂岩、チャートなどで、基質は粗粒砂岩ないしは細礫である。荒川では本部層の上位の礫岩中に第三系の泥岩、砂岩の偽礫を含む。礫は模式地及び荒川では下位の礫岩に角礫から亜角礫が混入するが、他はよく円磨されている。礫径は中礫が一般的であるが、聖天では細礫であり、下津谷木では細粒砂岩となる。本部層の層厚は、荒川河岸で 470m、柴原で 370m、釜ノ沢で 290m、聖天で 200m と北に向かってその層厚を減じ、津谷木では層厚約 1m の砂岩層に収束する。

荒川村日野では、大塚から寺沢に向かう道のトンネルに、中礫大の砂岩、頁岩の円礫が密な礫岩が、東西の走向をもって露出する。

層序関係：本部層は、奈倉層の一部層であり、奈倉層中位に狭在される。

C-3. 鷲ノ巣層 (Saginosu Formation)

命名：ARAI (1960) 命名

ARAI (1960) は、柴原礫岩部層及びその上位の砂岩層も含めて鷲ノ巣層としているが、上位の砂質泥岩及び砂岩は岩相から見て、奈倉層のものと同様であり、柴原礫岩部層は下津谷木に於て奈倉層内に収束する。更に、ARAI (1960) は、秩父橋付近に露出する礫岩より下位の砂質泥岩を奈倉層とし、上位を鷲ノ巣層としているが、この砂質泥岩は鷲ノ巣に於ける砂質泥岩と区別がつかず、かつ、下位に狭在する凝灰岩が秩父市下蒔田から小鹿野町般若の砂質泥岩(鷲ノ巣層相当)中にまで追跡できる。

従って、本論文では ARAI (1960) に於ける柴原礫岩部層と上位の砂岩を除いた鷲ノ巣層、及び中寺尾に於ける砂質泥岩を鷲ノ巣層として再定義する。

模式地：荒川と安谷川の合流点から荒川を約 150m 上った地点から、上流約 1375m の間

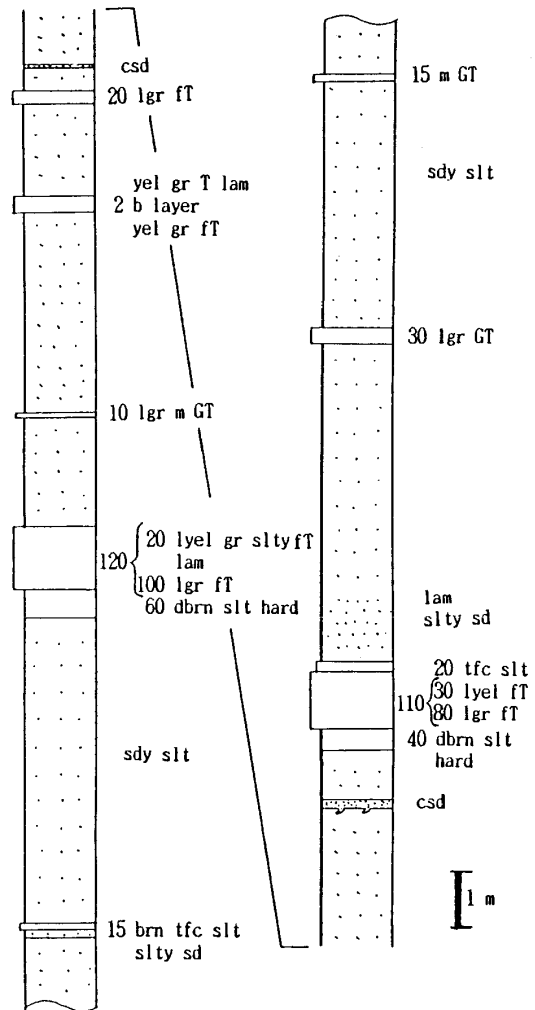
層厚：340m

分布及び岩相：本層は、荒川と横瀬川の合流点付近、秩父市矢行地の高篠橋までの横瀬川流域、秩父市中寺尾の荒川流域、坊平から中郷にかけての蒔田川、小鹿野町般若の原、神ノ原付近及び模式地に分布する。また、押堀川の上流と、横瀬村十二番の横瀬川及び大指川上流にもわずかに露出する。

本層は灰色の砂質泥岩を主体とし、上部に礫岩、花崗砂岩を、下部及び上部に凝灰岩層を狭在する。砂質泥岩は、下位には貝片を多く含む数mmの細粒砂岩をまれに狭在し、上位になるにつれ粗粒になる。この傾向は本層東部で著しく、石英、長石を主体とした淘汰の悪い細粒砂岩と粗粒砂岩の互層に漸移し、荒川と横瀬川の合流点付近では、礫岩を狭在する。砂岩には、直径1cm前後の円筒形で層理面に平行に伸びる生痕や、サメの歯の化石を産する。また、しばしば斜交層理を呈する。礫岩は、チャート、頁岩、砂岩の中礫から大礫大の角礫と、花崗岩の大礫大の円礫を主体とし、花崗砂岩を基質にもち、数m~5mの層厚を有する。

本層下部の凝灰岩層は、秩父市蓼沼の荒川右岸河床に良く露出する。ここでは、数十cmから1.2mの淡灰色または黄白色の細粒ないしはゴマシオ状の凝灰岩が、約35mの砂質泥岩中に少なくとも7枚狭在される。そのうち、比較的厚いもの2枚は、下位に貝片や有孔虫を含む50cm前後の硬質暗褐色泥岩をもつ。この凝灰岩層は、荒川と蒔田川の合流点から約200m上流の荒川右岸で見られる他、大野原、中原の荒川右岸にあるポンプ小屋の上流約100mの荒川右岸で露出するが、ここでは3枚しか見られず、50cm, 20cm, 80cmと薄くなる。更に、秩父市寺尾の国道299号線の西にある採石場では、露出が悪く約80cmの凝灰岩層一枚しか見られないが、秩父市田村、坊平の蒔田川では約18mの砂質泥岩の間に、10cm~1mの凝灰岩層4枚を狭在する。以西では露出が悪く、追跡し難いが、小鹿野町般若、桜株で数cmの淡灰色細粒凝灰岩を一枚見ることができる。これら一連の凝灰岩を蓼沼凝灰岩と命名する (Fig. 7).

本層上部には、秩父市大野原諏訪の横瀬川左岸の砂質泥岩中に凝灰岩層が見られる。この凝灰岩層は、2~3cmの灰白色細粒で、薄い葉理をもつ。本地域では、その上位約20mに、約20cmの石灰質濃集層を狭在し、その上位に粗粒砂岩層をもつ。本凝灰岩層は、秩父橋下流350mの荒川右岸にも露出するが、ここでは凝灰岩層から石灰質濃集層までの砂質泥岩部の層厚が約9mと薄くなる。本凝灰岩を、諏訪凝灰岩と命名する (Fig. 8).



(蓼沼：荒川)

蓼沼凝灰岩

Fig. 7 Columnar section of the Tadenuma Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

諏訪凝灰岩より上位に当たる秩父市矢行地の高篠橋の北約120m地点から、横瀬川下流約250mの間の泥質砂岩中には、更に3層準の凝灰岩層を狭在する。このうち最下位のもは、秩父市木戸原の不動の湯から約130m下流の横瀬川左岸に露出する約1cmの白色細粒凝灰岩である。この凝灰岩は定峯川と横瀬川の合流点から定峯川を約20m上った地点の河床にも露出する。その上位に当たる、“不動の湯”の対岸及び“不動の湯”から東に向かう沢には、礫岩中に白色細粒で中礫大の凝灰岩偽礫を多量に含む礫岩が露出する。この礫岩は、厚さ約5mで中礫大の頁岩の垂円礫及びチャートの角礫を主体とする。同様の礫岩は、矢行地から横瀬川に注ぐ川の下流、

横瀬川にかかる下小川橋から約370m上流及び100m上流の横瀬川左岸に、また、秩父橋の北約120m付近から東へ向かう沢の下流に露出する。

更に、高篠橋から約120m下流の横瀬川左岸では、泥質の中粒～細粒砂岩中に約20cmの細礫岩層を狭在し、その上位に厚さ約10cmの中礫大凝灰岩片を多く含む層が見られる。同様の岩相は、矢行地を北に流れる横瀬川支流の横瀬川との合流点から約750m上流に露出する。以上一連の凝灰岩層を木戸原凝灰岩と命名する (Fig. 8)。

以上の鍵層の追跡の結果、上小川に於ける本層上部は、北北西-南南東に長軸をもつドーム状構造及びいくつかの褶曲構造をとることが明らかとなった。

層序関係：本層の下位は奈倉層の泥質砂岩ないしは砂岩泥岩互層から漸移し、上位は、細粒砂質泥岩ないしは泥質砂岩中に栃谷層の角礫が混在していることから、本層は下位の奈倉層を整合で覆い、上位の栃谷層に整合に覆われる。

C-4. 栃谷層 (Tochiya Formation)

命名：新称

本層は、ARAI (1960) の平仁田層のうち礫岩の卓越する下部を新たに一つの地層として区分、命名したものである。なお、ARAI (1960) は、秩父市中郷から中寺尾にかけての本層を鷲ノ巣層下部に、また栃谷及び山田にて、本層下部を鷲ノ巣層上部に含めている。更に、ARAI (1960) の上横瀬層中の下位の礫岩は本層に相当する。

模式地：秩父市栃谷の定峯川流域

層厚：740m

分布及び岩相：本層は、模式地付近、秩父市山田の横瀬川流域、秩父橋付近の荒川、長留川中流域及び荒川村坂口の荒川河岸に露出する。また、秩父市黒谷及び横瀬村宇根、川東にも露出する。

本層は、礫岩と泥質細粒砂岩との互層を主体とし、中位に暗灰色泥岩を狭在する。泥岩は葉理を有し、貝片を含む。

本層の主体をなす礫岩は、この泥岩の上位と下位とで若干異なった岩相を呈する。即ち、下位の礫岩は、細礫の基質をもち中礫の淘汰の悪いチャート、頁岩、砂岩の角礫を主体とし、特に中位か

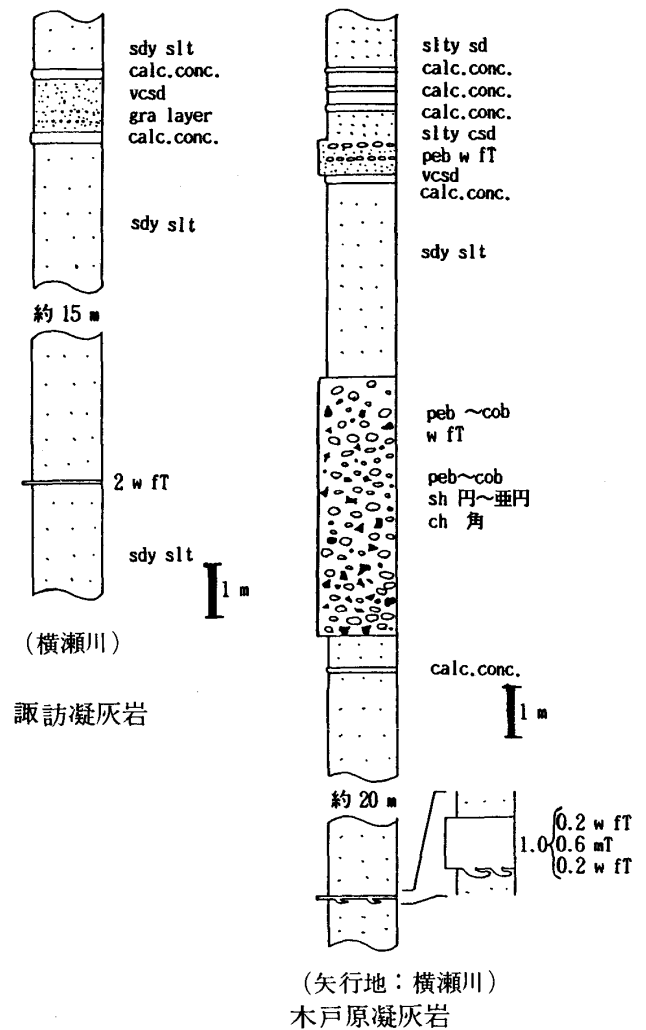


Fig. 8 Columnar section of the Suwa Tuff and the Kidohara Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

らは赤色チャートの角礫を混在する。礫岩中にはしばしば直径5cm前後の細礫ノジュールを持つ他、上部では石灰藻、二枚貝、巻貝を産する。この礫岩と互層をなす泥質砂岩は淡灰色を呈し、貝殻片や炭化した植物片を含む。

一方、泥岩の上位の礫岩は垂円礫を主体とし、中礫で比較的淘汰が良い。基質は細礫及び白色細粒の石灰質物質より成る。下位では貝化石も産する。

本層礫岩中に含まれる赤色チャート角礫、石灰藻及び泥岩層は、本層に於て特徴的であり、模式地の他、横瀬川では高篠橋の上流100mから450mの間、山田橋の下流100m～400mの間、大崩沢と横瀬川の合流点の下流約100m付近に、更に荒川では秩父橋

付近に露出する。また、黒谷の木毛から破風屋に至る養山の沢にも同様の岩相を見ることができる。

秩父橋以西では露出がなく、本層の追跡は難しいが、長留川中流域では泥質の細粒砂岩と粗粒砂岩の互層中にしばしば礫岩を狭在する。この礫岩は、チャートの細礫～中礫円礫を主体とし、淡灰色の泥岩偽礫を含み、しばしばレンズ状に狭在する。また、泥質砂岩中には炭化植物片を含む。

更に、荒川村の安谷川と荒川の合流点付近の礫岩層中にも赤色チャートの角礫が含まれることから、本層に相当すると思われる。

横瀬村六番の横瀬川左岸には、中礫～大礫大のチャート、赤色チャート、頁岩の角礫及び泥岩の偽礫を含む礫岩が露出し、横瀬橋の下流付近では砂質泥岩を伴い、横瀬橋から150m上流付近では、細礫大の赤色チャート、チャート、頁岩の円礫を主体とする礫岩が重なる。この岩相層序は、本層の岩相及び層序と良く一致することから、本層が本地域で再び露出していると思われる。

