

## 第1部 丹沢山塊の地質

丹沢は「Ⅲ. 生いたち」の章でのべるとおり海底火山の活動にはじまり、造山運動の各段階をまことによく示している。その意味で、造山性島弧として海の中から成長した日本列島の美しい模型である。

本学術報告は執筆者らの現地調査の結果のほか、最近数年間に発表された新しい研究\* をとりいれ、つとめて平易に記述するようにした。

なお、丹沢山塊に対するこれまでの主な研究は、参考の便をはかり、第1部の終りに文献としてとりまとめた。

### I. 位 置・交 通

丹沢大山国定公園候補地は神奈川県の北西部にある。公園区域は東西約32km、南北約18kmで、丹沢山、蛭ヶ岳などを主峯とする、いわゆる丹沢山塊のほとんど全部と山麓の一部を占めている。

丹沢山塊は、東は相模平野および武藏野台地をへだてて、関東平野をのぞみ、東京から直線距離約60kmである。西は御殿場、中山湖附近で富士裾野に接している。南は大磯丘陵をへだてて相模湾にのぞみ、また酒匂川の谷をへだてて箱根火山とあい対している。北は小仏・奥多摩山地との間に相模川、桂川の河岸段丘のあるせまい渓谷をはさんでいる。

丹沢東部には阿夫利神社を祀る大山がある。下社は標高696mのところにあるが、奥社のある山頂は標高1253mで、平野から聳えている。また別南寺大山不動尊(535m)が祀られている。伊勢原市から上る参道には大山町がある。山門まで先導師旅館が軒をつらね、久しく関東の信仰の靈山として賑わっていることがうかがわれる。

これに反して山塊の奥にえんえんと連なる稜線と、中川川やその支流の深い渓谷は、近年まで訪れるひとが少なく一般にしられなかった。大正12年関東大震災の調査のおりでも、渓谷が深く、道路がなく、非常に困難であったといわれている。

しかし近年は渓谷に山小屋や中川温泉がしだいに開け、御殿場線谷峨駅からバスの便がある。また主峯を連ねる稜線には、ハイキングコースの歩道と、山小屋の設備が整っている。登山口としては南では大秦野附近の蓑毛、菩提または大倉口、東では大山口はいうまでもなく、七沢および別所鉱泉、宮ヶ瀬、落合などがある。北では中央線相模湖駅から道志川渓谷を上れば、青根口や神ノ川の長者舎がある。各登山口とも、電鉄またはバスの交通がきわめて便利である。

\* 丹沢山地を含む南部フォッサ・マグナの新第三系の層序、地殻構造および火成活動について。松川は日本地質学会誌(1958, 1961), 震研彙報(1962), American Geophysical Union の Geophysical monograph No. 6 (1962) などに、最近の研究を発表した。見上は10数年にわたる詳細な研究をとりまとめ、丹沢山地の地質学的、岩石学的研究 I, II を横浜大学紀要(英文)(1962)に発表した。大木はかねて変成岩の研究を行なっていたが、最近とくに硅酸の地球物理をふくむ基礎的な研究を計画中である。

## 2 第1部 丹沢山塊の地質

なお、近い将来に国鉄東海道新幹線を別としても、東海道幹線自動車道は厚木・秦野を、また中央自動車道は相模湖・大月・富士吉田と桂川沿いに開通する。これら高速交通路は、東京から富士裾野を経て、中部および西日本を結ぶのであるが、その東で丹沢山塊の麓を通過する。東西交通の幹線が山塊の南北をさしはさんでいる。しかも東京都心から至近の距離にある。したがって、山岳公園として、全国にもまれな地の利をえている公園である。

## II. 地形・地質の概要

### 1. 地 形

丹沢山塊には、標高1000mをこえる峯は、みんなで**63座**を数えられる。**1500m**以上は8座、そのうち**4座**は**1600m**以上である。1000m等高線を図上にえがくと、中央部には大山(1246m)、丹沢山(1567m)、蛭ヶ岳(1673m)、檜洞丸(1601m)などをふくむ主要山塊がある。道志川に沿うて大室山(1588m)、加入道山(1418m)、菰鈴山(1349m)の尾根が、北西部を境しつつ山中湖に達している。ここから1000m等高線は籠坂峠を経て富士裾野に連なっている。500m等高線をえがいてみると、丹沢主要山塊はそれで囲まれ、南は酒匂川・御殿場の谷、また北は桂川の谷で箱根あるいは小仏山地との間が切りはなされているのがよくわかる。

つまり丹沢山塊は富士裾野の山中湖(約1000m)から東に延びた、大きい半島とみなすことができ、先端の岬がその山塊である。そのせまい面積に、**1500m**以上の峯**8座**、1000m以上**63**を数えるということは、わりあい起伏の少なく標高の高い稜線が、屏風のように続くためである。

溪谷のおもなものは、南部で酒匂川の支流河内川がある。これは落合で三つ又に分かれ、西は深く世附国有林にはいる世附川、北は中川温泉・幕沢を経て犬越路の峠(1090m)に達する中川川、東は主要山塊の奥深く侵入する玄倉川の峡谷である。ここにはユーションの山小屋がある。鍋割山、塔ヶ岳、丹沢山、蛭ヶ岳と、険しい山稜が屏風のようにとりかこみ、ちょうど盃の底にあたっている。秦野盆地には西から、寄沢、四十八瀬川、水無川、葛葉川、金目川が並んでいる。類いけれどいざれも稜線の下の険しい岩場にとどいている。

北東側では宮ヶ瀬から中津川、落合から厚戸川が、それぞれ丹沢山の東および北の長い渓谷をつくっている。北側では道志川と支流神ノ川があって、神ノ川の支流日陰沢から犬越路を越せば中川川である。

溪谷は主要山塊をあかく刻み、それに臨んだ急斜面の支流では、とくに険しい岩場をつくっているので、渡りは危険で禁じられているところが少なくない。塔ヶ岳、丹沢山、蛭ヶ岳など主峯をつくっているのは、火山礫岩、凝灰角礫岩などの厚い地層で、一般に溪谷の垂直侵食が早く、山腹や山麓に急斜面をつくる傾向がつよい。また玄倉川、中川川上流および檜洞丸の南斜面にかけて、ひろい面積を占めている石英閃緑岩は、小節理や不規則な割れ目が多いばかりではなく、たやすく風化し砂粒となって崩壊する性質がある。そのためこの附近で石材に利用されているのをみない。それだけ侵食に対する抵抗力がよわいのである。新しい時代の侵食が變遷よりも溪谷

で、早く進んでいるのが目だっている。

丹沢山塊には大小の山崩れが多く、おびただしい量の砂礫が押しだされている。中川川の鎌津の砂防堰堤がまったく埋ってしまったのをみても、そのはげしさが認められる。崩壊が多いのは、洪水で洗われる山麓と頂上附近に残っている緩斜面から、山腹の急斜面へうつる肩部である。

山腹は急な岩場が多いのにひきかえ、稜線はかなりなだらかで、古い平坦面の遺物とみえるところがある。そのうえ火山灰が積もり、ローム質緑土となっていることが多いので、意外に丸味を帯びている。屏風を立てたような稜線のことを上にものべたが、これは高さが揃っているという意味で、やせ尾根はむしろすくない。丹沢の稜線がどこまでもハイキングコースに好適なのはそのためである。

古い平坦面らしいものは、もともと完全に発達したものでなかたらしく、さらに開析されて不明確となっている。その遺物らしいものは1500 m, 1200 m および1000 m内外の高さにある。これらの平坦面よりも丹沢の地形でもっとも注目すべき点は、地質構造を非常によく反映している点である。丹沢の地質はおもに火山礫岩・凝灰角礫岩などで、10,000 m をこえるおどろくべき厚さをもった火山性堆積岩である。その中央部で石英閃緑岩がこれを貫いている。それは玄倉川・中川川の上流に、ほぼ橿円形の輪廓をもって現われ、西の方山中湖方面へ連続している。丹沢山塊の主要部はこの橿円形の貫入岩体を頂点とし、これをとりまきつつ、北・東および南へ傾斜した火山性堆積岩の地層を翼とする、よくまとまったドーム状構造をしている。その翼をつくる地層は中心に近いほど古く、外側ほど新しい。そして南の酒匂川、北の桂川の両渓谷には、ひきつづいて堆積した新しい地層があつておもに礫岩である。それは帶状に延びた向斜構造をして、中にもり上った丹沢のドームをさしはさんでいる。地質構造と地形とが、若い火山体の場合におとらないような、見事な調和を示している点は珍しい。

## 2. 地 質

丹沢山地は小さいながら、一貫した造山運動で生まれた。それは日本島弧の往上げという、大きい造山運動の一部である。だから丹沢は日本島弧の雛形である。そのうえ丹沢には同期の造山帶では、ほかでみるとことのできない変成岩が発達している。これは地下深所の高温、高压によってできる岩石である。現在地上に現われているのは、基盤の激動のため深くから押しあげられた結果である。若い造山帶で変成帶まで地上に現われるるのは珍しい例である。これは丹沢山地が南部フォッサ・マグナという変形のはげしい地域のなかでも、とくに波長20,000 m以上、振幅5,000 m以上のようなくぼみ変形をうけたうえ、石英閃緑岩という深成岩体の貫入をうけたためである。

丹沢山地は地質構造的にも、よくまとまったドームである。中心に石英閃緑岩、それをとりまして厚さ10,000m以上の御坂統、その外側に足柄層群がある。

### (1) 御坂統(丹沢層群)

新第三紀中新世初期(約2500万年前)から同末期(約1000万年前)ごろにかけて、富士川流域、

#### 4 第1部 丹沢山塊の地質

御坂山地、丹沢山地、伊豆の一帯、いわゆる南部フォッサ・マグナ地域は、暖流の洗う海であった。その海中にはげしい火山活動が繰返され、たえず沈下をつづける基盤の上に、御坂統と総称する厚い地層が堆積した。丹沢山地ではこれを丹沢層群とよび、その厚さは約12,000mと考えられる。同層群は下部から順に、塔ガ岳一、大山一および煤ガ谷亜層群に分けられる。御坂統にはどこでも火山物質が多いけれども、とくに丹沢ではほとんど全く火山物質ばかりといつてもよい。3つの亜層群はおのおの下部は火山礫岩、同角礫岩、中・上部は厚い凝灰岩で、合計2~3000mにおよぶ地層の単位である。おなじ傾向をもった地層の単位が3回繰返している。

a. 東 部 丹沢山地東部では、3亜層群が全部そろってほぼ帶状に発達している。地層はだいたい東へ傾斜しているから、山地中央から東方山麓にかけて、順次新しくなる。分布地\* の概要は次のようである。

- 塔ガ岳亜層群——塔ガ岳、丹沢山、不動峠、蛭ガ岳など。
- 大 山亜層群——大山、ヤビツ鶴、三ノ塔、行者岳、唐沢川など。
- 煤ガ谷亜層群——善波峠、不動尾、三峯山、物見峠など。

b. 南 部 ニーシンの谷の上流から鍋割山を越え、四十八瀬川、寄沢にひろく分布する塔ガ岳亜層群は、西にのびて玄倉川、中川川を経て、世附川一帯におよんでいる。ここでは石英閃綠岩体の貫入作用が、この層群に与えた影響がよくみられる。

丹沢層群はだいたい南へ傾斜するが、貫入岩体に近いところでは、地層傾斜の逆転がある。また貫入岩体に近いところには角閃岩のような高度変成岩、これに遠いところには沸石や緑泥石を含んだ低度変成岩があって、かなり規則的な変成帶に分けられる。神縄から中川温泉附近までの中川川沿岸はこの意味で、ずいぶん古くから地質学者の間に研究せられてきた。今回の調査で褶曲、変成、深成岩貫入の各作用の相互関係について、新しい知見をえたが、これは将来の興味ある研究問題である。また石英閃綠岩に先だって、粗粒玄武岩など塩基性半深成岩体が多数貫入していることがわかった。

c. 北 部 中津川上流の唐沢川、本谷川にひろく発達する大山亜層群は、早戸川流域からさらに西方、道志川流域にひろく分布し、大室山に延長するようである。加入道山附近には小区域に石灰岩を含む変成岩がある。これは加入道山の稜線を北に越えた道志川室久保沢（公園区域外）にかなり広い面積を占める、董青石を含んだ変成帶\*\* の一部である。

#### (2) 石英閃綠岩

石英閃綠岩は丹沢層群の堆積した後に、これを貫き地下深所で徐々に冷却・結晶した深成岩である。その後著しい隆起と、はげしい侵食作用の結果、地上に露出し、ドーム状構造の丹沢山塊の中央部を占めている。その分布範囲は次のとおりである。

\* この地域はとくに10数年にわたる見上の最近の研究（1962）により、火山層序学の研究によるフィールドであることがわかった。

\*\* この変成帶については黒田その他の研究がある。

東：ユーシン谷から蛭ヶ岳。

南：玄倉川上流から中川川上流を経て世附川上流の一帯。

北：蛭ヶ岳、檜洞丸、大越路より大室山、加入道山にいたる。さらに畦ヶ丸、菰釣山、仙人峰を経て山中湖方面にいたる。

この範囲はすべて石英閃緑岩が分布している。その最高点は檜洞丸で1600 mに達するのを除くと、1100～1350 mである。これをとりまいて丹沢層群とくに下部の塔ガ岳亜層群の、火山放出物からできた地層が、環状の稜線をつくる。尾根伝いのハイキング・コースはこれで、1100～1500 mの主要な峠は全部この上にある。石英閃緑岩体には標高ではなく、むしろまわりの水成岩類が主役である。塔ガ岳一二ノ塔の表尾根から大山へ、蛭ヶ岳一姫次一鎌山への縦走路の尾根は、主峠のならんだ環状稜線から外に向かった支脈である。

### (3) 変成岩

原岩は南部では塔ガ岳亜層群である。北部では詳らかでないが、多分主として大山亜層群であろうと考えられている。

南部では前に述べたとおり、ユーシン谷・玄倉川・中川川より世附川一帯に連続している。北部では大室山・加入道山に変成帶がある。変成度は深成岩体に近いところは強く、これを離れるほど弱くなる。南部では弱変成帶までいれると変成帶の幅が数キロメートルにおよんでいる。変成帶と深成岩体との配置や構造などから考え、深成岩体貫入以前にあるていどの変成作用があったかもしれないという疑問が、今回の調査で提出された。しかし深成岩体に接した部分では角閃岩など高度変成岩があり、とくに北部では、ホルンフェルスや石英閃緑岩と塙基性岩がコンタミネート（混合）したような岩石や、ミグマタイト様岩石が報告されている（黒田、1960）。したがって少なくとも局部的には深成岩貫入による熱的その他の影響がきわめて強いことは明らかである。

### (4) 足柄層群（愛川層群）

足柄層群は中川川下流河内川・谷峨・山北の渓谷に分布する厚い地層である。愛川層群は東部の蛭ヶ岳・仏果山・中津峡よりさらに北方にひろく分布する。

これら層群には火山噴出物を含まないわけではなく、ところにより中津峡などのようにこれを多量に含むところもある。しかしこれら層群は、御坂統とくに丹沢層群が、ほとんど全く火山放出物からできているのとくらべ、本質的に異質の地層である。それは主としてふつうの礫岩であって、隆起してはげしい侵食をうけている山地から、急激に流しこまれてきた山麓堆積物である。足柄層群の場合、礫や粗粒碎屑の供給源はもっぱら丹沢山地である。とくに興味あることは層群の中部以上で、急に石英閃緑岩礫が夥しい量になることである。それは丹沢山塊のドームが高く隆起するにつれ、その尾根にあたる部分がつよく侵食され、ある時期から石英閃緑岩の深成岩体が、侵食面へ顔を出してきたことを示している。地形の項でのべた海拔1000 mあるいはそれ以上のせまい平坦面の痕跡らしいものは、山地の上昇運動が、非常に速いことをもの語るものであろう。このように褶曲帯の中軸部が、内部に断層運動などを伴いつつ、はげしい上昇を示すことは、ノルマルな造山運動の後半のエピソードで、丹沢のような褶曲地帯がどんどん高まり、いわゆる

"褶曲山地" がこうしてできあがる。

### (5) 丹沢山塊と造山運動

丹沢山塊の地質と構造発達史は、造山運動の一典型である。つぎにのべる「Ⅲ. 丹沢山塊の生いたち」はその各段階のできごとを、判りやすく解説することにつとめた。それは約2500万年前から今日にいたる丹沢の歴史である。

丹沢はその周囲、いわゆる南部フォッサ・マグナ地域の発展と直接関連し、またその時期の日本島弧発達史を代表している。

私達は丹沢の稜線に登り、富士と御坂山地を、あるいは相模湾と箱根・伊豆を目のあたり見ることができる。また意外に深い溪谷に下って、樹下石上の静けさのなかで、山のもの語る大きい激動のエピソードに耳を傾けることができる。そして日本島弧の生いたちが、臉に浮かんできて、火山、地震、地層の褶曲、隆起などをひきおこす大きい力について考えてみると、まことに楽しいことである。

## III. 丹沢山塊の生いたち

### 1. 概 説

"山の生いたち" には、少なくとも2つの面がある。1つは、その山をつくっている材料（岩石）やその配置が、いつどのようにしてできたかという、いわば "岩石と構造の歴史" であり、他の1つは、山という地形がどのようにしてでき上ったかという "地形の歴史" である。"山の生いたち" を時代順にのべるとしたら、次の3段階にわけるのが便利である。

1. 岩石・地層のできた時代。
2. 岩石の配置替えがおこり、山の内部構造ができた時代。
3. 山のような岩石と構造をもった地域が山になった時代。

この3つの時代は、実際にははっきり区別されているのではなくて、1つの時代が完全に終わらないうちに、第2時代の作用もはじまっているし、第2と第3の作用も時間的に一部重なっている。

この3つの各作用がお互いにどの程度密接に関連しあっているかによって、山の種類分けをすることができる。この3つが時間的にも空間的にも最も密接に規則正しく関連しあっているとき、これら諸作用は1つづきの作用とみなされ、造山作用（運動）とよばれる。アルプス、ヒマラヤなどの世界の大山脈はもちろんのこと、日本列島も、それぞれその場所で生じた造山作用によってでき上ったものである。

丹沢山塊は、アルプス山脈や日本列島全体にくらべたら、まことに小さい。しかし驚くべきことに、丹沢山塊の生いたちと内部構造は、小さいながらもアルプスや日本列島のそれと基本的に同じである。それが場所も時代もちがう丹沢地域に生じたのであるから、ここに、それとは別

個の独立した造山作用が起こったといってよい。それで日本列島の主部をつくった造山作用を本州造山運動とよぶように、丹沢山塊をつくった造山作用を、丹沢造山運動とよんだ学者もある。日本アルプスは丹沢山塊よりも大きいが、本州造山運動のほんの一端でしかないが、丹沢山塊は造山論的な意味でも、1つの独立した山なのである。

話をもとにもどそう。山の生いたちには3つの段階があるとのべたが、その第1の、もっぱら岩石ができる時代というのは、地殻の沈降の時代ともいわれる。この時代にできる岩石は、おもに泥・砂礫などが海底などに積み重なってできる堆積岩（地層）であり、その厚さは、数千メートルをこえる場合も珍しくない。丹沢山塊ではそのような地層が厚さ1万メートルに達しており、これが山塊の主部（おもに東部）をつくっている。このように厚い地層が上下に積み重なるためには、それだけ深い窪地があったか、それとも地層が積み重なるにつれて地盤が沈降していったかのいずれかである。一般には後者なので、この時代は、地殻の沈降時代とよばれるわけである。アルプス、ヒマラヤのような大きな山脈の生いたちを調べてみると、生いたちの初期には必ずこのような大規模な沈降の時代があるので、地質学ではこの時期を一般に、造山運動の地向斜時代とよび、その沈降した場所を地向斜という。丹沢山塊にも、小さいながらも一種の地向斜とよんでもよい時代がかかつてあった。このような大規模な沈降があれば、その場所は海に被われるのがつねであり、したがって地向斜時代はまた、海の時代もある。まさしく現在の丹沢山塊の場所は、当時は海であった。この時代には、もう1つ特徴がある。それは、この海に盛んな海底噴火が起こることである。丹沢山塊の地層の大部分は、じつは、このような海底噴火で地下から噴きだした熔岩や火山灰からできている。丹沢地域での、このような第1の時代のはじまりはいまから2500万年以上まえのことであり、数百万年以上、この状態がつづいたのである。それは、地質学的には、第三紀中新世の初期のことである。

第2の時代、すなわち山塊の内部構造の主要部が生じた時代は、造山運動の造山期とよばれる時代に相当する。この時期に地殻は最も活発に動き変化し、造山帯特有の構造ができる。第1の時期に堆積した地層は押しまげられ（褶曲作用）、その一部は地下深く埋れ、高い温度と圧力をうけて変化し、変成岩類になる（変成作用）。さらに高い温度になった深い部分は溶融して移動しはじめ地下の浅い部分に入りこんでくる（逆入作用）。丹沢山塊には、変成作用でできた変成岩も分布しているし、逆入作用で地下から侵入ってきて生じた深成岩（石英閃緑岩など）も広く露出している。このような変動の時代は、丹沢地殻ではいまを去ることおよそ2000万年前後の数百万年の間にに行なわれた。第三紀中新世の中ごろのことである。上にのべた逆入作用は、一般にその附近の地盤をもち上げるので、この作用は、たいがい地盤の隆起作用を伴っている。こうして、丹沢地域は海から姿をあらわす。そうすると河川がこの隆起地域から砂礫を周囲の海へ運びこみ、そこに新しい堆積岩ができる（酒匂川や桂川の沿岸地域が当時そのような海であった）。丹沢山塊周辺地区の第三紀中新世の中ごろから後半にかけては、このような変動の時代であった。

