帯磁率異方性からみた丹沢トータル岩体の貫入・定置機構

Anisotropy of magnetic susceptibility of tonalite in the Tanzawa plutonic complex and its implications for emplacement mechanism.

Abstract

金丸龍夫* 高橋正樹**

Tatsuo Kanamaru*
and Masaki Takahashi**

2004年7月29日受付.
2005年5月28日受理.

* 神戸大学大学院自然科学研究科
Graduate School of science and Technology,
Kobe University, 1-1, Rokkodai-cho, Nada-ku,
Kobe 657-8501, Japan

** 日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of
Humanities and Sciences, Nihon University, 3-
25-40, Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-
0045, Japan

Corresponding author: T. Kanamaru,
takanama@kobe-u.ac.jp

The anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic direction of the Tanzawa tonalite and related rocks are studied in order to throw light on the emplacement mechanism of tonalite magma. The paleomagnetic directions of samples from syn-plutonic dikes in the Tanzawa main tonalite and dikes in the Jizodaira intrusion reveal that the mass of Tanzawa tonalite did not tilt greatly since its emplacement at 7 Ma. The Tanzawa main tonalite comprises ferromagnetic granite and its anisotropy of magnetic susceptibility is caused by the shape of magnetite clots and/or magnetite grains included in elongated minerals such as hornblende and biotite. On the basis of magnetic foliation, the four successively emplaced units are identified; they are the Kurokuragawa, Murokubogawa, Mizunokisawa, and Ishiwariyama units. Each unit is a laterally zoned pluton with mafic margin grading to felsic core. The dips of magnetic foliations are generally steep especially near the margin of each unit, but those around the roof pendant of the Kurokuragawa unit are rather gentle. The dip of magnetic lineation is steep along the margin of the units, indicating the position of the feeder of magma. On the contrary, the dip of magnetic lineation in the inner part of the unit is gentle. The magnetic foliation and lineation in the Ishiwariyama unit may have been disturbed by the local thermal convection induced by the input of high temperature magma through syn-plutonic dikes. The deformation in the last stage of solidification of magma by the left lateral strike-slip tectonic movement suggests that the tonalite magma was emplaced under transtensional tectonic regime. The space of each unit may have been created by the subsidence of the floor, and magma migrated upward through ring-shaped feeders along the margin of the subsiding floor, resulting in the formation of a lopolith-like pluton.

Key words: Tanzawa tonalite, emplacement mechanism, anisotropy of magnetic susceptibility, magnetic fabric, paleomagnetism

はじめに

はんれい岩からトータル岩まで幅広い組成の深成岩類からなる丹沢トータル岩複合岩体(滝田, 1974)は, 前期中新世から中期中新世の丹沢層群中に定置した新第三紀の深成岩体である(Fig. 1). 丹沢層群は様々な島弧海底火山岩類やその2次堆積物からなり, 古伊豆・小笠原火山弧の一部を形成していたものと考えられている(有馬ほか, 1999; 天野ほか, 2003など). また, 特に南部の丹沢層群の一部は緑色片岩から角閃岩相に至る明瞭な変成作用を受けており, 結晶片岩などの変成岩類となっている(相馬・吉田, 1968; Seki et al., 1969; 島海・荒井, 1986; 荒井, 1987). 藤ノ木-愛川構造線と神縄断層に挟まれた丹沢層群と深成岩類からなる丹沢ブロックは, フィリピン海プレートの北上に伴って6 Ma頃に本州側に衝突付加したものと推定されている(天野, 1986;

Niitsuma, 1989など). また, 丹沢トータル岩複合岩体は未成熟な島弧地殻の中部地殻を代表する深成岩体と考えられており(Taira et al., 1997など), 丹沢トータル岩複合岩体の形成過程を明らかにすることは, 島弧地殻の発達過程を知る重要な手がかりともなる.

深成岩体の形成過程を知るためには, 岩体を形成するに至ったマグマの成因とそのマグマの貫入・定置メカニズムの双方について明らかにされる必要がある. 丹沢トータル岩複合岩体を形成するに至ったマグマの成因については, これまでに多くの議論がなされてきている(石原ほか, 1976; Ishizaka and Yanagi, 1977; Sato, 1991; Kawate and Arima, 1998など). これに対して, 岩体を形成するに至ったマグマの貫入・定置メカニズムについては, いくつかの仮説が提示されてきてはいるものの, 未だ明確な結論は得られていないのが現状である.

Fig. 1. Geological sketch map of the Tanzawa tonalite complex (modified after Takita, 1974 and Sugiyama, 1976).

深成岩体の貫入・定置メカニズムの解明には、帯磁率異方性 (Anisotropy of Magnetic Susceptibility: AMS) に基づく岩石ファブリック解析が、近年多くの成果を収めている (Bouchez, 1997 など)。弱磁場における全岩帯磁率は、古地磁気方位や現在の磁場強度とは無関係に鉱物のもつ磁化のしやすさによってのみ決まり、また鉱物粒子の形態や結晶軸の方向に依存した異方性を示す。このことを帯磁率異方性とよぶ。例えば、鉱物が十分に大きく多磁区構造をもつ場合には、鉱物の長軸方向が最大帯磁率方向となる。帯磁率異方性は、主として磁性をもつ鉱物の配列によって決まるので、帯磁率異方性を測定することで、岩石中の常磁性および強磁性鉱物の配列によって形成される面構造 (葉理) や線構造を間接的に知ることができる。帯磁率異方性によれば、肉眼的に鉱物の面構造や線構造が明瞭でない場合にも、岩石のファブリックを客観的かつ定量的に明らかにすることができるという利点がある。

岩石試料における帯磁率異方性には、岩石中の強磁性鉱物や常磁性鉱物の個々の形状や結晶構造などに由来するものと、それらの鉱物の配列の度合いに起因するものがあり、両者をあわせたものが試料全体の全岩帯磁率異方性となる。特に強磁性鉱物を 0.1 vol.% 以上含む場合には、観測される帯磁率異方性は基本的にそれらの強磁性鉱物に支配される (Tarling and Hrouda, 1993)。このため、帯磁率異方性を用いる場合、その岩石に含まれる磁性鉱物を同定することが重要となる。ここでは、EPMA による鉱物分析と観察および元

素マッピングを用い磁性鉱物の同定と配列の観察を行った。また、帯磁率異方性より得られた岩石ファブリックに基づきマグマの貫入・定置メカニズムを議論する際には、貫入・定置後に岩体が著しく傾動していないことを確かめておく必要がある。そこで、丹沢トータル岩複合岩体貫入・定置後の丹沢ブロックの傾動について検討するために古地磁気方位の測定をあわせて行った。丹沢トータル複合岩体の AMS 測定結果の一部についてはすでに報告しているが (高橋ほか, 2000; Kanamaru and Takahashi, 2003)、本論では、その後のデータも加えこうした帯磁率異方性の測定に基づく岩石ファブリックの解析により、丹沢トータル岩複合岩体、特に主要部を占める主期トータル岩体の貫入・定置メカニズムについて検討を行った。

貫入・定置メカニズムに関するこれまでの研究

丹沢トータル岩複合岩体の形態の推定を含めた貫入・定置メカニズムに関連するこれまでの研究としては、Yoshii (1928)、森下 (1933, 1934)、見上 (1958)、相馬 (1968)、滝田 (1974)、荒井 (1987) などがある。Yoshii (1928) と森下 (1933) は、丹沢トータル岩複合岩体は東西に延びる構造線に沿って貫入した板状で底のすばまる形態をもった一種の "ethmolith" であると考え、相馬 (1968) と滝田 (1974) も、内部の岩石ファブリック (葉理・面構造) 解析から、同じくロート状の構造をもつ岩体であるとみなした。これに対して森下 (1934) は、鉱物配列の面構造 (葉理) やシュリー

レンの構造から、むしろ下方に拮がるストックであると推定している。また見上 (1958) は、岩体北部に塊状のホルンフェルスがそして岩体南部に片状構造をもつ変成岩類が分布することなどから、東西に伸長した北傾斜の板状岩体が南方に衝上するように貫入することで後者が形成されたと考えた。一方、荒井 (1987) は、主として変成岩類の分布やその線構造そして変成作用の P-T-t 経路解析の結果などから、丹沢トータル岩複合岩体が東方に大きく傾斜したダイアビル状岩体であることを主張した。以上のように、岩体の形態や貫入・定置メカニズムに関する議論には (1) 底のすばまるロート状岩体 (2) 底ひろがりのストック状岩体 (3) 南方向に衝上するように貫入した北傾斜の板状岩体 (4) 東傾斜したダイアビル状岩体など様々なものがあり、未だ決着がついていない。

