

丹沢山地のグリーンタフに関する研究

(その3) 南西部地域の層序と構造^{*1}

丹沢団体研究グループ^{*2}

I. まえがき

丹沢山地に広く分布するグリーンタフは、層厚が著しく厚いこと、塩基性の火山岩類が主体を占めること、その基底部が結晶片岩化していること、大規模な深成岩類が侵入していること、中生代の造山帯(四万十造山帯)上に発達していること等の点で、他の地域のグリーンタフと著しく異なった性格を有している。

このような、いわゆる地向斜・造山帯的性格を強くもつ丹沢山地の地質構造発達史を明らかにすることは、グリーンタフ地域としての特殊性の要因を解明するとともに、造山運動一般の法則性を解明する上にも重要な意義をもつものである。

著者らは、このような観点から丹沢山地の調査に組織し、これまでに、北部地域(丹沢団体研究グループ, 1973)および南部結晶片岩地域(丹沢団体研究グループ, 1975)の地質を明らかにしてきた。

今回は、これらに引続き、丹沢山地南西部にあたる静岡県駿東郡小山町北方地域(第1図)を調査したので、その層序と構造を報告する。

本調査地域に関しては、これまでに、加藤(1910)、津屋(1942)、KUNO, H. (1951)、松島・今永(1968)、町田・松島・今永(1975)などの研究があるが、これらはいずれも丹沢グリーンタフ造山運動末期のいわゆるモラッセ相を代表する礫岩^{*3}や、それ以後の地層および地殻変動を対象としたもので、グリーンタフそのものについてはほとんど知られていなかった。また、本

調査地域は、前回調査地域の結晶片岩帯の南西延長部に当り、結晶片岩類の成因や、大規模な逆転構造の成因を一層明確にするうえでも重要な地域である。

II. 地質概説

本調査地域に分布する地層は、いわゆる神縄逆断層を境として大きく南北に二分される。このうち、南側に分布する地層に関しては、前述のように、すでにいくつかの報告があるので、著者らは北側に重点をおいて調査を行なった。

神縄逆断層の北側には、各種の火山砕屑岩と溶岩が分布し、その一部は結晶片岩化している。これらは、最上部層を除いて、岩質の相異から3累層に区分することができ、各々は前回調査地域(丹沢団体研究グループ, 1975)の玄倉(くろくら)累層、世附(よづく)累層、平山累層(下位より)に一致するので、本調査地域でも同じ累層名を使用する。

玄倉累層は、本地域では、玄武岩質および安山岩質の火山砕屑岩と溶岩からなり、前者はしばしば泥質である。本累層の大部分には層面片理が発達する。北方に侵入する石英閃緑岩により、幅100~150 mにわたって接触変成作用をうけている。下限が石英閃緑岩体に切られているために、真の層厚は不明であるが、550 m以上である。

世附累層は、本地域では、安山岩質~石英安山岩質の火山砕屑岩を主体とするが、下部には細粒~粗粒凝灰岩の互層が発達し、上部には溶岩と凝灰角礫岩が発達する。本累層の下部は、地域により結晶片岩化しているが、片理の発達には玄倉累層ほど顕著ではない。層厚は約1,600 mである。

平山累層は、本地域では、玄武岩質~安山岩質の火山砕屑岩と溶岩から成り、前者は下部に、後者は上部に発達する。また、上部ほど安山岩質のものが発達する。上限は断層に切られて不明であるが、層厚は2,000 m以上である。

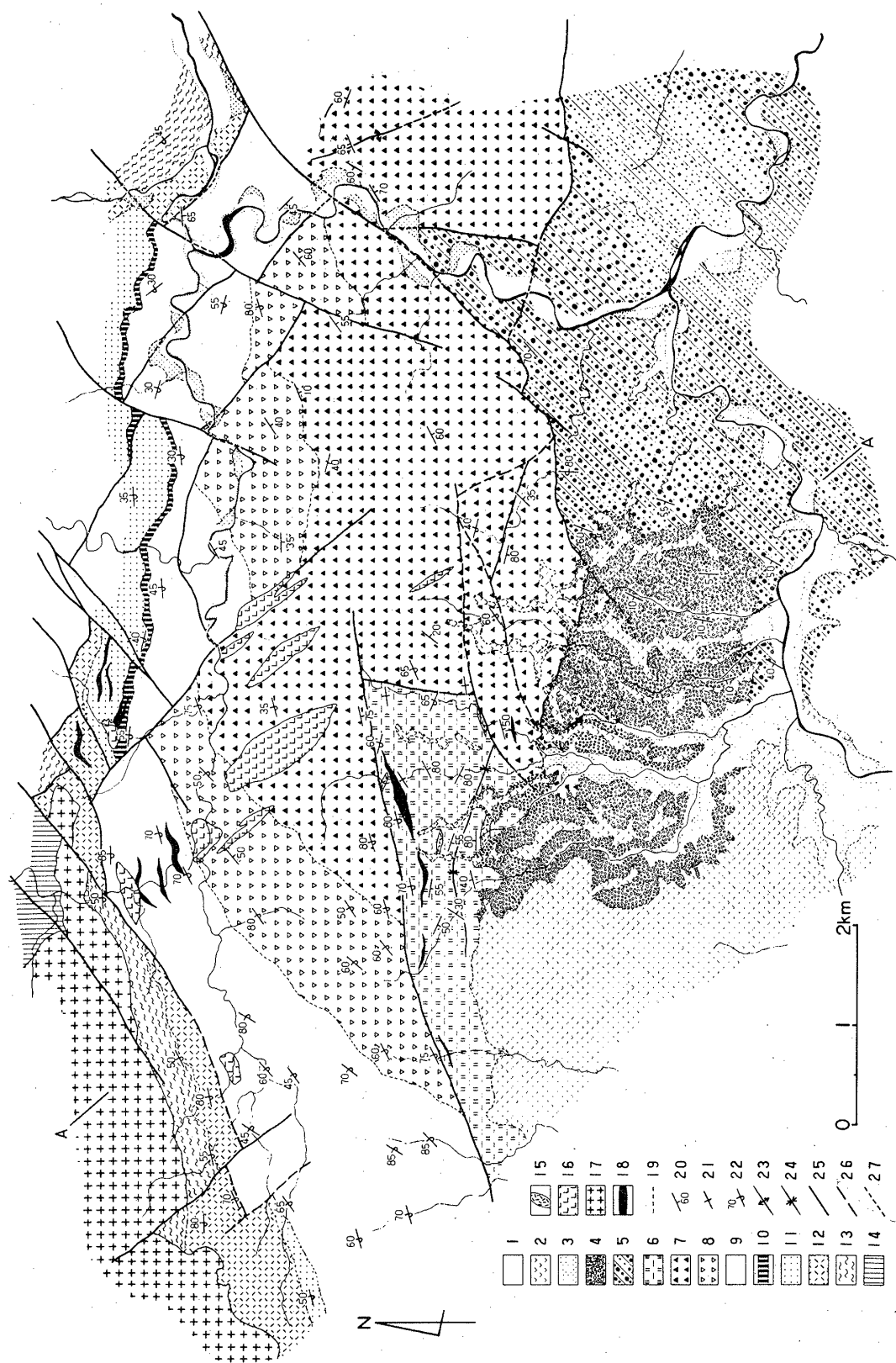
本地域のグリーンタフの最上位層は、細粒凝灰岩と

*1 一部は地質学会第83年学術大会にて講演。

*2 竹越 智(埼玉県立豊岡高校)、赤松 陽(東京都立綾瀬ろう学校)、山田誠一(東京・駒場東邦中学)、杉山 明(東京教育大学)、清水正明(東京教育大学)、木元好一(東京・駒場東邦高校)、佐瀬和義(東京都立北国高校)、石橋見陸、久津間文隆、桂 雄三、石垣 忍(以上、東京教育大学)、本間岳史(新潟大学)、上野一夫(神奈川県立三ツ境養護学校)、滝田良基(京都大学)、久家直之(東京教育大学)、川畑昭光(日本大学)、関根勇蔵(千葉県立浦安高校)、藤井克治(東京教育大学)