このような隆起はさらにすすみ、その範囲も広くなる。海は遠くへ去り、侵蝕作用は隆起する

## 8 第1部 丹沢山塊の地質

山の内部までおよび、造山期に生じた深成岩や変成岩も砂利となって運び去される。このような隆起と侵蝕の作用は現在もつづいているが、差引きは隆起の方が大きいので、この時期は山の成長期とよんでよい。これは、造山運動の後造山期とよばれる時代の比較的初期にあたる。現在の丹沢山塊の状態はこのような段階にある。このような、丹沢地域における第3の時期の特徴は、約1000万年ほどまえの第三紀鮮新世に入ってからとくに顕著になった。この時期は、隆起作用のほかに断層作用（地層が切断され破碎・移動する作用）が著しい。これが現在丹沢山塊に崩壊地の多い原因の1つになっている。

以上は丹沢山塊の歴史のあらすじであるが、これを表にあらわせば表1・1のようである。以下、もっと具体的に“生いたち”を時代をおってのべてみよう。

表1・1 丹沢山塊の生いたち

地質時代	丹 沢 山 塊			
	堆積作用	生いたちの区分	逆入作用	変成作用
第四紀				
1000— 万年	鮮 新 世	隆起・断続の時代		
2000— 万年	第三 紀 中 新 世	足 柄 層 群 の 堆 積  愛 川 層 群 の 堆 積	変動の時代	石英閃緑岩の逆入 文象斑岩の逆入 塩基性岩の逆入
		丹 沢 層 群 の 堆 積	沈降・海底噴火の時代	変成作用

## 2. 沈降・海底噴火の時代

### (1) 南部フォッサ・マグナの海

話は2500万年ほど昔にさかのぼる。富士山も丹沢山塊もまだない。一面海におおわれていて、当時は、伊豆半島もないで、相模湾と駿河湾は一つづきのまま北へ深く入りこんで、現在南アルプスや秩父連峯がそびえているあたりまで海原であった。暖流がその奥まで入りこんでいたが、静穏な海ではなく、海底噴火が各所で起こっていた。

この海に堆積した地層を一括して御坂統とよぶ。丹沢山塊の主体をつくる地層（丹沢層群）もこれに属する。同時代の地層はこの海におおわれた地域に広く分布していて、伊豆半島では湯ガ島層群、山梨県西部では西八代層群とよばれています。これらの地層の調査が進むにつれて、この時代の海——便宜上御坂湾とよぶことにしよう——の様子がわかってきた。御坂統は、その中に海に棲む動物や海藻の化石があり、海成層であることがわかっているから、少なくともその分布範囲（図1・1参照）は海であったと考えてよい。当時の海岸線は、東海地方静岡附近から北へまがって甲府盆地の西方20~30kmにおよび、それから東へまがって桂川の北沿いに走り、さらに相模川沿いに南下して相模湾東部に抜けていたと推定される。三浦半島や房総半島附近には小さな島があったにすぎない。この海は短かくても数百万年つづいたが、そのある時期には、いまのべた低い陸地を越えてもっと北までひろがり、諏訪湖附近や秩父盆地をとおって裏日本側にたつしていた。

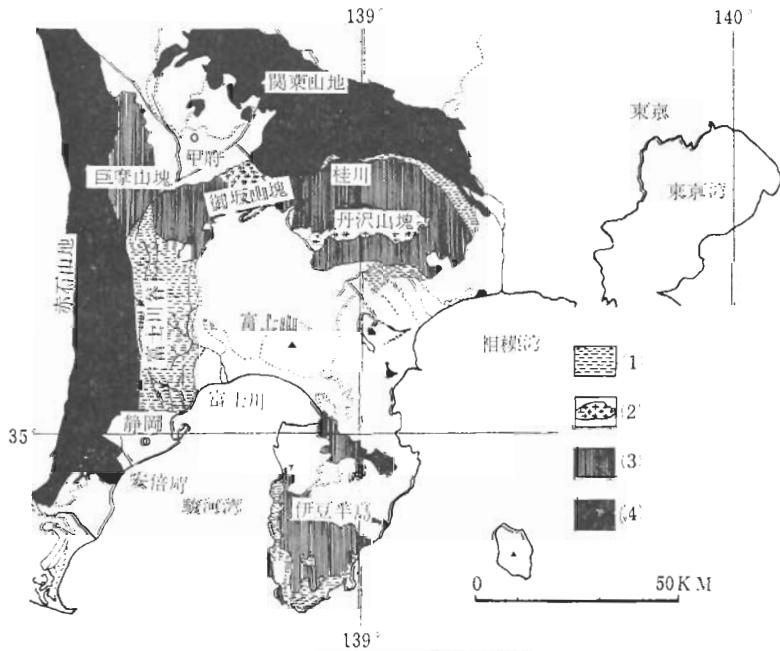


図 1-1 南部フォッサ・マグナの地質分布図

- (1) 中新世中期—新中新世初期の地層 (富士川統)
  - (2) 中新世の石炭層
  - (3) 中新世初期の地層 (御坂統)
  - (4) 古第三紀以前の地層

この時期の地層には、比較的陸地に近かったところにも一般に礫岩がなく泥岩なので、周囲の陸地は一般に現在よりもずっと低く、いまのような高い山も急な河川もなかったものとおもわれる。甲府盆地西方や桂川沿いの御坂統には例外的に、その東側や北側にあった陸地から運ばれてきたとおもわれる礫岩があるが、礫はあまり大きくなく、しかも少量なので、陸地はまだ低い山地か丘陵であったらしい。当時その陸地だったとおもわれるところに、現在南アルプスや秩父連峰がそびえているが、もし当時からいまのように山が高かったら、そのふもとまできていた当時の海へ巨大な礫が大量に運びこまれていてるべきである。

この海には、優勢な黒潮が入っていて、気候もいまより暖かった。このことはこの時期に堆積した地層の各所に熱帯ないし亜熱帯の暖流中にしか棲まない大型の有孔虫（レビドシクリナ）や浮遊性の有孔虫がみつかることから明らかである。

海の深さは、丹沢山塊から伊豆にかけては浅く、御坂山地以西では深かった。御坂統から産するレビドシクリナやそれに伴ってみつかる石灰藻は、水のきれいな深い所（水深20m～30m以上）にしか育たない生物である。これが図1・2をみてもわかるように丹沢山塊と伊豆半島に沿

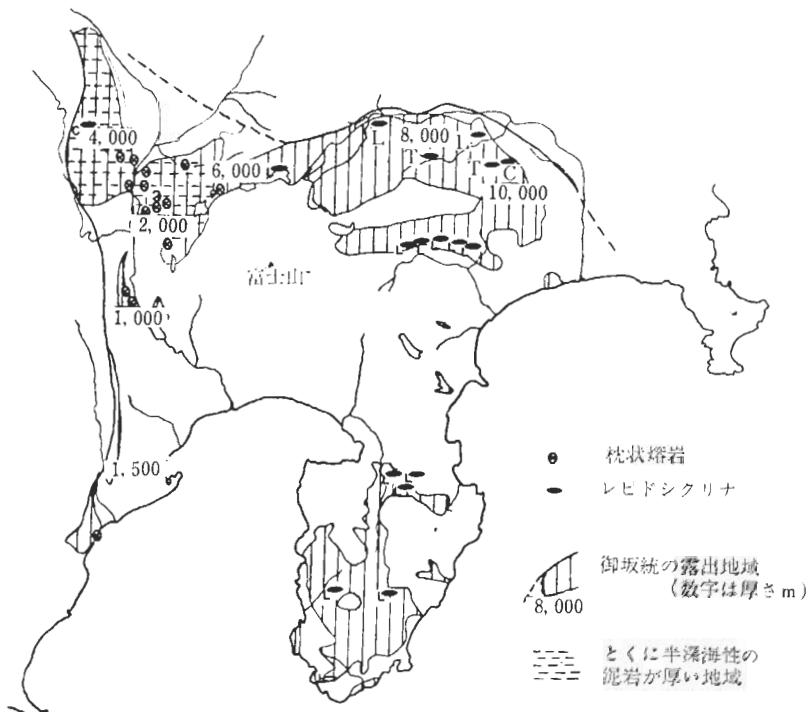


図1・2 御坂統から産するレビドシクリナと枕状熔岩の分布

山みつかっているのに、この海の西半分ではみづからず、そのかわりに、枕状熔岩と泥岩が多い。この泥岩の中には、水深数百メートルの海底に棲む有孔虫の化石がふくまれているから、西半分では東半分よりもずっと海が深かったわけである。丹沢山塊の御坂統には泥岩がなく、ほ

とんど全部火山噴出物であるが、その火山噴出物には熔岩流が少なく放出物が多いので、當時丹沢地域の海底噴火は西半分の地域にくらべて爆発性であったといわれているが、これもこの地域の海が浅かったためかもしれない。さらに丹沢地域の凝灰岩にふくまれている火山岩片によく円磨されたものがあるので、丹沢地域の海に小さな火山島が存在したこともあったにちがいない。このように丹沢周辺の海では、火山噴火が繰返えされ、その噴出物が海底に10,000メートルも積み重なった。しかし、この厚い地層の所どころに、前に述べたような浅海にすむ動植物の化石があるので、いつも海底は浅かったわけである。このことは當時この地域が沈降をつづけていたことを意味している。もし、沈降していなかったら、この10,000メートルもの火山噴出物が、そのまま重なって、當時丹沢山塊は、高い山地になったはずである。これは上述のように事実に反する。つまり、この時代は偉大な沈降の時代であった。そして、それにみあうだけの火山噴出物が積み重なり、海底はいつもがいして浅かったわけである。

## (2) 丹沢地域の火山活動

沈降海底噴火の時代に丹沢地域に堆積した地層（丹沢層群）は上中下の各亜層群にまとめられている。このうち、中部以上の亜層群には、すでに変動のきざしがみえるので次章でのべることとして、ここでは下部の亜層群（塔ヶ岳亜層群）の火山活動をあつかうこととする。

当時の地向斜性海域には、時と所を異にして、特徴的な火山活動が起こったとおもわれるが、この海域の一部を構成していた丹沢地域には、主として塩基性マグマの活動にもとづく爆発型のはげしい火山活動が起こった。火口から噴きでた噴出物は、莫大な量にのぼり、堆積して3000m以上の厚い凝灰岩の累層をつくった。それは現在、塔ヶ岳亜層群として丹沢層群の基底になっている（表1・2および付図1、地質図参照）。

この亜層群は、おもに基性の各種凝灰岩（細粒凝灰岩・粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・火山角礫岩など）と、石英安山岩質の細粒凝灰岩からできている。ただし後者は、この亜層群の中上部層準にやや目だつ程度のものがある（小草平石英安山岩質凝灰岩）ほかは、いっぽんにごく薄く、しかも稀に前者の間に挟まれているにすぎない（図1・3）。基性の各種凝灰岩を構成する火山岩片は、ピジョン輝石質岩系にぞくする輝石安山岩と玄武岩であるが、この両者の混合率は層準によっても、また場所によっても相異している。石英安山岩質凝灰岩は、おもに同じ岩系にぞくする普通輝石石英安山岩礫によって構成されている（図1・4）。

この時期を代表する火山活動は、ピジョン輝石質岩系にぞくする輝石安山岩および玄武岩の爆発型の噴出であって、同じ岩系にぞくする石英安山岩の活動は、局所的であり断続的であったといえる。なお、この爆発的火山活動に伴って、上の安山岩および玄武岩は、小規模ながら岩脈・岩床のかたちをとって、多数噴出物中に進入した。玄武岩はなおこのほかに、輝緑岩相や細粒ウラル石はんれい岩相として、同じ形で進入したし、まれにごく薄い熔岩流として、火口から流出した（図1・3参照）。

いろいろの事実から推定して、以上の火山活動は、おそらく漸新世から初期中新世にかけての

表1・2 丹沢山塊東部における層序(見上, 1962)

L.N.	層群 亜層群	累層・部層	
		北	南
F <sub>2-3</sub>	愛川層群	石老山疊岩・砂岩	
		中津峠凝灰岩	
		中津峠火山角疊岩	順札峰疊岩・砂岩
		市道泥岩・砂岩	
		舟沢層	
		宮ヶ瀬層	
F <sub>1</sub>	丹沢層群	落合層	
		寺家層	
		大沢凝灰岩	
		不動尻石英安山岩質凝灰岩	
		唐沢凝灰岩	2000
		布川火山角疊岩	1000
		養毛火山角疊岩	
		菩提火山角疊岩	
		本谷凝灰岩	
		葛葉火山角疊岩	
E	塔ヶ岳層群	塩水火山角疊岩	水無火山角疊岩
		四十八瀬凝灰岩	
		小草平石英安山岩質凝灰岩	小草平凝灰岩
		勘七火山角疊岩	
	寄津層	寄凝灰岩	
		熊木火山角疊岩	
		寄火山角疊岩	

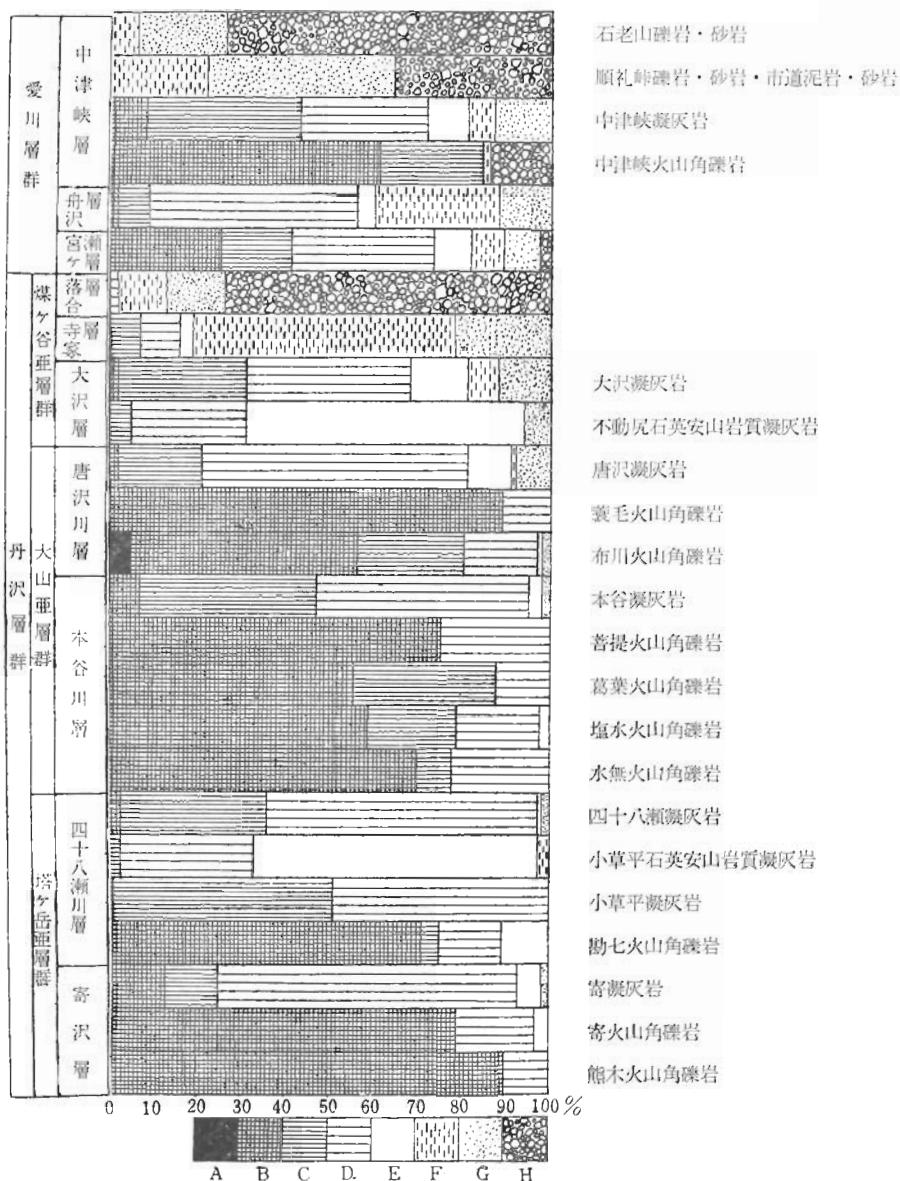


図 1・3 丹沢・愛川両層群の構成物質の量的関係を示す柱状図（見上、1962）

- A 溶岩
- B 玄武岩～安山岩質火山角礫岩
- C 玄武岩～安山岩質火山礫凝灰岩
- D 玄武岩～安山岩質粗粒凝灰岩および細粒凝灰岩
- E 石英安山岩質凝灰岩
- F 黒色頁岩・泥岩
- G 砂質凝灰岩・凝灰質砂岩
- H 磯岩

岩系	岩状	石	丹沢層群				大山頭層群				煤ヶ谷頭層群				愛川層群			
			轟ヶ畠頭層群	寄沢層	四十八層	瀬瀬川層	本谷川層	唐沢川層	大沢層	寺家層	落合層	宮ヶ瀬層	舟沢層	中津峠層				
火山碎屑岩	安山岩 (Xe•c)																	
火成岩	安山岩 (Ve)																	
火成岩	石英安山岩 (Xe)																	
火成岩	玄武岩 (Xe•c)																	
火成岩	輝綠岩・玄武岩 (Xe•c)																	
火成岩	安山岩 (Xe)																	
火成岩	普通輝石安山岩																	
火成岩	普通輝石英安山岩																	
火成岩	細粒ウラル石透玢岩																	
火成岩	角閃石普通輝石安山岩																	
火成岩	角閃石安山岩																	
火成岩	角閃石普通輝石安山岩																	
火成岩	角閃石普通輝石安山岩																	
火成岩	安山岩 (Ve)																	
火成岩	普通輝石普通輝石安山岩																	
火成岩	支承岩 (e)																	
火成岩	安山岩 (Vd)																	
火成岩	角閃石安山岩																	
火成岩	普通輝石角閃石安山岩																	
火成岩	普通輝石角閃石安山岩																	

図 1・4 主要火山岩類とその活動時期を示す概念図(見上, 1962)

時代に起こったものと考えることができるが、この点で、南部フォッサ・マグナ、グリーンタフ地域の、ピジョン輝石質岩系火山活動の先駆とみることができる。

### 3. 変動の時代

#### (1) 隆起帯の出現

前に述べたように、丹沢山塊の中心部をつくる地層は南部フォッサ・マグナ全体の沈降の時代（中新世初期）にできた。この状態が数百万年以上つづいたのち、中新世の中ごろに入ると、今まで沈降していたのに、逆に隆起するところが明瞭にあらわれてきた。丹沢山塊のほか山梨県の御坂山塊や巨摩山塊の場所がそのような隆起の中心地域になった。このような隆起地域は、図1-5に示すように伊豆半島をとりかこむような数条の細長い地帯をなしていたので、それぞれ隆

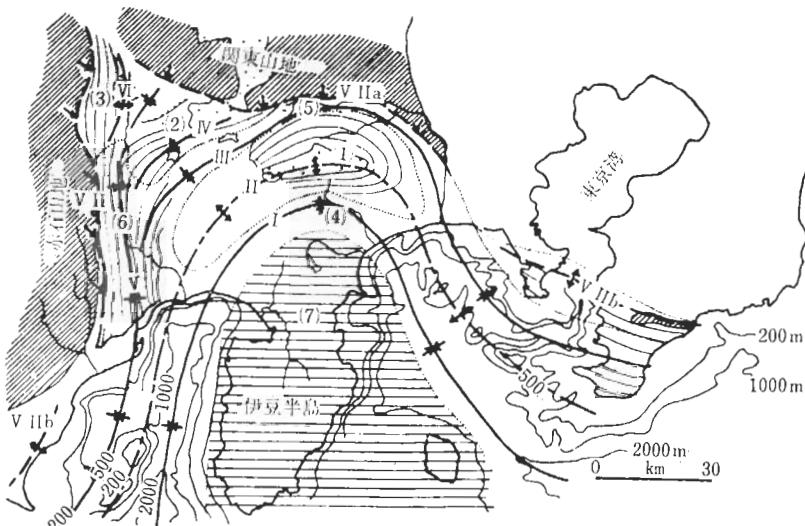


図 1-5 南部フォッサ・マグナの隆起帯と沈降帯

- I : 足柄沈降帯
- II : 丹沢隆起帯
- III : 桂川沈降帯
- IV : 御坂隆起帯
- V : 富士川沈降帯
- VI : 巨摩隆起帯
- VII : 周縦断層および隆起軸

起帯とよぶのが適当である。伊豆半島に一番近い“丹沢隆起帯”は、相模湾の沖ノ山海嶺から丹沢山塊をこえて駿河湾の瀬の海の礁列に連なるもので、丹沢山塊の場所はその中心部であった。これら数条の隆起帯の間の細長い地帯は、新たに沈降をはじめた。富士川・桂川・酒匂川沿いの地域は、当時そのような沈降帯であり、いぜんとして海におおわれていた。一方隆起帯は、すぐ海上に顔を出し、侵食を受け、多量の砂礫が周囲の沈降帯の海に運びこまれ、ここに厚い地層の堆積がはじまった。