丹沢トータル岩複合岩体

丹沢トータル岩複合岩体は、東西 25 km 南北 3 ~ 8 km の東西に伸長した細長い形態を有するバソリス規模の貫入岩体であり、はんれい岩質深成岩体および石英閃緑岩、トータル岩、トロニウム岩などからなる珪長質深成岩体から構成される。滝田 (1974) は、野外での貫入関係や顕微鏡による岩石記載および鉱物モード組成から、丹沢トータル岩複合岩体の岩相および岩体区分を初めて詳細に明らかにした。それによれば、丹沢トータル岩複合岩体は、最初期に活動したはんれい岩体を除くと、少なくとも 18 の独立した岩体と 10 の岩型から構成され、第 I 期から第 IV 期までの 4 つの貫入ステージからなる。第 I 期 (約 9 面積%) の大滝沢型はカミングトン閃石普通角閃石閃緑岩および普通角閃石石英閃緑岩、熊木沢型は普通角閃石石英閃緑岩、普通角閃石斜方輝石石英閃緑岩、含斜方輝石普通角閃石トータル岩からなる。第 II 期の深成岩類は複合岩体の大部分 (約 90 面積%) を占め、ユーシン型は普通角閃石黒雲母トータル岩、普通角閃石黒雲母トロニウム岩、畦ヶ丸型は黒雲母普通角閃石トータル岩、普通角閃石黒雲母トータル岩、普通角閃石黒雲母トロニウム岩、黒雲母普通角閃石石英閃緑岩からなる。より苦鉄質鉱物に乏しく優白質のユーシン型は岩体東部玄倉川流域のユーシン岩体と西部の石割山岩体に分布し (杉山, 1976)、畦ヶ丸型はそれ以外の岩体主要部を占める畦ヶ丸岩体を構成する。第 III 期と第 IV 期の深成岩類は量的には極めて少なく (約 1 面積%以下)、小型の貫入岩体からなる。第 III 期の箱根屋沢型と地蔵沢型は黒雲母普通角閃石トータル岩および普通角閃石黒雲母トータル岩から、板小屋沢型は普通角閃石黒雲母石英閃緑斑岩から、用木沢型は普通角閃石黒雲母トータル斑岩から、モミの木沢型はカミングトン閃石黒雲母トロニウム岩および黒雲母カミングトン閃石トロニウム岩からなる。また第 IV 期の富士見型は黒雲母トロニウム岩および黒雲母トータル岩からなる。このうち畦ヶ丸岩体は周縁部で苦鉄質鉱物に富み色指数が高い傾向がある。

本研究では第 I 期トータル岩体を古期トータル岩体 (older tonalite)、第 II 期トータル岩体を主期トータル岩体 (main tonalite)、第 III 期および第 IV 期トータル岩体を新期

トータル岩体 (younger tonalite) とよぶことにする (Fig. 1)。

丹沢トータル岩複合岩体の定置・固化年代

丹沢トータル岩複合岩体の放射年代を明らかにした研究としては、Kawano and Ueda (1966)、佐藤ほか (1986)、Ito et al. (1989)、佐藤ほか (1990)、Saito et al. (1991)、Saito (1993) などがある。Kawano and Ueda (1966) は黒雲母の K-Ar 年代を測定し、東部のユーシン岩体で 5.2 Ma、畦ヶ丸岩体で 4.3 Ma、西部の石割山岩体で 7.6 Ma の年代を報告している。佐藤ほか (1986) では、黒雲母の K-Ar 年代については、ユーシン岩体で 4.8 Ma、畦ヶ丸岩体北東部で 4.6 Ma、畦ヶ丸岩体南西部で 5.1 Ma、普通角閃石の K-Ar 年代については、畦ヶ丸岩体北東部で 10.1 Ma、畦ヶ丸岩体南西部で 10.7 Ma の値を得ている。さらに、これらの測定結果から、丹沢トータル岩複合岩体は約 11 ~ 4 Ma の間に平均で 50 °C/Ma のゆっくりとした速度で冷却したと考えた。また、畦ヶ丸岩体南縁部の燐灰石のフィッシュトラック年代が 2.5 Ma の年代を示すことから、4 Ma 以降岩体の冷却速度が速まったと考えた (佐藤ほか, 1990)。Ito et al. (1989) はジルコンのフィッシュトラック年代を測定し、 7.1 ± 2.0 Ma の平均年代値を得ている。一方、Saito et al. (1991) は、主期トータル岩体中の多数の普通角閃石について K-Ar 年代を測定し、それらが約 7 Ma の年代を示すことを明らかにした。彼らは、10 Ma などの古い年代は真の年代を代表せず、普通角閃石中の過剰アルゴンによるものであると判断した。また、この 7 Ma という K-Ar 年代は、Saito (1993) の普通角閃石についての Ar-Ar 法による測定によっても支持されることになった。したがって、丹沢トータル岩複合岩体の主期トータル岩体は、7 Ma には普通角閃石の閉鎖温度 (約 550 °C) に到達しており、その貫入固化時期も、この年代と大きく異なることはないものと考えられる。

主期トータル岩体

1. 地質

丹沢トータル岩複合岩体の大部分を占める主期トータル岩体と母岩の丹沢層群 (およびその変成岩類) との境界は観察し得る限りでは極めて明瞭であり、脆性的に破壊された母岩の割れ目中に母岩の構造を切る形でトータル岩の貫入がみられるなど、典型的ないわゆる “discordant pluton” の様相を呈する。母岩起源とみなされる捕獲岩は貫入境界付近を除いて多くはみられないが、岩体西部の石割山周辺^{いしわりやま}などのように、長径数 10 cm から数 cm 程度の丹沢層群を構成する岩石の捕獲岩が多数認められる場合もある。貫入境界の傾きはほとんどの場所で 70 ° 以上と極めて急傾斜であるが、岩体東部の石割山から桧洞丸にかけての地域では傾斜が緩やかになってルーフを構成しており、石割山周辺には長径 2 km 短径 1 km 余りの大型のルーフペンダントがみられる (Fig. 1)。

滝田 (1974) はユーシン岩体の一部にトータル岩質ベグマタイト岩脈を報告しているが、主期トータル岩体中にはアブ

Fig. 2. The location and strike of syn-plutonic dikes and swarms of mafic inclusion. A rose diagram shows their strike.

Fig. 3. Syn-plutonic dike and mafic inclusion. (A) E-W trending syn-plutonic dike is cut by a back-vein of host tonalite (arrow). (B) Flame-shaped marginal boundary of mafic inclusions.

ライト・ペグマタイトは基本的に認めることができず、代わりに斜長岩質の優白質脈あるいは優白質レンズがよく発達する。

主期トータル岩体には、ほぼ全域で苦鉄質包有岩がみられる。苦鉄質包有岩のうち、長径 10 cm 以上のものの分布密度は 0.5 ~ 1.5 個/m² 程度である。岩体中西部菰釣山周辺や西部の石割山周辺には、同時性岩脈 (syn-plutonic dike) やそれに由来すると考えられる苦鉄質包有岩の密集地域が数カ所で認められる (Fig. 2)。特に石割山東部から北東部の約 3 km² の地域および南西部の 1 km² の地域では、苦鉄質包有岩が高密度で分布し、それらの多くはシート状の^{こもつるしやま} 拡がりをみせている。同時性岩脈は、back vein などによって分断された岩脈であったり、あるいは苦鉄質包有岩が「岩脈状」に密に配列したものであったりする場合が多い (Fig. 3A)。それらの走向はほぼ東西性のものが卓越する。上述の石割山東部から北東部および南西部では、同時性岩脈も良く発達する。一方、苦鉄質包有岩や同時性岩脈と母岩のトータル岩との境界部にはしばしば火炎状組織が発達し、急冷縁を有する場合もある (Fig. 3B)。また、境界部ではしばしば両者が混交した組織を示す。

Fig. 4. Deformed gneissose rocks in the western portion of the Tan-zawa main tonalite. (A) Foliation of gneissose tonalite. A leucocratic band with anorthositic composition is sinistrally folded, indicating the sense of left-lateral strike slip movement. Mafic inclusions are flattened and elongated. The strike and dip of foliation are about N50° W and 80° S, respectively. The scale bar is 15 cm. (B) Sketch showing the outcrop of photograph A. (C) Texture of gneissose tonalite under the microscope (crossed nichol). A plagioclase crystal is bended (arrow in the center), but circumambient quartz grains are not deformed. Q: quartz; Pl: plagioclase.

主期トータル岩体中西部水の木沢から菰釣山周辺には幅 2 km ほどの領域において顕著な片麻状組織が発達する (Fig. 4)。片麻状組織の平均的な走向傾斜はおおよそ N50° W 80° N である。この周辺にみられる苦鉄質包有岩や斜長岩質脈もこの構造に調和的に変形し引き延ばされている。苦鉄質包有岩のアスペクト比 (長径/短径比) は最大 20.0 以上にも達し、著しい扁平化を示す。また、優白質斜長岩脈の褶曲構造から、この剪断帯が左横ずれ変位を受けていることがわかる (Fig. 4A, 4B)。

2. 岩石記載

主期トータル岩は中粒～粗粒のトータル岩、トロニエム岩、石英閃緑岩からなる。主要構成鉱物は、斜長石、普通角閃石、カミングトン閃石、石英、黒雲母であり、少量のカリ長石、

Fig. 5. Silica variation diagrams for whole-rock major element chemistry of the Tanzawa tonalite complex (after Takahashi et al., 2004). AOB: alkali-olivine basalt series; HTH: high-alkali tholeiite series; LTH: low-alkali tholeiite series; TH: tholeiitic rock series; CA: calc-alkaline rock series.

単斜輝石，斜方輝石を伴う。さらに副成分鉱物として不透明鉱物，燐灰石，スフェーン，ジルコンなどを含む。斜長石は，自形から半自形で卓状から短柱状の形態を有し，累帯構造を示すものが多い。普通角閃石は青緑色から緑色ないしは褐緑色のZ軸色を示し，自形から半自形でボイキリティックに斜長石，不透明鉱物を包有する。カミングトン閃石は普通角閃石に伴って産する。石英は他形充填的なものと斑状のものがあ，岩体東部と西部の優白質トナール岩あるいはトロニエム岩で斑状組織を示すものが卓越する。黒雲母は褐色から濃褐色のYおよびZ軸色を示す他形充填的結晶が一般的であるが，普通角閃石とともに出現することが多く，しばしば不透明鉱物を伴う。カリ長石は優白質トナール岩の粒間を充填しており，また単斜輝石と斜方輝石は主として普通角閃石の中核部に虫食い状または不定形の残晶として産する。

優白質脈あるいは優白質レンズを構成する斜長岩質岩は，自形斜長石が集積しその粒間を他形石英，角閃石および黒雲母が充填する一種のキュームレイト組織を示す。

同時性岩脈構成岩および苦鉄質包有岩の斑晶量は様々であり，石基は完晶質であるが等粒状から長柱状結晶が配列した

Fig. 6. Spatial variation of whole-rock SiO_2 content (wt.%). (A) Whole-rock SiO_2 content (wt.%) at each sampling point. (B) Contoured map showing the spatial variation of whole-rock SiO_2 content, displaying normally zoned compositional structure with mafic margin grading to felsic core.