層序関係：本層は、鷲ノ巣層を整合で覆い、上寺尾層に整合で覆われる。

C-5. 上寺尾層 (Kamiterao Formation)

命名：新称

本層は ARAI (1960) の平仁田層のうち砂質泥岩の卓越する上部を新たに一つの地層として区分、命名したものである。なお、ARAI (1960) は秩父市上寺尾に於て本層下部を鷲ノ巣層に含め、横瀬村では本層を上横瀬層に含めている。

模式地：秩父市上寺尾の荒川河岸

層厚：1210m+

分布及び岩相：本層は、横瀬村十五番から十一番にかけての横瀬川、秩父市柳田町から平仁田までの荒川河岸、小鹿野町長留の屋敷平付近、及び、横瀬村根古屋の横瀬川、生川に露出する。

本層は、暗灰色を呈し、貝片、有孔虫を含む砂質泥岩を主体とし、しばしば礫岩、石灰質ノジュールを狭在する。礫岩は細礫から中礫の垂角礫～角礫を主体とし、礫種は、チャート、頁岩、砂岩が主であるが、本層中位には、中礫～大礫大の石灰岩角礫を特徴的に含む。石灰岩角礫は、横瀬川では語歌橋の

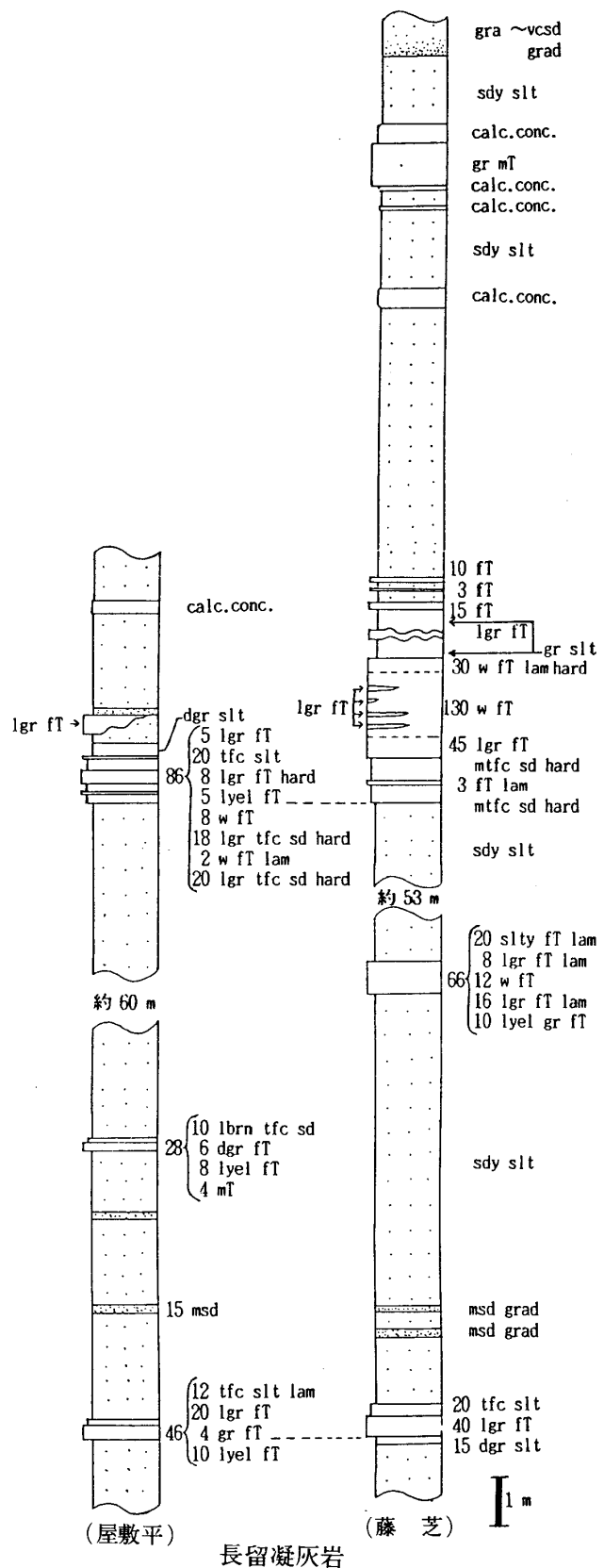


Fig. 9 Columnar section of the Nagaru Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

下流約 550m 付近の礫岩中に初めて混入する他、荒川村糶屋の荒川右岸に露出する礫岩及び横瀬村の横瀬川にかかる権現橋の上流約 100m に露出する礫岩中にも初めて混入する。この石灰岩の混入する層準付近より上位では、礫岩の狭在する量が増加する。秩父市久那付近の荒川では、礫岩がしばしばレンズ状に狭在しているのが見られる。

小鹿野町長留の藤芝付近の本層中には、白色細粒の凝灰岩を数枚狭在する。この凝灰岩は、この他に小鹿野町屋敷平から南に伸びる沢及びその南の所ノ沢の上流に露出する。この凝灰岩層を長留凝灰岩と命名する (Fig. 9).

横瀬村根古屋の三菱セメント工場南西の切り通しには砂質泥岩中に、白色ないしは黄白色の細粒で 10cm, 40cm の凝灰岩を狭在する。その前後には、凝灰質砂岩も数枚狭在する。同様の凝灰岩層が、横瀬村宇根の兎沢の西武鉄道高架より約 200m 上流の河床に見られる。この凝灰岩層を横瀬凝灰岩と命名する (Fig. 10).

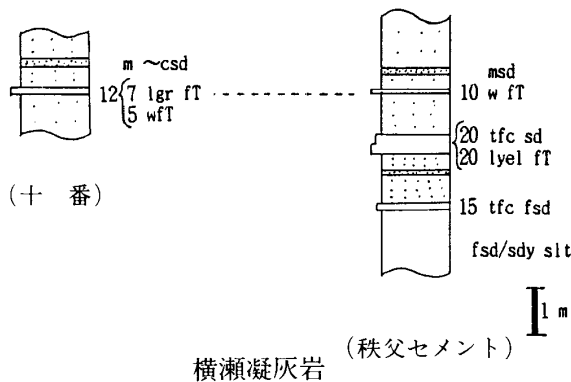


Fig. 10 Columnar section of the Yokoze Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

浦山川と荒川の合流点付近の浦山川右岸には、本層砂質泥岩中に、1cm 前後の白色パミスを主体とし、厚さ約 60cm の凝灰岩層 2 枚が、十数 cm の石灰質濃集層 3 枚と互層をなす。同様のパミスを主体とする凝灰岩層は、秩父市久那、坂本の荒川左岸に於て、下位に石灰質濃集層を伴い、約 25cm の厚さをもって露出する。この凝灰岩層を浦山川凝灰岩と命名する (Fig. 11).

秩父市巴町の荒川にかかる巴川橋の約 450m 下流

では上位に 3 枚の石灰岩濃集層を伴う約 20cm の灰白色ゴマシオ状凝灰岩が露出する。同様の凝灰岩層は、秩父市金室町の荒川右岸で、上位に石灰質濃集層を伴って露出する。ここでの層厚は約 90cm である。この凝灰岩層を巴町凝灰岩と命名する (Fig. 12).

層序関係：本層は、栃谷層の礫岩から漸移し、整合関係であり、上限は不明である。

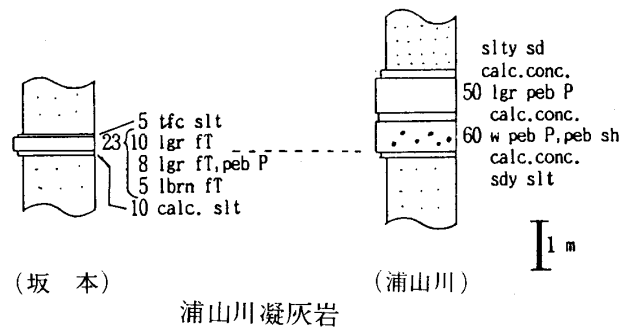


Fig. 11 Columnar section of the Urayamagawa Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

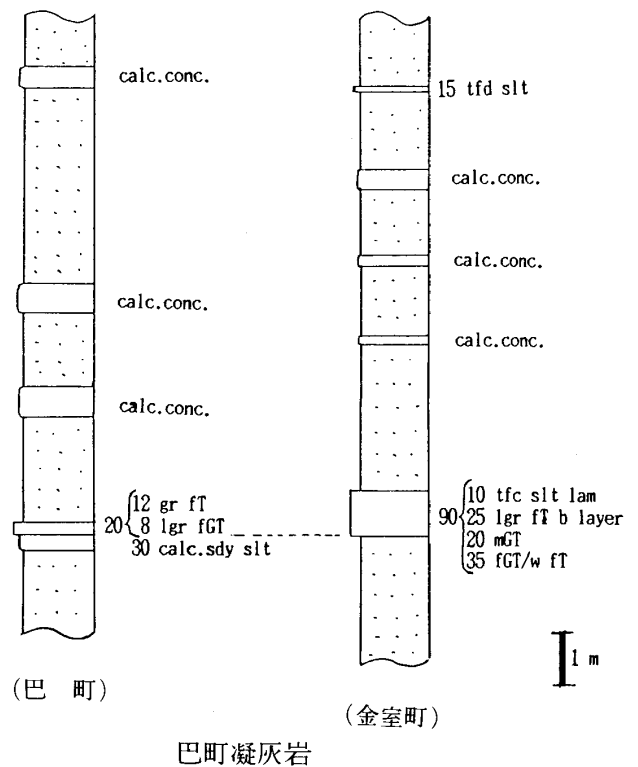


Fig. 12 Columnar section of the Tomoemachi Tuff. Symbols are same as in Fig. 4.

7. 地質年代

秩父盆地第三系の浮遊性有孔虫化石の検討は、宮戸層について、SAITO (1963) によって行なわれ、*Globigerinatella insueta*/*Globigerinoides trilobus* かつまたは、*Globigerinita unicava zone* に属するとされた。その後、SAITO & MAIYA (1973) は、この2つのゾーンを共に BLOW (1969) による新生界浮遊性有孔虫分帯の N8 に相当するとした。

湯川 (1984MS) は、宮戸層下部から鷺ノ巣層までの浮遊性有孔虫化石を検討した結果、ODA (1977) の *Globigerinoides sicanus*/*Globigerinatella insueta zone* に相当し、このゾーンは、BLOW (1969) の N8 に相当するとした。また、高橋 (1985MS) は、久那層 (上寺尾層中部に相当) までの浮遊性有孔虫化石の検討の結果、同じく ODA (1977) の *Globigerinoides sicanus*/*Globigerinatella insueta zone* に相当するとしている。

従って、本第三系は、15Ma~16Ma の間、下部中新統上部に相当する。

8. 地質構造

調査地域は全層準についてほぼ北西-南東の軸を持ち、南東にプランジする褶曲構造をしている (Fig. 3, Fig. 13)。調査地域北部に於て、牛首峠層及び小鹿野町層群は南南東に約 30° の傾斜をもち、下位から上位に向かってやや急になる傾向がある。これらの地層は調査地域中西部、小鹿野町付近でその走向を急に変化させ、西部ではほぼ南北の走向で、東に約 50° の傾斜をもち、更に、宮戸層の下部及び牛首峠層の基盤岩との境界付近では傾斜が 80° 前後と急になっている。また、国神及び下日野沢に分布する牛首峠層は、ほぼ南北の走向をもち、上位の奈倉層は、下寺尾付近で走向を南北に変え、東に 40° 前後傾斜する。鷺ノ巣層及び桜井層は、秩父市山田、黒谷付近で北北西-南南東に軸をもち、特に木戸原ではドーム状構造をとる。その上位に整合で重なる上寺尾層は秩父市街及び久那を中心とした盆状構造をとる。

調査地域は、出牛-黒谷断層、谷津断層、苺米断

層によって第三系が東縁を限られ、三波川変成岩類と接する。また南縁は、日野断層、日野田断層、浦山口断層、白川断層によって、第三系が秩父系と接する。一方、北部と西部は、主に不整合によって第三系が基盤岩を被う。調査地域内を走る断層は、ほぼ北東-南西に走向をもち、それらは 100m 前後の南落ちの変位を与えている。

調査地域の主な断層について以下に述べる。

(1) 出牛-黒谷断層 (Jyushi-Kuroya Fault)

本断層は、調査地域東部の黒谷から国神を経て、北の牛首峠に達し、ほぼ北北西-南南東の走向をもち、本断層を境として、牛首峠層から栃谷層までの第三系は三波川変成岩類と接する。本断層の位置は、金沢の小六と天沢の間、皆野町大淵の荒川右岸、木毛の東の沢、黒谷の和銅採鉱跡、その南の沢、小樽から東に向かう沢、美ノ山へ向かう道路の切り通し、瑞岩寺の南の沢に於て確認される。このうち、和銅採鉱跡では、N42°W, 70°E の走向、傾斜を有し、断層面上に 85° 北にプランジする条線が確認される。小樽から東に向かう沢では、N21°W, 73°W、美ノ山へ向かう道では、N18°W, 70°W, N25°W, 72°W の走向、傾斜が確認される。

(2) 破風屋断層 (Hafuya Fault)

本断層は北東-南西に走向をもち、破風屋にて出牛-黒谷断層を横切る。破風屋の横瀬川右岸では、N68°E, 73°S の走向、傾斜をもち、下盤の鷺ノ巣層上部細礫岩が上盤の鷺ノ巣層中部泥質砂岩と接し、見かけ上逆断層である。

(3) 谷津断層 (Yazu Fault)

本断層は、調査地域東部の栃谷から上山田に至る断層で、北東-南西の走向をもち、本断層の断層面を直接見ることはできないが、下郷から曾根坂に至る道路脇、大榎沢にかかる弁天橋付近で、栃谷層上部が三波川変成岩類と近接する。