このように、前の時代にだいたい一様に海であった南部フォッサ・マグナ地域は、ほぼ平行な、幅10~20 km程度の隆起帯と沈降帯に分化した。丹沢地区や伊豆半島の場所には大きな島が現われたし、御坂山地や巨摩山地は、大きな半島状をなして赤石山地や関東山地に合して本州の一部となつた。このように、古地形に大変化が起つたが、これは実は、この地帯の地下での内部変動（造山作用）を反映したものである。本節ではおもに内部変動について記す。これに伴う当時の海や陸の様子については、次の隆起・断裂の時代の節であつかう。

沈降帯では地殻は沈降し、隆起帯では隆起したので、結果としてそれは波状に変形したわけである。沈降帯には5000 mもの地層（足柄層群）が積み重なっているし、一方、隆起帯では地下数1000 mで生じた深成岩や变成岩が当時地表に露出し侵蝕作用を受けていたので、この波状変形の振幅は5000 m以上である。その波長は図1・5にみるようには20 kmである。このような強い変形は、当時の日本列島のどの部分にもみられないものであり、南部フォッサ・マグナの特徴である。その中でも中心的な位置にあったのが丹沢地域である。

## (2) 変動のきざし

変動のきざしは、沈降・海底噴火の時代の中ごろにすでにあらわれている。火山活動の性質に変化があらわれたし、地層の厚さや堆積の様相も変わつた。丹沢山地で大山亜層群とよばれてい る地層が、このようなきざしを宿している。

a. 火山活動 この時期の代表的火山活動の噴出物は、堆積して、細粒凝灰岩から火山礫凝灰岩をへて火山角礫岩におよぶいろいろの凝灰岩の累層をつくつたが、この累層（大山亜層群）の厚さは、実に3900 mにもおよぶ（表1・2）。

上の各種凝灰岩は、おもに基性凝灰岩である。このほかに、しばしば、ピジョン輝石質岩系にぞくする石英安山岩（岩型Xc）の細粒～火山礫凝灰岩の薄い層を伴い、その上は、上位層準に向かってやや目だつ傾向が認められる（図1・3）。

注意すべきことは、上の基性凝灰岩をつくる火山岩礫の性質である。大きくみてこの種凝灰岩は、ピジョン輝石質岩系の普通輝石安山岩と玄武岩が、いろいろの割合に混じつたものから構成されている。しかしこの種の凝灰岩のあるものでは、紫蘇輝石質岩系にぞくする角閃石普通輝石安山岩や角閃石安山岩の岩片が、上の火山岩片に混じつて少量ながらみいだされる。

以上、大山亜層群をつくる凝灰岩類についてのべたが、この亜層群には、上位層準に、ピジョン輝石質岩系の普通輝石玄武岩の溶岩流をはさむ。また、同質岩系にぞくする、玄武岩ないし輝石安山岩、および、前者の粗粒相を代表する輝綠岩ならびに細粒ウラル石はんれい岩などの岩脈・岩床も、この累層を貫いて、多数みいだされる。これらの岩脈・岩床は、上の基性火山岩類の噴出させたマグマの進入相として、これらの火山岩類の噴出と前後して活動したものらしい。

なお注目すべきことは、この時期の噴出物には、紫蘇輝石質岩系にぞくする含角閃石安山岩類（角閃石安山岩・普通輝石角閃石安山岩・紫蘇輝石角閃石安山岩など）が、岩脈・岩床として多数みいだされる事実である。この種の進入岩類は、塔ガ岳・大山両亜層群に限定されてみいださ

表 1・3 丹沢東部における小侵入岩体（見上、1962）

	丹沢層群			愛川層群	合計
	塔ヶ岳亜層群	大山亜層群	煤ヶ谷亜層群		
ビ石 ジ質 オ ン岩 輝系	細粒ウラル石斑岩*	25 1	21 —	— —	46 1
	輝石質岩石*	199	310	4 2	515
	輝緑岩*・玄武岩 (Xc.c.)	2	1	3 12	18
	安山岩 (Xc) 普通輝石安山岩	—	—	1	1
紫質 蘇岩 輝 石系	普通輝石紫蘇輝石輝緑岩 玄武岩 (e) 安山岩 (Vd) 角閃石安山岩 普通輝石角閃石安山岩 紫蘇輝石角閃石安山岩	— — — 15 —	2 — 1 47 1	— 2 — — —	2 2 1 62 1
石の 英細 閃粒 綠相 岩	細粒角閃石石英閃緑岩 細粒石英閃緑岩	3 3	— —	— —	3 3
	斑岩質岩石	1	—	—	1
	文象斑岩質岩石	2	—	—	2
	合 計	251	384	9 15	659

\* 玄武岩 (Xc) の粗粒岩相と考えられる。

られるが、また、これと平行して、角閃石安山岩を中心とした紫蘇輝石質岩系の火山活動も、かなり目だって行なわれたとおもわれる(図1・3)。この点で、塔ヶ岳亜層群堆積時代の火山活動とは、いちじるしいちがいがある。

紫蘇輝石質岩系火山活動は、この時期の初めに起こり、引き続き煤ヶ谷亜層群の堆積時代まで続いたとおもわれるが、その活動の最盛期は大山亜層群堆積の中後期であったとおもわれる。後でのべるよう、石英閃緑岩マグマの活動の先駆は、すでにこの時期の初めから半ばごろにかけて起こったと考えることができるので、上の紫蘇輝石質岩系の火山活動は、この深成活動に対応した活動とみなすことができる(図1・3参照)。

b. 堆積の様相 以上のような火山活動のすい移に伴って、一方、この活動による噴出物が、地向斜内で堆積していった有様も、塔ヶ岳亜層群堆積時代にくらべて多少異なっていたとおもわれる。それは、① この期の噴出物中に、しばしば火山岩片以外の異質の岩片が少量ながら混じっており、その量は全体としてこの累層の上部層準に向かって増す傾向が認められることや、② 凝灰岩類をつくる火山岩片の円磨度が目だって高くなることなどの事実からしることができる。

はじめに異質岩片についてのべる。火成岩礫としては、文象斑岩や石英斑岩を、また堆積岩礫として、赤褐色の泥岩(チャート様外観を示す。しばしばグロビゲリナの化石を含む)をあげることができる。前者は少量ではあるが、しばしば火山角砾岩や火山礫凝灰岩などの粗粒の凝灰岩中にみいだされる。後者は必ずしもこの時期の堆積物中にかぎられて産するわけではないが、全

れるが、特に大山亜層群の分布する地域に集中的に産出している(分布図および表1・2参照)。

なおこの種岩石のあるものは石英閃緑岩を貫き、あるものはこれにより変成作用を受けている。これは、先にのべたように、大山亜層群の凝灰岩中に、しばしばこの種の岩石が火山岩片として含まれていることとともに、この種の岩石の活動が、主として大山亜層群の堆積時に起こったものであることを物語る。

以上のべたことから、大山亜層群の堆積中には、ピジョン輝石質岩系にぞくする火山岩類の活動が終始優勢であったと考え

体的に、この時期の終りから次の煤ガ谷亜層群の堆積時代にかけて目だつてその量をます傾向がある。次に円磨度の点であるが、本亜層群を構成する凝灰岩の中には、火山岩片が円磨され、礫岩様になった部分がしばしばみいだされる。特に本亜層群の上位層準（唐沢川層）においていちじるしい。さらに、今回、丹沢北東部を概査した結果では、布川火山角礫岩（付図I. 地質図参照）の延長とおもわれる火山角礫岩が、早戸川上流や神ノ川の長者舎南側に分布している。この中には、火山岩片に混じって、主として古生層起源の円礫が多数含まれ、特にその密集するところでは、礫岩を構成している\*。

次にのべるように、大山亜層群堆積の比較的初期に、この地向斜性海域の基盤に、差別的な沈降が起こったとおもわれる。この運動に直接関連するかどうかは別として、上にのべたような事実から考えると、当時の海が、沈降と火山活動の場であったとはいえ、その基盤は必ずしも安定していなかつたと考えることができる。

c. 基盤の差別的沈降 さて、大山亜層群は、ほぼ大山附近を起点としてそれより西にのびる東西の線を境にして、その北側と南側とで、その構造にかなりのちがいがある（付図I. 地質図参照）。すなわち、北側（中津川流域）に分布する本亜層群は、ほぼ南北ないし北西の走向をもち、南または北東に急傾斜し（平均 $60^{\circ}$ ）全体として単斜構造をつくっているが、南側地域では、北東走向で南東に緩く傾斜し（約 $10^{\circ}$ ）、しかも北東一南西軸のゆるやかな褶曲構造を伴う。

このような構造上のちがいは、上の両地域の大山亜層群の層厚にも示されている。すなわち、本亜層群は、北側でもっとも厚いが、ほぼ上述の線を境にして、その南側で急に厚さが減じている。

一方、この線の西の延長は中川附近に達するが、そこには、すでにしられているように、東西方向の片理構造をもつ各種の結晶片岩類がみいだされ、他面、この変成岩類に接してすぐ北側には、石英閃緑岩が、この線とほぼ一致した、東西にのびたレンズのかたちで分布している。

以上のべたことから考えると、大山亜層群の堆積の過程（多分その初期）で、丹沢海域の基盤に差別的な沈降運動が起こった。この運動をつうじて、ほぼ上述の線を境に、その北側基盤が、南側にくらべてより急速に沈降していったと考えることができる。そしてその結果、ほぼこの線に沿って、基盤に東西方向北傾斜の弱線（Fractured zone：大山一中川帯）が形成されたとおもわれる。

### (3) 丹沢山塊中南部における変成岩帶

丹沢山塊は地質学的な意味でもひとつの独立した山塊であるが、その特徴は主として内部構造にある。それは第1に、丹沢山塊は、地層が大規模に褶曲して、全体としてひとつの巨大なドームをなしているということ。第2は、大きな石英閃緑岩体が進入していること。第3は、高度の

\* 柴田（1956）によって報告された神ノ川流域での化石を産する礫岩は、おそらくこの礫岩の一部であると考えられる。

変成岩帯が広く生じていることである。このいずれもが、新第三紀の日本列島のうちでも最大規模をもつものであり、しかも互いに密接な関連をもって生じている点が特徴である。地層のドーム構造のはば中央に石英閃緑岩体があり、その周囲、とくに急斜したドームの南脚に変成岩帯がよく発達している。これらの現象を、まず丹沢山塊の中南部、中川川流域について説明しよう。

蛭ヶ岳—ユーシン以西の丹沢山塊の主部は、石英閃緑岩からなり、その南側沿いに結晶片岩類が東西に長く分布している。この地域を地質の特徴によって区分すると、表1・4のような東西に長い地帯にわけられる。

表 1・4 蛭ヶ岳—ユーシン以西の地質学的区分

地 帯		主 な 岩 石	概 略 の 位 置	南北の幅 (km)
I		石英閃緑岩類	切通峠—中川温泉—雨山峠以北	5~8
II	変 成 岩 帯	結晶片岩類(丹沢層群) 文象斑岩 塩基性侵入岩類	世附川—落合—秦野峠以北	4~5
		弱变成丹沢層群	山市場以北	3~5
III		足 柄 層 群	酒勾川沿岸	2~3 (但し酒勾川以北)

御殿場線谷峨駅附近から中川川沿いに北上すれば地帯ⅢからⅠまで順にみることができる。中川川やその支流が丹沢山塊の内部を深く刻みこんでいるので、当時丹沢山塊の内部(当時は地深下部)でどんな変動があったかをそれから読みとることができる。一番北側にある石英閃緑岩帶は玄倉川・中川川・世附川の上流域を占める地帯でおもに石英閃緑岩である。この岩石は火成岩であるが、火山から地表に噴出することなく、地下数千メートルの場所で徐々に冷却、固化した岩石(深成岩)である。冷却固化する前の、熔融状態にあるものをマグマというが、このマグマは、もっと深い地下20kmぐらいの地殻の下部またはさらに深所で生じた。そして変動の時代に上升してきて、丹沢層群を押し上げ、かつその中に侵入固結したものである。主として斜長石・石英・角閃石の比較的粗粒の結晶の集まった岩石で、所によつてはこのほかに黒雲母が含まれている。地質図(付図1)でみると、この石英閃緑岩は丹沢山塊西部の主部を占めて広く露出しているが、実際にはこの岩体の内部はかなり不均一で、ある部分は有色鉱物が多く黒色を帯び、はなはだしい場合には主として角閃石・斜長石からなる角閃岩の箇所もある(石棚の頭附近など)。これは、逆入のさいマグマの中にとりこまれた丹沢層群の岩石塊であるとおもわれる。

変成岩帶は、ほぼ水ノ木—中川温泉—雨山峠以南の地帯を占め、おもに丹沢層群最下部の塔ヶ岳亜層群の岩石とそれを貫ぬく鹽基性火成岩が分布する所である。この地帯の南部ほど塔ヶ岳亜層群の上部が分布していることが各所の岩石の組織(緻化現象)の観察からわかった。地層の多くは見かけ上北に傾いている。それははじめ南に傾いたのが、さらにつよく傾いてついに傾斜角

90°をこえ、いわゆる逆転したわけである。

しかし世附部落以西には、世附川の北側にほぼ東西に走る背斜軸があるので(付図I. 地質図参照)，それ以北では、北ほど上位の地層があらわれており、この部分では逆転していない。このほか一般に地層の走向は東西に近いが、地質図からわかるように、走向が南北に近い所があり(とくに中川川沿いの地区)，南北方向の軸をもった比較的ゆるい褶曲構造もある。

地層は下部から上部まで前に述べたとおり、ほとんどすべて海底噴火の産物が積み重なったものであるが、がいして下部に比較的細粒の凝灰岩類が多く、上部は、より粗粒で凝灰角礫岩が多い。下部の凝灰岩類は寄沢地区で、丹沢山塊東部の寄凝灰岩層(見上、1962)に連なり、上部の凝灰角礫岩は、同じく勘七火山角礫岩に連なるので、これらが塔ヶ岳亜層群に属することが明らかである。上部のうち下部層は、さらに、軽石を多くふくんだ凝灰岩—凝灰質砂岩の部分と、それを含まず火山角礫岩の多い部分とが区別できる。後者のあるものは、寄沢以東の寄火山角礫岩(見上、1962)に連なる。

この地帯には塩基性侵入岩が多数みられるが、これはこの地帯の重要な特徴である。これらの岩石は石英閃緑岩などと異なって珪酸分が少なく鉄やマグネシウムの多い侵入岩であり、はんれい岩や粗粒玄武岩(いずれも化学成分は、玄武岩にほぼ等しい)とよばれているものである。おそらく当時の海底噴火に関連して侵入してきたものであろう。これら塩基性侵入岩体のうち、比較的大きなものだけを地質図(付図I.)に示してある。水ノ木西方にあるはんれい岩体はとくに大きなものであり、しかも石英閃緑岩にとりかこまれている点で、注意をひく。变成岩帶の北半分で、もうひとつの特異な岩石類は、グラノフィア(文象斑岩)(石川、1955)で閃緑玢岩の一種である。これは丹沢層群を貫いて上ノ原—中川温泉間の中川川沿いに幅広く露出しているが、それより東へも西へも急に細くなつて、東は玄倉北方まで、西は大又沢附近までつづく。この岩石は、顕微鏡でみると特殊な構造を示しているので、グラノフィアとよばれるが、さきに述べた石英閃緑岩とほぼ同様の成分をもつ岩石である。侵入岩の分布は周囲の丹沢層群構造とほぼ調和しているが、40°ほどの角度で切る所もあり、必ずしも一致していない。

以上のべた各岩石はいずれも高い温度下におかれたことがあったために、岩石の組織や構成鉱物が、その状態で安定なように変化して各種の变成岩になっている。变成岩には、それが生じたときの温度によって色々な種類がある。生成温度の高い方から順にいえば、次のようである。

- (1) 角閃片岩(主として普通角閃石・斜長石からなる岩石)
- (2) 陽起石緑色片岩(主に陽起石・斜長石からなる岩石)
- (3) 緑泥石緑色片岩(变成鉱物として緑泥石・緑簾石・葡萄石をふくむ岩石)
- (4) パンペリー石葡萄石緑色岩(パンペリー石・葡萄石をふくむ岩石)
- (5) 沸石緑色岩(沸石をふくむ岩石)

これらの岩石の分布状態をみると、がいして北部ほど高温で生じた变成岩が分布している。とくに(1)～(3)までの岩石は、地帯Iの石英閃緑岩の南縁から4～5km以内にかぎられる。

この地帯の南部(神繩附近以南)は不变成帶と考えられていたが、実はやはり变成作用を受け

ており、Coombs (1959, 1960 a, b) の主張する沸石相あるいは葡萄石・パンペリー石相に相当することがわかった。

丹沢地域の変成岩について従来行なわれた研究のあらましは次のようである。

丹沢の変成岩についての記載は古く、明治43年(1910)加藤鉄之助によってなされている。1928年吉井正敏は石英閃緑岩の周囲に分布する角閃片岩は接触変成作用によるものであり、その外側に広く分布する緑色片岩類を動力変成作用によるものとした。

杉健一(1931)は中川川流域を中心とし丹沢の変成岩を詳細に調べた。杉は南から北に不变成帶→緑色片岩相帶→陽起石緑色片岩相帶→漸移帶→角閃岩相帶に分帶される累進変成作用を認めた。杉によれば緑色片岩相および陽起石緑色片岩相は深成岩の貫入以前の動力変成作用の産物であると考え、陽起石緑色片岩相は特に大量の塩基性火成岩の進入に關係があるとした。角閃岩相は深成岩の貫入の際の接触変成作用によるものであり、陽起石緑色片岩相に接触変成作用の影響が重なったものが漸移帶と考えた。都城(1961)はこのことを“かれは全体を一系列の変成岩として同一の原因で説明しないで、帶ごとに異なった説明をあたえた”とのべながら、しかし、“この成因的部は別として、この論文を基性変成岩の温度上昇系列の系統的記載としてみれば、国際的にみても、当時において立派な作品のひとつであった”と杉の研究を高く評価している。

石川秀雄 (1955 a, b) は吉井・杉らの強調した動力変成作用による緑色片岩類は玄倉以西にのみ分布し、東部でそれと同じ位置関係にある部分では、片状構造は認められず、片理方向と一致した断層や圧碎帶の多いことを指摘して、結晶片岩は深成岩体の運動一貫入に伴った動力熱変成作用によるもので、二元ないし多元的説明を要しないとした。さらに、石川は深成岩体の sudden intrusion and cooling のモデルを用いて、深成岩体からの熱移行を論じ、杉の分帶が石川の計算したモデルとよい一致を示すを見いだした。深成岩体の温度を850°Cとしたとき、深成岩体貫入後1万年で角閃岩相は500°C、陽起石緑色片岩相帶は25万年で386°C、緑色片岩相帶は50万年で301°Cとなった。石川のモデルは、したがって、深成岩体による接触変成作用となり、一元的な考察である。また、変成作用は高変成度の方から順次低変成度の方にむかって進むという点も興味ある意見である。

黒田吉益(1960)は丹沢山地北部の変成岩を研究した。黒田はⅠ～Ⅳ帶に区分した。Ⅰ帶は陽起石、Ⅱ帶は黒雲母、Ⅲ帶は黒雲母・堇青石、Ⅳ帶は紫蘇輝石が特徴的な鉱物であるといふ。変成相でいえば縁れん石角閃岩相を欠いて、緑泥石緑色片岩相から角閃岩相に移化する。しかし、黒田は本変成岩類が都城のいう高温・低压型の累進変成作用の一系列であることに気づかず、低変成度から高変成度へ急に変わることを両者の間の岩脈や断層の多いことで説明を試みた。また、黒田は堇青石を含む岩石の形成には  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  の附加、 $\text{CaO}$  の除去という変成交代作用があるとした。

丹沢の変成岩については、結晶片岩であるものは動力変成作用、深成岩体の周囲にあるものは接触変成作用による、と二元的に考える説と、深成岩の貫入による熱的影響がおもな要因で片理

構造の有無は別に動力変成作用を考える必要がないという説とに分かれる。

〔丹沢中川川流域の変成岩〕

杉は中川川流域の変成岩を不変成帯→緑泥石緑色片岩相帯→陽起石緑色片岩相帯→漸移帯→角閃岩相帯に区分した。その後石川(1955)は杉の漸移帯を角閃岩相帯に含め、さらに広い範囲にわたって地質図を書き直したが、分帶の方針は前述の点を除いて、杉の方法を採用した。

本報告の分帶は高変成度については石川(1955)の分帶を採用するが、今まで不変成帯とされていた部分が、前述のように沸石相あるいは葡萄石・パンペリー石相に相当することがわかったのでそれを付け加えてある(図1-6)。