Fig. 7. Sampling sites for measurement of anisotropy of magnetic susceptibility in the Tanzawa main tonalite. The line X-X' (chain line) and Y-Y' (dashed line) show the cross sections in Fig. 12. Numerals denote sample number.

流状組織を示すものまで多様性に富む。構成鉱物は斑晶、石英とともにそのほとんどが斜長石と普通角閃石である。またこれらの中には、ふるい状組織などの分解反応組織を示す斜長石や普通角閃石のコロナ状反応縁を有する石英がみられる。

丹沢トータル岩には多かれ少なかれ石英の波動消光が見られるが、岩体中西部水の本沢周辺に露出する片麻状組織を示す岩石には、著しい石英の波動消光やサブグレイン化、斜長石双晶の屈曲、キンクバンド、鉱物内微小断層、黒雲母の劈開の湾曲、キンクバンドなどの変形組織が発達する (Fig. 4C)。ただし、含有される苦鉄質包有岩が肉眼的に顕著な変形を被り、また面構造 (葉理) の発達も著しいという肉眼的な特徴をもつわりには、顕微鏡下で観察される鉱物の変形度は小さく、結晶の著しい細粒化あるいは脆性破壊などの変形は微弱である。一方、このような変形組織を示す斜長石に接して、ほとんど変形を示さない他形充填的な石英が存在したり、斜長石の割れ目に沿って同様の石英が入り込んでいたりすることがある (Fig. 4C)。

3. 全岩化学組成

主期トータル岩体の全岩 SiO_2 量は、53 ~ 72 wt.% と幅広い変化を示す (高橋ほか, 2004)。 SiO_2 変化図上では、各酸化物ともほぼ直線的な変化トレンドを有し、 SiO_2 量が増加するにつれて TiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO^* 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 が減少し、 Na_2O 、 K_2O が増大する (Fig. 5)。 K_2O 量に乏しいのが特徴であり、Gill (1981) の low-K 系列に属する (Fig. 5)。また FeO^*/MgO vs. SiO_2 図ではカルクアルカリ系列の領域にプロットされる (Fig. 5)。

主期トータル岩体内における全岩 SiO_2 量の空間的变化をみると、岩体東部と西部に $\text{SiO}_2 = 65$ wt.% 以上の珪長質岩の卓越する領域があり、中央部に $\text{SiO}_2 = 65$ wt.% 以下の苦鉄質岩が卓越する領域がみられる (Fig. 6)。これらの領域は滝田 (1974) のユースン岩体と石割山岩体、および畦ヶ丸岩体にほぼ相当する。

それぞれの領域内では、周縁部が SiO_2 に乏しく中心部が富むという、いわゆる「正規組成累帯構造」を示す水平方向の組成累帯深成岩体を見かけ上形成している (Fig. 6B)。東部と西部の領域では、周縁部が $\text{SiO}_2 = 65 \sim 70$ wt.%, 中心部が $\text{SiO}_2 = 70$ wt.% 以上であり、中央部の領域では、周縁部が $\text{SiO}_2 = 60$ wt.% 以下、中心部が $\text{SiO}_2 = 60 \sim 65$ wt.% であり、さらにその内側に $\text{SiO}_2 = 70$ wt.% 以上の小領域が認められる。こうした「組成累帯構造」は、滝田 (1974) が示した岩体内の色指数分布とほぼ調和的である。主期トータル岩体全体でみると、 $\text{SiO}_2 = 60$ wt.% 未満が占める面積の割合が 18 %, $60 \sim 65$ wt.% が 36 %, $65 \sim 70$ wt.% が 36 %, そして 70 wt.% 以上が 10 % となり、 $\text{SiO}_2 = 65$ wt.% 以下のより苦鉄質な深成岩類が全体の 54 % と半分以上を占めていることになる。

岩体内にみられる斜長岩質岩の全岩 SiO_2 量は 58 wt.% から 71 wt.% にわたり、母岩の SiO_2 量と対応した組成変化を示す (Fig. 5)。母岩のトータル岩と比較すると、 TiO_2 、 FeO^* 、 MnO 、 MgO 、 K_2O 、 P_2O_5 に著しく乏しく、 Al_2O_3 および CaO に富んでおり、 SiO_2 量の増大に伴い CaO および Al_2O_3 が減少する。

同時性岩脈の全岩 SiO_2 量は 51 wt.% から 56 wt.% まで変化し、苦鉄質包有岩の全岩 SiO_2 量は 51 wt.% から 60 wt.% まで変化する (Fig. 5)。これらは、トータル岩に比べて P_2O_5 に乏しく、 Na_2O 、 K_2O に富む。 $\text{SiO}_2 = 51 \sim 55$ wt.% の玄武岩から玄武岩質安山岩では、Gill (1981) の medium-K 系列および高アルカリソレイト系列に属し、low-K 系列および低アルカリソレイト系列に属するトータル岩マグマをこれらのマグマからの単純な結晶分化作用で導くことはできない (高橋ほか, 2004)。

Table 1. Data of anisotropy of magnetic susceptibility for 107 specimens sampled in the Tanzawa main tonalite (mean values). N: number of specimens; K: bulk susceptibility (arithmetic mean of k_m); lineation (K_l): declination and inclination of minimum principal axis of AMS ellipsoid; pole of foliation (K₃): declination and inclination of minimum principal axis of AMS ellipsoid; P': corrected degree of anisotropy; T: shape parameter.

