

第2章 地形と地質

I. 丹沢山地の地形・地質概要

小池敏夫

要約

日本列島の地質構造の発達との関わりという視点から、丹沢山地の地形ならびに地質の特徴、さらにマスマープメント(地すべり、斜面崩壊)について、従来の研究ならびに今回の調査・研究の成果に基づき概要を述べる。

1. はじめに

丹沢山地の北縁、北東縁は、顕著な断層、藤野木—愛川構造線を隔てて、小仏層群(古第三系)で構成される小仏山地ならびにそれに相当する山地と接し、東縁は第四紀更新統からなる台地と接する。北西縁は桂川を隔てて、御坂山地と対しておらず、南西縁は富士火山の噴出物に覆われている。南縁は、酒匂川を隔てて、足柄層群(第四系更新統)から構成される足柄山地と接する。“神奈川県の屋根”と称されている丹沢山地は、北西部に大室山(1587m)、中核部に蛭ヶ岳(1673m)、丹沢山(1567m)、塔ノ岳(1491m)、東端に大山(1252m)などの峰があり、それらの峰から北東—南西方向にのびる稜線と谷の繰り返し、ならびに北西—南東方向にのびる稜線と組み合わさった複雑な地形をなす。丹沢山地から発する沢は、北部、北東部で相模川系の道志川、中津川に、南東部で花水川系の金目川、渋田川に、南部で酒匂川系の河内川、皆瀬川、川音川に流れ下る。

山頂部や尾根には緩斜面が見られるが、山腹は急傾斜で渓谷は深く、壯年期の山容を呈する。堂平や大平をはじめ、各地に地すべりによる山腹緩斜面が発達し、尾根付近には、斜面崩壊が著しく発生している。

丹沢山地は、西側を糸魚川—静岡構造線で、東側を関東山地の西縁をもって境される、南部フォッサマグナ(大地溝帯)地域に位置する。南部フォッサマグナの特徴は、①関東山地と赤石山地の地形的配置で代表されるように、先新第三系のなす帶状配列が八の字状に湾曲構造をなす。②丹沢山地をはじめ、御坂山地、巨摩山地に見られるように、新第三紀の海成火山島の火山噴出物ならびに陸源性碎屑岩が分布する、ことである。このような地質的特徴から、丹沢山地ならびにその周辺地域は、新生代における日本列島の構造発達史を解明するうえで、重要な地域と見なされてきた。丹沢地域の地質構造発達史に関しては、20年ほど前から、プレートテクトニクスの立場から論じられるようになり、本地域は本州弧がのるユーラシアプレートあるいは北アメリカプレートとフィリピン海プレートの衝突境界域と見なされてきた。そして、八の字状の湾曲構造は、フィリピン海プレートにのって南東方向から移動してきた伊豆—小笠原弧が本州弧と衝突したことにより形成されたと見なされた(Matsuda, 1978)。さらに、丹沢地塊は、伊豆地塊より早く本州弧に衝突・付加した地塊と見なされ(Niit-

ma and Matsuda, 1984ほか)、南部フォッサマグナは、このように衝突・付加した地塊やその破片ならびに地塊と本州弧あるいは地塊と地塊との間に存在した沈み込み帯(トラフ)を埋積した陸源堆積物からなる(天野, 1986)との見解が出されるようになった。

以上のように、現在は、丹沢山地を構成する中新世の火山岩・火山碎屑岩は、当時、北部伊豆—小笠原島弧を構成していた海成火山が本州弧の関東山地の南側に付加したものであり、陸源碎屑岩はトラフ充填堆積物と見なす見解が大勢を占める。さらに、火山の噴出機構、丹沢深成岩の貫入、変成岩の形成、丹沢山地の地質構造の形成発達史について、島弧と島弧の衝突、フィリピン海プレートへの太平洋プレートの沈み込み、日本海形成時の造構運動などと結びつけて解釈しようとしており、フォッサマグナ地域あるいは日本列島形成との関わりの中で論じられている。

1964年、丹沢大山学術調査報告書(神奈川県)が、坂本ほかによってまとめられた。さらに、1978年、神奈川県史・自然(神奈川県)の中で、見上により、丹沢大山の地質について論じられている。これら報告書は、その当時までの研究成果を詳細にまとめ、学術的にかなり高い水準のものである。しかし、それ以後、丹沢山地の地質を考察する際の視点が根本的に変わった。また、堆積岩の解析、化石あるいは放射性元素による年代決定、火成岩の分析などの方法ならびに理論などに大きな進展がある。このような新しい視点、方法で調査、研究を行い、その成果を報告書に盛り込むことは、これから進展するであろう、丹沢山地に関する研究に大きく貢献するものと思われる。

さらに、丹沢山地に数多く存在するマスマープメント(斜面崩壊、地すべり)は、地形や地質構造と密接な関係があり、また、その現況、成因の考察は、丹沢山地の自然環境解析に大きな関わりをもつものと考えて、これを新たに調査項目に加え、報告することにした。

この項では、丹沢山地とその周辺の地形、地質、マスマープメントに関する、従来の研究と今回の調査・研究結果の概略を述べる。なお、従来の研究論文や報告書の引用紹介は、各論の中で明記されているので、ここでは最小限に留めておく。本報告書からの引用に関しては、個々の著者名のみ記した。

2. 丹沢山地の地形

丹沢山地本体は、北東部から東部を伊勢原断層(青野原一煤ヶ谷構造線)によって、北西部を道志川断層および長者舎断層によって、南部は神縄断層・中津川断層系と渋沢断層などの活断層により区切られる三角形の地塊ブロック状をなす。今回、数値地図を利用した接峰面図や起伏図を作成することにより、この地塊ブロックは、道志川支流の神ノ川、河内川を結ぶ低地、玄倉断層とその北東延長線上にリニアメントとして認められる断層、ならびに中津川・同支流布川・岳ノ台西側の峠を結ぶ低地によって、4つの地塊ブロックに分割され、各々のブロックが独自の隆起運動をしていることが推定された(中川)。

丹沢山地の中を通る河川の流路は、神縄断層・中津川断層系を除き、上述の活断層の方向と深い関係があり、また、尾根や谷の北東-南西方向と北西-南東方向の配列も断層の方向と一致している。したがって、水系や尾根・谷の配列は、この地域の造構運動、隆起運動に強く規制されていると考えられる(中川)。

丹沢山地の山頂や山腹の各所に、周囲より平坦な地形が分布している。最も顕著な平坦地形は、袖平山の南東に広がる高度1270~1440mの面である。このような、高度1200m以上の尾根や山頂に発達する平坦地形は、2~5万年前の最終氷期の寒冷乾燥気候のもとで形成された、化石周水河斜面である可能性がある(棚瀬)。

3. 丹沢山地の地質

3-1. 地質層序

丹沢山地本体ならびに中津山地にはそれぞれ、新第三紀中新世から鮮新世の丹沢層群ならびに愛川層群が分布する。丹沢層群と愛川層群の分布域は、青野原-煤ヶ谷構造線(伊勢原断層)により境されている。

丹沢層群

丹沢層群は従来、下位より、塔ノ岳、大山、煤ヶ谷亞層群とに分けられていたが、今回、煤ヶ谷亞層群のうち、陸源碎屑岩類が卓越する寺家層と落合層を分離し、早戸亞層群と新称した。従来の煤ヶ谷亞層群に入るのは不動尻層、大沢層、谷太郎層で、これらの累層は、塔ノ岳、大山亞層群を構成する累層と同様に、海成の火碎岩が卓越することで特徴づけられる。塔ノ岳、大山、煤ヶ谷亞層群は整合一連の地層であるが、煤ヶ谷亞層群最上部の谷太郎層と早戸亞層群の寺家層との間には、大きな堆積隙間が存在することが明らかにされた。丹沢層群の見かけの厚さは10000mである。

今回、火碎岩や溶岩の地球化学的性質や堆積機構を明らかにし、次のように丹沢層群の層序を組み立て、その形成過程をまとめた(青池)。

なお、石灰質ナノ化石により、煤ヶ谷亞層群の谷太郎層から大沢層の年代は11.8~11.4Ma(1180~1140万年前)、大山亞層群の唐沢川層上部から不動尻層では13.5~11.8Ma、唐沢川層中部では15.8~13.5Maを示すことが明らかにされた。それより下位の地層については、堆積速度と層厚から判断して、15~17Maと見なした(青池)。

塔ノ岳亞層群(寄沢層、層厚2000m; 四十八瀬層、層厚250~1100m; 年代17~16Ma): 寄沢層、四十八瀬層ともに、玄

武岩質~安山岩質ならびに安山岩質~珪長質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、火碎タービタイト(火碎性水中乱泥流堆積物)、火碎デブライト(火碎性水中土石流堆積物)を主とし、玄武岩質~安山岩質枕状溶岩、ハイアロクラスタイト(水冷破碎溶岩)ならびに泥岩を挟在する。両累層とともに、下部では大礫を含む火碎デブライトを主とするが、上部に行くに従い細粒の火碎岩が卓越し、上方細粒化を示す。デブライトの中には深海底で堆積したと推定される赤色泥岩の不定形礫、陸上で酸化したことを示唆する赤色の火山岩などが含まれる。

大山亞層群(本谷川層、層厚950~1700m、年代15~16Ma; 唐沢川層、層厚900~2200m、年代15~13Ma), 本谷川層、唐沢川層とともに、安山岩質~玄武岩質火碎砂岩: 凝灰質砂岩、火碎タービタイトないしデブライト、ハイアロクラスタイトないし溶岩からなり、珪長質の軽石質凝灰岩タービタイトならびに泥岩を挟む。両累層とともに、下部に火山角礫岩が卓越し、上方に細粒化する。なお、両累層には、陸上で火山活動を示唆する赤色の火山岩片が大量に含まれ、唐沢川層の礫層には、丹沢深成岩から由来したと見なされるトーナル岩の礫が含まれる。

煤ヶ谷亞層群(不動尻層、層厚350~900m、年代13~12Ma; 大沢層、層厚250~450m、年代12~11.5Ma; 谷太郎層、層厚50~450m、年代11~11.5Ma): 不動尻層には、珪長質の水中火碎流堆積物が卓越する。大沢層は玄武岩質~安山岩質の火碎タービタイトを主とし、珪長質凝灰岩タービタイトを一部に挟む。谷太郎層は安山岩質~珪長質の火碎砂岩、凝灰質砂岩からなるタービタイト、火碎デブライトを主体とし、水中火碎流堆積物を挟む。礫岩にトーナル岩の大円礫がまれに含まれる。

早戸亞層群(寺家層、層厚250~450m、年代6.8~8Ma; 落合層、層厚550m、年代5.3~3.7Ma): 寺家層は主に泥岩、砂質泥岩からなり、安山岩~珪長質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、珪長質凝灰岩タービタイトを挟む。落合層は礫岩、砂岩、泥岩を主とし、火碎砂岩を挟む。礫岩は、丹沢系岩石の角礫岩と関東山地由来の先新第三系(チャート、粘板岩、砂岩)の円礫からなる。

寺家層と下位の谷太郎層とは、地質構造は調和的であるが、年代的には最大で3.5Maのギャップがあり、大きな堆積間隙があることが分かった。

丹沢層群から産出する化石に関して、従来からの研究ならびに今回の研究により、次のようなことが明らかにされた。

大山亞層群の本谷川層あるいは唐沢層に散点的に分布する小規模な石灰岩体からは、大型有孔虫(ネフロレピディナ、ミオジブシナ)、石灰藻、造礁サンゴ(ショウガサンゴ、キクメイシサンゴ、ヨロンキクメイシサンゴ、アナサンゴモドキ)、オウムガイなどの化石が産出した。これらの化石群集が示す気候は、現在の琉球列島以南に相当する(門田、末包)。

煤ヶ谷層群の谷太郎層からは、生息域が下部漸深海帯(深度2000~3500m)を指示する底生有孔虫が見出された(相川)。

早戸亞層群の寺家層下部からは、浅海性の底生有孔虫とともに、下部漸深海帯(深度2000~3500m)に生息する底生有孔虫が産出することを確認した(相川)。

落合層は、貝類、サンゴ類、フジツボ類の化石を多産する。泥質砂岩からは、200~300m以深に生息するコグルミガイを産出し、礫岩層からは、オキナエビスなど深海底に生息する貝類とサザエ、アワビ、ウラウズなど潮間帯や浅海帶に生息する貝類とが混じりあって産出する。(松島・平田, 1991)。

愛川層群

愛川層群は、下位より、宮ヶ瀬層、舟沢層、中津峠層に分けられている。本層群の下部から中部にかけては、火碎層を主体とし、礫岩を挟在する。上部では、特に、関東山地側に礫岩が卓越する。礫岩は丹沢層群落合層のそれと同様、丹沢起源の火碎岩の角礫ならびに関東山地由来の先新第三系の円礫から構成される。本層群の下部から中部の年代は、ナノ化石によって、11.8~8.2Maと見なされる。

宮ヶ瀬層(層厚650m、11.8~11.2Ma)：安山岩質の火碎デフライ特、火碎砂岩タービタイトを主とし、珪長質の水中火碎流堆積物、先新第三系の礫岩を含む。

舟沢層(層厚250m、11.2~11Ma)：安山岩質火碎砂岩タービタイトを主とし、火碎岩デブライ特を挟む。デブライ特中に、先新第三系の円礫が含まれる。

中津峠層(層厚1100m、11~5Ma)：玄武岩質～安山岩質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、火碎デブライ特、火碎タービタイト、珪質水中火碎流堆積物などの火碎岩と礫岩層が同時異相の関係で分布する。中津峠火碎岩、中津峠火山角礫岩、石老山礫岩など、5つの部層に分けられる。

3-2. 丹沢層群の火山岩、火碎岩の地球化学的特徴

丹沢層群中のほとんどの火山岩は低K系列に属するが、全アルカリ量($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)では変化に富み、アルカリ玄武岩から低アルカリソレアイト系列に属する。また、かなり多くの火山岩や火碎岩はソレアイト系列に属する。本谷川層の火山岩の多くはカルクアルカリ系列に属するが、下部のものは高マグネシア安山岩である(青池ほか, 1995)。

丹沢層群の火山岩は、LIL元素(Sr、K、Rb、Baなど、イオン半径が大きくマグマの分化とともに液相に濃縮していく元素)に富み、HFS元素(Nb、P、Zr、Ti、Yなど、イオン価が大きく、液相に濃縮する元素)に乏しく、プレート沈み込帶の火山岩の特徴を持つ。また、丹沢層群最下部の寄沢層の玄武岩ならびに唐沢川層上部から谷太郎層に介在する玄武岩質の火碎性砂岩は、LIL/HFS、LIL/LREE(La、Ce、Nd、Smなど、イオン半径の大きい希土類元素)の元素比が高く、各希土類元素の濃度をコンドライ特隕石の値で規格化して、原子番号順にプロットしたパターンも島弧ソレアイトの代表的玄武岩である伊豆大島JB-2(1951年噴出玄武岩)のそれに似る。

一方、丹沢層群下部の四十八瀬層の火山岩には、島弧ソレアイトに比較されるもののはかに、伊豆一小笠原弧で現在活動中の背弧海盆のスミスリフトで生成された玄武岩に類似するものが存在する。前述の本谷川層の高マグネシア安山岩や玄武岩、ならびに唐沢川層下部の安山岩も、背弧海盆玄武岩に類似する(青池ほか, 1995)。

背弧海盆玄武岩マグマは、アセノスフェリックマントル物質が上昇してきて、島弧マントルウェッジ(くさび型マントル)が異常に高温化、部分溶融して生じたものと見な

されている。丹沢層群中の背弧海盆玄武岩に類似する火山岩、火碎岩を生成した火山活動は、日本海が拡大していた時期あるいは四国海盆が拡大を終える時期(16~14Ma)あたり、その火山活動が特異な造構運動と関わりがあったと考えられている(青池ほか, 1995)。

3-3. 地質構造

これら中新世の海成火山岩、火山碎屑岩ならびに陸源碎屑岩は、丹沢山地の中央部(東西25km以上、南北約5km)に分布するトーナル岩(石英閃綠岩)類や斑れい岩類などの深成岩の複合岩体を取り巻くドーム状構造をなし、外側ほど若い地層が分布する。地層は、一般に外側に30°~60°の傾斜を示すが、深成岩複合岩体の南縁部ならびに青根背斜(長者舎断層と平行な北東一南北方向の軸をもつ背斜状構造)や大山構造帯(大山の西側を通る東北東一西南西方向の二本の断層を中心とした部分)の翼部では、逆転をしていることが多い。

丹沢層群は、深成岩の进入に伴う変成作用を受けている。深成岩体の北側地域ならびに東側地域に分布する丹沢層群は、主として接触変成作用を被り、塊状、緻密なホルンフェルスとなっている。変成度は、一般に、深成岩体に近づくにつれて高くなる。深成岩体の南側には、低度～中程度の変成(沸石相～ぶどう石・パンペリ石相)から高温かつ高圧の変成(緑色片岩相ならびに角閃石相)を被った変成岩が分布する。深成岩体にむかって変成度が高くなり、緑色片岩相と角閃岩相に属する岩石は、深成岩体に沿って幅1~4kmの帯状に分布し、片理や線構造の発達した結晶片岩となっている。

これら変成岩の形成史について、見上(1958)は次のように説明した。深成岩の进入は南へ衝上する形をとったため、岩体の上位に位置した北側地域では主としてホルンフェルスが生成された。一方、岩体の下位に位置した南側地域では、岩体の衝上に伴って丹沢層群の一部がまくれ上り、その際に生じた差動運動と、マグマからもたらされた熱的影響によって結晶片岩が形成された。鳥海・荒井(1986)は、変成岩の形成史を次のように推定した。丹沢層群は、現在変成度の高い部分で、堆積時に6~7kmの深さ(2kb, 300°C)の埋没作用ならびに丹沢深成岩類の接触変成作用を受け、その後、足柄層群堆積時(約1.6~0.5Ma)に、神縄断層に沿って伊豆半島の上にのし上がるよう6~7km上昇した。

丹沢層群とそこに进入した深成岩によって形成されたドーム状構造の地質体は、前述したように、伊勢原断層、長者舎断層とその南西そして南にのびる河内川低地、玄倉断層とその北東延長の断層、布川低地、神縄断層などを境として、ブロック状に隆起していることが推定される。

丹沢山地の地形を大きく規制している北東一南北方向の断層のうち、長者舎断層ならびに玄倉断層は、左横ずれの活断層と見なされている。そのほか、大山の西を通る断層をはじめ、北東一南北方向の断層の多くは左横ずれの性質を持っている。また、長者舎断層ならびに大山の西を通る断層は、北から南への衝上断層の性質も有していると見なされる。北西一南北方向の断層は、垂直ならびに水平方向の成分をもち、右横ずれを示すものが多い。北西一南北方向の断層を代表する青野原一煤ヶ谷構造線は、北から南へ

の衝上断層の性質を持つ。これらの断層は、後述の足柄層群に分布する断層と同様に、南北方向の圧縮応力によって形成されたと考えられる。

3-4. 丹沢山地の火成岩

①深成岩

丹沢深成岩の年代については、深成岩の礫を含む地層の年代や絶対年代測定から推定できる。トーナル岩の円礫が丹沢層群の唐沢川層(14Ma)、谷太郎層(11Ma)の中に含まれていることから、14~11Maの頃には、トーナル岩体の一部が削剥されていたと考えられる。一方、丹沢深成岩のK-Ar年代は11~4 Maを示す。しかし、広域にわたって測定されたK-Ar年代、Ar-Ar年代の多くがほぼ7 Maに集中することから、現在露出している深成岩体の大部分は、7 Ma頃、比較的短期間の一連の火成活動により形成されたと考えられている(Saito et al., 1991)。丹沢深成岩のマグマが生成されたのはこれより古く、丹沢層群の火山岩、火碎岩を供給した海底火山の活動開始時期(17~16 Ma)とほぼ同時期と推定される。

今回、深成岩の主成分元素分析を行い、斑れい岩類、トーナル岩類はともに、 Na_2O に富み、 K_2O に乏しく、また、微量元素のうち、LIL元素に富み、Baが濃集、Nbが欠乏するという、伊豆一小笠原弧の火山岩類の特徴を持つことが判明した(川手)。

トーナル岩類は、岩体を通じて同じ鉱物組成をもち、主成分元素が SiO_2 含有量に対して直線的に変化することから、同一マグマからの分化物であると見なされた。しかし、 SiO_2 含有量60w%以上の早期のトーナル岩類岩体は、岩相が均質で、希土類元素含有量が SiO_2 含有量の増加に伴い増加するのに対して、 SiO_2 含有量60w%以下の後期の岩体は、岩質が不均質で、希土類元素含有量が SiO_2 含有量の増加に伴い減少することから、早期の岩体と後期の岩体とでは生成過程が異なると推定された。そして、伊豆一小笠原弧の地殻をなす玄武岩質岩石の部分融解によって、 SiO_2 含有量が約60w%の親マグマができ、早期のトーナル岩類岩体は親マグマから結晶分化作用によって、後期の岩体は初期晶質鉱物の集積によって生成されたと見なされた(川手)。

斑れい岩類は、トーナル岩類と岩石学的、地球化学的に類似しているため、同一起源物質から由来すると見なされるが、岩相変化が激しく、化学組成のばらつきが大きいため、複数の生成過程を経て形成された可能性がある。今回、斑れい岩類とトーナル岩類の希土類元素のTiとEuとは、伊豆一小笠原弧の玄武岩質岩のそれを横んで相補的であること、玄武岩質岩の部分融解で生ずる融け残り鉱物と斑れい岩類の鉱物組み合わせが調和的であることが判明した。そこで、斑れい岩類はトーナル岩類の親マグマを生成させたときの融け残り物質を含んでいる可能性の高いことが推定された(川手)。

丹沢深成岩類と同様の深成岩類は、伊豆大島、八丈島、新島などに分布する火山噴出物中に、捕獲岩として産出することが知られている。また、地震波速度の観測により、伊豆一小笠原弧の中北部地殻に花こう岩類、下部地殻に斑れい岩の層が存在することが推定されている。したがって、

丹沢深成岩類は、伊豆一小笠原弧の北端部にあたる丹沢山地の中北部・下部地殻に形成された花こう岩類、斑れい岩類が、丹沢山地と本州弧との衝突・付加に伴って隆起し、地表に露出したものと解釈される(川手)。

②火山岩(ざくろ石流紋岩、石英斑岩)

丹沢トーナル岩体の南縁から約2 km南方の上原を中心、東西に約9 kmのびる厚さ50 mのざくろ石流紋岩が、緑色片岩あるいはトーナル岩を貫いて分布する。今回、山下は、このざくろ石流紋岩の地球化学的特徴を明らかにして、その成因を推定した。ざくろ石流紋岩は、島弧の火成岩と比べると、 SiO_2 にきわめて富み、 K_2O に乏しく、 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ 比が小さい、 MnO にきわめて富むという特徴がある。一方、微量元素組成ではTi、Nbに乏しく、Baに富むという島弧の特徴を示す。微量元素のパターンは、丹沢トーナル岩のそれとよく一致する。また、希土類元素のパターンから、ざくろ石流紋岩が伊豆大島の低アルカリソレアイト玄武岩や丹沢トーナル岩より分化していると判断される。したがって、ざくろ石流紋岩は、低アルカリソレアイト質マグマからざくろ石あるいは角閃石の分化が生ずる火成活動により生じたと見なされた。なお、ざくろ石流紋岩の年代は、2.4 Maと測定された。

地蔵平付近には、南北2 km、東西1.2 kmほどにわたって、石英斑岩ならびに角閃ひん岩が分布する。これは、松田(1966)によって、地蔵平火山と称されている。石英斑岩はトーナル岩や緑泥片岩に进入しており、トーナル岩、緑泥片岩の角礫を取り込んでいる。

松田(1966)は、この成因に関して、石英斑岩が进入してきた際、火口の地下で急激な発泡・爆発を伴ったことによると見なした。

今回、地球化学的研究から、石英斑岩はざくろ石流紋岩と同様、 K_2O に乏しく、微量元素のTi、Nbに乏しく、Baに富むという、島弧的特徴を示すことが判明した。なお、石英斑岩はざくろ石流紋岩を貫いていること、角閃ひん岩は石英斑岩を貫いていることを確認した(山下)。

4. 足柄山地の地質

足柄山地に分布する足柄層群は、丹沢地塊と伊豆地塊との間に形成されたトラフを充填した陸源堆積物であり、有孔虫、ナノプランクトン、軟体動物、バラステゴドン象などの産出化石や古地磁気異常に基づき、前期更新世から中期更新世(1.6~0.5 Ma)に堆積したと見なされている。

足柄層群は、下位より、火山性碎屑岩の薄い層を挟む砂岩・泥岩の互層からなる日向層(層厚約700 m)、礫岩を主とする瀬戸層(層厚約1500 m)、主として砂岩、泥岩からなる畠層(層厚約1000 m)、礫岩を主とする塩沢層(層厚約2300 m)とに分けられている。礫岩のほとんどは丹沢地塊から由来する。

堆積環境については、底生有孔虫群集などから、最下位の日向層は水深約1000~2000 mの深海底、畠層から塩沢層下部は水深約200 mの陸棚、塩沢層中部は内湾、塩沢層最上部は陸上に堆積したことが推定されている。

足柄層群の地質構造は、山北町付近を軸部として北西に傾く軸を持つ背斜構造ないし半ドーム構造を呈している。背斜構造の北側は神縄断層で切断され、南側あるいは西側

は、箱根ならびに古富士火山起源の火山碎屑物あるいは河成礫層など、中期～後期更新世の地層によって覆われる。褶曲軸の東翼にあたる松田町付近から山北町までは、日向層と瀬戸層のみが分布し、北北東方向に30°～50°の傾斜を示す。西翼では、瀬戸層から塩沢層までの地層が分布し、北西方向に傾斜するが、その値は瀬戸層で40°～45°、畠層で45°～65°、塩沢層で65°～90°と、上位の地層ほど傾斜が大きくなる。中期～後期更新世の地層は、足柄層群を不整合に覆うが、東部域ではほぼ水平、西部域では10°～30°あるいは60°北西に傾斜する。

足柄層畠層下部分布域の矢倉岳には、石英閃綠岩が釣鐘型に進入している。石英閃綠岩の年代は、K-Ar法で1.15 Maとされている。

畠沢の南に分布する畠火道角礫岩は、畠層の中の礫岩で、巨大な角閃安山岩、輝石安山岩ならびに足柄層群の碎屑岩の礫からなる。礫岩は安山岩の岩脈により貫かれている。この礫岩は、畠層堆積時に生じた火山の火道形成に伴う角礫岩と見なされている(今永)。

なお、畠層中には石英安山岩質の水中火碎流堆積物と見なされる楯尾火碎岩、塩沢層の下部には厚さ100mに及ぶ安山岩質角礫岩(黑白火碎岩)、上部塩沢層には厚さ20mの角閃石安山岩質火碎流(生土火碎流堆積物)を挟む。

狩野ほか(1988)は、足柄層群ならびに丹沢層群南縁部に発達する断層を解析し、①神縄衝上断層(東西走向、中角度北傾斜)②神縄右横すべり断層(東西走向、高角度北または南傾斜)③塩沢左横すべり断層系(北東～南西走向、高角度北西または南東傾斜)④塩沢衝上断層(東西走向、中角度北傾斜)⑤南北右横すべり断層系(南北走向、高角度東または西傾斜)⑥北西～南東右横すべり断層(北西～南東走向、高角度傾斜)の6群に分けた。

これらのうち神縄断層は、丹沢起源の礫岩が大量に供給された畠層堆積時(1 Ma)には活動しており、本断層を境にして丹沢層群分布域は隆起したこと、塩沢左横すべり断層のうち西側に下降成分をもつ断層活動により、西に開いた堆積盆の東縁が西側に移動するとともに、足柄層群上部層が急傾斜したこと、後期更新世には西側上昇成分を持つ塩沢左横ずれ断層が活動し、西部の堆積盆は離水したことが推定されている。このように、足柄地域に発連する断層は、大局的には南北方向の圧縮応力場で形成されたものであるが、時間とともに変化する応力配置に応じて活動したと見なされている(狩野ほか, 1988)。

5. 地すべりと斜面崩壊

1923年9月1日の関東地震ならびにその直後の9月14日の台風に伴う降雨によって、丹沢山地の稜線付近に全面的に斜面崩壊が発生した。その後の何回かの豪雨によって多くの斜面崩壊が生じた。現在見られる崩壊地は、これら過去の崩壊の回復あるいは再拡大したものである。

今回、空中写真で斜面崩壊を抽出した結果、その分布密度は、塔ノ岳～丹沢山～蛭ヶ岳にかけての主稜線の南斜面、袖平山～黍殻山～焼山の北西斜面に顕著であるほか、檜洞丸の西側と南側斜面、丹沢山～西峰～東峰の北西側、大室山～加入道山の南斜面、大山の南東斜面などに比較的大きい、という地域的偏りがあることが認められた(棚瀬)。

これら崩壊地が集中しているところは丹沢山地の各地塊ブロックの壁にあたる急斜面、隆起の中心部、玄倉断層とその北東延長部の周辺山腹であり、起伏量、高度、リニアメント(断層・断裂)が深く関係していることが判明した(中川)。

崩壊の形態は、山頂や尾根直下の地形変換線直下の節理や亀裂の発達した岩盤の浅層崩壊と、山稜緩斜面のローム層のすべり崩壊との複合したもの、断層破碎帯に起因した破碎岩盤の崩壊、斜面表層部の表層すべりである。また、河川本流や支流の斜面末端部にも浅層崩壊型の崩壊が発達する。丹沢層群の火山碎屑岩ならびに深成岩や変成岩は、硬質であるが亀裂が発達していて開口分離を起こしやすく、降雨や地震動に対してきわめて脆弱な性質をもつ。また、山稜緩斜面に分布するローム層は浸透能が小さいため、降雨が斜面に流れ落ちて岩盤を容易に侵食し、ガリ地形を生じやすい。河川の斜面末端部の崩壊は、おもに水衝部側の斜面の下刻による(棚瀬)。

地形判読から岩盤地すべりと推定される地形が多数認められ、大規模のものは、袖平山から黍殻山にかけての山稜の南東側ならびに丹沢山北東の堂平に発達する。これより小規模な地すべりは、河内川の左岸、玄倉東方、早戸川支流の水沢川流域や中津川上流域などに見られる。これら地すべりの多くは、すべり方向が丹沢層群の層理面の傾斜方向にはほぼ一致する。袖平山から黍殻山周辺ならびに堂平の地すべりの滑落崖付近には、これの延長方向に延びるリニアメントが認められ、地すべりの発生が断層の分布と関連のあることが推定される。また、両者の地すべりの移動ブロック上に分布する平坦地形は、滑落崖の存在する尾根部の平坦地形面が、その原形を保持して滑落したものと推定されること、その開析がほとんど進行していないことから、地すべりの主要移動時期は、平坦面が形成された1～2万年前以降と見なされる(棚瀬)。

6. おわりに

丹沢山地は、16～11Ma頃、古伊豆～小笠原弧の北端部にあり、かつ、現在より南の位置にあった。当時の丹沢山地は、島弧ソレアイト質玄武岩・安山岩あるいは背弧海盆に特有な高マグネシア質玄武岩・安山岩などを生成する海成火山から由来する溶岩、火碎デブライト、火碎タービダイト、水中火碎流堆積物、あるいは遠洋性泥岩が堆積する深海盆であった。丹沢層群堆積開始とほぼ同時期に、現在、伊豆～小笠原弧の中部・下部地殻を構成する花こう岩類、斑れい岩類と同じような性質を持つ丹沢深成岩の火成活動が始まり、やがて丹沢層群に進入し、堆積盆の隆起が始まった。14～11Maには削剥が一部生じ、丹沢深成岩起源の礫が丹沢層群の中部から上部の火碎質礫岩に加わった。11～5 Maには、丹沢山地と関東山地との間のトラフに、火碎岩とともに関東山地起源の先第三系の礫が供給された。1.6～0.5 Maには丹沢山地と伊豆山塊との間に生じたトラフに足柄層群が堆積した。

最初は泥岩が堆積したか、やがて、隆起を続ける丹沢山地から供給された大量の礫や砂がトラフを埋め立てた。フィリッピン海プレートの北上に伴い、南北方向に最大圧縮応力軸を持つ応力場のもとで、丹沢山地、足柄山地に顕著に

発達する、北東－南西方向ならびに北西－南東方向の横ずれ断層、あるいは東西方向の衝上断層が形成された。第四紀に入ってなお、このような断層に沿ってブロック状の隆起を続けてきた丹沢山地は高度が大きく、急斜面が発達し、地盤は多くの断裂亀裂が発達したために脆く、地震や豪雨によって斜面崩壊が形成されやすい。

文 献

- 青池寛・川手新一・有馬真・小池敏夫・岡田尚武, 1994. 南部フォッサマグナ, 丹沢-御坂山地の中新生代火山活動, 付加した北部伊豆-小笠原島弧・背弧系. 岩鉱1994年例会講演要旨集.

天野一男, 1986. 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, (8): 581-585.

狩野謙一・染野誠・上杉陽・伊藤谷生, 1988. 足柄地域北西部における中期更新世以降断層活動, プレート力学境界表層部での変形過程の例. 静岡大学地球科学研究報告, (14): 57-83.

Saito, K., Otomo, I. and Takai, T., 1991. K-Ar dating of the Tanzawa tonallitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magna. Central Japan. J. Geomag. Geoelect., 43:921-935.

坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964. 丹沢山塊の地質. 丹沢大山学術調査報告書, pp.1-53. 神奈川県.

鳥海光弘・荒井融, 1986. 変成作用からみた伊豆・マリアナ弧の衝突. 月刊地球, (8): 612-615.

Niituma, N. and Matsuda, T., 1984. Collision in the South Fossa Magna area, Central Japan. Recent Prog. Natural Science Japan, 9:41-50.

松島義章・平田大二, 1991. 落合れき岩層の化石. 自然教育活動のため宮ヶ瀬自然環境基礎調査報告書, pp.109-119. 日本自然保護協会.

松田時彦, 1966. 地蔵平付近の地質, とくに进入岩類について. 神奈川県温泉研究所報告, (4): 21-30.

Matsuda, T., 1978. Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. J. Physics Earth, 26:409-421.

見上敬三, 1978. 神奈川県の地質. 神奈川県史各論編4(自然), pp.71-378. 神奈川県.

II. 丹沢の地形(地形に現れた断裂の方向)

中川節夫¹

要約

丹沢山地の数値地図を利用して、接峰面図・起伏量図を作成し、大地形・中地形の解析を行った。丹沢山地は周囲を活断層によって区切られる三角形の地塊ブロックで、これはさらに東部・中央部・西部の3つの小さい地塊ブロックに分割され、中央部はさらに北西側と南東側の2つのサブブロックに分割される。各ブロック境界は、起伏量の窪みで示される構造的弱線になっている。各ブロック内には、起伏量の山で示される「壁」と起伏量の台地で示される急峻な隆起中心がある。一部には侵食原面が残っている。崩壊地は地塊ブロックの境界の「壁」付近と隆起中心付近に線上に並んで分布する。崩壊地が並ぶ線は、近くのリニアメントと平行であることが多く、同じ応力のもとで形成された断裂を示す。

1. はじめに

丹沢山地は、神奈川県の西部に位置し、県内最高峰の蛭ヶ岳(1673m)をはじめ、丹沢山(1567m)、塔ノ岳(1491m)、東端の大山(1252m)などの峰々から成る。本論は、数値地図を利用して山地地形の解析を行ったものである。山頂緩斜面・地すべり地形の形成などについては、本章IV項で詳述するので、ここでは山地の大地形・水系、尾根や谷の配列の特徴、起伏量の特徴、リニアメントと崩壊地分布の関係などについて述べる。

本報告をまとめるにあたり、執筆の機会を与えて頂いた横浜国立大学小池敏夫教授に深く感謝する。また崩壊地形などについて御議論頂いた住鉱コンサルタントの棚瀬充史氏に謝意を表す。

2. 数値地図を利用した接峰面図などの作成

数値地図50mメッシュのデータを利用して、メッシュの大きさを変化させた数種類の接峰面図・接谷面図・起伏量図を作成した。利用した数値地図は「大室山」「中川」「山北」「青野原」「大山」「秦野」「上溝」「厚木」「伊勢原」である。数値地図50mメッシュは、1枚の1/2.5万の地形図を縦横200等分した40000個の小さい区画の中心点の標高データの集まりである(建設省国土地理院、1994)。この小区画を集めて適当な大きさのメッシュとした。小区画を縦横10個単位で集めたメッシュは、地形図1面を縦横20等分した1面400分割のメッシュとなる。同様に、小区画を縦横25個単位で集めたメッシュは、地形図1面を縦横8等分した1面64分割のメッシュになる。メッシュの大きさは400分割で東西約567m、南北約464であり、64分割で東西約1417m、南北約1160mである。メッシュ内最高点の標高と位置で等高線を描くと接峰面図になり(図2-2-1, 図2-2-3)、メッシュ内最低点の標高と位置で等高線を描くと接谷面図となる。また、メッシュ内最高点・最低点の標高差とその中点の位置で等高線を描くと、起伏量図になる(図2-2-4)。64分割の図は大地形を示し、400分割の図は中地形を示す。等高線の作図は、地形図1面ごとにパソコンで行い、最後に手作業で貼り合わせ、段彩を施した。使用したプログラムは、数値地図データの読み取りは自作True-BASICプログラムで、等高線の作図

プログラムは塩野ほか(1988a, b)のN88-BASICプログラムを移植・増補した自作True-BASICプログラムを用いた。なお、使用パソコンはNEC製のPC-9801DAで、OSはMS-DOSver3.3Bである。

3. 丹沢山地の大地形と水系

3-1. 丹沢山地の大地形

丹沢山地の大地形は、図2-2-1に示されるように、この付近の活断層の分布(活断層研究会、1991)と比較すると、北東部から東部を伊勢原断層(青野原一煤ヶ谷構造線)によって、北西部は長者舎断層および道志川断層によって、南は神縄断層・中津川断層系と渋沢断層のいずれも活断層によって区切られていることが明らかである。そこで丹沢山地は、これらの断層系を境として、三角形の地塊状に隆起した時代の新しい構造ブロックであると考えられる。このブロックは、中津川・同支流布川、岳ノ台西側の峠を結ぶ低地帯(布川低地帯と呼ぶ)と道志川支流の神ノ川、犬越路、酒匂川支流の河内川を結ぶ低地帯(河内川低地帯と呼ぶ)によって東部・中央部・西部に3ブロックに細分される。東部は大山を中心とした接峰面高度1250m程のブロックで、中央部は丹沢の主稜線のある接峰面高度1200~1700mのブロックであり、西部は大室山、畦ヶ丸山などのある接峰面高度1000~1550mのブロックである。中央部が最も高く、西部、東部へと低くなっている。

3-2. 丹沢山地の水系

丹沢山地を浸食・削剥している河川は、北部・北東部は相模川系の道志川・中津川とそれらの支流であり、南部は酒匂川系の河内川・皆瀬川・川音川とその支流で、南東部では花水川系の金目川・渋田川とその支流である(図2-2-2)。この地域では、各河川の流路と活断層の方向に深い関係が認められることがある。流路がほぼ活断層の方向に沿う場合と、流路が活断層を横断するところで屈曲する場合がある。道志川の流路は道志断層にはほぼ一致し、長者舎断層の方向と調和的である(図2-2-1, 図2-2-2)。玄倉川の流路は、玄倉断層の方向と調和的である。宮ヶ瀬付近の中津川とその支流川弟川流路は伊勢原断層と非常に良く合致し、この線は、南東側の小鮎川上流に続く(図2-2-2)。中津川の一部と荻野川の流路は、鶴川断層(藤野木-愛川構造

1：日本総合技術開発株式会社

線)にはほぼ一致する。山地の東縁では、伊勢原断層と玉川・日向川・渋田川や鈴川の流路との関連性が深いことがうかがえる。しかし、神縄断層・中津川断層系では、各河川が

断層をほぼ直角に横断しているためか、河川流路と断層の関係は他の活断層系のように明瞭ではない(図2-2-1, 図2-2-2)。

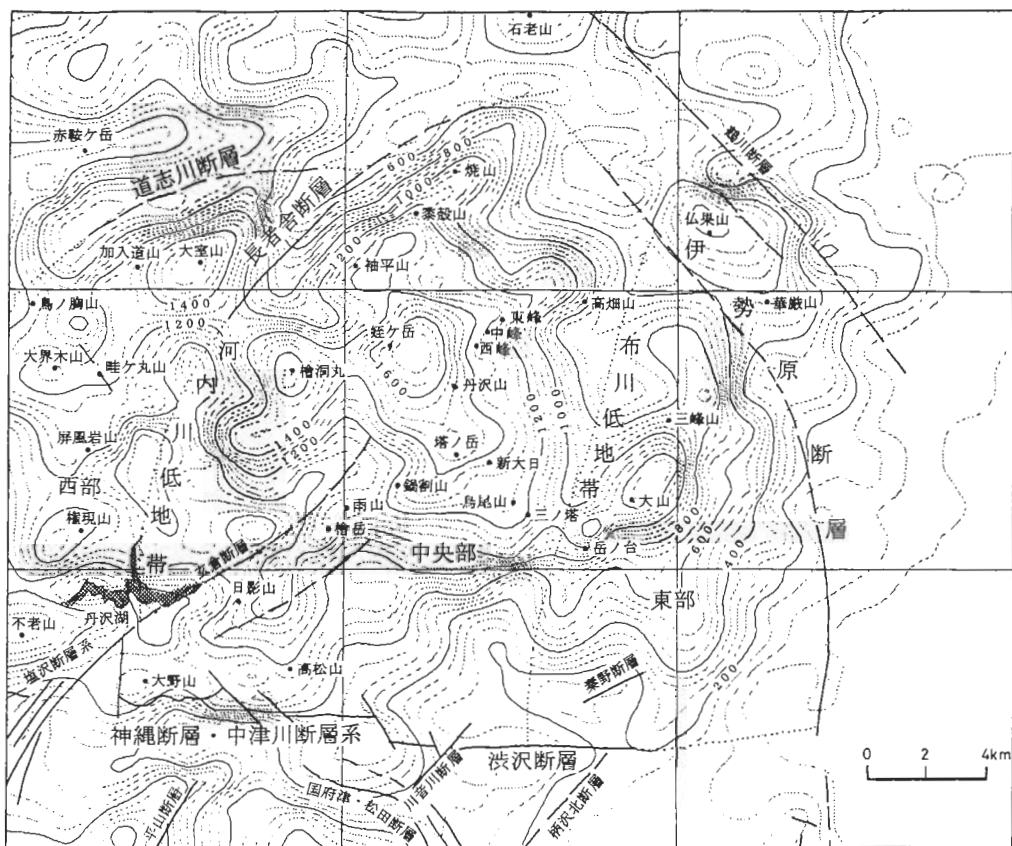


図2-2-1. 丹沢山地の接峰面と活断層の位置 (64分割接峰面図)