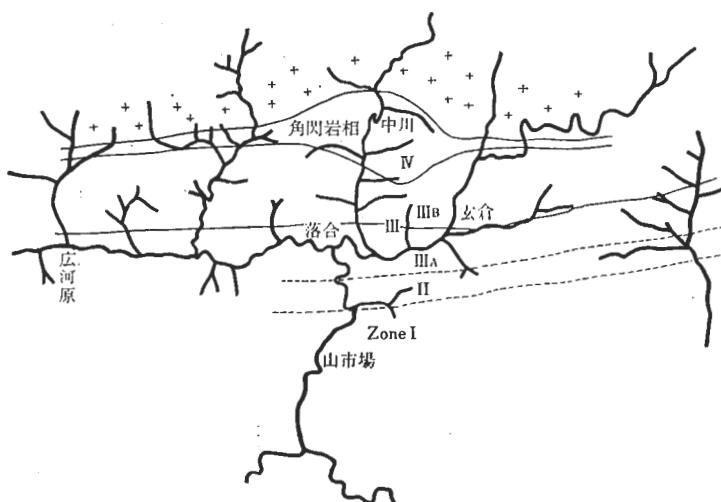


図1-6 丹沢中南部の変成帶

高変成度の isograd は石川(1955, a)の地図による。点線の isograd はまだはっきりしていないことを示す。

南の低変成度のものから北の高温成度のものにむかって、次の4帯が区別できる。

**Zone I :** 沸石が変成鉱物として安定な範囲である。杉はこのZoneを不変成帯としたが、二次鉱物として各種の沸石が形成されていることを認め、続成作用へ変成作用の中間に位置するものとした。このZoneはさらに細分されるであろう。共生鉱物は沸石類・鉄サボナイト・セラドナイト・曹長石・石英・ $F^{3+}$ 緑

れん石・方解石・白チタン石などである。沸石相に属する。

**Zone II :** 沸石類・鉄サボナイトが消失し、葡萄石・パンペリー石が出現する。このほか緑泥石、変成度の高いところでは陽起石が加わる。共生鉱物は葡萄石・緑れん石・パンペリー石・緑泥石・陽起石・曹長石・方解石・石英・白チタン石などである。葡萄石・パンペリー石相に属する。

**Zone III :** 葡萄石・パンペリー石が消失するところから Zone III がはじまる。今回の調査では地図上に明瞭な isograd を引くことができなかった。かりに、杉・石川らの緑泥石緑色片岩相帯と不変成帯との境界をもってこれに代えることとする。共生鉱物は緑泥石・陽起石・緑れん石・曹長石・方解石・石英・白チタン石・黒雲母・綿雲母である。杉や石川は緑泥石に富む部分と陽起石に富む部分とに区別しているので、これを IIIa, IIIb として区分する。緑色片岩相に相当する。

**Zone IV :** 普通角閃石が出現するところから、Zone IV がはじまる。はじめは普通角閃石と陽起石が共存するが、やがて陽起石は消失して普通角閃石のみとなる。共生鉱物は普通角閃石・陽起石・黒雲母・斜長石(oligoclase～labradolite)・ザクロ石・董書石・輝石(diopside)・石英などである。角閃岩相に属する。

Zone I から IV までは、都城(1959)・紫藤(1959)らが指摘するように緑色片岩相から角閃岩相に

移化するのに緑れん石角閃岩相の組合せをみない低圧型の温度上昇系列の一型式である。さらにパンペリー石の出現は狭い範囲で常に緑れん石と共存していることや、ローソン石や藍閃石を全く含まないことからやはり比較的低圧の変成作用と推定することができる。

変成岩の形成に必要な熱エネルギーの供給源については、二様の考えがある。ひとつは高温の石英閃緑岩マグマが貫入してきたための、熱的影響(接触変成作用)とみるものであり、他は丹沢層群が厚く堆積した結果地下深所におし沈められた地層が、下部からもたらされた熱エネルギーによって変成し、その後、この変成帶の中軸部に石英閃緑岩が貫入してきた(広域変成作用+接触変成作用)とするものである。この問題については、さらに広い範囲の分帯を行ない、進入岩体や地質構造との関係をより明らかにするまでは、結論はえられない。将来この問題を解くうえにつぎの点をとくに調べる必要がある。すなわち、等変成度線は、現在の石英閃緑岩体の縁と必ずしも平行でないらしいこと。前述の塩基性進入岩の大きな岩体が、水ノ木西方に露出しているが、これは、周囲を石英閃緑岩にとりこまれている点でとくに興味をひく。この岩体は変成作用を受けているが、その程度は、北方ほど著しい(角閃岩相まで)。石英閃緑岩は、この周囲をとり巻いているので、もし、石英閃緑岩だけのために変成したのだとすると、変成作用の程度は、南北いずれも同程度であり、はんれい岩体の中心部ほど変成の程度は低くななければならない。しかし事実はそうでない。このことは石英閃緑岩が現在の位置に進入するまえに、北ほど著しい変成作用が起こっていたと考えるのに好つごうにみえる。しかしこまだ調査が不十分なので、今後にのこされた問題である。

なおこの地域の変成岩、とくに中川川沿いの地域を中心にして分布する比較的高度の変成岩には、片理がよく発達し結晶片岩になっている。この片理面は、層理面に平行であるが、等変成度線とは斜交する所がある。図1・6にみるように、中川川沿い地域の高変成度の等変成度線はほぼ東西に走るが、地層の層理面および片理面は、石英閃緑岩の曲がった南縁に沿ってほぼ南北に走っている。このことも、この変成岩の形成問題にはみのがせない。なお石英閃緑岩体から5kmはなれた片理のよわい地帯では、二、三箇所で、層理と斜交し、ほぼ東西の走向のよわい片理面が認められた。

#### (4) 石英閃緑岩の进入と変成岩類の生成

先に述べたように、大山亜層群堆積時に、ほぼ大山一中川を結ぶ線(大山一中川帯)に沿って基盤の差別的運動が認められたが、このような構造運動は、必然的に地下深所での酸性マグマの活動を促す結果をまねいたものとおもわれる。すなわち、この運動に関連して、北側地下深所に生じた石英閃緑岩質マグマは、上の弱線(Fractured zone)に沿って、北から南へ衝上するかたちをとて進入した。

さて、ここで石英閃緑岩の進入時期が問題であるが、いまのところ、これをきめる有力な資料はない。その時期をきめる手がかりとして、以下、(1) 石英閃緑岩により丹沢層群のどの層準までが変成作用を受けているか、ということ、(2) どの層群から石英閃緑岩や変成岩の礫がではじ

めるか、という点について検討してみよう。

(1)の点であるが、直接研究した東部地域では、明らかに塔ガ岳亜層群の全層準にわたって変成作用を受けている。一方、南部地域の中川川流域の変成岩の示す原岩の主部は塔ガ岳亜層群である。つぎに石英閃緑岩の北側地域であるが、柴田秀賢、柴田松太郎（いずれも口述）などの調査結果では、相当広い幅でこの地域の丹沢層群が、ホルンフェルス質になっている。この熱変成岩の原岩のが、丹沢層群のどの層群に相当するかは明らかでない。しかし東部地域の調査結果から推定すると、石英閃緑岩の北側には、塔ガ岳亜層群はほとんどないか、あっても東部ほど広く分布していない。つまり石英閃緑岩は、東西にのびたドーム構造の軸より多少北側に偏して位置しているものとおもわれる。なお今回の北東部の調査結果からみて、長者舎附近に分布する凝灰岩類は、すでに述べたように、大山亜層群の一部であると考えられる。つぎに(2)の点であるが、石英閃緑岩礫は、少量ながら、大山亜層群の上部（唐沢川層の上位層準）から産出する。また、丹沢の石英閃緑岩類似の深成岩礫は、同じ亜層群の基底から産出する。なお、すでに述べたように、大山亜層群の凝灰岩には、しばしば文象斑岩や石英斑岩礫がみいだされる。したがって大山亜層群堆積中またはそれ以前に、このような酸性岩類の活動があったことは明らかである。なお、中川の文象斑岩の侵入は、石川(1955)によれば、石英閃緑岩の侵入と相前後しているという。変成岩礫は、大山亜層群の基底で、まれに文象斑岩起源の陽起石緑色岩の角礫がみいだされている。

以上の事実、および、角閃石安山岩を中心とする紫蘇輝石質岩系火山活動が、すでに述べたように、おもに大山亜層群の堆積時代にもっとも目だって行なわれていること、などから考えて、石英閃緑岩の侵入は、だいたいにおいて大山亜層群の堆積中（おそらく堆積の初期～中期ころ）に起こったとおもわれる。

今まで丹沢の石英閃緑岩の侵入時期については、必ずしも根拠のある資料にもとづいて討論されてきたとはいえないで、とくにその時期を決定する手がかりをみいだすことにつとめた。しかしながら石英閃緑岩礫の産出がまれであることや、石英閃緑岩体の中に斑筋岩質岩体が、侵入関係で閃緑岩に接している部分が野外でみとめられることも事実である。一方、侵入時期を異なる酸性マグマがあったとすれば、その侵入・固結までの一連の深成活動は、かなり長期にわたって行なわれたと考えることは可能である。すでに述べたような基盤の差別の沈降運動にはじまり、次に述べる中新世末の変動にいたるまでの、一連の造構運動の過程のなかで、厳密に一回とかぎらざいくつかの活動が、ひきつづいて行なわれたものと考えるのが妥当であろう。

石英閃緑岩の侵入と密接に関連して、いろいろの変成岩類が生成されたが、その生成過程をのべるまえにも、丹沢の変成岩類の一般的な特徴と、原岩の構造などについて、下に要約しておく。

丹沢の石英閃緑岩体の周縁には、各種の変成岩類が分布しているが、大きくみると、石英閃緑岩の南北両地域で対照的にその性質を異にしている。一般的にいって、北側はホルンフェルスによって特徴づけられているが、南側で、玄倉以西には、いろいろの結晶片岩が分布し、その成因、

特に石英閃緑岩との関連については、早くから注意されてきた (Sugi 1931, その他)。大きくみてこの結晶片岩類には、東西方向北傾斜の片理が認められるが、その発達程度は石英閃緑岩に近づくにつれて増加する。石川(1955)はこの点に注意し、これらの結晶片岩類が、石英閃緑岩の進入と密接な関連の下で生成されたことを明らかにした。

次にこの結晶片岩類の示す原岩の構造であるが、いまのところ、この結晶片岩類で、片理と層理面とが相異しているという、積極的な資料はない。のみならず、緑泥石緑色片岩とおもわれる低度の変成岩中には凝灰岩のレリクトがあり、そしてここでの層理面が、走向ほぼ東西、北に傾斜している事実が観察されている。したがって、この結晶片岩類の原岩が示す層理面は、いっぽんに片理面と一致しているとみて差支えないとおもわれる。ところで、この結晶片岩類の原岩は、すでにのべたように、おもに塔ヶ岳亜層群であり、しかもこの亜層群が東部での構造から明らかなように、石英閃緑岩をとり巻くドーム構造の構成に関与している事実から推定して、この地域の結晶片岩類の原岩の示す構造は、基本的には逆転していると考えることができる。しかも、すでにのべたように、片理面の傾斜が、石英閃緑岩体に近づくにつれて急になること、石英閃緑岩の進入機構、南北両地域での変成岩の対照的なちがい、などから、この逆転構造は、石英閃緑岩の進入に密接に関連して生じた局所的“マクレ上り構造”と考えられる(見上, 1958)。

以上のような考え方の上にたって、変成岩の生成過程を考察すると次のようになる。石英閃緑岩の進入は、東西方向北傾斜の Fractured zone に支配されて南へ衝上するかたちをとったため石英閃緑岩が周囲の丹沢層群にあたえた影響に、いちじるしい地域差を生じたとおもわれる。すなわち、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。そしてこの生成の過程をとおして、石英閃緑岩と直接接触したところでは基性火成岩類の酸性化が、またその外側では董青石の濃集(加納, 1961)が起こった。一方、岩体の下位に位置した南側地域では、熱のほかに、Shearing stress が加わり、その結果、緑泥石緑色片岩から、陽起石緑色片岩をへて角閃片岩まで、いろいろの結晶片岩がつくられた。この Shearing stress は、石英閃緑岩の進入による塔ヶ岳亜層群の局部的マクレ上りに伴ってはたらいた、差動運動をもたらしたのである。つまり、石英閃緑岩体が東西方向北傾斜の Fractured zone に沿って衝上したさい、岩体下側に位置した丹沢層群の一部がマクレ上り、そのさいに生じた差動運動と、マグマから供給された熱的影響とによって結晶片岩が生成された。このマクレ上りは、すでにのべたように、中川川流域の結晶片岩類の逆転構造として示されている。

#### (5) ドーム構造の形成と火山活動(初期中新世後半)

石英閃緑岩の進入に伴って、丹沢層群は石英閃緑岩をとり巻くドーム構造を形成するようになった。この構造は直接的にはこの岩体の進入によってつくられたものではあるが、これから以後初期中新世末までの間ににおいて、石英閃緑岩の进入と関連した一連の造構運動によってでき上ったと考える方がむしろ妥当であるとおもわれる。

一方、ピジョン輝石質岩系にぞくする、輝石安山岩ないし玄武岩を主としたいままでの火山活

動は、石英閃緑岩の進入をけい機として、むしろ衰え始め、これに代わって同質岩系の石英安山岩の活動が、海域全体にわたって卓越した。また上の活動と平行して、紫蘇輝石質岩系火山活動の小規模な活動も起こったが、内容的には、角閃石石英安山岩および角閃石普通輝石石英安山岩の活動によって占められており、この点で、初期中新世前半における同質岩系の火山活動と、多少異なっている。

以上の活動は、主として爆発型の噴火によってひきおこされているが、なお、一方において、ピジオン輝石質岩系にぞくする基性火山岩類輝緑岩と、玄武岩および普通輝石安山岩、および紫蘇輝石質岩系の普通輝石紫蘇輝石輝緑岩、玄武岩、安山岩などが、溶岩流ないし岩脈として活動した(図1・7)。

しかし、これらの火山活動も、この時期の末ごろになって急激に衰え、代わって、多量の砂礫がこの海域に供給された。この砂礫は、すべて、丹沢の凝灰岩および古生層起源の岩石によって占められている。このような砂礫の性質は、この時期の火山噴出物中に、しばしば含まれる円礫状火山岩片とともに、この時期の海が、ドーム構造のでき上るにともない、しだいに後退していくことを物語っている。

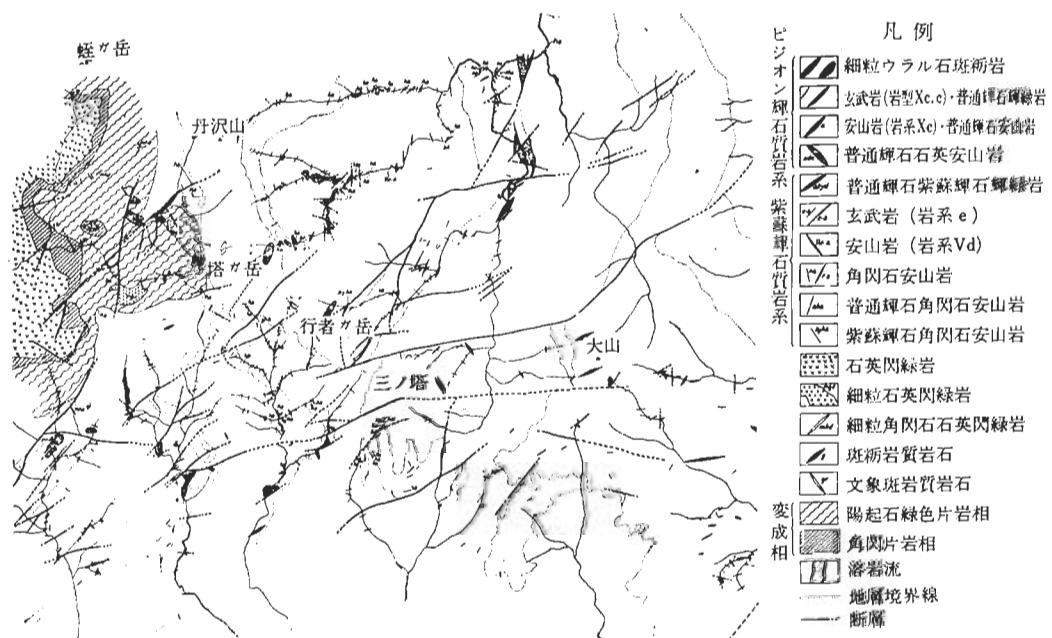


図 1・7 丹沢東部における小侵入岩体の分布（見上、1962）

以上の過程で当時の海に堆積した火山噴出物および砂礫は、厚い凝灰岩層、および泥岩礫岩層を形成し、それは現在煤ヶ谷亜層群（厚さ2000m）として一括されている（表1・2）。

さて、このようにして、漸新世末から初期中新世末までの間に、1万メートル以上の厚さをもつ、丹沢層群が形成されたが、これを構成する凝灰岩類は、例外なく強い変質作用を受け、一般に暗緑色の岩石（緑凝灰岩）となっている。緑泥石や方解石、葡萄石などの二次的鉱物がこれらの凝灰岩中に、しばしば球顆をつくってみいだされる（図1・8）。

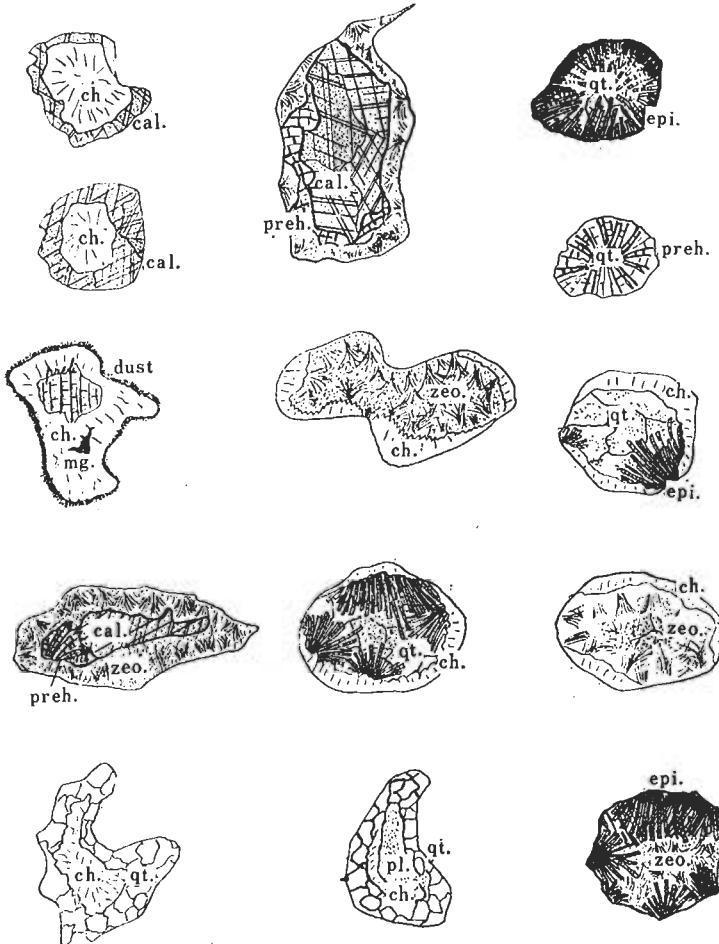


図 1・8 二次的鉱物による球顆構造の数例（見上, 1962）

qt 石英, ch 緑泥石, epi 緑簾石, preh 葡萄石,  
zeo 沸石, pl 曹長石化した斜長石の残晶, mg 磁鐵鉱

この変質作用は、その時々の火山活動と密接な関連のもとで起ったものと考えられるが、いっぽんに、丹沢層群の下位層準に向かって、変質の程度はいちじるしくなる。なお、変質作用の内容についてくわしく検討してみると、塔ガ岳・大山両亜層群をつくる凝灰岩類の受けた変質内容と、煤ヶ谷亜層群および次にのべる愛川層群を構成する凝灰岩類のそれとでは、いちじるしいちがいがある。いっぽんに、前者では、緑泥石化、緑簾石化によって、後者では、セラドナイト

化および鉄サボナイト化によって、それぞれ特徴づけられている(図1・9)。

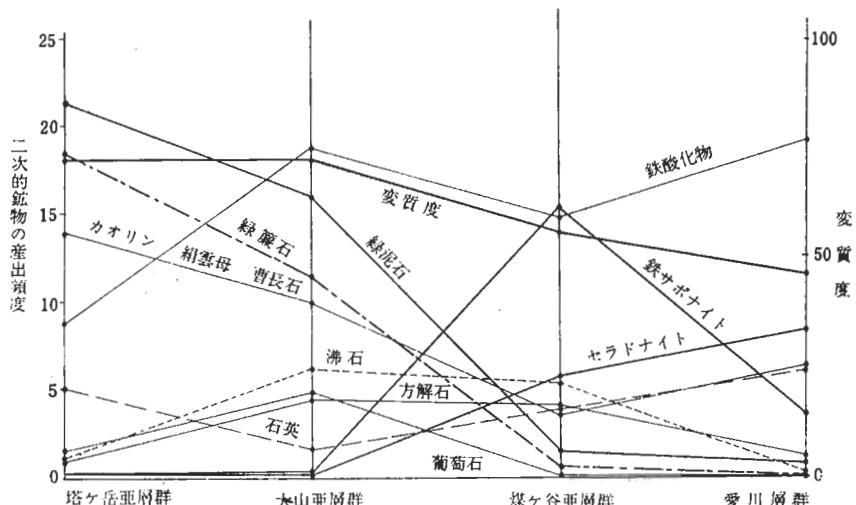


図 1・9 丹沢・愛川両層群を構成する緑色凝灰岩類の変質度と二次的鉱物の産出頻度  
(見上, 1962)