Site	N	K	Lineation, K _l		Foliation pole, K ₃		P'	T	Site	N	K	Lineation, K _l		Foliation pole, K ₃		P'	T
			dec.	inc.	dec.	inc.						dec.	inc.	dec.	inc.		
1	8	49.61E-03	-	-	349.9	3.7	1.189	0.717	55	9	55.55E-03	202.5	71.6	9.1	18.0	1.115	-0.166
2	7	43.00E-03	79.7	50.8	170.6	0.7	1.161	0.513	56	5	15.30E-03	36.3	37.0	266.6	40.3	1.059	0.537
3	7	30.90E-03	297.4	50.4	199.1	6.8	1.297	0.709	57	7	31.51E-03	348.5	23.1	255.1	8.1	1.155	-0.031
4	5	41.22E-03	-	-	32.3	25.2	1.077	0.502	58	6	18.60E-03	72.6	46.9	321.3	18.8	1.033	0.085
5	9	42.94E-03	286.3	15.1	17.9	6.1	1.059	0.502	59	9	53.73E-03	58.8	84.5	199.0	4.3	1.285	-0.015
6	6	34.97E-03	-	-	359.2	2.1	1.153	0.594	60	9	36.90E-03	344.0	62.6	224.5	14.3	1.391	-0.219
7	9	62.34E-03	336.4	1.9	242.3	65.6	1.027	-0.124	61	9	45.51E-03	115.6	6.9	17.3	49.7	1.117	0.062
8	9	36.41E-03	-	-	76.9	28.6	1.064	0.661	62	8	48.11E-03	312.9	23.3	207.1	32.2	1.306	0.414
9	6	40.51E-03	314.6	43.9	82.9	32.8	1.068	0.623	63	8	69.33E-03	329.6	51.2	226.2	10.6	1.337	-0.6
10	9	32.52E-03	-	-	291.5	36.5	1.046	0.603	64	9	89.74E-03	331.2	82.3	-	-	1.534	-0.186
11	9	24.80E-03	-	-	201.9	65.1	1.032	-0.176	65	7	53.27E-03	294.8	26.1	30.7	11.8	1.057	-0.314
12	8	27.01E-03	289.6	5.8	51.4	79.0	1.089	0.477	66	9	34.43E-03	308.6	44.4	38.8	0.2	1.112	0.146
13	6	31.67E-03	346.8	20.2	103.6	50.8	1.045	0.111	67	10	35.78E-03	335.0	26.4	242.3	5.3	1.148	0.007
14	10	74.37E-03	292.6	53.6	160.3	26.4	1.364	-0.043	68	8	59.39E-03	328.3	70.6	192.3	14.2	1.232	-0.025
15	7	75.09E-03	272.6	58.8	129.5	25.9	1.167	-0.129	69	9	81.24E-03	342.5	57.4	193.1	28.8	1.334	0.223
16	6	40.74E-03	83.6	34.2	337.8	21.8	1.1	0.057	70	8	58.12E-03	297.0	27.5	166.0	51.6	1.184	-0.38
17	6	30.92E-03	274.4	15.9	-	-	1.095	-0.274	71	7	73.90E-03	43.8	46.8	190.7	38.2	1.166	0.309
18	5	20.20E-03	303.3	60.8	178.9	17.5	1.104	-0.277	72	9	30.30E-03	28.4	65.2	283.1	6.9	1.096	0.174
19	9	27.89E-03	91.0	18.3	185.3	12.9	1.199	0.282	73	9	25.80E-03	303.2	6.5	37.9	36.0	1.156	-0.348
20	6	54.20E-03	85.2	34.5	181.7	9.4	1.07	0.621	74	8	28.71E-03	265.6	28.0	126.5	54.8	1.086	-0.294
21	6	22.57E-03	76.7	46.0	341.4	5.1	1.089	0.498	75	7	36.86E-03	281.0	29.4	116.5	59.7	1.054	-0.436
22	9	30.89E-03	-	-	301.4	0.6	1.099	0.456	76	9	15.97E-03	25.3	4.6	292.9	28.0	1.058	-0.073
23	9	57.47E-03	130.0	22.2	234.2	31.2	1.234	0.323	77	9	38.85E-03	265.7	65.3	161.8	6.3	1.076	0.338
24	9	39.64E-03	108.7	40.5	221.4	24.3	1.525	0.879	78	9	25.96E-03	334.5	82.0	144.9	7.9	1.081	0.41
25	9	40.27E-03	-	-	5.9	2.7	1.077	0.046	79	10	84.77E-03	301.7	22.5	190.8	40.8	1.275	-0.082
26	9	59.53E-03	90.8	4.5	182.8	23.2	1.123	0.639	80	6	24.93E-03	-	-	5.9	13.7	1.327	-0.207
27	9	47.79E-03	330.1	16.5	234.0	19.8	1.283	0.22	81	8	39.53E-03	116.2	27.4	5.5	34.3	1.238	-0.408
28	9	38.34E-03	317.2	18.6	223.5	11.1	1.478	0.319	82	6	39.50E-03	344.2	70.0	142.4	18.7	1.104	-0.21
29	7	74.61E-03	251.4	57.3	54.9	31.6	1.139	-0.155	83	6	57.28E-03	306.7	16.0	210.2	21.6	1.143	-0.176
30	9	24.14E-03	138.6	82.3	326.2	7.6	1.057	0.087	84	8	20.92E-03	46.5	54.0	293.9	15.6	1.096	-0.164
31	8	37.75E-03	203.3	66.7	58.3	19.5	1.062	0.074	85	9	19.65E-03	2.4	28.7	262.7	17.1	1.12	-0.232
32	6	69.46E-03	239.8	39.5	132.2	20.2	1.387	0.47	86	8	16.78E-03	34.2	23.4	-	-	1.18	-0.697
33	6	43.19E-03	329.1	46.0	209.9	25.3	1.449	0.419	87	8	22.79E-03	49.1	15.2	301.7	47.8	1.106	0.055
34	6	22.67E-03	227.0	54.8	37.4	34.8	1.212	0.363	88	9	17.48E-03	11.7	39.2	256.1	28.0	1.218	-0.508
35	9	47.38E-03	303.2	35.7	35.6	3.3	1.289	0.56	89	5	19.45E-03	102.3	49.6	224.9	24.6	1.054	0.077
36	6	35.04E-03	311.5	8.1	220.7	5.2	1.312	-0.065	90	5	16.09E-03	109.8	70.0	215.2	5.5	1.088	0.267
37	9	26.42E-03	336.3	5.7	242.4	34.2	1.469	0.144	91	6	31.31E-03	29.9	2.2	125.7	69.2	1.063	0.313
38	7	75.66E-03	166.8	63.7	331.0	25.4	1.141	-0.054	92	7	34.28E-03	307.4	5.5	39.6	22.2	1.188	-0.618
39	9	22.43E-03	87.3	13.4	333.3	59.6	1.084	0.204	93	8	42.16E-03	297.6	21.0	39.6	22.2	1.132	-0.154
40	9	26.30E-03	304.6	0.5	214.5	3.2	1.158	-0.513	94	6	31.20E-03	116.6	38.4	18.6	9.9	1.076	-0.069
41	9	31.57E-03	79.7	26.8	176.0	12.1	1.108	0.471	95	5	25.61E-03	252.7	59.8	15.5	17.5	1.071	0.115
42	6	39.71E-03	-	-	22.9	47.2	1.087	0.613	96	7	64.38E-03	351.3	72.7	200.0	15.3	1.113	0.159
43	6	74.94E-03	247.2	20.9	94.4	66.8	1.092	0.386	97	5	62.52E-03	314.8	38.3	206.8	21.5	1.075	0.618
44	9	44.29E-03	103.2	58.6	272.9	31.0	1.085	-0.22	98	8	65.35E-03	313.9	52.7	188.6	23.8	1.217	-0.054
45	9	58.20E-03	94.1	81.4	294.2	8.1	1.093	0.108	99	9	66.90E-03	325.8	20.3	226.2	24.0	1.291	0
46	9	53.96E-03	355.0	54.8	114.4	19.2	1.218	-0.085	100	9	61.07E-03	342.8	68.8	222.3	11.1	1.219	-0.012
47	9	49.93E-03	224.9	52.3	351.0	24.5	1.058	0.134	101	6	49.86E-03	24.5	76.9	-	-	1.05	-0.266
48	6	21.60E-03	-	-	288.2	71.4	1.106	0.748	102	9	51.19E-03	-	-	134.8	12.2	1.073	0.547
49	5	30.15E-03	202.8	0.1	111.5	84.6	1.075	-0.104	103	9	54.00E-03	249.9	67.6	111.7	17.1	1.063	0.368
50	5	15.68E-03	59.7	20.7	328.9	2.3	1.083	-0.448	104	5	42.29E-03	189.4	67.5	81.7	7.2	1.095	0.424
51	6	14.28E-03	145.1	46.9	11.5	32.9	1.072	0.33	105	7	53.49E-03	65.1	59.6	224.5	28.8	1.101	0.151
52	9	15.85E-03	150.7	2.2	242.7	42.2	1.172	0.301	106	8	68.14E-03	15.8	62.2	215.5	26.4	1.117	-0.062
53	5	17.07E-03	-	-	248.8	45.1	1.084	0.142	107	9	58.07E-03	342.7	52.1	225.4	19.7	1.13	-0.146
54	9	46.70E-03	294.3	49.9	25.4	0.9	1.095	0.363									

方 法

1. 帯磁率異方性

ここでは、主期トータル岩体中で採取された 107 地点 (Fig. 7) の試料について帯磁率異方性の測定を行った。各試料採取地点より採取した 2～4 個の定方位岩石ブロック試料から、底面の直径 2.5 cm、高さ 2.2 cm の円柱形試料を 5～10 個切り出し、それらについて AGICO 社製 Kappabridge KLY-3S 帯磁率異方性測定器を用いて測定した。

帯磁率異方性は 2 階対称テンソルであり、互いに直交する 3 軸 { k_1 (最大帯磁率方向; 長軸) $\geq k_2$ (中間帯磁率方向; 中軸) $\geq k_3$ (最小帯磁率方向; 短軸)} を有する帯磁率楕円体で表現される。 k_1 は帯磁率線構造 (magnetic lineation) を、

k_3 は帯磁率面構造 (magnetic foliation) に垂直な方向をそれぞれ表す。また、全岩帯磁率 k_m は $k_m = 1/3 (k_1 + k_2 + k_3)$ で与えられる。なお、ここでの帯磁率楕円体の軸方向平均値の算出には Jelinek (1978) の方法を用いた。測定結果を Table 1 に示す。

測定データをステレオ投影し、測定結果を以下の 3 タイプに分類した。

- (1) 帯磁率楕円体の各軸がそれぞれ集中してプロットされ、面構造と線構造がともに確認できるもの (Fig. 8A)。
- (2) 長軸だけが集中し線構造のみが確認できるもの (Fig. 8B)。
- (3) 短軸のみ集中し面構造のみが確認できるもの (Fig. 8C)。

Fig. 8. Stereographic projections for representative data of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). (A) Triaxial susceptibility ellipsoid showing both foliation and lineation (site 73). (B) Prolate susceptibility ellipsoid indicating only lineation (site 25). (C) Oblate susceptibility ellipsoid displaying only foliation (site 68).

これをもとに、測定結果を地図上に落とした (Fig. 9). ここで、線構造については、上向き側に矢印を付け、線の長さで水平からの傾斜角を表した。面構造については、短軸の平均方向がポールとなる面の走向・傾斜を記した。

さらに、これら 3 軸の帯磁強度をもとにした帯磁率楕円体の形状についてのパラメータとして、Jelinek (1981) および Tarling and Hrouda (1993) によって提唱された、異方度を表す補正異方度 P' と形状を表す形態パラメータ T について検討を加えた。なお、 P' と T は次式で与えられる。

$$a = 1/3 (\ln k_1 + \ln k_2 + \ln k_3) \text{ としたとき,}$$

$$P' = \exp [2 (\ln k_1 - a)^2 + 2 (\ln k_2 - a)^2 + 2 (\ln k_3 - a)^2]^{1/2}$$

$$T = (2 \ln k_2 - \ln k_1 - \ln k_3) / (\ln k_1 - \ln k_3)$$

2. 磁性鉱物について

丹沢主期トータル岩に含まれる磁性鉱物を同定するために EPMA による不透明鉱物の化学組成分析を行った。また、有色鉱物や不透明鉱物がどのように配列しているかを検討するために、帯磁率異方性を測定した試料を用い、帯磁率面構造に平行な薄片を作成し観察すると共に Fe の元素マッピングを行った。測定には、JEOL 社製 JEOL-8900M electron microprobe analyzer を電流 $1.2 \times 10^{-8} \text{A}$ 、加速電圧 15 kV で使用した。

3. 残留磁化測定

主期トータル岩中に貫入している地蔵平侵入岩体 (松田,

Fig. 9. Map showing the magnetic fabrics of the Tanzawa main tonalite. Solid lines indicate faults. (A) Strike and dip of magnetic foliation. Open marks represent those of deformed rocks. Numeric numbers show the dip. (B) Direction and dip of magnetic lineation. Arrows indicate upward direction. Open arrows depict those of deformed rocks. Numeric numbers denote the dip of lineation.

Fig. 10. Distribution of various magnetic parameters in the Tanzawa main tonalite. (A) Mean bulk magnetic susceptibility (K : arithmetic mean of k_m). (B) Shape parameter (T). (C) Degree of anisotropy (P').