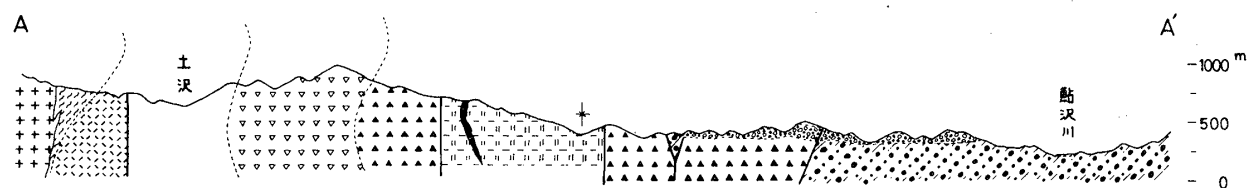
*3 後述する足柄層群のことで、従来丹沢造山運動のモラッセ相とされていたが、著者らはこれに対して現在疑問を抱いている。





第2図 (A) 丹沢山地西南部地域地質図

1. 沖積層 2. 富士火山噴出物 3. 段丘堆積物 4. 駿河礫層 5. 足柄層群 6. 白倉沢凝灰岩層 7. 不老山火山角礫岩層 8. 浅瀬火山礫凝灰岩層 9. 荒井沢火山礫凝灰岩層 10. タマ沢火山礫凝灰岩層 11. 寺ノ沢凝灰岩層 12. 権現山火山角礫岩層 13. 棚沢凝灰岩層 14. 水ノ木火山礫凝灰岩層 15. ひん岩または石英閃緑岩脈 16. 世附川ひん岩・石英閃緑岩複合岩体 17. 水ノ木石英閃緑岩体 18. 粗粒玄武岩岩床 19. 地層境界線 20. 地層の走向・傾斜 21. 同90° 22. 同逆転 23. 背斜構造 24. 向斜構造 25. 断層 26. 同推定 27. 同伏在
- 世附川流域は丹沢団体研究グループ (1975) に、駿河礫層以上の地層については主として津屋 (1942), を参考にした。



第2図(B) 丹沢山地南西部地質断面図

粗粒凝灰岩の互層を主体とし、しばしば泥質岩を夾在する成層構造の顕著な白倉沢層（新称）である。

玄倉累層～平山累層までは整合で重なり、地層の走向はほぼ NE—SW を示す。傾斜は東部地域を除いて北傾斜であるが、堆積構造から、南側の地層が上位にあたる逆転構造であることが確認された。東部の南傾斜の地域では南上位である。

白倉沢層は下位の平山、世附両累層と断層で接し、全体として NWW—SEE 方向の軸を有する向斜構造を示す。向斜の北翼で断層と接する部分では、地層が逆転していることが堆積構造から確認された。

神繩逆断層の南側には、平林（1898）により、足柄層と名付けられた、礫岩を主体とし、砂岩および泥岩を夾在する碎屑岩層が分布する。本層群は、走向ほぼ N 30° E、傾斜 30°～80° N の単斜構造を示し、西方ほど傾斜が大である。

さらに、神奈川—静岡県境付近から西方には、足柄層群と平山累層の一部および白倉沢層を不整合におおって、厚さ 100～150 m の礫層を主体とした河成層がほぼ水平に分布する。大塚・望月（1932）は、これを駿河礫層と名付け、津屋（1942）は、湯船層と称した。

以上の諸累層のすべてを不整合におおって、本地域の全体にわたって、厚い富士火山噴出物が分布する。

III. 地質各論

A. 層 序

本地域の玄倉、世附、平山の 3 累層は、岩相により、各々さらにいくつかの部層に細分されるが、それらの部層区分も、前回の調査地域のものに一致することから、その名称を使用する。

白倉沢層は、北、東、南の三方を断層で区切られているため、他の累層との直接の層序関係は不明であるが、平山累層以下には、これと類似した岩相を示すものが見られないこと、変質が他の累層に較べて著しく弱いことから、平山累層より上位の地層であると考えられる。

以下に、各部層の層厚、模式地、層相および上位層

との層序関係を述べる。

1. 玄倉累層

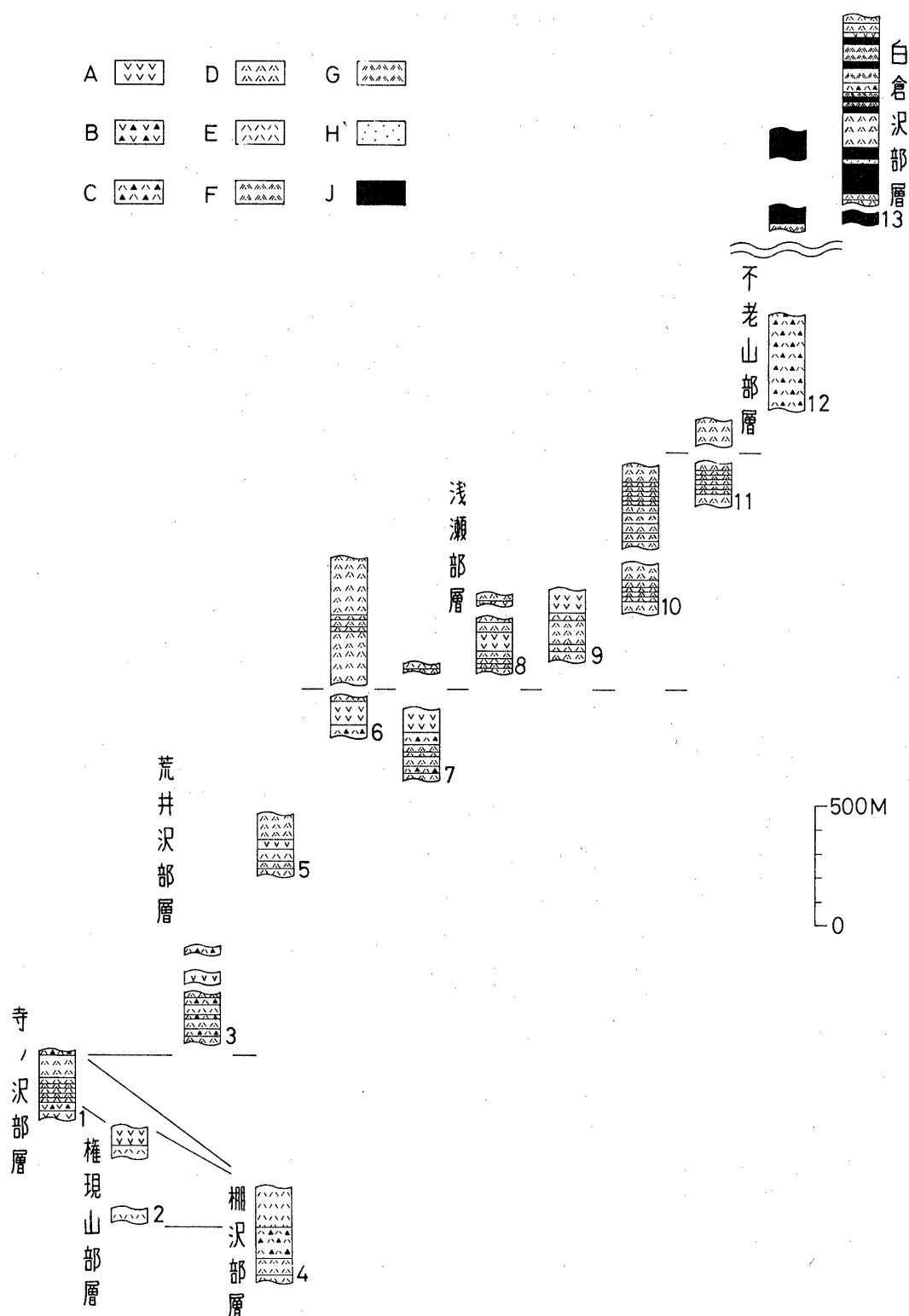
棚沢凝灰岩部層（層厚）200 m 以上、（模式地）土沢支流日向沢上流、（層相）安山岩質～玄武岩質の細粒～粗粒凝灰岩の互層を主体とし、ときに、黒色泥質凝灰岩、灰色安山岩質凝灰岩を夾在する。西方では、斜長石結晶片に富む粗粒結晶質凝灰岩が主体となる。全般に片理がよく発達し、凝灰岩中の礫は扁平化している。（層序関係）下限は石英閃緑岩体に切られて不明。