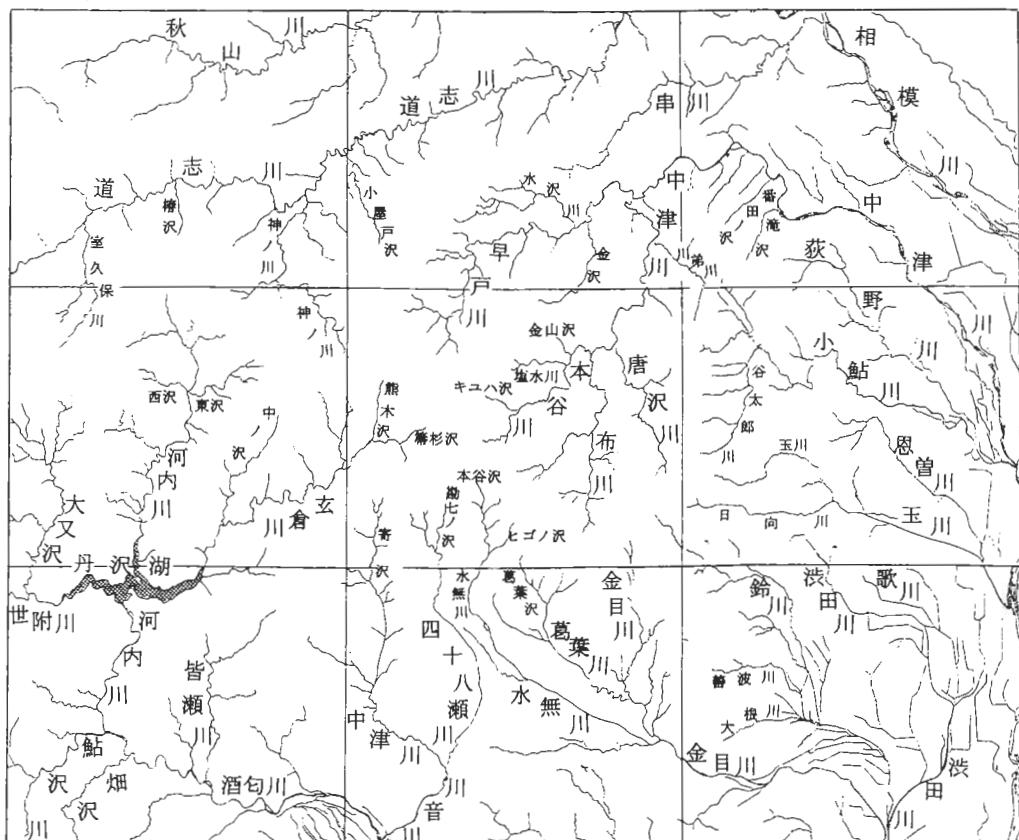


図2-2-2. 丹沢山地の水系図

4. 地形の特徴

4-1. 尾根と谷の配列

大地形で3ブロックに別れる丹沢山地は、中地形のレベルでみると北東-南西方向にのびる尾根・谷の繰り返しと、それとちょうど直交する北西-南東方向にのびる尾根の組み合わせで、複雑な地形になっている(図2-2-3)。このことは、特に中央部で顕著である。中央部で北東-南西にのびる尾根の列は、最も北西側の列が、焼山、黍殻山、袖平山、檜洞丸、石棚を結ぶ列で、次が東峰、中峰、西峰、丹沢山を結ぶ短い列、その次が雨山、檜岳、伊勢沢の頭、日影山を結ぶ列、最も南東側の短い列が塔ノ岳、大丸、小丸を結ぶ列である。これらはほぼ直線状に配列している。北西-南東にのびる尾根はきれいな一直線状にはならないが、ある幅で袖平山、蛭ヶ岳、丹沢山、塔ノ岳、三ノ塔、岳ノ台と並んでいる。北東-南西方向の顕著な谷は玄倉川の谷で、北西-南東方向の谷で顕著な谷は道志川支流神ノ川の上流部である。東部と西部では、尾根や谷の直線状配列にその傾向がうかがえるが、顕著なものではない(図2-2-3)。尾根や谷が北東-南西方向と北西-南東方向の配列を示すのは、この地域の隆起運動が、これらの方向の構造をつくる应力に強く規制されているためと考えられる。

4-2. 起伏量について

中地形のレベルでのこの山地の起伏量は、山頂高度を示す接峰面高度と比例せず、かなり高いが起伏の小さいところや、標高はあまり高くないが起伏の大きいところがある。ただし、400分割接峰面高度で500m程度まで、起伏量で200m程度までのところは起伏量と接峰面高度とが比例的である(図2-2-3、図2-2-4)。起伏量図(図2-2-4)は、全体として台地状を示し、その台地面上にこまかに凹凸がたくさんある。起伏量図の凹地、すなわち周囲より相対的に起伏の少ないところは、道志川断層・長者舎断層東半沿い [A→A']、伊勢原断層沿い [B→B']、布川低地帯沿い [C→C']、長者舎断層西半・河内川低地帯沿い [D→D'] に線上に配列している。そのほか早戸川上流 [E] や玄倉川上流 [F] にもある。これらはいずれも河川沿いの低平地を示すものである。一方、黍殻山南東 [G]、袖平山南東から蛭ヶ岳北西にかけて [H]、檜洞丸南東 [I] に高度の高い起伏量の凹地が並んでいる。また、大山西方の岳ノ台付近にも高度の高い起伏量の凹地がある。これらは、山頂緩斜面を示すものである。

起伏量図の突起、即ち周囲より相対的に起伏の大きいところは、おおむね 3 本の線上にのるものと、4 か所のひろ

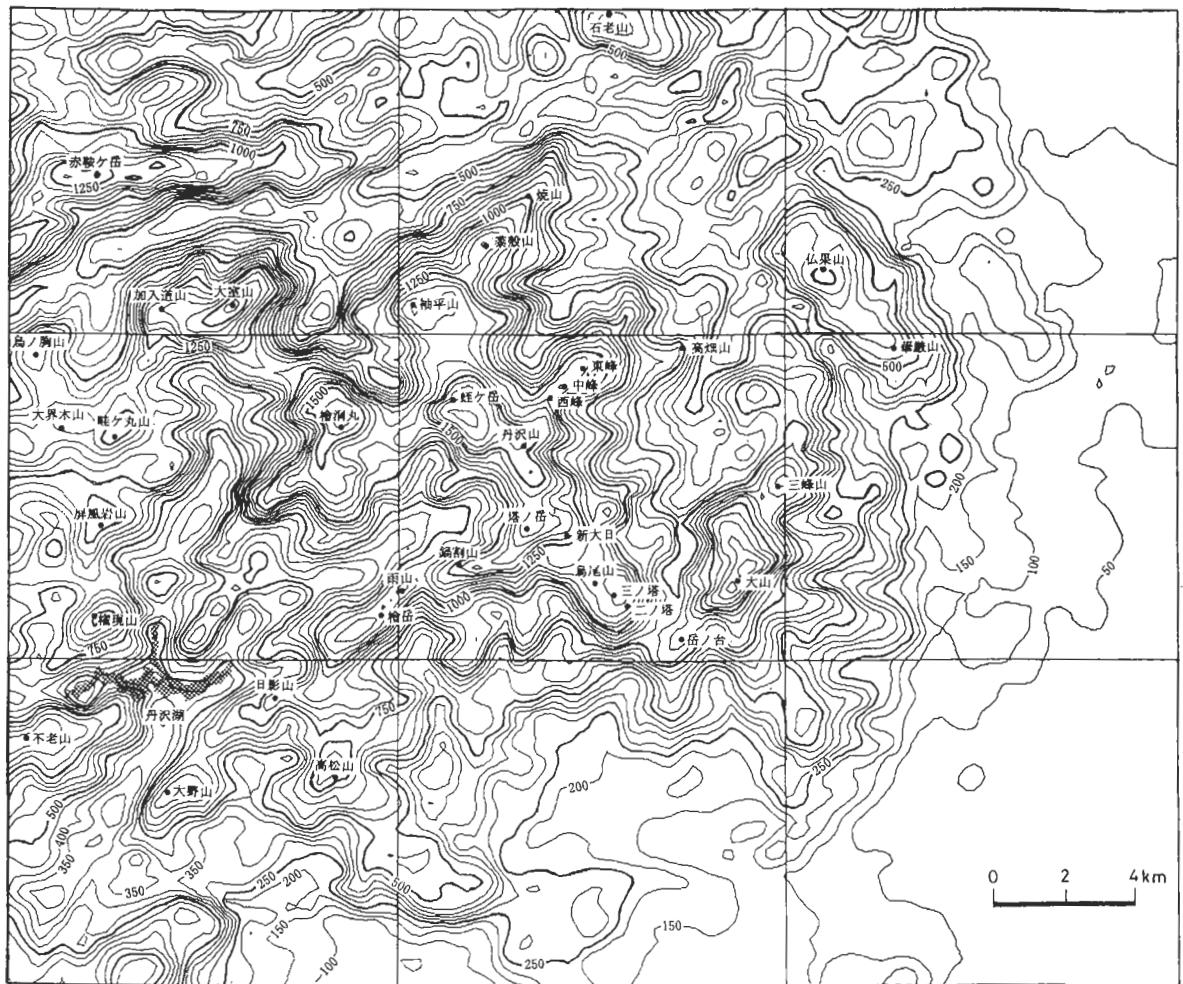


図2-2-3. 丹沢山地の中地形（400分割接峰面図）

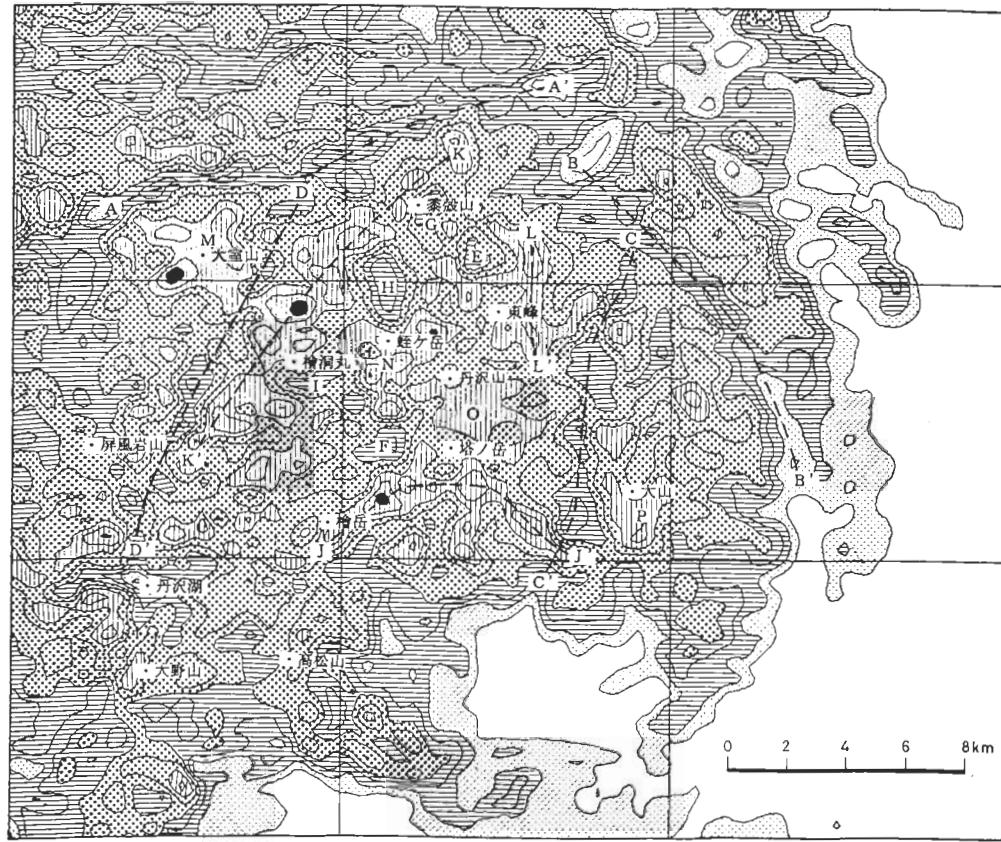


図2-2-4. 丹沢山地の起伏量（400分割起伏量図）

がりの計7つある。線上にのるもので最も顕著なのは、焼山から檜洞丸を結ぶ尾根線のすぐ北西側にある [K→K']。次に顕著なのは、やはり中央部の日影山から塔ノ岳さらに岳ノ台を結ぶ尾根線の南側に続く「への字」型の線上に並ぶ [J→J']、そして東峰から丹沢山の東側をほぼ南北に延びる短い線上 [L→L'] がある。4か所のひろがりは、西部の大室山から加入道山およびその南側一帯 [M] と、蛭ヶ岳付近 [N]、丹沢山の南側から塔ノ岳の北側にかけて [O] と東部の大山付近 [P] である。

接峰面高度の低い起伏量の凹地の列 [A→A'、B→B'、C→C'、D→D'] は、浸食に対する弱線としての構造線を示唆し、接峰面高度の高い起伏量の凹地 [G、H、I] は、侵食されずに残っている原面を示す。また、線上にならぶ起伏量の突起 [J→J'、K→K'、L→L'] は、接峰面図上での急斜面であり、現在進行中の隆起運動の隆起ブロックの「壁」を示している。台地状の起伏量の突起 [M、N、O、P] は、接峰面高度も高く、山頂付近まで侵食の進んだ急峻な部分である。これは、ブロック中の隆起の中心を示すものであろう。玄倉断層とその延長のリニアメントをブロック境界とすると、中央部はこの線を境に北西側と南東側の2つのサブブロックに別れる。現在の丹沢の隆起は、M、N、O、Pの4つの隆起中心があり、D→D'線、C→C'線、玄倉断層とその延長を境に4つのブロックがそれぞれ独自の隆起運動をしていると推定される。

4-3. リニアメント

丹沢山地中央部のリニアメント(本章IV項)を接峰面図上に描いてみると図2-2-5のように、長者舎断層・玄倉断層に平行な北東—南西のリニアメントと伊勢原断層に平行な北西—南東のリニアメントの発達が著しい。また、リニアメントは隆起中心部にはやや少なく、地塊ブロックの「壁」や、隆起の長軸に平行に発達している。特にK→K'の長者舎断層に平行なリニアメントの発達が著しい。また、焼山～高畠山の北東側には、伊勢原断層に平行なリニアメントの発達も著しい。

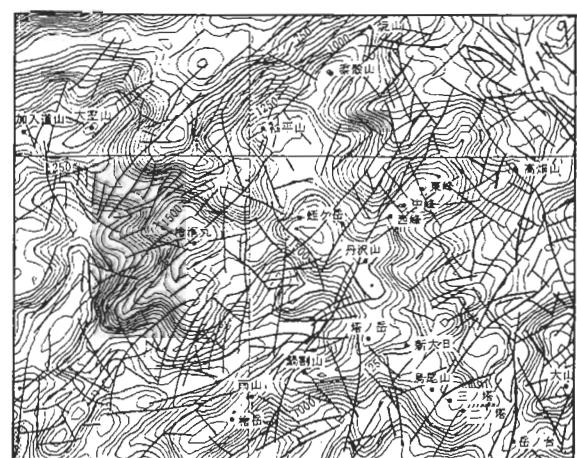


図2-2-5. 丹沢山地中央のリニアメントと接峰面
(400分割接峰面図)

4-4. 崩壊地

斜面崩壊が各所でみられることも、この山地の特徴である(坂本ほか, 1964)。丹沢山地の崩壊地の多くは1923年の関東地震を契機とするものである(田中, 1975)。個々の崩壊地は、線状あるいはスプーン状などの平面形を示し、多数集まって樹枝状になっているところも多い。1つの表層崩壊地形は、上部より崩壊源、流送部、堆積部に分けられる(熊木ほか, 1995)。崩壊地が拡大する場合は、崩壊源は上方に拡大し、堆積部は下方に拡大し、全体として細長い平面形を示すことになる。崩壊発生の素因・誘因の検討の

ためには、細長い平面形のうちどの部分が当初の発生源であるか特定できれば都合が良い。平面形でスプーン型を示すもののあるものは、現地の観察で、スプーンのくびれの部分が初期の発生点と推定できたが、一般に初期の発生位置を特定することは事実上できない。これに準ずる点として、現在の頂部に注目した。現在の頂部の中央点は明確に示すことができる。そこで、本章IV項の崩壊地分布図より、崩壊の大小・長短に関わらず頂部中央点をドットで示して、山地内の崩壊地の平面分布図を作成した(図2-2-6)。

崩壊地は特定の場所に集中している。おおよそ各地塊ブ

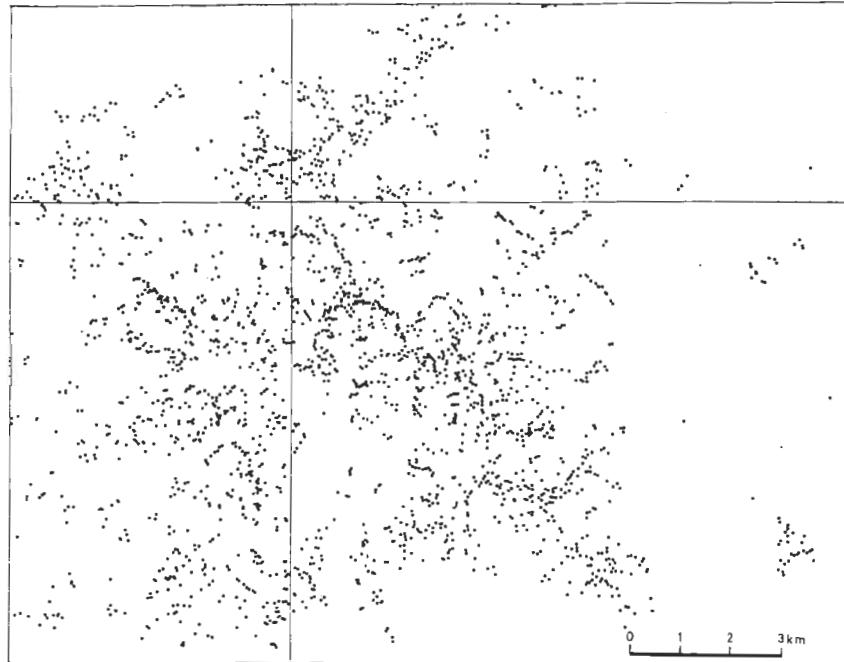


図2-2-6. 崩壊地の頂部の分布（各点は崩壊地の頂部の位置を示す。）

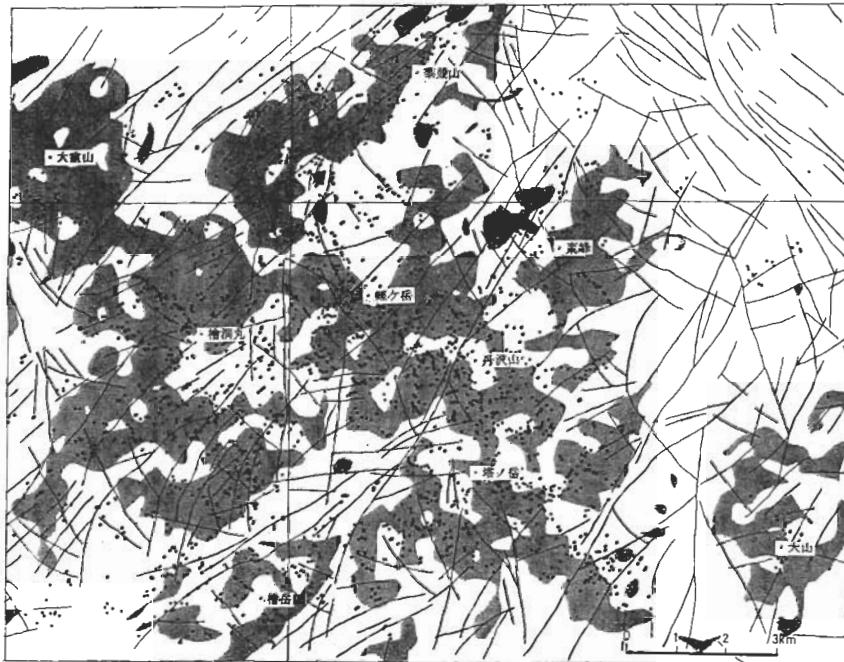


図2-2-7. 崩壊地の頂部の分布リニアメント・起伏量・接峰面高度の関係

(点は崩壊地の頂部を、細線はリニアメントを示す。網かけの部分は1600分割の接峰面図で800m以上で、起伏量150m以上の部分を示す。)

ロックの隆起中心部(M、N、O、P)と地塊ブロックの「壁」(K→K'、J→J')に多い。そのほか、玄倉断層の北西側と檜洞丸との間や、西峰～東峰付近などに多い。玄倉川の流域の崩壊地は、1600分割(東西約283m、南北約232m)の起伏量図で、起伏量150m以上のところに多い。また、東峰～丹沢山の東側の崩壊地は1600分割の接峰面図で800m以上のところに多い。そこで、両条件を満足する範囲と崩壊地の分布を比較してみるとかなり良く一致する(図2-2-6、図2-2-7)。

崩壊地頂部の点は直線状または弧状に密に並ぶところがかなりある(図2-2-6)。このように特定の線上に崩壊地が並ぶ原因として、

- ①この線が断裂を示し、その断裂部分の地盤が脆弱化して、崩壊の発生の素因になる。
 - ②地震動などがこの線上に強く働いて、線上に崩壊が発生する、つまり、誘因の強さが特定断裂上で強い。
- の2通りの可能性がある。どちらが主であるかは、現段階では不明である。崩壊の発生原因の断裂と崩壊地頂部の平面上の位置関係は、崩壊の発生直後とある程度時間が経過した後では少し異なり、ある場合には直線状の断裂から弧状の崩壊地分布が形成されると推定される(図2-2-8)。

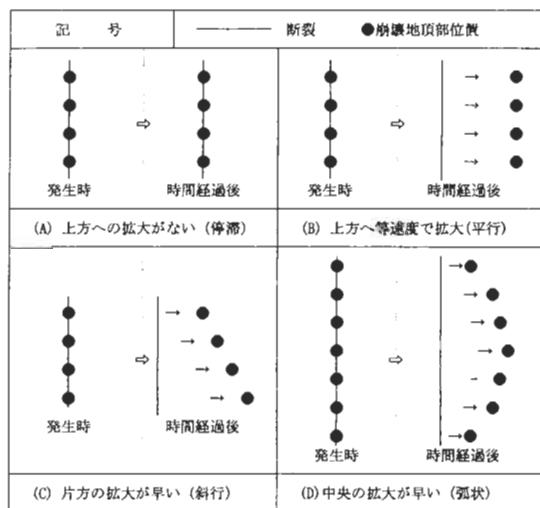


図2-2-8. 崩壊発生源の断裂と崩壊地頂部の位置関係の変化を示す模式図

崩壊地の分布とリニアメントとの関係をみると、檜岳北西付近の玄倉断層のように、崩壊地がリニアメント上にきれいに並ぶ場合もあるが、このような例は比較的少なくて、ほとんどの崩壊地は、リニアメント上にはのらない。図2-2-8に示した崩壊地の位置の変化を考えても、直接リニアメントと結びつけられる崩壊地は少ない。しかし、線上に密に並ぶ崩壊地は各所にみられ、その線の方向は近くのリニアメントの方向と良く一致する(図2-2-7)。そこで、「崩壊地の線状の並び」は、同じ応力のもとで生じたが地形的なリニアメントとしてはあらわれない同系列の小断裂に規制されていると考えられる。

以上のように、丹沢山地の崩壊地(表層崩壊)の分布には、起伏量・高度・断裂が深く関係するといえる。

現在みられる崩壊地は高度の高いところに多い(図2-2-6、

図2-2-7)。しかし、神奈川県(1987)や古い1/2.5万地形図では、過去に、低い高度のところにもたくさんの崩壊地があつたことが示されている。したがって、ここ数十年の間に、これらの大部分は消滅したと推定される。

田中・森(1976)は、丹沢山地北東部に設定した2地域において、1946年と1971年の崩壊地の分布を比較して、両時点で崩壊地であった「継続崩壊地」や、1971年のみ崩壊地として認められた「新崩壊地」より、この25年間に被植した「遷移崩壊地」の面積がずっと広いことを明らかにした。そして、崩壊地面積の縮少率を0.037～0.039 m²/m²·yearと見積もっている。

現在高度の低いところに崩壊地が少ないので、

- ①最近、大地震や広域的な豪雨がなく、広く崩壊を発生させる事象が起きていない。
 - ②崩壊地では、自然に、または植林など人工的要因で植生が回復するが、被植は、低いところほど早く進む。
- の2つの原因によると考えられる。

5. おわりに

丹沢山地に発達する断裂は、北西～南東方向、北東～南西方向、南北の強い方向性をもつ。尾根・谷配列や河川の流路、山頂に残る緩斜面のひろがり、さらに崩壊地の分布にもこの方向性が現れている。この断裂をつくる応力に規制された上昇運動が、この山地を形成しつつあるといえる。

文 献

- 活断層研究会, 1991. 「新編日本の活断層」分布図と資料, pp.174-177. 東京大学出版会, 東京.
- 神奈川県, 1987. 土地分類基本調査「秦野・山中湖」, 自然災害履歴図.
- 熊木洋太・鈴木美和子・小原昇, 1995. 技術者のための地形学入門. pp.66-73. 山海堂, 東京.
- 建設省国土地理院, 1994. 「数値地図表示・閲覧ソフトウェア・マニュアル」数値地図50m-250mメッシュ(標高). pp.1-10.
- 坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964. 丹沢大山学術調査報告書, pp.2-6. 神奈川県.
- 塩野清治・升本眞二・弘原海清, 1988a. BASICによるコンターマップI. 基礎編, pp.37-52. 共立出版, 東京.
- 塩野清治・升本眞二・弘原海清, 1988b. BASICによるコンターマップII. 応用編, pp.34-42, pp.88-115. 共立出版, 東京.
- 田中正央, 1975. 丹沢山地の崩壊地における岩屑生産. 地理学評論, 48(4): 261-274.
- 田中正央・森正樹, 1976. 丹沢山地東北部における山崩れに起因する侵食量の推定. 地理学評論, 49(4): 236-248.

III. 丹沢山地ならびに周辺域の地質

1. 丹沢山地の地質

青池寛¹・門田真人²・末包鉄郎²・相川弘二³・松島義章⁴・川手新一⁵・山下浩之⁴・梅沢俊一⁶・今永勇⁴

要約

丹沢山地に分布する地層は、本州弧に衝突付加した伊豆一小笠原弧の一部とその衝突境界上の堆積物であり、海洋性島弧の形成過程と衝突、付加過程を解明する上で重要な研究対象である。丹沢山地東半部の新第三系は、丹沢層群と愛川層群に分けられる。丹沢層群は、下位より海成火碎岩類を主体とする塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷亞層群、泥岩、砂岩、礫岩を主体とする早戸亞層群に分けられる。愛川層群は、海成火碎岩類と礫岩などの碎屑岩類から主に構成され、上部では礫岩が卓越する。丹沢層群はおそらく17Ma以降に形成され、その堆積場は11Maまでは本州から離れた海洋であった。海底火山あるいは火山島の成長を示すシーケンスが見られ、初期にはリフティングに伴う火成活動があったと思われる。11～8 Maの愛川層群の堆積時には、本州からの礫の供給が始まり、丹沢の付加が開始した。早戸亞層群下部が堆積する8～6 Maには火山活動は小康期にあり、泥の堆積が卓越するとともに、プレート境界の南側への小ジャンプがあった。6～3 Maには丹沢前面にあったトラフは埋積され、プレート境界は3 Ma以降に丹沢の南側へ大きくジャンプした。

1.はじめに

丹沢山地は、伊豆一小笠原弧と西南日本弧の会合部である南部フォッサマグナに位置する。フィリピン海プレートは西南日本弧の下に沈み込んでいるが、その東縁の伊豆一小笠原弧北部は厚さ20kmの地殻(平ほか, 1993)を有する活動的島弧であり、その浮揚性のため容易にもぐり込むことができずに衝突している。西南日本弧を特徴づける先新第三系の帶状配列は、フォッサマグナで八の字型に屈曲している(関東シンタクシス)。関東シンタクシスの形成は、関東山地や北陸地方の古地磁気学的研究から、約15Maに始まることが判っており(Itoh, 1988; Itoh and Ito, 1989; Takahashi and Watanabe, 1992)、これが伊豆一小笠原弧の衝突に起因することは明らかである。

南部フォッサマグナは、富士、箱根火山などを除けば、大きく2種類の地質体で構成されている。1つは海成の新第三紀火山岩類、火山碎屑岩類を主体とし、丹沢山地、御坂山地、巨摩山地などに分布している。もう1つは、砂岩や礫岩など碎屑岩類を主体とし、前者の地質体に挟まれ、あるいは取り囲むようにして分布している。桂川、酒匂川、富士川、早川沿いに分布する碎屑岩類がそれである(図2-3-1-1)。前者の地質体は陸源性の粗粒碎屑岩類を欠いており、陸(本州)から南方に離れた、海洋中の火山体を構成していたもので、本州弧に衝突、付加した伊豆一小笠原弧と考えられる。一方、後者は、衝突境界に形成されたトラフを充填した堆積物と見なすことができる(Ito and Masuda, 1986; Amano, 1991など)。このような地質体が分布する理由は、衝突の結果、伊豆一小笠原弧内部での島弧内沈み込みが生じ、島弧地殻の短縮と厚層化が起きているためである(酒井, 1992)。

伊豆一小笠原弧などの海洋性島弧は、地殻が比較的薄く、

大陸起源の物質の混入がほとんどないことから、島弧や大陸地殻の初期形成機構を解明するための本質的な情報を引き出し易いと考えられ、多くの研究者に注目されている。丹沢山地の大部分を構成する地質は、前期から後期中新世の北部伊豆一小笠原弧の地殻であり、陸上にいながらにして海洋性島弧の1つの断面を見ることができる。また、島弧の衝突付加が初期の大陸地殻の成長要因の1つと考えられており(平, 1994)、その意味からも、丹沢山地および南

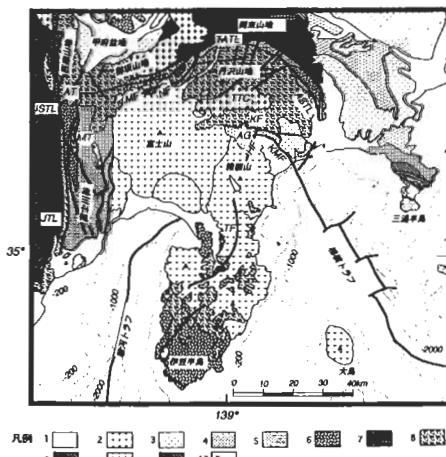


図2-3-1-1. フォッサマグナ地域の地質概略

(垣見ほか, 1982に加筆)。ISTL:糸魚川-静岡構造線, JTL:十数山構造線, AT:曙衝上断層, MT:身延衝上断層, MF:坂断層, NF:西桂断層, TATL:藤野木-愛川断層, ASTL:芦野原-煤ヶ谷構造線, KF:神絹断層, KMF:国府津-松田断層, TF:丹那断層, TT:丹沢トーライト複合岩体, AG:足柄層群, 凡例 1:完新統, 2:第四紀火山岩, 3:中期～後期更新世堆積碎岩, 4:鮮新世～後期更新世堆積岩, 5:後期中新世～鮮新世堆積岩, 6:後期中新世火山岩, 火碎岩, 7:中期中新世堆積岩, 8:前期～中期中新世堆積岩, 9:前期中新世堆積岩, 10:新第三紀貫入岩, 11:白亜紀～古第三系(四万十帯), 12:主要断層。

1: 東京大学海洋研究所 2: 東海大学付属相模高等学校 3: 横浜市立戸塚高等学校 4: 神奈川県立生命の星・地球博物館
5: 東北大学大学院理学研究科 6: 梅沢地質コンサルタント

部フォッサマグナは地球科学的に重要な研究対象である。

なお、本節の執筆は青池寛が担当した。また、本稿をまとめるにあたり、横浜国立大学教育学部の小池敏夫教授には有益なご助言を頂いた。同学部の斎藤紀子氏には本稿作成に多大な協力を頂いた。ここに感謝申し上げる。

2. 地質概略

丹沢山地の新第三系は、北部および東部で、古第三紀の付加体である小仏層群と藤野木ー愛川構造線を介して接している。南部では、第四紀の足柄層群と神縄断層を介して接している。丹沢山地の中央部には丹沢トーナル岩複合岩体が露出しており、新第三系はトーナル岩体をその頂部とするドーム状の構造をなし、トーナル岩体から遠ざかるほど上位の地層が分布する。南部丹沢では地層が逆転しており、概して約70°北側に見かけ上傾斜している。

丹沢山地東半部の新第三系はすべて海成層で、丹沢層群と愛川層群に区分される。丹沢層群は丹沢山地の主要部に分布し、前期から後期中新世の火碎岩類とこれを被う後期中新世から鮮新世の碎屑岩類から構成され、最上部は礫岩が卓越する。愛川層群は藤野木ー愛川構造線と青野原ー煤ヶ谷構造線に挟まれた中津山地に分布し、後期中新世の火碎岩類と後期中新世から鮮新世の碎屑岩類から主に構成され、最上部は礫岩が卓越する。丹沢層群の見かけ上の層厚は10000m、愛川層群は2200mに達する(Mikami, 1961)。これらの火碎岩卓越層は火山体の一部を構成しているものであり、地層の初生傾斜や中心山体の移動を考慮すると、実際の層厚は、この値よりかなり薄くなると推定される。

丹沢層群、愛川層群を構成する岩石は、一般に低度の変成作用を被っている。変成度はトーナル岩体に近づくにつれ高くなり、沸石相からブドウ石ーパンペリー石相を経て、緑色片岩相ならびに角閃岩相にまで変成作用が達している(Seki et al., 1969; 島津ほか, 1971b)。変成作用により苦鉄質(玄武岩質)~中間質(安山岩質)の火碎岩、火山岩は暗青色から暗緑色を呈し、中間質(安山岩質)~珪長質(デイサイト質)の火碎岩は緑灰色~淡緑色を呈することが多い。

3. 丹沢山地の火碎岩、火山岩

丹沢層群、愛川層群を構成する火碎岩は、既往の研究では、すべて凝灰岩や火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩あるいは火山角礫岩と呼ばれている。これらの呼称は、堆積の成因に関しての情報を何も与えない。両層群の大半の火碎岩は、堆積物重力流によって運ばれ堆積した火碎タービダイト(火碎性水中乱泥流堆積物)ないし火碎デブライド(火碎性水中土石流堆積物)である。火碎タービダイトや火碎デブライドのうち水中火碎流堆積物(後述)を除くと、ほとんどが二次堆積性のものである。すなわち、火口から噴出し、一度定置した溶岩、ハイアロクラサイト(水冷破碎溶岩)、降下火碎物、火碎流堆積物などが、侵食や崩壊などの二次的要因により、堆積物重力流として再移動したものである。このような成因を持つ火碎岩は、「エピクラスティック」火碎岩と呼称される。

したがって、粒度が砂サイズ以下の細粒火碎岩をすべて凝灰岩と呼ぶのは、成因を考察するのに適切ではなく、本論では、エピクラスティックで多源質の細粒火碎岩は「火

碎泥岩」や「火碎砂岩」と呼び、より火山灰成分に富むものは「凝灰質泥岩」や「凝灰質砂岩」とする。細礫サイズ以上の礫を含む粗粒火碎岩のすべてを火山礫凝灰岩あるいは凝灰角礫岩と呼ぶのも適切ではない。複数の種類の火山岩や他の異質岩片を含むものはほとんどデブライドであり、水中火碎流堆積物以外は二次堆積性である。本論では、多源質で二次堆積性であることが明らかな粗粒火碎岩については、特に「エピクラスティック火山角礫岩」として区別する。

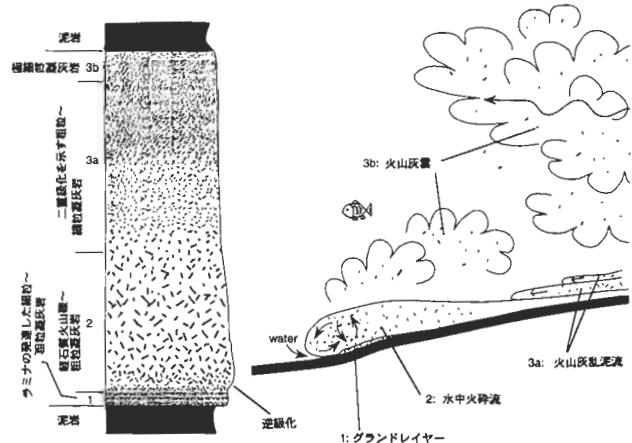


図2-3-1-2. 丹沢山地の中中新統にみられる水中火碎流堆積物の模式柱状図

エピクラスティック火碎タービダイト：層理の発達した火碎砂岩～火碎泥岩あるいは凝灰質砂岩～凝灰質泥岩からなるが、規模の大きい高密度の乱泥流により形成されたものは、下部は塊状で、細礫から大礫サイズのエピクラスティック火山角礫岩を伴い、全体として一連のグレーディング(級化構造)を示す(この場合、下部はデブライドである)。一枚のフローユニットは数mから20m以上に達する。グレーディングが一連であれば、一回の乱泥流堆積物であることを示す。

エピクラスティック火碎デブライド：塊状の粗粒火碎岩からなる。単独のフローの上面はシャープであり、最上部にもグレーディングが見られないことが多い。数フローの連続で、細粒層を挟在しない場合は、1つ1つのフローユニットを識別するのは困難で、走向・傾斜もはつきりしないことが多い。

エピクラスティック火山角礫岩に含まれる火山岩礫は苦鉄質、中間質のものがほとんどで、珪長質の火山岩が含まれることは稀である。

水中火碎流堆積物：水中火碎流堆積物(Fiske, 1963; Fiske and Matsuda, 1964)と見られる珪長質の軽石質火山礫凝灰岩～細粒凝灰岩は、丹沢層群、愛川層群の各層に挟在する。その典型的な柱状図を図2-3-1-2に示す。典型的な水中火碎流堆積物は、4つのフローユニットからなる。最下部のユニット1(10~20cm)は、ラミネーションの発達した細粒～粗粒のリシック(岩片質)-結晶質凝灰岩で、その上には、最下部に逆グレーディングを伴う塊状の軽石質火山礫～粗粒凝灰岩からなるユニット2(2~10m)がシャープな境界をもって重なる。軽石質凝灰岩は暗緑色のつぶれた軽石、淡緑～白色の丸い軽石、非発泡の本質～異質の火山岩片を含んでいる。ユニット1とユニット2はそれぞれ、グランドレイヤー(Walker et al., 1981)と火碎流主部に

当たっている。グランドレイヤーは、移動する火碎流の先端部で、乱流の激しい部分の下に形成される(Wright and Mutti, 1981)。ユニット3a(5~15m)は、二重グレーディングを示す細粒~粗粒凝灰岩タービダイトで、構成する1枚1枚の薄い軽石質~ガラス-結晶質凝灰岩(数cm~20cm程度)は正グレーディングを示し、全体として上方細粒化する。ユニット3aの二重グレーディングは、一連の噴火活動の減衰過程での、いくつもの火山灰流に相当すると考えられる(Fiske and Matsuda, 1964)。ユニット3b(1~2m)は、弱いラミネーションを伴うガラス質細粒凝灰岩からなる。これは、火山灰雲の降下物に相当する。ユニット1(必ずしもすべてには伴わない)、ユニット3aの二重グレーディングの存在は、エピクラスティックな高密度火碎タービダイトとの相違点である。基本的には水中火碎堆積物も堆積物重力流であるので、その比較的単源質の二次堆積物や、縁辺相の堆積物も含めて、「凝灰岩タービダイト」と呼ぶ。

降下火碎堆積物：グレーディングのない細粒凝灰岩は降下火山灰に相当すると考えられる。火碎流堆積物の最上部の細粒凝灰岩は、降下火山灰の一層といえる。塊状の粗粒凝灰岩の場合、降下火碎物の可能性もあるが、火碎デブライトとの区別は難しい。単源質の凝灰質砂岩~凝灰質泥岩タービダイトは、降下火山灰の二次堆積物であろう。なお、降下スコリアや降下軽石に相当する凝灰岩は確認されていない。

ハイアロクラスタイト：本地域に分布する単源質で塊状の中粒~粗粒火碎岩は、基本的にはハイアロクラスタイトと考えられるが、その二次堆積物と思われるものもかなり存在する。しかし、両者の明確な区別は難しい。弱い層理はいずれの岩相にも見られる。ハイアロクラスタイト中に含まれる火山岩片は、90°前後の角張った頂部を持つことが多い。一部の岩片はマトリックスに漸移している。マトリックスはガラス-リシック質あるいはガラス-結晶質(火山ガラスは、ほとんどセラドナイトなどの変質鉱物に変わっている)である。丹沢に分布するのは苦鉄質~中間質のハイアロクラスタイトで、珪長質のものはほとんどない。

溶岩：本地域に分布する溶岩は、枕状から塊状を呈する玄武岩ないし安山岩であるが、一部はハイアロクラスタイトに移化する。火碎岩に比べると圧倒的に量が少なく、分布もほとんど丹沢層群の下半部に限定される。デイサイトや流紋岩など珪長質の溶岩は確認されておらず、火碎岩中の礫もしくは岩脈としてのみ見られる。

貫入岩：丹沢層群、愛川層群分布域のいたるところで見られる。岩質は、玄武岩、安山岩、デイサイトなどの火山岩、はんれい岩、トナル岩などの深成岩である。深成岩岩脈は、丹沢層群の下部のみに見られる。火山岩岩脈は安山岩質のものが卓越している。岩脈の貫入年代は、おそらくかなりの幅があると思われる。新期のものは、周囲の火碎岩に比べ著しく新鮮である。

降の研究の成果や今回の調査の結果に基づいて、多少の改変を加えている。図2-3-1-3に模式柱状図、図2-3-1-4に既存の主な研究との層序対比図、付図に地質図を示す。

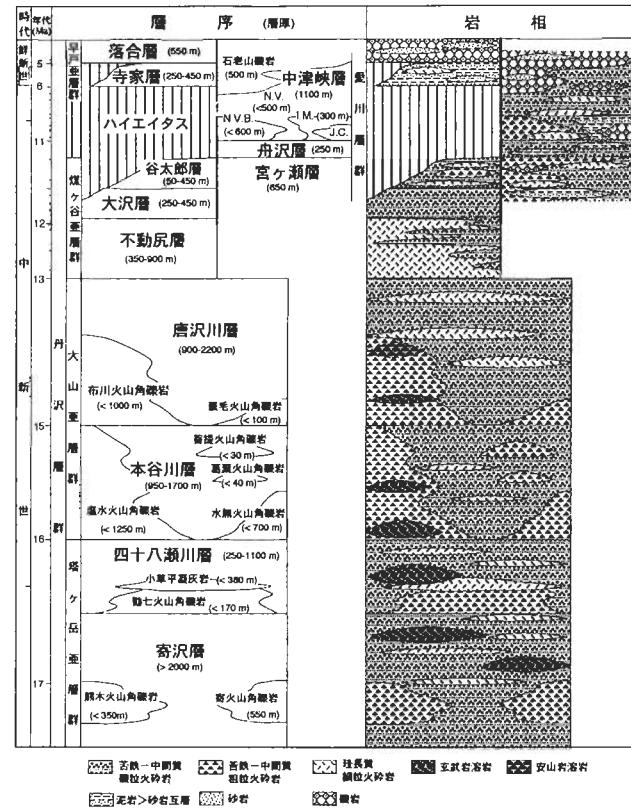


図2-3-1-3. 丹沢山地新第三系の模式柱状図

4-1. 丹沢層群

下位より、火碎岩類が卓越する塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷亞層群と碎屑岩類が卓越する早戸亞層群の4つの亞層群に区分される。早戸亞層群は、見上(1958)などの煤ヶ谷亞層群の上部構成層(寺家層、落合層)にほぼ相当する。

①塔ヶ岳亞層群

下位より「寄沢層」と「四十八瀬川層」に分けられる。これらの累層は、主に苦鉄質~中間質ならびに中間質~珪長質火碎砂岩、凝灰質砂岩、細~大礫サイズのエピクラスティック火山角礫岩などの二次堆積性火碎タービダイト、デブライトからなり、珪長質凝灰岩タービダイト、玄武岩質ないし安山岩質の枕状溶岩およびハイアロクラスタイト、泥岩を挟在する。寄沢層および四十八瀬川層は、それ全體として上方細粒化しており、下部は火碎デブライト、上部は火碎タービダイトが優勢である。

両層の下部には、苦鉄質~中間質のエピクラスティック火山角礫岩が卓越するが、水平方向にはあまり連続せず、概してレンズ状の分布を示す。四十八瀬川層下部には、珪長質の軽石質凝灰岩タービダイト卓越層が挟在する(小草平凝灰岩)。早戸川上流部では、10枚前後の玄武岩質枕状溶岩を挟在している。寄沢層のものは、斑晶として大型の斜長石と单斜輝石を含む斑状玄武岩、上位の四十八瀬川層のものは、無斑晶質もしくは单斜輝石斑晶を含む玄武岩を主体とする。

火碎デブライトには、赤色泥岩の不定形礫あるいは角礫

4. 地質各説

丹沢山地ではこれまで多くの層位学的研究がなされている(見上, 1958; Mikami, 1961; Ishihara, 1964; 島津ほか, 1971; 太田ほか, 1986など)。本論では、おおむね見上(1958)、Mikami(1961)の層序区分を踏襲するが、それ以

が含まれていることがある。この赤色泥岩礫には、底生有孔虫化石が含まれるが、放散虫は確認されていない。また、赤褐色の火山岩片(酸化した玄武岩から安山岩)がエピクラスティック火碎岩には含まれていることが多い。

本亜層群の年代については、年代決定に有効な微化石が今のところ産しておらず、放射年代もまだ決定されていないため明確でない。大山亜層上部までは石灰質ナノ化石年代が決まっており(本項2節を参照)、それから推定される堆積速度に基づき、およそ17~16Ma程度であろうと思われる。

②大山亜層群

下位より、「本谷川層」と「唐沢川層」に分けられる。これらは主に、苦鉄質~中間質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、エピクラスティック火山角礫岩などの二次堆積性火碎タービダイトないしデブライトおよび玄武岩質~安山岩質のハイアロクラスタイトないし溶岩からなり、珪長質凝灰岩タービダイトと泥岩を挟在する。唐沢川層は、本谷川層に比べ、エピクラスティックな火碎岩が卓越する。塔ヶ岳亜層群の構成層と同様に、両層は、全体としてそれぞれ上方細粒化する傾向を示し、上部で火碎タービダイトが卓越する。

