

箱根火山基盤岩と足柄層群の変形

今 永 勇

Deformation of the Hakone Volcano Basement Rocks and the Ashigara Group

Isamu IMANAGA

Abstract

The Philippine Sea Plate has driven down into the Eurasian Plate. The Izu Block (i. e. Izu Peninsula) on the Philippine Sea Plate has continued to move to the north-northwest slowly at a rate of two to three or several centimeters per year and finally collided with the Mainland of Japan.

The Ashigara Group sedimented in a channel between the Izu Block and the Mainland of Japan (i. e. Tanzawa Mts.). The Ashigara Group is considered to have moved gradually to the northwest together with the movement of the Philippine Sea Plate.

The deformation which caused the dome-like folded structure opening to the southeast of the Ashigara Group is considered to be formed by both the movement of the Philippine Sea Plate to the northwest and the wedging between the Izu Block and the Mainland of Japan.

The horizontal fault along the unconformity between the Hakone Volcanic Deposits and the Ashigara Group in the Zizodo area, Minami-Ashigara City was seemingly caused by the movement of Philippine Sea Plate.

はじめに

フィリピン海プレートに乗った伊豆地塊は、田子ノ浦・酒匂川線で本州に衝突している(杉村 1672)といわれる。足柄層群は、伊豆地塊が本州に衝突するまでに、その挟まれた海に堆積した地層であり、約3~400万年前から100万年前頃の堆積物と考えられる。堆積していた時代には、伊豆地塊が北西に移動し海峡は徐々に狭まっていったと考えられる。小論では、フィリピン海プレートの運動と足柄層群の堆積・変形との関係を考察し、足柄層群構造発達史について一つの解釈を試みる。また足柄層群からなる足柄山地に一部跨がって覆っている箱根火山とフィリピン海プレートとの運動の関係について考察を試みる。

足柄層群の堆積と変形

足柄層群は現在、東西約20km、南北約10kmの範囲に分布し、下位より層厚650m以上

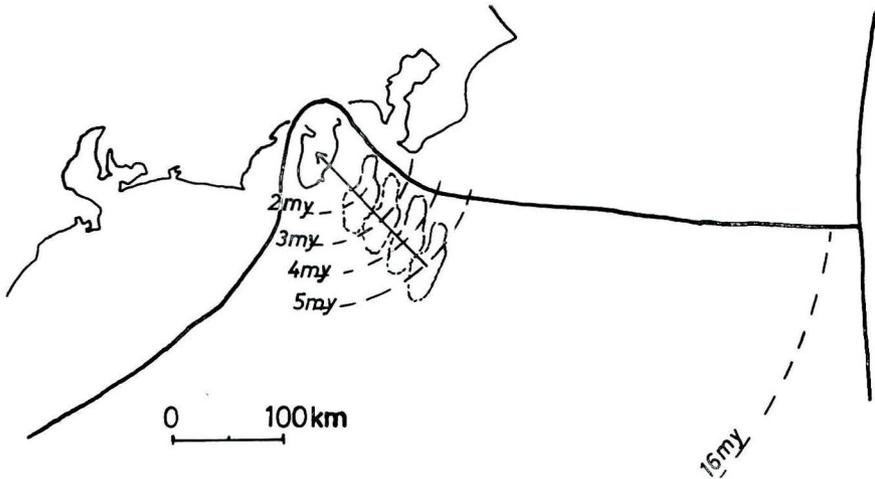


図1 伊豆地塊の移動想定図
年に3 cm北西に移動した場合を示す。2 my (200万年前) = 60km, 3 my = 90km, 4 my = 120km, 5 my = 150km