権現山火山角礫岩部層（層厚）350 m、（模式地）土沢支流三ノ沢下流、（層相）玄武岩質溶岩および同質火砕岩類を主体とする。溶岩は一般に均質、堅硬であるが、部分的には自破碎状構造を示す。火砕岩類は暗緑色細粒凝灰岩～粗粒凝灰岩から成るマトリックス中に、黄緑色で長径 20 cm 以下の紡錘形またはレンズ状の玄武岩礫を含むものが多い。片理は全般的によく発達し、火砕岩類のマトリックス部分は千枚岩様になっている。（層序関係）下位層とは整合。

2. 世附累層

寺の沢凝灰岩部層（層厚）100 m、（模式地）明神峠～三国峠間の林道、（層相）淡緑色の安山岩質～石英安山岩質細粒凝灰岩～粗粒凝灰岩の互層を主体とする。互層は 5～10 cm 間隔のものが多く、粗粒凝灰岩部分の割合が大きい。互層中には級化構造がよく発達し、細粒凝灰岩は珪化している。ときに、安山岩質岩片に富む火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩が夾在する。片理は弱い認められる。（層序関係）下位層とは整合。

荒井沢火山礫凝灰岩部層（層厚）1,500 m 以下、（模式地）須川支流黒岩沢、（層相）淡緑色～淡青色の石英安山岩質～安山岩質溶岩および同質粗粒火砕岩を主体とし、細粒凝灰岩～粗粒凝灰岩の互層が夾在する。溶岩は自破碎構造を示し、淡緑色のマトリックス中に、平均径数 cm、最大径 5 cm の不規則な形の石英安山岩およびアミグダルの発達した角閃石安山岩の礫を含む。岩相の垂直および側方変化が激しく、上位層ほど、また、西方へ行くほど粗粒になる。部分的に弱い片理が認められる。（層序関係）下位層とは整合。



第3図 地質柱状図

- A. 玄武岩～安山岩質熔岩 B. 同 C. 同 凝灰角礫岩 D. 同 粗粒～火山礫凝灰岩 E. 同 細粒凝灰岩
 F. 石英安山岩質粗粒～火山礫凝灰岩 G. 同 細粒凝灰岩 H. 砂岩 I. 泥岩
 1. 世附川一の沢 2. 世附川二の沢 820m より北西流する支沢 3. 黒岩沢 650m より N10W 方向の支沢
 4. 世附川四の沢 5. 明神峠から北東流する沢 670m 6. 世附川支流, 白倉の頭から北流する支沢
 7. 奥町沢 610m より北西流する支沢 8. 奥町沢 9. 湯船沢 10. 湯船沢 570m より北流する支沢
 11. 湯船沢 620m より北流する支沢 12. 白倉沢 500m より北西流する沢 13. 白倉沢

第1表 丹沢山地南西部の層序および岩相

累層	部層	層 厚	模 式 地	層 相 お よ び 層 序
	駿河礫層*	100 ～150m	中島石切 場生土の 沢	礫層、砂層、粘土層の互層よりなる。礫種は 火山岩類>石英閃緑岩>結晶片岩類。礫径は平均中礫大、最大は大礫。マトリックスはシルト、砂。固結度、淘汰ともに不良。下位層とは不整合。
	足柄層群	500m 以上	山市場以 南の河内 川河床	溶岩および火砕岩類と石英閃緑岩の中礫～巨礫（亜円礫～円礫）よりなる礫岩を主体とし、砂岩と泥岩の互層を夾在。固結度良好。泥岩中より貝化石を多産し、まれに厚さ15cmほどの石炭層を夾在。下位層とは断層関係。
	白倉沢凝灰岩層	800m	白倉沢 下流	安山岩質細粒～粗粒凝灰岩およびその互層を主体とするが、しばしば泥質～砂質。石英安山岩質の白色粗粒凝灰岩ないし火山礫凝灰岩が夾在。安山岩質凝灰岩は明～暗緑色を呈し、成層構造が発達。葉理や級化構造も明瞭。泥質部分には時に貝化石を含有。一部には、斜長石の斑晶の顕著な黒色の安山岩礫を含む凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩があり、安山岩の自破砕溶岩に漸移。西方ほど泥質岩が発達。下位層とは断層関係。
平山果層	**不老山火岩層	600m 以上	白倉沢 上流	下部は、玄武岩質～安山岩質溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩を夾在。溶岩は一般に自破砕状を呈し、マトリックス中には、斜長石・輝石の結晶片を多量に含有。礫状の破砕片は、平均拳大、最大径50cm。斜長石・輝石の斑晶を含み、マトリックスと同質。しばしばアミグダルが発達。上部は、安山岩質溶岩および同質の火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩を主体とし、やや泥質の細粒凝灰岩、珪質凝灰岩の互層が夾在。時に石英安山岩質凝灰岩・石灰岩レンズを夾在。下位層とは整合。
	浅礫凝灰岩層	1000m	奥の沢 上流	暗青緑色の玄武岩質火山礫凝灰岩を主体とし、同質溶岩・軽石質凝灰岩・泥質凝灰岩を夾在。火山礫凝灰岩のマトリックスは青緑色を呈し、礫は2～3cmの淘汰のよい暗赤色・黒色・青色の玄武岩～安山岩で時に斑状。細粒凝灰岩には成層構造が発達。上部の凝灰角礫岩中には花崗岩質の礫を含むことがある。下位層とは整合。
世附果層	荒礫井凝灰岩層	1500 m(→)	黒岩沢 580mより分 かれる支流	淡緑色～淡青色の石英安山岩質～安山岩質溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩を主体とし、細粒～粗粒凝灰岩の互層が夾在。溶岩は水冷自破砕様構造を呈し、明緑色のマトリックスに、石英斑晶を多く含む大小様々の溶岩片を含有。岩相の垂直・側方変化が激しく、上位層ほどまた、西方へ行くほど、粗粒。火砕岩類の礫は角閃石安山岩、玢岩、石英安山岩など。部分的に弱い片理が発達。下位層とは整合。
	寺凝灰岩層	150m	明神峠～ 三国峠間の 林道	淡緑色の安山岩質～石英安山岩質細粒～粗粒凝灰岩互層を主体とし、時に火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩を夾在。互層の間隔は5～10cmから最大50cmまで。互層中には級化構造がよく発達。弱い片理が発達。下位層とは整合。
玄倉果層	権角現礫山火岩層	350m	三ノ沢 下流	玄武岩質溶岩および同質火砕岩類が主体。溶岩は均質・堅硬で一部にはアミグダルが発達。一部は自破砕状。火山岩類は暗緑色細粒凝灰岩～火山礫凝灰岩で一般にマトリックス中に緑れん石化した黄緑色の紡錘形またはレンズ状玄武岩礫を含有。片理は全般的によく発達。下位層とは整合。
	棚凝灰岩層	200m 以上	日向沢 上流	安山岩質～玄武岩質の細粒～粗粒凝灰岩の互層を主体とし、時に黒色の泥質凝灰岩、灰色の安山岩質凝灰岩を夾在。凝灰岩は時に自形斜長石を多量に含有。全般に片理がよく発達し、剥離性弱。下限は石英閃緑岩体に切られて不明。