本谷川層の下部には玄武岩質~安山岩質のハイアロクラスティック火山礫凝灰岩ないし火山角礫岩、同質のデブライト、および多源質なエピクラスティック火山角礫岩が卓越するが、水平方向の連続性は悪く、層厚を著しく変える。本層構成部層である「塩水火山角礫岩」、「水無火山角礫岩」はハイアロクラスタイトおよび同岩質のデブライトが卓越する。早戸川上流部周辺に分布する塩水火山角礫岩の最下部には、無斑晶質あるいは単斜輝石斑状玄武岩の枕状溶岩を挟在し、その上位には透輝石、斜長石、橄欖石を斑晶とする斑状安山岩のハイアロクラスティック火山角礫岩が卓越する。後者は化学的特徴から高マグネシア安山岩に分類される(青池ほか, 1995)。

唐沢川層下部も苦鉄質~中間質のハイアロクラスティック火山角礫岩およびエピクラスティック火山角礫岩デブライトが卓越するが、本谷川層のものと同様層厚変化が激しい。札掛の北方に分布する布川火山角礫岩の上部には、単斜輝石や斜長石を斑晶として含む斑状安山岩の塊状溶岩、ハイアロクラスタイト、単斜輝石斑状安山岩の枕状溶岩を挟在している。

本谷川層下部のデブライトには、場所により赤色泥岩の不定形礫ないし角礫が含まれており、この礫からは底生有孔虫、放散虫が産する。唐沢川層のデブライトにも赤色泥岩の亜角礫~亜円礫が含まれることがある。唐沢川層の苦鉄質~中間質のエピクラスティック火碎岩には、赤褐色の火山岩片が頻繁に含まれており、粗粒デブライト中には、まれにその巨礫が含まれる。丹沢山地南部および北部の本亜層群中には、熱帶性のサンゴ化石を含む幾つかの石灰岩レンズが挟在している(門田・末包, 1994)。

本亜層群の年代については、本谷川層ならびに唐沢川層下部で、石灰岩中の底生有孔虫の解析からBlowのN8に対比されている(門田・末包, 1978)。唐沢川層上部までは石灰質ナノ化石年代が決まっており(本項2節を参照)、唐沢川層上部にCN5a/4(13.5Ma)境界が存在する。

概算される堆積速度を考慮すると、本谷川層は16~15M

a程度と推定され、唐沢川層は15~13Maと考えられる。各層内には、海底谷やスランプスカーのような局部的な不整合は存在するが、下位の塔ヶ岳亜層群とは整合である。

本報告		Mikami (1961)	太田ほか (1986)
中津峠層	石老山礫岩 中津峠火碎岩 中津峠火山角礫岩	中津峠層 石老山礫岩砂岩 中津峠凝灰岩 中津峠火山角礫岩	石老山礫岩 鮑子層 半原火山角礫岩 経ヶ岳層
愛川層群	市道泥岩 順礼町泥岩	市道泥岩 順礼町泥岩	市道泥岩砂岩 順礼町泥岩
舟沢層		舟沢層	舟沢凝灰岩
宮ヶ瀬層		宮ヶ瀬層	宮ヶ瀬火山角礫岩

本報告		Mikami (1961)	太田ほか (1986)
早戸 ア ヤ 層 群	落合層 寺家層 谷太郎層 大沢層 不動尻層	落合層 寺家層 大沢凝灰岩 不動尻英安山岩質 凝灰岩	落合礫岩 寺家泥岩 谷太郎凝灰岩 大沢黑色砂岩 平戸蓋岩部層 黄土系岩質部層 不動尻凝灰岩 水無色砂岩部層
丹 沢 層 群	唐沢川層 布川火山 角礫岩 塩水火 山角 礫岩	唐沢川層 布川火山 角礫岩 本谷 川層 水無火山 角礫岩	唐沢 川層 布川火 山角 礫岩 本谷 川層 水無火 山角 礫岩
大 山 亞 層 群	本 谷 川 層 水無火 山角 礫岩	本 谷 川 層 水無火 山角 礫岩	本 谷 川 層 水無火 山角 礫岩
塔 ヶ 岳 亞 層 群	四十八瀬川層 小草平瀬灰岩 勤七火山角礫岩 寄沢層 熊木火 山角 礫岩	四十八瀬 川層 小草平 瀬灰岩 勤七火 山角 礫岩 寄火 山角 礫岩	四十八瀬 川層 小草平 瀬灰岩 勤七火 山角 礫岩 寄 灰岩 熊木火 山角 礫岩 寄火 山角 礫岩
			大滝 火山 礫 凝 灰 岩
			四十八瀬 火山 角 礫 岩

図2-3-1-4. 丹沢山地の新第三系の層序対比図

③煤ヶ谷亜層群

下位より、「不動尻層」、「大沢層」、「谷太郎層」に分けられる。

不動尻層と大沢層は明瞭なバイモーダル組成の火碎タービダイトからなっており、不動尻層には珪長質、大沢層には苦鉄質~中間質の火碎岩がそれぞれ卓越している。特に不動尻層には珪長質の軽石質火山礫凝灰岩~細粒凝灰岩タービダイトが卓越する。不動尻層の下部では半遠洋性泥岩と、上部では大沢層に卓越する苦鉄質~中間質の凝灰質泥岩~凝灰質砂岩と互層し、その多くは水中火碎流堆積物である。大沢層は主に苦鉄質~中間質の凝灰質砂岩~泥岩からなり、同質の細礫~中礫サイズのエピクラスティック火山角礫岩、珪長質凝灰岩タービダイトを一部に伴う。

谷太郎層の火碎岩は、中間質~珪長質の火碎砂岩、凝灰質砂岩とエピクラスティック火山角礫岩を主体とし、水中火碎流堆積物を含む珪長質の軽石質凝灰岩タービダイトを挟在する。中津川沿いの谷太郎層には、最大径4mに達する安山岩巨礫、大礫サイズのトーナル岩礫を含む火山角礫岩を挟在している。また、一部の火碎砂岩には赤色チャートの粗粒砂~細礫が含まれている。

本亜層群中の火碎岩も赤褐色の火山岩片を含むが、唐沢川層のそれに比べると量は少ない。不動尻層中の苦鉄質の凝灰質砂岩には、赤色火山岩片は含まれない。

早戸川流域

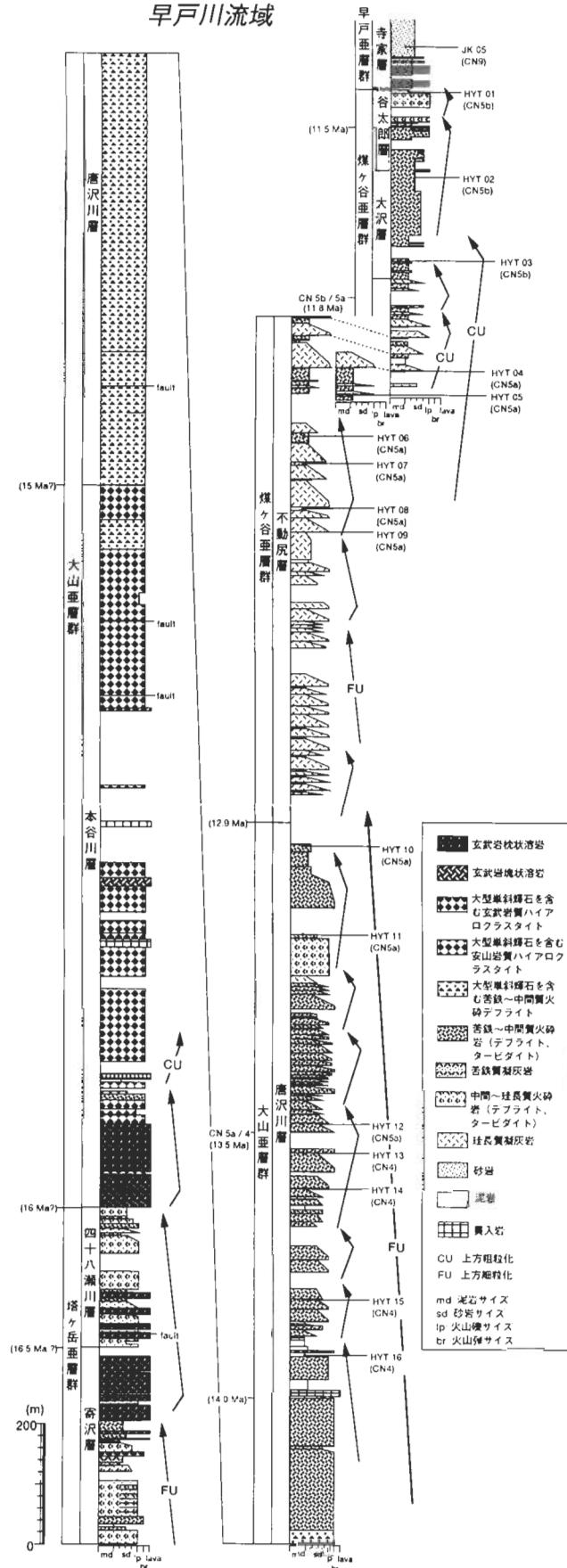


図2-3-1-5. 早戸川沿いの丹沢層群の地質柱状図

石灰質ナノ化石年代決定に使用したサンプルの採取層準も併せて示してある。全体年代については本文および本項2節を参照。

石灰質ナノ化石年代から、不動尻層の最上部にCN5b／5a境界(11.8Ma)があり(本項2節を参照)、予想される堆積速度(早戸川流域で約830m／m.y.)から不動尻層の年代は13~12Ma、大沢層は12~11.5Ma、谷太郎層は11.5Ma以降と考えられる。本亞層群を構成する各層の関係は整合的で、下位の大山亞層群とも整合関係にある。ただし、各層内には海底谷やスランプスカーような局部的な不整合は存在する。

④早戸亞層群

下位より、「寺家層」、「落合層」に分けられる。両累層とも主に碎屑岩類からなる。

寺家層は主に泥岩、砂質泥岩からなり、中間質~珪長質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、珪長質凝灰岩タービタイトを挟在する。泥質岩からは多くの有孔虫、石灰質ナノ化石を産する。

落合層は細礫から大礫サイズの礫岩から主に構成され、砂岩、火碎砂岩、泥岩を挟在する。多くの貝化石を含み、中津川沿いでは石灰岩レンズを挟在している。礫岩を構成する礫は2つのグループに分かれ、1つは玄武岩や安山岩、凝灰岩、トーナライトなど丹沢山地を起源とするもので、もう1つは硬質頁岩や砂岩、チャートなど関東山地の先新第三系を起源とするものである。前者は、角礫~亜角礫であるが、後者は円礫である。

石灰質ナノ化石年代から、寺家層はCN9a(8.2~6.8Ma)、落合層はCN10~11(5.3~3.7Ma)の化石帶に相当している(岡田, 1987)。上部は青野原~煤ヶ谷構造線で限られるため、落合層の上限の年代は不明である。寺家層と落合層は、地質構造が場所により不調和であり、一部は不整合関係にあると考えられる。

従来、この2累層は煤ヶ谷亞層群に含まれていたが、谷太郎層と寺家層の年代には最大で3.5m.y.のギャップがあり、両累層の地質構造が調和的であるにも関わらず、両累層の間には明らかに堆積間隙が存在する(本項2節を参照)。中津川沿いでは、寺家層が谷太郎層を一部削っている様子が観察され、両層は不整合関係にある。また、塔ヶ岳~煤ヶ谷亞層群は火碎岩が卓越するのに対して、寺家、落合層は碎屑岩類が卓越する。この年代と岩相の違い、すなわち、テクトニックセッティングの違いを考慮し、両累層を煤ヶ谷亞層群から独立させるべきであると判断した。なお、早戸亞層群は桂川流域の西桂層群に対比される。

4-2. 愛川層群

下位より、「宮ヶ瀬層」、「舟沢層」、「中津峡層」に分けられる。本層群は下部から中部にかけては火碎岩類を主体とし、上部では、礫岩が卓越する。礫岩層は、下部から中部の火碎岩にも挟在し、上部では明らかに火碎岩と指交しながら、その上位に重なる。

①宮ヶ瀬層と舟沢層

宮ヶ瀬層は主に中間質の細礫から大礫サイズのエピクラスティック火山角礫岩からなり、火碎砂岩、珪長質の軽石質凝灰岩タービタイトを挟在する。エピクラスティック火山角礫岩には赤褐色の火山岩片、場所により粘板岩や砂岩の円礫も含んでいる。礫岩はレンズ状に分布する。礫種は落合層の礫と同様である。

舟沢層は中間質の火碎砂岩からなり、下部に大礫サイズの

エピクラスティック火山角礫岩を挟在する。粗粒の火碎デブライト中には先新第三系起源の円礫を含んでおり、場所により礫岩に漸移する。礫岩は宮ヶ瀬層と同様の岩相を示す。

②中津峡層

岩相の垂直方向および水平方向の変化が著しく、エピクラスティック火碎岩と礫岩、泥岩が同時異相で分布する。本層は「中津峡火碎岩」、「中津峡火山角礫岩」、「市道泥岩」、「順礼岬礫岩」、「石老山礫岩」の5つの部層に分けられる。

中津峡火碎岩：中津峡層の下部から中部を占め、主に苦鉄質~中間質の火碎砂岩、凝灰質砂岩、エピクラスティック火山礫凝灰岩などの二次堆積性の火碎タービタイト、デブライトから構成され、下部に珪長質の軽石質凝灰岩タービタイトを挟在する。南部の伊勢原北方には玄武岩質のハイアロクラスティック粗粒~火山礫凝灰岩が露出している。また、礫岩レンズを多くの層準に挟在する。エピクラスティックな粗粒火碎岩には、赤褐色の火山岩片が含まれている。礫岩の礫種は先新第三系の円礫を主体とするものが多いが、北部には落合層の礫岩に類似した礫岩層を挟在する。

中津峡火山角礫岩：中津峡層下部にレンズ状に分布する。主に苦鉄質~中間質の細礫から大礫サイズのエピクラスティック火山角礫岩デブライトを主体とし、同質の火碎砂岩や凝灰質砂岩を挟在する。火山角礫岩中の礫は種々の玄武岩や安山岩、火碎岩であるが、赤褐色の火山岩片も含まれる。

市道泥岩：南部の中津峡層下部を構成し、主に暗緑色の火碎泥岩からなり、砂岩を挟在する。

順礼岬礫岩：市道泥岩の上位に重なる。主に中礫サイズの礫岩と砂岩からなる。礫岩は主に先新第三系の円礫からなり、丹沢起源の火碎岩亜円礫も含む。

石老山礫岩：中津峡層の最上部を構成し、主に北部に分布する。中礫から大礫サイズの礫岩からなり、砂岩および泥岩を挟在する。礫岩の礫種は圧倒的に関東山地起源の先第三系の円礫が多いが、丹沢起源の礫も含み、マトリックスは苦鉄質~中間質の火碎砂岩である。

石灰質ナノ化石年代により、愛川層群の下部から中部はCN5b~CN8(11.8~8.2Ma)の化石帶に相当すると考えられる。石老山礫岩は寺家層と同時代と思われる(本項2節を参照)。

5. 赤色泥岩礫と赤色火山岩片

上述した塔ヶ岳亜層群と大山亜層群下部の火碎岩に含まれる赤色泥岩礫は、現在の深海(3500m以深)に堆積している赤色粘土に対比できる可能性がある。もし、丹沢の赤色泥岩礫がこのような起源を持つものであるとすると、丹沢の初期の火山体成長過程を考える上で興味深い。一方、丹沢層群及び愛川層群の火碎岩に含まれている赤褐色の火山岩片は酸化した玄武岩や安山岩である。このような酸化は一般に陸上で噴出した火山岩に見られるものである。したがって、当時の丹沢の一部は海面上に出ていたことが示唆される。大山亜層群中にサンゴ石灰岩が挟在していることからも火山島が存在していたことは間違いない。

6. 丹沢の中新統形成発達史

丹沢層群が下位から上位まで連続的に露出する早戸川沿いの柱状図を図2-3-1-5に示す。岩相、岩質の変化から、丹沢層

群および愛川層群の堆積過程は、7つのステージに分けられる。

ステージ1(17~16Ma?)：早戸川流域の塔ヶ岳亜層群の火碎岩は3サイクルの上方細粒化、薄層化のシーケンス(堆積相)を示しているが、これは、それぞれ凹地の埋積過程を示していると考えられる。各サイクルの初期に枕状溶岩が卓越することから、これはリフティング(断裂)による凹地形成である可能性が高い。丹沢の火成活動の初期には一部にリフティングが伴っていたことが示唆される。

ステージ2(16~15Ma?)：玄武岩から安山岩質のハイアロクラスターないしその二次堆積物の集積へとかわる。初期には玄武岩の枕状溶岩を伴っている。早戸川流域では、火山体の中心に近いため堆積シーケンスははっきりしないが、北および南側ではより細粒の火碎岩が同時に堆積している。早戸川あるいは塩水川付近の比較的小規模の火山体が火碎タービタイトによって埋積されているように見える。このステージには高マグネシア安山岩の活動がある。

ステージ3(15~13Ma)：全体として上方細粒化、薄層化のシーケンスであるが、上部に短周期の上方粗粒化、厚層化のシーケンスを示す部分がある。これらのシーケンスはおそらく、火山性海底扇状地の前進成長(プログラマー

ション)を示している(例えば、Walker, 1978)。したがって、この全体のシーケンスは、中心火山体の相対的な後退もしくは火山活動の減衰を示していると思われる。サンゴ礁が存在することや赤色火山岩片に富むことから、この時期の前半には「丹沢火山島」は、ステージ1以来の最大の標高を示していたと思われる。

ステージ4(13~11Ma)：このステージの前半から中盤にかけて、バイモーダルな火山活動を示し、初期には特に珪長質の火碎流堆積物が卓越する。前半の火碎岩には、ステージ3に頻繁に含まれていた赤色火山岩片はほとんどなく、バックグラウンドの堆積物は半遠洋性の泥岩が優勢であるので、その当時、中心の火山体は水没していたのかもしれない。中盤からは火山性海底扇状地のプログラマーションを示すシーケンスが見られるようになる。後半には再び海底火山は陸化したであろう。ステージ4までは非火山性的砂岩あるいは先新第三紀起源の礫岩は挟在しないので、その堆積場は本州から十分に離れていたと考えられる。

ステージ5(11~8 Ma)：丹沢層群の記録は不整合のために残されておらず、愛川層群がこの時期の記録を残している。この時期の火碎岩は火山性海底扇状地を形成しているが、同時に円礫が関東山地から供給され始めている。すなわち、堆積場は本州に十分近い(大島沖の相模トラフが愛川層群の堆積場に類似している)。後期には大量の礫が供給されるようになる。本州弧とのプレート境界は、丹沢北部から東部では後の藤野木-愛川構造線に、西部では御坂断層に相当する。

ステージ6(8~5.5Ma)：泥の堆積が卓越することから、この時期の火山活動はステージ5までと比べると非活発であったと考えられる。藤野木-愛川構造線と御坂断層沿いにあつたトラフは、石老山礫岩および三ツ峠礫岩の堆積によって埋積される。プレート境界は南側へ部分的な小ジャンプをし、のちの青野原-煤ヶ谷構造線および西桂断層に移る(図2-3-1-6)。このプレート境界上のトラフ海側斜面の堆積物が寺家層や西桂層群下部の泥岩や砂岩である。寺家層が堆積したトラフの水深は、底生有孔虫化石の解析から1000m以深と考えられる(太田ほか, 1986)。なお、寺家層と下位の谷太郎層の間の不整合がなぜ生じたかについては検討しなければならない。

ステージ7(5.5~3 Ma)：トラフは落合層や西桂層群上部の礫岩の堆積によって埋積され、プレート境界は丹沢の南に大きくジャンプする。新たなプレート境界では伊豆-小笠原弧上で島弧内沈み込みが起こり、足柄層群がそこに堆積する。

トーナル岩礫はステージ5以降の火碎岩や礫岩に少なからず含まれており、トーナル岩体の一部はステージ5の時期にすでに地表にあって、削剥を受けていたと思われる。トーナル岩体の冷却年代は約11~3.5Maと幅があり(Saito, 1993)、ステージ5に見られるトーナル岩の礫は、初期に形成された岩体由来するのである。

7. おわりに

ステージ1前半とステージ3後半以降に卓越する火山活動は、その岩石学的特徴が伊豆-小笠原弧の火山フロンクトのそれに類似している。一方、ステージ1後半からステージ3にかけては、高マグネシウム組成のカルクアルカリ系火山岩や背弧海盆玄武岩に類似した玄武岩の活動が伴って

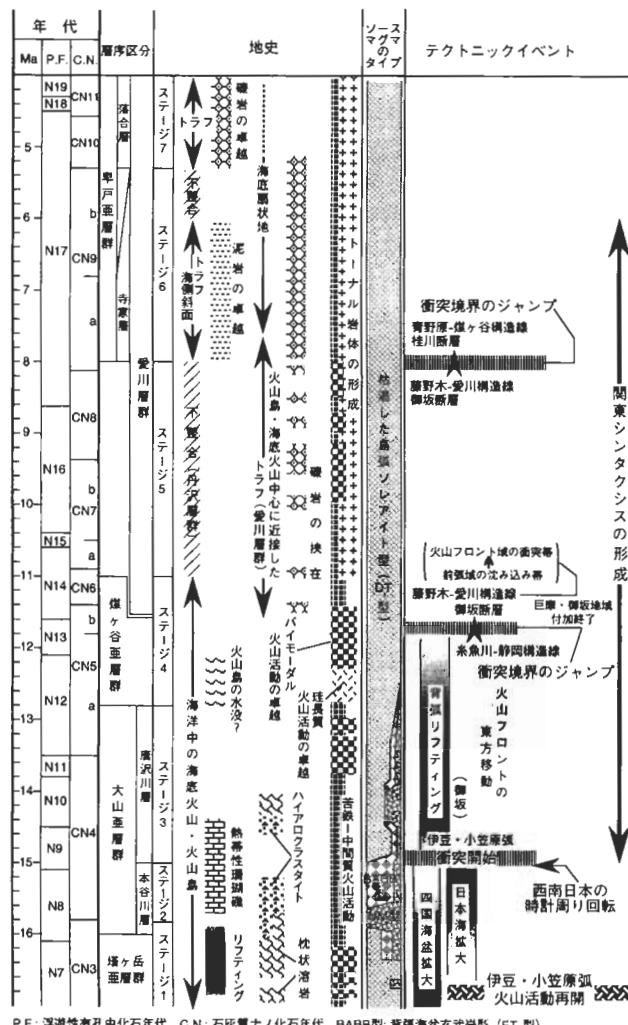


図2-3-1-6. 丹沢山地の中新統形成過程と南部フォッサマグナ、北部伊豆-小笠原弧の中中新世テクトニクスの概略図

いる（川手ほか, 1996）。この火山岩の地球化学的特徴の変化がステージ1のリフティングに関連している可能性は高い。同じ伊豆－小笠原弧の付加体が分布する御坂山地には、15~12Maの背弧リフティングを示唆するいくつかの証拠があり、(高木ほか, 1993; 青池・川手, 1996)、これらの火成活動は互いに密接な関わりがあると思われる。

前期中新世の四国海盆拡大中には非活動的であった伊豆－小笠原弧は、約17Ma以降に活動を再開し、第二活動期に入る(Taylor, 1992; Gill et al., 1994)。丹沢、愛川層群はこの第二活動期の北部伊豆－小笠原弧の発達史を記録しており、特に丹沢層群下部に記録されている火成活動は、第二活動期初期の状態を考える上で重要な制約条件である。

文 献

- Amano, K., 1991. Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15:315-329.
- 青池寛・有馬眞・小池敏夫, 1995. 東部丹沢山塊に産出する高マグネシウム安山岩. 岩鉱1994年例会講演要旨集, 14.
- 青池寛・川手新一, 1996. 伊豆・小笠原弧付加体、西部御坂山地火山岩類の微量元素、Sr同位体組成. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 210.
- Fiske, R. V. and Matsuda, T., 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Am. J. Sci.*, 262:76-106.
- Fiske, R. V., 1963. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74:391-406.
- Gill, J. B., Hiscott, R. N., Ph. Vidal, 1994. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. *Lithos*, 33:135-168.
- Ishihara, H., 1964. Miocene synorogenic plutonism in the Tanzawa Massif. *Earth Science.*, 70, 1-14.
- Ito, M. and Masuda, F., 1986. Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zone: Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, Central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 49:223-259.
- Itoh, Y., 1988. Differential rotation of the eastern part of southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *J. Geophys. Res.*, 93, 3401-3411.
- Itoh, Y. and Ito, 1989. Cofined ductile deformation in the Japan arc inferred from paleomagnetic Studies. *Tectonophysics*, 167: 57-53.
- 門田真人・末包鉄郎, 1994. 丹沢化石サンゴ礁. 神奈川自然史資料, (16) : 53-60.
- 門田真人・末包鉄郎, 1978. 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, 84(12) : 739-741.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・寒川旭・杉山雄一・下川浩一・岡重文, 1982. 東京50万分の1活構造図. 地質調査所.
- 川手新一・有馬眞, 1995. 伊豆・小笠原弧、丹沢深成岩類の成因: 海洋性島弧における大陸地殻の起源. 地球惑星関連学会1995年合同大会予稿集: 158.
- 川手新一・藤巻宏和・青池寛, 1996. 伊豆－小笠原弧, 丹沢深成岩類のSr同位体組成. 地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集: 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 210.
- 見上敬三, 1958. 丹沢山地の火成活動と構造発達史. 藤本治義教授還暦記念論文集, pp.232-244.
- Mikami, K., 1961. Geological and petrographical studies on the Tanzawa mountainland. Part I. *Sci. Repts. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*, 8:57-110.
- 太田英将・石黒均・岩橋悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. 静岡大学地球科学研報, (12) : 153-189.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 化石, (43) : 5-8.
- Saito, K., 1993. ^{40}Ar - ^{39}Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. *J. Geomag. Geoelectr.*, 45:261-272.
- 酒井治孝, 1992. ヒマラヤと南部フォッサマグナ二つの衝突帯を比較する. 科学, 62 : 445-450.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K., 1969a. Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan(I). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 61(1):1-25, (2):50-75.
- 島津光夫・楠田隆, 1980. 丹沢山地の新第三紀火山岩類. 地質学雑誌, 86(9) : 593-612.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田隆, 1971a. 丹沢山地東北部の地質構造. 地質学雑誌, 77(2) : 77-89.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田隆, 1971b. 丹沢山地東北部の変成作用. 地質学雑誌, 77(2) : 701-722.
- 平朝彦・末広潔・徳山英一・藤岡換太郎・篠原雅尚・山本富士夫・倉本真一・Klaus, A., 1993. 島弧における地殻構造の高分解能三次元探査ースラストテクトニクス理論構築に向けてー. 平成4年度科学研究費補助金特別推進研究(2)研究成果報告書.
- 平朝彦, 1994. プレートの沈み込みが引き起こす大陸の成長. 日経サイエンス, 11 : 56-70.
- 高木圭介・青池寛・小山真人, 1993. 15~10Ma前後の伊豆・小笠原弧北端部で何が起きたか. 地質学雑誌, 102(3) : 252-263.
- Takahashi, M. and Watanabe, Y., 1992. Paleomagnetism of the Miocene igneous rocks in the Uchiyama area, Central Japan. *J. Gemag. Geoelectr.*, 45, 89-101.
- Taylor, B., 1992. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc. In Taylor, B. and Fujioka, K.(eds) Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX:Ocean Drilling Program, 627-651.
- Walker, R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62, 932-966.
- Walker, G. P. L., Self, S. and Froggatt, P. C., 1981. The ground layer of the Taupo Ignimbrite:a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10, 1-11.
- Wright, J. V. and Mutti, E., 1981. The Dali Ash, Island of Rhodes, Greece:a problem in interpreting submarine volcanogenic sediments. *Bull. Volcanol.*, 44, 153-167.

2. 丹沢山地から産出する石灰質ナノ化石

要約

東部丹沢山地に分布する丹沢層群、愛川層群から産出する石灰質ナノ化石を検討した。丹沢層群中部の唐沢川層中部はCN 4 (15.8~13.5 Ma)、唐沢川層上部から同層群上部の不動尻層はCN 5 a (13.5~11.8 Ma)、大沢層から谷太郎層は、CN 5 b (11.8~11.4 Ma)の化石帶に相当することが明らかとなった。愛川層群の大部分はCN 5 bからCN 8 (10.9~8.2 Ma)の化石帶に相当していると判断される。丹沢層群最上部の寺家層、落合層は、CN 9 (8.2~5.7 Ma)~CN 11 (4.0~3.7 Ma)の化石帶に相当していることが明らかにされており、愛川層群は谷太郎層と寺家層との間のハイエイタス(堆積間隙)の期間に、その大半が堆積したと推測される。

1. はじめに

丹沢山地は中心部のトーナル岩複合岩体とそれを取り囲むように分布する海成の火碎岩類および礫岩などの碎屑岩類からなる地質で構成されている。これまで多くの研究から、丹沢山地がフィリピン海プレートの北上に伴って本州弧に衝突・付加した、中新世から鮮新世の伊豆一小笠原弧の地殻の一部であることが明らかになってきた(Niituma and Akiba, 1985; 酒井, 1992など)。丹沢を取り囲むように分布する粗粒碎屑岩類は、伊豆一小笠原弧の衝突付加の過程で形成された沈み込み帯の名残である(Ito and Matsuda, 1986など)。

これらの地質体により精度の高い年代を与えることは、北部伊豆一小笠原弧の発達史や、衝突付加プロセスを解明する上で重要である。石灰質ナノ化石や浮遊性有孔虫などの微化石生層序は、年代決定の重要な手段の1つである。

丹沢層群の石灰質ナノ化石年代については、岡田(1987)の報告があるが、煤ヶ谷亜層群上部と早戸亜層群に限られており、大山、塔ヶ岳亜層群、愛川層群のものはない。

現在までのところ、丹沢層群では大山亜層群上部の唐沢川層中部から早戸亜層群最上部まで石灰質ナノ化石の産出を確認している。大山亜層群や塔ヶ岳亜層群の試料も数多く検討しているが、ほとんど産出していない。また、愛川層群の宮ヶ瀬層、中津峠層の数点で産出を確認している。愛川層群中には、産出の期待できる泥岩卓越層があるが、まだ試料の検討は行っていない。

なお、本節の執筆は青池寛が担当した。また、化石の鑑定は山形大学理学部(現北海道大学理学部)の岡田尚武教授のご指導を仰いだ。ここに深く感謝申し上げる。

2. 試料

丹沢層群の試料は早戸川流域で採取されたもの、愛川層群の試料は中津川、半原越付近で採取されたものを主として報告する。

石灰質ナノ化石は半遠洋性泥岩もしくは火碎砂岩や凝灰質泥岩から産出する。これらは寺家層の厚い泥岩を除き、火碎岩あるいは礫岩に挟在する数10cmから数mの岩石である。

採取した試料をメノウ乳鉢で粉碎したのち、スミアスライドにし、偏光顕微鏡を用いて1000倍の倍率下で化石鑑定を行った。

3. 産出した石灰質ナノ化石とその年代

ここで検討した試料から見つかった代表的な石灰質ナノ化石を図版2-3-2-1に示す。これらの試料には石灰質ナノ化

石が多く含まれるが、多少の再結晶化や溶解作用を被っている。図2-3-2-1にナノフローラを検討して得られた各層の年代を示した。なお、以下に示す絶対年代は、Shipboard Scientific Party(1993)に従っている。試料採取の位置、層準はそれぞれ地質図と本項1節図2-3-1-5に示してある。

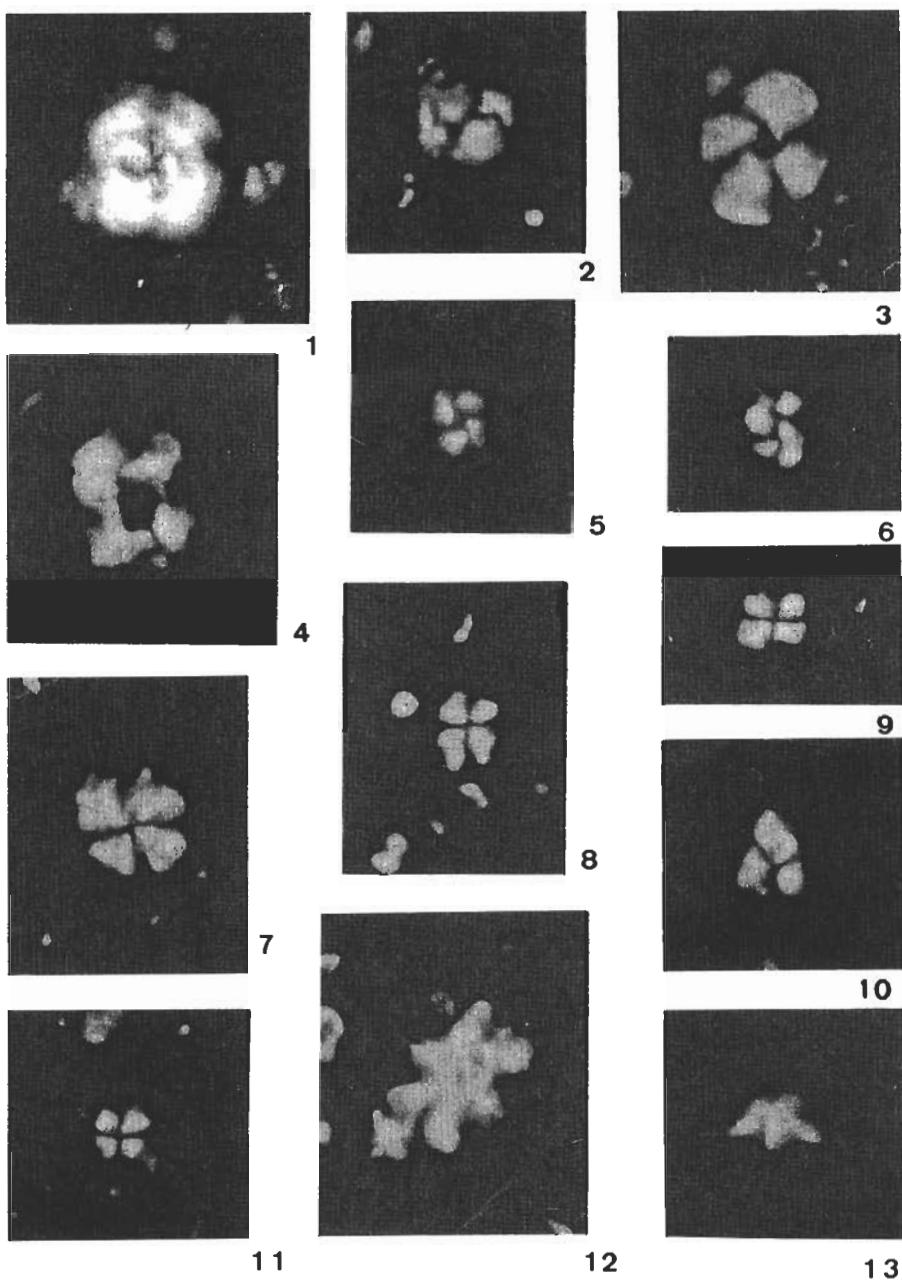
唐沢川層のHYT-16からHYT-13には、*Sphenolithus heteromorphus*と*Cyclicargolithus floridanus*が共産し、*Discoaster deflandrei*は豊産しないこと、HYT-12より上位では、*S. heteromorphus*が産出しなくなることから、HYT-16からHYT-13までの地層は、CN 4 (15.8~13.5 Ma)の化石帶の上部に相当すると判断される。

唐沢川層上部のHYT-12から不動尻層最上部のHYT-05には、*S. heteromorphus*が産出せず、*C. floridanus*が見つかることから、CN 5 a (13.5~11.8 Ma)の化石帶に相当すると判断される。ただし、本来CN 5 aの上限は*Discoaster kugleri*の絶滅年代(12.8 Ma)であるが、この種は高緯度地方ではほとんど産出しないため、日本の地質体では化石イベントのマーカーとなりにくい。そこで、*C. floridanus*の絶滅をもってCN 5 aの上限とした。

不動尻層のHYT-04から谷太郎層のHYT-01までは、*C. floridanus*が産出しないことから、CN 5 b (11.8~11.4 Ma)か、それ以降の化石帶に相当するが、不動尻層から谷太郎層までは連続整合の火碎タービダイトの地層であり、著しいハイエイタスの存在も認められることから、堆積期間は決して長くないと予想される。したがって、これらはほぼCN 5 bの化石帶に相当すると判断される。なお、岡田(1987)では、大沢層がCN 5 aに相当するとしていたが、この点は誤りであることを確認した(岡田、私信)。

寺家層では、*Discoaster berggrenii*と*Discoaster quinqueramus*が共産し、*Ceratolith*や*Amaurolith*が見つかることから、ほぼCN 9 a (8.2~6.8 Ma)の化石帶に相当すると判断される。この点に関しては岡田(1987)が既に報告している。谷太郎層と寺家層の化石年代には、著しいギャップ(最大で3.5 m.y.)があり、両者の間に明らかなハイエイタスが存在していることが判る。落合層の試料は検討していないが、岡田(1987)はCN 10~11であると判断している。

愛川層群の宮ヶ瀬層の砂質泥岩、中津峠層下部の泥岩から採取した試料からは、*S. heteromorphus*、*C. floridanus*とも産出しないことから、CN 5 bかそれ以降の化石帶に相当する。有効なイベントマーカーとなる*Discoaster*が産出しないが、寺家層に産出する*D. berggrenii*や*Discoaster quinqueramus*が見つかることから、少なくとも CN 5 b



図版2-3-2-1. 丹沢山地から産出する石灰質ナノ化石 (1~13. $\times 3,000$)

1. *Cyclicargolithus floridanus*(Roth and Hay)Bukry, HYT-10(唐沢川層)
2. *Coccolithus pelagicus*(Wallich)Scheller, HYT-10(唐沢川層)
3. *Reticulofenestra gelida*(Geitzenauer)Backman, HYT-15(唐沢川層)
4. *Reticulofenestra pseudoumbilica*(Gartner)Gartner, HYT-15(唐沢川層)
5. *Reticulofenestra minuta* Roth, JK-02(寺家層)
6. *Reticulofenestra haqii* Backman, HYT-10(唐沢川層)
7. *Sphenolithus moriformis*(Bronnimann and Stradner)Bramlette and Wilcoxon, HYT-15(唐沢川層)
8. *Sphenolithus abies* Deflandre, HYT-15(唐沢川層)
- 9, 10. *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, HYT-15(唐沢川層)
11. *Sphenolithus compactus* Backman, HYT-09(不動尻層)
12. *Discoaster deflandrei* Bramlette and Riedel, HYT-09(不動尻層)
13. *Discoaster berggrenii* Bukry, JK-02(寺家層)

～CN 8 (10.9～8.2 Ma)の化石帯に相当すると考えられる。道志川沿いの中津峠層上部の泥岩から採取した試料を検鏡したところ、*Discoaster bellus*が見つかった。この種は年代判定の鍵種ではないが、その生息レンジはCN 7 bからCN 8 aの化石帯に限定されることが知られており、このことからも愛川層群下部はCN 5 b～CN 7、中部から上部はCN 7～CN 8に相当すると推定される。より明確な年代決定のためには更なる試料の採取と検鏡が必要である。

以上の石灰質ナノ化石年代の検討から、これまで年代が明確でなかった愛川層群(たとえば、太田ほか、1986は大山亞層群に対比し、Mikami、1961は落合層の上位とした)は、大沢層から谷太郎層の堆積と同時かそれ以降に堆積し始め、寺家層が堆積するまでのハイエイタスの期間にその大半が堆積したと判断される。

中津峠層最上部を構成する石老山礫岩部層から多くの試料を採取したが、石灰質ナノ化石の産出は確認していない。したがって、正確な年代はいままだ不明であるが、中津峠層中部がCN 8を上限とするならば、寺家層と同時かそれ以降に堆積し始めたと思われる。

文 献

- Mikami, K., 1961. Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa mountainland, Part I. Sci. Repts. Yokohama Nat. Univ., Sec.II, (8):57-110.
- Niitsuma, N. and Akiba, F., 1985. Neogene tectonic evolution and plate subduction in Japanese island arc. In Nasu, N., S. Ueda and H. Kagami (eds), Formation of Active Ocean Margins. pp.75-108., Terrapub, Tokyo.
- 大田英将・石黒均・岩橋悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. 静岡大学地研報, (12): 153-189.
- 岡田真人・末包鉄郎, 1978. 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, 84(12): 739-741.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境. 化石, (43): 5-8.
- 酒井治孝, 1992. ヒマラヤと南部フォッサマグナ二つの衝突帯を比較する. 科学, 62: 445-450.
- Shipboard Scientific Party, 1993. Explanatory notes. In Rea, D.K., Basov, I.A., Janecek, T.R., Plamer-Julson, A., et al., Proc. ODP, Init. Reports., 145; College station, TX(Ocean Drilling Program), 9-33.