1966) と苦鉄質同時性岩脈について残留磁化測定を行った。地蔵平侵入岩体を構成する岩石の K -Ar 年代としては、斑状デイサイト岩脈について 3.20 および 2.95 Ma、角閃石安山岩岩脈について 2.28 および 2.43 Ma の各年代が得られている (今永・山下, 1999)。丹沢トータル岩類自体は、多磁区構造をもつ大型の磁鉄鉱を多く含むため正確な古地磁気を測定することが困難である。そこで、トータル岩そのものの代わりに、主期トータル岩体の石割山ユニット中に多数貫入している苦鉄質同時性岩脈の残留磁化を測定した。

帯磁率異方性測定用と同様の方法で採取した試料について段階熱消磁を 570 °C または 600 °C まで行った。熱消磁には夏原技研製熱消磁装置 DEM-8602 を用いた。熱消磁した試料について、2GEnterprises 社製超伝導磁力計 Model750R を用いて残留磁化の測定を行った。測定結果はベクトル成分図 (Zijderveld, 1967) に投影し古地磁気方位を決定した。平均方向、95 % 信頼限界半径、集中度パラメータの算出は Fisher (1953) の方法に従った。

結 果

1. 全岩帯磁率

主期トータル岩体の全岩帯磁率 (k_m) は $4 \times 10^{-3} \sim 114 \times 10^{-3}$ SI の値を示し、磁鉄鉱系列花崗岩 (Ishihara, 1977) に属する。試料採取地点ごとの平均帯磁率を Fig.

Fig. 11. Relationship between the degree of anisotropy (P') and shape parameter (T) of the Tanzawa main tonalite. Closed circle: deformed rocks; open circle: undeformed rocks. The upper half where $T > 0$ represents the region in which susceptibility ellipsoid is oblate-shaped, and the lower half where $T < 0$ indicates the region in which susceptibility ellipsoid is prolate-shaped.

Fig. 12. Cross-sections of the Kurokuragawa unit showing the dip of foliation and dip of lineation. The locations of X-X' and Y-Y' are shown in Fig. 7.

10A に示す。岩体東部玄倉川流域から中川東部では $10 \times 10^{-3} \sim 50 \times 10^{-3}$ SI とした比較的低い値を示す。中川東部では $10 \times 10^{-3} \sim 90 \times 10^{-3}$ SI の幅広い値を示す。岩体中部中川西部から道志川東部では、概ね 30×10^{-3} SI 以上の高い値を示す。特に岩体周縁部では $70 \times 10^{-3} \sim 90 \times 10^{-3}$ SI の高い値を示す。また、鳥ノ胸山から畦ヶ丸にかけてと水の本沢流域に帯磁率の低い値を示す岩石が分布している。岩体西部石割山周辺は 2 カ所を除いて岩体中で最も低い $10 \times 10^{-3} \sim 30 \times 10^{-3}$ SI の値を示すものが卓越している。以上のような傾向は、すでに述べた岩体中の全岩 SiO_2 wt.% 量の空間的分布 (Fig. 6) と概ね調和的であり、全岩帯磁率の高いものは全岩 SiO_2 wt.% 量に乏しく、逆に低いものは全岩 SiO_2 量に富む傾向がある。ただし、詳細にみると両者の間には一致しない点も認められる。

Fig. 13. Stereographic projections displaying the comparison between the AMS fabric and foliations measured at each outcrop. Foliations at each outcrop are indicated by a thick grey line.

2. 帯磁率楕円体の形状と異方度

帯磁率楕円体の形状は、0 を境にして T の値が 1 に近いほどそれが扁平（パンケーキ型）(oblate) であることを表し、-1 に近いほど扁平（葉巻型）(prolate) であることを示している (Fig. 11). 測定した試料では全体の約 60 % が正の値を示し、扁平な形状を示すものが多い (Figs. 10B, 11). また、岩体中西部の水ノ木沢周辺に産する変形した岩石では、その約 70 % が正の値を有しており、扁平な形状を示すものが卓越している (Figs. 10B, 11).

これに対して、 P' はその値が大きいほど異方性が強く変形度が高いことを表している。測定した試料の多くは $P' = 1.2$ 以下の範囲に集中しているが、岩体中西部の水ノ木沢流

域から菰釣山西部および大又沢流域の変形した岩石では 1.2 ~ 1.6 の高い値を示す (Figs. 10C, 11). また中川上流から中流域、屏風岩山南部などにも P' 値が若干高い地域が点在している (Fig. 10C). 玄倉川流域では南西部と北東部の岩石が 1.1 ~ 1.2 の値を示す。

3. 帯磁率面構造 (magnetic foliation)

帯磁率面構造の走向は、岩体東部玄倉川流域周縁部では岩体の外形に調和的な方向を示し、また中川北東部でも岩体の外形に調和的な弧状の方向を示しており、全体として石棚山付近を中心とした閉じた同心楕円状の形態を呈する。一方、石棚山周辺のルーフペンダント付近では、ルーフペンダントの南東側では北東-南西方向の、また北西側では西北西から

Fig. 14. Back scattered images of Fe-Ti oxide by EPMA and occurrence of Fe-Ti oxide included in hornblende. (A) Type-A Fe-Ti oxide: euhedral titanomagnetite with marginal small subhedral titanohematite. (B) Type-B Fe-Ti oxide: titanomagnetite with titanohematite lamellae. (C) Type-C Fe-Ti oxide: titanohematite with heterogeneous composition. (D) Occurrence of Fe-Ti oxide included in prismatic hornblende. TM: titanomagnetite; TH: titanohematite; Hb: hornblende; Opq: opaque minerals (Fe-Ti oxide).

Table 2. Representative chemical composition of Ti-Fe oxide minerals in the Tanzawa main tonalite analyzed by EPMA. (A) Euhedral titanomagnetite and its titanohematite lamellae (A in Fig. 14). (B) Euhedral titanomagnetite and attached titanohematite (B in Fig. 14). (C) Titanohematite with heterogeneous composition (C in Fig. 14). Fe_2O_3 and FeO are recalculated by the method of Carnichael (1967). Ulvospinel and ilmenite molar fraction of each Fe-Ti oxide is calculated based on the method by Ghiorso and Sack (1991).

	A				B				C		
SiO_2	0.053	0.042	0.009	0.044	0.072	0.411	0.141	0.313	0.071	0.025	0.035
TiO_2	0.091	0.212	48.825	50.969	0.211	0.374	39.104	8.957	49.994	41.817	30.399
Al_2O_3	0.156	0.164	0.010	0.009	0.155	0.132	0.038	0.436	0.011	-	-
Cr_2O_3	0.019	0.031	-	0.028	0.070	0.081	-	0.047	-	-	-
FeO	92.593	92.522	43.585	42.396	92.049	91.156	51.414	82.379	40.573	48.542	60.475
MnO	0.078	0.116	6.740	6.098	0.066	0.060	6.388	0.314	8.234	6.839	4.406
MgO	0.010	0.030	0.124	0.129	0.013	0.033	0.105	0.105	0.070	0.079	0.075
CaO	0.002	0.020	-	0.017	0.026	0.321	0.039	0.063	0.383	0.052	0.054
Na_2O	0.063	-	-	0.075	0.035	-	0.042	0.007	0.069	0.006	0.006
K_2O	-	-	-	0.006	-	-	0.014	-	-	-	-
Total	93.065	93.137	99.293	99.771	92.697	92.568	97.065	92.621	99.405	97.360	95.450
recalculated											
Fe_2O_3	68.363	68.229	7.451	3.252	67.998	67.605	25.182	82.833	4.973	20.041	41.959
FeO	31.079	31.129	36.880	39.470	30.863	30.324	28.635	7.845	36.098	30.509	22.720
Total	99.914	99.973	100.040	100.097	99.510	99.341	99.688	100.920	99.903	99.368	99.654
Xusp	0.003	0.006			0.006	0.011					
Xilm			0.932	0.967			0.737	0.176	0.947	0.790	0.569

南北方向の走向を示し、全体としてループペンダントを取り囲むような形態を有する (Fig. 9A). 帯磁率面構造は、周縁部では北西部の一部を除き概ね 70° 以上と急角度で内側に傾斜しているが、ループペンダント付近ではほぼ 40° 以下の緩傾斜となり、ドーム状に外側に向かって傾斜した構造を示す (Fig. 12A, B).

中川西部畦ヶ丸周辺では、畦ヶ丸を取り巻くような弧状の走向を有する 70° 以上の急角度で内側に傾斜した帯磁率面構造がみられる。岩体中北部鳥ノ胸山から室久保川流域では、岩体周縁部で舌状の岩体の外形に調和的な走向を示す急角度で内側に傾斜した面構造が卓越し、畦ヶ丸に近い中心部で傾斜 50° 以下の比較的緩傾斜な内側に傾斜した帯磁率面構造がみられる。これらは全体として畦ヶ丸付近を中心とした閉じた同心楕円状の形態を示す (Fig. 9A).

岩体中西部菰釣山北方から岩体中南部屏風岩山北方にかけてほぼ東西走向で傾斜 70° 前後の面構造がみられる。また、屏風岩山南部から大又沢南部にかけて、北東—南西走向の傾斜 $40 \sim 60^\circ$ 前後の面構造が見られる。さらに、大又沢西部から北西部には北西—南東走向の傾斜 60° 前後の面構造がみられる (Fig. 9A).

岩体中西部菰釣山から水ノ木沢、さらには大又沢流域では、岩体の境界と斜交するように発達した概ね $N50^\circ W$ の走向を有する急傾斜の直線的な帯磁率面構造がみられる (Fig. 9A).

岩体西部石割山周辺では、岩体中心部に岩体の外形と調和的な走向を有する内側に傾斜した帯磁率面構造が発達し、石割山東方を中心とする同心楕円状の形態を示すが、その傾斜はさまざまである (Fig. 9A). 中心部以外では、帯磁率面構造の走向・傾斜ともに不規則に乱れているのがこの地域の特徴である。

また、野外において有色鉱物の配列による葉理構造が確認されるいくつかの地点について、それらと今回の測定により得られた帯磁率面構造との比較検討を行った。その結果によれば、露頭測定に伴う様々な誤差を考慮すれば、各地点とも両者の値はよく一致しているといえる (Fig. 13). また、今回の測定の結果得られた帯磁率面構造は、滝田 (1974) によって示された露頭において肉眼的に観察される鉱物配列に基づく葉理構造とほぼ調和的である。

4. 帯磁率線構造 (magnetic lineation)

岩体東部玄倉川流域から中川東部地域では、帯磁率線構造

Fig. 15. Occurrence of Fe-Ti oxide in tonalite. (A) Photograph of thin section of tonalite sampled at site 59, being cut in a plane parallel to the magnetic foliation (open ni col). (B) Chemical mapping of the framed part of photograph A by EPMA, showing the distribution of Fe. (C) Back scattered image of a clot of Fe-Ti oxide, which is present in the framed part enclosed by dashed line in B. Opq: opaque minerals; Hb: hornblende; Bi: biotite; TH: titanohematite; TM: titanomagnetite.