* 津屋（1942）は、本層の下部に石英安山岩質凝灰岩、軽石砂層よりなる特徴的な薄層を認め、これを柳島層としているが、松島・今永（1963）は、柳島層は駿河礫層の上位に位置するとみている。

** 南部地域では不老山玄武岩層としたものであるが（丹沢団研グループ 1975）、本地域ではその岩質、岩相ともにそれとはやや異なっているため、表記の部層名とした。

3. 平山果層

浅瀨火山礫凝灰岩部層（層厚）1,000 m,（模式地）須川支流奥ノ沢上流,（層相）暗緑色の玄武岩質火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩を主体とし、同質溶岩、軽石質凝灰岩、泥質凝灰岩を夾在する。火山礫凝灰岩は、青緑

色のマトリックス中に、径2～3cmの淘汰の良い暗赤色、青色、黒色の玄武岩～安山岩岩片を含む。細粒凝灰岩は成層構造が顕著。上部の凝灰角礫岩中には、花崗岩質の異質礫を含むことがある。（層序関係）下位層とは整合。

不老山火山角礫岩部層^{*4}(層厚) 1,000 m以下, (模式地) 白倉沢上流, (層相) 下部では玄武岩質～安山岩質溶岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩を主体とし, 火山礫凝灰岩を夾在する。溶岩は一般に自破碎状構造を示し, 斜長石および輝石の結晶片に富む暗緑色のマトリックス中に, 平均拳大, 最大径 50 cmの斑状玄武岩～安山岩の亜円礫を含む。礫にはアミグダルの発達しているものも多い。上部では安山岩質溶岩および同質火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩を主体とし, やや泥質の細粒凝灰岩と珪質凝灰岩の互層が夾在する。溶岩は均質塊状。細粒凝灰岩にはしばしば成層構造が発達する。ときに石英安山岩質凝灰岩や石灰岩レンズをとまなう。(層序関係) 下位層とは整合。

白倉沢凝灰岩部層(層厚) 1,000 m以上, (模式地) 白倉沢下流, (層相) 安山岩質細粒～粗粒凝灰岩およびその互層を主体とし, しばしば泥質～砂質となる。石英安山岩質の白色粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩がしばしば夾在する。安山岩質凝灰岩は明～暗緑色を呈し, 葉理や級化構造がよく発達している。泥質部には貝化石を産することがある。また, 一部には, 斜長石斑晶に富む黒色安山岩岩片を多く含む凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩もあり, 安山岩の自破碎溶岩に移行する。(層序関係) 下位層とは断層関係。

4. 足柄層群

(層厚) 500 m以上, (模式地) 山市場以南の河内川河床, (層相) 石英閃緑岩, 火山岩および火山碎屑岩類の中礫～巨礫(亜円礫～円礫)からなる礫岩を主体とし, しばしば砂岩を夾在する。ときに凝灰岩を夾在することもある。また, 一部には, 厚さ 15 cm±の炭層も数枚夾在する。砂岩層からは貝化石を多産。(層序関係) 下位層とは断層関係。

5. 駿河礫層^{*5}

(層厚) 100～150 m, (模式地) 中島石切場, 生土(いきど)の沢, (層相) 礫層, 砂層, 粘土層の互層からなる。礫種は丹沢層群に由来する火山岩類が多く, 次いで石英閃緑岩が多い。結晶片岩類は少ない。中礫が多いが, ときに大礫も含む。礫層のマトリックスはシル

トおよび砂で, 全体にしまりが悪く, 淘汰も悪い。(層序関係) 下位層とは不整合。

B. 時代

本地域に分布する地層の時代について簡単に述べる。

加藤(1910)は, 山北町塩沢北方のモロト沢の石灰岩転石中から *Lepidocyclina* を報告した。これは著者らの平山累層不老山火山角礫岩層に夾在するものと考えられる。河内川の左岸地域においても, HANZAWA(1931)は数地点から *Lepidocyclina* を報告しており, これらも不老山層相当層の分布地域と考えられる。したがって, 不老山層の時代は中新世初期～中期であろう。しかし, これ以下の地層からは, 時代を指示する化石は見えていない。

足柄層群の時代に関しては, 横山(1921)が, 貝化石の研究から鮮新世とした。OTUKA(1931)も下部鮮新世としている^{*6}。

駿河礫層に関しては, 従来, 地形的特徴などから下部洪積世であろうと考えられていた(例えば津屋, 1942)が, 最近, 町田ほか(1975)は, テフロクロノロジーの手法により, 駿河礫層の堆積面は約8万年前に形成されたことを明らかにした。

C. 火成岩類

1. 噴出岩類

棚沢凝灰岩部層から白倉沢凝灰岩部層までの各部層の代表的サンプルについて, その肉眼的特徴と, 鏡下での特徴を簡単に述べる。

E-75082007(棚沢凝灰岩部層中の泥質凝灰岩起源の結晶片岩)(採集地点)土沢支流二ノ沢の支沢の標高 990 m, (肉眼的特徴)片理の発達した灰色の基質中に, 2～4 mmの自形斜長石を多数含む。部分的に, 長径 3 cm±の楕円形の石英が認められる。剝離性は乏しい。

(鏡下の特徴)等粒状モザイク組織を示す石英を主体とした無色部分と, 黒雲母および角閃石を主体とした有色部分との細互層から成る基質中に, 1 mm±の自形斜長石の残晶が散在する。ときに石英のモザイク状集合体から成る斑状変晶が認められる。黒雲母は 0.1 mm以下の板状ないし葉片状で, Z=褐色～緑褐色。角閃石は他形で篩状構造を示す。

G-75081904(権現山火山角礫岩部層中の安山岩溶岩)(採集地点)土沢支流一ノ沢中流, (肉眼的特徴)黒色細粒緻密, 石英のアミグダルが発達。(鏡下の特徴)

^{*4} 丹沢団体研究グループ(1975)では不老山玄武岩層としたものであるが, 本地域では岩質, 岩相がやや異なるため, 名称を一部改めた。

^{*5} 津屋(1942)は, 本層下部の凝灰岩および軽石砂層からなる部分を柳島層として独立させているが, その部分と他の部分の関係については異論もある(松島・今永, 1968)ので, 本論では一括した。

^{*6} 松島義章氏は, 私信にて, 足柄層群の上部から旧象化石が産することから, 同層群が下部洪積世にまで及ぶという貴重な御意見を寄せ下さった。記して謝意を表する。