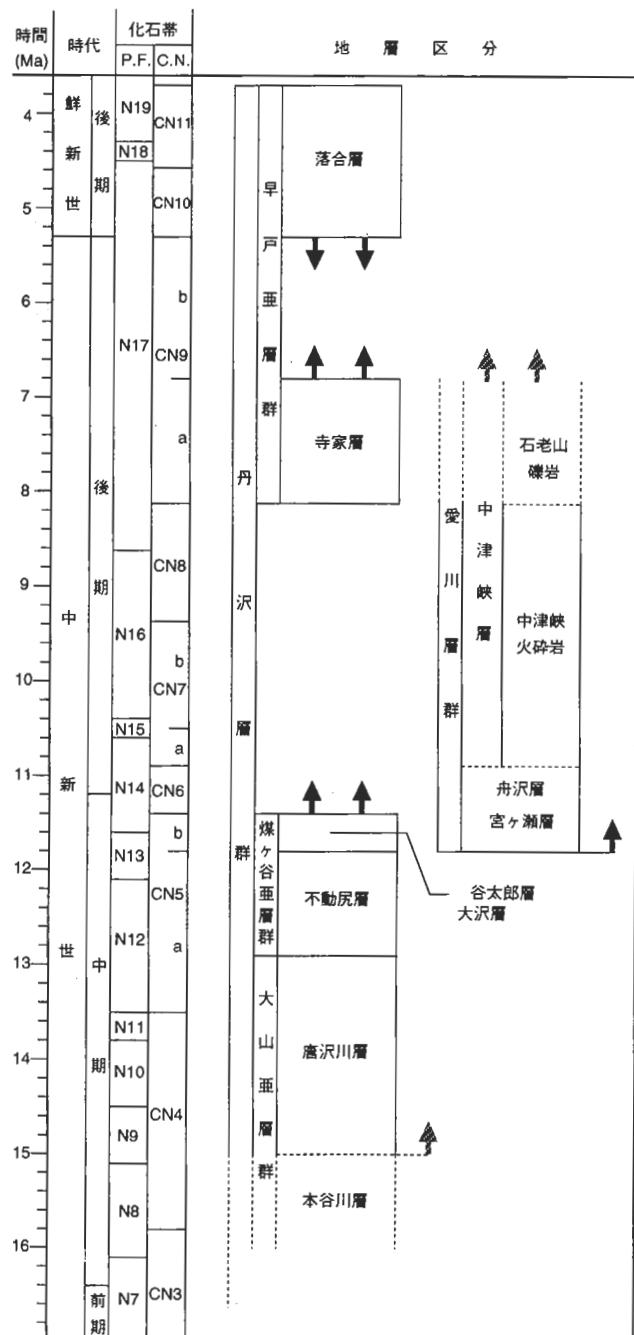


図2-3-2-1. 石灰質ナノ化石群集に基づく丹沢山地新第三系の年代と対比

化石帯の境界年代はShipboard Scientific Party(1993)に基づく。点線部分の化石年代は確定していない。ただし、大山亞層群下部に関しては門田・末包(1978)によってN 8が報告されている。矢印は今後年代が修正される可能性を示す。P.F.: 浮遊性有孔虫化石年代、C.N.: 石灰質ナノ化石年代。

3. 中新世の丹沢サンゴ礁：造礁サンゴ類、大型有孔虫類、オウムガイ類化石

要約

丹沢層群大山亜層群相当層には、小規模石灰岩岩体が10地区に散在して見つかる。その中から、50種以上の造礁サンゴ類、大型有孔虫類群集ならびにオウムガイ科*Aturia* sp. が見つかる。これら化石生物群集が示す気候は、現在の琉球列島以南に相当するものである。また、大型有孔虫 *Nephrolepidina japonica* の胚芽室構造から、年代は約1500万年前と特定できる。*Aturia* sp. は、局所に集中して見つかることから、丹沢サンゴ礁に生息していたと考えられる。

1. はじめに

丹沢山地に分布する中新世石灰岩の報告は、加藤(1910)に始まる。半沢(1931)は大型有孔虫群集(レビドシクリナ化石、ミオジブシナ化石ほか)を報告している。しかし、石灰岩露頭が確認されていないものも多かった。筆者らは1978年から95年にかけて、丹沢全域の石灰岩の分布を追った。同岩中の化石の同定を進めたところ、亜熱帯域を示すサンゴ化石群集の存在を確認できた。また、1983年からは、中新世サンゴ石灰岩を求めて東海、関東、中部地方へとフィールドを拡大した。その結果、中新世サンゴ石灰岩は南部フォッサマグナ地域にのみに分布するという知見を得た。このことは、プレート境界の変遷を考察する一資料になるものと考えている。

本報告にあたり、執筆は門田真人・末包鉄郎が担当した。また、化石の同定や研究の方向を示唆いただいた、次の方々に厚くお礼申し上げる。放送大学の濱田隆士教授、埼玉大学の松丸国照教授、神奈川県立博物館の松島義章氏、横須賀市立自然博物館の蟹江康光氏、串本海中公園センターの内田燕臣氏、東海大学海洋研究所西表分室の横地洋之氏である。

2. 石灰岩の産状

丹沢地域のサンゴ石灰岩は、見上(1976)の大山亜層群および同相当層中にレンズ状に挟在する。筆者らの調査では、合計10地区31か所に石灰岩のレンズ状岩体を確認した。北部では、加入道山(1418m)の山頂付近から谷筋にかけて分

布し、最大規模のBレンズ(KN-B)は、全長500mに及ぶ。白石峠の名の由来はここにある。しかし、その南側の深成岩体からの熱変成作用の影響が大きく、古生物学的な情報は得られないが、D、E、Fレンズ中には印象化石を確認できる(相原, 1975; 門田・末包, 1994)。特に、Fレンズでは、接触変成前に、化石は一部シリカで置換されたために、*Aturia* sp.、サンゴ、有孔虫化石などの密集体が保存された(門田・末包, 1995)。

南部では、石灰岩はJR御殿場線の松田駅から駿河小山駅にかけての北側山間部に点在する(門田・末包, 1980)。レンズの周辺は暗緑色凝灰岩を主体とした火碎岩だが、神縄逆断層の影響を受けてかなり破碎されているところが多い。サンゴ化石や、大型有孔虫化石を多産するのは、人遠(HT)、滝沢(TK)、萱沼(KY)レンズである。人遠レンズは、神奈川県内で、最初に*Aturia* sp.(門田・末包, 1978)の見つかっている地区である。

3. 産出化石

3-1. 大型有孔虫類

丹沢産の示準化石には、底生有孔虫の*Nephrolepidina*と*Miogypsina*がある。両者は一般に石灰岩中に共産するが、稀に凝灰岩中にも見つかる。特に諸戸沢石灰岩には、有孔虫化石が100cmあたりに3500個体と密集している(図版2-3-3-1の写真5)。そこで、*Nephrolepidina japonica*の正横断面の定方位薄片65枚を作り、胚芽室構造について計測を行った。その結果、BLOWのN 8 帶(15Ma)に相当するものと判明した(門田・末包, 1978)。尺里(HS)産、萱沼(KY)産石灰岩中の*Nephrolepidina*を用いて半沢(1931)、Ujiie(1973)、Matsumaru(1973)らが特定した化石年代とも一致した。

3-2. 石灰藻類

石灰藻化石も、有孔虫化石やサンゴ化石とともに本地域の石灰岩を構成する主要メンバーの1つである。この石灰藻についてはMikami(1962)の产地報告がある。筆者らは石灰藻についての詳細な研究をしていないが、層状、樹枝状、球状の形態を示すものなど数属を同定している。

3-3. 造礁サンゴ類

造礁性サンゴ化石の同定については、本邦産中新世化石の報告が希少なため、千葉県沼産サンゴ(完新世)や現生種と比較して進めた。その結果、50を超える属種を確認できた(門田・末包, 1994)。

それらはいずれも、現生サンゴ礁に普通に見られる群体サンゴである。中でも最大のものは、60cm四方もあるショ

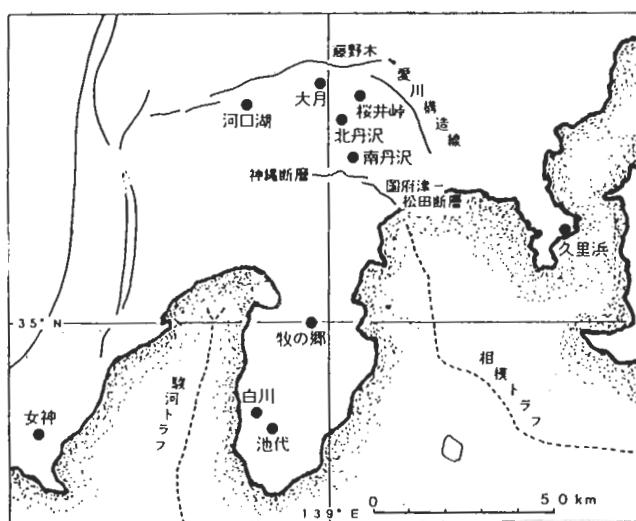


図2-3-3-1. 中新世礁性石灰岩 (●) の分布

(門田・末包・蟹江, 1988)

ウガサンゴ(*Stylophora pistillata*)群体で、生息状態で火山灰に埋もれたようすが観察できる。一方、キクメイシサンゴ(*Favia speciosa*)は40cm四方の群体もあり、風化面に直径1cm程度の菊目模様が並列する。さらに、ミドリイシ類は頻繁に見つかるものの、骨格化石のみでの種の同定は極めて困難である。現生沖縄産ミドリイシ類は35種に及んでいるのに対して、丹沢産化石では、確認できたのは4種である。同様のことがハナヤサイサンゴ類などにも言える。今後、同定に関する新しい基準を見いだす必要がある。

またアオサンゴは、太枝状群体として見つかるが、稀に準塊状群体もある。現生のアオサンゴは、熱帯・亜熱帯地域にのみ生息しており、現生サンゴ礁の中に群生するのは、琉球列島以南である。このほか、丹沢からはヨロンキクメイシサンゴ(*Coeloseris mayeri*)(写真12)、アナサンゴモドキ(*Millepora* sp.)、ダイオウサンゴ(*Diploastrea heliopora*)などの亜熱帯～熱帯域を強く指示する群体サンゴ化石も見つかっている。

3-4. オウムガイ科アツリア化石

Aturia sp. は、南部の人遠(HT 3)で最初に見つかった(写真3)。石灰藻や有孔虫と共に産し、破損している。螺環は3層あるが、長径17mmと小型で、最外殻が残存していても30～40mm程度の個体である(門田・末包, 1978)。北部の加入道山に分布する大理石岩体のうち、前述の小岩体F(K N-F)からは有孔虫、サンゴ、スイショウガイ科巻貝とともに18個のオウムガイ科の化石を採集した。連室細管の位置が内殻に接していることと殻の断面から偏平形であることが分かり、*Aturia* sp.(写真1、2)に同定した(門田・末包, 1995)。いずれも破損した個体であり、風化断面であるために、種レベルの同定は困難である。*Aturia* sp. が局所にまとまって産出することから、丹沢サンゴ礁は、アツリアの生息場であったと考えられる。

3-5. サメの歯化石

南部の尺里に分布している石灰岩体のうち、尺里第二(HS-2)からは、小型サメ類の歯化石が凝灰岩質の部分から石灰藻や有孔虫とともに見つかった。*Isulus* sp.(アオザメの仲間)、*Lamna* sp.(ネズミザメの仲間)に同定された。

4. 丹沢の古環境

日本列島の15Ma前後の地層からは、現生の亜熱帯気候に相当する化石群集が報告されている(山野井ほか, 1980)。

温暖な環境が地球規模で広がっていたのであるが、このことを差し引いても丹沢サンゴ礁が示唆する海洋気候区は、もっと熱帶的であったと考えられる。

5. 中新世丹沢サンゴ礁の意義

筆者らの、今までの調査によって得た知見は、次の通りである。

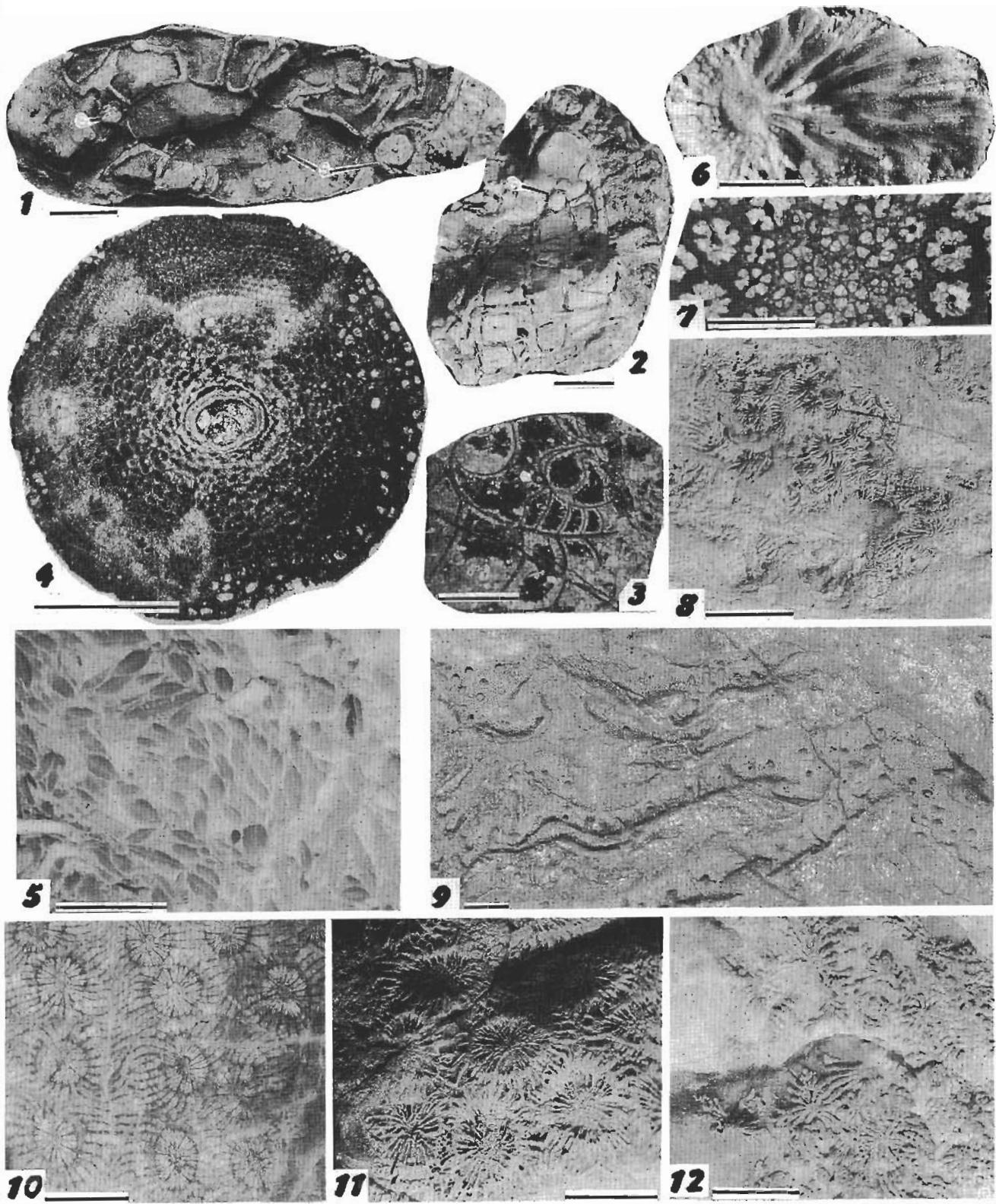
熱帶～亜熱帯気候を指示する化石群集を含む現地性石灰岩が南部フォッサマグナ地域に限定されて分布していること(門田ほか, 1988)は、次のように解釈される。

中新世の前期末頃、現在より南方にあった丹沢地塊の周辺では、海底火山活動の静穏期に、火山島の周囲にサンゴ

礁が形成されていた。そして、丹沢地塊一帯は、フィリピン海プレートの北端に乗って伊豆半島に先行して北上していたと考えられる。藤野木一愛川構造線は、この頃のユーラシアプレートとの境界である。そして、のちに、伊豆地塊が本州に接合した頃、プレート境界は現在の境界、すなわち相模トラフ・国府津一松田断層・神縄断層・駿河トラフに形成されたと考えられる。このことは、新妻(1987)がサンゴ化石以外の資料をもとに提唱した、南部フォッサマグナにおける海陸分布の変遷を支持するものである。一方、丹沢サンゴ礁の古生物群集は、伊豆一小笠原島弧のサンゴ生物群集相よりもむしろ黒潮の影響を強く受けている琉球列島のそれに相似している。このことから考えて、前期中新世のフィリピン海プレートの移動ベクトルは北東方向であり、丹沢地塊は、現在地点よりも南西に位置していた可能性がある。

文 献

- 相原延光, 1975. 丹沢山地北部の地質(1). 神奈川地学.
Ujiie, H., 1973. Distribution of the Japanese Miogypsinids,
Part 3 *Bull.Natn.Sci.Mus.Tokyo*, 16, 99-11.
加藤鉄之助, 1910. 相模國山北付近地質調査概報. 地調報告,
(18), 47-73.
門田真人・末包鉄朗, 1978. 丹沢山塊南部産中新世オウム
ガイ類. 地質学雑誌, 84(12), 739-741.
門田真人・末包鉄朗・蟹江康光, 1988. 三浦半島の中新世
礁性サンゴ化石. *Sci. Rep. Yokosuka city Mus.*, (36),
11-18.
門田真人・末包鉄朗, 1994. 丹沢化石サンゴ礁. 神奈川自
然史資料(16): 53-60.
門田真人・末包鉄朗, 1995. 丹沢・加入道山のオウムガイ
類化石. 東海紀要31, 70-74.
新妻信明, 1988. 南部フォッサマグナにおける海陸分布の
変遷. 化石, (43): 2-5.
Matsumaru, K., 1973. Miocene large foraminiferal
zonation in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, (8), 85-93.
Mikami, K., 1961, 1962. Geological and petrological stu
dies the Tanzawa Mountainland(Part I, II). *Sci. Rep.
Yokohama Nat. Univ.* (II), 8, 57-110; 9, 59-108.
山野井徹・津田禾粒・糸魚川淳二・岡本和夫・田口栄治,
1980. 西日本の中新統中部から発見されたマングローブ
林植物について.



図版2-3-3-1. 丹沢石灰岩の化石

1. 加入道山産 *Aturia* sp.(アツリアの仲間). スケールは 1 cm. s は連室細管. 2. 加入道山産 *Aturia* sp.(アツリアの仲間). スケールは 1 cm. 3. 人遠産 *Aturia* sp.(アツリアの仲間). の鏡下写真. スケールは 5 mm. 4. 人遠産有孔虫 *Nephrolepidina japonica* の正横断面. 鏡下写真. スケールは 1 mm. 5. 諸戸沢産大型有孔虫化石. スケールは 5 mm. 6. 人遠産 *Pectinia* sp.(ウミバラの仲間). スケールは 1 cm. 7. 人遠産 *Stylophora pistillata*(ショウガサンゴ). 50×50×30cm 群体の一部分の鏡下写真. 8. 人遠産 *Pavona clavus* (コモシコロサンゴ). スケールは 5 mm. 9. 人遠産 *Heliopora coerulea* (アオサンゴ) 30×15×15cm 群体の一部. スケールは 5 mm. 10. 人遠産 *Favia* sp. (キクメイシサンゴの仲間). スケールは 1 cm. 11. 人遠産 *Favia speciosa* (キクメイシサンゴ). スケールは 1 cm. 12. 人遠産 *Coeloseris mayeri* (ヨロンキクメイシサンゴ). 20×20×10cm 群体の一部. スケールは 5 mm.

4. 丹沢層群谷太郎層および寺家層から産出する底生有孔虫化石

要約

丹沢層群谷太郎層および寺家層は、底生有孔虫化石の分析から、下部漸深海帯で堆積したことが判明した。また、寺家層の群集に浅海性の種が混入することから、本層堆積当時、浅海域が隣接していたと推定される。

1. はじめに

宮ヶ瀬ダムの建設工事に伴い、谷太郎層および寺家層が新たに露出した。両層から得られた各1試料（MYG-Cおよび寺家-A）の底生有孔虫化石を分析した。両層の年代については、太田ほか(1986)・岡田(1987)により、谷太郎層の下位層である不動尻層が中新世中期のCN 5a、寺家層が中新世後期CN 9に対比されたが、青池(本報告書)により、谷太郎層はCN 5b、寺家層はCN 9に対比された。太田ほか(1986)は、底生有孔虫に基づき、寺家層の堆積環境は水深1000m以深の大陸斜面で近隣に浅海があり、さらに浮遊性有孔虫から、暖海流の到達する海域であったと報告した。また、福田・篠木(1951)は、丹沢山地北部に分布する西桂層群島田層の泥岩から産する底生有孔虫に基づき、島田層の堆積盆はむしろ寒流の影響下にあったと報告した。なお、岡田(1986)は、寺家層を丹沢山地北部の西桂層群島田層と対比し、それぞれ丹沢山地の北方と東方の海域で堆積したと見なした。

小論では、今回はじめて得られた谷太郎ならびに寺家両層産底生有孔虫化石群集を明らかにし(表2-3-4-1)、さらに特徴種に基づき古水深を推定した。執筆は相川弘二が担当した。

なお、底生有孔虫化石の鑑定に際し、名古屋自由学院短期大学助教授の秋元和實先生にご指導いただいた。

2. 底生有孔虫群集

分析に用いた2試料(各乾燥重量50g)を、高柳ほか(1978)に従い、ナフサ法で泥化した。目開き200メッシュ($0.074\mu\text{m}$)の篩上で水洗後、残渣を乾燥回収し、秤量した。残渣を分割し、底生有孔虫が200個程度含まれる分割試料から顕微鏡下にて全ての有孔虫を摘出した。その結果を表2-3-4-1に示し、多産種には記号を付した。さらに、特徴種の走査型電子顕微鏡写真を文末に掲げた。

谷太郎層、寺家層両試料から産出した底生有孔虫化石のうち、棄却水準0.01を満たし、高い頻度の種を優勢種として古水深の推定に用いた。

谷太郎層から産出した有孔虫化石の群集組成は表2-3-4-1に示した通り、*Brizalina kaiensis*、*Dentalina* sp.A.、*Stilosomella* sp.、*Melonis sphaeroides*、*Cibicidoides mediocris*?、*Martinotiella communis*、*Tosia hanzawai*で特徴づけられる。秋元・長谷川(1989)、長谷川ほか(1989)によれば、*M. sphaeroides*、*T. hanzawai*の上限深度帯が下部漸深海帯であることから、古水深は下部漸深海帯と判断される。

寺家層から産出した底生有孔虫化石の群集は、上限深度帯が下部漸深海帯を指示する*Melonis sphaeroides*、中部漸深海帯を指示する*Cibicidoides mediocris*、内部浅海帯を指示する*Hanzawaia nipponica*?、*Elphidium advena*などが混合している。堆積環境は下部漸深海帯とみなされる

が、浅海性の有孔虫が混在していたことは、浅海性の堆積物の半深海部への運搬があったことを示唆している。これは、太田ほか(1986)の結果とほぼ同じである。

3. 底生有孔虫化石による堆積環境

谷太郎層より産出する底生有孔虫は漸深海帯以深の群集であり、古水深は2000-2500m~3000-3500mと推定される。また、浅海に棲むものがほとんど見られないことから、陸地からの堆積物の供給がほとんどない堆積環境であったと考えられる。また、本層と対比される富士川地域西八代層群の有孔虫化石群集(Akimoto, 1991)は、本層の有孔虫群集とほぼ同じ古水深を示している。

寺家層より産出する底生有孔虫は浅海に棲むものが漸深海帯以深に棲むものに混在していることから、本層が堆積した環境は水深は2000-2500m~3000-3500mと推定されるが、本層堆積当時、浅海域が隣接したと考えられる。なお、古流向(太田ほか, 1986)から、浅海域は北方にあったと考えられる。また、寺家層が暖海流の影響下で堆積し、西桂層群島田層は寒流の影響下にあったということは、7 Ma当時の暖流が関東山地の南側を北上し、北方からフォッサマグナ地域を通って寒流が南下していたことを示唆する。

文 献

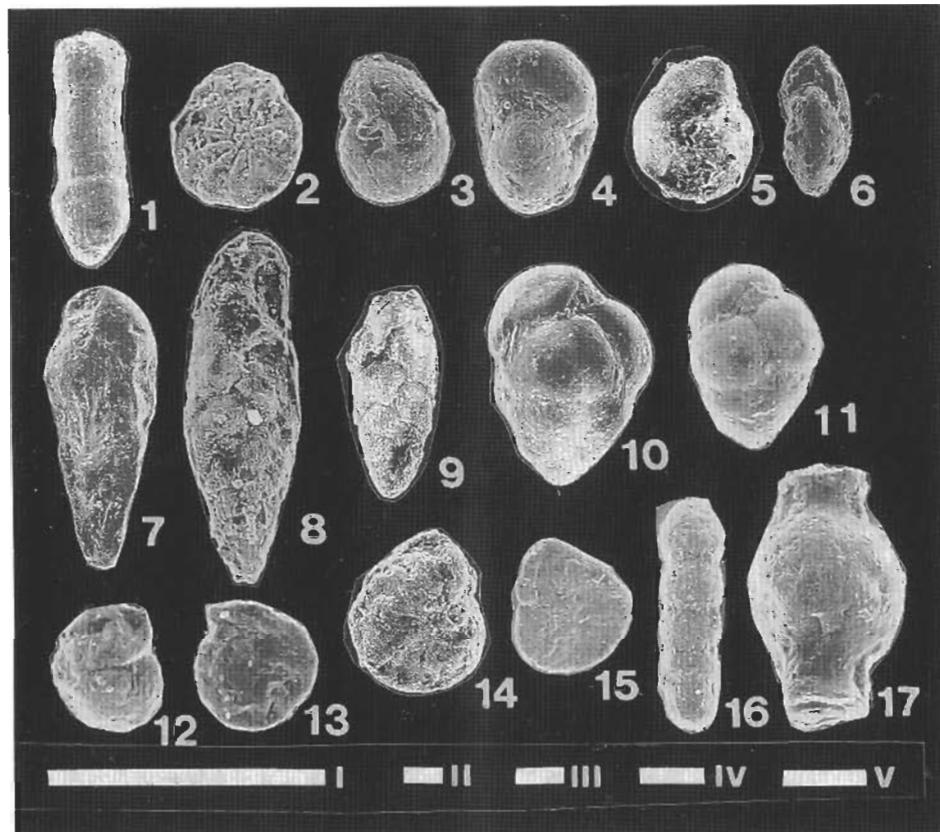
- Akimoto, K., 1991. Paleoenvironmental Studies of the Nishiyatsushiro and Shizukawa Groups, South Fossa-Magna Region. *Sci.Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, 61(1) : 1-102.
 秋元和實・長谷川四郎, 1989. 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布. 地質学論集, (32) : 229-240.
 福田理・篠木嶺二, 1952. 西桂層群の層位学的並びに微小古生物学的研究. 地質学雑誌, 58(681) : P191-192.
 長谷川四郎・秋元和實・北里洋・的場保望, 1986. 底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標. 地質学論集, 32 : 241-253.
 太田英将・石黒均・岩橋悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. 静岡大学地球科学研究報告, 12:153-189.
 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質サンノ化石の生層序と古環境. 化石, (43) : 5-8.
 高柳洋吉編, 1978. 微化石研究マニュアル. 朝倉書店.

表2-3-4-1. 底生有孔虫化石産出リスト

☆印は谷太郎層多産種

◎印は寺家層多産種

地層名(試料番号)	谷太郎層(MYG-C) 個体数	頻度	寺家層(寺家-A) 個体数	頻度
有孔虫種名				
膠着質有孔虫				
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)	8	3.7		
<i>Textularia</i> sp.	2	0.9		
石灰質有孔虫				
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Bartsch)	6	2.7		
<i>Anomalinoides glabrata</i> (Cushman)	1	0.5		
<i>A.</i> sp.			2	1.0
<i>Bifalina</i> sp.			1	0.5
<i>Bolivina robusta</i> Brady			3	1.5
<i>B.</i> cf. <i>robusta</i> Brady	1	0.5		
<i>Brizalina alata</i> (Sequenza)			15	7.5
☆ <i>B.</i> <i>kaiensis</i> Akimoto	33	15.1		
<i>B.</i> <i>spathulata</i> (Williamson)			8	4.0
<i>B.</i> cf. <i>spathulata</i> (Williamson)			7	3.5
<i>Burseolina</i> sp.	1	0.5		
<i>Bulimina</i> cf. <i>aculeata</i> d'Orbigny			1	0.5
<i>B.</i> <i>striata</i> d'Orbigny	2	0.9		
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'Orbigny)			4	2.0
<i>C.</i> cf. <i>asanoi</i> Matsunaga			2	1.0
<i>C.</i> <i>pseudoungerianus</i> (Cushman)	5	2.3		
<i>C.</i> <i>praecinctus</i> (Karrer)	5	2.3	2	1.0
<i>C.</i> sp.A			1	0.5
<i>C.</i> sp.B	2	0.9	4	2.0
<i>Cibicidoides mediocris</i> (Finlay)			13	6.5
<i>C.</i> <i>mediocris</i> ? (Finlay)	7	3.2		
<i>Dentalina guttifera</i> d'Orbigny	2	0.9		
<i>D.</i> sp.A	13	5.9		
<i>D.</i> sp.B	1	0.5		
<i>Elpidium advena</i> (Cushman)			5	2.5
<i>Epistominella</i> sp.			3	1.5
<i>Evolvocassidulina brevis</i> (Aoki)			9	4.5
<i>Fissurina</i> sp.	1	0.5		
<i>Globobulimina</i> sp.			1	0.5
<i>Globocassidulina</i> sp.	2	0.9	3	1.5
<i>Gyroidina orbicularis</i> ? d'Orbigny	3	1.4		
<i>G.</i> sp.			2	1.0
<i>Hanzawaia nipponica</i> Asano	3	1.4		
◎ <i>H.</i> <i>nipponica</i> ? Asano			20	10.0
<i>Heterolepa subpraecincta</i> (Asano)	1	0.5		
<i>Lagena acuticosta</i> Reuss	1	0.5		
<i>L.</i> <i>laevis</i> (Montagu)			1	0.5
<i>L.</i> sp.			1	0.5
<i>L.</i> ? sp.	1	0.5		
<i>Lernella</i> cf. <i>inflata</i> (LeRoy)	1	0.5		
<i>Melonis barleeanus</i> (Williamson)			4	2.0
<i>M.</i> <i>parkerae</i> (Uchio)	6	2.7		
◎ <i>M.</i> <i>sphaeroides</i> Voloshinova	10	4.6	22	10.9
<i>M.</i> sp.	2	0.9		
<i>Nodosaria</i> sp.	10	4.6		
<i>N.</i> ? sp.	12	5.5		
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)	1	0.5		
<i>O.</i> ? sp.	3	1.4		
<i>Paracassidulina sagamiensis</i> (Asano and Nakamura)	2	0.9		
<i>P.</i> sp.			4	2.0
<i>Plectofrondicularia</i> sp.			4	2.0
<i>Pseudononion</i> sp.			15	7.5
<i>Pullenia quinqueloba</i> (Reuss)	1	0.5		
<i>P.</i> sp.	2	0.9		
<i>Pyrgo</i> sp.	1	0.5		
<i>Rectobolivina raphana</i> (Parker and Jones)	1	0.5		
<i>Robulus nikobarensis</i> (Schwager)	1	0.5		
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri)	1	0.5		
<i>Siphogenerina</i> sp.	2	0.9		
<i>Siphonodosaria oinomikadoi</i> (Ishizaki)			3	1.5
<i>Sphaeroidina compacta</i> Cushman and Todd	2	0.9	1	0.5
<i>Stilostomella</i> sp.	11	5.0	3	1.5
<i>Tosaia hanzawai</i> Takayanagi	8	3.7		
<i>Trifarina kokozurensis</i> (Asano)			10	5.0
<i>T.</i> <i>occidentalis</i> (Cushman)	3	1.4		
<i>Uvigerina hispidocostata</i> Cushman and Todd	3	1.4		
<i>U.</i> <i>proboscidea</i> Schwager	4	1.8	3	1.5
<i>U.</i> sp.	1	0.5		
<i>Valvularia</i> sp.			3	1.5
未同定石灰質有孔虫数	33	15.1	21	10.4
膠着質有孔虫總数	10		0	
石灰質有孔虫總数	211		202	
底生有孔虫總数	221		202	
定量有孔虫数(／1 g)	71.5		31.3	
膠着質有孔虫数／石灰質有孔虫数(%)	4.5		0	
浮遊性有孔虫数(／1 g)	31.1		3.7	
浮遊性有孔虫比(P／T比: %)	43.5		31.3	
含泥率(%)	72.4		93.4	



図版2-3-4-1. 谷田郎層および寺家層から産出した底生有孔虫化石の特徴種の走査型電子顕微鏡写真

1. *Martinottiella communis* (d'Orbigny)
2. *Elphidium advena* (Cushman)
- 3,4. *Melonis sphaeroides* Voloshinova
- 5,6. *Melonis parkerae* (Uchio)
7. *Brizalina kaiensis* Akimoto
8. *Brizalina spathulata* (Williamson)
9. *Brizalina alata* (Sequenza)
- 10,11. *Tosaia hanzawai* Takayanagi
- 12,13. *Cibicidoides mediocris* (Finlay)
- 14,15. *Hanzawaia nipponica?* Asano
16. *Stilostomella* sp.
17. *Dentalina* sp.A

Scale bar

I:1mm; II, III, IV, V:0.1mm

I:3,15 II:1,5,6,9,14 III:2,8,12,13

IV:4,7,16,17 V:10,11

5. 丹沢層群と愛川層群の貝化石

要約

- 西丹沢の丹沢層群本谷川層および相当層中に分布する石灰岩は、ネフロレピジナやミオジプシナおよび熱帯域に生息するオウムガイ類のアツリアやスイショウガイを伴って、多数の造礁性サンゴ類から構成される。このように底生有孔虫や熱帯性の貝類、造礁性サンゴからなる石灰岩は、約1500万年前の中新世前期～中期の熱帯～亜熱帯域で形成されたサンゴ礁石灰岩であることが分かった。
- 丹沢西北部の鐘撞山周辺と東丹沢の法華山付近からは、寒流系種のカネハラニシキが産出する。このカネハラニシキは丹沢地域では、約1200～1000万年前の中新世中期～後期初頭に生息していた。この時代になると丹沢地域は、寒流の影響を受けるところまで一気に北上してきていた。
- 丹沢層群最上部の落合礫岩層は約500～400万年前の鮮新世の地層で、貝化石をはじめ、多種多様な化石を産出する。貝化石の産状とその特徴から、本層は沿岸の岩礁海岸や上部浅海の砂底に生息していた暖流系種が、礫と一緒に泥の堆積する深さ数100m以上の深海底に運ばれ形成された礫岩層である。この頃になると丹沢はさらに本州側へ近づき、関東山地に衝突する少し前の、関東山地との間にみられる幅の狭い、水深の大きい海峡となっていた。

1. 丹沢山地からみつかる貝化石について

丹沢山地は海底の火山活動によって噴出された溶岩、火山弾や火山灰の火山噴出物および火山角礫岩や凝灰角礫岩などの莫大な量の火山碎屑物が、厚く堆積してきた地層の丹沢層群と愛川層群から構成されている。このような海底の堆積物であるにもかかわらず、貝化石の産出は西丹沢北部の鐘撞山(Shibata, 1956)、または東丹沢の宮ヶ瀬(見上, 1955; Shibata, 1957)など、非常に少ない場所に限られる。しかし、貝化石が見つからないことも重要な情報で、厚く堆積する丹沢層群と愛川層群が示すように、海底の火山活動が激しく、また岩礁性の海底が多かったことが関係していると考えられる。

ところで、これまでに丹沢層群や愛川層群の2～3層準から知られる貝化石は、種類やその産状に特徴があり、両層群の堆積環境や形成年代に関して重要な情報を提供してくれる。本節では、最近、門田・末包(1978; 1995)の研究で明らかになった、西丹沢の大野山北東方の人遠と、加入道山の白石沢から発見されたオウムガイ類化石を含めて紹介する。そして、限られた貝化石から推定される情報をもとに、丹沢山地を構成する丹沢層群や愛川層群の堆積環境と古地理について考察する。執筆は松島義章が担当した。

本文をまとめるにあたり、ご指導・ご助言をいただいた京都大学理学部鎮西清高教授、東海大学付属相模高校門田真人教諭、神奈川県立生命の星・地球博物館平田大二主任学芸員、さらに落合礫岩層についての情報および現地調査について便宜をはかっていただいた宮ヶ瀬ダムインフォーメーションセンター堀江澄男所長の方々に感謝する。

2. 西丹沢のサンゴ礁石灰岩からのオウムガイ類化石

西丹沢に分布する丹沢層群中の小岩体石灰岩には、ネフロレピジナ(*Nephrolepidina japonica*)やミオジプシナ(*Miogypsina kotoi*)などの有孔虫化石が含まれる(Hanzawa, 1931)。特に、ネフロレピジナとミオジプシナが産したことによって、丹沢層群の形成年代が第三紀中新世前期～中期のものであることが明らかになった。

最近、この西丹沢の丹沢層群本谷川層および相当層中に分布する小岩体の石灰岩について、門田と末包が調査を行

い、ネフロレピジナやミオジプシナを伴って50種以上の造礁性サンゴ化石を報告した(門田・末包, 1978; 94; 95)。その中にはアオサンゴ(*Heliorpora coerulea*)やオヤユビミドリイシ(*Acropora gemmifera*)のように、現在の熱帯～亜熱帯にしか生息しない種も含まれていることが判った。このように底生有孔虫と熱帯～亜熱帯の造礁性サンゴを伴う石灰岩は、中新世前期～中期の熱帯～亜熱帯域で形成された造礁性サンゴ石灰岩であることを示している。この造礁性サンゴ化石に伴って熱帯域に生息するオウムガイ類の一一種(*Aturia sp.*)やスイショウガイの一一種(*Strombus sp.*)が見つかった(門田・末包, 1978; 95)。これまでに各地で発見されている中新世前期～中期(約1500年前)のアツリアは、その産状からみて暖流にのって北上してきた遺骸の異地堆積である。ここ丹沢の造礁石灰岩中のアツリアは、産状や個体数から判断して、幼殻から成殻までの成長段階を示す貝殻が狭い範囲に集中して見つかり、サンゴ礁域で生息し現地堆積したことを見ている。したがって、共産するアツリアやスイショウガイからも丹沢のサンゴ石灰岩は、熱帯域で形成されたサンゴ礁であったことが裏付けられた。

さらに、丹沢と同時期でしかも同様な組成の造礁石灰岩は、静岡県相良の女神、伊豆の池代などが知られ、その分布が南部フォッサ・マグナに限られ、この地域の特徴となっている(末包・門田, 1986)。すなわち、有孔虫、造礁性サンゴ、アツリアやスイショウガイなどから推定して、約1500万年前の丹沢を含む南部フォッサ・マグナは、熱帯～亜熱帯域に位置していた。そこでは海底の火山活動が激しく、噴出された大量の溶岩をはじめ火山碎屑物が浅海に厚く堆積した。火山活動の穏やかな時期には、アツリアやスイショウガイなどのすむ、サンゴ礁の発達する浅い海が広がっていた。

3. 西丹沢北部の鐘撞山周辺と東丹沢の中津山地法華山付近のカネハラニシキ

丹沢層群や愛川層群は厚く発達した凝灰岩類から構成されるが、ほとんど貝化石を産出しない。しかし、西丹沢北部の鐘撞山周辺と東丹沢の中津山地法華山付近では、火山礫を含む凝灰岩ないし凝灰質礫岩中よりカネハラニシキ

(*Chlamys kaneharai*)が多く産出する。

3-1. 西丹沢北部の鐘撞山周辺からのカネハラニシキ

山梨県との境界に位置する鐘撞山から道志川の支流である神ノ川上流の長者舎にかけての地域一帯では、凝灰岩ないし凝灰質礫岩が分布しており、そこからはカネハラニシキが多く産出する(Shibata, 1956)。どの地点でもカネハラニシキで占められ、他の種がほとんど見られない。化石を含む凝灰岩類は鐘撞山礫岩層中のもので、東丹沢で確立している丹沢層群大沢層相当層(Mikami, 1962)に対比される。

3-2. 東丹沢の中津山地法華山付近からのカネハラニシキ

愛川層群からの貝化石は、鐘撞山周辺と同様にカネハラニシキで占められ、中津渓凝灰岩層に集中している(Mikami, 1962)。中でも中津渓谷の南方、中津山地の法華山南東面では林道工事に伴い、出現した露頭からカネハラニシキ化石がたくさん産出した(鎮西・松島, 1987)。

これら2地区に見られるカネハラニシキの産状は、いずれも火山礫を含む凝灰岩ないし凝灰質礫岩の限られた層準より、この種だけが集中して見つかり、これ以外の貝はほとんど含まれない。さらに、本種の分布には特徴があり、これまでこのカネハラニシキ化石の産出した地点を見ると、丹沢山地を南限に、東北地方を中心として北は北海道からカラフトまで広く分布している。本種は典型的な北方系(寒流系)の化石種である。

カネハラニシキの出現は約1400万年前で、その後、約1000万年前ごろまで生息していた。丹沢におけるカネハラニシキを産出する層準は、丹沢層群大沢層相当層となっている(Mikami, 1962)。この大沢層の堆積年代は石灰質ナンノ化石から、約1200~1000万年前となっている(太田ほか, 1986; 岡田, 1987)。のことから判断して、丹沢地域は約1200~1000万年前の中新生中期末~後期初頭になると、寒流系種のカネハラニシキが南下してきて生息していたといえる。すなわち、約1500万年前には南方の、すくなくとも亜熱帯域に位置していた丹沢が、約1200~1000万年前になると寒流の影響を受けるところまで、一気に北上していたことを、カネハラニシキ化石の分布が示していた。

4. 落合の化石について

東丹沢の清川村宮ヶ瀬、すなわち、中津川と早戸川の合流地点の落合付近は、丹沢層群の最上部を占める落合礫岩層が分布する。この礫岩層中には貝化石をはじめフジツボ類化石やサメの歯化石などが産出し、古くから“落合の化石”の産地として知られていた。

落合礫岩層の記載は篠木・見上(1954)と見上(1955)によって行われた。本層は模式地の清川村落合を中心に早戸に至る早戸川沿岸に分布し、層厚が325m以上、層相は凝灰質砂岩の薄層を挟む礫岩から成る。礫の構成種は下位の丹沢層群から由来したと考えられる角礫ないし亜角礫状をした巨礫の緑色凝灰岩や火成岩類、さらに関東山地からもたらされた古期岩類の粘板岩、チャートや硬質砂岩などの小円礫と変化に富む。

いろいろな化石が礫岩層中に多く含まれており、見上の調査では10種の貝化石が明らかにされた(見上, 1955)。続

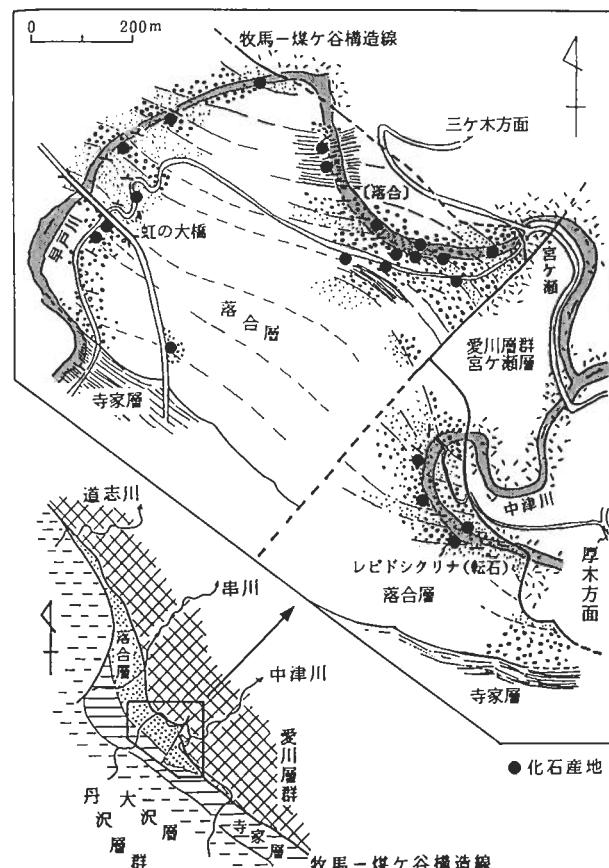


図2-3-5-1. 落合礫岩層の貝化石産出地点

(松島・平田, 1993 に追加)

いて、1956年には柴田がアワビの1種(コイケアワビ *Haliotis koikei*)、サザエの1種(ナルセサザエ *Tegula narusei*)、ウラウズガイの1種(オオモリウラウズガイ *Astrea omorii*)の3種を含む8種を明らかにした(Shibata, 1956)。これらの種は上部浅海帶の砂質底あるいは岩礁に生息する貝類群集である。最近、富田がニッポンオトヒメゴロガイ(*Halocardia nipponensis*)を含む26種を報告した(Tomita, 1989)。特に、ニッポンオトヒメゴロガイは現在の相模湾では、水深750mの漸深海底に生息する種である。この深海性種のほかにも、ヒメエゾボラモドキ(*Neptunea cf. kuroshio*)、シマキンギョガイ(*Nemocardium samarangae*)やケショウシラトリガイ(*Macoma cf. calcarea*)などの深海性種が浅海性種と共産している。そして、このような深海性種を伴う本層は、少なくとも500mくらいの深海底で形成された地層であることを指摘している。

5. 落合礫岩層の貝化石調査

筆者らの調査では落合を中心に早戸川沿いに露出する落合礫岩層と、林道沿いの露頭の10数地点(図2-3-5-1)から、21種の貝化石、2種のサンゴ類化石、1種のフジツボ類化石などを採集した(松島・平田, 1993)。その産出状況をみると、厚く発達する礫岩中からはサザエの1種(*Tegula narusei*)、アワビの1種(*Haliotis koikei*)、クボガイの1

種(*Chlorostoma* sp.)、ウラウズガイの1種(*Astrea omorii*)、ヘビガイの1種(*Serpulorbis* sp.)など岩礁に生息する種が多くみられたほか、ミウラニシキ(*Chlamys miurensis*)が含まれている。ミウラニシキはカネハライニシキより殻が一回り大きく、放射肋の数が多い種で、その生息年代は約500~300万年前の鮮新世である。また、ツキヒガイの1種(*Amusiopecten* sp.)や上部浅海帶の砂底に生息するキッシュタマキガイ(*Glycymeris cisshuensis*)、ヨコヤマビノスガイ(*Mercenaria yokoyamai*)、ダイニチフミガイ(*Venericardia panda*)など暖流系種が産出した。これらの種に共通する点は、浅海にすんでいること、全体として岩礁性の種が多く、殻が壊れていったり丸くすり減っていることである。一方、礫岩の間に挟まれる薄い砂岩からは、薄い殻が合わさって保存のよい、現地性堆積をしたケショウシラトリガイ(*Macoma calcarea*)、コグルミガイの1種(*Ennucula* sp.)、キララガイの1種(*Acila* sp.)などの寒流系種が見つかる。これらの種はいずれも現在の相模湾の水深300m以上の深海に生息している。(生物学御研究所編, 1971)。

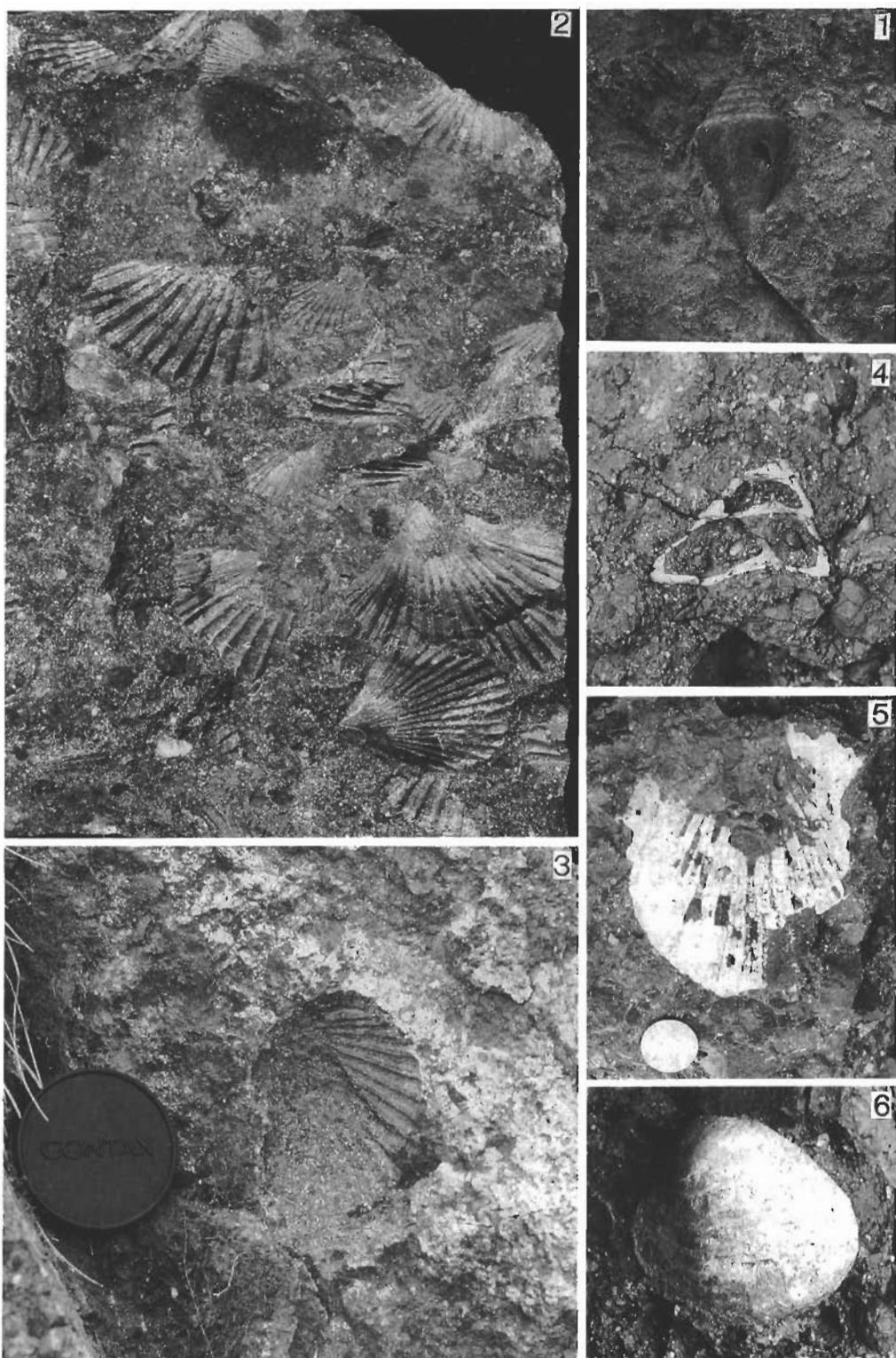
以上のような貝化石の産状とその生態的特徴から推定して、落合礫岩層は沿岸の岩礁地帯と上部浅海の砂底に生息していた暖流系種が、礫と一緒に泥の堆積する深さ数100m以上の深海底に運ばれ形成されたことを示す。このことは富田(1989)の述べている本層の堆積環境と一致する。さらに、本層の形成年代は岡田(1987)による石灰質ナンノ化石から、約500~400万年前の鮮新世となる。この時代は丹沢地域が関東山地に衝突する少し前となり、関東山地との間には幅が狭く、深い海(海峡)ができていた。この海峡へは沿岸の岩礁海岸に分布するサザエ、アワビ、クボガイやヘビガイなどと砂浜海岸にすむキッシュタマキガイ、ヨコヤマビノスガイやダイニチフミガイなどの暖流系種が、礫と一緒にケショウシラトリガイやコグルミガイなどの寒流系種のすむ深海底へ流れこんで厚い礫岩層を形成した。このように落合礫岩層は、新種を含めて多くの貝化石を産する興味深い地層であることが確認できた。

文 献

- 鎮西清高・松島義章, 1987. 南部フォッサマグナ地域の新第三紀貝化石群. 化石, (43): 15-17.
- Hanzawa, S., 1931. Notes on Tertiary foraminiferous rocks from the Kwanto mountainland, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., 12-2A:141-157.
- 門田真人・末包鉄郎, 1978. 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, 83(12): 739-741.
- 門田真人・末包鉄郎, 1980. 丹沢に分布する石灰岩—その3. 東海大学紀要, 17: 200-218.
- 門田真人・末包鉄郎, 1994. 丹沢の化石サンゴ礁について. 神奈川県自然誌資料, (16): 53-60. 神奈川県立博物館.
- 門田真人・末包鉄郎, 1995. 丹沢・加入道山のオウムガイ類化石. 東海大学紀要初等中等教育, 31: 69-74.
- 松島義章・平田大二, 1993. 落合れき岩層の化石. 自然教育活動のための宮ヶ瀬自然環境基礎調査報告書, 日本自然保護協会報告書, (73): 109-119. 日本自然保護協会.
- 見上敬三, 1955. 丹沢東縁部の地質. 横浜国大理科紀要,

sec., (4): 41-48.