#### 4. 隆起の時代

##### (1) 沈降帯の堆積物からみた丹沢山塊とその周辺

この時代は、丹沢山塊の内部変動がほぼ終わり、それにかわって隆起と断裂が主要な動きになった時代である。中新世の後半から現在にいたるおよそ 1500 万年の期間がほぼこの時代に相当する。この時代のはじまりには、すでに地形的な意味での丹沢“山塊”的原形ができていたが、この期間とくにその初期に丹沢“山塊”が急に生長し“山塊”的名にふさわしくなった。

この期間の前半(鮮新世初期まで)には、丹沢山塊の周囲には沈降する海(沈降帯)があって山地の上昇の記録が、この海に堆積した地層にのこっている。丹沢山地の南側の足柄層群、東側の愛川層群、北側の桂川層群が、そのような周囲の沈降帯の堆積物である。これに富士川流域の富士川層群と伊豆半島の白浜層群を加えて、一括して富士川統とよばれる。これらがこの時代の南部フォッサ・マグナの海に生じた地層である。これらの地層は、中新世の中ごろ(いまからおよそ 2000 万年前)から鮮新世の初期(いまからおよそ 1000 万年前)に堆積したものである。

伊豆半島の白浜層群をべつにすればこれらの地層は共通の特徴をもっている。それは同時代の他の地方の地層とくらべて、第1に非常に厚いこと、第2に礫岩が多いことが特徴である。地盤の沈降がなければ数千メートルという厚い水域の地層はできないから、第1の特徴は、当時この海(沈降帯)の地盤は著しく沈降したことを意味しているし、また、山塊から流れでる勾配の急な河川がなければ直径 30 cm に達するような礫がたくさんこの海に運ばれることはないと、第2の特徴は当時すでに周囲の陸地は、この海にせまる山地となっていたことを意味している。そして、そのような地層の特徴が数百万年にわたる間の地層にみられるのだから、山(隆起帯)

が上昇し、海（沈降帯）が沈降するという運動も、一時的に起こってすぐ終わったのではなく、ずっと継続したのである。この時期の地層はどこでも後期に堆積したもの（つまり上部の地層）ほど、礫が多く、粗粒になり、さいごの 1000~4000 m は礫岩ばかりになってしまふから、陸地の上昇は、この時代の後期ほど著しくなったことが察せられる。

この隆起時代の後半（鮮新世中期以後現在）は、南部フォッサ・マグナ全域にわたる上昇の時代で、沈降帯の海は干上り、富士・箱根など現在の火山の活動時代となる（図1・10）。



図1・10 南部フォッサ・マグナ地域の火山分布（左・中新世後期の火山、右・第四紀～現在の火山）

丹沢山塊の南側の沈降帯に堆積した足柄層群は、現在の酒匂川沿いに分布している（山市場以南）。地層の厚さは 5000 m 以上に達するが、その下部は、御殿場線山北駅附近に露出し、がいして北西に傾いているので、その方向に順次上位の地層があらわれ、谷峨駅北西方の塩沢附近に最上部が分布する。

この足柄層群のうち、その下部層（中新世中期）には、多量の丹沢層群の礫（径 10~30 cm）がふくまれているので、当時すでに丹沢地域は、それだけの礫を生産するほどの山地になっており、それを運ぶ急流が生じていたこと、しかし、石英閃緑岩や高度変成岩の礫はその中に混じっていないので、石英閃緑岩体や高度変成岩帶はまだ地下にあって地表には露出していないかったことが察せられる。足柄層群の中には砂岩泥岩が多いが、上部（鮮新世初期）はふたたび厚い礫岩である。この礫岩は下部の礫岩とちがって、より大型の礫が多いばかりでなく、大部分石英閃緑岩や変成岩類の礫からできている。礫岩の礫の構成をみると、現在の中川川下流の河原の礫のそれと似ているので、このころには、変動の時代に生じた石英閃緑岩や変成岩が、すでにかなり広範囲に露出していて、地形だけでなく、地質の露出状態も、今日のそれ（図1・11 および付図 I. 地質図参考）に似ていたのであろう。このような礫岩ばかりが多量であり、しかも、その中に浅い海の二枚貝や巻貝（用沢南方、中川川沿岸など）の化石がふくまれているので、この丹沢山地は当時の足柄の海のすぐそばにそびえていたのであろう。

一方この時期に丹沢山塊の北側の沈降帯に堆積した桂川層群をみると、前述のように下部にも上部にも、足柄層群にみられたような丹沢山塊から運ばれてきた岩石の礫はあまりなく、あって

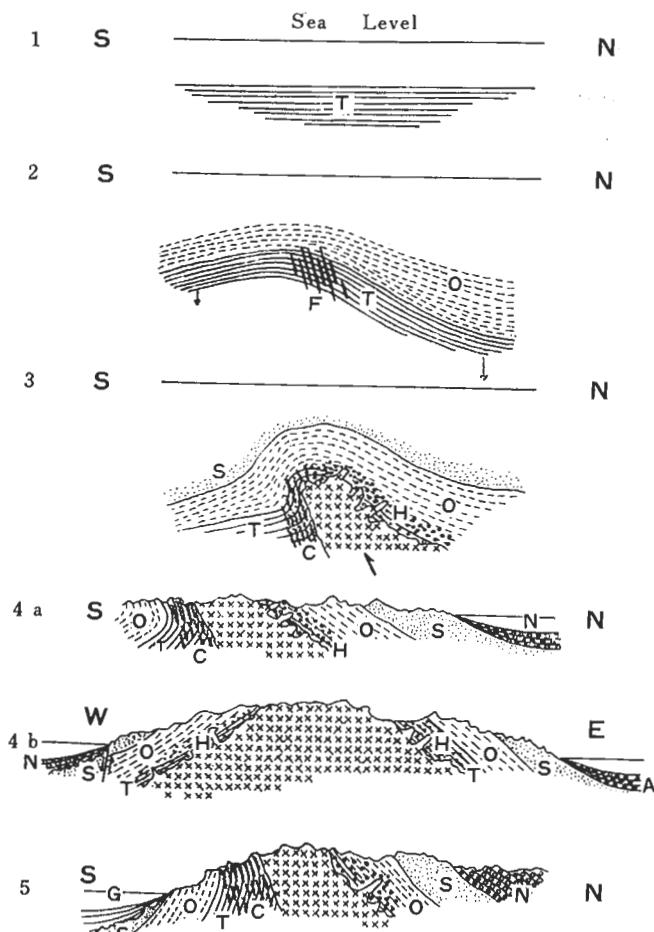


図1-11 丹沢山塊の構造発達史を示す概念的断面図(見上, 1962)

1. 塔ヶ岳亜層群(T)の堆積
2. 大山亜層群(O)の積成：差別の沈降と大山一中川帯(F)の形成
3. 石英閃緑岩の進入；結晶片岩(C)とホルンフェルス(H)の形成；ドーム構造の萌芽；煤ガ谷亜層群(S)の堆積
- 4a・4b. 愛川層群(A)と西桂層群(N)の積成
5. 丹沢一嶺岡帯の形成：足柄層群(G)の堆積

活動ともみることができる。それは、これらの火山活動による噴出物の堆積によってつくられた、この時期の凝灰岩層中には、しばしば、古生層起源の円礫や丹沢層群から供給された凝灰岩礫からできている礫岩が、レンズ状に挟まれていること(地質図参照)や、また、凝灰岩中に、多かれ少なかれ古生層礫が含まれていることなどからしることができる。なおこの点でこの時期の凝灰岩類は、以上の点で、丹沢層群の凝灰岩類とは、かなりその性質を異にしているといえる。

さてこのような火山活動も、しばらくして急に衰退し、これに代わって、関東山地からの供給物がこの海に堆積され、一方海はますます東に退いていった。このようにして、丹沢はこれ以後

も小型である。このことから考えると丹沢山塊の北側は、南側にくらべてゆるい斜面が発達し、山頂部は、丹沢地域の中央よりも南寄りにあつたとおもわれる。この推定は、現在の丹沢山塊内部の地質構造からも裏づけられる。すなわち南側に分布する丹沢層群は急傾斜なのに、北側では地層はゆるく北へ傾いているし、隆起の中心とおもわれる石英閃緑岩の進入位置も、丹沢地域の南部に偏っているのである。図1-12はこのような点を考慮して描いた、当時の丹沢山塊の断面である。

ほぼ同じころ、丹沢山塊の東縁部にも海があり地層(愛川層群)の堆積がつづいていた。そこではなお局地的、断続的ではあったが、かなりの規模で火山活動が起こった。

この活動は、主としてピジョン輝石質岩系にぞくする玄武岩、輝石安山岩、および、まれに紫蘇輝石普通輝石安山岩の爆発型噴火によって特徴づけられている。この火山活動は丹沢層群積成時におけるはげしい火山活動の余波とみることができるが、一方において、海退への移行時火山

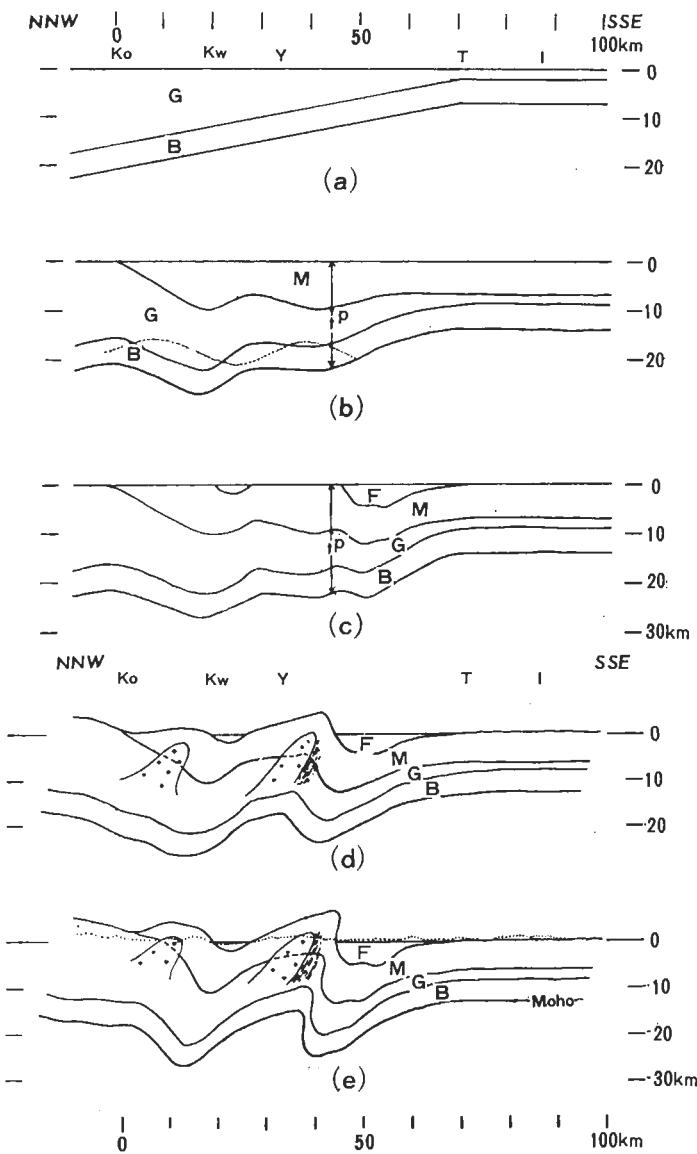


図 1・12 丹沢山塊の生いたちを示す地質断面図（甲府—丹沢—伊豆）

- (a) 御坂統堆積以前（2500万年以前）の層序断面図
- (b) 御坂統堆積終了時（約2000万年まえ）の層序断面図
- (c) 富士川統堆積終了時（約1000万年まえ）の層序断面図
- (d) 富士川統堆積終了時（――――）の地殻断面推定図
- (e) 現在の地殻断面推定図

G : 先御坂統, B : 玄武岩層, M : 御坂統, F : 富士川統, (e)図中の点線 : 現在の地表,  
Ko : 甲府, Kw : 河口湖, Y : 山中湖, T : 丹那, I : 伊東

はますます隆起し、次の隆起断裂の時代に入っていくのである。

以上の火山活動の産物およびこの活動にひきつづいた海退時堆積物は、現在愛川層群として一括され、合計 2000 m 以上の厚層をなして丹沢の東縁部に分布している。

なお愛川層群の凝灰岩類も、丹沢層群と同様、かなり変質されているが、その内容は、煤ヶ谷亜層群と同じく、おもにセラドナイト化、および鉄サポナイト化によって特徴づけられている（図1・9）。

以上が、丹沢の生いたちから隆起にいたるまでの構造発達史のあらましである。これらを概念的に図示すると図1・11に示したようになる。

以上の過程で、丹沢隆起部は、愛川層群堆積前（中新世末、鋸山時階の変動）の変動と、足柄層群堆積後の変動（黒滝時階の変動）を受けた。前者は北または北東からの衝上の形（藤野木一愛川構造線、牧馬一煤ヶ谷構造線、第二次桂川断層）で、後者は北から南への衝上の形（神繩逆断層）で、それぞれ表現されている。

このように、隆起時代の前半は、丹沢山塊の周囲に沈降帯が発達し、したがって丹沢山塊は、この時期にはがいして島であった。北側の桂川沈降帯は、その西部（大月一河口湖）で、初期に陸上にでたことだったので、このときはやはり隆起しはじめていた御坂山地と陸つづきになり、丹沢“半島”をつくっていた。しかし、その後じきに、この桂川沈降帯は河口湖・本栖湖の南側で、西方の富士川沈降帯の海とつながった。

その北側の縁（関東山地一御坂山地の南麓）が南部フォッサ・マグナの海の北側の海岸線になっていた。上昇をはじめた御坂山地と丹沢山塊の間（大月一富士吉田間）はそれでもせまい水道になっていて地層があまり堆積せず、海底で侵蝕を受けたり、強い水流のために砂鉄だけが集まった場所もできた（その一部は最近採掘された）。また、この附近では浅海にすむカキの化石やオパキュリナという大型有孔虫がたくさん地層の中にふくまれているが、これも、当時、この附近の海は浅く、そこを暖流がとおっていたことを意味している。このような浅い海は当時としては珍しく、他の海域はそのような浅海を指示する化石のかわりに、深い海底にすむ動物の化石だけがみつかるので一般にもっと海が深かった。たとえば上野原附近ではシクラミナという深い冷い海底に棲む有孔虫が多数地層の中に発見されている。やがて、富士川一桂川の海には礫が多量に運びこまれるようになった。大月の岩殿山や相模湖附近の石老山などはその時に生じた礫岩からできている。礫の種類をみると、その大部分は、北方の陸地、つまり関東山地から運びこまれたものなので、関東山地はもう丘陵というよりは山地といったほうが適当なほどになっていたらしい。当時の関東山地から運ばれた礫は富士川沿いの身延附近まで大量に達しているので、関東山地の礫の供給力がいかに大であったかがわかる。それにひきかえ、富士川沿いの海のすぐ西側にあった陸地（いまの赤石山地）からの礫はそのころはまだほとんどみつからないので、赤石山地はなだらかな丘陵的な陸地であったらしい（しかし、鳳凰山や甲斐駒ヶ岳などからの花崗岩礫はこれよりややおくれて大量に富士川の海に出現するので、赤石山地の北部は当時もかなりの山地になっていたと考えられる）。

一方丹沢山塊の南方には、足柄沈降帯の海をへだてて、箱根一伊豆半島地域には二、三の火山島が海上に顔を出していた。箱根以南の伊豆半島地域は、今までのべてきた南部フォッサ・マ

グナの他地域とちがって、顕著な隆起帯にもならず、また厚い地層を貯えた沈降帯の性格もなかった。諸所に活動する火山の間をぬって浅い海がひろがり、そこにうすい地層が堆積していた。このように伊豆半島地区は、南部フォッサ・マグナの中での特殊な性格をもった地区である。このことは、現在の地質構造や鉱床や火山分布にもあらわれている。

当時の火山活動についてみると、沈降帯の地層の中に場所によって多量の火山岩や火山灰がふくまれているし、隆起帯には、火山の熔岩が通過したとおもわれる岩脈がみられるので、当時諸所に火山活動があったことがわかる。沈降帯の地層を調べて、ある地域でとくに火山岩類が多量になり、その中に火山弾もみつかるならば、その近くに噴火口があったと推定することができる。このようにして、当時の噴火口（火山）の位置を推定したのが図1・10である。

この時期の火山は、主に安山岩であるが、それはカルクアルカリ質とよばれる系統のものである。カルクアルカリ質の岩石は、日本のような造山帶にはごく普通にみられるが、太平洋などの海洋中の火山には産しない岩石である。さらに、この時期の火山では、現在の成層火山に似た構造が復原できることがあるので、火山の噴火形式も現在日本でみられる多くの火山とほぼ同様であつたらしい。

このことは御坂湾で生じた沈降時代の噴火と大いにおもむきを異にしている。御坂時代には、その岩石は、海洋島の火山を特徴づけるソレアイト質とよばれる系統の火山岩が圧倒的に多い。また噴出の形式も、海底のいたる所から多数の火口が開きそこから熔岩が溢れ出してうすく海底をおおい、中央に火口のある明瞭な円錐形の火山体はできなかつたようにおもわれる。このことは比較的深い海におおわれていた御坂湾の西部でとくにはっきりわかる。

なお前節でピジョン輝石質・紫蘇輝石質岩石という語が用いられているが、これらはそれぞれ上記のソレアイト質・カルクアルカリ質岩石とほぼ同じ意味である。

## (2) 最近の丹沢山塊

鮮新世の中ごろ以後には、完全に沈降帯の海も陸化して、海はほほいまの相模湾と駿河湾まで退いた。地盤の一般的な隆起が起こったのであろう。それにつれて河があらわれる。酒匂川・桂川（相模川）・富士川という、南部フォッサ・マグナ地域の主要な川が、すべて、かつての沈降帯に沿って流れているということは、偶然ではなくて、このような地史的な背景をもっているのである。そして、丹沢山塊・御坂山塊が現在はげしい侵蝕作用にもまげず海拔1000～2000mの高度をもってそびえていることは、地質学的に推定された隆起帯のかつての隆起運動がいまもなおつづいていることをおもわせる。図1・12にみるように、もし丹沢山塊が侵蝕を受けなかつたら、その表面の高さは現在海拔5000m位に達しているはずである。固い岩石が、図のように折れまがり隆起するのが事実なのであるから、地殻に働く力の巨大なことにいまさら驚異の念をもたないわけにはいかない。と同時に、この地殻の変形に伴つて、岩石の弱い部分は破碎され、それを境にして両側の地盤がくいちがう（断層運動といふ）。丹沢山塊の内部や周辺にはこのような破碎帶や断層が数多く発達している。地質図（付図I.）に示してある断層はそのおもなもの

である（神継断層・藤ノ木・愛川断層・牧馬一煤ヶ谷断層など地学案内の項参照）。これらの断層は、沈降帯の海が退いてからおもに発達したものである。また、変成岩・深成岩の構造を切断して、沸石を主とする白色細脈が丹沢山塊には広く分布する。特に中川・玄倉に多い。沸石はおもにCa-沸石でローモンタイト・スティルバイトが多い。これら細脈はいちじるしく地下深所で形成されたとは考えられず、丹沢山塊の上昇が急激なためにまだ山塊が十分に冷却しないうちに地表近くに到達し、節理や破碎帯にそって地下巡還水が流動し、温泉活動が生じたものと推定される。

隆起の時代の後半、つまり鮮新世中ごろ以後現在までの数百万年は、丹沢山地はもちろん南部フォッサ・マグナ地域はずっと陸であった。伊豆半島のごく一部をのぞいて海はふたたび侵入することはなかった。伊豆半島には火山がいくつあったが、まだ富士山・愛鷹山・箱根など近隣の火山はなかった。これらの火山が噴火はじめたのは、最近の数万年、ふるくても十数万年のことである。丹沢山塊内の谷をのぞいたいたるところ、とくになだらかな尾根には、赤土様の火山灰が数メートル以上の厚さで積み重なっているが、これは大部分富士山の噴火（正確には、富士山の前身である古富士の噴火）で降ったものである。この火山灰がいまの丹沢の谷の上部にもみつかるので当時すでに丹沢山塊の内部にはいまと同じような水系分布ができていたことがわかる。この火山灰は、丹沢山塊の尾根やその近くの地形にふくらした丸味を加えたし、また植物のためのよい土壌を提供了。

注意してみると、この赤土状に風化した火山灰の上に、さらさらした黒色の火山砂が積もっているのに気づく、これは、いまから約200年まえに富士山におこった宝永の噴火の時降ったものである。これは大正の大地震による各地の崩壊とともに、最近生じた事件のひとつである。

## 5. 生いたちの要約

以上の生いたちをまとめて図にあらわしたのが、図1・11と図1・12である。

図1・12は丹沢山塊をとおるほぼ南北の地殻の模式的断面図である。図のほぼ中央が丹沢山塊である。（b）は御坂統が堆積し終わった時期（中新世初期の末）の状態である。御坂統の最下部は、丹沢山塊などで地下1万メートルにたっしている。