無斑晶で石基はほぼ一定方向に配列する針状～柱状の0.1～0.2 mmの斜長石から成るピロタキソティック組織。径1 mm以下の円～楕円形のアミグダルが、ところどころに発達する。二次鉱物は緑泥石、クサビ石、黒雲母（緑色、微細葉片状）、アミグダル中には石英および緑泥石が発達。

F-75081804（荒井沢火山礫凝灰岩部層中の安山岩質火山礫凝灰岩）（採集地点）黒岩沢の支沢、（肉眼的特徴）均質な暗緑色の基質中に、1～2 mmの輝石および斜長石の斑晶に富む淡黄緑色の安山岩岩片を含む。基質と岩片の境界は判然としない。（鏡下の特徴）岩石片：暗褐色ガラスおよび斜長石から成る石基中に、1～2 mm、柱状～板状の斜長石および最大3 mmの板状～柱状の単斜輝石の斑晶を含む斑状安山岩。結晶片：斜長石、単斜輝石。二次鉱物：岩石片中には緑れん石、ブドウ石、濁沸石、パンペリー石、緑泥石、石英。基質中には緑泥石が多く、緑れん石は少ない。

B-75081505（浅瀬火山礫凝灰岩部層中の粗粒凝灰岩）（採集地点）湯船山南西300 m、（肉眼的特徴）緑灰色～暗黄緑色の基質中に径2～6 mmの黒色岩片を多数含む。ときに径1.5 cm以下の軽石も認められる。（鏡下の特徴）岩石片：ガラス基流晶質組織ないしガラス質組織の石基中に斜長石斑晶を含む安山岩。間粒状組織の石基中に斜長石斑晶を含む、アミグダルの発達した玄武岩、軽石。結晶片：斜長石、単斜輝石を主とし、少量の角閃石をとともなう。二次鉱物：緑れん石、ブドウ石、緑泥石、パンペリー石。

G-75081407（不老山火山角礫岩部層中の玄武岩溶岩）（採集地点）生土の沢中流、（肉眼的特徴）暗灰緑色、粗粒、緻密。3 mm以下の斜長石の短柱状斑晶に加えて輝石のメガクリスト（最大1 cm）を含む。（鏡下の特徴）石基：0.2 mm±の柱状斜長石と、0.2 mm±の粒状～短柱状輝石からなる間粒状組織。斑晶：2 mm以下の板状～柱状で累帯構造の顕著な斜長石、1～2 mmの短柱状単斜輝石。二次鉱物：緑泥石、方解石、黄緑色粘土鉱物、石英。

F-75081510（白倉沢凝灰岩部層中の火山礫凝灰岩）（採集地点）峰坂沢上流、（肉眼的特徴）径1 cm以下の黒色～暗灰色の丸味を帯びた火山礫を主体とし、ときに、最大径2 cmの丸い軽石を含む。（鏡下の特徴）岩石片：ガラス基流晶質組織の石基中に斜長石斑晶を含む安山岩、墳間状組織の石基中に、斜長石および普通輝石の斑晶を含む玄武岩。結晶片：斜長石、単斜輝石、二次鉱物：濁沸石、曹長石、ブドウ石。

2. 进入岩類

本地域には、北西部に分布する石英閃緑岩を除くと、进入岩類の規模は小さく、数も一般に少ない。

粗粒玄武岩類 本調査地域のすべての層準に岩脈および岩体として进入しているが、とくに、白倉沢層や棚沢層などの細粒凝灰岩を主とした地層中に多い。黒色～暗緑色細粒で斑晶の目立たないものと、灰緑色粗粒で、2～3 mmの輝石斑晶の顕著なものがある。

石英閃緑岩 土沢支流の日向沢～四ノ沢上流、一の沢～二ノ沢上流に、ほぼNEE—SWW方向に伸びて比較的規模の大きな岩体が分布する。斜長石、角閃石、輝石を主とし、少量の石英をとともなう中粒優黒質石英閃緑岩で、滝田（1974）の熊本沢型水の木岩体と一致する。三ノ沢以東では、周囲の結晶片岩類の構造にはほぼ調和的に进入しているが、三ノ沢以西では、これを切っている。

ヒン岩類 塩沢上流および四ノ沢下流に分布するのみであるが、これは、前回調査地域で、世附川石英閃緑岩・ヒン岩複合岩体群としたものの一部と考えられる。ただし、本地域のものは石英閃緑岩相をとともなわない。白色～青灰色のガラス質石基中に数mmの石英斑晶を含み、黄鉄鉱による鉱染や“ヤケ”をとともなっている。

D. 堆積構造

本地域の棚沢凝灰岩層～白倉沢凝灰岩層中には、しばしば明瞭な堆積構造がみられる。最も多く観察されるものは級化構造で、厚さ数cm～10 cmの細粒～粗粒凝灰岩あるいは砂質凝灰岩中に発達する。その他、斜交葉理、cut and fill structureなども時々見られる。第4図に、白倉沢層に見られる堆積構造のスケッチを示した。また、第5図に、これらの堆積構造の観察された地点を示した。

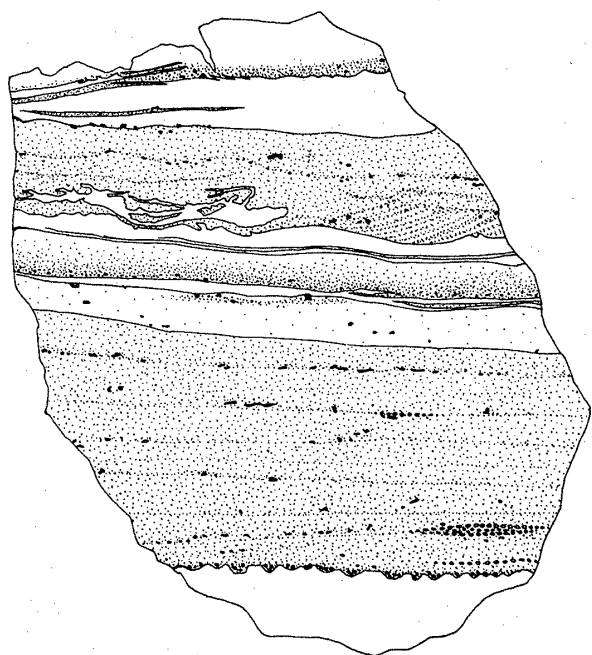
これらの堆積構造の観察から地層の上下を判定し、本地域のかなりの部分で地層が逆転しているのを知ることができた。