- Mikami, K., 1962. Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland. Part1. *sci. Rep. Yokohama Nat. Univ.*, Sec. 2, 8:57-110.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 化石, (43): 5-8.
- 太田英将・石黒均・岩橋悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. 静岡大学地球科学研究報告, (12): 153-189.
- Shibata, M., 1956. A fossil fauna from the northern part of Tanzawa Massif. *Trans. Proc. Papaeont. Soc. Japan*, N. S., 23:229-234.
- Shibata, M., 1957. Some molluscan fossils from the eastern part of Tanzawa Mountainland. *Trans. Proc. Papaeont. Soc. Japan*, N. S., 25:21-25.
- 生物学御研究所編, 1971. 相模湾産貝類. 丸善, 東京.
- 篠木嶺二・見上敬三, 1954. 丹沢山塊東北部の構造について. 東京教育大研究報告, 3: 117-123.
- 末包鉄郎・門田真人, 1986. 南部フォッサ・マグナ地域の中中新世石灰岩—丹沢の郷土教材化を目指してー. 横浜国大教育学部野外教育施設研究報告, (4): 41-48.
- Tomita, S., 1989. Occurrence of fossil *Halicardia nipponensis* from the Neogene in the Tanzawa Mountainland, and its Palaeontological significance. *Venus, Jap. Jour. Malac.*, 48(3): 167-173.



図版2-3-5-1. 丹沢山地の丹沢層群と愛川層群の貝化石

1. 西丹沢の加入道山の白石沢に分布するサンゴ礁石灰岩より発見されたスイショウガイの1種(*Strombus* sp.)
門田真人氏採集
2. 西丹沢北部神ノ川上流の長者舎より産出した密集するカネハラニシキ(*Chlamys kaneharai*)
3. 東丹沢愛川層群よりなる中津山地の法華山南東面につくられた法華林道沿いに見られるカネハラニシキ(*Chlamys kaneharai*)
4. 清川村落合の早戸川沿いの落合礫岩層中のウラウズガイの1種(*Astrea* sp.)
5. 早戸川沿いの落合礫岩層中のツキヒガイの1種(*Amussiopecten* sp.)、殻の内側
6. 早戸川沿いの落合礫岩層中のヨコヤマビノスガイ(*Mercenaria yokoyamai*)

6. 深成岩類

要約

丹沢山地に分布する深成岩類について、岩石学的、地球化学的、造岩鉱物学的に記載を行い、特徴を明らかにした。この特徴は、丹沢深成岩類の生成が伊豆一小笠原弧の火成活動に関係していることを示している。また、丹沢深成岩類の成因について、地殻物質の部分融解が重要な役割を果たしている可能性を示した。丹沢深成岩類と類似の特徴を持つ深成岩類は伊豆一小笠原弧の中部地殻に存在すると推定され、丹沢深成岩類は、丹沢地塊の本州弧への衝突・付加に伴う隆起によって、現在地表に露出しているものであると解釈される。

1. はじめに

丹沢山地の深成岩体は、丹沢地域のほぼ中央部に、東西約25km、南北約5kmの規模で分布する(図2-3-6-1)。フォッサマグナ地域に分布する新第三紀の深成岩体としては最も大きい岩体の1つである。丹沢深成岩類は、トーナル岩類と斑れい岩類で構成され、新第三紀・中期中新世の主として玄武岩質から安山岩質の火山岩・火山碎屑岩より構成される海成の丹沢層群を貫く。深成岩体の貫入時期・貫入形態は、丹沢山地の構造発達史を考える上で重要な課題の1つであり、これまでにも数々の研究がなされてきた(例えばSeki et. al., 1969; 杉山, 1976)。深成岩体自体については、内部構造や岩体区分、岩石学的記載についていくつか報告がなされているが(相馬・吉田, 1966; 1968; 滝田, 1974; 1980)、これらの研究は主として、丹沢地塊がプレートテクトニクスの観点から再検討され始めた1980年代半ば以前になされたものである。また、この深成岩類は、特徴的にK₂O含有量が少ない“丹沢型”として知られてきたが、その成因についての詳しい研究は行われていなかった。近年、年代測定をはじめとした様々なデータが蓄積され、深成岩類についての丹沢山地における意味付けも見直されつつある(例えば、佐藤ほか, 1986)。深成岩類の研究は、地表付近での地質構造もさることながら、堆積岩や火山岩に比べて地下深部の情報をもたらし、その地域における地殻

の発達を考える上で重要であると思われる。丹沢地域の深成岩類の特徴を明らかにすることは、すなわち丹沢地塊の地下深部の情報を読みとり、地殻構成物質を知ることにはかならない。ここでは、今までの丹沢深成岩類に関する研究成果を概観し、野外観察と岩石学的・造岩鉱物学的・地球化学的記載を行い、その特徴から、丹沢山地における丹沢深成岩類の位置づけを行う。

なお、本節の執筆は川手新一が担当した。また、有馬真教授、藤巻宏和教授、田切美智雄教授には、研究にあたっての御指導を頂いた。記してここに感謝する。

2. 岩体区分

丹沢深成岩類の活動は、その岩相・岩型および貫入関係より次の4ステージの活動にまとめられる。

第1ステージ：大棚岩体、道志岩体

第2ステージ：熊木沢型岩体、大滝沢型岩体

第3ステージ：畦ヶ丸型岩体、ユーシン岩体

第4ステージ：モミの木沢型岩体、地蔵沢型岩体、用木沢型岩体、板小屋沢型岩体、箱根屋沢型岩体、富士見型岩体

第1ステージの岩体は、滝田(1974; 1980)の斑れい岩質岩類に相当し、第2ステージから第4ステージの岩体は滝田(1974)のトーナル岩複合岩体に相当する。丹沢深成岩類は

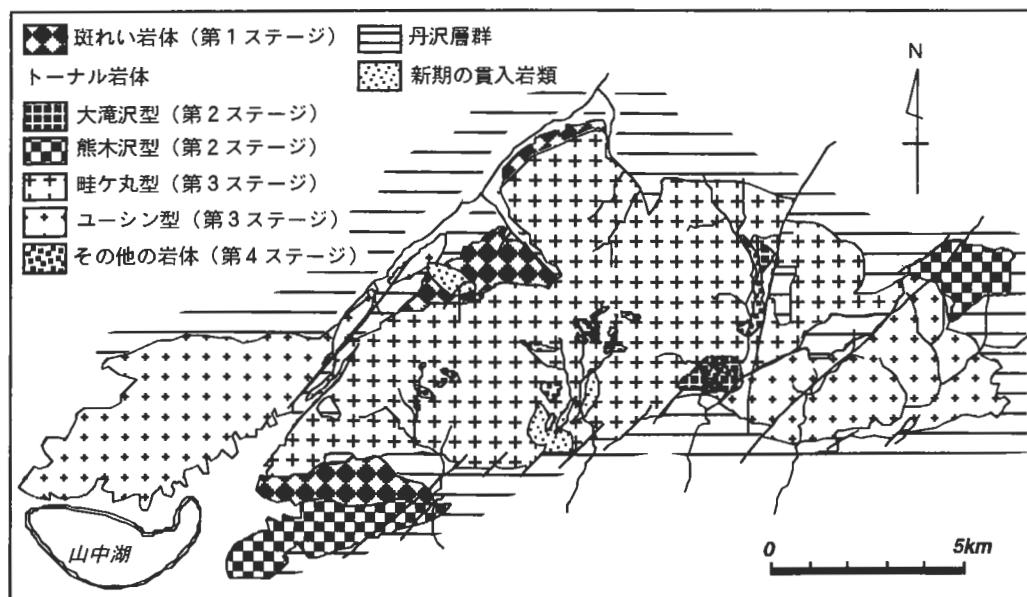


図2-3-6-1. 丹沢深成岩類の地質図 滝田(1974)、杉山(1976)による。

その産状、貫入関係、鏡下の特徴から、斑れい岩類とトーナル岩類と分けて扱われる場合が多い。以下、それぞれの岩相および貫入関係についてまとめる。

2-1. 斑れい岩質岩類

斑れい岩質岩類は、トーナル岩複合岩体を挟むように南部(大滝岩体)と北部(道志岩体)に分布し、それぞれ複合岩体を構成する(図2-3-6-1)。滝田(1980)は、斑れい岩質岩類を、タイプI、II、III、と輝綠岩に分類したが、これらの岩相変化は非常に激しく、貫入関係が複雑であるため、野外での認識は困難である。川手(1996)は、斑れい岩類を、

- a. 斑れい岩の組織を残す変斑れい岩
- b. 大型角閃石を有する粗粒角閃石斑れい岩
- c. 角閃石の反応縁を持つ輝石を有する粗粒輝石斑れい岩
- d. 細粒角閃石斑れい岩

の4つの岩相に分類した。この分類に従うとb・cは連続的な岩相変化を示し、貫入順序はa、b-c、dである。

これら斑れい岩類は岩相変化が複雑なため、变成岩類との明瞭な関係を認識することは困難である。しかしながら、これまでのところ、変斑れい岩類は周囲の变成岩類に密接に関連していると考えられるため、変斑れい岩に貫入する斑れい岩類は变成岩類に貫入関係にあると解釈できる。また、斑れい岩類は、トーナル岩類に岩脈状あるいはしみ込み状に貫かれるため、トーナル岩類に先立って形成されたと考えられる。

2-2. トーナル岩類

滝田(1974)は、野外における産状と鏡下の観察から、トーナル岩複合岩体を10の岩型に区分した。

トーナル岩体の最も早期の岩体は第2ステージの大滝沢型岩体と熊木沢型岩体である。分布範囲が異なるため両者の関係は不明である。野外の産状から、これらの岩体はそれぞれ、周囲の变成岩類と貫入関係にあると判断される。両岩体とも鉱物粒度の変化・鉱物量比の変化による岩相変化が著しい。

第3ステージの岩体は畦ヶ丸型岩体とユーシン型岩体で、丹沢深成岩類の中で最も分布範囲が広い。いずれの岩体も周囲の变成岩類と貫入関係にあると考えられるが、接触部付近に著しい細粒相は認められない場合が多い。畦ヶ丸岩体は第2ステージの岩体と同様に岩相変化が激しいのに対し、ユーシン岩体は岩相変化がほとんど見られない塊状・均質な岩体である。

第4ステージの岩体はいずれも第3ステージの畦ヶ丸岩体中に貫入する小岩体である。岩脈状やしみ込み状など、同じ岩型においても多様であり、急冷縁や細粒相を持つ場合や斑状組織を示す場合など、浅部と推定される貫入相を示す。

トーナル岩複合岩体の岩石は、各岩型とともに主として斜長石、石英、角閃石類、不透明鉱物の鉱物組み合わせを持つ(表2-3-6-1)。各岩体間および各岩体内的岩相の相違は、鉱物粒度と鉱物量比、特に石英と有色鉱物の量比の違いによるものである。この鉱物量比は全岩化学組成にも反映されている(図2-3-6-2)。

表2-3-6-1. 丹沢深成岩類のモード組成

岩石型	道志 1	道志 2	大滝 3	熊木沢 4	畦ヶ丸 5	ユーシン 6
石英	0.1	X	X	5.9	30.9	33.7
カリ長石	X	X	X	X	X	X
斜長石	55.6	57.9	60.5	63.8	48.0	59.5
普通角閃石	21.4	25.5	17.9	19.8	10.7	1.6
カミングトン閃石	6.2	6.2	2.8	4.4	0.2	0.3
紫蘇輝石	X	-	2.2	X	-	-
普通輝石	9.8	1.3	11.0	0.3	-	-
黒雲母	0.6	-	X	1.7	5.9	0.8
カンラン石	-	X	-	-	-	-
不透明鉱物	6.3	5.2	5.5	4.5	2.2	0.8
矽灰石	X	X	X	X	X	X
緑泥石	-	3.8	0.2	1.7	1.8	3.0
色指数	44.3	42.0	39.5	32.4	20.8	6.5

X: 少量含む

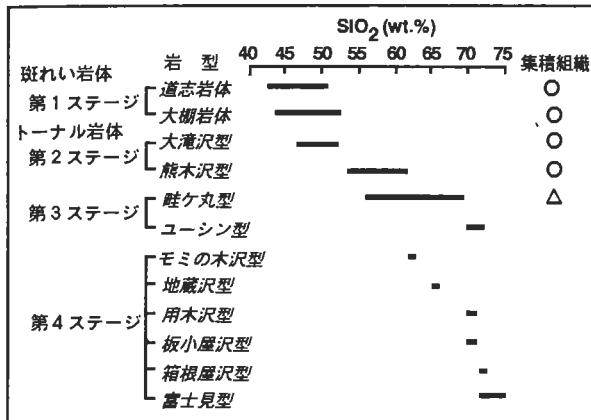


図2-3-6-2. 丹沢深成岩類のSiO₂含有量と貫入順序

以上を簡単にまとめたものが図2-3-6-2である。図2-3-6-2は各岩体のSiO₂含有量を示しているが、斑れい岩類を含め、早期の岩体はSiO₂含有量に乏しく、後期になるに連れSiO₂含有量がほぼ連続的に増加する。また、比較的早期の岩体は、組成範囲が広く、不均質な岩相や集積岩的な鏡下の組織を示す場合が多い。

3. 貫入年代

石英閃綠岩礫が丹沢層群中に産出することから、見上(1958)は丹沢深成岩類の貫入時代を丹沢層群の大山亜層群堆積初期～中期とした(詳細な年代は本項1節を参照)。河野・植田(1966)は黒雲母のK-Ar年代として東部のユーシン型岩体(5.2Ma)、畦ヶ丸型岩体(4.3Ma)、西部のユーシン型岩体(7.6Ma)の値を出した。佐藤ほか(1986)は黒雲母は西部のユーシン型岩体(4.8Ma)、畦ヶ丸型岩体北東部(4.6Ma)、畦ヶ丸岩体南西部(5.1Ma)、角閃石は畦ヶ丸型岩体北東部(10.1Ma)、畦ヶ丸型岩体南西部(10.7Ma)の値から、丹沢深成岩体は約11Ma～4Maの間に平均50°C/Maで冷却したと論じ、佐藤ほか(1990)は畦ヶ丸型岩体南縁部の矽灰石のフィッショントラック年代(2.5Ma)からさらに低温側で岩体の冷却速度が大きくなつたとした。その後、Saito et al.(1991)によって岩体北部のホルンフェルスと斑れい岩類、トーナル岩類についての全岩、角閃石、黒雲母を使ったK-Ar年代測定が広域にわたって多数行われ、これらの岩石を形成した年代はほぼ7Ma集中した。また、この結果はSaito(1993)のAr-Ar年代によつても支持され、丹沢の深成岩類は斑れ

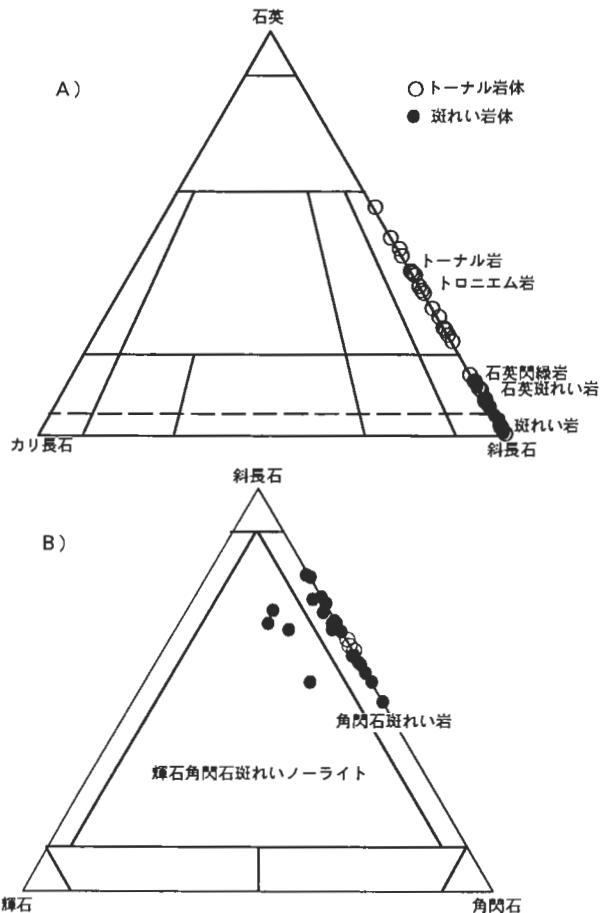


図2-3-6-3. 丹沢深成岩類の岩石学的分類

IUGS(1973)による。

い岩類、トナル岩類とともに、周囲の変成岩と関連した比較的短期間での一連の活動である可能性を示している。

4. 岩石記載

以上の岩石区分に従って採集・分析を行った試料について斑れい岩類・トナル岩類に一括して記載する。

4-1. 斑れい岩類

斑れい岩類は、IUGS(1973)の分類によると輝石角閃石斑れいノーライト、角閃石斑れい岩、石英斑れい岩の岩石に分類される(図2-3-6-3)。これらの岩石は、主に普通角閃石、斜長石で構成され、カミングトン閃石、普通輝石、紫蘇輝石、カンラン石、黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱を少量伴う。ほかに、カリ長石、くさび石、燐灰石、ジルコン、プレオネイストを副成分鉱物として含み、緑泥石と陽起石を二次鉱物として含む。

斑れい岩類は、野外で非常に激しい岩相変化を示し、しばしば層状構造が観察される。また、鏡下ではふつうに集積岩の組織を示す。粗粒な斑れい岩は、大型角閃石がポイキリティックに自型の斜長石を包有する(口絵参照)。また、斜長石が大型の自型結晶の場合、角閃石は充填的に産する。これらは、斜長石の粒径に伴い連續的に変化することが観察される。普通輝石、紫蘇輝石は角閃石の中核部に虫食い状あるいは他形結晶として存在する場合が多い。カンラン

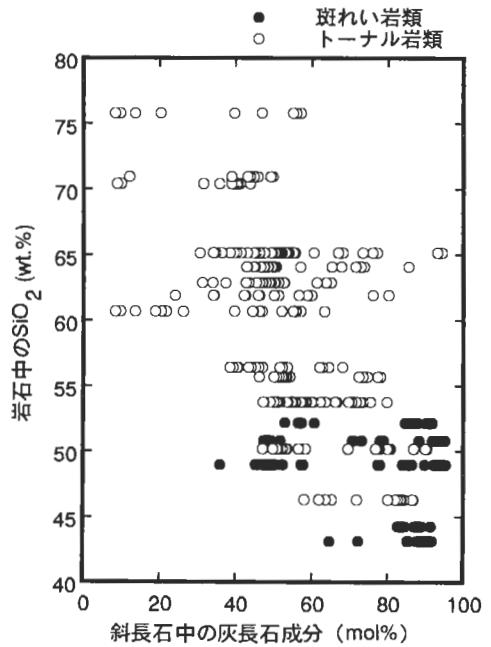


図2-3-6-4. 斜長石—全岩SiO₂含有量図

石はまれに角閃石あるいは紫蘇輝石に包有されて存在する。

4-2. トナル岩類

トナル岩類は、角閃石斑れい岩、石英斑れい岩、石英閃綠岩、トナル岩、トロニエム岩で構成されている(図2-3-6-3)。これらの岩石は、主として斜長石と石英、普通角閃石の組み合わせから成る。これにカミングトン閃石、黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、カリ長石、普通輝石、紫蘇輝石が様々な量比で加わる。くさび石、燐灰石、ジルコンを副成分鉱物として含み、緑泥石、緑れん石、絹雲母を二次鉱物として含む。

早期の貫入である大滝沢型岩体、熊木沢型岩体、畦ヶ丸型岩体の苦鉄質な岩石は、集積岩組織を持ち、不均質な岩相を示す(口絵参照)。角閃石と斜長石の量比の変化による層状構造が野外で観察されることがある。一方、ユーシン岩体以降の後期の珪長質な岩体は、塊状均質な岩体あるいは岩脈状に産する。鏡下でも不均質な組織は特に認められないものがほとんどである(口絵参照)。

5. 鉱物組成

以下、斑れい岩類、トナル岩類に含まれる主な斜長石、普通角閃石、カミングトン閃石、輝石類の産状および組成について述べる。化学組成分析には、横浜国立大学のエネルギー分散型マイクロプローブを使用した。

5-1. 斜長石

斑れい岩類の岩石は、斜長石の灰長石成分がきわめて高く(~95%)累帶構造はほとんど示さないが、周縁部で灰長石成分の低い縁(50~60%)を持つ場合がある(図2-3-6-4、口絵参照)。自型性が高く、普通角閃石にポイキリティックに包有されることが多い。

トナル岩類の岩石はいずれも斜長石に累帶構造が認められ、斑れい岩類に比べて組成範囲が広い。早期岩体の斜

長石は、灰長石成分が高い核と灰長石成分が低い縁を持つ場合がある。後期の岩体になるにつれ、灰長石成分が減少し、累帯構造が顕著になる(口絵参照)。

5-2. 普通角閃石

斑れい岩類中の普通角閃石は、Leake(1978)の分類によるとパーガス角閃石的な組成から透角閃石的な組成に連続的に変化する(図2-3-6-5)。他形あるいは間隙充填的に晶出する場合が多く、ポイキリティックに斜長石を包有する。虫食い状に普通輝石を、他形粒状に紫蘇輝石を含み、他形粒状のカンラン石を含むこともある。やや褐色を帯びる部分と緑色の部分さらに無色(カミングトン閃石)の部分で不均質な組織を示す場合がある。

一方、トーナル岩類中の普通角閃石は、ほとんどが普通角閃石に分類される(図2-3-6-5)。早期岩体の普通角閃石は他形の結晶形を示すが、末期の岩体になるにつれ半自型を示すようになる。早期岩体ではポイキリティックに斜長石を含むことが多い。ポイキリティックな普通角閃石には、やや褐色を帯びた中心部が緑色を帯びた周縁部に不規則に含まれる組織が存在する場合がある(口絵参照)。末期の岩体では部分的にカミングトン閃石に置換されることがある(口絵参照)。

5-3. カミングトン閃石

斑れい岩類、トーナル岩類とともにカミングトン閃石は、一部、後期のトーナル岩体において単独に存在することもあるが、たいていの場合、普通角閃石に伴って晶出しており、普通角閃石に包有される場合と普通角閃石を縁取る場合がある。包有される場合、普通角閃石との境界は不規則で中心部に紫蘇輝石が存在する場合がある。

5-4. 輝石

斑れい岩類には、普通輝石、紫蘇輝石が存在することが多い。トーナル岩類は、早期岩体のトーナル岩類に普通輝石、紫蘇輝石がまれに含まれる。斑れい岩類、トーナル岩類ともに虫食い状に普通輝石が、他形粒状に紫蘇輝石がそれぞれ普通角閃石あるいはカミングトン閃石に包有される(口絵参照)。斑れい岩類では紫蘇輝石が単独に存在し、普通角閃石を伴わない岩相もある。また、カンラン石が存在する岩相では、紫蘇輝石が磁鉄鉱とシプレクタイトを作ることがある。

6. 全岩化学組成

主成分元素・微量元素の分析については、東北大学の蛍光X線分析装置、希土類元素については茨城大学のプラズマ発光分光分析計を用いた。また、主成分元素のデータはすべて無水100%に換算して使用した。

6-1. 主成分元素

トーナル岩類は SiO_2 含有量が45wt.%～75wt.%までの広い組成範囲を持つ(図2-3-6-7)。 SiO_2 含有量の増加に伴って、その他の酸化物は直線的に単調な変化を示す。一方、斑れい岩類の SiO_2 含有量は43wt.%～52wt.%までと低い値を示し、その他の酸化物はトーナル岩類に比べてばらつきが激

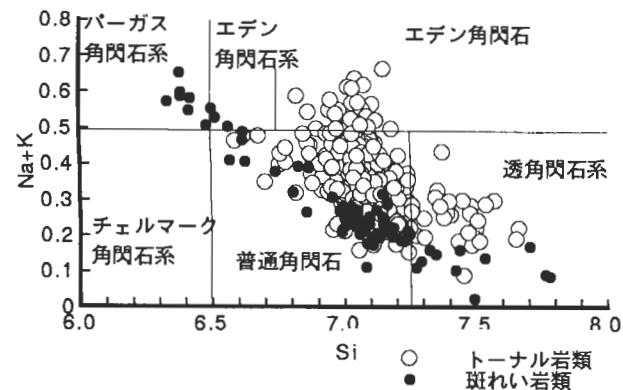


図2-3-6-5. 普通角閃石の分類図 Leake(1978)による。

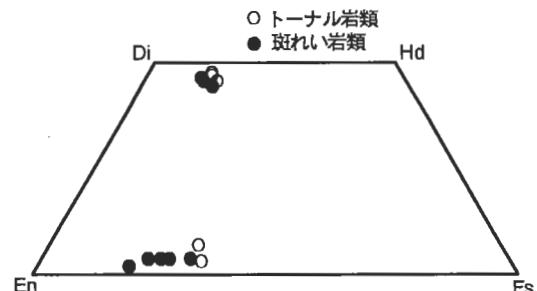


図2-3-6-6. 輝石類の分類図

Di:透輝石、Hd:ヘデン輝石、En:エンスタタイト、Fs:フェロシライト

しい。トーナル岩類において早期の岩型から末期の岩型へと SiO_2 含有量が連続的に増加することはすでに述べた。トーナル岩類・斑れい岩類ともに低い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.04～0.55)を持つ。この特徴は、本州弧の深成岩類とは異なる伊豆弧の火山岩類の特徴であり、石原ほか(1976)はこの特徴を持つ分化傾向を“丹沢一新島トレンド”と呼んだ。

6-2. 微量成分元素

図2-3-6-7は微量元素の中からいくつかについて SiO_2 含有量に対する変化を示している。トーナル岩類のRb、Zrは、 SiO_2 含有量の増加に伴い単調に増加するが、V、Niは、単調に減少する傾向にある。一方、斑れい岩類は各元素ともトーナル岩類に比べてばらつきが大きい。また、Vのようにトーナル岩類とは異なる傾向を示す元素も存在する。

微量元素含有量の特徴を明らかにするためのスパイダーダイヤグラム(Pearce(1983)の中央海嶺玄武岩で規格化したもの)では(図2-3-6-8)、中央海嶺玄武岩に比べ全体的に左側の元素(LIL元素:Large ion lithophile element)に富む傾向や島弧の火山岩類に特徴的に見られるBaに富むNbに乏しい特徴を示す。伊豆諸島によく見られる、Low-Kソレアイト玄武岩の代表値と考えられてる大島の玄武岩(地質調査所分析用標準試料JB-2)と比べると、類似したパターンを示していることが分かる。

トーナル岩類と斑れい岩類を比べると、斑れい岩類はトーナル岩類に比べて、全体的に低い含有量を持つが、Tiにおいてはトーナル岩類が大島の玄武岩に比べて低い含有量を持つのに対して、斑れい岩類は逆に高い含有量を持つ。

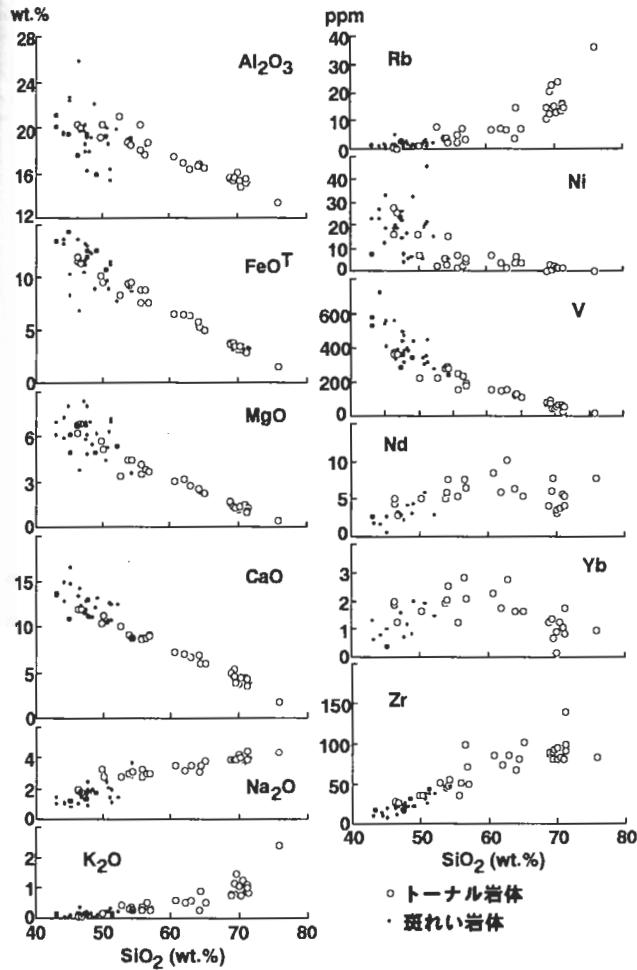


図2-3-6-7. SiO_2 含有量—酸化物・微量元素のバリエーション
ダイアグラム

6-3. 希土類元素

図2-3-6-7によると、希土類元素であるNd、Ybは、いずれも SiO_2 含有量が増加するに連れ、 SiO_2 含有量60wt.%までは増加するが、 SiO_2 含有量60wt.%以上では減少する。つまり、 SiO_2 含有量60wt.%を境にして変化の傾向が異なる。

希土類元素の濃集度を比較するため、Masuda(1973)のコンドライトによる規格化図を用いた(図2-3-6-9)。希土類元素の濃集度は、すべて規格値で2~20の低い値を示す。トーナル岩類は、ほぼ平坦なパターンを示すのに対し、斑れい岩類は左下がりのパターンを示す。また、トーナル岩類はEu負異常を示さないか、かすかに示すのに対し、斑れい岩類はほとんどが顕著な正のEu異常を示す。

7. 考察

まず、丹沢深成岩類で観察された特徴を簡単にまとめる。(1)斑れい岩類は野外での岩相変化が複雑である。トーナル岩類は、 SiO_2 含有量60wt.%以下の大滝沢型・熊木沢型・畦ヶ丸型の岩体は、野外において岩相変化が激しく、不均質な様相を呈するのに対し、 SiO_2 含有量60wt.%以上のユーシン型・モミの木沢型・地蔵沢型・用木沢型・板小屋沢型・箱根屋沢型・富士見型の岩体は、塊状で均質な岩体あるいは岩脈状に産出する。

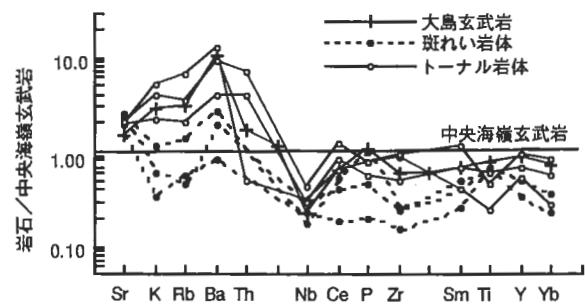


図2-3-6-8. 丹沢深成岩類のスパイダーダイアグラム
Pearce(1983)による。

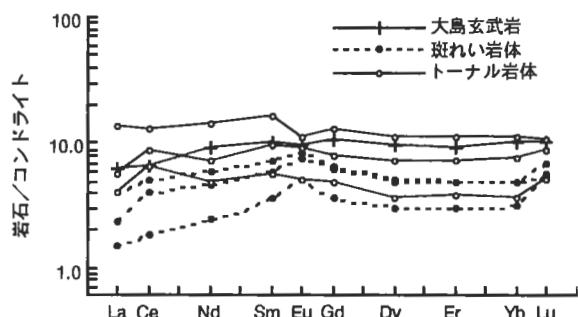


図2-3-6-9. 丹沢深成岩類の希土類元素パターン
Masuda(1973)のコンドライトで規格化。

(2)薄片において、斑れい岩類は通常に集積岩の組織を示し、輝石類の反応縁など非平衡な組織を持つことが多く、灰長石成分に富み累帯構造をほとんど持たない斜長石を特徴とする。一方、トーナル岩類は、 SiO_2 含有量60wt.%以下の早期の岩石は、複雑な累帯構造を示す斜長石や集積岩の組織など非平衡な組織が多く観察されるのに対し、 SiO_2 含有量60wt.%以上の後期の岩石には、非平衡な組織は少ない。

(3)斑れい岩類は SiO_2 含有量が低く各酸化物のばらつきが激しい。一方、トーナル岩類は、各酸化物ともに SiO_2 含有量に対して直線的に単調な変化を示す。斑れい岩類、トーナル岩類は、ともに主成分元素・微量元素が伊豆弧の第四紀火山岩類と類似の特徴を示す。

(4)トーナル岩類において、 SiO_2 含有量が60wt.%以下の岩石では、希土類元素含有量が SiO_2 含有量增加に伴い増加し、逆に、 SiO_2 含有量が60wt.%以上の岩石は、 SiO_2 含有量增加に伴い減少する。つまり、 SiO_2 含有量60wt.%を境に変化傾向が異なる。

(5)微量元素について、トーナル岩類はTiの枯渇が見られるのに対し、斑れい岩類は逆にTiの富化が見られる。また、トーナル岩類はEuの異常がほとんど見られないか、かすかに負の異常が見られるのに対し、斑れい岩類は明らかにEuの正の異常が見られる。

表2-3-6-2. 丹沢深成岩類の全岩化学組成

岩体型	道志	道志	大棚	熊木沢	珪ヶ丸	ユーシン	板小屋沢
	1	2	3	4	5	6	7
(wt%)							
SiO ₂	48.22	43.16	44.23	53.75	62.86	70.92	70.08
TiO ₂	0.95	1.05	1.03	0.87	0.67	0.32	0.37
Al ₂ O ₃	17.94	20.17	19.60	18.80	16.41	15.04	15.32
FeO ^T	12.39	13.52	13.65	9.38	6.30	3.00	3.45
MnO	0.23	0.14	0.18	0.21	0.15	0.10	0.12
MgO	7.04	7.03	7.35	4.50	2.77	1.44	1.43
CaO	11.08	13.64	12.85	9.14	6.66	4.44	4.33
Na ₂ O	1.85	1.08	1.05	2.97	3.49	3.82	4.05
K ₂ O	0.18	0.16	0.05	0.33	0.60	0.83	0.76
P ₂ O ₅	0.12	0.05	0.02	0.07	0.09	0.08	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
(ppm)							
Nb	1	0	1	1	2	(5.7)	1
Zr	23	17	14	45	85	82	82
Y	15	8	10	20	29	10	16
Sr	289	268	232	234	254	202	229
Rb	3	2	1	4	7	14	13
Th	0	0	0	1	1	-	0
Ni	17	23	27	6	2	-	1
Co	48	63	60	29	18	-	-
Cr	9	18	44	23	4	6	6
V	405	575	716	276	156	70	59
Ba	52	38	16	77	182	322	257
(ppm)							
La	1.6	0.5	0.6	2.2	5.0	3.7	1.5
Ce	5.1	3.0	1.8	8.5	12.5	11.3	6.4
Nd	4.2	2.0	1.8	5.1	10.2	5.6	3.5
Sm	1.7	0.7	0.8	2.3	3.8	1.6	1.3
Eu	0.7	0.4	0.4	0.8	1.0	0.6	0.4
Gd	2.1	1.3	1.1	2.5	4.0	1.6	1.5
Dy	2.0	1.0	1.2	2.9	4.3	1.6	1.4
Er	1.2	0.6	0.8	1.8	2.8	1.1	1.0
Yb	1.2	0.6	0.8	1.9	2.8	1.1	0.9
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2

- : 未分析、T : 全鉄を FeO として換算。

8. 丹沢深成岩の成因

以下、斑れい岩類・トーナル岩類、それぞれの成因について考察する。

8-1. トーナル岩類

トーナル岩類の岩体を通じて同じ鉱物組み合わせを持つことや主成分元素組成の直線的な変化は、トーナル岩類は同一マグマからの分化物である可能性を強く示唆している。しかしながら、上記(1)~(4)で示した野外の産状・顕微鏡観察・微量元素組成から、SiO₂含有量が約60wt.%以下の早期の岩体とSiO₂含有量が約60wt.%以上の後期の岩体とでは生成過程が異なると推定される。

SiO₂含有量が約60wt.%以上の岩石は、上記(1)・(2)で示したように、塊状均質な岩体で、鏡下において不均質な組織はまれであることから、SiO₂含有量が約60wt.%の親マグマから結晶分化作用によって生成されたと推定される。この場合、関与した結晶相は主要な構成鉱物である角閃石・

斜長石・磁鉄鉱と考られる。一方、SiO₂含有量が約60wt.%以下の岩石は、野外での不均質な産状、鏡下の集積岩組織や非平衡な組織から初期晶出鉱物の集積によって生成されたことが推定される。この場合においても、関与した結晶相は主要な構成鉱物である角閃石・斜長石・磁鉄鉱である可能性が高い。

SiO₂含有量が約60wt.%の岩石を親マグマとして、SiO₂含有量が約60wt.%以上の岩石は結晶分化作用と、SiO₂含有量が約60wt.%以下の岩石は集積のモデル計算を、岩石中に含まれる結晶相の化学組成を用いて行うと、トーナル岩類が示す主要成分元素・微量元素の変化を説明することが可能である(川手・有馬, 1993)。

SiO₂含有量が約60wt.%の岩石は、そのほとんどが珪ヶ丸岩体の岩石で、広い分布を示しているため、体積的にもかなりの量が存在する。以下、ここで推定したSiO₂含有量が約60wt.%の親マグマの起源について考察する。

丹沢深成岩類の示す地球化学的特徴は、石原ほか(1976)の提唱した“丹沢一新島トレンド”に代表される伊豆一小笠原火山弧の特徴と同じであると考えられる。現在の伊豆一小笠原弧の火山活動は、玄武岩質の火山活動と一部の流紋岩質の火山活動が知られている。一般に、珪長質のマグマを生成するプロセスとしては、玄武岩質マグマの結晶分化と玄武岩質岩の部分融解の2つが考えられている。丹沢深成岩類においても、伊豆一小笠原弧の玄武岩質マグマからの結晶分化作用によってトーナル岩質のマグマが生成されたとする考え方もあるが(例えばIshizaka and Yanagi, 1977)、珪長質のマグマを生成するには玄武岩質岩の部分融解の方が効率がよい。また、最近数多くなされた玄武岩質岩の融解実験は(例えばBerad and Lofgren, 1991)、玄武岩質岩の部分融解によって珪長質のマグマが十分生成されうることを示している。

丹沢層群を構成する玄武岩質から安山岩質の火山岩類の地球化学的特徴は、伊豆一小笠原弧の第四紀火山岩類の特徴に類似する(島津, 1984)。このことから、丹沢深成岩類に関連して伊豆一小笠原弧の第四紀火山岩類の特徴を持つ玄武岩質岩の地殻物質が存在することを推定するのは容易である。また、丹沢深成岩類の地球化学的特徴が伊豆一小笠原弧の第四紀火山岩類の特徴を持つことも、これら玄武岩質岩の地殻物質の部分融解によって丹沢トーナル岩類の親マグマがもたらされた可能性が高いことを示している。以上の考察をもとに、伊豆一小笠原弧の代表的分析値として伊豆大島玄武岩を源岩に、SiO₂含有量約60wt.%のトーナル岩の化学組成を融解物の組成と仮定した主要元素を使ったモデル計算を行うと、約40%の融解物と普通輝石、紫蘇輝石、普通角閃石、磁鉄鉱の融け残り物質を得ることができる。また、トーナル岩類の親マグマ中の微量元素・希土類元素の含有量も説明可能である(川手・有馬, 1993)。この計算で得た結果は、最近の玄武岩質岩の融解実験の結果とも調和的である。

8-2. 斑れい岩類

相馬・吉田(1966; 1968)は、野外の産状と顕微鏡観察から丹沢深成岩体は早期の斑れい岩質岩類と後期の閃綠岩質岩類から成るとしながらも、各岩相の相互関係や变成岩と

の関係から変成作用を含めて深成岩の活動を考察し、斑れい岩質岩類と閃緑岩質岩類の活動を一連の系列であると結論した。滝田(1980)は、野外の産状、岩石学的に行ったトーナル岩複合岩体と斑れい岩複合岩体の新たな岩型区分と構造解析から岩体形成史を考察し、斑れい岩質岩とトーナル岩とはそれぞれ独立したマグマから形成されたと結論した。しかしながら、岩石学的・地球化学的に類似する点が多いため、斑れい岩類とトーナル岩類が同一起源物質から由來した可能性が高い。(川手・藤巻, 1996)