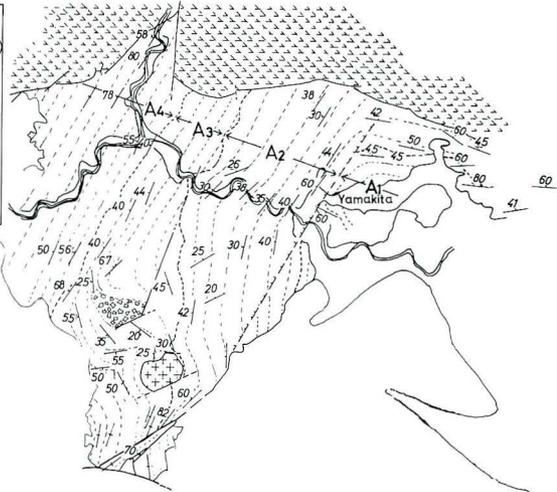
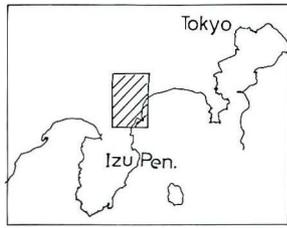
の日向凝灰質砂岩泥岩層 (図2のA₁), 層厚約1000mの瀬戸礫岩層 (同A₂), 層厚約1000mの畑砂岩泥岩層 (同A₃), 層厚2300以上の塩沢礫岩層 (同A₄) からなる (今永 1978)。本層群は, 山北町付近を中心にした南東に開いた半ドーム状の褶曲構造をなしている。北側は神縄断層で切られて丹沢層群に接し, 南側は箱根火山噴出物に断層と不整合とで接している。ドーム構造の中央から北西には単斜構造をなし西に行くにつれて傾斜を増し, 分布の西端では垂直に近くなる (図2)。

足柄層群最下部の日向凝灰質砂岩泥岩層は, 岩相の類似から箱根火山基盤の早川凝灰角礫岩と一つづきの堆積物と考えられている (久野 1952)。また早川凝灰角礫岩は産出化石から白浜層群の top に近い時期 (およそ300万~400万年前) と推定される (大塚 1934)。

伊豆地塊が年間2~3 cmあるいは数cm北-北西方向に動いている (Seno 1977, Matsuda 1978, 松原 1980) として, 日向凝灰質砂岩泥岩層の堆積した300~400万年前から同じように動いていたと考えるならば, 当時伊豆地塊はおよそ60~120km南東に位置していたことになる (図1)。よって日向凝灰質砂岩泥岩層の堆積した海は, 当時の本州と, およそ60~120km離れた当時の伊豆地塊との間にあり, 陸源碎屑物を含まず火砕物を含む岩相から見て当時の本州からかなり離れた場所で堆積したものと考えられる。

図2 箱根火山基盤岩と足柄層群地質構造図

- a; ボーリング位置 (×印) と湯ヶ島層群上限のおよその海拔高度 (Kuno et al 1970より)
- b; 畑砂岩泥岩層中の地すべり性巨礫岩
- c; 矢倉岳貫入岩体
- d; 足柄層群 (破線方向は走向を示す)
- e; 早川凝灰角礫岩・須雲川安山岩類
- f; 丹沢層群
- g; 湯ヶ島層群
- h; 走向・傾斜
- i; 断層
- A₁; 日向凝灰質砂岩泥岩層, A₂; 瀬戸礫岩層, A₃; 畑砂岩泥岩層, A₄; 塩沢礫岩層



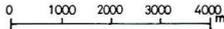
Gotenba

Hakone Volcano



- a × 390m
- b b
- c c
- d d
- e e
- f f
- g g
- h 23 h
- i i

Yugawara Volcano



その上に乗る瀬戸礫岩層は、緑色凝灰岩、安山岩の巨礫～中礫とわずかな石英閃緑岩それに関東山地のチャートや珪岩の小礫を含んでいる。この層の堆積した時期には伊豆地塊が本州により近づき（平塚の南あたり？）、両地塊に挟まれた海には、急激に隆起し削剝を受け始めた丹沢山塊と北方の関東山地とから砂礫が供給され堆積していたと考えられる。

その上に乗る畑砂岩泥岩層は、岩脈岩床が多く貫入している。この層の堆積した時期には、足柄層群自体が傾動し、畑沢の二ノ倉開発採石場に見られる巨礫岩層を生じた地すべりが起きている（今永 1977）。

堆積環境は貝化石の産状から礫の供給が比較的少なく砂泥を主に堆積したかなり深い海であったと考えられる（小柳 1979）。このことは当時丹沢の隆起削剝が一時的に衰えたのか、または伊豆地塊、丹沢山塊に挟まれた海峡が礫の供給を受ける位置になかったものと考えられる。

塩沢礫岩層を堆積した時代は、同層上部層のバラストゴドン化石の産出（長谷川、松島による）から150万年～100万年前前後と推定される。このころ伊豆地塊は更に北西に移動してほぼ現在の位置に達していたと思われる。丹沢は隆起をつづけて削剝が進み、中心部の石英閃緑岩や変成岩が露出し、ほぼ現在の河内川的位置にあったと推定される河川によって、岩石が多量に運び出されて狭まった海峡に堆積した。伊豆地塊と本州の衝突によって挟まれた足柄層群は、隆起し、海域は東から西に後退して行ったと考えられる。