E. 断層

本地域には、地層の分布状況や堆積構造から、以下に述べるような断層が推定されている。

1. 不老山より塩沢付近にのびるNW—SE方向の正断層

前回調査地域で悪沢断層としたものの南方延長で、この断層の西側では、地層は逆転北傾斜を示し、東側では正常で南傾斜を示す。本地域では断層面を直接観



第4図 白倉沢層中にみられる堆積構造

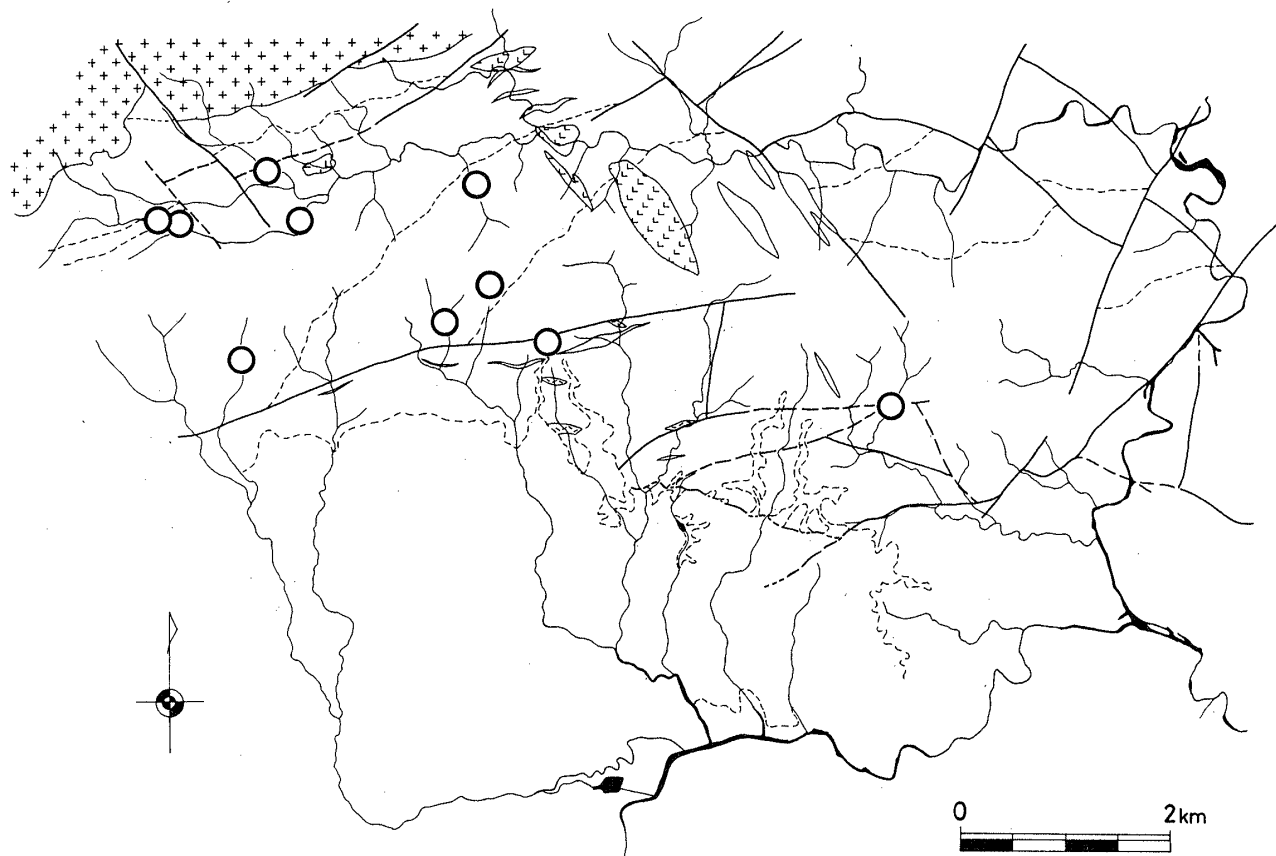
察できる地点はないが、塩沢から北に入る沢の標高480 m付近で、幅約70 mにわたって著しい「ヤケ」と黄鉄鉱による鉱染が認められるので、おそらくこの付近を通るのであろう。

2. 日向沢下流から三ノ沢下流にのびる NEE—SWW 方向の正断層

日向沢、四ノ沢、三ノ沢では、荒井沢層が権現山層と直接接し、前回調査地域で両層間に存在したタマ沢層、寺の沢層を欠如することから、両層間に断層を推定した。これを NEE 方向に延長すると、前回調査地域で、世附川本谷の東電ダムの下流約250 mを切る断層に連続するものと考えられる。

3. 白倉沢層分布域の北限を画する E—W 方向の正断層

白倉沢層は、キワダ沢では荒井沢層と、奥山沢～湯船沢では浅瀬層と、湯船沢支流～白倉沢～峰坂沢では不老山層とそれぞれ接していること、白倉沢層は、その分布域の北縁で著しく急傾斜となり、一部は逆転することから、そこに断層を推定した。その落差は西方ほど大である。



第5図 堆積構造の観察された地点

4. 白倉沢層分布域の東限を画するN-S方向の正断層

白倉沢層は峰坂沢左岸で不老山層と接し、両者の構造は不調和であることから、そこに断層を推定した。峰坂沢の左岸には、淡灰色～淡青灰色を呈する巾広い未固結の粘土化帯ないし角礫化帯が南北に連続し、著しい珪化作用をとまなっている。これが本断層に相当するのであろう。

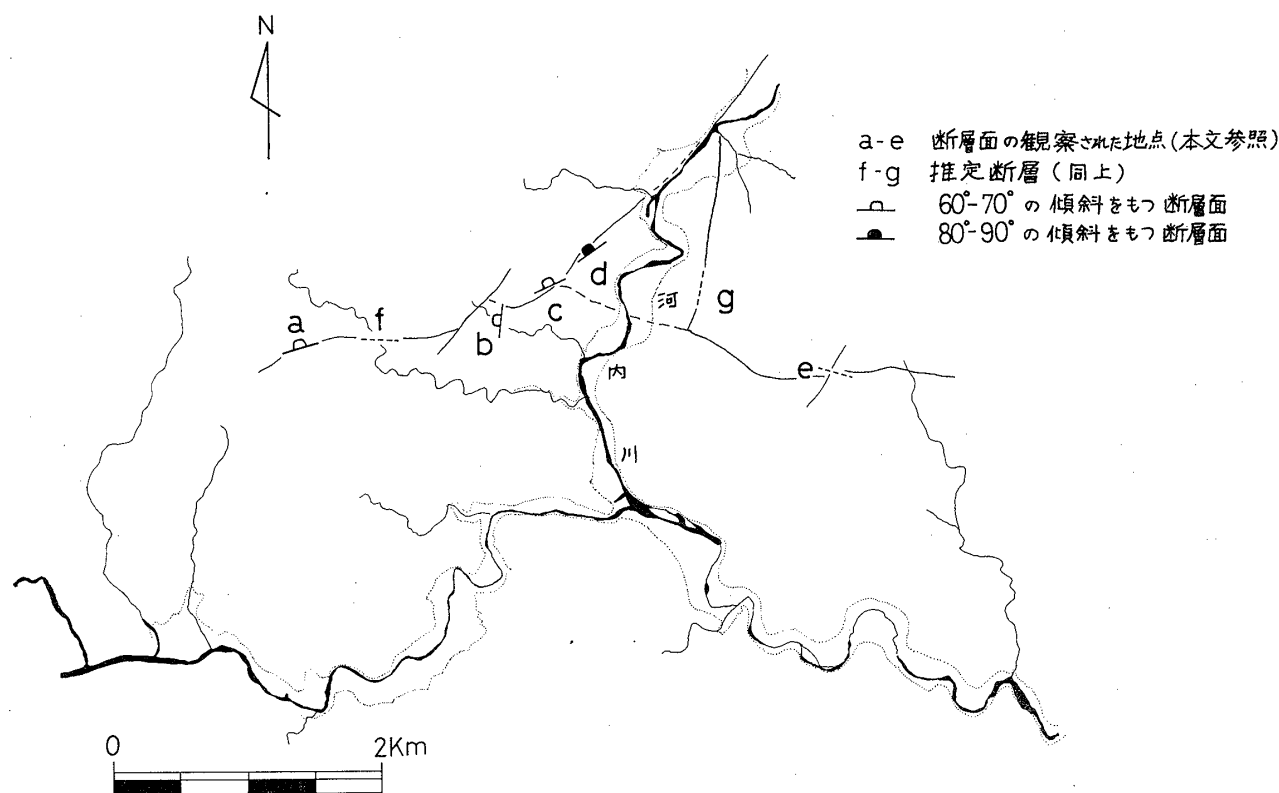
5. 平山累層と足柄層群を境する断層

本地域では、平山累層と足柄層群が断層関係であることは、両者の構造の著しい不調和と分布とから明らかであるが、以下の各地点で、実際に両者が断層で接する状況を観察することができる。