(4) 苺米断層 (Karigome Fault)

本断層は、山田から苺米にかけてほぼ南北に伸び、栃谷層と三波川変成岩類を境する。本断層は、矢追に於て N17°W, 53°W の断層面が確認でき、本断層に

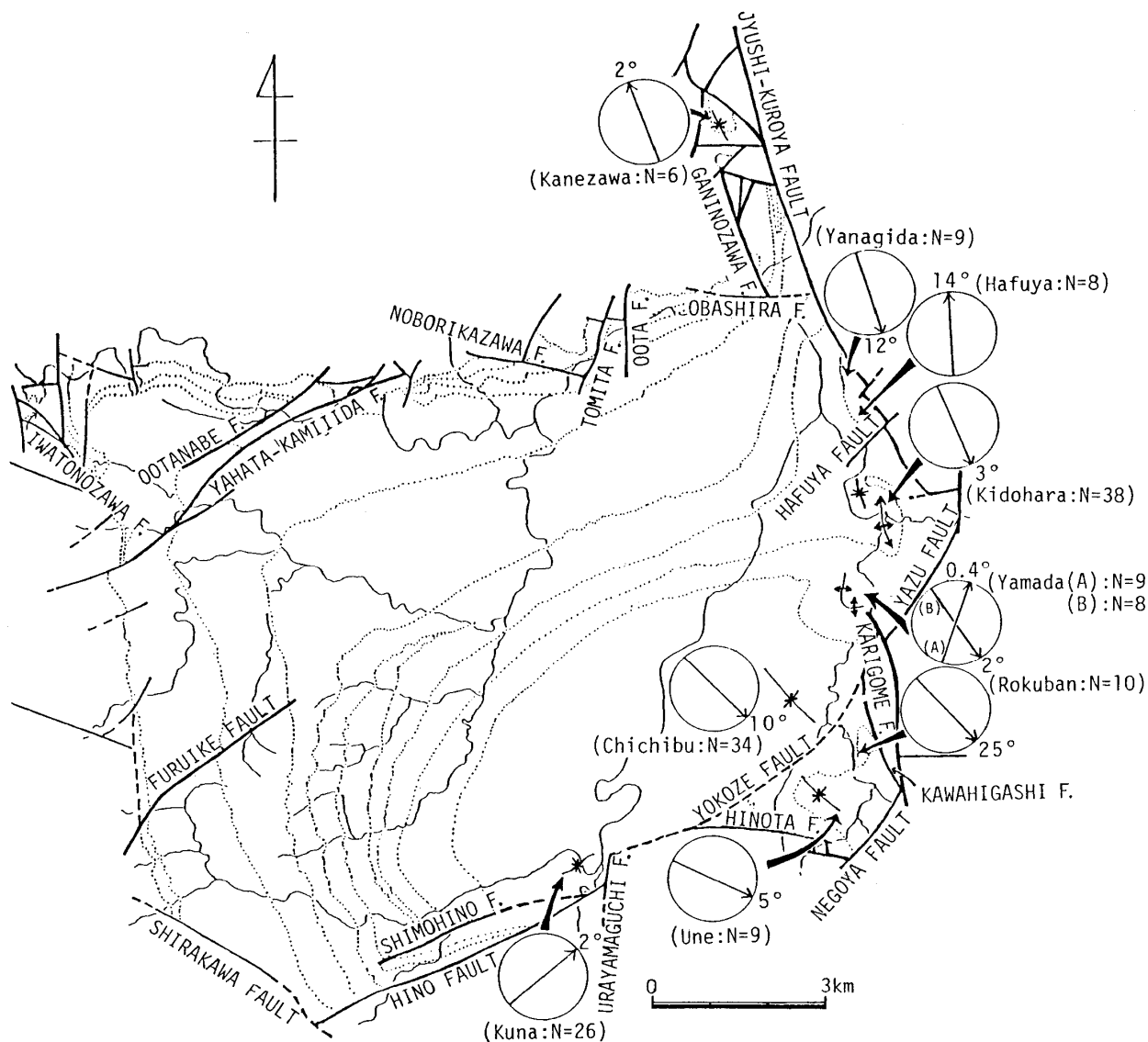


Fig. 13 Distribution of folds and faults, in the Chichibu Basin. Arrow in circles indicates the plunge direction of the fold axis, and numbers are plunge angle. N: Number of the Dip and Strike used to calculate for direction of fold axis.

よって横瀬川右岸に露出する栃谷層中位の泥岩が断たれ、対岸には見ることができない。他に、川東から東に向かう山道及び関入谷に於て栃谷層の礫岩と三波川変成岩類が近接するのが見られる。

(5) 川東断層 (Kawahigashi Fault)

本断層は、苅米から川東にかけて南北もしくは北西-南東に伸びるもので、関入谷で N15°W, 44°E の走向、傾斜が確認でき、その上流約 50m にわたって緑色片岩が露出し、その東では再び第三系の礫岩が露出する。

(6) 根古屋断層 (Negoya Fault)

本断層は、横瀬村根古屋に北東-南西の走向をもって伸び、上寺尾層と、秩父系チャート、砂岩頁岩互層とが近接する。断層面は確認できない。

(7) 日野田断層 (Hinota Fault)

本断層は、日野田の南にほぼ東西の走向をもって伸びる。断層の位置は、横瀬村一番から南西に入る沢で、N55°W, 59°E の断層面が確認されるが、他は、秩父系のチャートもしくは頁岩が露出し始める位置と推定される。

(8) 横瀬断層 (Yokoze Fault)

本断層は、山田から南西の走向をもって伸び、南端は浦山口断層によって断たれる。本断層の北西側では上寺尾層の砂質泥岩が北西-南東の走向、南に約30°の傾斜をもって横瀬川に露出するが、横瀬川の支流を東に入ると、走向を南北に変え、かつ10°前後の緩傾斜となる。一方、断層の東側では下横瀬橋の北で鷲ノ巣層上部に見られる花崗砂岩が露出し、横瀬川の上流に向かって栃谷層の赤色チャートを含む礫岩、上寺尾層の泥質砂岩を主体とした石灰岩を含む層が露出する。従って、この付近に著しい北落ちの断層が存在することは確実と思われるが、断層の露頭が見られないことから推定断層とする。本断層の変位は北落ち約1000mと推定される。

(9) 浦山口断層 (Urayamaguchi Fault)

本断層は、浦山口河口の右岸に、N7°E, 56°Wの走向傾斜をもってほぼ南北に走る。本断層は、上寺尾層上部と、秩父系チャートを境する。

(10) 日野断層 (Hino Fault)

本断層は、久那から寺沢に至る間の東北東-西南西に走向を持つ断層である。本断層を境として、宮戸層から奈倉層、及び上寺尾層が秩父系チャートと接する。浦山川ではN87°E, 78°S, N70°E, 78°Sの走向、傾斜が確認でき、西方では、安谷川及びその支流でその位置が確認される。

なお、本断層は、藤田ほか(1980)によって確実度IIをもつ右ずれ活断層として、浦山口断層の名をもって報告されている。しかし、井尻ほか(1950)、渡部ほか(1950)、ARAI & KANNO (1960)は、共に本断層を日野断層としていることからここでは従来用いられている名称に従い、本断層を日野断層と呼ぶ。

(11) 下日野断層 (Shimohino Fault)

本断層は、安谷川河口の下日野から栃久保に至ると思われる断層である。安谷川河口から上流には、栃谷層が北西-南東の走向をもって露出するが、河口から約450m上流の地点から日野断層までの間は、奈倉層の泥質砂岩及び礫岩が北東-南西走向、北傾

斜をもって露出する。また、本断層の西の大塚では奈倉層、桜井層、吉田層の砂岩、礫岩が約80°と急傾斜になり、南に向かうにつれて走向を徐々に東西に変える。従って、本断層は、大塚付近を軸とした蝶つがい断層となっていると考えられる。

(12) 白川断層 (Shirakawa Fault)

本断層は、調査地域南西部に於て北西-南東の走向をもって第三系と秩父系を限る正断層である。本断層は、谷津川にて、N27°W, 69°Eの走向、傾斜をもち、宮戸層とチャートが接するが、その上流約150mの間は著しく破碎されたチャートが露出する。

(13) 古池断層 (Furuike Fault)

本断層は、贅川の上流の古池から、伊豆沢の上流沢浦に至る北東-南西の断層である。本断層は牛首峠層から吉田層にかけて約130m、南落ちの変位を与える。本断層は古池にてN22°E, 51°Wの走向、傾斜、約1mの破碎帯をもつ断層面を見ることができ

(14) 岩殿沢断層 (Iwatonozawa Fault)

本断層は、岩殿沢の南に北西-南東の走向をもって牛首峠層の礫岩と、秩父系を境する。本断層は、東西2ヶ所で断層面を見ることができ、それぞれ、N35°W, 50°E, N36°W, 58°Eの走向、傾斜を有し、東では約2mの破碎帯を伴う。

(15) 大柵部断層 (Ootanabe Fault)

本断層は、大柵部から千鹿谷沢の南を通り、飯田に至る断層である。本断層は、大柵部でN36°E, 70°W, 千鹿谷沢の南の沢でN70°E, 80°S, 飯田から嶽ノ腰に向かう道路の東側でN69°E, 79°Nの断層面が観察される。断層面上には、大柵部で63°北に、嶽ノ腰では23°北にそれぞれプランジする条線が見られる。本断層は、牛首峠層、宮戸層に南落ちの変位を与えており、条線に沿う変位量は約90mである。

(16) 矢畑-上飯田断層 (Yahata-Kamiida Fault)

本断層は、矢畑から宮戸を経て上飯田に至る北東-南西の走向をもつ断層である。本断層は矢畑の

吉田川左岸にて N57°E, 61°S, 約 400m 上流の右岸にて N45°E, 62°S, 宮戸の巢掛橋の 150m 上流で N70°E, 48°S, 岩殿沢と赤平川の合流点付近では, N37°E, 30°N の断層面が観察される。本断層は, 牛首峠層から吉田層までの間に, 約 280m の南落ちの垂直変位を与えている。

(17) 登蚊沢断層 (Noborikazawa Fault)

本断層は, 阿熊の登蚊沢から富田の赤平川に至る西北西-東南東の断層である。本断層は赤平川右岸で N50°W, 78°S の断層面をもって宮戸層下部の凝灰質砂岩と, 富田泥岩部層の泥岩を境し, 凝灰質砂岩に, 巾約 3m の破碎帯を有する断層 2 本を伴う。本断層は, 南落ちで約 30m の垂直変位を有する。

(18) 富田断層 (Tomita Fault)

本断層は, 富田から桜ヶ谷にかけて, 北北東-南南西に伸びる断層である。本断層は奈良川橋の上流約 40m の赤平川右岸で N30°E, 70°E の断層面が確認され, 約 30cm の破碎帯をもって宮戸層下部の凝灰質砂岩と, 富田泥岩部層の泥岩が接する。

(19) 太田断層 (Oota Fault)

本断層は, 桜ヶ谷から太田に至るほぼ南北の走向をもつ断層で, 牛首峠層, 宮戸層に変位を与える。本断層は県道の北の切り通しで, N6°E, 68°W の断層面をもって東側に白砂砂岩部層の中粒砂岩, 西に秩父系の頁岩が露出する。

富田断層と太田断層に挟まれた地域は, 北東-南西の走向をもち南東に傾斜しており, 付近の一般的な走向傾斜と異なる。

(20) 小柱断層 (Kobashira Fault)

本断層は, 野巻から大浜にかけてほぼ東西に伸びる推定断層である。郷平橋の上流約 350m の赤平川左岸には, 北東-南西の走向を有する白砂砂岩部層が露出するが, 右岸には, 本部層は見られず, 富田泥岩部層に相当する泥岩の露出を見る。更に, その上位層にも岩相分布にずれが見られることから, 本断層の存在が推定される。本断層の変位は南落ち約 60m と推定される。

(21) 蟹沢断層 (Ganinozawa Fault)

本断層は, 前原から根古屋に至るほぼ北西-南東の走向をもつ断層で, 南端は小柱断層によって断たれる。本断層は, 牛首峠層と秩父系を境し, 南端では牛首峠層と宮戸層下部に, 西落ちの変位を与える。本断層は, 荒川と赤平川の合流点の約 100m 下流の荒川左岸に, N20°W, 62°W の断層面をもって花崗砂岩と礫岩が接する他, 柴岡から南に向かう沢では, 秩父系の緑色砂岩が, N5°W, 60°E 方向に著しく剪断されており, 直ぐ東には牛首峠層の礫岩が露出する。

調査地域の東縁には, 多数の褶曲構造が見られる。これらの褶曲についてそれぞれの褶曲軸を求めたものを, 図13に示す。褶曲軸の求め方については 10.A-2(1)で詳述する。

褶曲軸は, 北部でほぼ北北西-南南東の軸をもち, 南方に向かうにつれ, 東西に向きを変える。また, 軸は全体として, ほとんどプランジを示さないが, 秩父市及び横瀬ではやや南東にプランジする傾向が見られる。

これら褶曲軸方向は, その褶曲に最も近い断層の走向と良く一致していることがわかる。即ち, 金沢, 柳田, 破風屋, 木戸原の褶曲は, 出牛-黒谷断層, 山田(A)は, 谷津断層, 六番の褶曲は川東断層, 宇根の褶曲は日野田断層, 久那の褶曲は日野断層のそれぞれの走向と良く一致する。このことは, これら褶曲構造はそれぞれの断層運動の結果生じたものであることを示唆する。また, 秩父市の褶曲は, 最も近い横瀬断層の走向と直交している。この褶曲は, 他の褶曲と異なり波長が3倍以上もある。しかも, 盆状の構造をもっており, その南東翼が横瀬断層で断たれた形となっている。従って, この褶曲は断層運動によって生じたというより, むしろ盆地全体の北西-南東の褶曲構造に伴うものと考えられる。