の傾斜は、東縁部と南縁部で 60° 以上の急傾斜を有するが (Fig. 9B), 岩体中央部では 30° 以下の緩傾斜を (Fig. 12C), またそれ以外の岩体縁部でも緩傾斜を示す場合が多い。

中川西部から室久保川流域および鳥胸山周辺地域では、帯磁率線構造の傾斜は岩体周縁部で 60° 以上の急傾斜を示し、内部では緩傾斜を有する (Fig. 9B)。一方、畦ヶ丸を中心に西北西—東南東方向に伸びた領域では、急傾斜の帯磁率線構造が発達する。

岩体中西部大又沢上流域から菰釣山さらには水ノ木沢にかけての地域では、帯磁率線構造の傾斜は周縁部で 60° 以上の急傾斜を有し、岩体内部では緩傾斜を示す (Fig. 9B)。また、水ノ木沢周辺の横ずれ剪断変形帯では、帯磁率面構造の走向とほぼ平行な方位をもつ緩傾斜の帯磁率線構造がみられる。この帯磁率線構造の方位および傾斜は、横ずれ剪断変形の変位と調和的である。

岩体西部石割山周辺では緩傾斜の帯磁率線構造が卓越しており、それらは概ね北東—南西方向の方位角を示す (Fig. 9B)。急傾斜の帯磁率線構造は石割山北部および南西部でみられる。石割山周辺では、帯磁率線構造の方位はやや規則性に欠け乱れている。

5. Fe-Ti 酸化物の産状と組織

主期トータル岩類は $1 \sim 2$ vol. % 程度の不透明鉱物を含むが、そのほとんどは径 $50 \sim 300 \mu\text{m}$ の自形チタン磁鉄鉱であり、いわゆる強磁性花崗岩 (ferromagnetic granite) に属する (Bouchez, 1997)。

含有されるチタン磁鉄鉱には、周縁部に幅 $50 \mu\text{m}$ 程度のチタン赤鉄鉱が付着したもの (Type-A) と、チタン磁鉄鉱の $\{111\}$ 面に沿って幅数 μm 程度のチタン赤鉄鉱のラメラが発達したもの (Type-B) とが認められる (Fig. 14)。Type-A のチタン磁鉄鉱はウルボスピネル成分 $10 \text{ mol } \%$ 以下の磁鉄鉱端成分に近い組成を示し、チタン赤鉄鉱もイルメナイト成分 $90 \text{ mol } \%$ 以上のイルメナイト端成分に近い組成を示す (Table 2)。Type-B のチタン磁鉄鉱もウルボスピネル成分 $10 \text{ mol } \%$ 以下の磁鉄鉱端成分に近い組成を示すが、チタン赤鉄鉱ラメラはイルメナイト成分 $10 \sim 80 \text{ mol } \%$ の幅広い組成値を示す (Table 2)。また、全岩 SiO_2 量が 70

wt. % を超える岩石には、粒径 $300 \mu\text{m}$ 以下の不均質な組成を有するチタン赤鉄鉱もみられるが (Fig. 14C), これらはイルメナイト成分 $50 \sim 95 \text{ mol } \%$ の幅広い組成を示す (Table 2)。

6. チタン磁鉄鉱の形状と配列

主期トータル岩において、チタン磁鉄鉱は、複数集合して集合結晶を形成したり、角閃石などの苦鉄質鉱物に包有されたりしている (Fig. 14D)。トータル岩の帯磁率面構造に平行な薄片を作成し、肉眼と EPMA による観察を行った (Fig. 15)。その結果、有色鉱物の長軸は、ほぼ面構造と平行に一定方向に配列する傾向がみられた (Fig. 15A, B)。また、チタン磁鉄鉱集合結晶の伸長方向もほぼ同様な傾向を示す (Fig. 15B, C)。これらの鉱物配列によって示される線構造はほぼ鉛直方向を示し、この値は帯磁率線構造が示す方向 (方位が 58.8° , 傾斜が 84.5°) と概ね調和的である。

7. 古地磁方位

地蔵平侵入岩体を構成する岩脈の測定を行ったところ、段階熱消磁により抽出された高温成分はすべて逆帯磁を示していた。さらに、抽出された磁化ベクトルの平均値は、偏角約 190° , 伏角約 -49° の値を示した (Fig. 16A)。また、苦鉄質同時性岩脈の古地磁気も測定した。同時性岩脈はトータル岩体が完全に固化する前に貫入固化したものであり、したがって、トータル岩体貫入・定置時とほぼ同時期の古地磁方位を保存していると考えられる。段階熱消磁により抽出された測定結果は、ばらつきがやや大きいものの、すべて逆帯磁を示し、その平均値は偏角約 221° , 伏角約 -49° を示した (Fig. 16B)。

議 論

1. 岩体の傾動について

丹沢トータル岩複合岩体の貫入・定置年代は約 7 Ma 頃と考えられるが、丹沢トータル岩複合岩体を含む丹沢ブロックは 6 Ma 頃に本州弧に衝突したものと推定されている (Niitsuma, 1989 など)。衝突直前に丹沢ブロックと本州弧との間にあったトラフ充填堆積物中の貝化石からは、それらが寒冷系の海洋に生息していたことが明らかにされており、衝突直

Fig. 16. Stereographic projections of paleomagnetic direction and representative vector component diagram. (A) Dikes of the Jizodaira intrusion (3 Ma). (B) Syn-plutonic dikes of the Ishiwariyama unit (7 Ma). N: number of specimens; mDEC: declination of mean direction; α_{95} : radius of 95% confidence cone; k: precision parameters.

前には丹沢ブロックは現在の緯度と大きく異ならない場所に位置していたらしい (鎮西, 1991). したがって, 丹沢トータル岩複合岩体も現在の位置に近い場所に貫入・定置したものと考えられる.

地蔵平侵入岩体を構成する岩脈の古地磁気測定の結果では, 段階熱消磁の結果高温成分から抽出された磁化ベクトルは, 逆帯磁を示すことを除けば, 偏角, 伏角ともに現在のものとほぼ同じ値を示した (Fig. 16A). したがって, 地蔵平侵入岩体が活動した 3 Ma 以降, 丹沢トータル岩複合岩体は大規模な傾動などの著しい変形運動を受けていないものと考えられる. また, 主期トータル岩体中の同時性岩脈の伏角が現在とほぼ同じであることから (Fig. 16B), 岩体の垂直断面が露出するような著しい傾動は被っていないと考えられる. これまで, 岩体東方石棚山周辺にルーフペンダントが存在することなどから岩体東方ほど浅所が露出していると考えられてきたが (荒井, 1987 など), 岩体西方石割山周辺の岩相と石棚山周辺の岩相は類似しており, 石割山周辺にも丹沢層群のルーフに由来すると思われるブロックが多数存在していることなどから, 石割山周辺も石棚山周辺と同様に岩体浅所を代表している可能性が高く, 従来いわれているような岩体の西方への一方的傾動を積極的に支持する理由は認められない. つまり, 丹沢トータル岩複合岩体が貫入・固化した 7 Ma 以降地蔵平侵入岩体の貫入した 3 Ma までの間にも, 主期トータル岩体は若干の回転を経験した可能性はあるものの, 著しい傾動は被らなかったことが示唆される. 以上を踏まえて, 本論では, 丹沢トータル岩複合岩体が, 貫入・固化した 7 Ma 以降隆起・上昇はしたが, 著しい傾動は受けなかったものとして議論を進めることにしたい.

2. 磁性鉱物とファブリックについて

丹沢主期トータル岩に含まれるチタン磁鉄鉱は Type-A (Fig. 14A), Type-B (Fig. 14B) とともに, より高温で晶出したチタン磁鉄鉱が冷却時に酸化離溶を被ったことにより形成

されたものであり (Frost and Lindsley, 1991; Haggerty, 1991), 酸化離溶の進行程度の違いにより異なる産状や化学組成を示すに至ったと考えられる.

磁鉄鉱を多く含む強磁性花崗岩では, 岩石中の磁鉄鉱密度の増大に伴い, 磁鉄鉱同士の磁性相互作用 (magnetic interaction) による配列異方性 (distribution anisotropy) が生ずるため, 帯磁率異方性が鉱物配列に基づく岩石ファブリックそのものを必ずしも代表しなくなる可能性が指摘されてきた (Hargraves et al., 1991; Grégoire et al., 1995; Cañon-Tapia, 1996; Bouchez, 1997 など). しかし, 最近の研究によれば, 磁鉄鉱を多く含む強磁性花崗岩においても, その全岩帯磁率異方性は, 少なくとも方位に関しては鉱物配列に基づく岩石ファブリックをほぼ忠実に反映していることが明らかにされてきている (Archanjo et al., 1995; Grégoire et al., 1998 など). チタン磁鉄鉱が集合結晶を形成する場合にはその集合結晶の形態の伸長方向に帯磁率異方性が生じることが考えられる (Grégoire et al., 1995; Cañon-Tapia, 1996). また, 角閃石などの伸長性の強い苦鉄質鉱物に複数のチタン磁鉄鉱が包有されている場合には, チタン磁鉄鉱を包有する苦鉄質鉱物の伸長方向に帯磁率異方性が生ずる (例えば, Bouchez, 1997 など). 丹沢主期トータル岩においても苦鉄質鉱物の配列による面構造と帯磁率面構造はよく一致し (Fig. 13), 有色鉱物や磁性鉱物の集合結晶の伸長方向は帯磁率線構造と一致する (Fig. 15). 以上のように, 今回の測定により得られた全岩帯磁率異方性は, 有色鉱物の配列・形態に規制されたチタン磁鉄鉱の分布およびチタン磁鉄鉱集合結晶の形態の異方性の両方に由来すると考えられ, 少なくとも帯磁率線構造や帯磁率面構造のような方位に関するデータについては, 岩石ファブリックを基本的に反映しているとみなしてもさしつかえないものと思われる.