今回挙げた(1)~(5)の特徴からは、トーナル岩類は同質のマグマからの分化物である可能性が高いが、斑れい岩類とは同一の分化過程による生成物であるとは考えにくい。しかししながら、

- 1) 両者が時間的・分布的に密接に関係していること
- 2) 両者が類似の鉱物組み合わせを有すること
- 3) 上記(3)で示したように両者ともに、主成分元素・微量元素成分元素が伊豆弧の第四紀火山岩類と類似の特徴を持つこと

など、斑れい岩類とトーナル岩類が成因的に関係が深いことがうかがえる。

斑れい岩類は岩相変化が激しく、鏡下での非平衡な組織が多いため、決定的な特徴を追うことは困難である。また、化学組成においてもばらつきが激しいため複数の生成過程を含む可能性もある。しかしながら、今回得られた結果から、Ti、Euにおいてトーナル岩類と斑れい岩類は、伊豆一小笠原弧の玄武岩類を挟んで相補的な特徴を示していること、また、玄武岩質岩の部分融解で生じると推定される融け残り鉱物とも斑れい岩類の鉱物組み合わせは調和的なことから、斑れい岩類はトーナル岩類の親マグマを生成したときの融け残り物質を含んでいる可能性が高いことがわかる。

9. テクトニクス上の意義

南部フォッサマグナ丹沢地域は、伊豆一小笠原弧の一部として中新世に本州弧に付加したと考えられている。丹沢地域とその北方の関東山地との間に分布する落合礫岩層は、衝突に伴う充填堆積物起源と考えられ、礫岩層中の微化石年代あるいは礫岩層中に俠在する酸性凝灰岩のフィッシュントラック年代から、丹沢地域の付加は5~6 Maであるとされている(太田ほか, 1986; 岡田ほか, 1987; 水上ほか, 1991)。丹沢深成岩類の年代は、すでに述べたように、明らかに丹沢地域の付加年代よりも古いため、丹沢深成岩類は、丹沢地域が本州に付加する以前に上昇・冷却していたことになる。

丹沢深成岩類と同様な深成岩類は、伊豆大島(一色, 1984)・八丈島(一色, 1959)・新島(石原ほか, 1976)などで報告されている。また、地震波速度の観測による伊豆一小笠原弧の地殻断面(Suyehiro et al., 1996)では、中部地殻に花崗岩類、下部地殻に斑れい岩類の層が存在することが推定されており、丹沢深成岩類が伊豆一小笠原弧の中部~下部地殻に対応する可能性は高い。

丹沢深成岩類と類似の特徴を持つ深成岩類は伊豆一小笠原弧の中部地殻に存在すると推定され、丹沢深成岩類は、丹沢地塊の本州弧への衝突・付加に伴う隆起によって、現

在地表に露出しているものであると解釈される。今後さらに、丹沢深成岩類の成因を定量的に明らかにすることは、丹沢地域の地殻構造を解明するのみならず、伊豆一小笠原弧の海洋性島弧地殻の発達について総合的な理解を深めるのに重要な役割を果たすと考えられる。

10.まとめ

- ① 丹沢深成岩類の野外観察と岩石学的・造岩鉱物学的・地球化学的記載を行った。
- ② トーナル岩類は、SiO₂含有量約60wt.%の親マグマからSiO₂含有量約60wt.%以上は結晶分化作用によって、SiO₂含有量約60wt.%以下は集積によって生成されたと推定される。
- ③ トーナル岩類の親マグマは、玄武岩質地殻物質の部分融解によって生じ、斑れい岩類はそのときの融け残り物質である可能性が高い。
- ④ 丹沢深成岩類は伊豆一小笠原弧の第四紀火山岩類と類似の地球化学的特徴を持ち、伊豆一小笠原弧の中部~下部地殻に対応する可能性がある。

文 献

- Beard, J. S and Lofgren, G.E. 1991., Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3, and 6.9 kb. Journal of Petrology, 32:365-401.
- 本間不二男, 1924. 丹沢山地の地質構造概観. 地球, 1:323-641.
- 石原舜三・金谷弘・寺島滋, 1976. フォッサ・マグナ地域新第三紀花崗岩類の成因. 海洋科学, 8 : 19-24.
- Ishizaka,K. and Yanagi,T., 1977. K,Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks in Japan: Low-potash island arc plutonic complex. Earth and Planetary Science Letter, 33:345-352.
- 一色直記, 1959. 八丈島. 5万分の1地質図幅説明書, 58pp. 地質調査所.
- 一色直記, 1984. 大島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 133pp. 地質調査所.
- IUGS Subcommission, 1973. Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-commission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, 18:26-30.
- 川手新一・有馬真, 1993. 丹沢深成岩類の地球科学的研究. 日本岩石鉱物鉱床学会講演要旨.
- 川手新一・藤巻宏和, 1996. 伊豆一小笠原弧, 丹沢深成岩類のSr同位体組成. 地球惑星科学関連学会講演要旨.
- 川手新一, 1996. 丹沢斑れい岩類の起源. 神奈川地学, 75 : 印刷中.
- 河野義礼・植田良夫, 1966. 本邦産火成岩のK-Ar dating (IV)―東北日本の花崗岩類―. 岩鉱, 56 : 41-55.
- Leake, B. L., 1978. Nomenclature of amphiboles. American mineralogist, 63:1023-1052.
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973. Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochimica Cosmochimica Acta, 37,

- 見上敬三, 1958. 丹沢山地の構造発達史. 藤本教授還暦記念論文集, pp. 232-244.
- 水上香奈江・木沢庸二・水谷のぞみ, 1991. 丹沢山地東部の中中新世凝灰岩のK-ArおよびFT年代. 地質学雑誌, 97: 931-934.
- 岡田尚部, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 化石, 43: 5-8.
- 太田英将・石黒均・石橋悟・新妻信明, 1986, 丹沢山地東部の地質. 静岡大学地球科学研究報告, 12: 153-189.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., and Norry, M.J.(eds.)Continental Basalts and Mantle xenoliths. Nantwich, UK:Shiva Publishing Ltd., 230-249.
- Saito, K., Otomo, I. and Takai, T., 1991.K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magna, central Japan. Journal of Geomag. Geoelectr., 43:921-935.
- Saito, K., 1993. 40Ar-39Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. Journal of Geomag. Geoelectr., 45:261-272.
- 佐藤興平・柴田賢・内海茂, 1986. 丹沢トーナル岩質岩体の角閃石と黒雲母のK-Ar不一致年代. 地質学雑誌, 92: 439-446.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田賢, 1990. アパタイトのフィッシュン・トラック年代からみた丹沢岩体の冷却史と丹沢山地の変成作用. 地質学雑誌, 96: 69-72.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K., 1969. Metamorphism in Tanzawa mountains Central Japan(I)(II). Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, (61):1-25,50-75.
- 島津光夫, 1984. 南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題. 地質学論集, 24: 233-249.
- 相馬恒雄・吉田勝, 1966. 丹沢山地の岩石と構造(2)深成岩類. 岩鉱, 55: 25-38.
- 相馬恒雄・吉田勝, 1968. 丹沢山地の岩石と構造(4)一深成活動と変成作用一. 岩鉱, 60: 102-117.
- 杉山明, 1976. 丹沢山地の地質構造発達史(I)層序および構造. 地質学雑誌, 82: 699-712.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Arie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A., 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. Science, 272:390-392.
- 滝田良基, 1974. 丹沢トーナル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質学雑誌, 80: 505-523.
- 滝田良基, 1980. 丹沢山地の斑れい岩類の岩石学的研究一特にトーナル岩類との成因関係について一. 地質学雑誌, 86: 369-387.

7. 丹沢山地の流紋岩ならびに石英斑岩

要約

西丹沢に分布するざくろ石流紋岩は、岩脈として産出し、自形のアルマンディンざくろ石の斑晶と、その周りに成長した樹枝状結晶のスペッサルティンざくろ石を含むことで特徴づけられる。X線マイクロアナライザーによる化学分析の結果と結晶形態から、自形斑晶のざくろ石は流紋岩マグマから直接結晶し、また、樹枝状結晶のざくろ石はマグマ活動の末期に成長したものであると考えられる。全岩化学分析では、丹沢地域に見られる火成岩類と比較して、非常に高いSiO₂含有量と低いK₂O含有量で特徴づけられる。微量元素および希土類元素の分析結果から、ざくろ石流紋岩は、低アルカリソレアイト質マグマから、ざくろ石あるいは角閃石の分化により、生成した可能性がある。

石英斑岩は、地蔵平地域を中心に岩脈状にまたは丹沢トーナル岩や緑色片岩の角礫岩を取りこんで産出し、粒径5mmほどの自形石英を含むのが特徴である。K-Ar年代測定法によるざくろ石流紋岩の絶対年代は、2.43±0.15Maであった。また、野外調査から、石英斑岩岩脈はざくろ石流紋岩岩脈を貫いていることが判明し、丹沢山地では最も新しい火成活動であると考えられる。

1. はじめに

神奈川県西部、西丹沢地域には、ざくろ石流紋岩および石英斑岩が分布する。これらの岩体は、ともにSiO₂に富んだ酸性岩である。また、活動時期は後期鮮新世と考えられ、中新世から鮮新世にかけて活動した丹沢トーナル岩の火成活動時期より後である。

ざくろ石流紋岩については、有馬ほか(1990)によって、岩石記載および鉱物学的特徴が報告された。さらに、本節の著者山下浩之が横浜国立大学教育学部卒業論文で地球化学的研究を行った。石英斑岩は、松田ほか(1968)により岩石記載がされたが、その後、研究はなされてない。本報告では、ざくろ石流紋岩の岩石記載、全岩および鉱物の化学分析の結果、絶対年代値を報告し、さらに石英斑岩については、岩石記載と全岩化学分析の結果を報告する。

なお、本研究を行うにあたり、横浜国立大学教育学部地学教室の有馬真教授には終始御教示頂いた。全岩分析を行うにあたり東北大学理学部地球物質科学科の藤巻宏和教授に、希土類元素の分析にあたり、茨城大学理学部地球生命環境科学科の田切美智雄教授に多大な御協力を頂いた。ウェスタンオンタリオ大学の早津昭男氏にはK-Ar年代測定をして頂いた。あわせて厚くお礼申し上げる。



図版2-3-7-1. ざくろ石流紋岩の露頭(細川谷支流)

左：ざくろ石流紋岩岩脈、右：緑色片岩

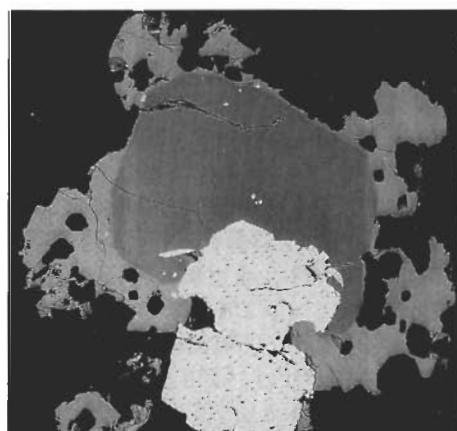
2. ざくろ石流紋岩

2-1. 分布

ざくろ石流紋岩は、丹沢トーナル岩体の南方約2kmの上原を中心に細川谷流域、中川本流域、玄倉川支流、大又沢支流、法行沢および世附川上流のオリト沢などで見られ、東西約9km、厚さ最大50mの岩脈として産出する(図版2-3-7-1)。法行沢流域では、ざくろ石流紋岩岩脈は、広く分布する地蔵平侵入岩体により寸断される。貫入母岩は、大部分が丹沢層群を原岩とする陽起石緑色片岩(Sekie et al., 1969)であるが、中川東岸ではグラノファイア(文象斑岩)(石川, 1955)で、最西部のオリト沢では丹沢トーナル岩体(滝田, 1974)である。

2-2. 岩石記載

ざくろ石流紋岩は、岩脈として産出し、斑晶の粒度は中粒から細粒である。岩脈の周辺部にはチルドマージン(急冷層)が発達する。また、黒雲母が平行に配列した流理構造が認められる。一般に板状節理が発達しているが、まれに柱状節理や梯状節理も見られる。新鮮な岩石は青灰色、風化したものは赤灰色を呈する。岩脈の貫入方向は約N80°Wで、



図版2-3-7-2. ざくろ石のBack-Scattered-Image写真

中央白色の鉱物がチタン鉄鉱。暗い灰色の部分が自形のざくろ石。自形のざくろ石のまわりに成長しているのが樹枝状ざくろ石。

結晶片岩の片理方向とほぼ一致する。ざくろ石流紋岩の貫入による、周辺岩石への著しい接触変成作用は一般に見られないが、まれに陽起石緑色片岩中に、岩脈との接触部から数cmの幅で角閃石や輝石が生成されている。岩脈は、一般に捕獲岩をほとんど含まないが、グラノファイアとの接触部でグラノファイアを捕獲している。

流紋岩は、斜長石、ざくろ石、黒雲母、チタン鉄鉱、磁鉄鉱および石英の斑晶と、石英と斜長石で構成される石基からなる。ざくろ石は、最大直径が1mmほどの24面体結晶の自形の斑晶と、自形ざくろ石の稜に成長する樹枝状結晶の2つのタイプに分けられる。斑晶ざくろ石は、自形のジルコンやチタン鉄鉱・リン灰石を包有する。樹枝状のざくろ石は橙色で、自形結晶のざくろ石は黒～赤色を呈する。樹枝状ざくろ石は細川谷支流の一部でしか産出しない。図版2-3-7-2は、X線マイクロアナライザー(EPMA)による、back scattered image写真であるが、斑晶ざくろ石と樹枝状ざくろ石の境界面は非常に明瞭である。斑晶ざくろ石は岩脈中のどこにでも産出する。斑晶石英は最大2mmに達し融食形を呈する。斜長石は最大3mmの短柱状の結晶で、カルスバード式双晶を呈し、ざくろ石、黒雲母およびチタン鉄鉱を包有する。また正累帯構造を示し、その組成範囲は、An-32～38、Ab-61～68、Or-0～1である。黒雲母は最大4mmほどの自形結晶で、大部分が綠泥石化している。石基は中粒～細粒の石英と斜長石からなり、ピロタキシティック組織を呈する。石基の斜長石の化学組成は、An-13.5～19、Ab-79～85、Or-0～1.5である。

2-3. 全岩分析

ざくろ石流紋岩の全岩組成分析結果を表2-3-7-1に示す。全岩分析は東北大学理学部の蛍光X線分析装置(XRF)を使用し、希土類元素分析は茨城大学理学部のプラズマ発光分光分析装置(ICP)を使用した。今回の分析は4点であるが、全岩分析結果が同様な組成を示したことから、岩脈が非常に均質であると考えられる。

ざくろ石流紋岩は、島弧に産出する火成岩類と比較すると、きわめて高いSiO₂と、低いK₂Oで特徴づけられる。(K₂O+Na₂O+CaO)/Al₂O₃比は、0.834-0.850で、丹沢トーナル岩(0.959-1.229)や矢倉岳石英閃綠岩(倉沢ほか, 1989)(1.006-1.023)と比較して、強いパーアルミナスな性質を持つ。また、高いSiO₂に対して、MnO(0.20-0.27wt.%)がきわめて高い特徴を持つ。また、微量元素ではチタン、ニオブが低く、バリウムが高いことから、島弧的な特徴を示しており、MORB(中央海嶺玄武岩)で規格化した(Pearce, 1983)微量元素のパターンは丹沢トーナル岩(川手, 1992MS)のものとほぼ一致する。希土類元素(REE)について、伊豆大島の低アルカリソレアイト(標準試料JB-2)や丹沢トーナル岩と比較すると、ざくろ石流紋岩はLREEに富み、HREEが枯渇した右下がりの、より分化したパターンを示す。このことは、低アルカリソレアイト質マグマから、ざくろ石あるいは角閃石の分化が生ずる火成活動により、ざくろ石流紋岩が生成した可能性を示している。

2-4. ざくろ石の化学組成

X線マイクロアナライザーによる、自形結晶ざくろ石な

表2-3-7-1. 丹沢ざくろ石流紋岩の全岩化学組成

Sample No.	063	071	053	041
Major element (wt%)				
SiO ₂	73.93	73.97	73.82	73.93
TiO ₂	0.08	0.09	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	15.17	15.07	15.24	14.94
FeO	2.15	2.1	2.22	2.11
MnO	0.26	0.20	0.27	0.26
MgO	0.45	0.43	0.39	0.36
CaO	2.46	2.58	2.14	2.39
Na ₂ O	4.35	4.24	4.85	4.45
K ₂ O	0.74	0.96	0.78	0.96
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.08	0.08
Total	99.67	99.72	99.87	99.56
Trace element (ppm)				
Rb	14	17	17	18
Sr	349	420	328	327
Ba	256	315	263	257
Y	16	17	18	17
Ge	33	28	30	30
Zr	84	86	80	82
V	1.4	6.9	5.8	3.6
Cr	3.0	0.0	3.2	4.4
Ni	7.0	5.6	7.3	7.2
Cu	0.2	1.2	0.8	0.1
Zn	50	58	56	70
Nb	6.2	5.9	6.9	5.2
REE (ppm)				
La	2.4		2.41	1.41
Ce	14.28		11.1	8.52
Nd	7.69		7.71	5.27
Sm	3.96		2.38	2.99
Eu	0.77		0.78	0.54
Gd	1.84		2.08	1.54
Dy	1.45		1.71	1.08
Er	0.81		0.97	0.59
Yb	0.81		0.97	0.59
Lu	0.17		0.16	0.13

041, 053：細川谷支流

063：細川谷本流

071：大沢支流

らびに樹枝状ざくろ石の化学分析値を表2-3-7-2に示す。X線マイクロアナライザーは国立極地研のJEOL 733を使用した。

自形斑晶のざくろ石の化学組成は、岩脈のどの部分でもあまり変化がなく、非常に均質である。自形結晶ざくろ石が斜長石中に包有されること、化学的に非常に均質であることは、自形結晶のざくろ石がマグマから直接晶出したことを支持している。

自形結晶のざくろ石のアルマンディンとスペッサルティン成分は約75%に達する。島弧の火山岩から産出するざくろ石と比較して、パイロープ成分が高く、特異な化学組成を持つ。このような化学組成を持つものは、世界的にもあまり報告がない。

樹枝状ざくろ石ではアルマンディンとスペッサルティン成分は95%以上を占める。このようなざくろ石は、神津ほか(1941)により報告された、和田岬産の流紋岩の空隙に産出する、マグマの結晶作用の末期に晶出したと考えられるざくろ石の化学組成と似る。

表2-3-7-2. ざくろ石の化学組成

Analysis No.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36.80	37.88	34.86	34.15	37.11	37.27
TiO ₂	0.35	0.29	0.57	0.58	0.25	0.27
Al ₂ O ₃	20.29	20.14	19.02	19.72	19.92	20.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO*	24.46	24.82	22.53	21.16	23.39	25.14
MnO	10.05	10.14	20.81	22.88	10.19	10.80
MgO	3.91	4.05	0.85	0.35	3.98	3.87
CaO	3.21	3.08	0.47	0.29	3.38	3.23
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.63	1.04	0.00	0.00
Total	99.12	100.40	99.74	100.17	98.29	100.78
O-12						
Si	2.978	3.021	2.910	2.843	3.017	2.982
Ti	0.021	0.017	0.036	0.036	0.015	0.016
Al	1.935	1.893	1.871	1.935	1.908	1.897
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	1.655	1.655	1.573	1.473	1.590	1.682
Mn	0.689	0.685	1.471	1.613	0.702	0.732
Mg	0.472	0.481	0.106	0.043	0.482	0.462
Ca	0.278	0.263	0.042	0.026	0.294	0.277
Na	0.008	0.000	0.000	0.000	0.011	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
P	0.000	0.000	0.045	0.073	0.000	0.000
Total	8.037	8.016	8.052	8.059	8.020	8.058
Alm	0.535	0.537	0.493	0.480	0.518	0.533
Spe	0.223	0.222	0.461	0.520	0.229	0.232
Pyr	0.153	0.156	0.033	0.014	0.157	0.147
Grs	0.090	0.085	0.013	0.008	0.096	0.088

1 and 2= Center and marginal parts of euhedral phenocryst in sample 050 respectively. 3 and 4= dendritic garnet in sample 050 and 039 respectively. 5 and 6= center parts of euhedral phenocrysts in sample 067 and 039 respectively.

* Total iron reported as FeO or Fe²⁺.

2-5. 絶対年代

K-Ar全岩年代測定による、ざくろ石流紋岩の絶対年代は 2.43 ± 0.15 Maを、またアイソクロン法による年代は 2.32 ± 0.035 Maを示した(表2-3-7-3)。分析は、ウエスタンオンタリオ大学で行った。ざくろ石流紋岩の活動年代は、トーナル岩の貫入時期7 Ma(Saito et al., 1991)よりも新しく、丹沢地域では最も新しい火成活動である。丹沢地塊は約6 Ma前後に本州弧に衝突した(天野・伊藤, 1990)と考えられている。また丹沢山地の南に位置する伊豆半島はフィリピン海プレートに伴い1 Ma前後(天野・伊藤, 1990)に丹沢地塊に衝突している。このことからざくろ石流紋岩は、トーナル岩の活動ならびに丹沢地塊の本州への衝突以降で、伊豆地塊が丹沢地塊に衝突する前に活動したことになる。

3. 石英斑岩

3-1. 分布

石英斑岩は大又沢支流法行沢から地蔵平、世附川上流のオリト沢にかけて、南北約2 km、東西約1.2 kmにわたって分布する。貫入母岩は大部分がトーナル岩であるが、法行沢では、丹沢層群を原岩とする緑色片岩にも貫入する(図版2-3-7-3)。なお、この地域には、角閃ヒン岩からなる岩脈が分布している。角閃ヒン岩岩脈は、大部分が北東-南西方向でほぼ垂直に貫入し、石英斑岩とは石英斑晶を持たないことで区別され、また、石英斑岩を貫いている(松田, 1966)。

3-2. 岩石記載

石英斑岩は白色~淡緑色で、風化したものは赤灰色である。法行沢から地蔵平にかけては、大小様々な角礫から亜角礫のトーナル岩や緑色片岩を取り込む。これは、松田(1966)によれば、地表に達していた火口の地下で急激な発泡なし爆発を伴いながら進入固結したためと考えられている。また、西部のオリト沢や大又沢本流では、幅数10から最大10ほどの岩脈として産出する。岩脈として産出する場合にも、緑色片岩のゼノリスを含んでいることがある。石英斑岩は、最大5 mmほどの石英、斜長石および角閃石の斑晶と、方解石、緑簾石、緑泥石などの変質鉱物からなる。なお、石英斑岩は、オリト沢上流で、前述のざくろ石流紋岩岩脈を貫いている。このことは、ざくろ石流紋岩の活動年代(2.43 Ma)よりも新しい活動であることを示しており、丹沢地域で最新の火成活動である。

表2-3-7-3. ざくろ石流紋岩のK-Ar年代

Sample No.	K wt. %	⁴⁰ Ar rad 10^6 ml/g	⁴⁰ Ar atom %	Age Ma	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar 10^5	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
041	0.7716	7.106	58.0	$2.37 \pm 0.09^*$	16.47	522.2
053	0.6422	6.172	79.1	$2.47 \pm 0.21^*$	5.56	375.3
054	0.5429	5.135	76.5	$2.43 \pm 0.18^*$	6.63	389.2
058	0.5321	5.079	69.6	$2.45 \pm 0.14^*$	9.47	430.6
				$2.32 \pm 0.035^{**}$		

* Age calculated by the conventional method (⁴⁰K/K = 0.01167 atom %).

** Isochron age [intercept 300.8 ± 2.1 (ls), slope $(1.348 \pm 0.041) \times 10^{-4}$].

Decay constants used are $lb = 4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$ and $le = 0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$.



図2-3-7-3. 石英斑岩の露頭(法行沢林道)

3-3. 全岩分析

石英斑岩の全岩組成分析結果を表2-3-7-4に示す。全岩分析は、東北大学理学部の蛍光X線分析装置(XRF)を使用した。ざくろ石流紋岩と同様、島弧に産出する火成岩類と比較して、低いK₂Oで特徴づけられる。また、微量元素もざくろ石流紋岩と同様に、チタン、ニオブが低く、バリウムが高いという島弧的な特徴を示している。

表2-3-7-4. 地蔵平進入岩(石英斑岩)の全岩化学組成

Sample No.	HG-2	HG-3	HG-4	HG-5
Major element (wt%)				
SiO ₂	65.52	70.39	70.22	69.05
TiO ₂	0.36	0.16	0.13	1.90
Al ₂ O ₃	17.63	16.63	17.29	16.23
FeO	3.94	2.26	1.87	3.15
MnO	0.18	0.17	0.16	0.16
MgO	1.55	0.72	0.63	0.83
CaO	6.04	5.30	5.17	4.45
Na ₂ O	4.22	3.24	3.74	4.81
K ₂ O	0.45	1.05	0.69	1.04
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.08	0.10
Total	100.01	100.00	99.98	101.72
Trace element (ppm)				
Rb	10.1	18.6	10.9	18.2
Sr	392.4	305.7	347.7	429.4
Ba	186.7	165.6	259.7	200.5
Y	11.6	12	12	13.2
Ce	18.1	22.4	27.7	25.4
Zr	60.6	65.1	67	69.9
V	59.8	13.6	12.2	17.8
Cr	6.1	7.1	4.9	2.4
Ni	15	13.8	7.6	9.7
Cu	6	5.3	3	3.6
Zn	44.8	45.6	66.9	35
Nb	5.7	5.7	5.1	5.8

HG-2～5はすべて法行沢林道

文 献

- 天野一男, 1986. 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, 8:581-585.
- 天野一男・伊藤健二, 1990. 南部フォッサマグナの形成 -堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス-. 地質学論集, 34: 45-56.

- 有馬真・末包鉄郎・門田真人・加藤英樹・山下浩之, 1990. 丹沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩. 神奈川地学, 70-71: 1-6.
- 石川秀雄, 1955a. 丹沢南部地域の結晶変岩類について. 東教大地鉱研報, 4: 65-70.
- 川手新一, 1992MS. 丹沢トーナル岩の地球科学的研究. 横浜国立大学教育学部地学教室卒業論文.
- 神津倣祐・河野義礼・八木健三, 1941. 和田岬産ざくろ石の研究(II)化学的性質の研究. 岩鉱, 25: 1-21.
- 倉沢一・今永勇・松本哲一・柴田賢, 1989. 更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃緑岩体のK-Ar年代と化学組成ならびにSr同位体比. 地質学雑誌, 95:331-334.
- 松田時彦, 1966. 地蔵平付近の地質, とくに进入岩類について. 神奈川県温泉研究所報告, 4:21-30.
- Saito, K., I. Otomo and T. Takai, 1991. K-Ar Dating of the Tanzawa Tonalitic Body and Some Restrictions on the Collision Tectonics in the South Fossa Magna, Central Japan. J. Geomag. Geoelectr., 43:921-935.
- Seki, Y., Y. Oki, T. Matsuda, K. Mikami and K. Okamura, 1969. Metamorphism in the Tanzawa Mountains, Central Japan. Jour. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 61:1-75.

- 末包鉄郎・門田真人・有馬真, 1989. 神奈川県西丹沢産含ザクロ石流紋岩. 東海紀要, 26: 350-336.

- 滝田良基, 1974. 丹沢とトーナル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質学雑誌, 80: 505-523.

- 山下浩之, 1991MS. 西丹沢地域に産出するざくろ石流紋岩の岩石学的研究. 横浜国立大学教育学部地学教室卒業論文.

8. 丹沢山地の鉱物

要約

丹沢山地に産出する主な鉱物は、地質的に①西丹沢地域の丹沢層群の石灰岩とトーナライトとの接触部に生成したスカルン鉱物、②トーナライト中に脈状～晶洞をなす鉱物、③丹沢層群に脈状をなす鉱物、④丹沢湖周辺に分布する変成岩中の鉱物に大別することが出来る。

1. 西丹沢のスカルン鉱物

中川上流の白石沢やザレの沢一帯は、丹沢層群がトーナライトの貫入により接触変成を受け各種の変成鉱物が生成している。特に石灰岩は再結晶して種々なスカルン鉱物を産出し、白石沢一帯は神奈川県の天然記念物に指定されている。白石沢やザレの沢の鉱物産地へ行くには、西丹沢バス停(西丹沢自然科学教室前)から沢沿いの道を1時間ほど北上すると、鋼製の砂防堰堤の真下に辿り着く。ザレの沢へは堰堤を越えて沢をつめていく。一方、白石沢の鉱物産地へは白石峠への登山道を20～30分程登った一帯が鉱物産地である(付図一地質図)。

1-1. 白石沢

周辺一帯に分布する丹沢層群の石灰岩は再結晶して晶質石灰岩となっており、ベスプ石、透輝石、珪灰石、方解石などのスカルン鉱物を産出する。次に主な鉱物の特徴とその産状について記述する。

①ベスプ石 Vesuvianite

茶褐色～茶灰色でガラス光沢を呈し、菱形～扁平なソロバン玉状の結晶をなす。透輝石や方解石などと共生するほか、珪灰石とも密接に産出する。硬度6.5 比重3.4

②透輝石 Diopside

ベスプ石や方解石などと共生し、草綠～淡緑色、やや緻密で塊状をなす。硬度6 比重3.3

③珪灰石 Wollastonite

白色半透明で絹糸光沢をなし、纖維状～束柱状を呈する。ベスプ石や方解石と共生する。硬度4.5 比重2.8

このほかに斜灰簾石、緑簾石、灰簾ざくろ石、スコレス沸石などの鉱物も産出する。

1-2. ザレの沢

鋼製砂防堰堤を越えて沢に入していく、右岸側の斜面にベスプ石、珪灰石などのスカルン鉱物からなる転石が認められる。ここでは黒褐色、粒状のモンチセリ石や白色鱗片状～菱形薄板状のプロンビエル石(本邦初産出)、トベルモリ石、魚眼石などの鉱物の産出が知られている。ザレの沢の奥には、粘板岩ホルンフェルス中に黒褐色粒状の董青色が見いだされる。それは特徴のある形状から“いぼ石”と呼ばれている。

2. トーナライト中の鉱物

玄倉川上流のユーシン沢にはトーナライト中に脈状をなし、その晶洞に乳白色柱状の燐灰石(弗素燐灰石)やこれに伴って水晶、緑泥石などの鉱物も産出する。この燐灰石は、足柄下郡湯河原町を原産地とする湯河原沸石とともに神奈川県の代表的な鉱物である。このほか、トーナライトに捕

獲された優白質岩の長石中に濃緑色、長柱状の結晶をなすカミングトン閃石(?)などの角閃石族の鉱物も時折、見いだされる。

3. 丹沢層群中の鉱物

丹沢層群分布地域には、凝灰角礫岩などの火山碎屑岩類や安山岩・玄武岩などの火山岩類が分布している。火山碎屑岩類中には、東沸石・菱沸石・濁沸石などの沸石類が脈状をなして各地にその产出が広く認められる。また、早戸川上流地域には透輝石の結晶が凝灰角礫岩中に二次的に含まれている。一方、早戸川上流や蛭ヶ岳-丹沢山登山道には、丹沢層群を貫く安山岩および玄武岩(岩脈)に斑晶鉱物として透輝石や普通輝石が認められる。中川流域の細川谷周辺には、丹沢層群を貫く流紋岩の小岩体(岩脈)が分布しており、副成分鉱物ながら鉄礬ざくろ石(1mm大)の微晶が含まれている。また、丹沢山地には、金、銀、銅、マンガンなどの非鉄金属の小規模な鉱床があり、かつて稼動された鉱山もあるが、現在は採掘の痕跡をほとんど留めていない。

4. 變成岩中の鉱物

丹沢山地北部の加入道山や南部の丹沢湖周辺には、ホルンフェルスや結晶片岩などの変成岩類が分布しており、これらの中に董青石などの接触変成鉱物や紅簾石の产出が知られている。

丹沢山地に産出する鉱物を主な産地別に表2-3-8-1にまとめた。

5. まとめ

丹沢山地の鉱物の種類と産状の特徴から、新第三紀以降の地史の一断面を読み取ることができる。なお、本節の執筆は梅沢俊一が担当した。

文 献

- 有馬眞ほか, 1990. 丹沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩. 神奈川地学. (71-72号). 神奈川地学会.
- 見上敬三ほか, 1964. 丹沢山地の地質. 丹沢大山学術調査報告書. 神奈川県.
- 森慎一・木島勇, 1984. 神奈川県内産の鉱物. 平塚市博物館研究報告, 自然と文化, (7): 1-18.

表2-3-8-1. 丹沢山地の鉱物一覧

産 地	鉱 物	地質および産状
秦野市蓑毛・ヤビツ峠	方解石, 輝沸石, 束沸石	丹沢層群中に脈状をなす
秦野市背戸ノ沢・金冷沢	紅簾石, 束沸石, 菱沸石	同 上
松田町寄	アルミノパンペリー石	同 上
山北町尺里・人遠	軟マンガン鉱, 剥沸石, 濁沸石, 菱沸石, 湯河原沸石	同 上 安山岩の割れ目を充填する
山北町湯本平	ワイラケ沸石, 方沸石, 濁沸石, 束沸石	丹沢層群中に脈状をなす 割れ目を充填する
山北町大仏	紅簾石	結晶片岩(角閃片岩)
山北町玄倉川ユーシン沢	弗素燐灰石, 水晶, 緑泥石	トーナライト中に脈状～晶洞をなす
山北町中川温泉, 細川谷	カミングトン閃石(?), 直閃石, 鉄礬ざくろ石	結晶片岩(角閃片岩) 流紋岩の副成分鉱物
山北町白石沢, ザレの沢 加入道山	ベスペ石, 硅灰石, 透輝石 モンチセリ石, プロンビエ石, 方解石, 灰礬ざくろ石 董青石(いぼ石), 斜ヒューム石, 尖晶石, 苦土かんらん石, トベルモリ石	丹沢層群の石灰岩とトーナライトの接触部 スカルン鉱物および接触変成鉱物

9. 足柄山地の地質

要約

足柄層群は更新世の地層で、丹沢山地の南側の前山をつくっている。礫岩層を主にした礫岩、砂岩、泥岩層の互層からなり、全層厚が5000mに達する。堆積したのは更新世という、非常に新しい地質時代の地層であるにもかかわらず強く固結し、褶曲している。フィリピン海プレート上の伊豆地塊とユーラシアプレート上の本州弧との間のトラフを埋めた堆積物であり、プレートの沈み込みにともなって引きずり込まれて褶曲したと考えられる。

1. はじめに

足柄層群は、丹沢山地南部の足柄山地を構成する、礫岩層を主にした礫岩、砂岩、泥岩層の互層からなる地層である。足柄上郡松田町の北側の松田山から山北町の北側の低い山地を経て、駿東郡小山町まで、山北町大野山の南麓から南足柄市地蔵堂まで、東西約20km、南北10kmと東西方向に長く延びた分布をしている。

足柄層群は、フィリピン海プレート上の伊豆地塊とユーラシアプレート上の本州弧との間にあったトラフを埋めて堆積した砂礫岩層と考えられている。フィリピン海プレートが北に移動して伊豆半島地塊と本州弧とが衝突し、本州弧側の丹沢山地が急激に隆起し削剥されて、碎屑物が多量に南側の海に堆積した。それら碎屑物はプレートの沈み込みにともなって引きずり込まれて褶曲し、現在の足柄層群が形成されたと考えられている。足柄層群の堆積したのは更新世である。更新世という非常に新しい地質時代の地層であるにもかかわらず、激しく褶曲変形し固結している。なお、本節の執筆は今永勇が担当した。

2. 層序

足柄層群は、主に礫岩層からなる厚い地層である。その全層厚は、およそ5000mに達する。本層群は岩相により、下位より上位に、凝灰質砂岩泥岩を主とする日向層、礫岩を主とする瀬戸層、砂岩泥岩を主とする畠層、礫岩を主とする塩沢層の4つの層に区分される。

日向層

[模式地]山北町日向の酒匂川岸

[岩相]黄灰色、青灰色軽石、赤褐色のスコリアからなる凝灰質砂岩と灰色泥岩の互層からなり、一部に礫岩を挟んでいる。

[層厚]650m以上

[分布]松田町の松田山の南斜面、山北町の堂山、城山、日向付近

瀬戸層

[層位関係]下位の日向層と整合関係である。

[模式地]山北町瀬戸付近の酒匂川沿岸

[岩相]礫岩層と砂岩層からなる互層であり、礫岩層が卓越している。また、安山岩の火碎岩層と溶岩層とを挟んでいる。礫岩の礫種は丹沢層群の緑色凝灰岩類と安山岩、玄武岩を主とし、石英閃綠岩、それに関東山地起源のチャート礫を若干含んでいる。

[層厚]1000m

[分布]松田町北方の山地から山北町北方、皆瀬川流域、市間、古宿、鍛冶屋敷、都府良野、酒水ノ滝の上流域、21世

紀の森、矢倉沢付近

畠層

[層位関係]下位層の瀬戸層と整合関係である。

[模式地]山北町畠沢

[岩相]青灰色泥岩砂岩互層に礫岩が挟在する。礫岩の礫は、大礫から中礫で、礫種は丹沢層群の緑色凝灰岩である。

[層厚]北部で600m、南部の楕尾ノ沢で1000m

[分布]北から山北町の湯触、谷饅、畠、南足柄市の楕尾の沢、地蔵堂

[化石]泥岩中から、生没型の貝化石を散点的に産出するとともに、礫層中から異地性の貝化石を産出する。

塩沢層

[層位関係]下位層の畠層と整合関係である。

[模式地]山北町塩沢

[岩相]主に礫岩砂岩の互層からなり、シルト岩を挟んでいる。礫岩のなかに、丹沢層群の緑色凝灰岩類と角閃片岩から陽起石片岩、緑泥石綠色片岩までの変成岩類と石英閃綠岩礫を多量に含むことで、下位の畠層の礫岩層と区別される。基質は石英閃綠岩質の砂からなり、優白色の緑色をし、ルーズである。本層上部は、染野ほか(1984)、伊藤ほか(1985)により、小山巨礫岩と多摩ローム層相当層に分けられている。また、本層中部に安山岩質の黑白火碎岩が挟まれている。

[分布]山北町山市場、用沢、塩沢、諸淵、透間、駿東郡小山町、南足柄市地蔵堂

[層厚]酒匂川支流の鮎沢川で2300m以上

[化石]本層の下部に化石を多数産出する。产地は、山市場、用沢、塩沢入口、諸淵の鮎沢川岸、南足柄市の地蔵堂の蛤沢、狩川支流である。貝化石のほかに材の化石、生物の棲息の跡(生痕)が見いだされる。

3. 構造

足柄層群は、山北駅の南の城山を中心に南東側が開いた半ドーム状の構造をしている(図2-3-9-1、2)。半ドーム状構造は、北北西に潜り込む背斜軸を境にして東翼部と西翼部に区分できる。東翼部は、ほぼ西北西—東南東の走向で20°から80°北に傾斜し、北側はほぼ東西方向の神縄断層で切られて丹沢層群と接している。西翼部は、ほぼ北北東—南南西の走向で北西に30°から垂直傾斜しており、ドーム状精造の中心部から離れるにつれて傾斜は急になり、山北町塩沢付近で垂直か、場所により逆転している。

足柄層群の分布地域の南の端では、構造が複雑になっている(図2-3-9-2)。南足柄市地蔵堂の内川に沿って東北東—西南西方向に延びる内川断層、その南に狩川の支流を通つ

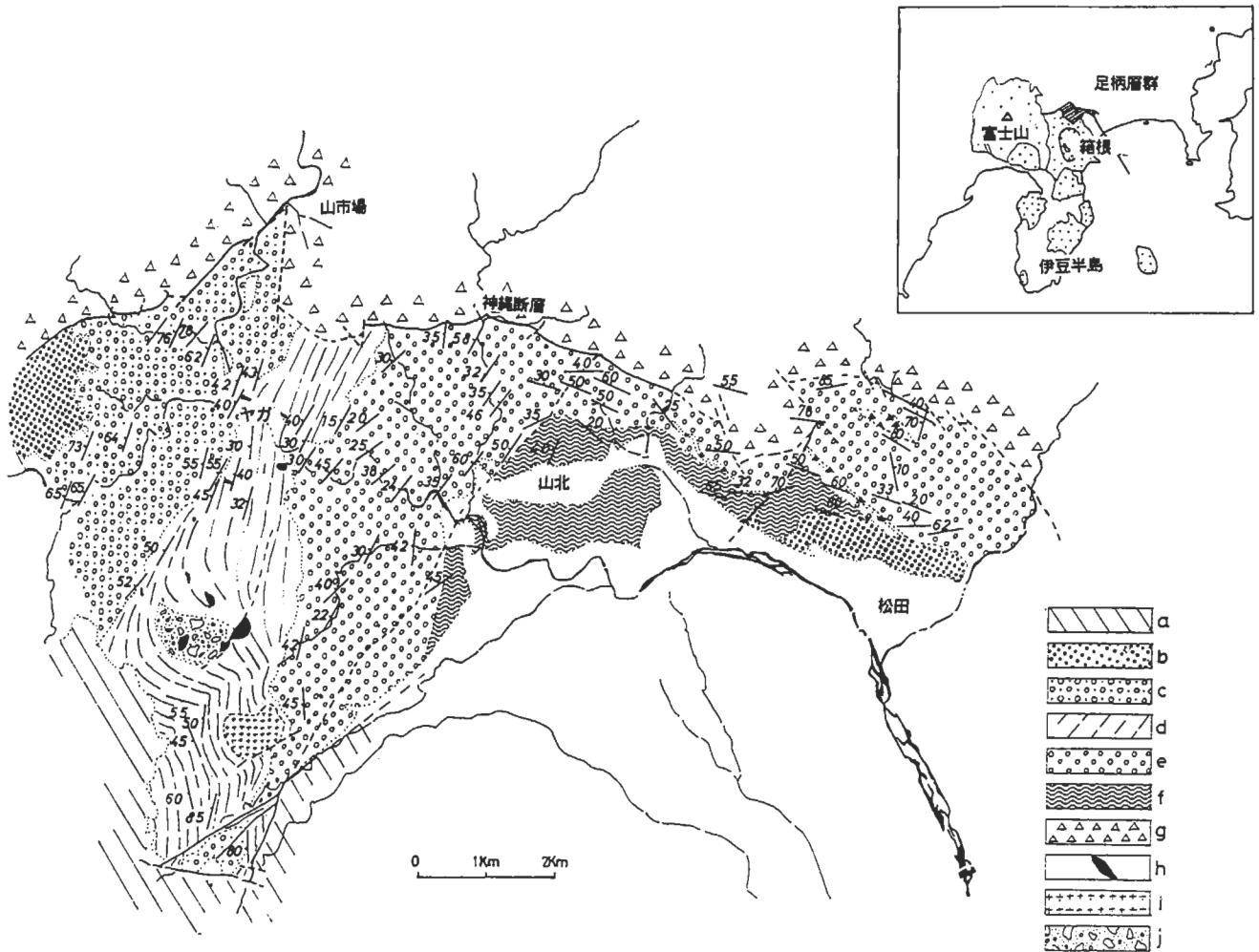


図2-3-9-1. 足柄層群地質図

a : 箱根火山噴出物、b : 駿河礫層相当層、c : 塩沢層、d : 畑層、e : 濱戸層、f : 日向層、g : 丹沢層群、
h : 岩脈および岩床、i : 矢倉岳石英閃綠岩、j : 番火道角礫岩

てほぼ内川断層と平行に走る定山断層、これらと斜交して北北東—南南西方向に延びる平山断層等の横ずれ断層があり、また夕日の滝を通って西北西—東南東方向に延びる夕日の滝断層のような正断層が狭い範囲に入り組んでいる。内川断層より北側では、畠層が、南—北から北北東—南南西の走向を取り、西に傾斜している(図2-3-9-1)。また、矢倉岳では、石英閃綠岩が貫入している。矢倉岳貫入岩体の南の境界は、走向がほぼ東北東で48°北傾斜の走向移動断層で足柄層群と接している。矢倉岳の北側に、西南西に潜り込む向斜構造が認められる。矢倉岳から西に延び、畠沢水系と内川水系の分水嶺をなす尾根は、向斜構造の翼部に当たり、走行の延びの方向に一致して尾根が延びている。また、矢倉岳の南側で、内川断層との間に向斜状構造が見られる。向斜軸が矢倉岳南麓から足柄峠に向かい、足柄峠のある尾根の低い地点を、この向斜状構造の軸部が通っていると思われる。

地蔵堂付近の足柄層群は、東北東—西南西に走る内川断層の北側の部分と、その南側で定山断層の間に挟まれた部分、さらに定山断層の南側にある部分とに、大きく3つの地質ブロックに分けられる。内川断層と定山断層に挟まれたブロックは、地層の走向が東北東—西南西で南傾斜であ