9. 古流向及び帯磁率異方性

調査地域の第三系堆積物中には, 堆積時の状態を示す堆積構造が良く発達しており, ARAI (1960) によってその詳細な報告がなされた。その後, 山内, 後藤(1971)により, 流痕による古流系の復元が試み

られた。しかし、山内、後藤(1971)では、特に調査地域西部に於て groove mark の観察が主であり、流れの向きが明らかでない。更に、上位の秩父町層群については、流痕が少なく流向が明らかでない。そこで、本研究では野外調査に於て流痕の測定を行なうと共に、岩石の帯磁率異方性を用いて古流向の推定を試みた。

流痕は、主にタービダイトの礫岩の下面及び砂岩の中に良く発達する。本調査地域で流向を示す堆積構造の主なものとして、flow mark, groove mark, ripple mark, bounce mark, cross bed があり、まれに crescent mark, foreset bed (礫岩) などがある。流痕の方向の測定は、その流向を示すと思われる方向と、地層の走向とのなす角を測定した。流向は、地層の傾斜を、地層の走向を軸に水平にもどした状態での方向とする。

A. 帯磁率異方性による古流向の推定

古地磁気測定用試料を用いて、帯磁率異方性を同時に測定した。

磁場中に磁性鉱物を置いた場合、その形状異方性から鉱物の長軸方向と磁場の方向が一致した時、最大の帯磁率を持つ。従って、磁場中で試料の磁化を測定した時得られる帯磁率異方性は、試料内の磁性鉱物の平均的な配列方向を示していると考えられる。この最大の帯磁率を持つ方向を Max (長軸)、中間の帯磁率を持つ方向を Int (中間軸)、最小の帯磁率を持つ方向を Min (短軸) とする (小山, 新妻, 1983)。

1 地点の試料から 3 個測定しているため、それぞれの軸についてまとまりの差が生じる。これは、岩石採取時の誤差、磁化測定時の誤差、岩石中の磁性鉱物の方向のまとまり具合によるものである。従って、ここでは三軸が全て半径約 30° 以内のまとまりを示すものについて、Max と Min の軸が水平面とのなす角度 ($0^\circ \sim 30^\circ$, $30^\circ \sim 60^\circ$, $60^\circ \sim 90^\circ$) で分類を行なった。

一方、碎屑物質が堆積する場合、長軸は水平に近く、短軸は垂直に近く立つ時が最も安定した堆積状態であると考えられる。そこで、分類した中でも $0^\circ < \text{Max} < 30^\circ$, $60^\circ < \text{Min} < 90^\circ$ のものについて、その時予想される流向の方向を求めた。その際、Max (長軸)

と Min (短軸) の伸長方向が直線上に並ぶものを A type, Max (長軸) と Min (短軸) の伸長方向が直交するものを B type とし、前者については長軸方向、後者については短軸の逆方向に流向を示すものとした。

得られた方向を、山内、後藤(1971)及び本研究での野外調査によって得られた流向と比較、検討した。その結果、A type については、長軸方向 (Max) と、野外で得られる流向が良く一致するが、B type については、短軸の逆方向がその流向と直交したり、反対になるものがある。この B type について見ると、流向と一致しないものは全て、短軸の分布が垂直に立っており、天頂を狭んで両側に分布するものである。

以上のことから、帯磁率異方性から流向を推定する場合、 $0^\circ < \text{Max} < 30^\circ$, $60^\circ < \text{Min} < 90^\circ$ で半径約 30° 以内のまとまりをもち、特に B type については短軸が天頂の片側にまとまっているものについて流向を検討することにした。

B. 古流系の推定

山内、後藤(1971)及び本研究に於ける野外調査によって得られた流向、帯磁率異方性によって得られた流向を各層別に示したのが Fig. 14 である。

以下、各層の流向について考察を行なう。なお、ここで用いる方位は、現在の調査地域の北に対する方位であり、堆積当時の絶対方位を示すものではない。

(1) 牛首峠層, 宮戸層 (a)

牛首峠層及び宮戸層下部は、本層北部で北から南の流向を示す。一方、宮戸層上部は本層西部に於て南から北への流向を示す。

宮戸層下部は、斜交層を有する凝灰質砂岩より成り、また、10章で述べる様に、残留磁化強度も他の堆積物より高い値を示すことから、本第三系の主体をなす堆積物とは供給源の異なる堆積物が北部から供給されたと考えられる。

この凝灰質砂岩は上部で細粒化し、無層理となり、本層の主体をなす泥岩勝ち砂岩泥岩互層に漸移することから、本層中位では北からの堆積物の供給は減少し、南からのタービダイト性堆積物の供給が主に

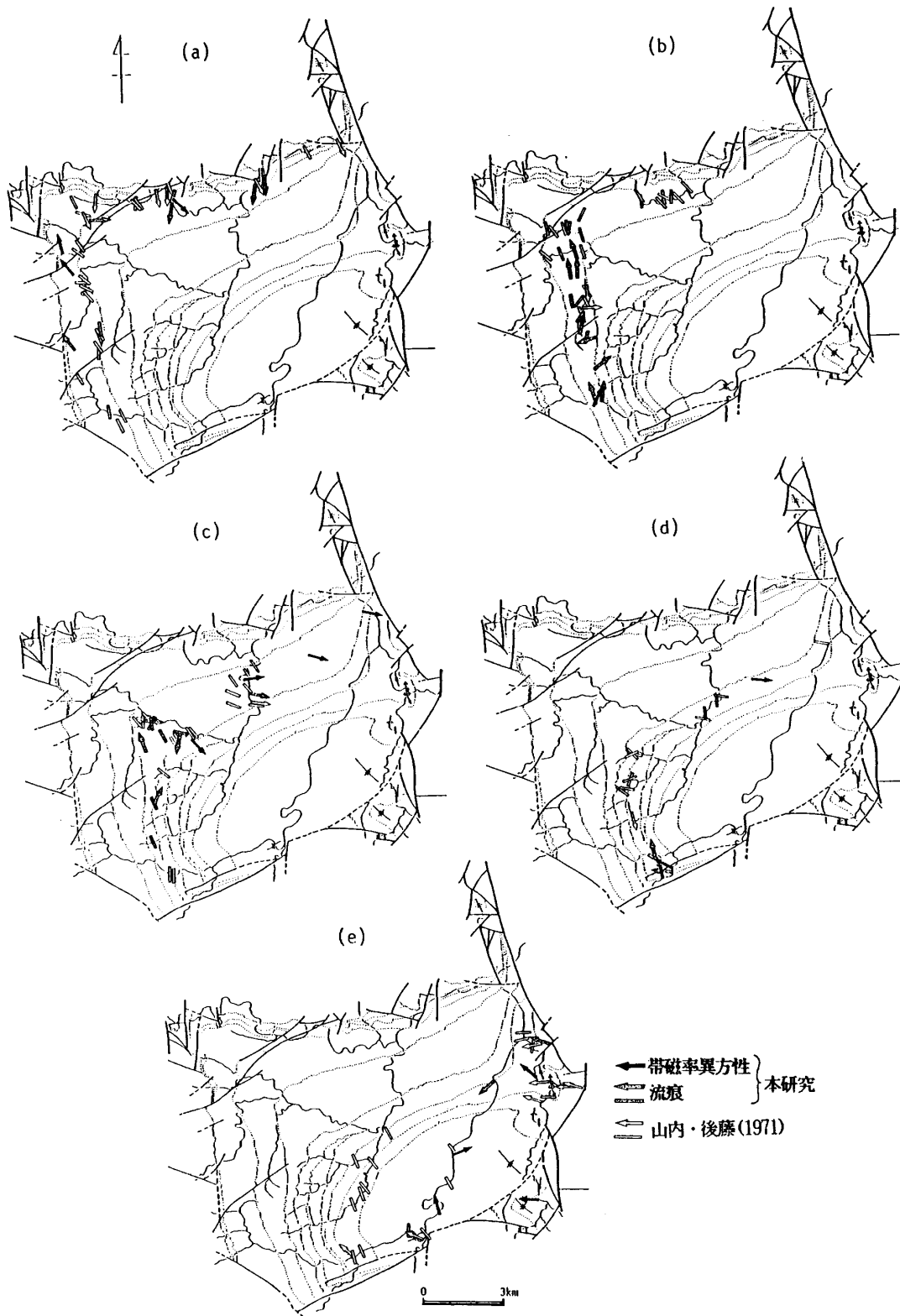


Fig. 14 Paleocurrents in the Chichibu Neogene System. (a): The period of Ushikubitoge Formation and Miyato Formation. (b): The period of Yoshida Formation. (c): The period of Sakurai Formation. (d): The period of Nagura Formation. (e): The period of Saginosu Formation, Tochiya Formation and Kamiterao Formation.

なったと考えられる。

(2)吉田層 (b)

本層については、北部は流れの向きは不明であるが、西部については、南から北への流れが顕著であり、宮戸層上部堆積以後、更に南方からの供給が進んでいることを示している。

(3)桜井層 (c)

本層南西部では依然南からの流れが見られるが、北部に於ては西北西から東南東方向への流れが卓越する。

本層は北部で急に層厚を増し、西部の二倍以上となる。更に、北部ではスランプ堆積構造が多く見られることから、本層北部はこの時期、沈降し始め、その沈降した分をタービダイトによる埋積のみで補うことができず、スランプ堆積によって補っていたと考えられる。この地域の沈降により相対的にその北部は隆起し、南部から供給されたタービダイトは、北の隆起帯に阻まれて流れを東に変えたものと思われる。

(4)奈倉層 (d)

本層堆積時には北西からの供給がいよいよ盛んになるが、一方、南からの供給も続いており、柴原礫岩部層が北に薄層化し、収束していることと矛盾しない。

(5)鷲ノ巣層、栃谷層、上寺尾層 (e)

鷲ノ巣層以上では、東部からの堆積物の供給が著しくなる。加えて、南部からの供給も続いており、この時期には、盆地周辺部から現在の盆地中央部に流れ込んでいたと考えられる。このことは、南部及び東部に於て、レンズ状をなす礫岩層が多く狭在され、特に南部では北に向かって急速にその厚さを減じることからも示唆される。

調査地域南東隅の横瀬に於ける流向も、他と同様盆地内に流入する傾向を示す。

10. 古地磁気測定結果

A. 測定及びデータの選択

残留磁気測定に際し、全地点の試料について測定用試料1個に対して5mTおきに最大30mTまで段階的交番磁場消磁を行なった。段階消磁における代表的な残留磁気方向の変化を Fig. 15 に示す。

段階消磁による残留磁気方向は、全地点の半数近くについて不規則に変化し、しかも同一の岩塊から得た他の2つの試料の残留磁化方向も90°以上離れた方向を示すものがある (Fig. 15-a)。この様に残留磁化方向のまとまりが悪くなる原因として、岩石が初めに獲得した磁化が不均質であったか、もしくは、後の岩石の風化により獲得した二次的磁化によると考えられる。また、35mTまで消磁を施したにもかかわらず、地層の傾斜を補正する前の残留磁化方向が、現在の地球磁場の方向を向いているものがある (Fig. 15-b)。一方、交流消磁によって、二次的な残留磁化成分が容易に取り除かれるもの (Fig. 15-c)、交流消磁を施しても、残留磁化方向が変化しないもの (Fig. 15-d) がある。

消磁後の残留磁化の方向が過去の地球磁場方向の記録として、信頼できるかどうかについて以下の基準を設けて検討し、データの選択を行なった。

- i) 残留磁化を測定する際、試料の直交する三軸の回りについて測定し、次に、試料を逆に置き、再び三軸について測定する。この三軸それぞれについて4対の磁化ベクトルが得られ、この磁化ベクトルから、直交する三成分それぞれについて2つの磁気ベクトルが求められる (小山・新妻, 1983)。この2つのベクトルの差を、残留磁化方向の角度の差に換算した error angle (angular dispersion) が10°以上のものは、測定用試料内の磁化が不均質であるとして除外した。
- ii) $81/\sqrt{k}$ により近似される残留磁化方向の標準偏差に相当する角度 (Collinson, 1983) が、1試料につき22°以上のものは、その試料内の磁化が不均質であるとして除外した。
- iii) 地層の傾斜補正前の残留磁化方向の95%信頼円内に、現在の地球磁場方向を含むもの