足柄層群は、全体としてフィリピン海プレートに乗る伊豆地塊とユーラシアプレートに乗る本州とによって南北を挟まれ、フィリピン海プレートの移動の方向は南東から北西方向に進み沈み込んでいた（神縄断層で）。沈み込みの方向は、足柄層群の傾斜が北西に行くほど急傾斜を示すこと（松田 1980）、足柄層群の岩脈の卓越方向から堆積時のストレスの方向が北西～南東方向と考えられること（今永 1980）、NE-SW 走向の逆断層があること（今永 1981b）、神縄断層断層面の条線の卓越方向（今永 1981a）等から読み取れる。

足柄層群の南東に開いたドーム状の褶曲構造は、南東方向からフィリピン海プレートに

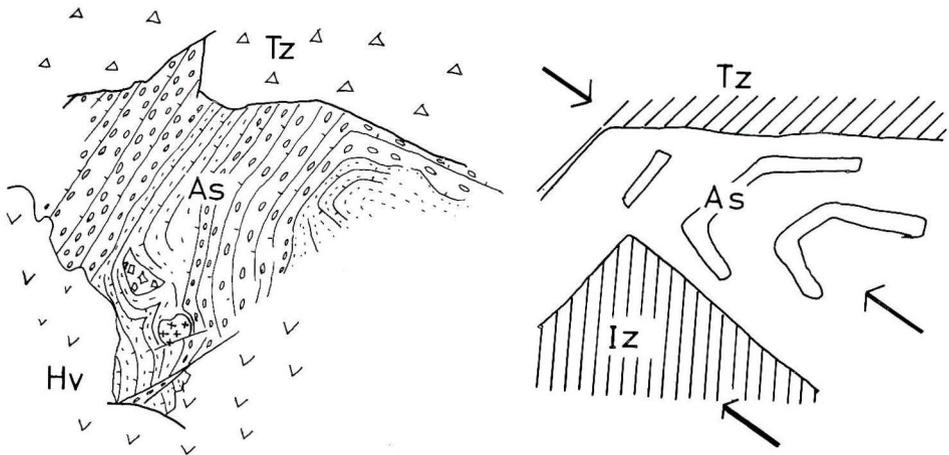


図3 足柄層群の変形

左図；足柄層群の構造概念図，右図；足柄層群の変形想像図

Tz；丹沢山塊，Iz；伊豆地塊，Hv；箱根古期外輪山噴出物，As；足柄層群

押されて移動して来た足柄層群がプレートの沈み込み地点に近づくにつれて、フィリピン海プレートに乗る伊豆地塊とユーラシアプレートに乗る本州とが接近し、ちょうど両者でできた楔のような隙間に押し込まれるようにして変形し形成されたものであると考えるとうまく説明できる(図3)。

伊豆地塊と本州とに挟まれてできたこのような褶曲構造は、ductileな砂岩・泥岩層がより強く影響を受けて激しく褶曲変形している(畑砂岩泥岩層)(図3)。神縄断層を切る小規模な断層群(狩野他 1979・他)のあるものは、沈み込む側の足柄層群の岩相(brittleとductileな地層の互層であること)と垂直に近く立った地質構造に、その形成が一部で影響を受けているのではないかと考えられる。

箱根火山の基盤岩

箱根火山は伊豆半島北端の地形的高まりの上に噴出(倉沢 1968・他)したおよそ東西23km, 南北29km弱の裾野を持つ楕円形をした火山で、北側から基盤の足柄層群からなる山地が楔状に入り込み、また南側から基盤の湯河原火山噴出物及び天照山玄武岩類からなる山地が楔状に入り込んでいる(図2)。