塩沢部落西方の沢(第6図a)：h=390 m地点では、断層面は走向N 80° E、傾斜55~60° Nである。上盤の不老山層は、帯紫灰色の含斜長石斑状安山岩質凝灰岩で、約20 cmの巾で粘土化している。下盤の足柄層群は、灰緑色の細礫岩で、断層に近い幅20 cmの部分は、細礫岩～粗粒砂岩が角礫化している。h=400 m地点では、断層面は走向N 65° E、傾斜65° Nである。上盤の不老山層の安山岩質凝灰岩角礫岩は、幅数cmにわたっ

て粘土化しているのに対し、下盤の足柄層群の中礫岩には破碎作用の形跡が認められない。h=410 m地点では、断層面は走向N 60° E、傾斜70° Nである。上盤は不老山層の玄武岩～安山岩質火山角礫岩および凝灰岩、下盤は足柄層群の中礫岩である。ここでは上盤はそれほど破碎されていないが、下盤には3~5 cm幅で灰緑色の粘土をとまなう。

金山部落北方(第6図b)：h=320 m地点では、走向N 10° E、傾斜70° Sの断層面を有する正断層と、走向N 45° Eではほぼ垂直の断層とが至近距離で観察され、ともに不老山層の安山岩質凝灰岩角礫岩ないし火山礫凝灰岩と足柄層群の礫岩ないしシルト岩が接している。前者は幅約50 cmの礫まじりの固結した粘土からなる破碎帯をとまなう、上盤の礫岩はほとんど破碎されていないのに対し、下盤の凝灰岩角礫岩は断層面から約2 mの範囲で破碎されている。この断層を延長すると、明らかに不老山層中につっこむ。後者は、破碎帯をとまなわず、シルト岩の層理面に平行な閉じた断層である。シルト岩の表面は鏡肌状になっている。シルト岩は厚さ約2 mで、炭化物を夾在し、その下位には礫岩が発達している。安山岩質凝灰岩もほとんど破碎をう



第6図 平山累層と足柄層群を境する断層の観察された地点

けていない。両断層は、断層面の性質が異なることから、別系統の断層と考えられるが、その関係は不明である。

金山部落北方 500 m より北西に入る沢(第 6 図 c) : $h = 360$ m 地点で、断層面は走向 $N 60^{\circ} \sim 70^{\circ} E$, 傾斜 $60^{\circ} N$ である。上盤の不老山層の青緑色含斜長石斑状玄武岩質安山岩の凝灰角礫岩、下盤は足柄層群のやや青緑色化した亜円礫～亜角礫岩で、下盤側が数 cm の幅で粘土化している。

山市場～用沢間の河内川右岸支沢(第 6 図 d) : $h = 340$ m 地点で、断層面は走向 $N 60^{\circ} E$, 傾斜 $80^{\circ} N \sim 90^{\circ}$ である。上盤は不老山層の安山岩質火山角礫岩。下盤は足柄層群の中礫岩で、下盤側が幅 10 cm で粘土化している。足柄層群の走向は $N 50^{\circ} E$, 傾斜は $80^{\circ} N \sim 90^{\circ}$ で、断層付近では厚さ 1 m ぐらいの安山岩質凝灰角礫岩層を 3 枚夾在する。

次の 3 地点では断層面は直接観察できなかったが、断層の推定される付近の状況を記載しておく。

塩沢上流(第 6 図 f) : $h = 310 \sim 315$ m 地点で、幅 20～30 m の露頭のない部分をはさんで上流側に不老山層の安山岩質火山角礫岩、下流側に足柄層群の細礫岩が分布する。断層の推定走向は大略 $E-W$ である。

用沢(第 6 図 g) : $h = 310$ m 地点で、幅約 1 m の露頭欠如部分をはさんで下流側に足柄層群の細礫岩、上流側に不老山層の安山岩質凝灰岩が分布する。不老山層は、さらに約 20 m 上流で自破碎状溶岩となる。断層の推定走向は大略 $N 15^{\circ} E$ である。

深沢部落西方約 400 m (第 6 図 e) : 深沢と林道の交叉する地点の約 100 m 下流の川床で、約 20 m の露頭欠如部分をはさんで、上流側に不老山層の安山岩質溶岩、下流側に足柄層群の凝灰質砂岩をはさむ礫岩が分布する。後者の走向は $N 10^{\circ} W$, 傾斜はほぼ垂直である。一方、同沢左岸の林道では、同地点よりさらに約 20 m 下流側のところで、不老山層の細粒凝灰岩と、ほとんど安山岩の亜円礫(平均径 10 cm, 最大 70 cm)のみから成る足柄層群の岩とが道路を隔てて分布している。したがって、断層面の推定走向は大略 EW , 傾斜は $40 \sim 50^{\circ} N$ である。

F. 褶曲

II 章ですでに述べたように、白倉沢層は、三方を断層で囲まれ、全体として向斜構造をなす。その軸は、湯船沢の標高 510 m 付近から白倉沢の標高 500 m 付近にかけて $NWW-SEE$ 方向に延びる。向斜の北翼は

$60^{\circ} \sim 80^{\circ} S$ の急傾斜を示し、断層の近傍では逆転して北傾斜となっている。南翼は 40° 前後であるが、大部分は駿河礫層におおわれて、全体の状況は明らかでない。

G. 片理

本地域では、日向沢～一ノ沢にかけて分布する棚沢層～荒井沢層下部に片理が発達している。いずれも層理面に平行な片理で、走向は $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$, 傾斜は $50^{\circ} \sim 80^{\circ} N$ である。日向沢～三ノ沢間では、北側に分布する石英閃緑岩体の南縁に調和的であるが、一ノ沢、二ノ沢の上流ではそれに切られている。

VI. 問題点と考察

A. 白倉沢凝灰岩部層の層序的位置と構造について

白倉沢層は三方を断層で切られているため、他の累層との層序関係は不明であるが、III-A で述べたような理由から、本地域では平山累層の上位に位置すると考えられる。しかしながら、これに相当する地層は、河内川の左岸地域～皆瀬川流域には分布しないことが山田(1974)により明らかにされている。したがって、本層が丹沢山地の東部あるいは北部のどの層準に対比されるものかは現在不明である。岩相の類似性から強いて対比を試みると、本層は北部地域の秋山累層の小篠凝灰岩部層(丹沢団体研究グループ, 1973)に、東部地域での大山亜層群上部の唐沢凝灰岩層(MIKAMI, 1961)に対比されるであろう。

また、白倉沢層が三方を断層で囲まれ、全体として向斜構造を示すということは、丹沢山地の北部地域において、小篠累層が田中川上流～九鬼山地域で四方を断層で囲まれ、全体として向斜構造を示す(丹沢団体研究グループ, 1973)のと同様にして興味ある現象である。さらに、向斜構造は示さないが、四方を断層で囲まれ、周囲から相対的に陥没しているブロックは、東部地域の布川～唐沢川上流(MIKAMI, 1961)や、東北部地域の道志川～神ノ川間(島津ほか, 1971)にも認められる。これらの現象は、おそらく丹沢山地の隆起にともなう一種の陥没構造であろうが、その意義については今後の課題としたい。