次の時代には沈降帯にだけ新たに富士川統が堆積したので、沈降帯では（b）から（c）のように変化したであろう。これと同時に隆起帯（丹沢山塊など）は、隆起したのでこれも加味して考えれば、富士川統（F）堆積中ごろ（中新世中ごろ）には（b）は（d）のようになったと推定される。丹沢山塊は海上に顔を出し、その地下では石英閃緑岩の侵入や結晶片岩の生成があった。（e）は富士川統の堆積終了ごろ（鮮新世初期）の図で、すでに石英閃緑岩も結晶片岩も丹沢山塊の表面で侵蝕を受けるようになった。現在もほぼこのころの状態と似た状態にあるとおもわれる所以、この図を現在の地殻断面図とみなしてもさしつかえない。点線は現在の地表をあらわす。したがってこれより上の部分は侵蝕作用でけずりとられて現存しない部分である。

現在の地殻の状態がどうなっているかは、重力の分布状態からもある程度推定できる。図1・13

は南部フォッサ・マグナとその周辺地域の重力分布図である。重力値の正の場所は標準よりも重力が大きいこと、つまりその場所近傍の地下に比較的重い物質が厚くあることを意味している。この図から南部フォッサ・マグナは、関東平野地方や赤石山地よりもがいして重力の大きな地帯であることがわかる。さらにこまかくみると、酒匂川・桂川それに富士川に沿って比較的重力の小さい地帯があり、丹沢山塊は、これらの間にあって重力の大きな地区になっている。図1・12の地質構造図とくらべてみると、これらの重力の負と正の地帯は、それぞれ地質構造上

の沈降帶・隆起帶にほぼ一致している。沈降帶には比較的若い時代の（軽い）地層が厚くあるための負であると考えられるし、一方隆起帶は最近の1000万年ほどの間に数1000mも隆起した所であり、したがって図1・12(d), (e)で示したように、丹沢山塊の地下には比較的浅いところまで重い物質が上昇してきているとおもわれる、それが重力が正である原因の一部とおもわれる。

#### IV. 丹沢山塊の地学案内

##### 1. 岩 石

###### (1) 緑色凝灰岩（グリーン・タフ）

すでに「生いたち」のところでのべたように、丹沢がまだ地向斜性の海域であったころ、そこで起こった海底火山活動による“火山噴出物”の総称で、厚さ12,000m以上の累層をなして、丹沢地域に広く分布している（丹沢層群・愛川層群）。

この凝灰岩の性質は、層準によっても、また場所によっても異なっているので、その種類もきわめて豊富である。ここでは便宜上、凝灰岩中にみられる火山岩片の性質から、大きく安山岩～

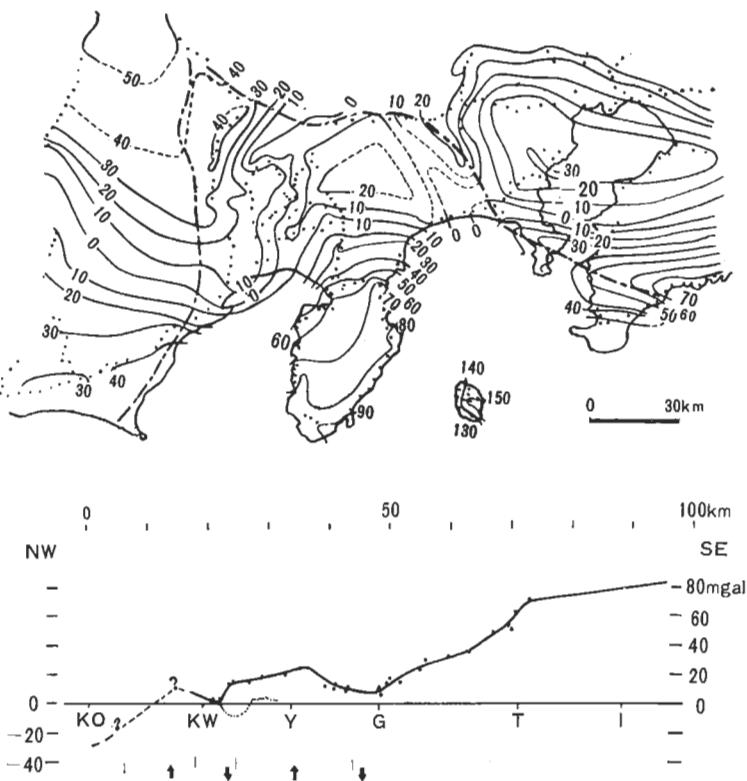


図1・13 (上)南部フォッサ・マグナとその周辺地域の重力異常（ブーゲー異常、ミリガル）

(下)甲府—丹沢—伊豆間の重力異常 Ko: 甲府, Kw: 河口湖, Y: 山中湖, G: 御殿場, T: 丹那, I: 伊東

玄武岩質凝灰岩と石英安山岩質凝灰岩とのふたつに分け、採集に便利なように、このふたつについてそれぞれ、その特徴と、大まかな分布を記しておく。

#### a. 安山岩～玄武岩質凝灰岩

〔特徴〕 いっぽんに強い変質作用（主として緑泥石化、緑簾石化）を受けていて、基地全体が暗緑色になっている場合が多い。中に含まれている火山岩片は、細粒火山灰・粗粒火山灰・火山礫・火山岩塊など、いろいろの大きさのものがみいだされるが、共通に、赤紫・紫・黒・灰茶などの色で特徴づけられており、この点で容易に基地の部分と区別できる。

検鏡して確かめられたかぎりでは、これらの火山岩片は、次のような種類の岩石から構成されている。ただし、これらの岩石の混合率は、層準によって、また場所によって、かなりずしも一様でない。また紫蘇輝石質岩系にぞくする火山岩片は、ごく稀にしか産出しない。  
ピジオン輝石質岩系：普通輝石玄武岩（岩型 Xc および c）、輝綠岩、普通輝石安山岩（岩型 Xc および c）、紫蘇輝石普通輝石安山岩（岩系 Vc）。

表 1・5 玄武岩および安山岩

岩型	1		2	3
	Xc	c	Xc	Xc
SiO <sub>2</sub>	54.19	49.17	58.12	57.72
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.62	0.87	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.16	15.89	16.32	17.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.72	3.05	3.37	1.12
FeO	4.19	6.11	4.38	5.78
MnO	0.11	0.19	0.16	0.14
MgO	4.57	9.54	3.41	4.20
CaO	9.29	5.24	5.68	1.97
Na <sub>2</sub> O	4.63	4.38	3.13	7.12
K <sub>2</sub> O	0.38	0.30	1.82	0.10
H <sub>2</sub> O(+)	4.01	4.71	2.09	2.86
H <sub>2</sub> O(-)	0.20	0.50	0.17	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.19	0.20	0.23
計	100.15	99.89	99.72	100.2

- 勘七火山角礫岩中の玄武岩礫
- 同上、安山岩礫
- 水無火山角礫岩中の安山岩礫

紫蘇輝石質岩系：角閃石普通輝石安山岩、角閃石安山岩。

参考までに代表的火山岩（片）の化学成分

(Mikami, 1962) を示すと、表 1・5 のようになる。

〔分布〕 塔ガ岳亜層群や大山亜層群をつくる凝灰岩類の主部がこれにぞくする。なお、この種の凝灰岩類は、煤ガ谷亜層群にも産するが、量的には少ない。また、愛川層群にも、いろいろの層準に、これに似た凝灰岩類がかなり多量に夾まれているが、上の凝灰岩類と異なって、安山岩や玄武岩の火山岩片のほかに、古生層起源の異質岩片が、しばしば円礫として含まれており、したがってこの種の凝灰岩類の採集には、塔ガ岳・大山両亜層群を構成する凝灰岩類を選ぶのがもっとも適当である。

丹沢層群の層序（表 1・2）で、……凝灰岩（たとえば四十八瀬凝灰岩）とされている部層は、大沢

凝灰岩を除けばだいたいこのような性質の各種凝灰岩（細粒凝灰岩・粗粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・火山角礫岩など）の互層である。また、……火山角礫岩という名で一括されている部層は、おもに火山角礫岩や凝灰角礫岩からできているので、採集にあたっては、あらかじめ地質図から、岩石のあらましの分布をしておくと便利である。

#### b. 石英安山岩質凝灰岩

〔特徴〕 この種の凝灰岩は、暗緑色の基地の中に、青緑色や黄白色の、石英安山岩や、これ

と同じ性質の軽石質凝灰岩などの岩片（粗粒火山灰ないし火山礫）が入っていて、外観“大谷石”に似ている。上の色は、この種の凝灰岩が、主として強いセラドナイト化作用や、また珪質化作用を受けた結果生じたものである。

代表的火山岩片として次のようなものがある。

ピジョン輝石質岩系：普通輝石石英安山岩（岩型 Xc）。

紫蘇輝石質岩系：角閃石普通輝石石英安山岩・角閃石石英安山岩。

これらの岩型のうち、ピジョン輝石質岩系の普通輝石石英安山岩（岩型 Xc）がもっとも多く、その他のものは稀にしかみいだされない。これらの火山岩片は、しばしば層理に沿って平行に配列している。

表1・6 に、寄火山角礫岩中に夾在する石英安山岩質細粒凝灰岩(1)および、大沢凝灰岩を構成する石英安山岩質火山礫凝灰岩中の、普通輝石石英安山岩（岩型 Xc）(2)の分析結果 (Mikami, 1962) を示す。

〔分布と採集地〕 煤ガ谷亜層群を構成する凝灰岩が、おもにこの種の凝灰岩にあたる。特に、不動尻石英安山岩質凝灰岩（部層）は、主としてこの種の凝灰岩で特徴づけられている。

この石の採集にいちばん手ごろな場所は、愛甲郡清川村煤ガ谷の正住寺前から物見峠にいたる、ハイキングコースに沿ったところで、特に物見峠附近がよい。ここには、いまのべた火山礫の大の青緑色石英安山岩やこれと同質の青緑色細粒凝灰岩などの岩片が、層理に沿って配列しているものや、強いセラドナイト化作用を受けて、岩石全体が青緑色に変わった、細粒～粗粒の石英安山岩質凝灰岩などが、いたるところに露出している。

## (2) 溶岩流

丹沢地域における火山活動の型式は、すでにのべたように、爆発型のもので、静かな溶岩の流出は、ごく稀に、それも小さい規模で行なわれたに過ぎなかったとみて、溶岩流の産出も稀である。溶岩流のうち、やや目だった存在としてここでとり上げることのできるものは、唐沢川と中津川の合流点附近から、札掛部落にかけて露出している、普通輝石玄武岩（岩型 Xc）の溶岩流であろう。

〔特徴〕 塊状。強い変質作用をうけ、岩石全体が、暗緑色や黒紫色、時には暗褐色に変わっている。斑状構造のある岩石で、斜長石や普通輝石の斑晶が、肉眼でもみとめられる。しかし全体的には不均質で、採集した場所によっては、粗粒玄武岩や輝綠岩などに近い粗粒の組織を示すところもある。斜長石はいっぽんに粘土化し、普通輝石は緑泥石や緑簾石に変わっている。緑泥石その他の二次的鉱物による球顆構造の発達もまたいちじるしい。ところどころに、基性細粒凝灰岩の捕獲岩を含む。

表1・6 石英安山岩

	(1)	(2)
SiO <sub>2</sub>	68.93	67.16
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.16	15.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	2.70
FeO	2.87	1.26
MnO	0.18	0.08
MgO	1.61	1.36
CaO	4.41	3.81
Na <sub>2</sub> O	3.28	3.86
K <sub>2</sub> O	2.18	1.55
H <sub>2</sub> O(+)	0.71	1.12
H <sub>2</sub> O(-)	0.20	1.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.07
計	100.65	99.56

表 1・7 玄武岩溶岩

SiO <sub>2</sub>	47.81
TiO <sub>2</sub>	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.48
FeO	4.71
MnO	0.18
MgO	8.83
CaO	9.24
Na <sub>2</sub> O	3.06
K <sub>2</sub> O	0.38
H <sub>2</sub> O(+)	4.27
H <sub>2</sub> O(-)	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14
計	100.31

表 1・7 に本岩の分析値を示す (Mikami, 1962)。分析に使用した試料は無斑晶型のものである。

〔採集地〕 本岩は、中津川沿岸（唐沢川との合流点よりやや上流）や、布川に沿って（札掛発電所近傍）よく露出している。コースについては、後の「断層地塊」の項で示す。

### (3) 岩脈・岩床

溶岩流の少ないことにくらべて、凝灰岩類を貫く岩脈や岩床（小進入岩体）の数は、きわめて多く、丹沢のいたるところでその露頭を観察することができる。ただし、その幅は、5 m から 20 m ぐらいのものが多く、したがって規模は小さい。

丹沢の東部地域で調べたおもな岩脈・岩床の分布と、その構成岩の種類はそれぞれ図 1・7 および表 1・3 に示されている。

この図や表でわかるように、これらの岩脈・岩床の構成岩は、(1) ピジオン輝石質岩系にぞくする輝緑岩・玄武岩（岩型 Xc および c）が圧倒的に多く、(2) 紫蘇輝石質岩系にぞくする角閃石安山岩がこれにつぎ、その他の岩種はごく少量しか産出していない。

#### a. 輝維岩・玄武岩（岩型 Xc・c）

〔特徴〕 暗緑色ないし灰黒色のちみつな岩石。粗粒から細粒、有斑晶から無斑晶と、各種の岩型を含む。しかしいずれも鉱物組成は同じで、おもに斜長石と普通輝石からできており成因的には同じ系統にぞくするとおもわれる。この種の岩石の活動は、すでに述べたように、基性凝灰岩類によって代表される爆発型火山活動に相伴って起こったと考えられる。

代表的岩石の分析結果 (Mikami, 1962) は表 1・8 のとおりである。

〔分布・採集地〕 丹沢のいたるところでみるとができるが、特に本谷川や塩水川、寄沢の沿岸に多く露出している。

#### b. 角閃石安山岩

〔特徴〕 灰白色または灰黒色。新鮮。無斑晶

ハリ質のものから、角閃玢岩に近い粗粒のものまであって、組織の変化がいちじるしい。粗粒のものでは、針状または長柱状の角閃石の斑晶が目だつ。

本岩の分析値 (Mikami, 1962) は表 1・9 のとおりである。

表 1・8 輝緑岩・玄武岩の岩脈・岩床

	1		2
SiO <sub>2</sub>	46.78	50.01	49.21
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.88	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.45	17.93	14.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	3.28	5.11
FeO	7.55	6.62	8.31
MnO	trace	0.22	0.23
MgO	6.45	5.63	5.39
CaO	9.10	10.19	8.64
Na <sub>2</sub> O	3.90	2.72	3.50
K <sub>2</sub> O	0.20	0.89	0.35
H <sub>2</sub> O(+)	3.95	1.53	2.56
H <sub>2</sub> O(-)	0.38	0.19	0.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.59	0.03
計	99.34	100.68	99.99

〔分布・採集地〕 すでに述べたように、本岩の分布は塔ガ岳・大山両巣層群の分布地域にかぎられており、その活動も、石英閃緑岩の侵入と密接に関連して行なわれたものと考えられる。

採集には、中津川沿い（唐沢川との合流点より上流）や、早戸川上流などが適している。

#### (4) 石英閃緑岩

〔特徴〕 丹沢のほぼ中央部を占め、東西に伸びたレンズの形で分布している。外観は花崗岩に似ていて、それより少し黒い。有色鉱物はおもに黒雲母と角閃石であるが、その量的割合は岩体の部分によってちがっており、この意味で岩相の変化が目だつ。また、部分的には、斑状岩質の岩石に急変（侵入関係）あるいは漸移する。

この岩石が、緑色凝灰岩を貫いているところは、各所で観察できる。

接触部附近では、石英閃緑岩から導かれたとおもわれる石英脈やアプライト脈が、周囲の変成岩（角閃片岩、角閃岩、ホルンフェルスなど）中に入りこみ、一方、石英閃緑岩中には、接触部に沿って流理構造がみえたり、緑色凝灰岩から導かれたとおもわれる角閃岩様岩石が、大小さまざまの捕獲岩として多数含まれている。

本岩の分析値（柴田・藤本・大木、1960）を表 1・10 に示しておく。

表 1・10 石英閃緑岩

	SiO <sub>2</sub>	66.34	68.77	69.46	74.12
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.35	0.37	0.43	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.36	16.92	16.20	14.17	14.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.25	1.57	1.28	2.14	0.85
FeO	6.85	2.66	2.26	2.07	1.03
MnO	0.03	—	—	0.02	0.01
MgO	4.15	1.75	1.34	1.06	0.79
CaO	8.98	4.84	3.88	3.55	2.08
Na <sub>2</sub> O	2.13	3.07	5.10	5.46	4.11
K <sub>2</sub> O	0.23	1.22	0.67	1.00	0.79
H <sub>2</sub> O(+)	2.20	0.82	0.61	0.78	0.61
H <sub>2</sub> O(-)	0.75	0.12	0.11	0.21	0.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.02	0.04	0.04	0.04
合計	99.80	99.68	100.63	100.39	99.58

表 1・9 角閃安山岩脈・岩床

SiO <sub>2</sub>	56.21
TiO <sub>2</sub>	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.08
FeO	4.23
MnO	0.23
MgO	4.21
CaO	8.03
Na <sub>2</sub> O	3.21
K <sub>2</sub> O	1.96
H <sub>2</sub> O(+)	1.13
H <sub>2</sub> O(-)	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.70
計	100.86

#### 〔採集地〕 接触部附近的観察や

石英閃緑岩の見学採集には、中川温泉一筈沢間、または玄倉一ユーシン間の、ともに道路に沿ってのコースが、比較的便利でつごうがよい。ことに前者のコースでは、上に述べた接触部附近的岩石や、黒雲母花崗岩・黒雲母角閃石・英閃緑岩・角閃石英閃緑岩・角閃斑状岩などの深成岩類および捕獲岩などを観察採集

することができる。さらに、後でのべるように、落合でバスを降り、ここから中川温泉・筈沢を過ぎて、中川の上流、白石沢やザレの沢附近までの西丹沢縦走路は、上記岩石のほかに、各種の変成岩や、珍しい鉱物が採集できるので、丹沢での地学の見学採集に、もっとも適したコースのひとつにあげられる。

参考までに山北附近から中川川に沿って白石沢附近までの、概念的な西丹沢地質断面を示

すと、図1・14のようになる。

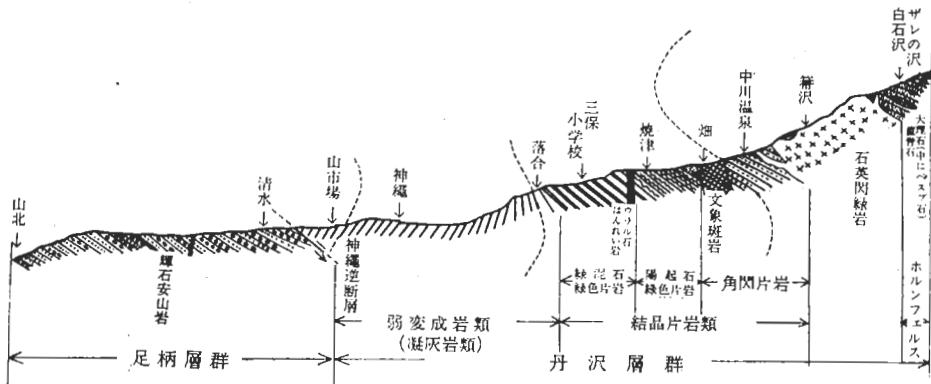


図1・14 中川川流域の概念的地質断面（見上）

#### (5) 文象斑岩 (グラノフィア)

中川温泉の南に、かなりの規模で露出している侵入岩体である（図1・14および図1・15参照）。採集には、畠部落入口の道路沿いがよい。黒色の塩基性捕獲岩を多数含んでいて、そのため非常に不均質にみえる。この岩体は石英閃綠岩によって変成作用を受けている（石川, 1955）が、露頭の中で比較的白い部分（細粒花崗岩様の部分）を採れば、だいたい本岩の成分に近い。黒色の部分（捕獲岩およびその周縁部）には、変成作用の結果できたとおもわれるザクロ石がみいだされるが、これは、小晶が多数集まって全体的にはレンズの形（脈状）で産出している。

#### (6) 変成岩

石英閃綠岩の周縁には、いろいろの変成岩が分布している。これらの変成岩は、すでに述べたように、丹沢層群の緑色凝灰岩類が、石英閃綠岩の進入によって、いろいろの程度に変成された結果生成されたもので、その代表的なものは、石英閃綠岩の南側（中川川流域）の結晶片岩類と、北側のホルンフェルス・大理石である（図1・14）。

a. 結晶片岩 落合から中川温泉の北（ほぼ悪沢と箱根屋沢との中間位置）までの道路に沿って露出している。このコースでは、三保小学校附近や焼津附近で、ところどころ露頭が切れているために、変成過程を順を追って見学するためには、このコースよりむしろ、落合一大又沢間のコースの方がよいとおもわれる。しかし便利な点で、ここでは上のコースを選ぶことにする（図1・14 参照）。