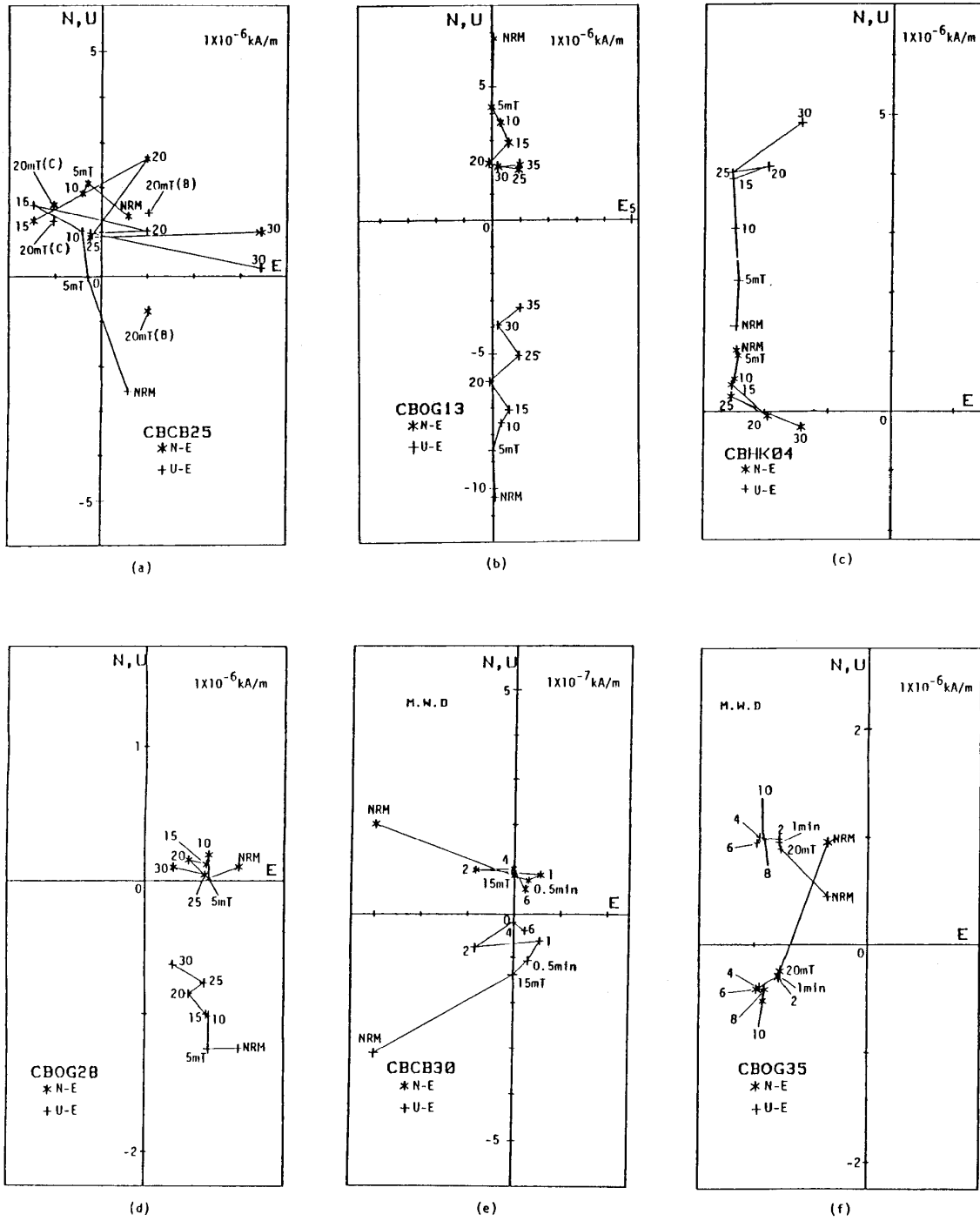


Fig. 15 Changes in the direction of remanent magnetization during the stepwise AF- and MW-demagnetization. Numbers in figure represent the intensities of AF-demagnetization (mT) and duration of MW-demagnetization (min). One division of scale is 1×10^{-6} kA/m for (a, b, c, d, f) and 1×10^{-7} kA/m for (e). a: The remanent magnetization changes irregularly by the stepwise AF-demagnetization. (B)(C): the directions of other two specimens from the hand sample. b: The remanent magnetization is parallel to the present geomagnetic field through all step of the AF-demagnetization before tilt correction. c: The secondary soft component can be erased by AF-demagnetization. d: The remanent magnetization are stable by AF-demagnetization with the original direction of normal polarity. e: The remanent magnetization changes unsystematically under the stepwise MW-demagnetization. f: The remanent magnetization of reliable site is stable under MW-demagnetization.

Table 2 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (I). N: number of specimen, AFD: field strength of alternating field demagnetization, Jn: magnetic intensity in 10⁻⁶ kA/m after AF demagnetization, D, I: declination and inclination of remanent magnetization before tilt correction, D, I (corrected): declination and inclination of remanent magnetization after tilt correction, EI: an angle of dispersion which is calculated from 4 pairs of measured magnetic vectors, k: precision parameter, α95: radius of 95% confidence circle of the measured direction in the site, σ: radius of angular standard dispersion of paleomagnetic directions which is given by 81/√k, Criterion of rejection for unreliable magnetization in the site (i-iv) and sample lithology are shown in remarks. S: sandstone, M: mudstone, T: tuff TS: tuffaceous sandstone.

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α95	σ	remarks
(m)	(mT)	(corrected)											
(Kamiterao Formation)													
CB54	6842	3	10	0.221	34.6	63.6	26.9	49.4	6.4	13.2	35.4	22.3	ii M
CB35	6829	3	10	0.219	187.3	74.4	143.2	65.0	10.8	2.1	127.1	55.9	i S
CB15	6799	3	25	0.396	85.2	-0.8	84.8	15.9	3.9	66.9	15.2	9.9	iv M
CB53	6637	3	25	0.073	173.3	56.8	152.2	45.6	18.9	1.5	---	65.9	i M
CB43	6616	3	15	0.289	323.4	36.0	312.1	38.0	13.5	1.9	148.5	58.8	i S
CB31	6590	3	15	0.188	26.2	50.5	49.9	44.5	13.4	47.7	18.1	11.7	i M
CB52	6509	3	10	0.172	19.2	56.7	39.6	58.2	8.1	13.8	34.5	21.8	iii M
CB07	6487	3	20	0.201	0.5	42.3	15.4	68.7	23.8	2.6	102.0	50.2	i SM
CB13	6479	3	20	0.261	295.5	45.4	303.2	56.9	11.6	2.6	101.3	50.2	i M
CB34	6423	3	20	1.19	75.4	60.9	100.6	48.8	5.9	5.7	57.4	33.9	ii S
CB30	6410	3	15	0.234	5.8	41.5	17.5	53.6	11.9	19.6	28.6	18.3	i M
CB46	6410	3	10	0.355	5.1	50.5	340.4	70.9	15.2	25.2	25.1	16.1	i SM
CB08	6393	3	10	0.415	5.2	58.7	215.9	86.9	5.8	3.9	74.1	41.0	ii S
CB51	6385	3	15	0.163	27.9	43.9	58.0	46.6	14.0	122.3	11.2	7.3	i M
CB36	6218	3	10	0.199	226.5	81.5	195.5	68.4	9.7	5.0	62.6	36.2	ii S
CB14	6171	3	15	0.309	278.3	21.0	280.9	39.5	10.6	31.3	22.4	14.5	i M
CB16	6107	3	20	0.464	324.4	34.6	331.4	36.5	9.4	68.0	15.1	9.8	iii S
CB45	6056	3	15	0.347	340.3	65.6	34.2	82.5	7.3	1.1	---	77.2	ii S
CB44	6000	3	10	0.303	356.2	63.8	13.9	57.0	11.9	11.2	38.7	24.2	i S
CB17	5944	3	20	0.410	249.8	70.2	290.2	80.2	5.7	4.4	67.3	38.6	ii S
(Tochiya Formation)													
CB05	5846	3	15	1.15	199.5	-61.1	245.2	-51.8	2.7	1.9	146.2	58.8	ii S
CB25	5832	3	20	2.36	10.6	-5.1	18.9	-52.3	5.0	2.1	127.4	55.9	ii S
CB42	5814	3	20	0.329	46.2	39.8	62.7	34.6	8.2	1.0	---	82.6	ii S

Table 3 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (II).

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α95	σ	remarks
(m)	(mT)	(corrected)											
(Saginosu Formation)													
CB06	5751	3	25	0.312	164.0	-36.3	196.0	-46.3	11.3	3.9	73.2	41.0	i S
CB04	5688	3	15	0.570	230.9	34.0	216.4	34.6	8.1	2.3	114.9	53.4	ii S
CB32	5665	3	10	0.295	11.5	43.3	27.0	39.1	8.8	30.3	22.8	14.7	iii S
(Nagura Formation)													
CB12	4641	3	25	0.343	331.5	42.3	2.1	45.2	11.7	2.6	102.9	50.2	i S
CB38	4578	3	20	0.564	356.2	49.7	23.4	57.9	4.3	10.1	41.1	25.5	ii S
CB29	4541	3	15	0.230	328.8	59.3	298.3	80.3	13.0	10.0	41.2	25.6	i SM
CB37	4528	3	15	0.627	50.9	40.2	71.1	38.9	5.6	5.6	58.0	34.2	ii S
CB01	4516	3	15	0.256	183.9	79.0	137.3	60.9	13.1	4.2	70.2	39.5	i S
OG36	4487	3	15	0.634	236.4	41.1	266.9	22.2	4.4	1.1	---	77.2	ii S
CB41	4484	3	15	0.254	309.2	85.6	144.3	64.3	9.8	6.3	53.8	32.3	ii MS
CB18	4434	3	20	0.304	270.8	-1.6	284.4	51.1	10.8	4.3	68.6	39.1	i S
CB39	4339	3	20	0.466	14.3	48.4	43.7	28.3	6.1	17.0	30.8	19.6	iii S
OG37	4243	3	20	1.13	315.3	55.0	337.4	43.3	4.0	2.2	119.8	54.6	ii S
OG38	4229	3	20	0.480	118.7	12.7	115.5	22.5	9.8	1.0	---	81.0	ii S
CB19	4208	3	20	0.352	304.3	-28.2	295.3	3.4	9.8	35.9	20.9	13.5	iv S

は、地層が傾斜した後に、現在の地球磁場の下で再帯磁したものと見なして、除外した。
iv) その地点での平均した残留磁化方向の伏角が35°以下もしくは70°以上のものは、磁極の移動時もしくは、地磁気の逆転途中に磁化を獲得したとみなし、除外した。

以上の結果、12地点のデータが信頼のおけるものとして得られた。

しかし、これら12地点の試料は1地点につき1個の定方位試料しか採取していないため、方位を記す際の誤差が考慮されていない。また、採取した試料がその試料内では均質な磁化を持っていても、露頭単位では磁化が不均質であるかもしれない。そこで、これら12地点につき、更に2個以上の試料を採取し

Table 4 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (III).

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α_{95}	σ	remarks
(m)	(mT)	(corrected)											
CB28	4147	3	20	0.216	297.7	56.2	244.8	73.6	5.2	4.3	68.6	39.1	ii S
CB40	4134	3	15	0.274	319.5	30.4	318.6	51.4	7.0	12.2	37.0	23.2	ii MS
CB26	4109	3	10	0.196	357.0	25.8	17.4	37.2	-17.3	2.2	123.9	54.6	i MS
CB23	4097	3	20	0.440	329.9	-4.8	333.7	22.0	6.2	9.6	42.2	26.1	ii S
CB55	4078	3	15	0.425	333.4	30.6	8.4	27.4	6.3	4.9	63.1	36.5	ii S
CB03	4056	3	20	0.478	358.9	54.7	56.1	77.8	3.9	6.3	53.9	32.3	ii S
(Sakurai Formation)													
CB27L	3983	3	15	0.565	357.8	42.8	37.3	53.6	5.6	20.6	27.9	17.8	iii S
CB27R	3983	3	10	0.495	357.6	36.9	30.0	49.8	4.2	42.7	19.1	12.4	iii S
CB24	3958	3	20	0.934	192.4	-35.1	220.8	-53.7	3.6	6.5	53.0	31.8	ii S
CB20	3917	3	25	0.356	179.9	-55.7	207.5	-32.7	9.9	3.2	84.7	45.3	ii S
OG53	3861	3	25	0.261	302.5	27.4	347.2	42.9	18.9	2.1	126.5	55.7	i S
OG27	3834	3	20	0.818	159.7	-26.1	188.6	49.7	5.7	1.1	---	77.2	ii S
OG26	3725	3	30	0.684	322.8	14.4	339.3	43.1	6.9	1.7	---	62.1	ii S
OG06	3690	3	20	0.438	11.9	28.3	28.0	48.5	9.3	5.7	57.2	33.9	ii S
OG41	3643	3	25	0.431	24.2	56.7	61.9	63.6	8.8	40.2	19.7	12.8	iii S
OG51	3597	3	15	0.452	1.1	44.1	17.5	59.8	14.0	26.6	24.4	15.7	i S
OG02	3583	3	15	0.516	179.8	-25.5	26.0	69.7	15.3	10.4	40.3	25.1	i S
OG25	3555	3	25	0.795	322.5	36.2	306.8	67.4	4.1	13.9	34.4	21.7	iii S
OG09	3527	4	15	0.767	254.5	57.1	216.9	56.1	6.3	1.2	---	73.9	ii S
OG30	3424	3	20	0.226	331.0	67.3	292.5	87.7	19.3	13.3	35.3	22.2	i S
OG42	3361	3	15	0.790	348.9	61.9	49.3	48.5	4.5	28.9	23.4	15.1	iii S
OG24	3329	3	15	0.725	338.0	-30.3	337.3	-6.4	4.4	1.6	---	64.0	ii S
OG52	3319	3	10	1.54	13.0	56.7	49.4	57.1	8.1	22.8	26.4	17.0	iii S
OG10	3043	3	20	0.562	263.3	-73.3	283.4	-54.4	9.6	2.7	99.7	49.3	ii S

て残留磁化を測定し、前述の基準に従い、その信頼性を判断した。その結果、1地点について前述の基準ii)によって除外されたが、他は全て基準を通過した。

更に、これら11地点の試料と、除外された試料の一部についてマイクロ波消磁を行なった。

基準iii)により除外された試料、即ち、交流消磁後も傾斜補正を行う前の残留磁化方向が、現在の地球磁場と平行である試料は、10分間までの段階的マイクロ波消磁により、その方向を変化させるが、その動きは不規則である (Fig. 15-e)。一方、残った11地点の試料は全て10分間までのマイクロ波消磁に対して安定である (Fig. 15-f)。

以上より、これら11地点の残留磁化が信頼できる古地磁気を示すものとして得られた (Table 3, Fig.

Table 5 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (IV).