箱根火山の中央には東西約8km, 南北約12kmの南北に長い楕円形のカルデラがある。

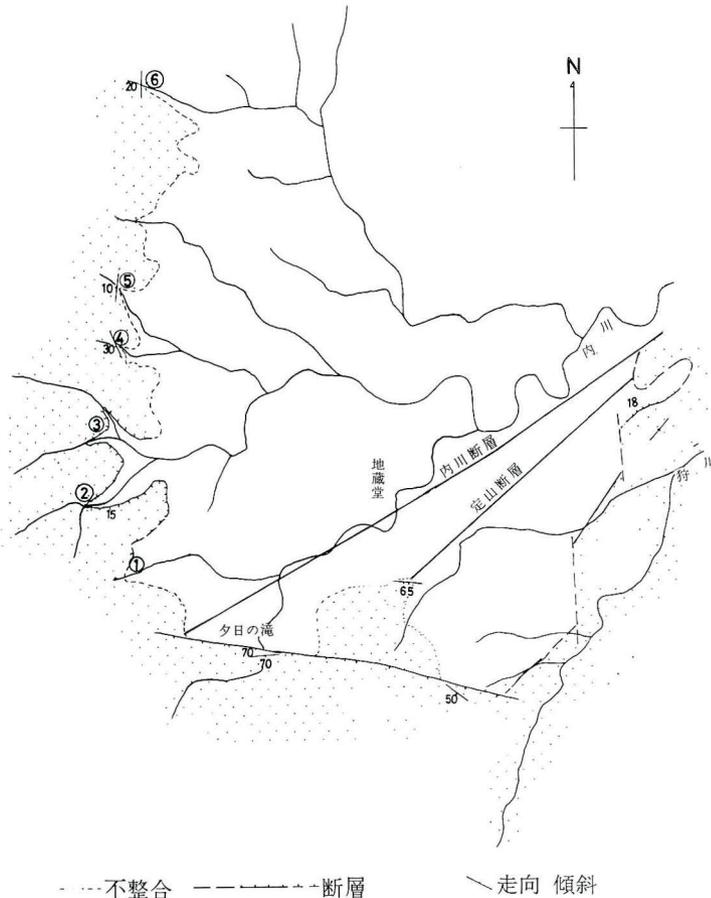


図4 箱根火山古期外輪山噴出物(アミ目)の基盤足柄層群に対する関係, 南足柄市地藏堂地区

カルデラ内の構造は、Kuno H., Oki Y., Ogino K. and Hirota S. (1970) によってボーリングデータを用いて研究されている。それによると、カルデラの南西半分はボーリングデータに乏しく明らかでないようである。北東半分の地域は、ボーリングデータによると意外に浅い所まで基盤岩が来ている。これらのボーリングデータ及び野外での露頭観察から基盤岩の海拔高度について記すと、湯ヶ島層群は仙石原付近で最も高く約400~550 m、下の湯より強羅、堂ヶ島では意外になだらかで約200~350mの高度である(図2)。Kuno (1951) によると須雲川にも露出していて約200mの高度にあるという。湯本以東では、急に深くなり-400m以深になる。湯ヶ島層群は他に奥湯河原の千歳川沿いの海拔200~480mに露出している。これらの湯ヶ島層群の分布高度から、伊豆半島の北端部は沈み込んでいないと考えられている(中村・島崎1981)。

早川凝灰角礫岩は、湯ヶ島層群に不整合に乗る。主に軽石・スコリアからなる火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩の互層からなり、早川沿岸の同層は $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の緩傾斜で北東または東に傾斜している。須雲川沿いでは、多数の断層によって切られ、断層付近の走向・傾斜は激しく転移しているが、二ノ戸沢で $N4^{\circ}W, 50^{\circ}E, N15^{\circ}W, 38^{\circ}E$ 、天狗沢入口で $N-S, 20^{\circ}E$ を示すように、全体として東傾斜の傾向が読み取れる。早川凝灰角礫岩の分布の top は、宮ノ下で約500m、早川で約400m、塔ノ沢で約300m、天狗沢で約440m、二ノ戸沢で約400mと東に低くなっている。

箱根火山の活動は約40万年前に始まったとされる(鈴木 1970)。一方箱根火山の乗る伊豆地塊は、年に2~3 cmあるいは数 cmの速度で北-北西方向に移動しているとされる(Seno 1977, Matsuda 1978・他)から、箱根火山活動開始後現在までに2~3 cm/年の速度で移動していたとするならば、その間8~12 km、およそ現在のカルデラの直径ぐらい箱根火山が北~北西に移動したことになる。また箱根火山の乗る伊豆地塊がユーラシアプレートに衝突しているならば、そこで箱根火山の基盤が圧縮されて変形を受け、同時に箱根火山自体も変形を受けている可能性が考えられる。しかし前述のように箱根火山の基盤の早川凝灰角礫岩は、東または北東に緩傾斜しているだけで非常に安定している。箱根火山自体もわずかに東に傾斜しているに過ぎない(鈴木 1971)。