落合でバスを降り、落合館から20mばかり東にいった道路沿いの崖には、安山岩質～玄武岩質の粗粒ないし火山礫凝灰岩が露出している。この岩石はまだほとんど変成されていない（弱変成岩）。しかしここから三保に向かって100mばかり歩いたところ（道が、北東から北に曲るところ）で、道路沿いに露出している上と同質の凝灰岩には、わずかに片理があらわれはじめ、そしてこれは、ここから北に20mぐらいの間で、緑泥石緑色片岩に移りかわる。この片岩は、これか

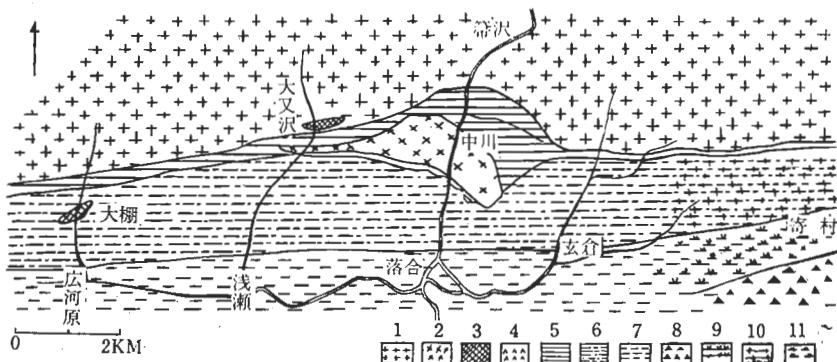


図 1・15 丹沢山塊南部の地質図 (石川, 1955)

- |            |             |
|------------|-------------|
| 1. 石英閃綠岩   | 8. 御坂層      |
| 2. 文象斑岩    | 9. 角閃岩      |
| 3. ひん岩     | 10. 陽起石緑色片岩 |
| 4. 石英安山岩   | 11. 緑泥石緑色片岩 |
| 5. 角閃岩     |             |
| 6. 陽起石緑色片岩 |             |
| 7. 緑泥石緑色片岩 |             |
- } 結晶片岩地域      } 热变成岩地域

ら北、焼津附近で陽起石緑色片岩になり、さらにこの北の畠部部落入口（文象斑岩の露出しているところ）附近から、角閃片岩に移行する。つまりこのコースだと、丹沢層群の緑色凝灰岩類が、順次(1)緑泥石緑色片岩→(2)陽起石緑色片岩→(3)角閃片岩と変わっていく、その変成過程を、あるいは順を追って追跡することができる。

結晶片岩の片理は、全体的にみると石英閃綠岩の伸びの方向（東西）と一致し、すべて北に傾斜している。また、その発達程度は、南より北に向かって（石英閃綠岩に近づくにつれて）いっぽんに高くなる。

**b. ホルンフェルス・大理石** ホルンフェルスは、中川川の上流、白石沢やザレの沢から白石峠やオッパライ沢にかけて分布しているが、岩屑や草におおわれていて露頭は必ずしもよくない。変成交代起源の堇青石岩によって特徴づけられており、その成因については、加納（1961）によって、くわしく報告されている。外観暗緑色のちみつな基地の中に、青紫色の、堇青石（徑1cmくらい）が、豆状をなして突出しており、土地の人は疣石とよんでいる。

非常に堅く、ハンマーでもたやすくわることは困難である。主要堇青石岩の産地は図1・16に示されている。筈沢から白石峠に抜ける道が、ザレの沢を切るところ附近で、ザレの沢の礫の中から、この堇青石岩の転石をみつけることができる。

代表的堇青石岩の分析値（加納、1961）を表1・11に記す。

大理石は、接触部附近の凝灰岩中に夾在していた石灰岩が、石英閃綠岩の影響で、部分的に晶質化したもので、晶質石灰岩という名称の方が適当であろう。

汚染されているものが多いが、白石の滝近くのペスプ石を含む大理石の一部には、比較的純粹

表 1・11 董青石岩

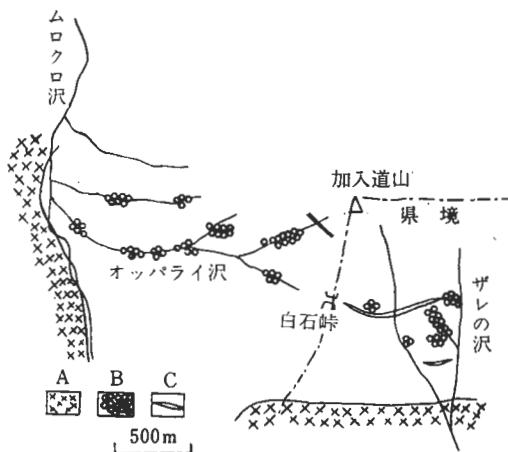


図 1・16 董青石岩の分布図 (加納, 1961 の原図の一部転写)

A 石英閃緑岩  
B 董青石岩  
C 石灰岩

	(1)	(2)
SiO <sub>2</sub>	47.36	40.58
TiO <sub>2</sub>	1.32	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.08	22.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.18	7.62
FeO	8.24	8.24
MnO	0.03	0.04
MgO	10.56	10.49
CaO	8.42	1.94
Na <sub>2</sub> O	0.84	1.92
K <sub>2</sub> O	1.02	3.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—
H <sub>2</sub> O(+)	0.70	1.87
H <sub>2</sub> O(-)	0.12	0.44
計	99.87	99.88

(1) 董青石—直閃石—斜長石岩  
(2) 黒雲母—董青石岩

な、白い大理石があるので、採集にはこのあたりが適している。転石は、ヨーケ沢の入口から、中川川に沿ってその上流の河床に多い。

#### (7) 球状岩

転石ではあるが、丹沢の次の場所から、それぞれ性質の異なった球状岩または球状岩様岩石が見いだされている。

a. 津久井町青野原字長野の北道志川の川床 (球状閃緑岩) この岩石の成因については、すでに報告されている (K. Mikami & H. Ishikawa, 1956)。それによれば、この球状岩は、丹沢地域の変成岩地帯で一応その産出が期待できるように、マグマの中にとり込まれた外来岩片とマグマの交代作用とか、この岩片自身の中での変分分化作用、などによってつくられたものではなく、マグマの中に捕獲された外来岩片 (基性岩) がそのけい機となって、この外来岩片に接したマグマ自身の中に、一種の拡散分化が起こった結果、球状岩に特有な同心円構造と放射状構造ができ上ったものと考えられている。

b. 丹沢東部熊木沢上流、東沢西沢合流点附近の河床 (陽起石の大晶の配列によって特徴づけられた球状岩様岩石) これについては、岩石学的特徴の報告 (見上, 1957) だけで、成因的関係については明らかにされていない。

a, bとも、まだその母岩がみつかっていないので、その地質学的な関係は不明である\*。

\* 参考までに、土地のひとから聞いた話 (柴田松太郎、口述) では、山梨県南都留郡道志村の、モロクボ沢?の上流に、球状岩の露出があって、土地のひとはこれをマトサマ (多分、球状岩の特徴的な同心円構造が、弓矢の形に似ていることから、この名が出たものとおもわれる) とよんでいるというが筆者はまだこれを見学する機会がない。

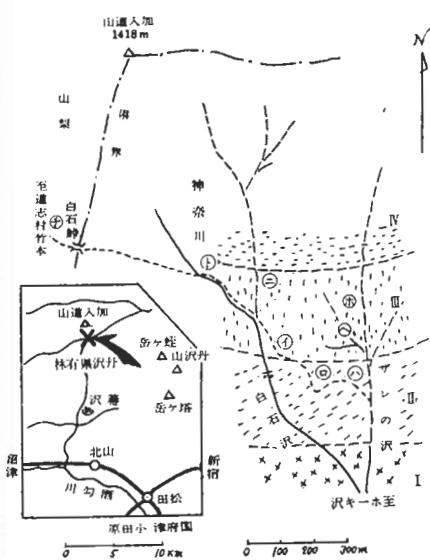


図 1・17 白石沢・ザレの沢附近地質略図 (加納, 1951)

(産地説明)

- (1) 斜ヒューム石・尖晶石・苦土橄欖石・石灰岩の産出地点。篠沢から白石峠を越えて道志村に通ずる道路が白石沢の川中島に渡る附近の道傍の崖にある。ここにもやや風化した豆状董青石岩が石灰岩の岩盤に出る。
- (2) いままでの文献に報告されているペス石・透輝石・珪灰石等のスカルン鉱物の原産地。レンズ状の小さい石灰岩と花崗閃緑岩質小岩脈との接触部にこれらの鉱物ができる。ここにはまた鉄鉱の旧坑がある。道路はこの地点で白石沢の滝の真上の崖の中段を通っている。
- (3) ザレの沢の右岸の小沢で(2)附近から落ちてきたスカルンの岩石が分解して道路附近で多数のペス石の美晶を採集できる。
- (4) 幅約 70m の石灰岩の露頭。神奈川県では珍しい石灰岩資源として注目されているものひとつ。
- (5) ザレの沢右岸の小沢（通称コージロ沢）で、径 1cm の球状董青石が岩盤に一面に群生しているところ。その岩盤には斜方角閃石・董青石岩もある。
- (6) 走り水沢。延長 200m 余にわたって豆状董青石岩と斜方角閃石・董青石岩とが互層して露出している。斜方角閃石には長さ 5mm におよぶ大きな結晶もある。
- (7) 董青石の豆が風化した土の中に多量に含まれている所。
- (8) オチャヤニの沢。この沢の峠から約 300mほど下った所、オッパライ沢にも董青石岩の良い露出がある。

### (8) 泥岩・砂岩・礫岩

〔分布〕 泥岩は寺家層の構成岩として、煤ガ谷から土山峠をへて宮ガ瀬までにいたるバスの道路に沿って、また砂岩・礫岩は、落合層や、順礼峠礫岩砂岩の主要構成岩として、厚木市の順礼峠周辺、清川村落近傍、津久井町鳥屋附近、同町青山および相模湖町の石老山附近に、それぞれ模式的に露出している。

〔有孔虫化石〕 泥岩の表面に注意すると、中に径 1~4 mm くらいの白い丸っこい形の化石が入っている。ピンセットで泥岩の中からとりだしてみると、ちょうど、おわんをふたつむかい合わせたような形のものや、つばきの種子のようなかたちをしている。これらは比較的大型の有孔虫の化石である。くだ塙を用意し、少し時間をかけて採集すれば、いろいろの有孔虫化石を集めることができる。泥岩を採集し、このような有孔虫の化石を探るに便利な場所は、土山峠である（厚木から宮ガ瀬行のバスで約 1 時間、「化石」の項参照）。

## 2. 鉱 物 (付図 II. 参照)

### (1) 白石沢、ザレの沢附近

この附近は、すでに述べたように、ホルフェルスや晶質石灰岩などの変成岩類が分布しているが、これに伴つていろいろの変成鉱物が生じており、神奈川県の鉱物の宝庫ともいえるところである（産地記号 A）。

加納（1951）によって調べられたこの附近のおもな鉱物およびその産地を示すと、図 1・17 のようになる。

董青石については、すでに董青石岩のところで説明した。ペス石は、1cm 以下の大きさのものが普通で、赤褐色・樹脂状の光沢をもち、大理石中に密集して産する。美晶であるが脆い。産地附近の風化土壌中から探しめた方が、良晶が得られる。

### (2) 中川温泉・篠沢附近

角閃片岩中に（産地記号 C），ザクロ石（茶褐色の脈

をなし、多くの場合石英と伴う）、カミングトン角閃石および直閃石（悪沢と箱根屋沢の中間、道路沿いの角閃片岩中）、石英閃緑岩中に（産地記号B）、角閃石（筍杉の南約100mの道路に沿って露出する石英閃緑岩中に生じた、閃緑岩質ペグマタイトの構成鉱物であり、長さ8cmくらいの大晶が採れるが、緑泥石に変わっているものが多い）、菱沸石（石英閃緑岩体の割れ目に沿って）など。

なお、焼津東方の小谷には、石川秀雄によって、マンガン黝簾石がみいだされている（未公表）。

なお、古くから紅簾片岩の产出が報告されているが、その産地は必ずしも明らかでない。

#### (3) 玄倉・ユーシン附近

燐灰石・水晶の美晶を産する。水晶沢は、この種鉱物の産地として古くから知られている（産地記号D）。この外、玄倉川の上流の、細粒角閃岩接觸帶の東縁には、細粒凝灰岩および角閃安山岩（岩脈）を原岩として、その中に、直閃石、黒雲母の変晶が橢円形（0.6cm大）に密集して生じ、外観、褐色の斑点をなして多数岩石の表面に生じているのがみいだされる（産地記号E、見上1952）。なお、玄倉の北（中の沢休泊所南、産地記号F）その他から、ローモンタイト脈の产出がしられている（大木靖衛、未公表）。

#### (4) 神尾田附近および秦野峠東方

今回の調査によって、パンペリー石が発見された（産地記号GおよびHなど、大木靖衛、未公表）。

#### (5) ヤビツ峠・大山附近

峠附近的緑色凝灰岩中（産地記号I）に沸石の美晶を産する。また、浅間山から蓑毛に下る山道沿いに露出する緑色凝灰岩中（産地記号J）には、割れ目に沿って方解石の放射状結晶が多数生じている。

#### (6) 物見峠附近

すでに岩石のところでのべたように、この附近の石英安山岩質凝灰岩の中にみられる、青緑色の部分は、すべてセラドナイトである。また、このセラドナイトには、多くの場合、ブチロール沸石を伴うが（Mikami, 1962），顕微鏡的のもので、肉眼での識別は不可能である（産地記号K）。

#### (7) その他

以上の外に、丹沢の凝灰岩中には、所どころにブドウ石・方解石・沸石・石英・緑泥石・緑簾石などの変質鉱物が、細脈として、また球顆をつくってみいだされる。

### 3. 化 石（付図II、参照）

〔おもな化石とその産地〕 化石は、丹沢・愛川両層群をつうじて、そのいろいろな層準に含まれている。付図IIに、丹沢東部および東北部でのおもな化石産地を示した。なおこれらの産地からとれた化石の種類は、表1・12～13のとおりである（表の産地番号は、付図IIの化石産地番号と一致する）。

なおこの表にはあげられていないが、産地番号78（早戸川沿岸）から *Lepidocyclus nipp-*

表 1・12 丹沢産動物化石 (Mikami, 1962)

化 石	産 地 番 号
Pelecypoda	
1 <i>Solemya tokunagai</i> YOKOYAMA .....	31
2 <i>Glycymeris osozawensis</i> KANNO .....	48, 49, 50
3 <i>Limopsis nakamurai</i> KANNO .....	48, 49, 50
4 <i>Mytilus</i> sp. .....	48, 49, 50
5 <i>Chlamys kaneharai</i> YOKOYAMA .....	40, 54, 55, 60~65, 67, 68, 69, 72
6 <i>Ch.</i> aff. <i>kaneharai</i> (YOKOYAMA) .....	48, 49, 50
7 <i>Ch. nipponensis</i> KURODA .....	46
8 <i>Ch.</i> sp. .....	30, 71
9 <i>Lima (Acesta)</i> sp. (n. sp.) .....	48, 49, 50
10 <i>Ostrea</i> sp. .....	47, 48, 49, 50
11 <i>Venericardia</i> sp. .....	48, 49, 50
12 <i>Lucinoma shinokii</i> HIRAYAMA .....	31
13 <i>Lu. otukai</i> HATAI and NISIYAMA .....	46
14 <i>Conchocele disjuncta</i> GABBE .....	48, 49, 50
15 <i>C.</i> sp. .....	31
16 <i>Nemocardium</i> sp. .....	46
17 <i>Astarte</i> sp. .....	46
Scaphopoda	
18 <i>Dentalium yokoyamai</i> MAKIYAMA .....	31
19 <i>D.</i> sp. .....	30, 48, 49, 50
Gastropoda	
20 <i>Diodora?</i> sp. .....	48, 49, 50
21 <i>Tegula narusei</i> SHIBATA .....	48, 49, 50
22 <i>Umbonium</i> sp. (n. sp.) .....	48, 49, 50
23 <i>Turbo</i> sp. .....	48, 49, 50
24 <i>Astraea (Pachypoma) omorii</i> SHIBATA .....	48, 49, 50
25 <i>Ceratostoma</i> sp. .....	48, 49, 50
26 <i>Siphonalia obliquinodus</i> KANNO (MS) .....	48, 49, 50
27 <i>S.</i> sp. .....	40
28 <i>Kelletia nodulosa</i> KANNO (MS) .....	48, 49, 50
29 <i>Nassarius</i> sp. .....	34
Anthozoa	
30 <i>Flabellum</i> sp. .....	44
Foraminifera	
31 <i>Cyclamina</i> sp. .....	57
32 <i>Pyrgo verpertilio</i> .....	32
33 <i>Pyrgo</i> sp. .....	30, 35
34 <i>Orbulina</i> sp. .....	17
35 <i>Robulus</i> sp. .....	30
36 <i>Nonion</i> sp. .....	52, 63
37 <i>Miliolide</i> sp. .....	63
38 <i>Textularia</i> sp. .....	63
39 <i>Lepidocyclina nipponica</i> HANZAWA .....	52
40 <i>Amphistegina radiata</i> FICHTEL AND MOLL .....	52
41 <i>Cycloclypeus annulatus</i> MARTIN .....	52
42 <i>Gypsina globulus</i> REUSS .....	52
43 <i>Globigerina</i> sp. .....	1~19, 21, 22, 24, 25, 55, 57
44 Pelecypoda-fragments .....	35, 56, 73
45 Gastropoda-fragments .....	56, 77
46 Molluscan fragments .....	29, 31~34, 36, 37, 39~41, 44, 45, 47, 51, 52, 55, 58, 63, 70, 71, 76
47 Bryozoa .....	55, 58, 63, 64, 70, 71
48 Fish scale .....	30
49 Coral fragments .....	34, 39, 40, 45, 47, 48, 49, 50, 52
50 Spines of Echinoidea .....	32, 33, 34, 35
51 Minor Foraminifera .....	1, 3, 7, 8, 13, 16, 20, 23, 26, 27, 28, 29, 31 32~34, 42, 43, 55, 58, 66, 68, 71, 76

表 1・13 丹沢産植物化石 (Mikami, 1962)

化 石	産 地 番 号
Algae	
1 <i>Mesophyllum</i> sp.	71
2 <i>Lithothamnium</i> sp.	48, 49, 50
3 Calcareous algae	40, 51, 52, 56, 58, 59, 61, 63, 64, 65, 67, 68, 69, 70, 72, 74, 75
4 Plant fragments	30, 35, 38, 51, 52, 53, 56, 58, 59, 61

*nipponica* HANZAWA が、また、産地番号79（鎌撞山近傍）から、介化石が、それぞれ産出している（柴田, 1957）。

以上の化石のうち、*Lepidocyclus nipponica* は、第三紀中新世初期の時代を示す示準化石であるが、丹沢でこれを産する層準は、すべて煤ガ谷亜層群にぞくする。したがって、煤ガ谷亜層群の時代は、中新世初期の時代といえる。いろいろの事実から推定して、大山亜層群もまた、これと同じ時代のものと考えられる（見上, 1958）。

〔採集地〕 *Lepidocyclus nipponica* や、介その他の化石の採集には、宮ヶ瀬、落合附近がもっとも適当な場所である（図 1・10 参照）。

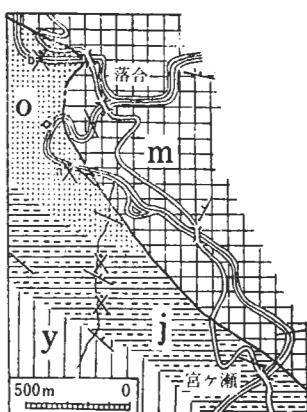


図 1・18 落合附近の地質略図（見上, 1955）

y : 谷太郎層  
o : 落合層  
j : 寺家層  
m : 宮ヶ瀬層



図 1・19 石灰岩の産状スケッチ（見上, 1955）

本厚木駅から宮ヶ瀬行のバスで約1時間、終点宮ヶ瀬で下車。落合に向かって北に進む。道が中津川を切る鉄橋附近から、中津川の左岸に沿って雄大なグリーンタフの露頭が現われてくる。ここに露出する輝石安山岩の岩脈を見ながら、さらに道に沿ってしばらく北へいった所で山道を左に下り、中津川の川岸におりる。このあたりから中津川の左岸に沿って落合発電所の建物までの間には、砂岩と礫岩の互層（落合層）が、北東がわに傾斜して露出している。これらの岩石は石灰質で、多数の介化石の破片や石灰藻化石を含んでいるが、これら

の化石に混じって、5~15 cm 大の灰白色の石灰岩の破片が見出される(図 1・18 の a 点)。*Lepidocyclina nipponica* はこの石灰岩の中に含まれていて、注意すれば肉眼でもこれを識別することができる(図 1・19)。ただしこの石灰岩片は産出が稀であるから、よほど時間をかけて丹念にさがす必要がある。ついでにいま川岸に下りた場所から 20 m ばかり上流の左岸には、この砂岩礫岩層が、グリーンタフ(宮ガ瀬層)と断層で境されている露頭がある。この断層は後でのべる牧馬一煤ガ谷構造線の一部である。この場所から川を下って落合の橋の所に出て、道に沿って早戸川の川岸(図 1・18 の b 点)に下りてみる。ここを作る岩石も、いまみたと同じ砂礫岩(落合層)で、この中に二枚介・巻介等の化石が多数含まれている。ここでこれらの化石を採集し、帰路は、中津峠を通り、こここの渓谷美を楽しみながら石小屋附近(産地番号 70~71)で石灰藻、ホタテガイの化石等を採集し、半原からバスで本厚木に出れば、楽しい一日のコースとなる。宮ガ瀬までくる途中、土山峠あたりでバスを下り、前に説明したように、この附近の泥岩層(寺家層)から有孔虫の化石を採集して宮ガ瀬まで歩き、いまのべたコースを選べば、見学は、なお一層充実したものとなろう。