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α_{95}	σ	remarks
(m)	(mT)	(corrected)											
(Yoshida Formation)													
OG01	2772	3	20	0.379	37.9	35.4	39.9	25.9	11.5	8.0	46.7	28.6	i S
OG28	2708	5	20	0.979	29.8	51.8	70.4	63.6	4.4	424.2	3.7	3.9	T
OG29	2707	3	20	0.484	247.6	-21.3	258.5	-21.8	4.7	1.5	---	66.1	ii S
OG04	2685	3	15	0.254	95.5	26.4	103.0	12.5	17.6	2.0	138.2	57.3	i S
OG23	2641	3	15	0.172	288.0	42.5	258.1	54.5	17.5	7.7	48.1	29.1	i S
OG20	2359	3	30	0.445	232.0	-69.7	248.7	-19.4	7.2	12.8	36.1	22.6	ii S
OG15	2328	3	20	0.360	274.5	-31.1	276.9	-5.0	9.5	2.2	121.0	54.6	ii S
OG12	2323	5	15	0.823	224.6	-57.4	254.9	-61.4	4.5	39.6	12.3	12.9	S
OG32	2299	5	25	0.695	235.9	-57.5	260.3	-44.6	5.0	24.3	15.9	16.5	S
OG05	2277	3	15	0.323	322.1	5.3	318.4	29.9	6.5	12.8	36.0	22.6	ii S
OG08L	2255	3	15	0.173	307.7	39.0	12.7	64.2	15.4	5.9	56.2	33.3	i S
OG08M	2255	3	15	0.206	87.7	39.2	111.2	35.7	15.9	2.1	88.1	55.9	i S
OG03	2234	3	15	0.240	210.3	-63.3	214.7	-48.6	20.3	2.9	92.7	47.6	i S
OG47	2212	3	10	0.303	283.0	-39.7	298.6	-32.8	7.0	8.3	45.8	28.1	ii S
OG39L	2190	3	10	0.367	287.0	27.3	346.1	57.5	10.5	35.0	21.2	13.7	i S
OG39R	2190	3	10	0.486	321.0	47.3	19.9	33.3	3.4	14.5	33.4	21.3	iii S
OG21	2159	3	10	0.236	306.6	49.1	9.3	66.0	21.7	7.2	49.9	30.2	i S
OG22	2098	3	30	0.940	203.4	-53.3	226.0	-25.1	3.5	15.8	32.2	20.4	iv S
OG13	1953	3	15	7.24	347.0	71.8	43.1	21.0	1.0	42.2	19.2	12.5	iii S
OG18	1874	3	20	0.396	48.1	34.3	51.8	-16.0	5.1	7.0	50.8	30.6	ii S
(Miyato Formation)													
OG17	1759	3	15	0.096	6.0	-13.4	356.4	-23.5	31.6	1.2	---	73.9	i S
OG16	1697	3	20	0.191	295.7	-36.3	283.8	-15.9	10.7	3.0	90.0	46.8	i S
OG46	1634	3	20	0.297	343.1	-66.6	286.3	-30.4	11.6	5.9	56.4	33.3	i S
OG14	1580	3	15	0.373	319.9	25.0	350.5	19.4	9.8	8.7	44.7	27.5	ii S
OG48	1490	3	15	0.226	217.0	-68.0	243.9	-31.8	8.4	37.4	20.5	13.2	iv S

16). 逆帯磁のものは正帯磁に変換してその平均方向を求めると、偏角 $D=93.7^\circ$ 、伏角 $I=52.7^\circ$ 、95%信頼円半径は 8.3° である (Fig. 17)。

これらの試料の岩相は、薄い葉理を持つ中粒-粗粒砂岩、凝灰岩、凝灰質砂岩である。

A-1. 残留磁化強度

Fig. 18 は、各地層の残留磁化強度と、その強度を持つ地点の数の間のヒストグラムである。

測定した全試料の NRM (自然残留磁化) 強度は、 2×10^{-7} kA/m から 6×10^{-5} kA/m であり、交番磁場消磁後の残留磁化強度は 6×10^{-8} kA/m から 2×10^{-5} kA/m である。

残留磁化強度が、 5×10^{-7} kA/m よりも小さいものは、ほとんど、基準 i 及び ii によって除外されている。基準 iii) により除外されたものは、 5×10^{-7} kA/

Table 6 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (V).

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α_{95}	σ	remarks
	(m)		(mT)		(corrected)								
OG11	1257	3	15	0.252	33.7	29.4	34.9	-25.9	8.3	54.7	16.9	11.0	iv S
OG34	1203	3	20	0.461	122.2	-30.0	196.7	-39.9	11.2	9.6	42.3	26.1	i TS
OG43	1203	3	20	0.263	109.6	-44.1	219.0	-63.9	10.6	59.5	16.1	10.5	i TS
OG40	1136	5	20	0.701	3.9	-63.1	249.4	-40.2	3.6	81.3	8.5	9.0	i TS
OG33	1136	3	10	0.639	15.7	59.3	45.4	8.5	2.5	139.5	10.5	6.9	iii T
OG50	1136	3	20	0.124	61.6	-32.6	312.3	-76.5	13.5	2.5	106.2	51.2	i T
OG19	1136	3	20	0.156	181.7	3.6	175.1	9.9	27.2	0.9	---	85.4	i S
OG44	1136	3	25	0.148	180.7	-83.6	258.8	-27.3	7.1	15.9	32.0	20.3	iv TS
OG49	911	3	15	0.249	359.0	-2.3	358.9	2.7	5.5	2.3	114.9	53.4	ii TS
OG45	911	3	15	0.355	38.3	-9.0	6.2	-38.8	6.6	7.3	49.5	30.0	ii TS
OG35	911	5	20	1.01	14.8	-51.1	279.6	-49.6	2.9	18.7	18.1	18.7	TS
OG07	777	3	15	0.418	164.1	-65.1	272.4	-86.7	11.0	29.2	23.2	15.0	i M
OG31	767	3	20	0.382	148.1	-43.9	185.6	-24.6	7.0	9.5	42.4	26.3	ii S
HK15	765	5	15	0.219	241.5	-43.1	255.4	-50.8	11.1	9.6	26.0	26.2	i S
HK02	762	3	30	0.600	270.5	-3.1	272.0	-6.3	4.6	95.8	12.7	8.3	iv S
HK07	760	3	20	2.78	346.9	36.4	27.0	47.2	1.3	29.9	23.0	14.8	iii TS
HK26	748	3	25	9.07	352.2	-2.7	351.6	1.5	1.9	9.4	42.4	26.3	ii TS
HK10	746	3	15	15.3	3.7	42.0	349.0	66.1	1.2	49.4	17.7	11.5	iii TS
HK11	688	3	30	2.47	30.8	60.0	161.6	75.8	1.7	364.9	6.5	4.2	iv TS
HK25	664	3	15	0.380	330.5	-5.6	326.7	24.6	7.7	1.2	---	73.9	ii TS
HK09	654	3	15	0.664	269.6	15.0	348.7	73.9	8.5	15.8	32.1	20.4	iv TS
HK06	653	3	20	4.94	346.3	68.5	28.6	55.2	1.6	25.8	24.8	15.9	iii S
HK16	647	4	25	2.76	258.3	-42.7	284.2	-39.4	3.0	51.8	12.9	11.3	TS
HK17	637	3	20	17.2	329.5	49.8	2.6	68.1	0.6	242.9	7.9	5.2	iii TS
HK19	635	5	25	3.03	257.9	-56.4	307.4	-56.6	2.3	173.1	5.8	6.6	TS
HK20	634	3	25	0.358	305.0	-15.3	309.5	-2.3	9.9	3.6	77.2	42.7	ii TS
HK21	620	3	20	1.59	314.1	-5.6	312.3	12.8	2.2	1.2	---	73.9	ii TS
HK22	616	3	25	0.401	271.2	-27.9	283.7	-9.9	2.9	13.2	35.3	22.3	ii TS

Table 7 Results of paleomagnetic measurements of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan (VI).

Site	Horizon	N	AFD	Jn	D	I	D	I	EI	k	α_{95}	σ	remarks
	(m)		(mT)		(corrected)								
HK13	613	6	20	0.777	270.9	-50.2	276.8	-55.6	4.1	17.3	16.6	19.5	TS
HK03	607	3	20	1.61	250.7	-51.9	287.4	-60.5	2.4	1.0	---	81.0	ii S
HK18	596	3	15	1.58	1.7	58.5	35.4	51.3	2.3	53.2	17.1	11.1	iii TS
HK12	594	5	25	2.41	250.5	-56.6	282.0	-44.0	2.4	76.8	8.8	9.2	S
HK01	542	3	15	0.549	320.0	42.7	291.8	61.8	7.1	9.5	42.4	26.3	ii TS
HK08	539	3	15	0.340	341.3	29.1	348.9	58.2	13.9	17.6	30.3	19.3	i TS
HK04	536	5	15	2.58	268.0	-33.0	286.2	-40.5	2.1	16.0	19.7	20.3	S
HK05	507	3	20	0.082	336.6	-6.0	339.2	22.2	37.9	0.9	---	76.8	i S

(Ushikubitoge Formation)

HK14	4	25	4.45	351.3	67.7	31.2	42.7	1.3	2525.1	2.5	1.6	iii TS
------	---	----	------	-------	------	------	------	-----	--------	-----	-----	--------

Table 8 Reliable remanent magnetizations of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan. N: number of specimen, AFD: field strength of alternating field demagnetization, D, I: declination and inclination of remanent magnetization before tilt correction, D, I (corrected): declination and inclination of remanent magnetization after tilt correction, k: precision parameter, α_{95} : radius of 95% confidence circle of the measured direction in the site, σ : radius of angular standard dispersion of paleomagnetic directions which is given by $81/\sqrt{k}$, Lat, Long: latitude and longitude of virtual geomagnetic pole position (north-seeking pole), Lith: lithology (S: sandstone, M: mudstone, T: tuff and TS: tuffaceous sandstone).

Site	Horizon	N	AFD	D	I	D	I	k	α_{95}	σ	Lat	Long	Lith
	(m)		(mT)	(corrected)							(N)	(E)	
CB48	5550	3	10	68.2	59.9	93.7	63.6	56.8	16.5	10.7	22.9	171.9	S
OG28	2708	5	20	29.8	51.8	70.4	63.6	424.2	3.7	3.9	37.5	164.3	T
OG12	2323	5	15	224.6	-57.4	254.9	-61.4	39.6	12.3	12.9	33.5	162.4	S
OG32	2299	5	25	235.9	-57.5	260.3	-44.6	24.3	15.9	16.5	22.5	147.9	S
OG40	1136	5	20	3.9	-63.1	249.4	-40.2	81.3	8.5	9.0	29.4	139.2	TS
OG35	911	5	20	14.8	-51.1	279.6	-49.6	18.7	18.1	18.7	10.4	161.1	TS
HK16	647	4	25	258.3	-42.7	284.2	-39.4	51.8	12.9	11.3	2.3	157.2	TS
HK19	635	5	25	257.9	-56.4	307.4	-56.6	173.1	5.8	6.2	2.1	178.3	TS
HK13	613	6	20	270.9	-50.2	276.8	-55.6	17.3	16.6	19.5	15.6	164.6	TS
HK12	594	5	25	250.5	-56.6	282.0	-44.0	76.8	8.8	9.2	6.0	158.7	S
HK04	536	5	15	268.0	-33.0	286.2	-40.5	16.0	19.7	20.3	1.3	158.9	S

mよりも強い残留磁化強度を示す。基準ivにより除外されたものは、残留磁化強度との間に特に関係が見られない。

また、各層毎に見ると、桜井層と牛首層を除き、 $2 \times 10^{-7} \sim 5 \times 10^{-7}$ kA/mの残留磁化強度を持つものが最も多いことがわかる。しかし、宮戸層では $2 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$ kA/mに再び集中するバイモーダルな分布を示す。この高い強度を示す試料は全て、宮戸層下部の調査地域北部に分布する凝灰質砂岩であり、堆積物の供給源が同層の他のものとは異なることを示唆している。

A-2. 褶曲のプランジ補正

測定した残留磁化方向は、地層の傾斜について補正する時、現在傾斜している地層を水平線(走向線)を軸として回転させ、水平にもどす方法をとっている。しかし、地層が褶曲し、その軸がプランジしている時は、この補正方法では残留磁化方向に水平回

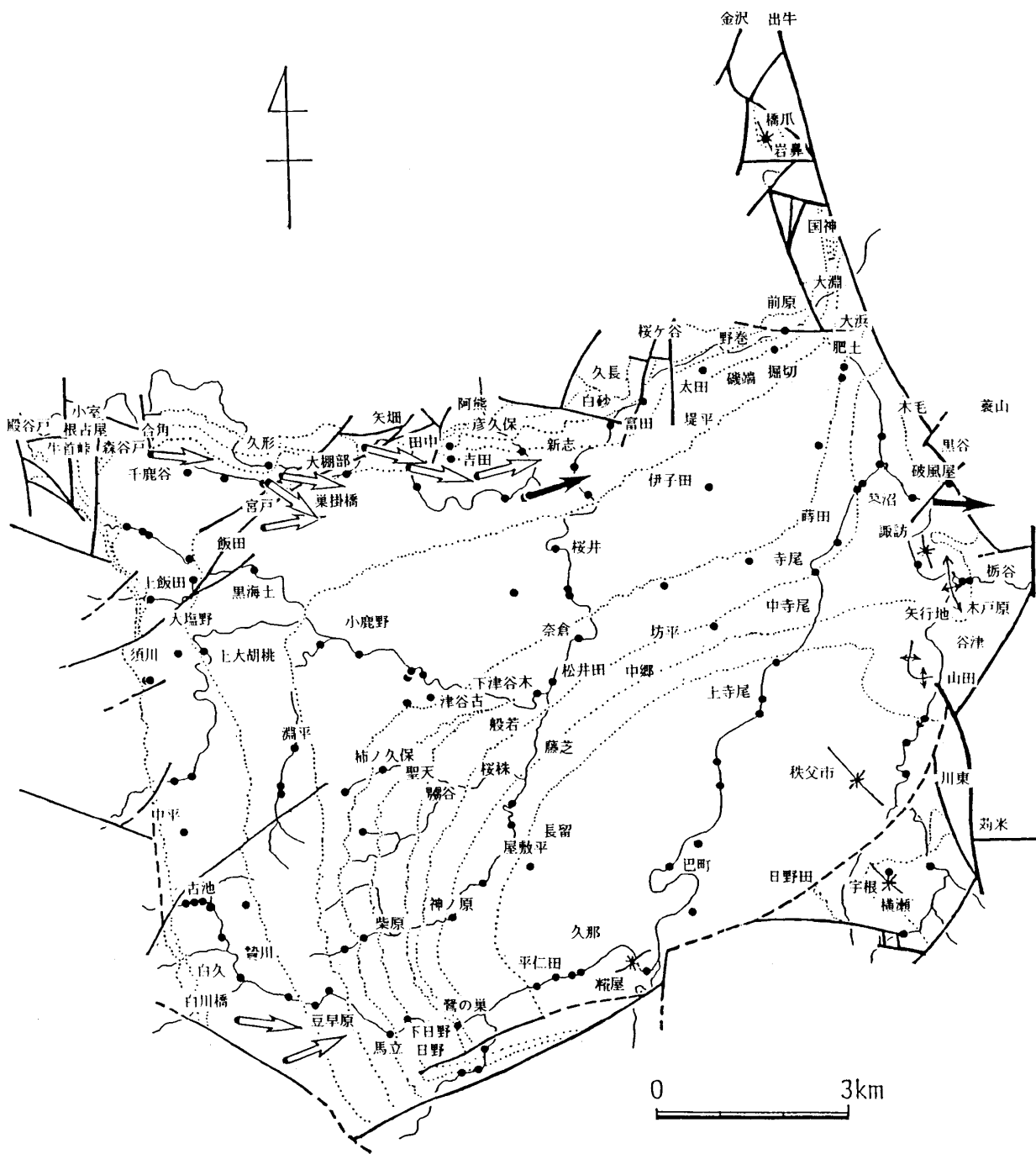


Fig. 16 Relative declinations of remanent magnetization in the Chichibu basin, Central Japan. Solid arrow for the normal polarity, open arrow for reversed polarity. In the case of reversed polarity, open arrows show opposite direction. Solid circles are sampling localities for paleomagnetic study.