る(図2-3-9-2)。

足柄層群を切る主な断層について概要を記す。

神縄断層：丹沢山地の南縁部を、東は松田町の北方の山地から、西は静岡県駿東郡小山町の北方の丘陵にかけて東西に約20kmにわたって追跡される(図2-3-9-1)。本断層は、丹沢山地をつくっている丹沢層群と足柄山地をつくっている足柄層群との境界をなす断層であり、第三紀中新統の丹沢層群が更新統の足柄層群の上に乗り上げている。また本断層は、フィリピン海プレートに乗る伊豆地塊と北アメリカプレートに乗る本州孤との境界をなす断層と考えられている。神縄断層の上盤側に分布するのは、丹沢層群大山亜層群の本谷凝灰岩相当層で、走向は全体として西北西—東南東で、傾斜は高角度か北に逆転している。断層の南側は、断層に沿って東側から西側に、足柄層群中部層の瀬戸層から畠層、塩沢層、さらに足柄層群の上に不整合に乗る駿河礫層までが分布している。神縄断層は、河内川を挟んで西部と東部とで大きく性質が異なっている。河内川の西側で、神縄逆断層の露頭を追跡すると、山市場の北で河内川を横切り、山市場から塩沢にかけて不老山の南斜面を這うように通り、塩沢の集落の北を通って、塩沢の支谷の1つと一致して西に延び、県境の尾根の鞍部を通り、駿東郡小山町

生土西沢に出て駿河礫層を切っている。神縄断層は、東西性の逆断層とそれを切る横ずれ断層からなる複合断層だとされる(狩野ほか, 1988)。神縄断層の西端部で南に分岐したKs断層は、駿河礫層中に挟在する御岳第一軽石層(約8万年前)を切って約100m垂直に変位させている(町田ほか, 1975)。

河内川の東側では、河内川の左岸に山市場から宮原に向かって南北方向の横ずれ断層が存在し、東西方向の神縄断層のトレースを南北に大きく食い違いを生じさせている(星野・長谷, 1977)。大野山の西斜面で、南北の方向に切られた神縄断層は、大野山の南斜面を東に通り、深沢、市間集落の北端を通り、市間東方で皆瀬川を横切り、滝沢の谷頭を通り、尺里川に達する。この間、深沢と市間の露頭では、断層の走向は東西から北西—南東、北へ30~40°の緩傾斜である。

神縄逆断層は、尺里川以東の部分については、断層のトレースが複雑で不鮮明である。神縄断層の一部とされていた中津川沿いの北北西—南南東方向の断層は、中津川断層という別の断層であるとされた(佐藤, 1976)。この断層は、大磯丘陵の北西部を通り、相模構造線の延長方向と見られる位置にあり、神縄逆断層を約3km右ずれに移動させている(佐藤, 1976)。

神縄断層を境として、丹沢層群が足柄層群に衝上していることを示す地形的特徴が良く現れている所がある。1つは、海拔723mの丹沢層群からなる大野山と、足柄層群からなる都府良野、深沢、市間、湯蝕、宮原の集落のある400~500mの平坦な山地との間の著しい高度差である。もう1つは、河内川から西側で、神縄断層の南の足柄層群からなる山地と、神縄断層北側の丹沢層群からなる不老山(930m)の山塊である。ここでは、足柄層群側に、地層の走向方向に調和した北東—南西方向の谷が良く発達している。

内川断層: 本断層は、夕日の滝の北側を通るほぼ北東—南西あるいは東北東—西南西に走る高角横ずれ断層(今永, 1976)である。内川断層の南側にこれと、平行な定山断層がある。両断層は全体で800m以上足柄層群を左横ずれさせている。

平山断層: 本断層は、山北町平山の東京電力山北発電所対岸の酒匂川川岸に露出する。北東から北北東の走向で、60°西傾斜の走向移動型の逆断層である(今永, 1981; 伊藤ほか, 1982)。本断層は、南西に延び地蔵堂東方の内川の川岸に再び露出している(天野ほか, 1984)。ここでは、瀬戸層が、箱根古期外輪山噴出物の上に乗り上げ、下盤側の箱根古期外輪山噴出物は、断層によって引きずられて捲れ上がり、断層から50m以内では逆転ないし垂直に近い傾斜を示している(天野ほか, 1984)。

夕日の滝層: 地蔵堂夕日の滝の滝の面の方向に延びる正断層である。70°南傾斜を示す。夕日の滝は、上盤側の箱根火山の火碎岩層が、下盤側の足柄層群畳層の泥岩礫岩互層に比べて浸食に強いためにできた滝である。

4. 化石

足柄層群最下部層の年代が石灰質ナンノ化石の存在から更新世下部(160万年前)を示すことが明らかにされ、また、瀬戸層が更新世中部(100万年前)とされた(岡田, 1987)。

足柄層群上部の塩沢層からパラステゴドン象(*Palastegodon* sp.)が見つかっている(長谷川ほか, 1986)。足柄層群からは、多数の貝化石を産出するが、その産出層序は、主に畠層内と塩沢層の下部に集中する(松島, 1982)。

loc. A 山北町川西の河内川西岸、塩沢入り口より約150m上流地点、塩沢下部層。ハマグリ、ガミガイ、ヒメシラトリ、サクラガイ、オオノガイを産し、内湾干潟の環境を示す。

loc. B 山北町塩沢入口、塩沢下部層。キサゴ、ウラカガミ、カガミガイ、ナミガイ、オオノガイ、ゴイサギガイ、ハマグリを産し、内湾の環境を示す。

loc. C 山北町諸淵、塩沢下部層。ツボミ、タマキビ、マガキ、ウネナシトマヤガイ、ヒメシラトリを産し、カキ礁が認められる。内湾の潮間帯の環境を示す。

loc. D 山北町嵐の酒匂川河床、川岸の礫岩層と砂岩泥岩層、畠層。礫岩中から、キサゴ、エゾタマガイ、スルガバイ、タイラギ、オオハネガイ、カキ、砂岩泥岩中からオオキララガイ、アラボリロウバイ、クモリソデガイ、ケショウシラトリを産し、漸深海帶上部の環境を示す。礫岩中に産出するものは、浅海から土石流となって運び込まれた堆積物である。

loc. E 地蔵堂蛤沢、内川断層と定山断層に挟まれた地塊、塩沢層下部。マガキ、ウネナシトマヤガイ、カガミガイ、ハマグリ、オオノガイを産し、内湾の砂泥底、潮間帯の環境を示す。

loc. F 地蔵堂定山採石場跡、塩沢層下部。キサゴ、タマキビガイ、アラムシロガイ、マガキ、ウネナシトマヤガイ、カガミガイ、ハマグリ、アサリ、ヒメシラトリを産す。この貝化石層は蛤沢の化石層の延長部であり、内湾の潮間帯の砂泥底を示す。

loc. G 黒白林道際、塩沢層下部層。マガキ、ウラカガミ、スダレガイ、オオスダレガイ、ハマグリ、フスマガイ、オオモモノハナ、ナミガイを産出する。この貝化石層は蛤沢の化石層の延長部であり、内湾の潮間帯の砂泥底を示す。

loc. H 狩川上流の定山。ヤツシロガイ、アカニシ、カガミガイ、ハマグリ、マテガイ、オオノガイ、ナミガイを産し、内湾の砂泥底で、潮下帯・潮上帯を示す。

loc. I 定山採石場跡。オオキララガイ、アラボリロウバイ、クモリソデガイ、キサガイモドキを産し、漸深海帶上部の細砂泥底を示す。

loc. J 夕日の滝入口。モスソガイ、クルミガイ、ヒラソデガイ、フスマガイを産出する。上浅海帶を示すものがあるが流れ込みと考えられ、漸深海帶上部の環境を示す。

5. 火成活動

足柄層群は、プレートの境界のトラフに堆積した碎屑性堆積物と考えられるが、その堆積場で、火山活動が活発に行われた。足柄層群下部層から中部層堆積中に多量の安山岩質火碎岩・溶岩流が堆積し、また、輝石安山岩、角閃石安山岩、角閃石輝石安山岩の岩脈・岩床が貫入している。また、足柄層群上部層の塩沢層中には、下部に安山岩岩脈が貫入し、中部に石英安山岩の火碎流が堆積している。

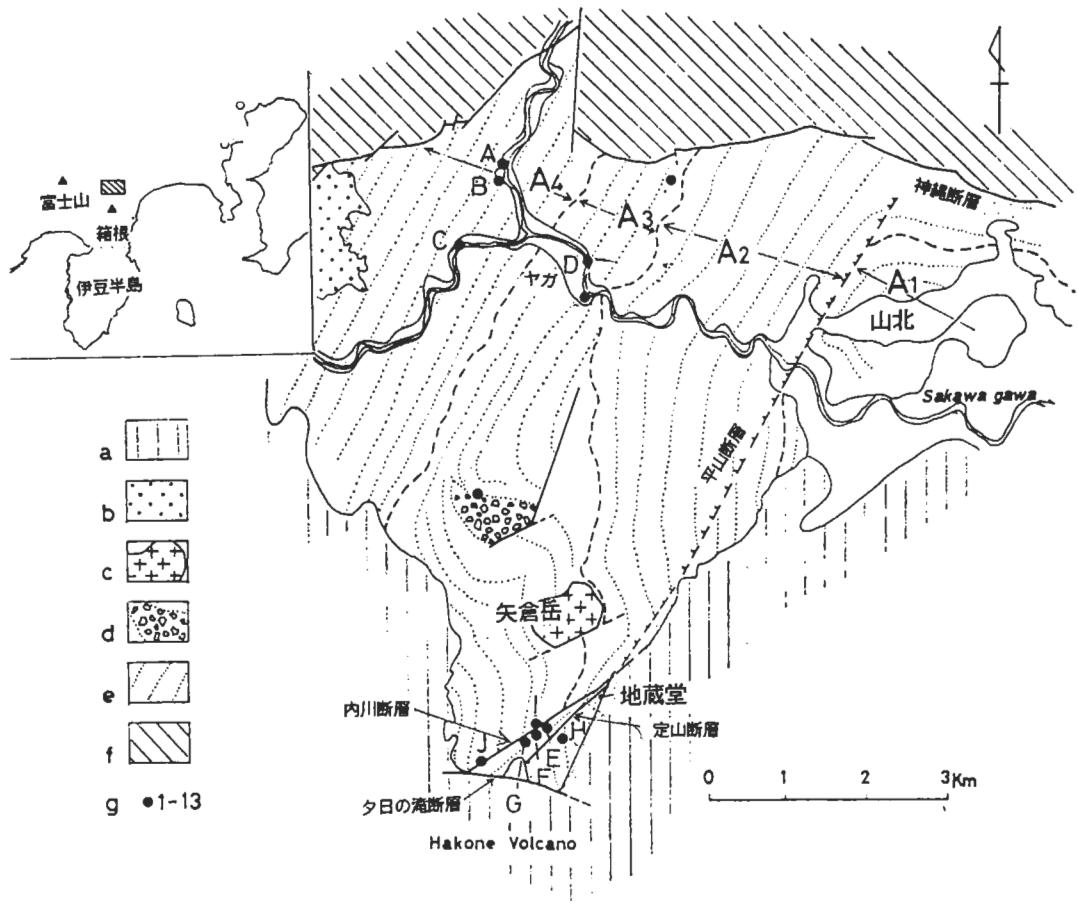


図2-3-9-2. 足柄層群の貝化石産地(松島, 1982)と地質構造

a : 箱根火山噴出物、b : 駿河礫層、c : 矢倉岳石英閃綠岩体、d : 畑火道角礫岩、e : 足柄層群走行線、f : 丹沢層群、
g : 貝化石産出地点、A1 : 日向層、A2 : 瀬戸層、A3 : 畠層、A4 : 塩沢層

5.1. 足柄層群中の岩脈

足柄層群を貫く岩脈と岩床は、足柄層群の下部層から中部層に多く発達する。岩脈・岩床の岩石種は角閃石安山岩、角閃石輝石安山岩と輝石安山岩である。角閃石安山岩脈は中部畠層の矢倉岳周辺に多く貫入し、輝石安山岩岩脈は最下部日向層から中部瀬戸層、中上部畠層に貫入している。岩脈が貫いている堆積層との接触面が不定形なものと直線状のものとが観察される。不定形なものは、封圧の小さい浅所に貫入したために規則的な形態を取ることができなかつたもので、地層堆積時、堆積層が未固結の状態の時に貫入したものと考えられる。一方、規則的に直線的に貫入した岩脈の方向は北西—南東方向が多く、この方向は、岩脈貫入時、地殻に働いていた水平方向の最大圧縮応力軸の方向を示している(今永, 1980)。輝石安山岩脈、角閃石安山岩脈の厚さは6m以下である。

5.2. 矢倉岳貫入岩体

矢倉岳は、足柄山地の中でひときわ突出している海拔870mの釣り鐘型の山である。矢倉岳の中央部山頂部に露出しているのは、石英閃綠岩質貫入岩体であり、岩体は、東西1km、南北600mで、ほぼ楕円形を示し、矢倉岳の海拔600~700mから上を構成している。矢倉岳貫入岩体の中心部は中粒の紫蘇輝石石英閃綠岩からなり、岩体の周辺部は急冷してできた紫蘇輝石角閃石ひん岩である。構成鉱物は、

角閃石、紫蘇輝石、斜長石、石英からなり、斜長石は灰長石成分70~85%の亜灰長石成分からなる。有色鉱物は紫蘇輝石が多い。矢倉岳貫入岩体は足柄層群畠層の下部に貫入している。貫入岩体と接触した泥岩層は、ほとんど熱変成作用を受けていないが、貫入岩体の南部の沢でごく一部にホルンフェルス化した部分が認められる。矢倉岳貫入岩体の貫入した年代は、K-Ar法によれば約115万年前である(倉沢ほか, 1989)。

5.3. 畑火道角礫岩

矢倉岳の北西、畠沢の南奥の採石場(二ノ倉開発株式会社)に、巨大な岩片からなる角礫岩層とそれを貫く岩脈が広く露出している。この角礫岩層は畠層の中にあり、巨大な岩片の礫種は角閃石安山岩、輝石安山岩、足柄層群の礫岩、砂岩、シルト岩で、径は10m以上に達するものが含まれる。畠層堆積時の火山の火道角礫岩と考えられる。天野ほか(1986)は、足柄層群固結後に形成された火道角礫岩と考え、伊藤ほか(1986)は、褶曲陸化した後に生じた爆裂火口の堆積物であるとし、足柄団研グループ(1983)は、火山碎屑岩からなる火山性堆積盆地とし、また、Ito(1985)は、海底のカルデラ崩壊角礫と考えた。このように、この角礫岩の起源について、様々な成因が提案されている。この露頭の南に当たる樅尾の沢の畠層中に、同質の角閃石安山岩質火碎岩層が挟在することから考えると、畠層堆積時の現象で

あると考えられる。

5-4. 足柄層群中の火碎岩

足柄層群に挟まれている火碎岩の主なものは、足柄層群畑層中の楕尾火碎岩、および上部塩沢層中に挟まれている黑白火碎岩(染野ほか, 1985; 今永, 1976)と生土火碎流(伊藤ほか, 1985)である。

楕尾火碎岩は、矢倉岳の西側の楕尾の沢に沿って走向方向に約1kmに渡って断続的に追跡され、厚さは約30~0mまで変化する。岩相から上部、下部の2部層に区分される。下部層は固結度が高く、楕円形につぶれた最大長径約5cmの石英安山岩質軽石片と凝灰岩ならびに安山岩の角礫からなる。基質は軽石粒を主にし、流理構造がある。軽石の組成鉱物は、石英、灰長石成分が70~90%の亜灰長石、角閃石からなる。楕尾火碎岩の上部層は固結度が低く、石英安山岩質軽石の岩片と最大50cm大のシルト岩の巨礫からなり、それに円礫と砂が基質として加わる。全体としてシルト岩の割合のほうが石英安山岩より大きい。シルト岩の巨礫は角礫で、堆積に方向性がない。上部層の厚さは4m以上であり、淘汰が悪いが、流理構造がある。この火碎岩は、水中火碎流堆積物と考えられ、100~300mの浅海底(石川ほか, 1983)で発生した水中爆発で、最初粗粒火碎物が流れ下り、ついで燃発的噴火で泥岩の岩片を吹上げ、それが流れ下つて火口からそう遠くないところに堆積したものと思われる。供給源の火山については、烟火道の可能性が考えられる。

黑白火碎岩(染野ほか, 1985; 今永, 1976)は、地蔵堂黑白林道の足柄層群上部塩沢層の中に挟まれる。本層は、安山岩質角礫岩からなり、層厚は約100m以上である。

生土火碎流(伊藤ほか, 1985)は、足柄層群最上部層塩沢層の上部に挟まれる厚さ20m以上の角閃石安山岩質火碎流である。鮎沢川の河原に露出して、北東に走向方向に延びて、塩沢の谷まで追跡される。

文 献

- 天野一男・横山健治・立川孝志, 1984. 箱根古期外輪山を切る平山断層. 地質学雑誌, (90): 849-852.
- 天野一男・高橋治行・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊池純, 1986. 足柄層群の地質 - 伊豆微小大陸の衝突テクトニクス. 北村信教授記念地質学論文集, pp. 7-20.
- 足柄団研グループ, 1983. 足柄地域の火山性堆積盆地 - 足柄地域の新第三系・第四系の研究(1). 地球科学, (37): 194-204.
- 足柄団研グループ, 1986a. 足柄層群の層序と地質構造 - 足柄地域の新第三系・第四系の研究(2). 地球科学, (40): 47-63.
- 足柄団研グループ, 1986b. 足柄層群の形成過程 - 足柄地域の新第三系・第四系の研究(3). 地球科学, (40): 399-416.
- 星野一男・長谷紘和, 1977. 神縄断層を切る南北性断層について. 地質学雑誌, (83): 62-64.
- Huchon, P. and E. Kitazato, 1984. Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area. Tectonophysics, (110): 201-210.

- 長谷川善和・松島義章, 1986. 足柄層群産パラステゴドン象. 横浜国立大学野外教育研報, (4): 51-55.
- 今永勇, 1976. 根箱火山北麓地蔵堂の地質. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (9): 77-84.
- 今永勇, 1977. 足柄山地矢倉沢北方畠沢の地質. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (10): 37-42.
- 今永勇, 1978. 足柄山地. 昭和53年度全国地学教育研究会野外見学案内書, pp. 14-22.
- 今永勇, 1980. 神奈川の風景と地質(1)矢倉岳. 神奈川自然誌資料, (1): 51-53.
- 今永勇, 1981. 山北町東電山北発電所対岸の逆断層. 神奈川自然誌資料, (2): 66.
- 今永勇, 1982. 箱根火山基盤岩と足柄層群の変形. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (13): 75-81.
- 今永勇, 1986. 足柄層群の層序と構造. 月刊地球, (8): 63-7-641.
- Imanaga, I., 1989. Geology of The Ashigara Group. Modern Geology, (14): 99-11.
- 石川力・岡田尚武・北里洋, 1983. 足柄層群の層序と地質年代. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, pp. 72-73.
- Ito M., 1985. The Ashigara Group: a regressive submarine fan-fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, north of Izu Peninsula, central Honshu, Japan. Sedimentary Geology, (45): 261-292.
- 伊藤谷生・藤井敏嗣・由井将雄・上杉陽・染野誠・狩野謙一, 1985. 上部足柄層群生土火碎流(約70万年前)とその給源火山. 火山第2集, (30): 319-320.
- 伊藤谷生・上杉陽・狩野謙一・千葉達朗・米澤宏・染野誠・本間睦美, 1986. 最近100万年間における足柄一大磯地域の古地理変遷とテクトニクス. 月刊地球, (8): 630-636.
- 狩野謙一・染野誠・上杉陽・伊藤谷生, 1988. 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動 - プレート力学境界表層部での変形過程の例 -. 静岡大学地球科学研究報告, (14): 57-83.
- 小山真人, 1986. 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. 月刊地球, (8): 743-751.
- 倉沢一・今永勇・松本哲一・柴田賢, 1989. 更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃綠岩体のK-Ar年代と化学組成ならびにSr同位体比. 地質学雑誌, (95): 331-334.
- 松島義章・今永勇, 1968. 神縄断層について. 神奈川県博物報, (1): 65-73.
- 松島義章, 1982. 足柄層群の中部・上部層の貝化石群集について. 国立科学博物館専報, (15): 53-62.
- 町田洋・松島義章・今永勇, 1975. 富士山東麓, 駿河小山付近の第四系 - とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について -. 第四紀研究, 14: 77-89.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 化石, (43): 5-8.
- 佐藤正, 1976. 中津川右横すべり断層系(新称). 地質学雑誌, (82): 617-623.
- 染野誠・上杉洋・狩野謙一・伊藤谷生・米澤宏・千葉達明・大川涉, 1985. 足柄層群中・上部層の地質構造. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 495.

V. 丹沢山地のマスムーブメント

棚瀬充史¹

要約

空中写真判読および現地調査による丹沢山地主稜部の地形解析をおこない、主要なリニアメント、地すべりおよび斜面崩壊地形を抽出した。さらに、地形発達史を検討するため、緩傾斜尾根面や段丘面の分布、形成年代を考察した。

緩傾斜尾根面は、上位から最高位面(1200m以上)とその他の平坦面(1100~1200m面および700~1000m面)を認めた。このうち最高位面は、化石周氷河地形の可能性が考えられる。

段丘面は、主に道志川沿いに3段発達し、上位面は武藏野段丘面に、中位面は立川段丘面にそれぞれ相当する。段丘面の比高から、ここ数万年間の隆起量は3.5m／1000年と計算される。

地すべり地形は、丹沢山北東の堂平や黍殻山南部に大規模なものが発達するほか、河内川沿いなどにも比較的規模の大きなものがみられる。斜面崩壊地形は、丹沢山地を特徴づける特異地形で、塔ノ岳～丹沢山～蛭ヶ岳にかけての南側、袖平山～黍殻山にかけての西側および檜洞丸西～南側の稜線直下に顕著にみられる。

地すべり、斜面崩壊は地質構造と深い関係があり、これらに規制されて分布している。このことは、丹沢山地のマスムーブメントが第四紀の地殻変動、特に急激な上昇運動を強く反映したものであることを示唆している。また、地すべりの多くが最終氷期地形面を変位させていること、現在の開析前線が主稜線付近にまで及んでいることは、後氷期(1万年)以降の、山地の削剥が大規模に進行していることを示している。

1. はじめに

丹沢山地は、標高1500m以上の峰が8座、このうち1600m以上の峰が4座と、首都圏に至近の距離にありながら、急峻な山岳と深い渓谷で特徴づけられる。また、その稜線付近には多くの崩壊地が発達し、荒々しい山肌を見せている。この崩壊地の多くは、大正12年9月の関東地震およびその直後の台風による降雨で全面的に崩壊したもので、現在みられる崩壊地はその時の名残りとその後(昭和16年、昭和24年、昭和41年および昭和47年など)に発生したものである(神奈川県, 1987)。

このような崩壊地から供給された土砂は、玄倉川上流の熊木沢や篠杉沢に大量に押し出し、砂防ダムにせき止められ、広く谷を埋積している。

丹沢山地の地形を特徴づけるもうひとつの点は、急峻な山腹斜面と対照的に尾根や山頂部に発達する緩斜面である。この緩斜面にはテフラやロームが堆積し、丸みを帯びた山稜を形作っている。山頂や尾根にみられる緩斜面は、現在では断片的にしか残されていないが、袖平山周辺では比較的広い分布が認められる。これらは、最終氷期に形成された化石周氷河斜面の可能性が考えられるが、その証拠は乏しい。このような地形面は、道志川沿いに発達する段丘面とともに、丹沢山地の地形発達史を考えるうえで重要である。

本論では、丹沢山地におけるマスムーブメントとして斜面崩壊と地すべりについて取り上げるとともに、地形解析からみたマスムーブメントと地形形成過程の関わりについて若干の考察をおこなう。

本論をまとめる機会を与えて頂き、かつ全般について御

検討頂いた横浜国立大学小池敏夫教授、高位平坦面や段丘について御教示頂いた立地研究所の清水長正氏に深く感謝する。また、現地調査に参加され議論頂いた福田博好、高梨文治、三尋木邦光、山下俊太、矢崎慎治、梅沢俊一、土志田達治、牧野純、中川節夫、鈴木剛、馬場秀人をはじめとする横浜応用地学研究会の諸氏に感謝の意を表する。

2. 斜面崩壊

2-1. 斜面崩壊の分布

丹沢山地は、大正12年9月1日の関東地震とその余震、およびその直後の9月14日の台風に伴う降雨において、全面的に斜面崩壊を生じた(小出, 1973; 大石, 1985)。また、昭和16年7月12日の前線豪雨、昭和24年8月31日～9月1日にかけてのキティー台風、昭和41年6月27日～29日の台風4号、昭和46年8月31日の台風23号、昭和47年7月12日の前線豪雨とその直後の7月15日の台風6号、同年9月15日の台風20号などでも著しい斜面崩壊を生じている。

特に、昭和47年7月12日の豪雨では降雨量530mmに達し、西丹沢の各所で斜面崩壊が発生した。篠沢集落では斜面上部で発生した土石流により集落28戸のうち家屋全壊25戸、死者2、行方不明者2の被害を出している(神奈川県, 1987)。

これら災害時の崩壊箇所については、土地分類基本調査「上野原・五日市」・「藤沢・平塚」・「八王子」(神奈川県, 1986a; 1986b; 1986c)および「秦野・中山湖」(神奈川県, 1987)の自然災害履歴図に詳細に示されているが、現在これらの崩壊地のほとんどで植生が回復している。

平成2年撮影の空中写真を用い、最近の崩壊地を抽出してみると、きわめて特徴的な分布が認められる。崩壊地密度が

1 : 住鉱コンサルタント株式会社

もっとも高いのは、丹沢山地の最高峰である蛭ヶ岳(1673m)から丹沢山(1567m)、塔ノ岳(1491m)にかけての主稜線の南斜面(玄倉川の支流、熊木沢と筈杉沢の流域)と、蛭ヶ岳から袖平山(1432m)、黍殻山(1273m)、焼山(1059m)にかけての北西斜面尾根直下である。この流域の山腹斜面には細かい筋節が発達しており、そのほとんどに崩壊地がみられる。つぎに、塔ノ岳から行者ヶ岳(1209m)、鳥尾山(1136m)、三ノ塔(1205m)にかけての南西斜面や、塔ノ岳から鍋割山(1272m)にかけての南側斜面に比較的多い。また、檜洞丸(1600m)の西斜面や丹沢山の北東、西峰(1352m)から東峰(1345m)にかけての北西斜面、大室山(1587m)から加入道山(1418m)の南斜面および大山(1252m)の南東斜面にも崩壊地が発達している。このように、崩壊地の分布には著しい偏りが認められる。また、崩壊地の多くは、その源頭が山頂や尾根直下の地形変換線(遷急線)付近に集中しているのが特徴である。

2-2. 斜面崩壊の形態

崩壊の形態についてみてみると、遷急線(浸食前線)直下の節理や亀裂の発達した岩盤の浅層崩壊(図版2-4-2)と、山稜緩斜面のローム層のすべり崩壊との複合したもの(図版2-4-3)が卓越しており、ついで断層破碎帯に起因した破

碎岩盤の崩壊(図版2-4-6、2-4-7)や斜面表層部の表層滑落(図版2-4-5)がみられる。また、本流河川に沿った斜面末端部にも浅層崩壊型の大きな崩壊地がみられる(図版2-4-4)。

丹沢山地は、深成岩や変成岩などの硬質な岩盤ながら開口亀裂や分離岩塊の発達を特徴とし、降雨や地震動に対して極めて脆弱な性質を有する。また、山稜や斜面に分布する厚いロームは軟質で浸透能が小さく、降雨が地表を容易に浸食してガリ地形を生じやすい。遷急線直下に発達する鶲足状の浅層崩壊タイプの多くは、このようなガリ浸食が拡大発達したものと考られる。

尾根の緩斜面にみられるロームのすべり崩壊は、ガリ浸食や遷急線直下の浅層崩壊の上方への進行によるもので、表層部のロームのみが円弧すべり状に滑落している。このようなすべり崩壊タイプは、平面的にはスプーン型を呈していることが多い。

断層破碎帯を崩壊頭部とするもの、ないしは破碎帶に沿った崩壊は、玄倉川支流の熊木沢周辺やユーシン西方にみられる。また、断層と推定されるリニアメントに沿ってしばしば観察される。破碎帶に沿った崩壊は、直線的なV字谷地形を形成している。

斜面の表層滑落は、直線形の急斜面の表土のみが、降雨などを起因として薄く滑落したもので、丹沢山地での分布

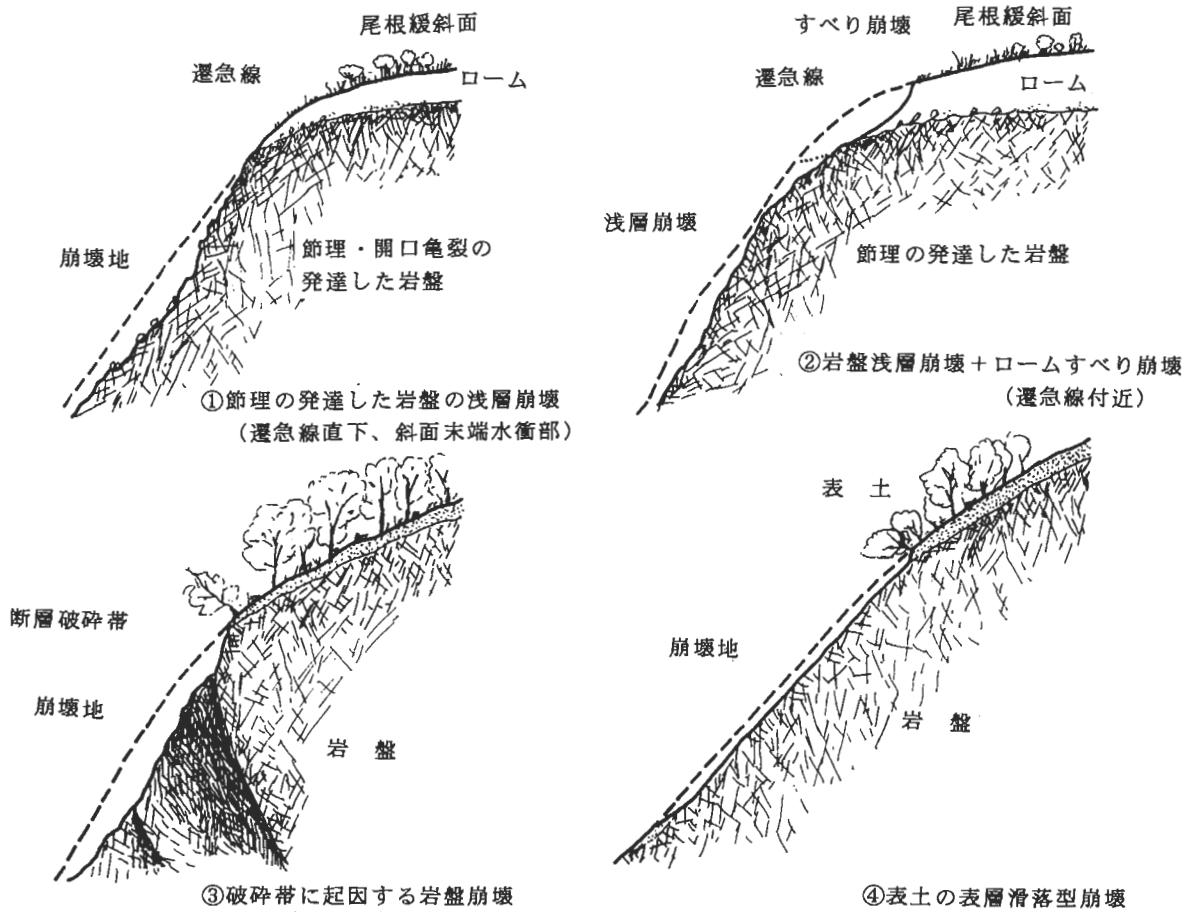


図2-4-1. 丹沢山地にみられるおもな崩壊のパターン

は限られている。

河川本流に沿った斜面末端部の崩壊は、主に水衝部側の斜面の下刻によるもので、河内川左岸の中川地区などに大規模なものが観察されるほか、河川本流や支流の斜面末端側壁に頻繁にみられる。

田中(1962)は、西丹沢地域において崩壊地の研究をおこない、その分布様式に着目して崩壊地分布密度の著しく高い地域とそうでない地域に区分し、前者を崩壊団地、後者を崩壊団地外と呼んだ。そして、表層部に関して、崩壊団地は砂質であり、団地外は礫質であるとした。また、崩壊団地における崩壊は直線形斜面に多く、団地外では凸型斜面であると結論した。江川(1979)は、崩壊地を表層滑落型、節理型に分類し、それぞれを田中(1962)の崩壊団地ならびに団地外に対応すると考え、表層滑落型崩壊－谷頭崩壊－流動型崩壊と節理型崩壊－谷壁崩壊－重力型崩壊の2系列に分類した。田中の対象地域は石英閃緑岩が基盤の地域であり、丹沢山地にみられる崩壊地の多くが、丹沢層群中に発達する点からするとそのまま当てはめることはできないが、遷急線直下の浅層崩壊や断層破碎岩盤の崩壊は、「節理型崩壊－重力型崩壊」に、ロームのすべり崩壊や表層滑落崩壊は、「表層滑落型崩壊－流動型崩壊」におおむね対応すると考えられる。

現在みられる崩壊地の多くは、過去の崩壊の回復あるいは再拡大過程の一端であるが、崩壊の発達位置からみると、谷床基準面の相対的な低下に伴う谷頭・谷壁浸食の復活(羽田野, 1974)であり、山稜緩斜面の下限をなす遷急線付近での浸食過程ととらえることができる。約1万年前以降の後氷期には、気候の温暖化・雨量の増加と河川流量の増大ならびに岩屑生産量の減少によって山地河川の下刻・側刻による遷急線の週上が著しく進行した(羽田野・大八木, 1986)と考えられることから、山稜直下の遷急線に発達する崩壊は、基本的には後氷期開析前線である。

3. 地すべり

3-1. 地すべりの分布

丹沢山地には、地形判読から大規模な岩盤地すべりと推定される地形が多数認められる。

最も大規模な地すべり地形は、袖平山から黍殻山にかけての山稜の南東側にあり、ここでは最大200m以上の滑落崖を伴う幅最大900m、長さ2050mと幅最大720m、長さ1120mの2つの地すべりとそれよりやや小さい地すべり地形の3つが認められる。

また、丹沢山北東の堂平にも約160mの滑落崖を伴う幅最大700m、長さ1350mの地すべり地形が発達している。

これらより規模の小さい地すべりは、玄倉東方、早戸川支流の水沢川流域や中津川上流域などにみられる。

表2-4-1に丹沢山地において認められる地すべり地形の諸元をまとめたが、1か所の深成岩中のものを除き、他はすべて丹沢層群の凝灰岩や凝灰角礫岩および結晶片岩分布域に認められるのが特徴である。

丹沢山地の主稜部に発達する大規模地すべりは、地すべり地形が明瞭で、比高50~200m以上の滑落崖を有すること、地すべり移動地塊中に原地形面(平坦面)が保存されていること、滑落崖直上の尾根に凹地形が認められる場合が

あることなど、比較的新しい地すべりと思われる。

また、地すべりの分布は、崩壊地の分布と明瞭に異なっており、黍殻山から蛭ヶ岳、丹沢山にかけての主稜線に沿っては、尾根の東側斜面に偏在している。

3-2. 地すべりの形態

丹沢山地における地すべりの長さ／幅比(L/W)は図2-4-2に示すような関係にあり、おおむね $L/W = 0.8 \sim 2.5$ の範囲にある。また、その平均 L/W は1.7である(図2-4-3)。

これは、全国の地すべりの L/W の多くが1.5~2.0(渡・小橋, 1987)や0.6~2.5(上野, 1996)にあることとほぼ調和している。また、渡・小橋(1987)は、初生的な地すべりでは、 L/W は0.5~1.0であり、進化した地すべりほど大きくなることを指摘している。

推定断面から求めたすべり面の傾斜角は5°~25°の範囲にあり、平均傾斜角は15°である。

我が国の地すべりの平均傾斜勾配は、第三紀層で10°、

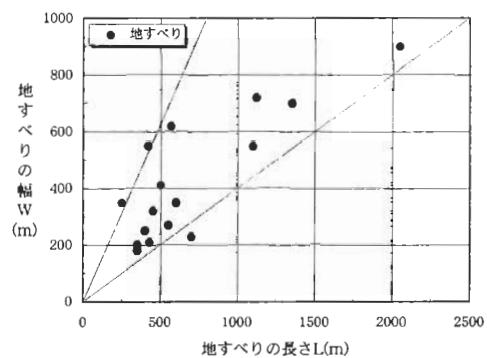


図2-4-2. 地すべりの長さ(L)と幅(W)との関係

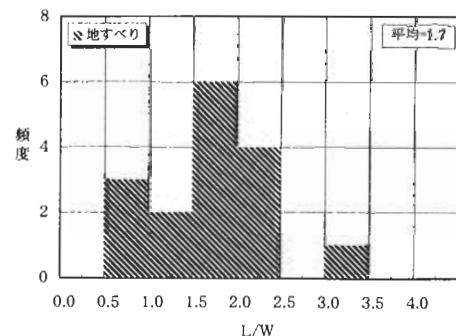


図2-4-3. 地すべりの長さ(L)と幅(W)比の頻度

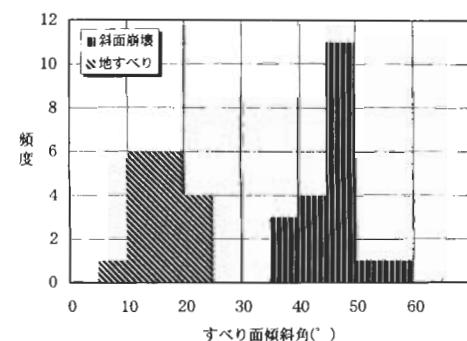


図2-4-4. 地すべりと斜面崩壊のすべり面傾斜角の分布

表2-4-1. 地すべり地形の諸元一覧表

番号	位置	長さ m	最大幅 m	滑落崖高 m	形成期*	地質
①	中ノ沢支流	700	230	250	不明	石英閃綠岩
②	玄倉東方	1,100	550	160	後氷期?	丹沢層群
③	蛭ヶ岳東	400	250	60	後氷期?	"
④	堂平	1,350	700	160	後氷期	"
⑤	堂平	350	200	90	不明	"
⑥	丹沢山南	500	410	30	後氷期	"
⑦	札掛北	250	350	100	不明	"
⑧	札掛北	430	210	70	不明	"
⑨	境沢上流	450	320	50	不明	"
⑩	高畑山南西	550	270	80	不明	"
⑪	袖平山東	2,050	900	200-50	後氷期	"
⑫	黍殻山南	420	550	80	後氷期	"
⑬	黍殻山東	1,120	720	250	後氷期	"
⑭	水沢川中流	600	350	70	不明	"
⑮	中川	570	620	30	不明	丹沢層群結晶片岩
⑯	玄倉川下流	350	180	30	不明	"

* 滑落崖が最高位面を変位させているものを後氷期の形成とした

中古生層で20°～25°である(渡・小橋, 1987)ことからすると、丹沢山地の地すべりは両者の中間的な値といえる。

また、檜洞丸から蛭ヶ岳にかけての斜面崩壊の傾斜勾配は35°～60°、その平均が44.8°であり、地すべり傾斜勾配とは大きくかけ離れている(図2-4-4)。

一般に、崩壊は30°以上のすべり面傾斜角において発生し、地すべりやクリープはそれ以下で生ずるといわれるが、丹沢山地においてもこのことが明瞭に示されている。

3-3. すべり方向と地質構造の関係

丹沢層群分布域内に発生している地すべり15か所について、その形態からすべり方向を想定し、周辺の地質構造(丹沢層群の層理面の傾斜方向)との関係を検討した。図2-4-5に示すように、すべり斜面は順層(層理面の傾斜方向と斜面の傾斜方向が同一)であり、すべり方向と傾斜方向の交角は、15か所の地すべりのうち10か所が30°以内にあり、多くの地すべりが地質構造に強く支配されていることを示唆している。

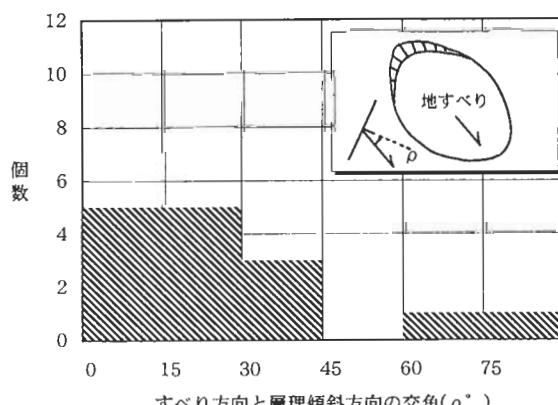


図2-4-5. すべり方向と地質構造の関係

4. リニアメント

4-1. リニアメントの分布

丹沢山地の地形を規制している要因としてリニアメント(線状構造)の発達があげられる(Ⅱ. 丹沢の地形参照)。リニアメントは、多くの場合、弱線となりやすい地質構造や断層破碎帯に起因するもので、直線的な谷、谷や山稜の屈曲、あるいは高度不連続などの地形変換線として現れる。

丹沢山地中央部から東部にかけてのリニアメントを空中写真判読により抽出すると、きわめて特徴的なパターンが読み取れる。

最も顕著なリニアメントは、玄倉集落から玄倉川の南を東北東に通り、鍋割沢から丹沢山へ向けて北東に約16kmに渡って発達するもので、活断層である玄倉断層(活断層研究会, 1991)にはほぼ一致するものである(ただし、玄倉断層はユーシン上流において熊木沢方向へ北上するように描かれている)。

玄倉断層の北西側、道志川からその支流の神ノ川沿いに南北方向に延びる長者舎断層(活断層研究会, 1991)に伴うリニアメントも顕著で、本断層と玄倉断層に挟まれた地域においては、両断層に並走ないしやや斜交するリニアメントの発達が著しく、延長3～5km以上連続するものが多い。

玄倉断層、長者舎断層とも、左ずれ成分の卓越する横ずれ断層(活断層研究会, 1991)であり、これらのリニアメントも両断層の副次断層や破碎帯、あるいは、丹沢層群の地質構造(北東～南西走向で南東傾斜が卓越)を反映したものであろう。袖平山から黍殻山に延びる稜線の北西斜面では、長さ1～3kmで北東～南西方向の短いリニアメントが発達している。また、これらのリニアメントに斜交する北西～南東方向の短いリニアメントも認められる。玄倉川中流から上流ユーシンの間の北側、檜洞丸にかけては、斜交する2方向のリニアメントによる格子状組織地形が顕著である。

丹沢山地東部の大山から宮ヶ瀬にかけては、北西～南東方向に延びる谷地形がつくる長さ1～4km程度の短いリニアメントが顕著である。この地域は、石英閃綠岩体を中心

にして大きなドーム構造を呈する丹沢層群の東翼部にあたり、構造性リニアメントと考えられる。

丹沢山地南部の鍋割山から大山にかけては、南北性のリニアメントと東北東－西南西から東西方向を示す3km以下の短いリニアメントが発達している。

4-2. リニアメントと崩壊、地すべりとの関係

斜面崩壊のうち、ユーシン付近のような断層破碎帯に沿った崩壊タイプを除けば、斜面崩壊とリニアメントの関係はかならずしも明瞭ではない。リニアメントの位置を判読するとき、多くの場合谷地形の底を通しやすいが、傾斜した断層などの弱線に沿って形成された沢や谷は、下刻により谷斜面中腹に見かけ上移動して存在する場合が多いこともリニアメントと崩壊の関係を小さくしている可能性がある。

地すべりのうち、袖平山から黍殻山周辺、堂平や中川の大規模地すべり地形の滑落崖付近には、これの延長方向に延びるリニアメントが認められ、構造的弱線と地すべりとの関連が注目される。

5. 段丘地形と隆起運動

河岸段丘地形は、河床面・氾濫面や谷壁形成の時期・過程を明らかにできる重要な堆積地形である。

丹沢山地では、北部の道志川沿いを除き、段丘の発達が不良で、相模川支流の中津川の中下流域や串川流域および南部の河内川流域に小規模に発達するにすぎない。

道志川の河岸段丘については、貝塚(1952)、塩島・吉村(1972)や米澤(1981)の研究がある。

貝塚(1952)は、本地域の河岸段丘を下位・中位・上位段丘と高位平坦面の4つに区分し、このうち青野原付近の中位段丘について、南側山麓からの扇状地性堆積物の押し出しによる谷側積載(Valley-side superposition)を認めた。