#### 4. 断層、構造線、逆転構造、断層地塊

##### (1) 断層

地質図でも示されているように、丹沢地域のグリーンタフや石英閃緑岩は、いたるところ断層によって断たれ、小刻みに転移している。これらの断層は、その規模からいえば必ずしも大きなものではない。東部地域で、これらの断層 900 本についてその方向を測定した結果、北東一南西方向の断層がもっとも多い事実が、明らかにされている(Mikami, 1962)。なおこれらの断層は、丹沢層群の中下部層準(塔ガ岳、大山両翼層群)分布地域内にもっとも多くみいだされる。いろいろの事実から、これらの断層の多くは、石英閃緑岩の進入に密接に伴って生じたものであると考えられる。

##### (2) 構造線

丹沢には、以上のべた断層のはかに、これらの断層とその性質および生成時期を異にした、大規模の断層が、構造線のかたちをとってみいだされる(付図 I. 地質図参照)。

a. 牧馬一煤ガ谷構造線 本厚木発宮ガ瀬行バスが、白山の北がわを横切って、御門附近に達すると、湯出川に沿って南北に長い煤ガ谷の谷がみえてくる。この谷は、ここから土山峠まで続いている。そしてこの谷の東がわは、高取山、華厳山の西がわ山腹にあたっているが、この腹はほぼ一様な傾斜で南から北に続いている。この傾斜面は、牧馬一煤ガ谷構造線の一部が、現在断層崖として地形的に現われているところで、煤ガ谷の谷は、この構造線に沿って泥岩が差別的に侵蝕された結果できたものと考えられる。

この構造線は、土山峠を経てバスの道路に沿って宮ガ瀬に伸び、さらに落合、鳥屋、青野原を経て牧馬附近にまで達している。この構造線の一部は、土山峠附近、前にのべた落合発電所近傍、

落合釣橋下、青野原の牧馬橋下、牧馬から篠原にいたる道路沿いなどで、直接観察することができる。

**b. 藤野木—愛川構造線** この構造線は、牧馬—煤ガ谷構造線の東側をこれとほぼ平行して走り、愛川層群を小仏層（中生代）から分かつ断層で、本厚木—荻野—半原—青山—相模湖畔を経て、中央線に沿って西に伸び、再び北に向かって、藤野木附近にまで続いている。この断層を境にして、小仏層は愛川層群の上に衝上している。田代の触光の滝は、この断層面が、そのまま滝となっているところである。

以上あげた（a）（b）ふたつの構造線は、ともに、東または北がわから力が働いた結果として、ほぼ同一時期（第三紀中新世末）に生成されたものと考えられる。

**c. 神繩逆断層** この断層は丹沢層群と足柄層群とを分かつもので、断層線は中川川沿いの山北町山市場附近を中心として、緩く南東および南西に伸び、全体として北にはり出した弧のかたちを画いている。すなわち南西延長部は、塩沢の谷の上流を斜めに切り、静岡県小山町附近で駿河礫層によっておおわれており、南東延長は、山北町人遠近傍、高松山の北斜面を切り、中津川の流路に沿って南下し、松田町神山の東方を経て、中井村高尾附近まで延びているものとおもわれる。

この断層を境にして、丹沢層群のグリーンタフは、鮮新世初期の足柄層群の上に、北から衝上断層でのり上げている（図1・14参照）。丹沢でこの断層を直接観察できる場所は塩沢の上流附近で、他の場所では丹沢層群と足柄層群の分布の上から間接的にその位置を推定できるに止まる。この逆断層は、おそらく鮮新世初期から中期にかけての変動（黒滝時階の変動）によって生成されたものと考えられる。

### （3）逆転構造

丹沢層群中には各所に逆転構造が認められる（付図 I. 地質図参照）。この構造が比較的観察しやすい場所としては、津久井町青野原の牧馬橋附近で、ここでは、道志川の左岸に沿って露出する緑色凝灰岩（大沢層の一部）が、漸次急傾斜となり、ついに逆転し、ふたたびもとに復するまでの様子が、ひとつの連続した露頭で順に観察することができる。この逆転構造は、すでに述べた牧馬—煤ガ谷構造線に接しており、この構造線の形成時に、つくられたものと考えられる。

### （4）断層地塊

丹沢東部の札掛部落で、布川が境沢川と合流する附近に露出している凝灰岩類（唐沢川層の一部）の構造をみると、例外なく北東の走向で、しかも北西に傾斜していて、東丹沢における緑色凝灰岩のいっぽん的走向傾斜と、対照的にちがっていることに気づく。このような構造は、ここだけでなく、札掛を中心としてかなり広い地域にまでおよんでいる。しかもこの地域内に分布する凝灰岩類と、この地域外の凝灰岩類とは、すべて断層で境されている。

この地域が、このような構造をとるようになったのは、北東—南西方向の断層によってこの地域の緑色凝灰岩が、逆転しながら大きく南西側に転移したためと考えられる。多分このような地

塊化も、石英閃緑岩の侵入と密接な関連で起こったものとおもわれる。

ヤビツ峠から順に、諸戸・札掛・塩水川と本谷川合流点をへて、中津川沿いに唐沢川入口附近までの道は、上のべたような構造的な関係をしたうえに適当なコースであるが、同時にまた、先にのべた溶岩流や、火山角礫岩(布川火山角礫岩)、角閃石安山岩および輝緑岩の岩脈、などの見学採集にも適したコースといえる。

#### (5) 温 泉

丹沢山塊およびその周辺には温泉・鉱泉と称されるものがかなりある(付図Ⅱ参照)。これらの温泉についてはまだ調査がほとんどなく、今後の研究に期待するところが大きい。

中川温泉：中川温泉は泉温  $33.7^{\circ}\text{C}$  (信玄館、昭和37年7月) を有し、丹沢山塊では最も温度が高い。昭和8年の記録によれば、当時  $39^{\circ}\text{C}$  であったが、以来徐々に温度の低下をたどって現在にいたっている。pHは9.95という温泉にしては異常に高い値を示す点が注目される。化学組成の詳細は表1・14に示す。

鶴巻温泉：丹沢山塊の温泉地として、本温泉は最も開発が進んでいる。泉質は含食塩芒硝泉およびその派生的性質のもので、その詳細は表1・14に示した。大部分の源泉は  $20^{\circ}\text{C}$  を越し、最高  $29^{\circ}\text{C}$  に達するという記録がある。

広沢寺・七沢・別所・飯山・伊勢原温泉：これらの温泉群は見上のいう牧馬一煤ガ谷構造線に沿って分布している点が興味深い。

これらの温泉は温泉法で指定されている程度の成分を含まないと理由で、泉質その他の詳細は全く調査されていない。七沢・広沢寺温泉については、現地試験(昭和38年7月)を行ない表1・14の結果を得た。大部分は  $20^{\circ}\text{C}$  を越す水温を有し、pH 9.3~9.6で地下水としてはアルカリ性が強い。この附近の地下水温  $14\sim15^{\circ}\text{C}$  に比較して、これら鉱泉の水温はやや高異常値を示すものと考えられる。

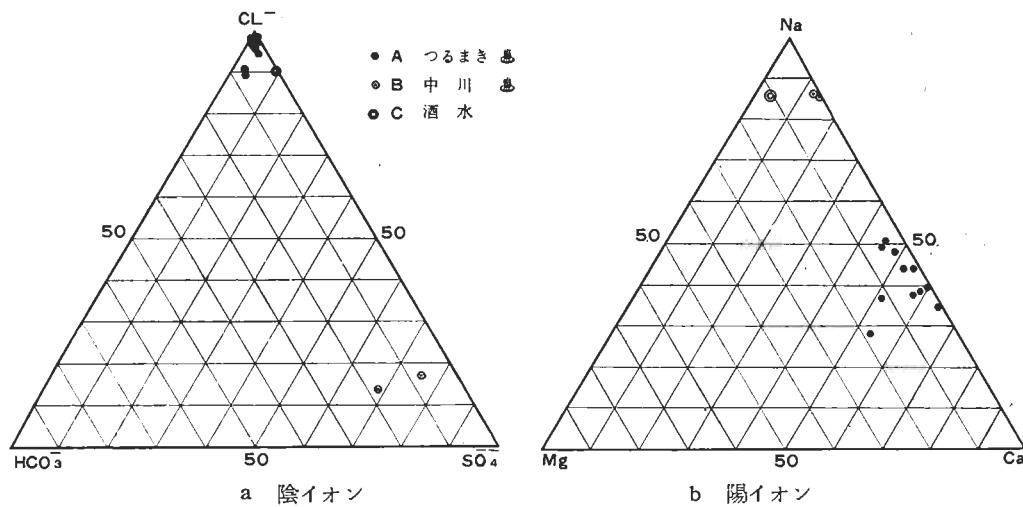


図 1-20 温泉イオン三角ダイアグラム

表 1・14 鶴巻・中川温泉分析表

鶴巻温泉									
温泉名	陣屋	陣屋 (2号泉)	陣屋 (和田1号)	大和旅館 (1号泉)	大和旅館 (2号泉)	鶴巻温泉	光鶴国	会館 2号泉	
源泉所有者 温 湯 pH 泉 質	宮崎かづ江 20.0°C 6l/分 含塩化土類 弱食塩泉	宮崎かづ江 20.5°C 7.8 含塩化土類 弱食塩泉	宮崎かづ江 23.5°C 7.6 含塩化土類 弱食塩泉	堺沢隆義 16.5°C 15l/分 含塩化土類 弱食塩泉	堺沢隆義 21.0°C 4.8l/分 含塩化土類 弱食塩泉	渡瀬鬼 29°C 8.6 含塩化土類 食塩泉	拓山寿郎 25.5°C 12l/分 含塩化土類 弱食塩泉	拓山寿郎 17.5°C 不定微山 7.6 含塩化土類 弱食塩泉	
(カチオン)	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	
Li <sup>+</sup>									
K <sup>+</sup>	4.0	8.450	8.50	2	9.50	19.00	7.00	4.800	
Na <sup>+</sup>	780.0	1062	1240	131.2	430.0	1400	945	370.0	
Ca <sup>2+</sup>	1043	841.9	1346	217.7	517.8	1153	1534	384.4	
Mg <sup>2+</sup>	10.43	46.80	26.21	46.93	293.2	5.204	6.075	15.91	
Fe <sup>2+</sup>		0.352	0.220	1	1	0.600	1	22.1	
(アニオン)	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	
Cl <sup>-</sup>	3004	3171	4290	654.8	1697	4113	4258	1230	
Pr <sup>-</sup>									
I <sup>-</sup>									
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	90.12	83.85	71.35	35.38	55.96	91.76	107.8	60.07	
HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		1.550				3.100			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	16.39	62.94	14.24	92.71	62.22	15.37	24.95	41.95	
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>						0.180			
OH <sup>-</sup>						0.068			
BO <sub>2</sub> <sup>-</sup>						1.833			
H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>									
(遊離成分)	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	29.2	52.0	57.2	50.90	54.70	33.71	39.8	66.3	
HBO <sub>2</sub>	23.73	0.8099	0.9528	15.57	49.15	9.69	24.53		
CO <sub>2</sub>	17.45					0.09	2.244		
調査年月日	32-12-20	33-10-17	33-10-17	33- 1-13	33- 1-13	36- 1-19	32-12-20	33-10-17	

[考 察] 陽イオンにおいては、Na<sup>+</sup>・Ca<sup>2+</sup>が主成分であり、Mg<sup>2+</sup>は岩漿性熱水・海水などでその量が大きく変化するため、これら三成分の比率を求め図 1・20-bに投影した。陰イオンにおいては、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) が主成分であるので、この三成分の比率を求め図 1・20-aに投影した。

中川温泉は Na が多く、Ca が少なく、さらに Mg は著しく少ない。陰イオンでは SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> が最も多く、Cl<sup>-</sup> が少ない。したがって、NaCl を主成分とする高温の岩漿性熱水とはあまり関係がないようである。もちろん化石海水型と判断するには、あまりにも Cl<sup>-</sup>、Mg<sup>2+</sup> に乏しいので、岩石の熱伝導でもたらされた熱エネルギーが本温泉の主要な熱源となっているものと考えられる。熱伝導型の温泉となりによぶことができる。

鶴巻温泉の特徴は Ca が Na よりも多く、Cl<sup>-</sup> が陰イオンの大部分を占め、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> が少ないとある。泉質の説明としては、化石海水説によることが適當と考えられるが、いまのところ確かな根拠はない。

中川温泉地帯は弱い地熱地帯であると考えてさしつかえないが、他の温泉地帯が、はたして正の地熱異常を示すかどうかは今後の研究によって決められるであろう。ただ、この地域

				中川温泉		
鶴巻温泉2号泉	鶴巻温泉3号泉	鶴よし	鶴巻荘	信玄館	夕	中川温泉ホテル
拓山 寿郎 25.0°C 3.6l/min 7.0 含塩化土類 弱食塩泉	拓山 寿郎 17.0°C 0.35l/min 7.2 含塩化土類 弱食塩泉	関野 興一 14.5°C 0.5l/min 7.0 含塩化土類 弱食塩泉	高橋 キミ 6.0 含塩化土類 弱食塩泉	井上 哲夫 39°C 9.95 単純温泉	(湧出口) 33.7°C (孔底) 35.3°C (温度) 69.5mの孔底 より採水した 単純温泉	藤森忠 32.8°C 9.4 夕
mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg
21.80 1020 1347 30.70 0.35	24.40 946.0 1253 64.58 0.351	6.000 430 520.2 72.70 1.000	2.500 1275 1019 74 2.000	4.184 121.2 16.59 0.503 0.392	0.088 1.72 21.3 0.871 0.150	105. 13.2 0.9
mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg
3937	3799	1706	3900	36.64	33.6	26.3
132.1	111.9	71.60		220.7 7.86 10.73 4.555	261 2.21 48.3 1.70	177 44.5 6.6 0.42
mg	mg	mg	mg	62.49	34.8	
57.2 0.953 4.673	61.1 0.573 4.673	41.60 25.58	51.70 14.34 22.0			
33-10-17	33-10-17	33- 1-13	33- 1-13	昭和8年	37- 7-23	31- 8-29

表 1・15 七沢・広沢寺温泉の状況（昭和 38 年 7 月 25 日）

名 称	温 度	pH	電気伝導度 × 10 <sup>2</sup> μv/cm	備 考
七沢温泉玉川館	20.3°C	9.3	2.11 (20°C)	深さ 1.04m 自噴
中尾	20.3	9.4	2.40	1.65m 夕
福元	20.6	9.3	3.08	3.87m 夕
広沢寺玉翠楼	22.3	9.6	2.06	96.5m 夕

の地下水温の14°～18°Cと比較して、温泉・鉱泉の温度がやや高いことは注目すべき事実なのであろう。なお広沢寺では深度 96.5m の掘さくがなされているが、孔底において 23°C を示し、湧水温度（自噴 6l/min）22.3°Cに比してそれほど高温ではなかったことを付記しておく。

（坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛）

## 文 献

- 1) Coombs, D. S. (1960) : Lower Grade Mineral Facies in New Zealand, *Rep. XXIst Int. Geol. Congr.*, part XIII, 339—351.
- 2) ————— (1961) : Some Recent Work on the Lower Grades of metamorphism, *Australian Jour. Sci.*, vol. 24, no. 5, 203—215.
- 3) —————, A. J. Elois, W. S. Fyfe and A. M. Taylor (1959) : The Zeolite Facies, with Comments on the Interpretation of Hydrothermal Syntheses, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vo. 17, no. 1/2, 53—107.
- 4) 本間不二男 (1924) : 丹沢山塊の地質構造概観, 地球 1—4・5, 323—351.
- 5) 石川秀雄 (1955) : 丹沢南部地域の結晶片石類について, 東京教育大地鉱研究報告 No. 4, 65—70.
- 6) ————— (1955) : 丹沢南部中川川流域の変成過程における熱移行の考察, 地質雑, vol. 61, No. 716, 195—199.
- 7) 加納博 (1951) : 丹沢山地産斜ヒューム石とその共生鉱物について, 炭鉱 vol. 35 116—122.
- 8) Kand, Hiroshi (1961) : Petrology of the Metasomatic Cordierite Rocks from the northern Tanzawa Mountainland, Central Japan,—Studies in the Mg-Fe Metasomatism in Japan, Part I., *Jour. Mining Coll. Akita Univ. ser. A*. vol. 1, No. 1, 1—26.
- 9) 神奈川県土木部砂防課 (1957) : 砂防調査報告書, 四十八瀬川・中津川・尺里川・皆瀬川・鍛冶屋敷川, 1—39.
- 10) 加藤鉄之助 (1910) : 相模国山北附近地質調査概報, 地学雑, XXII, 641—656.
- 11) 小島丈児 (1952) : 丹沢山地筈沢付近の石英閃緑岩類貫入にともなった混成現象について, 広島大地学研究報告 No. 2, 1—13.
- 12) Kuno, Hisashi (1947) : Hypersthene in a Rock of Amphibolite Facies from Tanzawa Mountainland, Kanagawa Prefecture, Japan, *Proc. Jap. Acad.* vol. 23, No. 9, 114—116.
- 13) 黒田吉益 (1960) : 丹沢山地の地質—とくに北部の変成岩類について—地質雑 vol. 66, 700—709.
- 14) 松田時彦 (1962) : 南部フォッサ・マグナの地殻構造に対する地質学的推定, 震研彙報, 40号, 357—369.
- 15) Matsuda, Tokihiko (1962) : Crustal Deformation and Igneous Activity in the South Fossa Magna, Japan, *Geophysical Monograph* No. 6. (Crust of the Pacific Basin.) 140—150.
- 16) 松田時彦 (1962) : 濱戸川統と御坂統の関係, 化石 4号 58—61.
- 17) 見上敬三 (1958) : 丹沢東部より产出した含直閃石岩と球状閃緑岩, 地質雑 vol. 58, 516.
- 18) 見上敬三 (1953) : 丹沢の石英閃緑岩東南縁部における御坂層の変成岩類について, 横浜国大理科紀要, Sec. II, No. 2, 36—49.
- 19) 見上敬三 (1955) : 丹沢東縁部, 落合層産, *Lepidocyclina nipponica*, 地質雑 vol. 61, 274—275.
- 20) 見上敬三 (1955) : 丹沢東縁部の地質, 横浜国大理科紀要, Sec. II, No. 4, 41—64.
- 21) 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, 233—244.
- 22) 見上敬三 (1961) : 丹沢山地を構成するグリーンタフの化学成分, 地質雑 vol. 67, 791号, 486.
- 23) Mikami, K. (1962) : Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa Mountainland, *Sci. Rep. Yokohama National Univ.*, Sec. II, nos 8/9, 57—110, 59—108.
- 24) Mikami, K and H. Ishikawa (1956) : An Orbiculite from the Tanzawa Massif, Central Japan, *Sci. Rep. Yokohama National Univ.* Sec. II, 5, 63—76.
- 25) 都城秋穂 (1961) : 杉健一の生涯と業績, 地球科学 No. 56, 35—39.

- 26) 森下正信 (1934) : 丹沢山石英閃綠岩帶の構造, 地質雑 vol. 41, 491—514.
- 27) Shibata, Matsutaro (1956) : A Fossil Fauna From the Northern Part of the Tanzawa Massif, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S.* No. 23, 229—234.
- 28) Shibata, Matsutaro (1957) : Some Molluscan Fossils From the Eastern Part of the Tanzawa Mountainland, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S.* No. 25, 21—25.
- 29) 柴田松太郎 (1957) : 丹沢山塊周縁部における *Lepidocyclina nipponica* の新産地, 地質雑 vol. 63, 543—544.
- 30) 篠木嶺二・見上敬三 (1954) : 丹沢山地東北部の構造について (その 1), 東京教育大理学部地質鉱物教室研究報告第 3 号 (故河田教授追悼記念論文集) 117—123.
- 31) 相馬恒雄 (1961) : 丹沢山地の岩石と地質構造について, 太平洋 No. 2, 8—13.
- 32) Sugi, K. (1931) : On the Metamorphic Facies of the Misaka Series in the Vicinity of Nakagawa, Prov. Sagami, *Jour. Geol. Geogr.* vol. 9, 87—142.
- 33) Yoshii, M. (1927) : On the Origin of the Misaka Series, Special Reference to its Metamorphics in the Tanzawa Mountainland, *Ann. Rep. New-Work, Saito Ho-onkai*, no. 4.
- 34) ————. 1928 : On the Geology of the Tanzawa Mountainland, with Special Reference to the Misaka Metamorphics, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 166, nos. 1—2, 53—60
- 35) ————. 1928 : The Tanzawa Mountainland, an Example of the Plutonic Intrusion of Quartz-diorite in the Neogene Misaka Formation, *Proc. 3rd Pan-Pacific. Sci. Congr. Tokyo.*, vol. I, 786—787.