転成分が加わり、褶曲軸の両翼で異なった残留磁化方向を示すことになる。

秩父盆地第三系は、全体として南東にプランジする軸をもつ褶曲構造をとる。このような構造は、北部の地層を南へ、西部の地層を東へそれぞれ走向線を軸として傾斜させることによって形成することが

できるが、一方で、地層が水平な軸をもって褶曲した後、南東にプランジしたとも考えられる。そこで、この褶曲の軸を求め、その褶曲軸を水平にもどした後、地層の傾きを水平にもどして残留磁気方向を計算した。

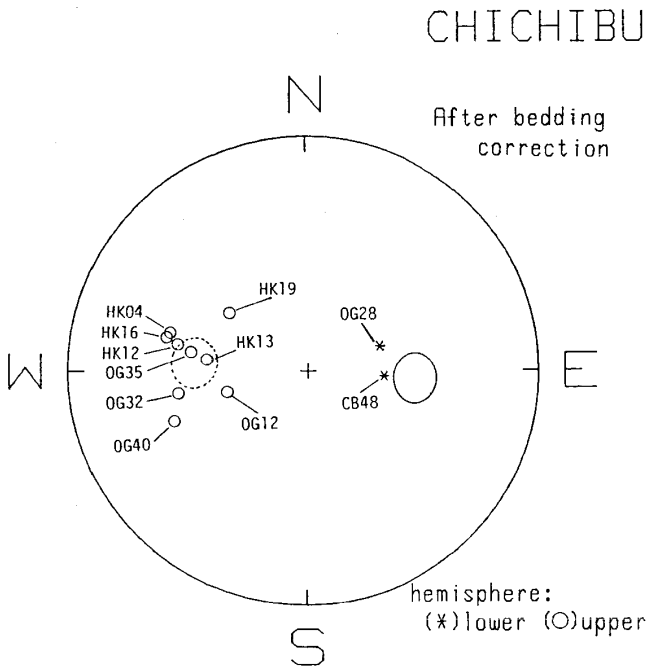


Fig. 17 Reliable directions of remanent magnetization of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan. Circles represent 95% confidence limit of mean direction; solid line on lower hemisphere and dotted line on upper hemisphere.

(1) 褶曲軸の計算方法

従来、地層の褶曲軸は、シュミットネット上に層理面の極をプロットし、その分布に沿った大円を目測によって描き、その極を求めることによって行なっていた。しかしこの方法では、目測によって大円を描くため、求めた結果の客観性という点で疑問が残る。そこで、この大円を最小二乗法を用いて決定することを試みた。

まず、層理面の極 P_i を長さ 1 の単位ベクトルとし、三次元直交座標系の各成分に分解する。

$$P_i = (x_i, y_i, z_i) \quad (x_i^2 + y_i^2 + z_i^2 = 1)$$

求める大円はこの座標系上で、原点を通る平面であり、

$$\alpha: ax + by + cz = 0, \quad (a^2 + b^2 + c^2 = 1) \dots \dots \dots (1)$$

とすると、極の各点 P_i から平面 α までの距離の二乗和 H は、

$$H = \sum_{i=1}^N \left(\frac{ax_i + by_i + cz_i}{a^2 + b^2 + c^2} \right)^2 = \sum_{i=1}^N (ax_i + by_i + cz_i)^2 \dots \dots \dots (2)$$

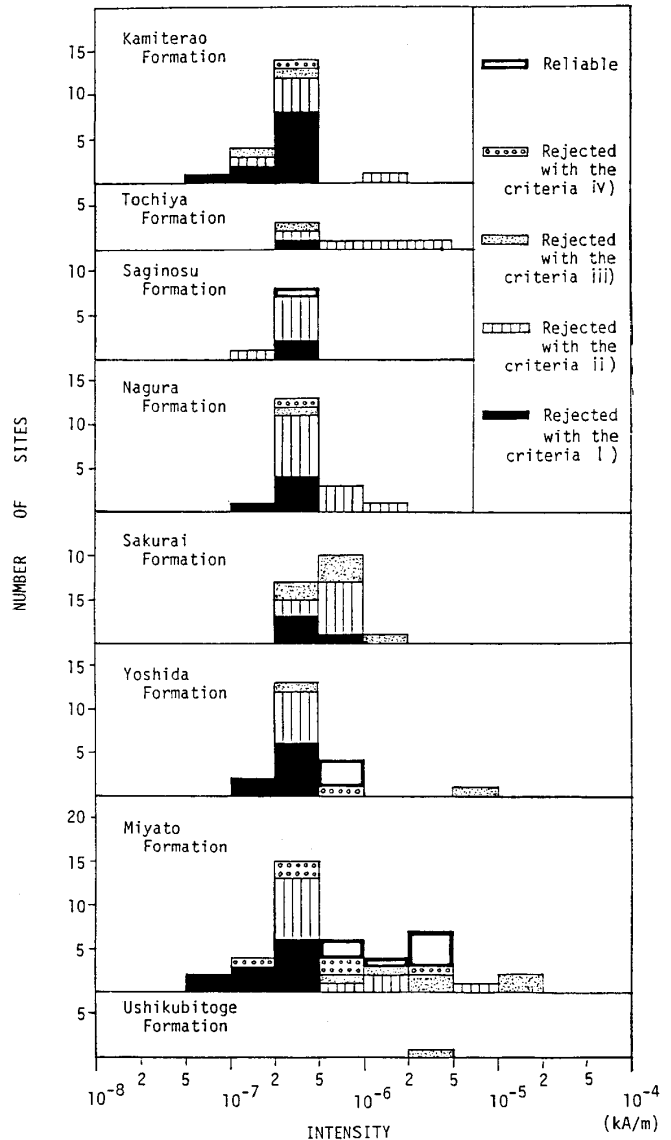


Fig. 18 Histograms of rejected site number versus remanent intensity in each Formation.

この H を最小にする a, b, c の値を求めればよい。

$a^2 + b^2 + c^2 = 1$ の条件から、ラグランジェの未定乗数 k を用いて

$$H = \sum_{i=1}^N (ax_i + by_i + cz_i)^2 + k \cdot (a^2 + b^2 + c^2 - 1)$$

とおくと、 $\partial H / \partial a = 0, \partial H / \partial b = 0, \partial H / \partial c = 0$ より

$$\begin{cases} (\sum x_i^2 - k) \cdot a + \sum x_i \cdot y_i \cdot b + \sum z_i \cdot x_i \cdot c = 0 \\ \sum x_i \cdot y_i \cdot a + (\sum y_i^2 - k) \cdot b + \sum y_i \cdot z_i \cdot c = 0 \\ \sum z_i \cdot x_i \cdot a + \sum y_i \cdot z_i \cdot b + (\sum z_i^2 - k) \cdot c = 0 \end{cases} \dots \dots \dots (3)$$

が得られる。(3)式が、 $a=b=c=0$ 以外で成立するためには、行列式

$$\begin{vmatrix} \Sigma x_i^2 - k & \Sigma x_i \cdot y_i & \Sigma z_i \cdot x_i \\ \Sigma x_i \cdot y_i & \Sigma y_i^2 - k & \Sigma y_i \cdot z_i \\ \Sigma z_i \cdot x_i & \Sigma y_i \cdot z_i & \Sigma z_i^2 - k \end{vmatrix} = 0$$

を満たす k を求めればよい。このことは即ち、行列

$$\begin{pmatrix} \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i \cdot y_i & \Sigma z_i \cdot x_i \\ \Sigma x_i \cdot y_i & \Sigma y_i^2 & \Sigma y_i \cdot z_i \\ \Sigma z_i \cdot x_i & \Sigma y_i \cdot z_i & \Sigma z_i^2 \end{pmatrix}$$

の固有値を求めることと同じであり、ここでは、Jacobi 法を用いて固有値を求めた。求めた固有値 k から、固有ベクトル (a, b, c) 即ち平面の法線ベクトルが求まりこれが褶曲軸の方向である。

以上は、N-88 BASIC によりプログラム "FOLDPL 2" を組み、NEC PC-9801 により計算を行なった。

(2) 褶曲軸プランジ補正結果

秩父盆地の中で最も大きい北西-南東に軸をもつ褶曲の軸は、宮戸層から奈倉層までの地層の走向、傾斜を用いて求めた。鷲ノ巣層より上位では、東部、南部に於て異なった褶曲構造をもつため区別した。また、最上位の CB 48 の補正のため、東部の褶曲構造の中で、CB 48 の試料採取地点を含む木戸原の褶曲軸を求めた。

褶曲軸は、それぞれ時計回りに 323°, 25° 上向き、338°, 3° 上向きであり、地層の分布と矛盾しない。

残留磁気方向のプランジ補正は以下の手順で行なった。

- i) 傾斜補正前の残留磁気方向と、その地点の層理面の極を、褶曲軸に直交する水平線を軸としてプランジ角だけ回転させ、褶曲軸を水平にもどす。
- ii) i) で求めた残留磁気方向を同じく i) で求めた地層の傾斜についてその走向線を軸として回転させ、地層を水平にもどす。

褶曲軸プランジ補正後の残留磁化方向の平均は、 $D=95.9^\circ$, $I=51.9^\circ$, $\alpha_{95}=7.8^\circ$ である。補正前の方向との差は、 $D=2.2^\circ$, $I=0.8^\circ$ であり、 α_{95} は、補正後の方が 0.5° 小さくなっている。プランジ補正前の平均残留磁化方向と、プランジ補正後の平均残留磁化方向の間には、 α_{95} の範囲内で有意な差はなく、また、

補正することによる褶曲軸の両翼での残留磁化方向の変化もほとんどない。従って、この程度の褶曲軸のプランジでは、古地磁気方向に与える影響は考えなくてよい。

B. 古地磁気方向についての議論及び結論

得られた古地磁気の平均方向は、偏角 $D=93.7^\circ$ 、伏角 $I=52.7^\circ$ 、95% の信頼円半径は 8.3° である。偏角は著しく東偏しているが、伏角は地理上の極に磁極をおいた時の伏角 (56°) との間に有意な差はない。

これら 11 地点の中には、正帯磁(上位の 2 地点)、逆帯磁(下位 9 地点)の両方の極性を含んでおり、求めた古地磁気方向は、地磁気の永年変化を平均化することができる程度の十分長い時間を代表していると言える。また、この 11 地点は秩父盆地の南西部、北部、東部に分布しているにもかかわらず、全ての地点に於て古地磁気方向が一致して東偏している。これは、この古地磁気の東偏が、盆地内の局地的な構造運動によるものでないことを示している。従って、秩父盆地の古地磁気方向は秩父盆地の堆積物が堆積した当時の平均的な地磁気双極子磁場の方向を代表していると考えられ、古地磁気の著しい東偏は、本研究地域全体が構造的な回転運動をしたことを示している。

得られた 11 地点の古地磁気について、正逆帯磁の層序学的な分布を Fig. 19 に示す。NIITSUMA and AKIBA (1986), HSÜ *et al.* (1984) では、Blow の浮遊性有孔虫分帯の N9/N8 境界は、海洋底地磁気異常 5B の付近に存在するとしている。秩父盆地内に於て、N9/N8 の境界である *Orbulina* の産出は見られず、秩父盆地第三系は N8 に相当する。従って、上位の正帯磁は、海洋底地磁気異常 5B に相当する。

以上から、秩父盆地を含む関東山地は、15Ma 以降に地球磁場に対して約 94° 時計回りに回転したと結論づけられる。

関東山地に於ける先第三系帯状構造の伸長方向は、山中地溝帯の伸長方向によって代表される。山中地溝帯は白亜系の堆積岩(領石-物部川層群)から成り、巾約 3km、長さ約 40km で帯状構造に平行に伸びる(INOUE, 1974)。その現在の伸長方向は、北に対し時計回りに 115° の方向である (Fig. 1)。従って、関東山地をその回転以前の状態即ち 15Ma 以前の状態に

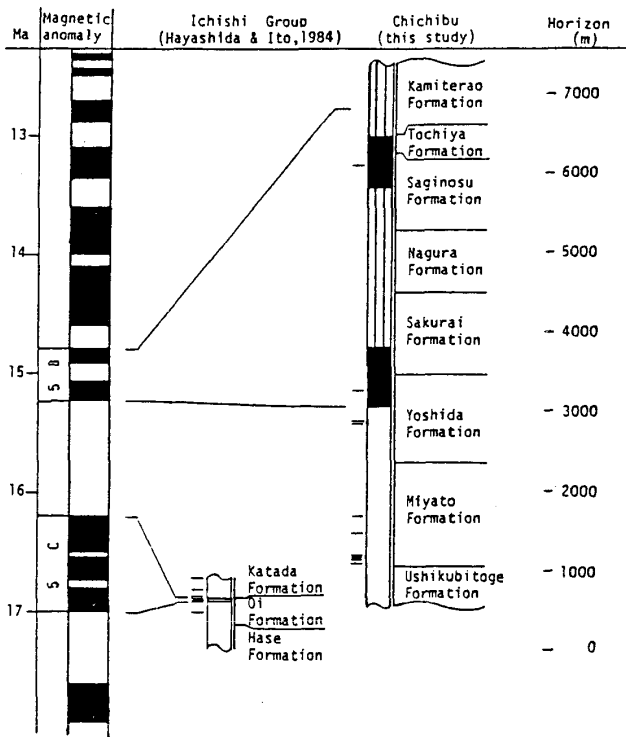


Fig. 19 Magnetostratigraphic correlation of the early Miocene marine sediments in the Chichibu Basin, Central Japan, with the ocean magnetic anomaly sequence and the early Miocene marine sediments in the Ichishi area, Southwest Japan (HAYASHIDA and ITO, 1984). The longitudinal lines in the magnetostratigraphic column of this study indicate the stratigraphic interval without reliable paleomagnetic sample.