箱根火山古期外輪山噴出物と足柄層群との関係は、狩川及び内川の上流で見られ、断層又は不整合である(今永 1976)。地藏堂の内川の支流では、足柄層群と箱根火山古期外輪山噴出物が一部水平断層で接している(図4の①~③に掛けて)。これは、箱根火山形成後の伊豆地塊の北~北西方向の移動によって、足柄層群が変形し、その上に乗る箱根火山古期外輪山噴出物との間に歪が生じてすべった断層ではないかと考えられる。

足柄層群は激しく褶曲し傾斜し、箱根火山古期外輪山噴出物に接する所では傾斜がほぼ垂直である。これに対して箱根火山基盤の早川凝灰角礫岩は、伊豆地塊に乗って安定している。早川凝灰角礫岩が露出する箱根町宮ノ下から足柄層群が露出する南足柄市地藏堂までの間は、古期外輪山溶岩におおわれている。溶岩で覆われた下のどこかに両者の contact があるものと思われるが、地表地形からは明らかではない。

ま と め

以上をまとめると次のようである。

1. 足柄層群の堆積した場所は、伊豆地塊と本州とに挟まれた海峡であり、フィリピン海プレートに乗った伊豆地塊の移動とともに堆積した場所が徐々に北西へ移動したと考え

られる。そのことが岩相にあらわれている。

2. 足柄層群の南東に開いたドーム状の褶曲構造を生じた変形は、フィリピン海プレートの北～北西方向の移動による伊豆地塊の本州への接近と衝突、それらによる南東からの押しと南北からの挟みとにより形成されたと解釈される。

3. 南足柄市地藏堂地区で箱根火山古期外輪山噴出物と足柄層群との不整合面の一部に平行に生じている水平断層は、フィリピン海プレートの移動を反映したスベリ断層であると考えることができる。

謝 辞

調査研究にあたり、終始ご指導いただいた横浜国立大学見上敬三教授、東京大学鎮西清高助教授に厚くお礼申し上げる。また貴重なご助言をいただいた気象庁静岡気象台吉田明夫調査官に深く感謝の意を表す。

文 献

- 今永 勇 1976 箱根火山北麓地藏堂の地質 神奈川県博研報 No.9 p.77-84.
 今永 勇 1977 足柄山地矢倉岳北方畑沢の地質 神奈川県博研報 No.10 p.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 p.14-22.
 今永 勇 1980 足柄層群の岩脈の方向について 神奈川県博研報 No.12 p.35-41.
 今永 勇 1981a 足柄層群の地質構造 日本地質学会第88年学術大会講演要旨 p.468.
 今永 勇 1981b 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 p.66.
 狩野謙一・伊藤谷生・木村敏雄 1978 神縄衝上断層、の伊豆丹沢の断層系における意義 第15回 自然災害科学総合シンポジウム論文集 p.89-92.
 小柳建興 1979 足柄層群について 神奈川県立教育センター研究集録 p.25-30.
 Kuno H. 1951. Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part II Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II. Vol. VII, p.351-402.
 久野 久 1952 熱海図幅地質説明書 p.1-141.
 Kuno H., Oki Y., and Hirota S. 1970 Structure of Hakone caldera as revealed by drilling. Bull. Volcanologique, Vol. 34 p.713-725.
 倉沢 一 1968 フォッサ・マグナ地域の火山岩 フォッサ・マグナ p.118-133.
 松原幸夫 1980 伊豆半島とフィリピン海プレート 月刊地球 Vol.2 p.157-163.
 Matsuda T. 1978. Collision of the Izu-Bonin Arc with Central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan. J. Phys. Earth 26 Suppl., 409-421.
 松田時彦 1980 伊豆半島の行方——最近数百万年の移動方向—— 月刊地球 Vol.2 p.146-168.
 中村一明 1969 応力場を反映した火山体の構造——側火山の配列方向——火山2集 Vol.14 p.8-20.
 中村一明・島崎邦彦 1981 相模・駿河トラフと沈み込み 科学 Vol.51 p.490-498.
 大塚弥之助 1934 身延山北麓の化石と箱根早川層灰岩の貝化石
 Seno T. 1977. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate, Tectonophysics Vol.42 p.209-226.
 杉村 新 1972 日本付近におけるプレートの境界 科学 Vol.42 p.192-202.
 鈴木正男 1970 フィッショントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定(第II報)——本州中部、伊豆諸島産出の黒曜石について——第四紀研究 Vol.9 p.1-6.
 鈴木隆介 1971 箱根火山の地形 地形の成因 日本火山学会編箱根火山 p.7-42.