塩島・吉村(1972)は、道志川流域の火山灰層序を確立し、この地域のウルム氷期以降の河岸段丘の形成過程と形成環境を考察した。

米澤(1981)は、道志川沿いに発達する河岸段丘群について、高位のものより、寸沢嵐面・相模原面・月夜野面・田名原面および完新世面群に区分し、テフラ層との関係などから、寸沢嵐面は多摩面に、相模原面を堆積開始期が約9万年前、段丘化の時期を約5.5～6万年前、月夜野面の段丘化時期を約4万年前、田名原面の埋積開始期を3万数千年以前、段丘化の時期を約2.6～2.8万年前と推定した。また、神奈川県(1986a)では、道志川と串川の段丘群を、高位のものから寸沢嵐面・多摩面相当面、葛原面・武藏野段丘面相当面、中野面・立川段丘面相当面および完新世段丘面に区分した。

本論では、空中写真判読などにより段丘面を再区分し、道志川沿いの段丘群について、高位の段丘から相模原面と月夜野面を一括して武藏野段丘面相当面、田名原面を立川段丘相当面、また最下位の段丘面を完新世段丘面とした。

中津川の段丘群については、宮ヶ瀬付近に発達する段丘面と河床面の比高から、それぞれ、武藏野と立川面相当面の2面に区分した。

また、河内川沿いの篠沢付近に認められる段丘については、立川面相当面と完新世段丘面に区分した。

斎藤ほか(1983)は、テフラを時間指示層として河床高度変動を検討し、約8万年前(Pm-1降下期)の河床が現河床より約40m高い所にあるとした。また、約6万年前になると河床は約70m高い所まで上昇して相模原面を形成しており、この約2万年間は堆積作用が卓越して30m河床が上昇したが、約2万年前の最終氷期後期以降から現在にかけては浸食作用が卓越しており、道志川では70m程度谷を下刻していると推定した。

この浸食速度(3.5m／1000年)は、他地域と比較してもきわめて大きい値であり、丹沢山地の上昇速度が大きいことを物語るものであろう。

6. 緩傾斜尾根地形

6-1. 緩傾斜尾根地形の分布

丹沢山地を特徴づける山地地形として、山頂や尾根にみられる丸みを帯びた平坦面や緩斜面がある(坂本ほか, 1964)。これら緩斜面や平坦面の分布は、檜洞丸から蛭ヶ岳、丹沢山、塔ノ岳にかけての主稜部のほか、丹沢山から北東に延びる西峰から東峰にかけての尾根、塔ノ岳から鍋割山へ西に延びる尾根、塔ノ岳から南東の三ノ塔へ延びる尾根、蛭ヶ岳から北東の袖平山、黍殻山、焼山に延びる尾根、また、大室山や大山山頂周辺に認められる。

特に、袖平山から黍殻山にかけての尾根の東側斜面には、標高1400～1380mの定�性の平坦地形が広範囲にみられる。

これらは、いずれも標高1200m以上の高度に分布しているが、このほかにも玄倉川や中津川に沿っては、標高1100mから1200mにかけての尾根部やこれより低い高度にも平坦面や緩斜面が認められる。

6-2. 緩傾斜尾根地形の成因

第四紀の少なくとも過去70万年間にわたっては気候が著しく変化し、世界的に氷期と間氷期が約10万年間を1周期として繰り返されてきた。我が国でも、最終氷期後期である2～5万年前には寒冷乾燥気候のもとで、岩石の凍結破碎と岩屑の生産が盛んにおこなわれた。東北日本や北海道では、この時期に形成されたと思われる化石周氷河地形が分布している(小疋, 1985)。周氷河地形は、シャープな地形変換部を持たない滑らかにうねった斜面で特徴づけられ、氷期における周氷河環境下で、地下水が凍結融解を繰り返すことによる岩石の破碎と岩屑の斜面移動の結果、斜面凸部の削剥と斜面凹部の埋積が進み形成されたと考えられている(中村・檜垣, 1991; 柳田, 1996)。関東地方でも、最終氷期の周氷河限界が標高1000m程度まで低下し(貝塚・鎮西, 1986)、関東山地や谷川連峰の一部にみられる平滑で丸みを帯びた特異な斜面は化石周氷河斜面と考えられている(清水, 1983; 斎藤ほか, 1983; 清水・鈴木, 1994)。清水(1983)は、秩父山地主山稜部周辺に発達する岩塊斜面を、分布高度、層相、植生の相違などから、雲取期(最終氷期前半期)、金峰期(最終氷期極相期)、金峰期(晩氷期)に区分し、雲取期の垂直分布として、1700～2300m以上が周氷河極相地域、それ以下の1000～1200m程度までが岩塊流や構造土が部分的に形成される程度の周氷河地域と考えた。

丹沢山地に化石周氷河地形が発達するかどうか、十分に検討されているわけではない。特に、山稜部は厚いローム

に覆われ、なだらかな尾根地形を形成するひとつの要因となっている。しかし、高海拔部の山頂や尾根の斜面形(図版2-4-10および図版2-4-12)や、山稜部のローム層中の岩礫の存在(図版2-4-2)は、化石周氷河地形の存在を示唆しているように思われる。今後、これらの地形の分布、テフラの確認など詳細な検討が必要であろう。

巻末の丹沢山地の地形区分図では、標高1200m以上に分布する緩斜面地形について、一部の地すべり性地形を除き、化石周氷河斜面と推定し、それ以下の標高に認められる緩斜面地形については高位段丘面として区別した。

6-3. 地すべり地形、崩壊地形との関係

袖平山から黍殻山にかけての尾根の東斜面に分布する地すべり地形や堂平の地すべり地形は、明瞭な滑落崖を伴う地すべりブロックであり、いずれもその移動ブロック上に平坦地形がみられる。これらの平坦地形は滑落崖の存在する尾根部の平坦地形面がその原形を保持して滑動したものと推定できることから、地すべりの主要移動時期は、平坦地形面形成後であると考えられる。

地すべりに切られる尾根緩斜面や平坦面は、最終氷期に形成された化石周氷河斜面とすると、これら地すべりは約1～2万年前の後氷期以降の活動であると考えられる。

柳田・長谷川(1993)は、岩すべりにおける地すべり土塊の開析度から、その形成時期を推定できることを示したが、これらの地すべりの開析がほとんど進行していないことからも、比較的新しい形成(数万年前以降)であることがうかがわれる。

また、斜面崩壊はその多くが尾根緩斜面の直下にまで及んでいるが、これも後氷期における著しい下刻と側刻による開析前線(遷急線)の週上と位置づけることができよう。

7. おわりに

丹沢山地は、丹沢・伊豆地塊の衝突や深成岩類の進入による新第三紀中新世～鮮新世の激しい変形作用、変成作用を蒙ったが、特に若い変成岩や深成岩が露出するほどの著しい上昇と削剥は、現在みられる丹沢山地のマスムーブメントに対して決定的に影響を与えている。

丹沢層群のドーム状構造や、断層、断層性リニアメントは、地すべりや斜面崩壊の分布の偏在や特性を支配する大きな要因となっている。

それにも増して、最終氷河期における寒冷乾燥気候は隆起上昇した高海拔地域の平坦地形面の形成や段丘堆積物の生産をもたらし、その後の後氷期の気候温暖化による岩屑生産の衰退と河川流量の増大は、河川の下刻による段丘面の形成や地すべりの発生、斜面の側刻による開析前線(遷急線)の進行による崩壊地の拡大を現在に至るまでもたらしつつあると考えられる。

文 献

- 江川良武, 1979. 崩壊の分類及び各崩壊型の地形発達上の意義. 新砂防, 112: 10-18.
- 江川良武, 1996. 山地地質と地形分析. 日本応用地質学会 平成8年度シンポジウム予稿集, pp. 11-18.
- 羽田野誠一, 1974. 講座最近の地形学8 「崩壊性地形(そ

の2)」. 土と基礎, 22: 85-93.

羽田野誠一・大八木則夫, 1986. 斜面災害の発生しやすい場所(場所の予測). 斜面災害の予知と防災. 221pp.白亜書房, 東京.

貝塚夾平, 1952. 道志川の河岸段丘. 地理学評論, 25(6): 242-246.

貝塚夾平・鎮西清高編, 1986. 日本の山. 269pp.岩波書店, 東京.

神奈川県企画部, 1986a. 土地分類基本調査 上野原・五日市. 57pp.

神奈川県企画部, 1986b. 土地分類基本調査 藤沢・平塚. 100pp.

神奈川県企画部, 1986c. 土地分類基本調査 八王子. 76pp.

神奈川県企画部, 1987. 土地分類基本調査 秦野・山中湖. 79pp.

活断層研究会編, 1991. 新編日本の活断層 分布図と資料. pp.174-177. 東京大学出版会, 東京.

小出博, 1973. 日本の国土(上). 287pp.東京大学出版会, 東京.

中村三郎・檜垣大介, 1991. 地すべり地形の生成と変化. 平成3年度地すべり学会シンポジウム「地すべり災害斜面のうつりかわりと地下水排除効果」論文集, pp.68-76.

小疋尚, 1985. 化石周氷河現象. 日本の第四紀研究, pp.163-170. 東京大学出版会, 東京.

大石道夫, 1985. 目でみる山地防災にための微地形判読. 267pp.鹿島出版会, 東京.

斎藤享治・磯望・米澤宏・小泉武栄・相馬秀広・原芳生・山口一俊・山川克己・杉谷隆・平井幸弘・西山芳明, 1983. 山地と扇状地. アーバンクボタ, 21: 18-25.

坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964. 丹沢山塊の地質・地形・地質の概要. 丹沢大山学術調査報告書, pp.2-6. 神奈川県.

清水長正, 1983. 秩父山地の化石周氷河斜面. 地理学評論, 56: 521-534.

清水長正・鈴木由告, 1994. 秩父山地金峰山における周氷河性岩塊斜面と森林限界の関係について. 地学雑誌, 103(3): 286-294.

塩島由道・吉村光敏, 1972. 道志川の河岸段丘. 日本地理学会予稿集2: 40-41.

田中真悟, 1962. 崩壊団地とその形成機構. 一西丹沢大又沢流域を例として. 地理学評論, 35(6): 263-271.

上野将司, 1996. 講座地盤工学者のための地形・地質情報の活用法入門11. 地形地質情報の活用例(その5)－地すべり－. 土と基礎, 44(6): 51-56.

渡正亮・小橋澄治, 1987. 地すべり・斜面崩壊の予知と対策. 253pp.山海堂, 東京.

柳田誠・長谷川修一, 1993. 地すべり地形の開析度と形年代との関係. 地すべりの機構と対策に関するシンポジウム論文集, pp.9-16. 土質工学会四国支部.

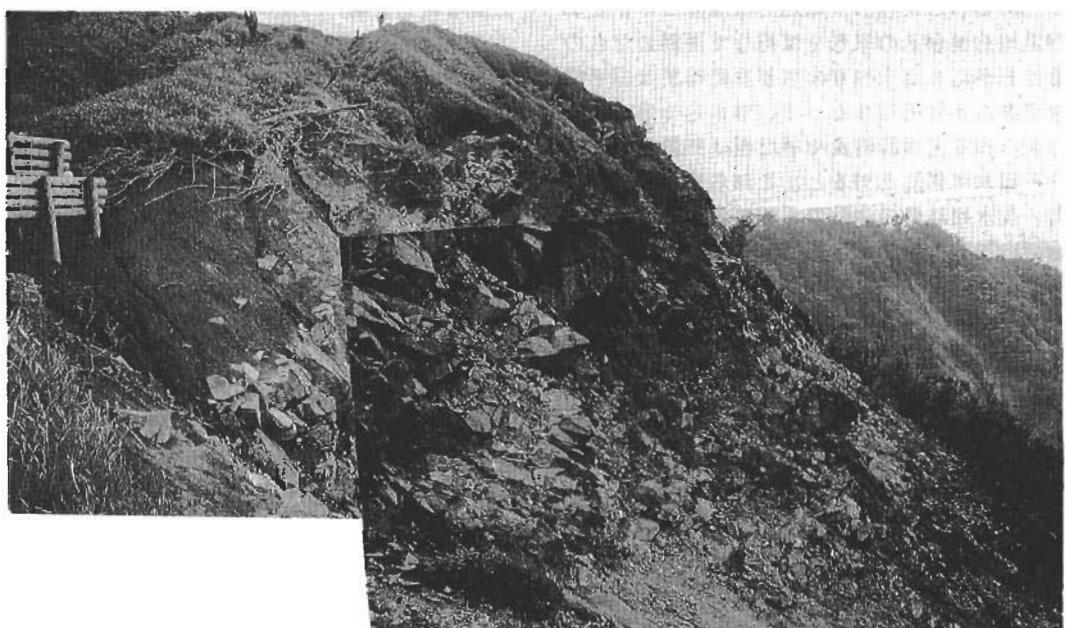
柳田誠, 1996. 斜面変動と地形発達. 日本応用地質学会 平成8年度シンポジウム予稿集, pp.26-37.

米澤宏, 1981. 相模川中流域・道志川流域の河岸段丘関東の四紀(8): 21-32.



図版2-4-1. 丹沢山よりみた蛭ヶ岳周辺の崩壊地形

崩壊地の多くは、山頂や尾根直下の遷急線付近で発生している。



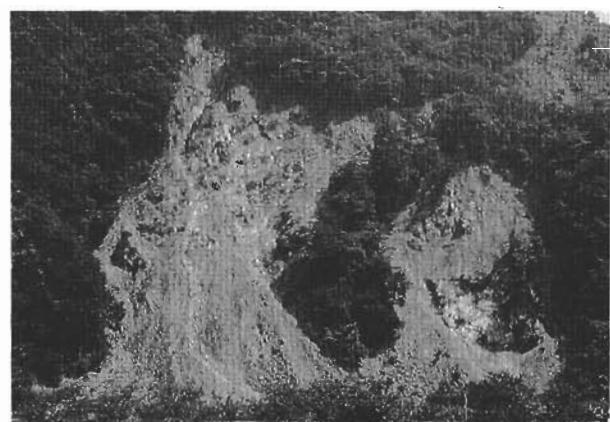
図版2-4-2. 遷急線直下の亀裂岩盤の浅層崩壊

崩壊頭部はロームが載る尾根平坦面直下によよんでいる。ローム中には角礫が含まれ、基盤岩中の亀裂の発達が著しい。(蛭ヶ岳南東の棚沢ノ頭付近)



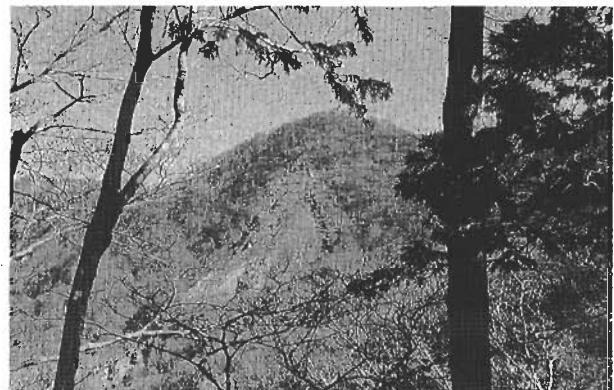
図版2-4-3. 遷急線直上のロームのすべり崩壊

尾根は丸みを帯びた緩斜面よりなる。
(蛭ヶ岳から丹沢山にかけての稜線)

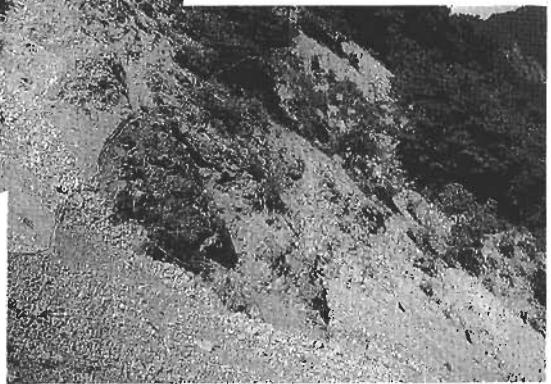
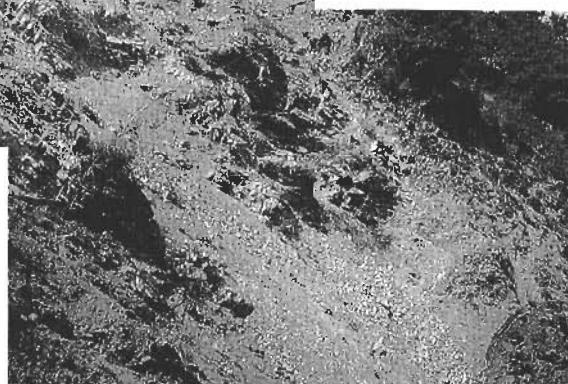


図版2-4-4. 斜面末端部における斜面崩壊

水衝部側の斜面の下部に多い。(河内川左岸中川地区)



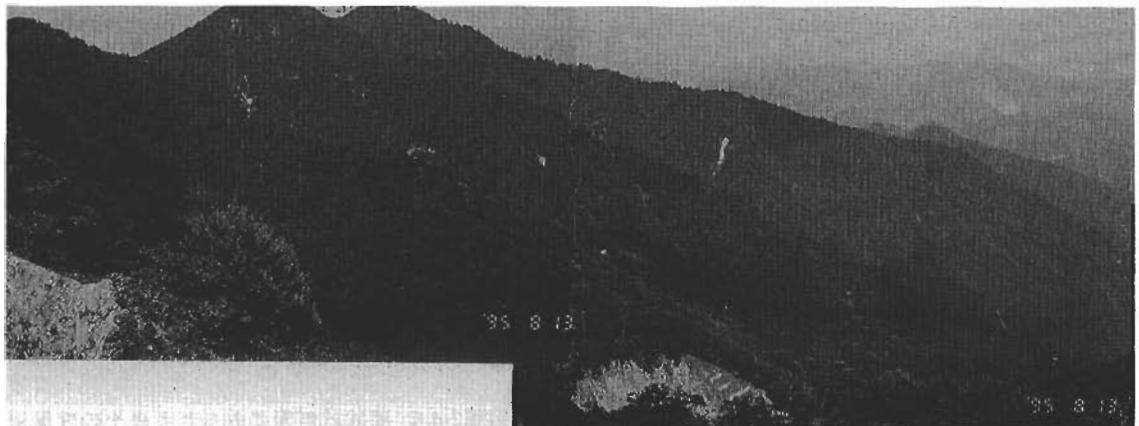
図版2-4-5. 直線状斜面にみられる表土の表層滑落型崩壊
(丹沢山から塔ノ岳間の西斜面)



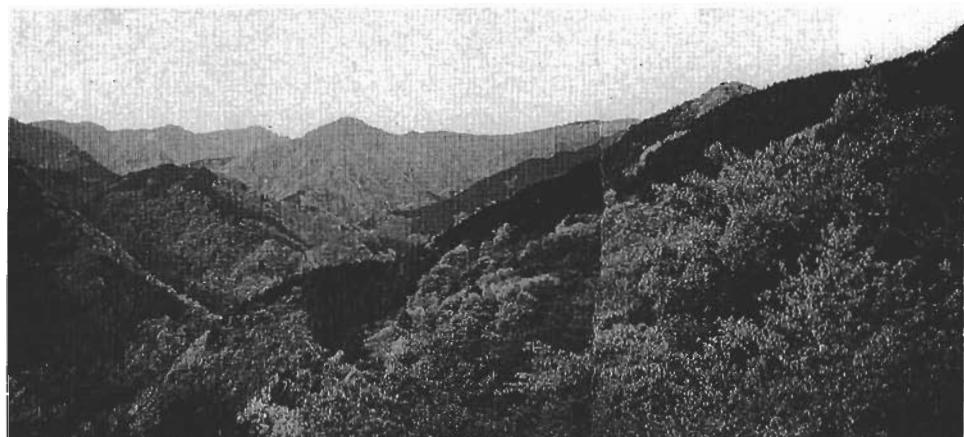
図版2-4-6. 崩壊頭部が破碎帯となっている崩壊地
(丹沢山山頂東側の登山道付近)



図版2-4-7. 破碎帯に沿って分布する崩壊地
北北西－南南東に延びる破碎帯に沿って
崩壊地形が並んでいる。
(熊木沢東、弁当沢ノ頭付近)



図版2-4-8. 堂平の地すべり地形(手前)と中峰、東峰(右側)(塩水林道から丹沢山への登山道より)



図版2-4-9. 袖平山から黍殻山にかけての稜線に発達する定高性の平坦地形
(早戸川上流奥野林道より)



図版2-4-10. 袖平山から蛭ヶ岳(右手奥)に発達する緩やかな尾根地形
これらの凹凸の少ないなだらかな斜面は最終氷期の化石周氷河斜面の可能性が考えられる。
(袖平山姫次付近より)



図版2-4-11. 稲穀山避難小屋周辺にみられる舟窪地形 大規模地すべり頭部における引張り正断層起源と考えられる。



図版2-4-12. 塔ノ岳から行者ヶ岳、三ノ塔に延びる山稜に特徴的な緩傾斜地形

これら緩斜面は、化石周氷河地形の可能性も考えられる。遠景は大山山塊。(塔ノ岳山頂より)



図版2-4-13. 玄倉断層の北東延長上にみられるケルンコル
地形がつくるリニアメント
(丹沢山山頂西斜面より北方を望む)



図版2-4-14. 熊木沢を埋め尽くす土砂

玄倉川支流の熊木沢上流では、大規模な砂防施設の建設
が進められている。(熊木沢出合より蛭ヶ岳方面を望む)

V. 丹沢山地の生い立ち

青池寛¹・有馬眞²

要約

丹沢山地は、本州島弧と衝突、隆起し、陸上に露出した伊豆ー小笠原弧の北端部と考えられる。丹沢山地には、かつての伊豆ー小笠原弧北端部の火山体から供給された火山岩・火碎岩類と、島弧ー島弧の衝突付加に伴うトラフ充填堆積物に加え、伊豆ー小笠原弧中部地殻に相当するトーナル岩体が分布する。丹沢山地は、島弧と大陸地殻の成長初期過程を記録している世界的に貴重な地域として注目される。本論では丹沢山地の形成初期から現在に至るまでの形成過程の変遷を解説する。

1. はじめに

丹沢山地は、ユーラシアプレート、北米プレート、フィリピン海プレート、および太平洋プレートの会合部に近接し、フォッサマグナといわれている本州中部の南北横断地帯の南端部に位置している(図2-5-1)。フィリピン海プレートは、南海・駿河トラフおよび相模トラフで西南日本弧(ユーラシアプレートおよび北米プレート)の下に沈み込んでいるが(南海トラフ沿いで4~5 cm/年: Seno et al., 1993)、南部フォッサマグナ地域では島弧地殻が持つ浮揚性のため伊豆ー小笠原島弧が本州弧の下に沈み込むことができず、島弧ー島弧の衝突付加帯を形成している。丹沢山地や周辺の南部フォッサマグナ地域は、伊豆ー小笠原弧の北端部が本州島弧と衝突・隆起し、陸上に露出した地域と考えられる。

南部フォッサマグナ地域では、島弧ー島弧の衝突付加が約15Maに始まり現在も進行中である(Ito, 1988; Itoh and Ito, 1989; Koyama, 1991; Takahashi and Watanabe, 1993)。丹沢山地には、かつての伊豆ー小笠原弧北端部の火山体から供給されたと考えられる火山岩・火碎岩類(古くとも17

Ma以降)と、トラフ充填堆積物(Ito and Masuda, 1986; Amano, 1991; 酒井, 1992ほか)のほかに、伊豆ー小笠原弧中部地殻に相当すると考えられるトーナル岩体が分布している(川手・有馬, 1995; Suyehiro et al., 1996)。伊豆ー小笠原弧のような海洋性島弧の形成と島弧ー島弧の衝突付加は、地球初期(太古代)の最も重要な大陸地殻の成長メカニズムと考えられている(平, 1994)。丹沢山地は島弧と大陸地殻の成長初期過程を記録している貴重な地域として最近注目されている。本論では丹沢山地の形成初期から現在に至るまでの形成過程を解説する。

2. 中新世から現在までの伊豆ー小笠原弧の構造発達史

伊豆ー小笠原弧ーマリアナ弧は東京からグアムまで延長2500kmにおよぶ長大な海洋性島弧である(図2-5-1)。四国海盆拡大開始により、伊豆ー小笠原弧ーマリアナ弧は九州・パラオ海嶺と分裂・分離したと考えられている。四国海盆拡大中の伊豆ー小笠原弧の火山活動は非活発であったが、約17Ma以降に活発な活動を再開し、現在まで続く第二活動期に入ったことが、深海掘削による研究から明らかになった(Taylor, 1992; Gill et al., 1994)。伊豆ー小笠原弧の第二活動期火成活動は、一般に玄武岩と流紋岩が卓越したバイモーダルな特徴を示すが、約2 Ma以降の火山フロントのすぐ背弧側では、リフティングに関係したと考えられる流紋岩質の火山活動がより卓越している(Ikeda and Yuasa, 1989; Taylor et al., 1991; Fujioka et al., 1992)。

伊豆ー小笠原弧北端部と西南日本弧の衝突は、日本海の拡大に伴う約15Maの西南日本弧の急激な時計周り回転の直後に開始したと考えられている(Otofuji et al., 1985; Ito, 1988; Itoh and Ito, 1989; Takahashi and Watanabe, 1993)。衝突境界は南側に何回かジャンプし、現在は相模トラフと駿河トラフ沿いに沈み込みが起きている。さらに、銚子海嶺の南側にはモホ面に達する南落ちのスラストが形成されており(Le Pichon et al., 1987)、新しい沈み込み帯が現在形成されつつあると考えられている。

3. 丹沢の中中新世火成活動と火山体の形成史

丹沢山地は、現在の伊豆ー小笠原弧の火山フロントのはば北方延長上に位置している。丹沢山地の主体をなす丹沢層群や都留層群などの中新統の地層は、火碎岩類が圧倒的

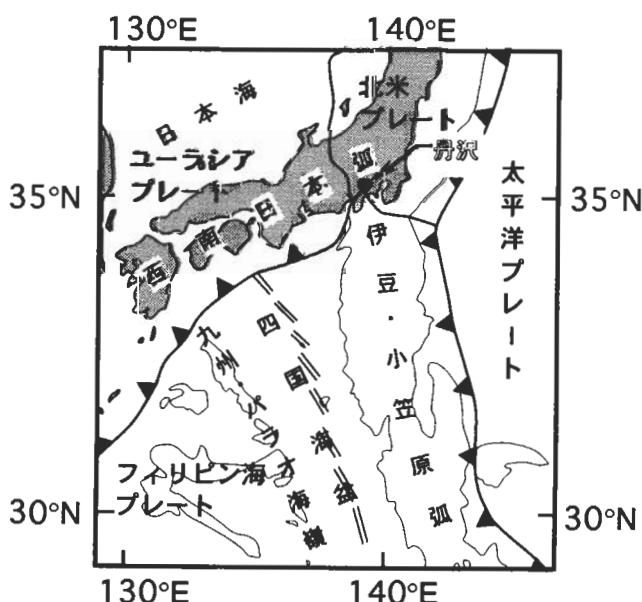


図2-5-1. 伊豆ー小笠原弧周辺のプレート境界の配置

太線はプレート境界、黒三角は沈み込み帯、細線は3.5km等深線、細二重線は四国海盆の最終拡大軸をそれぞれ表す

に卓越しており(本章III-1)、その堆積場は比較的水深の浅い火山フロントの近傍であったことが示唆される(泥岩と枕状溶岩が卓越する御坂山地とは対照的である)。本州弧起源の礫の供給は、丹沢山地では11Ma以降初めて確認される。このことから、11Maまで堆積場は本州弧から十分に離れた海洋地域にあったと考えられる。

丹沢層群には、北部伊豆-小笠原弧の第二活動期初期からの火山活動の様子が(古くとも17Ma以降)よく記録されている。丹沢の新第三系の形成過程は7つのステージに分けられるが(図2-3-6)、ステージ1とステージ3以降は概ね伊豆-小笠原弧同様、玄武岩~安山岩質とデイサイト質のバイモーダルな火山活動であるが、ステージ2では玄武岩~安山岩質の火山活動が圧倒的に卓越している。ここでは火山岩類の岩石学的変遷について説明する。

3-1. 火山岩の岩石学的特徴とその変遷

丹沢層群の火山岩(玄武岩~安山岩)と火碎砂岩(玄武岩~デイサイト組成)は、図2-5-2に示したような化学的特徴から次の3つに大別される(川手ほか, 1996)。

①DT型: 伊豆大島などの現在の伊豆-小笠原弧の火山フロントで活動する低Kソレアイト系列火山岩の特徴に類似している。このグループの岩石は、高い FeO^*/MgO 比、高いlarge ion lithophile(LIL)元素/high field strength(HFS)元素比、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値(0.7036-0.7041)と、低いLREE/HREE比(軽希土類元素/重希土類元素)とHFS元素含有量を持つマグマから生成した。

②ET型: HFSE含有量と FeO^*/MgO 比、LREE/HREE比、および Zr/Y 比は比較的高い値を持つが、LILE/HFSE比と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値(0.7033-0.7036)は比較的低い。現在の伊豆-小笠原弧の背弧リフトに活動する背弧海盆玄武岩あるいはE-MORB(エンリッチした中央海嶺玄武岩)に類似したマグマの特徴を示す。(例えば、Ikeda and Yuasa, 1989; Gill et al., 1994)。

③HM型: 低い FeO^*/MgO とLILE/HFSE比、高いLREE/HREEと Zr/Y 比で特徴づけられる。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値(0.7035-

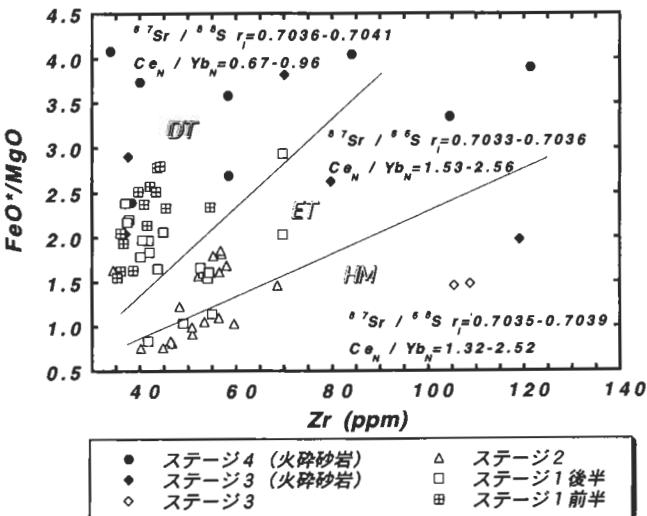


図2-5-2. 丹沢層群の玄武岩~安山岩(枕状~塊状溶岩、ハイアロクラスティック火山角礫岩)および同質火碎砂岩のZr含有量に対する FeO^*/MgO 重量比。火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値、 Ce_N/Yb_N のレンジを各型について同時に示す。 FeO^* は全鉄を FeO^* で換算し、 Ce_N 、 Yb_N はそれぞれコンドライトで規格化したもの。

0.7039)は比較的高い値を示す。このグループには $\text{SiO}_2=54\text{-}58\text{wt.\%}$ 、 $\text{MgO}=8\text{-}9\text{wt.\%}$ の高マグネシア安山岩が含まれている。斜長石を伴い、斜方輝石は含まれない。父島などに産出するボニナイトとは、明らかに異なる岩石学的特徴を持つ(青池ほか, 1995)。

丹沢の新第三系における、これら3つのグループの火山岩の変遷を図2-3-1-6(本章III-1)に示した。ステージ1(17~16Ma?)の前期(寄沢層)ではDT型玄武岩溶岩の活動が卓越するが、後期(四十八瀬川層)にはET-、DT-、HM型が交互に活動した。その後ステージ2(本谷川層、16~15Ma?)には、ET-、HM型の玄武岩~安山岩の活動が卓越する。ステージ2の前半にHM型高マグネシア安山岩の活動がある。この活動時期は、伊豆半島の仁科層群の高マグネシア安山岩(高橋, 1989)に近いと思われる。溶岩の活動が乏しくなるステージ3(15~13Ma)以降には、火碎流堆積物や火山性堆積岩が卓越する。これら岩石の岩石学的特徴と同時期に活動したと考えられる丹沢深成岩体(川手・有馬, 1995)の岩石学的特徴から、ステージ3(15~13Ma)以降はDT型火成活動に急激に変わっていったと考えられる(図2-5-2)。

3-2. 初期火成活動とリフティングと高マグネシア安山岩

丹沢層群のすべてのステージに活動が認められるDT型玄武岩マグマは、沈み込みに伴う火成活動と考えられ、その化学的・Sr同位体特徴は島弧火山フロント下に存在する沈み込み帶ウエッジマントルの性質を反映している。一方、丹沢層群下部・ステージ1に現れ、その後のステージ2に卓越し、ステージ3以降には衰退するHM型とET型の火山活動は、沈み込み帶ウエッジマントルとは化学的・同位体に異なるマントル起源マグマの活動の結果と思われる。ステージ1にはリフティングを示していると考えられる堆積シーケンスが認められる。HM型とET型の火山活動は、E-MORB的特徴を持つアセノスフェアーマントルの上昇によるリフティング・テクトニクスと密接に関わっていたと推定される。E-MORB的アセノスフェアーマントルがその上部のDT型リソスフェアーマントル中に上昇し、減圧融解のためET型玄武岩マグマが生成した。ステージ2の高マグネシア安山岩に代表されるHM型は、DT型に近い同位体的組成を示す。E-MORB的アセノスフェアーマントルの上昇と熱の供給に伴い、島弧下のDT型リソスフェアーマントルが比較的低圧で部分融解しHM型マグマが生成したのであろう。

3-3. 島弧火山の成長

ステージ3以降の火山活動は、DT型に代表される現在の伊豆-小笠原弧火山フロントのそれに類似している。ステージ3から5にかけて(15~8 Ma)、火山島あるいは海底火山の山体成長を示す堆積シーケンスが見られる。大山亞層群中部(ステージ2~3に相当)には熱帶性珊瑚石灰岩が挟在し、海岸あるいは河川の存在を示す円礫がそれに伴っていることがある(門田・末包, 1994)。この年代は15Ma前後と見られる(門田・末包, 1978; 本章III-2)。この時期の火碎岩には陸上噴火を示唆する多量の赤色火山岩片が含まれることから、15Ma前後には珊瑚礁を伴った大きな

火山島が形成されていたと考えられる(図2-3-6)。

4. トーナル岩複合岩体の形成とその意味

最近の地震波の解析から、北部伊豆一小笠原弧は厚さ約20 kmの島弧地殻を有し、中部地殻に厚さ8 kmに達する6 km/s層(P波速度)が発達していることが明らかになった(Suyehiro et al., 1996)。花崗岩質から成ると考えられる6 km/s層は、島弧地殻全体の約30%の体積を占め、火山フロントから島弧中央部のリフト地帯で特に厚く発達している。下部地殻(P波速度7 km/s層)の厚さは前弧海盆から島弧-背弧漸移帶(西七島海嶺)にかけてほぼ7~8 kmと一定で、斑れい岩あるいは角閃岩から成ると考えられる(Suyehiro et al., 1996)。このような地震波速度分布による詳しい海洋性島弧の構造断面は、世界で初めて得られたものであり、北部伊豆一小笠原弧の構造発達過程を考えるうえで重要な制約条件を与えてくれる。特に、厚さ8 kmにも達する6 km/s層の存在から、伊豆島弧には花崗岩質中部地殻が形成されていることが初めて明らかになった。本章III-6で詳しく述べられているように、丹沢山地に分布するトーナル岩体は、島弧-島弧衝突・付加により地上に露出した伊豆弧中西部地殻と考えらる。

5. 丹沢の衝突付加

丹沢東縁部の愛川層群の中～下部には礫岩を挟在する火碎岩が卓越し、上部では礫岩が卓越している。丹沢層群最上部、丹沢北縁部の西桂層群には下位に後期中新世の泥岩砂岩を伴う鮮新世の礫岩が卓越している。これら礫岩には関東山地系の礫が多量にあるいは支配的に含まれており、丹沢がこの時期に本州に近接していたことを示している。これらの礫岩は丹沢、本州間の衝突帯に形成されたトラフを埋積した堆積物と考えられる。

5-1. 火山フロントの東方移動と丹沢の衝突

藤野木-愛川構造線沿いには、丹沢層群より古い伊豆弧付加体は存在しない。同構造線沿いで伊豆弧と本州弧の衝突は、丹沢地域に関東山地系の礫が堆積し始める11 Ma頃(本章III-1, 2)と考えられる。しかし、伊豆一小笠原弧の衝突は既に15 Maに糸魚川-静岡構造線沿い開始しており、そこにはトラフ充填の堆積物(巨摩山地、桃の木亞層群)が形成されている。藤野木-愛川構造線が伊豆弧衝突開始時には、沈み込み境界であったと考えられることから、この最大で約400万年の年代ギャップは不可思議に見える。この年代ギャップは、火山フロントの東方移動を示しているのであろう。御坂山地にその形跡がある15~12 Maに起こった背弧拡大(青池・川手, 1996)により、当時の伊豆一小笠原弧の火山フロントが東方に移動し、その結果それまで伊豆弧前弧域の沈み込み境界であった藤野木-愛川構造線が衝突境界に変わったのであろう(高木ほか, 1991)。前弧堆積物の付加体である三浦層群のうち初期に形成された付加体の年代下限が13 Ma程度であり(斎藤ほか, 1993)、伊豆弧の火山活動開始よりかなり若い。15~11 Maの前弧域の堆積物が藤野木-愛川構造線沿いに付加体として残っていないのは、付加体を形成するほどの厚い堆積物が前弧域にたまる前に火山フロントの東方移動が起きてしまった

ためであろう。

5-2. 丹沢山地の形成と衝突付加テクトニクス

丹沢の衝突は丹沢地域の隆起を生じさせた。丹沢褶曲山地の形成開始である。礫岩中に含まれる丹沢起源の火山岩・火碎岩類の亜円礫・巨礫や、トーナル岩類の亜円礫の存在は、丹沢の山体の隆起削剥が著しく一部で山体深部が地表に現れていたことを物語っている。8 Ma頃に起きた衝突境界の南方移動を経て、丹沢の北方にあったトラフは3 Ma頃までに埋積され、丹沢の南側にプレート境界は大ジャンプした。3~2 Maとみられる黒滝不整合の形成はこのことを反映しているものと思われる。西桂層群では堆積場がトラフ底から海底扇状地、扇状三角州へと徐々に移り変わっていく様子が見られる(Ito and Masuda, 1986)。丹沢山地の隆起に伴って、丹沢の南側では沈降が起こっていたものと考えられ、やがて既に生じていたであろうスラスト上にプレート境界がジャンプしてくることで、本格的に沈み込みを開始したと思われる。足柄層群(2~0.7 Ma; 小山, 1986; 岡田, 1987)は丹沢と伊豆の間のトラフを埋積した堆積物であり、西桂層群同様トラフ底から扇状三角州に至る堆積シーケンスが見られる(Huchon and Kitazato, 1984; Ito and Masuda, 1986)。足柄層群中にはトーナル岩礫が含まれるが、上部の塩沢層ではその比率は1/3に達するとともに、結晶片岩も多量に含まれており、丹沢の隆起の著しさを物語っている。

丹沢の南側に新たに沈み込み帯が形成された頃、更に南側では逆に隆起が起きており、伊豆半島に見られる白浜層群と熱海層群の間の不整合(2~1 Ma; 小山, 1986; 岡田, 1987)を生じさせている。湯ヶ島層群と白浜層群の間の不整合(10 Ma前後; 小山, 1986; 岡田, 1987)は丹沢の衝突開始に対応しており、巨視的に見れば衝突に伴って丹沢から伊豆に至る当時の北部伊豆一小笠原弧の地殻全体の大きな褶曲が起っていたと考えられる。伊豆-丹沢間に生じた沈み込みは、この巨視的褶曲の向斜部に生じたに大きなスラストであ、現在までに起きている衝突付加過程とはいわば島弧地殻の短縮と厚層化であると考えられる。

文 献

- Amano, K., 1991. Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15 : 315-329.
- 青池寛・有馬眞・小池敏夫, 1995. 東部丹沢山塊に産する高マグネシウム安山岩. 岩鉱1994年例会講演要旨集, 14.
- 青池寛・川手新一, 1996. 伊豆・小笠原弧付加体、西部御坂山地火山岩類の微量元素、Sr同位体組成. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 210.
- Fujioka, K., Matsuo, Y., Nishimura, A., Koyama, M. and Rodolfo, K., 1992. Tephras of the Izu-Bonin forearc (Sites 787, 792, 793). In B. Taylor and K. Fujioka (eds), *Proc. ODP, Scientific Results*, 126, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 47-74.
- Gill, J. B., Hiscott, R. N., Ph. Vidal, 1994. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc

- and continents. *Lithos*, 33 : 135-168.
- Huchon, P. and Kitazato, H., 1984. Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, 110 : 201-210.
- Ikeda, Y., and Yuasa, M., 1989. Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, northwest Pacific:evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting. *Contrib. Mineral. Petr.* 101 : 377-393.
- Ito, M. and Masuda, F., 1986. Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zone:Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, Central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 49 : 223-259.
- Ito, Y., 1988. Differential rotation of the eastern part of southwest Japan inferred paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks, *J. Geophys. Res.*, (93) : 3401-3411.
- Itoh, Y. and Ito, Y., 1989. Cotined ductile detormatios in the Japan arc interred from paleo magnetic studies *Tectonophysics*, 167 : 57-73.
- 門田真人・末包鉄郎, 1994. 丹沢化石サンゴ礁. 神奈川自然史資料, 16 : 53-60.
- 門田真人・末包鉄郎, 1978. 沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, 84(12) : 739-741.
- Koyama, A., 1991. Collision of the Kushigatayama block with the Honshu arc during the Middle Miocene. *Modern Geology*, 15 : 331-345.
- 小山真人, 1986. 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世, 月刊地球, (8) : 743-752.
- 川手新一・有馬眞, 1995. 伊豆・小笠原弧, 丹沢深成岩類の成因: 海洋性島弧における大陸地殻の起源, 地球惑星関連学会1995年合同大会予稿集, 158.
- 川手新一・藤巻宏和・青池寛, 1996. 伊豆一小笠原弧, 丹沢深成岩類のSr同位体組成. 地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集: 日本地質学会第103年学術大会講演要旨, 210.
- Le Pichon, X., Iiyama, T., Chamley, H., Charvet, J., Faure, M., Fujimoto, F., Furuta, F., Ida, Y., Kagami, H., Lallemand, S., Leggett, J., Murayama, A., Okada, H., Rangin, C., Renard, V., Taira, A. and Tokuyama, H., 1987. The eastern and western ends of Nankai Trough:results of Box 5 and Box 7 Kaiko survey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83 : 199-213.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境化石, 43 : 5-8.
- Otofuji, Y., Hayashida, A. and Torii, M., 1985. When was the Japan Sea opened? :paleomagnetic evidence from Southwest japan. In N. Nasu, S. Uyeda, I. Kushiro, K. Kobayashi, and H. Kagami(eds), *Formation of Active Ocean Margins*. Terrapub., Tokyo, pp.551-566.
- 斎藤実篤・酒井豊三郎・尾田太良・長谷川四郎・田中裕一郎, 1991. 房総半島南部の三浦層群-陸化した現世前弧域- 月刊地球, 13 : 15-19.
- Saito, K., 1993. 40Ar-39Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. *Journal of Geomag. Geoelectr.*, 45 : 261-272.
- 酒井治孝, 1992. ヒマラヤと南部フォッサマグナ二つの衝突帯を比較する. 科学, 62 : 445-450.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K., 1969a. Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan(I). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 61 : 1-24.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A. E., 1993. A model for the motion of the Philippine Seaplate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, 89 : 17941-17948.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田章敬, 1971b. 丹沢山地東北部の変成作用. 地質雑, 77(2) : 701-722.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, T., Tokuyama, H. and Taira, A., 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, 272 : 390-392.
- 平朝彦, 1994. プレートの沈み込みが引き起こす大陸の成長. 日経サイエンス, 11 : 56-70.
- 高木圭介・青池寛・小山真人, 1993. 15~10Ma前後の伊豆・小笠原弧北端部で何が起きたか. 地学雑, 102(3) : 252-263.
- 高橋正樹, 1989. 伊豆半島前期中新世仁科層群中の高マグネシウム安山岩~玄武岩とアルカリに富む高マグネシウム安山岩類生成のテクトニクス場について. 日本の高マグネシア安山岩, 文部省化学研究費補助金総合研究(A)成果報告書, pp.133-142.
- Takahasi, M. and Watanabe Y., 1993. Paleomagnetism of the miocene Igneous Rocks in the Uchiyama Area, Central Japan. *J. Gemag. Geoelectr.*, 45 : 89-101.
- Taylor, B., 1992. Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana arc. In B. Taylor and K. Fujioka(eds) *Proc. ODP, Scientific Results*, 126. College Station, TX:Ocean Drilling Program, pp.627-651.
- Taylor, B., Klaus, A., Brown, G.R., Moor, G.F., Okamura, Y. and Murakami, F., 1991. Structural development of Sumisu Rift, Izu-Bonin arc. *J. Geophys. Res.*, 96(16) : 113-129.