もどすと、当時の帯状構造の伸長方向は $N21^{\circ}E$ となる。

一方、OTOFUJI *et al.*, (1986) を始めとして、近年の西南日本の古地磁気学的研究では、西南日本が 15Ma 以降に 47° 時計回りに回転したことが報告されている。現在の西南日本帯状構造の伸長方向は、時計回りに 73° の方向であることから、15Ma 以前のその伸長方向は $N26^{\circ}E$ であったことになり、関東山地でのそれ ($N21^{\circ}E$) とよく一致する。この事は、15Ma 以前に、中部日本に於て帯状構造の屈曲は存在せず、西南日本から関東山地に至るまで直線的に伸びていたことを示唆するものである (Fig. 21)。

以上より、関東山地の中期中新世以降の水平回転運動は次の様に考察される。即ち、15Ma 以前に西南日本の一部として $N20^{\circ}E$ 方向にほぼ直線的に伸び

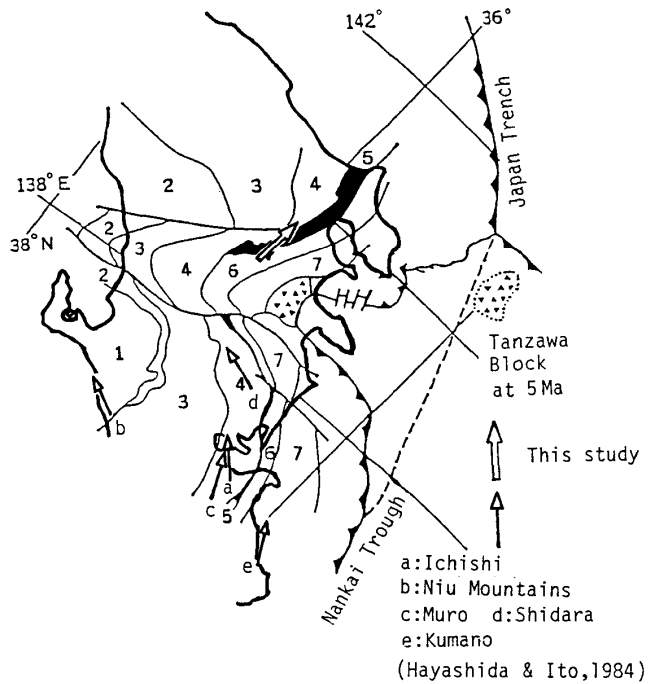


Fig. 20 The bent shape of pre-Miocene zonal structure and the paleomagnetic directions of the early Miocene marine sediments and volcanics from Southwest Japan (HAYASHIDA and ITO, 1984) and the Kanto Mountains. 1: Hida Belt, 2: Hida Marginal-Joetsu Belt, 3: Mino-Tanba-Ashio Belt, 4: Ryoke Belt, 5: Sambagawa Belt, 6: Chichibu and Sambosan Belts (black), 7: Shikanto Belt. Median Tectonic Line is defined as the boundary between Ryoke Belt (4) and Sambagawa Belt (5).

る帯状構造を有していた関東山地は、日本海の拡大に伴い 15Ma に約 47° 時計回りの回転運動をする。その後、帯状構造が北に屈曲するのに伴って更に 47° 時計回りに回転した。

関東山地の後者の回転運動即ち帯状構造の屈曲は、6Ma 以降の丹沢ブロックの衝突に伴ったものとして説明することができる。

フィリピン海プレートの沈み込みが始まった時期は、プレート運動のモデル (MINSTER and JORDAN, 1979), 南海トラフ、琉球海溝の前弧海盆の堆積物及びそれら海溝に沿った Wadati-Benioff zone の検討 (NIITSUMA and AKIBA, 1986) の結果、後期中新世の 6~7Ma 頃であるとみられている。また、丹沢ブロックは、フィリピン海プレートの伊豆-小笠原弧のものと同じ島弧型火山岩類によって構成されて



Fig. 21 Reconstruction of the Japanese Islands before opening of the Japan Sea and the indentation of the Tanzawa Block, based on the present paleomagnetic results. MTL: Median Tectonic Line.

いる。従って、丹沢ブロックは、今から6Ma前には南海トラフと日本海溝を結ぶ線よりも外側にあり、以降、現在に至るプレート運動により現在の位置にまで移動して来たと考えられる (Fig. 20)。更に、帯状構造の屈曲した形態は、現在のフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界である南海トラフ、駿河トラフ、相模トラフと平行している。従って、帯状構造の屈曲は、15Maに47時計回りをした西南日本の直線的な帯状構造に対して、フィリピン海プレート上の丹沢ブロックが6Ma以降のプレート運動に伴って衝突することによって生じたと考えられる (Fig. 20)。

11. 結 論

本研究により得られた結果を以下にまとめる。

1. 秩父盆地第三系は牛首峠層、小鹿野町層群、秩父町層群の三つの岩相単位に大きく分けられる。
2. 牛首峠層は、礫岩を主体とし、花崗砂岩より成る白砂砂岩部層及び富田泥岩部層がその一部をなす。本層は、盆地の北縁と西縁で秩父系を不整合に覆う。
3. 小鹿野町層群は、泥岩勝ち砂岩泥岩互層を主体とし、凝灰岩を狭在する宮戸層、砂岩、泥岩がほぼ等量の砂岩泥岩互層より成る吉田層、砂岩勝ち砂岩泥岩互層より成る桜井層から構成される。

4. 秩父町層群は、泥質砂岩を主体とし、礫岩(柴原礫岩部層)を狭在する奈倉層、砂質泥岩を主体とし、凝灰岩を狭在する鷺ノ巣層、礫岩と砂岩の互層を主体とする栃谷層、砂質泥岩を主体とし、凝灰岩、礫岩を狭在する上寺尾層より成る。

5. 本第三系内では、鍵層として凝灰岩層を追跡記載した。それらは下位より、国神凝灰岩(白砂砂岩部層)、白川橋凝灰岩、贅川凝灰岩(宮戸層)、黒海土凝灰岩(吉田層)、蓼沼凝灰岩、諏訪凝灰岩、木戸原凝灰岩(鷺ノ巣層)、長留凝灰岩、横瀬凝灰岩、浦山川凝灰岩、巴町凝灰岩(上寺尾層)である。

6. これら鍵層の追跡により、本第三系の構造が明らかとなった。特に、東部の木戸原ではそのドーム状構造が明らかとなった。

7. 調査地域西部及び北西部には、北東-南西に伸びる断層が卓越し、90m~280mの南落ち変位を与える。

8. 横瀬地区には、鷺ノ巣層より上位とほぼ同様の岩相及び層序が見られ、また、その構造から上寺尾層と境する北東-南西に伸びる横瀬断層が推定される。横瀬断層の変位はおよそ1000mと推定される。

9. 本第三系は全体として南東にプランジする褶曲構造をとり、また、東部では北西-南東、南東部ではほぼ東西の軸をもつ褶曲構造をもつ。これらの褶曲は、その軸が断層の伸長方向と一致することから、断層運動に伴って生じたものと思われる。

10. 岩石の帯磁率異方性と、流痕によって得られた流向を比較、検討した結果、異方性の軸が半径約30°以内の円内にまとまり、 $0^\circ < \text{Max} < 30^\circ$ 、 $60^\circ < \text{Min} < 90^\circ$ で、特にB typeの場合、Minの分布内に垂直軸を含んでいないものが、最もよく流向を示すことがわかった。

11. 本第三系に於ける古流向は、牛首峠層及び宮戸層の下部では北から、宮戸層中部より上寺尾層までの間は常に南からの流れが見られ、桜井層から上位は北部で東に向きを変える。鷺ノ巣層より上位では、東からの流れが著しい。

12. 残留磁気測定の結果、秩父盆地の古地磁気の平均は、 $D=93.7^\circ$ 、 $I=52.7^\circ$ 、 $\alpha_{95}=8.3^\circ$ であり、伏角は現在の地球磁場の伏角にほぼ一致する。

13. 得られた古地磁気のうち、上位の正帯磁のものは、海洋磁気異常5Bに相当すると思われる。

14. 偏角の94°東偏は、関東山地が中期中新世以降約94°時計回りに回転したことを示唆しており、この回転運動は、15Maに起きたとされる日本海の拡大に伴う西南日本の回転運動に、帯状構造の屈曲による回転が加わっていると考えられる。後者の回転運動は、6Ma以降の丹沢ブロックの本州弧への衝突、付加によるものと考えられる。

引用文献

- ARAI, J. (1960), The Tertiary System of Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Central Japan: Part 1. Sedimentology. *Japan. Soc. Promot. Sci.*, Tokyo, 1-122.
- BLOW, W. H. (1969), Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, In BRONIMANN, P. and RENZ, H. H. (Eds.), *Proc. 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils*; E. J. Bill, Leiden, 1, 199-421.
- COLLINSON, D. W. (1983), Methods in rock magnetism and paleomagnetism, techniques and instrumentation. Chapman and Hall, London, 360-398.
- EHARA, S. (1953), Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese Island. 1. the Fossa Magna, the Shichito and the Ogasawara salients. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **59**, 173-200.
- HALE, C. J., FULLER, M. and BAILEY, R. C. (1978), On the application of microwave heating to lunner paleointensity determination, *Proceedings of the 9th Luner Planetary Science Conference*, **3**, 3165-3179.
- 早川千尋(1930), 秩父盆地第三紀層に就いて. *地質雑*, **37**, 185-207.
- HAYASHIDA, A. and ITO, Y. (1984), Paleoposition of southwest Japan at 16Ma: implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, 335-342.
- HSÜ, K. J., PERCIVAL, S. F., Jr., WRIGHT, R. C. and PETERSEN, N. P. (1984), Numerical ages of magnetostratigraphically calibrated biostratigraphic zones. *DSDP Init. Rep.*, **73**, 623-634.
- 井尻正二・小川賢之輔・高沢松逸・和田信彦(1950), 秩父盆地の第三系. *国立科博研報*, **29**, 1-68.
- INOUE, M. (1974), Geologic structure of the chichibu terrain in the Kanto mountainous land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **19**, 1-25.

- 活断層研究会編(1980), 日本の活断層——分布と資料——. 東大出版会, 363p.
- KOBAYASHI, T. (1941), Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Tokyo Imp. Univ., Ser. II*, **5**, 219-578.
- 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.
- MINSTER, J. B. and JORDAN, T. H. (1979), Rotation vectors for the Philippine and Rivera Plates, *EOS*, **60**, 958.
- 新妻信明・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.
- (1982), プレートテクトニクスの試金石—南部フォッサマグナ. 地球, **4**, 326-333.
- NIITSUMA, N. and MATSUDA, T. (1985), Collision in the South Fossa Magna area, Central Japan. *Rec. Progress, Natural Sci., Japan*, **10**, 41-50.
- and AKIBA, F. (1986), Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese Island Arcs, in Formation of Active Ocean Margins, edited by N. NASU, S. UYEDA, I. KUSHIRO, K. KOBAYASHI and H. KAGAMI, *TERRAPUB*, Tokyo, 75-108.
- ODA, M. (1977), Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep.*, 2nd ser. (Geol.), **48**, 1-72.
- OTOFUJI, Y., HAYASHIDA, A. and TORII, M. (1986), When was the Japan Sea opened?: Paleomagnetic evidence from Southwest Japan, in Formation of Active Ocean Margins, edited by N. NASU, S. UYEDA, I. KUSHIRO, K. KOBAYASHI and H. KAGAMI, *TERRAPUB*, Tokyo, 551-566.
- SAITO, T. (1963), Miocene planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd Ser. (Geol.), **35**, 123-209.
- SAITO, T. and MAIYA, S. (1973), Planktonic Foraminifera of the Nishikurosawa Formation, Northeast Honshu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N, S., **91**, 113-125.
- 高橋雅紀(1985MS), 埼玉県秩父市秩父盆地及びその周辺の地質. 東北大理卒論, 1-149.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明(1984), 山梨県西部・巨摩山地南部の地質. 静大地球科学研報, **10**, 23-53.
- 徳永重康(1902), 秩父盆地の地質. 地質雑, **9**, 169-177.
- 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. 秩父自然科博研報, **1**, 29-92.
- 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.
- (1927), 秩父及五日市の新第三紀層. 地質雑, **34**, 309-314.
- 山内靖喜・後藤広喜(1971), 秩父盆地の第三系における古流系. 地質雑, **77**, 37-46.
- 湯川 亮(1984MS), 埼玉県秩父市秩父盆地及びその周辺の地質. 東北大理卒論, 1~100.