B. 平山累層と足柄層群を境する断層について

本断層の存在を認めて予想したのは加藤(1910)である。彼は、足柄層群が山市場付近の神縄帯(御坂層上部層)と接するところで、北へ深く入りこむこと、

その傾斜が著しく急になることから、両者の間に断層を考え、これを「神縄衝上断層」と名付けた。

その後、松島・今永(1968)は、「神縄衝上断層」を東西に追跡し、多くの露頭で断層面の走向、傾斜を測定したが、その結果、一般に傾斜は 45° 以上であることから、これを「神縄逆断層」と改めた。

また、最近、町田ほか(1975)は、神縄逆断層の西端が二本に分岐し、そのいずれもが、わが国ではAクラスの活動度を持つ活断層であること、両断層とも大部分、断層面はほとんど垂直であり、水平変位量が検出される地点は見出されないことなどを明らかにした。

これらの研究を通じて、神縄逆断層は、御坂層群と足柄層群を境する一本の連続した断層であり、丹沢山地の著しい隆起により、御坂層群の分布地域が足柄層群分布地域にのしあげた結果形成されたものであるというのが一般的通念となっている。また、最近では、プレート・テクトニクスの観点から、フィリピン海プレートがアジアプレートの下にもぐり込んでいるその境界を示すものという考えも出されている(杉村, 1972)。

著者らも、III-E-5に記載したように、いくつかの地点でこの断層を観察した。しかしながら、その結果、これらの地点を結んで一本の連続した断層とみなすことに対して疑問を抱くに至った。

すなわち、第一に、河内川に沿って北へ張り出した部分では、右岸側も左岸側もほぼ垂直もしくは高角の逆断層であることから、それらが一本の連続した断層とすれば、河内川を境として鋭角的に折れまがっていることになり、形態的に極めて不自然である。

第二に、運動方向からみても、河内川の右岸側では、松島・今永(1968)が述べているように、NWからSE方向へ向かう突き上げと考えられるのに対し、左岸側ではNEからSW方向へ向かう突き上げとなり、両者は一致しない。

第三に、第6図b地点では、同じ平山累層と足柄層群を境する断層に、性格の異なる二系統のものが観察され、そのうちの一方は、平山累層中に延びている。

これらのことから、著者らは、従来一本の連続した断層と考えられている神縄逆断層は、いくつかの系統の異なる断層の組合せであろうと考えている。第2図の地質図には、このような考えに基づいて、河内川沿いに北へ張り出した部分を構成するNE-SW方向の断層およびN-S方向のほぼ垂直もしくは高角の逆断

層と、それらを切るほぼE-W方向の低角の逆断層の組合せとして表現してある。前者のNE-SW方向の断層は、NE方向に延長すると、前回調査地域の小菅沢断層(丹沢団体研究グループ, 1975)に連なる。したがって、平山累層と足柄層群を境する断層の一部は、御坂層群をも切る断層である可能性がある。

いずれにせよ、神縄断層の正しい性格をとらえるには、「御坂層群と足柄層群の境」を追跡するだけでは不十分であり、より広い地域の地質構造からこれを明らかにしていく必要がある。

謝 辞

丹沢山地のグリーンタフの研究は、藤田至則氏(東京教育大学)により提唱されたもので、今回の研究も、同氏の方針と御指導のもとに行なわれたものである。ここに厚く御礼申し上げる。

野外調査には、^{こも}薦田靖志、小松宏昭(新潟大学)、丸茂克美、細田恭代(東京教育大学)、府川克彦、森繁保、竹内一郎(東海大学)、石渡 明(横浜国立大学)、角田史雄(埼玉大学)その他多くの方々の御協力をえた。

また、大平芳久氏(和洋女子大付属九段中高校)には、図表の作成で多大の御尽力を頂いた。

現地調査に際しては、小山町中島の山崎吾郎区長夫妻をはじめ、同区の多くの方々に親身のお世話をいただいた。

以上の方々に深甚の謝意を表する。

文 献

- HANZAWA, S., 1931: Notes on Tertiary foraminiferous rocks from the Kwanto Mountainland, Japan. *Tohoku Imp. Univ. Sci. Rep.*, 2nd Ser. (Geol.) 12-2a, 141-157.
- 平林 武, 1898: 箱根熱海西火山地質調査報文. 震子報, no. 16, 4-78.
- 加藤鉄之助, 1910: 相模国山北附近地質調査概報. 地調報, no. 18, 641-656.
- KUNO, H., 1951: Geology of Hakone Volcano and Adjacent Areas, Part II. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sect. II, VII, 351-402.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇, 1975: 富士山麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄逆断層の変動について. 第四紀研究, 14, 77-90.
- 松島義章・今永 勇, 1968: 神縄逆断層について. 神奈川県立博物館報告, 1, 66-73.
- MIKAMI, K., 1961: Geological and Petrological Studies on the Tanzawa Mountainland (Part I). *Sci. Rep.*

- Yokohama Nat. Univ., Sec. II*, 8, 57—110.
- OTUKA, Y., 1931: Early Pliocene crustal movement in the outer zone of southwest Japan and in the Naumann's Fossa Magna. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, no. 9, 340—352.
- 大塚弥之助・望月勝海, 1932: 地形発達史. 岩波講座.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田 隆, 1971: 丹沢山地東北部の地質構造—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その1—. *地質雑*, 77, 77—89.
- 杉村 新, 1972: 日本におけるプレートの境界. *科学*, 42, 192—202.
- 滝田良基, 1974: 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. *地質雑*, 80, 505—523.
- 丹沢団体研究グループ, 1973: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究(その1) 北部地域の層序と構造. *地質学論集*, no. 9, 55—68.
- , 1975: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究(その2) 南部結晶片岩地域の層序と構造. *地球科学*, 29, 130—147.
- 津屋弘達, 1942: 神縄衝上断層の西翼について. *震研彙報*, no. 20, 322—336.
- 横山又次郎, 1921: 足柄第三紀層の化石. *地質雑*, 28, 467.
- 山田誠一, 1974: 神奈川県丹沢山塊南西部の地質. *東京教育大・理・地鉱・卒論*. (手記)

Study of the "Green-tuff" in the Tanzawa Massif, Central Japan (Part 3)

—Stratigraphy and Geological Structure in the South-Western Region—

RESEARCH GROUP FOR THE TANZAWA REGION

(Abstract)

The geology of the south-western region of the Tanzawa massif has remained unresearched except the horizons higher than the Pliocene series. After the writers' previous study on the geology of the crystalline schist region on the Tanzawa massif, the above mentioned area was surveyed.

In this area the following formations are distributed; that is the Miocene series (so-called Misaka series) which consists largely of volcanic and pyroclastic rocks, the Pliocene series (the Ashigara group) of conglomerate and sandstone, the Pleistocene series (the Yufune formation or the Suruga gravel bed) of fluvial deposit, and the Alluvium of thick volcanic ash and river bed deposit.

The Miocene series is divided, in ascending order, into the Kurokura formation, the Yozuku formation, the Hirayama formation and the Shirakurazawa member. The former three formations correspond to the westward extensions of those in the crystalline schist region, and they are superposed one upon the other conformably. They strike from NE to SW and dip northward, but are overturned. The Shirakurazawa member is distributed only in the surveyed area. Though it is contiguous to the Yozuku and the Hirayama formations with faults, it may be, judging from its lithofacies, the uppermost horizon of the Miocene series in this area. It strikes E-W and shows a synclinal structure as a whole. It is overturned near the northern marginal fault. The Kurokura formation and the lower part of the Yozuku formation are changed into crystalline schists with bedding schistosity.

The fault, which separates the Miocene series from the Pliocene series, has been considered to be one continuous reverse fault and was named the Kannawa fault. But it may be a complex of two or three systems of fault judging from the phenomena observed at several very points and also from the geometry as a whole.