一方, P' と帯磁率の間には弱い正の相関が見られる (Fig. 17). こうした帯磁率の増加に伴い P' が増大する傾向は, 磁

Fig. 17. Relationship between the bulk magnetic susceptibility and degree of anisotropy (P') for the Tanzawa main tonalite. Closed circle: deformed rock; open circle: undeformed rock; solid line: the trend of undeformed rocks by the least-square method; dashed line: the trend of deformed rocks by the least-square method.

鉄鉱を主要な磁性鉱物として含む強磁性花崗岩の特徴として報告されており、磁鉄鉱の磁性相互作用によって見かけの P' が増大するためであると考えられている (Bouchez, 1997; Cruden et al., 1999; Siegesmund and Becker, 2000; Ferré et al., 2002; López de Luchi et al., 2002 など)。そのため、 $\log k_m = -2.5$ 以上の場合には、 P' を岩石ファブリックの異方度のパラメータとして適用することは危険であるとされている (Bouchez, 1997)。主期トータル岩体の場合、 $\log k_m = -2.5$ 以上となるため、それらの P' については必ずしも岩石ファブリック上での異方度あるいは変形度を表していない可能性が考えられる。しかしながら、主期トータル岩体では、全岩帯磁率が同じでも一般のトータル岩に比べて変形岩では明らかに P' が高くなっている (Fig. 17)。これは変形作用による異方度が大きく、磁性相互作用による異方度の効果を大きく上まわっているためと考えられる。

3. 定置ユニット

帯磁率面構造からみると、丹沢トータル岩複合岩体の主期トータル岩体は、岩体の形態と調和的な閉じた同心楕円状構造を呈する複数のユニットから構成されることがわかる。これらのユニットを東から順に、玄倉川ユニット、室久保川ユニット、水ノ木沢ユニット、石割山ユニットと名付けることにする (Fig. 18)。それぞれのユニットは、全岩 SiO_2 量においても独立した閉じた水平方向の組成累帯構造を示している (Fig. 6B)。これらのユニット間の境界は明瞭ではなく漸移していることから、ユニット間には片方のユニットが完全に冷却固化するほどの時間間隙は存在せず、それぞれが短時間に相次いで上昇・定置したものと考えられる。

玄倉川ユニットと室久保川ユニットを比べた場合、室久保川ユニットの組成累帯構造が玄倉川ユニットのそれを切っているため、室久保川ユニットの方が後から上昇・定置した可能性があるが、各ユニット間の上昇・定置順序の詳細については情報に乏しく、現時点では明らかにできていない。

4. 定置と同時期の変形について

花崗岩体にはしばしば未固化状態において生じたと考えら

Fig. 18. Emplacement units based on the trajectories of magnetic foliation. A closed elliptical pattern of trajectories of magnetic foliation represents the emplacement unit. They are the Kurokuragawa, Murokubogawa, Mizunokisawa and Ishiwariyama units from east to west. A sinistral sheared zone develops in the western portion of the Mizunokisawa unit. Solid lines indicate faults.

れる変形組織が認められる (Paterson et al., 1989; Schofield and D' Lemos, 1998; Kosaka et al., 1999 など)。Blenkinsop (2000) は、レオロジー的臨界メルト量 (RCMP: rheologically critical melt percentage) に近いあるいはそれ以下の少量の粒間メルトをもち、結晶が互いに接した状態で固体的ふるまいをする花崗岩結晶マッシュの変形について検討し、こうした sub-magmatic stage の変形の証拠として結晶内変形と結晶破断とを挙げている。結晶内変形としては石英結晶の波動消光、サブグレイン化、斜長石結晶の変形双晶や曲げ双晶、あるいは様々な結晶のキンクバンド、また結晶破断としては斜長石結晶の結晶内微小割れ目、結晶の割れ目を満たした石英や Na に富む斜長石などの末期晶出鉱物の存在があげられる。いずれにしても、一般の破碎岩のように岩石全体が破碎されていることはない。

水ノ木沢ユニットの西部には、ユニット固有の同心楕円状面構造を切るような形で北西-南東方向に延びた幅 2 km にわたる片麻状面構造が発達している (Fig. 18)。すでに述べたように、この地域の岩石は苦鉄質包有岩が著しい扁平化を被り、また面構造 (葉理) の発達も著しいという肉眼的な特徴をもつわりには、顕微鏡下で観察される鉱物の変形度は小さく、一般の破碎岩やマイロナイトにみられるような結晶の著しい細粒化あるいは脆性破壊などの変形は微弱である。一方、著しい石英の波動消光やサブグレイン化、斜長石双晶の屈曲、キンクバンド、鉱物内微小断層、黒雲母の劈開の湾曲、キンクバンドなどの結晶内変形や結晶破断を示す変形組織が発達する (Fig. 4C)。また、このような変形組織を示す斜長石に接して、ほとんど変形を示さない他形充填的な石英が存在したり、斜長石の割れ目に沿って同様の石英が入り込んでいたりすることがある。

こうした変形組織には、sub-magmatic stage において形成されたとされる変形組織との共通点が多い。水ノ木沢ユニットの西部に発達する片麻状組織は、少量の粒間メルトを有する結晶マッシュが左横ずれ剪断変形を受けることによって生じた、マグマ固化時 (sub-magmatic stage) の高温変形組織である可能性が高い。

5. 苦鉄質岩脈について

丹沢トータル岩中にみられる同時性岩脈には、吉倉・熱田

(2000) によって小豆島花崗岩体において示されたような、周囲の花崗岩物質が苦鉄質岩脈に部分的に入り込む逆入脈岩脈、花崗岩物質によって完全に分断された分断岩脈、苦鉄質岩脈の一部分がばらばらとなった崩壊岩脈、苦鉄質包有岩が列をなす包有岩岩脈といった産状がみられる (Fig. 3). こうした同時性岩脈の野外での産状は、主期トータル岩体が定置後まだ未固結の段階で苦鉄質岩脈の貫入を受けたことを示している。これらの同時性岩脈の走向としては、東西性のものが卓越している (Fig. 2).

6. 定置メカニズム

貫入境界の傾きからは、主期トータル岩は北に傾斜した板状岩体の形態を示しているとは考えられない。また、急傾斜のウォール境界は内側に傾斜していることもあれば外側に傾いている場合もあり、ロート状あるいはストック状を呈していると単純に結論づけることもできない。主期トータル岩体は、侵食が進む前は、少なくとも現在の侵食レベルまでは、平坦なルーフと急傾斜のウォールからなるほぼ箱形の形態を有していた可能性が高い。また、帯磁率異方性によって示される面構造および線構造は、南方向に衝上するように貫入した北傾斜の板状岩体説あるいは東傾斜したダイアビル状岩体説といった、これまで提唱されてきたマグマの貫入・定置メカニズムの何れによっても説明が困難であり、これらの説にとっては否定的なデータといえる。

帯磁率異方性に基づく丹沢主期トータル岩体の定置メカニズムのシナリオとしては以下のようなものが考えられる (Fig. 19).

帯磁率異方性のうち、帯磁率線構造はマグマの流動方向を反映しており、マグマの上昇部は、一般に線構造が急傾斜の場所に相当すると考えられている (Bouchez, 1997; McNulty et al., 2000 など). 主期トータル岩体のうち室久保川ユニットと水ノ木沢ユニットでは、岩体周縁部にのみ急傾斜の線構造が発達しており、内部はむしろ緩傾斜となっている。このことは、岩体周縁部にマグマの供給路が存在していた可能性を示しており、ユニットの外縁に沿って、一種の「環状岩脈」からマグマが供給され、この「環状割れ目」の内側のブロックが沈降することによって、ユニット自体の空間を確保した可能性が考えられる。また、面構造の傾斜が内側を向いていること、線構造が内側に傾斜していることなどを考慮すると、沈降は単純なブロック沈降というよりは、複数の環状断層によって区切られたいくつかのブロックが、階段的に順次沈降することで、内側に傾斜したロート状の「床」が形成され、それに沿ってマグマが上昇移動したと考えた方がよいかもしれない。こうした形態は一種のロポリスともいえ、McNulty et al. (2000) によって提示された北米西部シエラネバダ・バソリスの Mount Givens 岩体の貫入・定置メカニズムと類似する。玄倉川ユニットと石割山ユニットでは、室久保川ユニットや水ノ木沢ユニットほど明瞭ではないものの、やはり外縁部に沿って急傾斜の線構造がみられ、これらも同様のプロセスで貫入・定置した可能性がある。

水ノ木沢ユニット西部にはマグマ固化時に形成された北西—南東走向の左横ずれ剪断帯が発達する (Fig. 18). 一方、

Fig. 19. Cartoon showing the mode of emplacement of each unit of the Tanzawa main tonalite. The emplacement model of the Mount Givens pluton by McNulty et al. (2000) is referred to draw this cartoon. Tonalite magma, which moved upward through the ring-shaped feeders along the margin of the emplacement unit, filled the space produced by the floor down drop. The pull-apart movement caused by the transcurrent tectonics is favorable to the formation of such lopolith-like emplacement of magma. Strain ellipse shown on horizontal face of block diagram represents sinistral shear with NS extension and EW compression.

主期トータル岩体中に発達する同時性岩脈には走向が東西性のものが多い (Fig. 2). これらは、マグマ貫入・定置時に、この付近が東西性の水平最大主圧縮応力軸 (σ_{Hmax}) と南北性の水平最小主圧縮応力軸 (σ_{Hmin}) をもつ応力場に置かれていたことを意味する。横ずれ断層が卓越することを考慮すると、垂直圧縮主応力軸 (σ_v) = σ_2 , σ_{Hmax} = σ_1 (東西性), σ_{Hmin} = σ_3 (南北性) の応力場が考えられる。こうした応力場は、岩体が大きく回転していないとすると、現在の丹沢山地付近の応力場とは大きく異なる。最近では、ヨーロッパや北アメリカ西部などで、多くのバソリスあるいは花崗岩体が、横ずれ変動帯のプルアパート空間を利用したマグマの上昇・定置によって形成されたと考えられるようになってきている (Tikoff and Teyssier, 1992; Vigneresse, 1995; Olivier, et al., 1999; Greiling and Verma, 2001 など). 丹沢トータル岩複合岩体の占める空間も、こうした「横ずれ変動域」に形成された一種のプルアパート空間を利用したものである可能性が高い。

7. 丹沢主期トータル岩の貫入プロセス

Kawate and Arima (1998) によれば、丹沢トータル岩複合岩体を構成するトロニウム岩、トータル岩および石英閃緑岩は、低カリウムソレアイト質角閃岩の融解度 46 % の脱水分解融解によって生成された SiO_2 = 62 wt.% の安山岩質マグマ、およびその結晶分化作用によって生じた SiO_2 = 62 wt.% 以上の分化メルトと結晶の濃集した SiO_2 = 62 wt.% 以下のキュームレイト質マグマの冷却固化物からなるという。Kawate and Arima (1998) のマグマ生成モデルに玄武岩質同時性岩脈の存在を考慮すると、丹沢トータル岩複合岩体主期トータル岩体の貫入・定置プロセスとして、以下のようなシナリオが考えられる。

含水玄武岩質島弧地殻物質 (角閃岩) の脱水分解融解が生じ、 SiO_2 = 62 wt.% の安山岩質マグマが形成された

(Kawate and Arima, 1998). 地殻深部のマグマ溜り内における結晶分化作用により、 $\text{SiO}_2 = 62 \text{ wt.}\%$ 以上の分化した珪長質マグマと、結晶に富む $\text{SiO}_2 = 62 \text{ wt.}\%$ 以下の苦鉄質なキュームレイト質マグマが生成された。横ずれ断層を形成するようなテクトニクス場の下で、複数のユニットからなる「環状」に近いプルアパート割れ目が形成され、各貫入ユニットの周縁部に沿ってマグマが上昇し、地殻浅部において床の沈降により一種のロボリスを形成した。室久保川ユニットと水ノ木沢ユニットでは、最初に安山岩質マグマとその分化マグマが環状割れ目に沿って上昇し、床の沈降によって形成された空間を占めるとともに、引き続いて $\text{SiO}_2 = 60 \text{ wt.}\%$ 以下のキュームレイト質マグマが上昇しユニットの外縁部に定置固化した。一方、玄倉川ユニットおよび石割山ユニットでは最初に $\text{SiO}_2 = 65 \text{ wt.}\%$ 以上の分化マグマが上昇し、引き続いて一部で $\text{SiO}_2 = 60 \sim 65 \text{ wt.}\%$ の未分化マグマが上昇・定置した。石割山では多数の高温の玄武岩質ないしは玄武岩質安山岩質マグマからなる同時性岩脈が貫入したために局所的な熱対流が頻繁に生じ、帯磁率線構造などに乱れが生じた。

ま と め

丹沢トータル岩複合岩体主期トータル岩体の帯磁率異方性および古地磁気方位を検討した結果以下のことが明らかとなった。

- (1) 主期トータル岩体中の同時性岩脈および地蔵平侵入岩体中の岩脈の古地磁気方位の測定結果は、丹沢トータル岩複合岩体が貫入・定置した7 Ma以降現在に至るまでに若干の回転は経験したものの著しい傾動を受けていないことを示している。
- (2) 主期トータル岩体は磁鉄鉱が多く含まれる強磁性花崗岩であり、その帯磁率異方性は主に磁鉄鉱の配列に由来する。磁鉄鉱の配列は、磁鉄鉱集合結晶の形態および磁鉄鉱を含有する角閃石や黒雲母の配列に支配されている。
- (3) 主期トータル岩体では、閉じた同心楕円状の帯磁率面構造から、玄倉川、室久保川、水ノ木沢、石割山の4ユニットが識別できる。各ユニットは、周縁部で SiO_2 量に乏しく中心部で富む「水平正規組成帯構造」深成岩体を構成する。水ノ木沢ユニットの西部には、マグマ固化末期に左横ずれ剪断帯内に形成された、北西—南東走向・急傾斜の面構造が発達する。
- (4) 各ユニット内の帯磁率線構造の傾斜は、ユニット周縁部で急傾斜、内部で緩傾斜を示す傾向がある。マグマは各ユニットの周縁部から環状の割れ目を通して上昇したらしい。石割山ユニットでは線構造の乱れがみられるが、これは同時性岩脈の貫入がもたらした熱的攪乱による局所対流に原因する可能性が高い。水ノ木沢ユニット西部の左横ずれ剪断帯では、帯磁率線構造の傾斜もきわめて緩傾斜であり、横ずれの変位センスと矛盾しない。
- (5) 丹沢トータル岩複合岩体の主期トータル岩体は、横ずれ断層が形成されるテクトニクス場において、プルアパート性開口割れ目を満たすようにトータル岩マグマが上昇

することで形成されたい。各ユニットは、環状割れ目に沿って底部が沈降することで確保された空間が、環状割れ目から供給されたマグマによって満たされたことにより形成された、一種のロボリスである可能性が高い。

謝 辞

本論文は、金丸および高橋が茨城大学理学部および大学院理工学研究科に在籍中に行った研究をもとにその後のデータも含めてまとめたものである。本研究を進めるに当たり、茨城大学理学部地球生命環境科学科の田切美智雄教授、藤縄明彦助教授、天野一男教授、岡田 誠助教授、神戸大学発達科学部田結庄良昭教授には多くの御議論・御援助をいただいた。特に岡田 誠助教授には帯磁率測定および古地磁気測定の際に直接御指導をいただいた。また、独立行政法人産業総合研究所地質調査総合センターの石原舜三博士、中島 隆博士には議論の機会と貴重な御意見をいただいた。さらに、日本大学文理学部地球システム科学科小坂和夫教授には、花崗岩の変形について御教示いただいた。星 博幸氏、中村教博氏および匿名査読者の方からは論文の改善に役立つ貴重なご意見をいただいた。以上の方々に感謝の意を表します。

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・Martin, A.J.・依田直樹・会津隆士・田中館宏橋・納谷友規・原田明敏・松原典孝・遠藤和麻・山浦亮一, 2003, 南部フォッサマグナにおける中新世火山の特徴. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 72.
- 荒井 融, 1987, 丹沢山地のテクトニクス—変成岩類の相解析による考察—. 地質雑, **93**, 185-200.
- Archanjo, C. J., Launeau, P. and Bouchez, J. L., 1995, Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Phys. Earth Planet. Inter.*, **89**, 63-75.
- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999, 丹沢山地の構造発達史. 神奈川県博調査研報 (自然), **3**, 57-77.
- Blenkinsop, T., 2000, *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer, Dordrecht, 150p.
- Bouchez, J. L., 1997, Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H. and Stephens, W.E. ed., *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer, Dordrecht, 95-112.
- Cañón-Tapia, E., 1996, Single-grain versus distribution anisotropy: a simple three-dimensional model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **94**, 149-158.
- Carmichael, I.S.E., 1967, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 36-64.
- 鎮西清高, 1991, 貝化石から見た丹沢の歴史. 神奈川県立博物館編, 南の海から来た丹沢—プレートテクトニクスの不思議, 有隣堂, 94-122.
- Cruden, A.R., Tobisch, O.T. and Launeau, P., 1999, Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, B5, 10511-10530.
- Ferré, E.C., Bordinier, C. and Marsh, J.S., 2002, Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics*, **354**, 1-23.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*,

- 217, 295-305.
- Frost, B.R. and Lindsley, D.H., 1991, Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks, *In* Lindsley, D. H., ed., *Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, **25**, 433-468.
- Ghiorso M.S., Sack R.O., 1991, Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 485-510.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390p.
- Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P. and Nédélec, A., 1998, Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *Jour. Struct. Geol.*, **20**, 937-994.
- Grégoire, V., de Saint Blanquant, M., Nédélec, A. and Bouchez, J.L., 1995, Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: Experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2765-2768.
- Greiling, R.O. and Verma P.K., 2001, Strike-slip tectonics and granitoid emplacement: an AMS fabric study from the Odenwald Crystalline Complex, SW Germany. *Mineral. Petrol.*, **72**, 165-184.
- Haggerty, S. E., 1991, Oxide textures—a Mini-Atlas, *In* Lindsley, D.H., ed., *Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, **25**, 129-137.
- Hargraves, R.B., Johnson, D. and Chan, C.Y., 1991, Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks?. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2193-2196.
- 今永 勇・山下浩之, 1999, 足柄・丹沢・三浦半島に分布する新生代火成活動の K-Ar 年代. 神奈川県博調査研報 (自然), **3**, 179-188.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- 石原舜三・金谷 弘・寺島 滋, 1976, フォッサマグナ地域の新第三紀花崗岩類の成因. 海洋科学, **8**, 19-27.
- Ishizaka, K. and Yanagi, T., 1977, K, Rb, and Sr abundance and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks in Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 345-352.
- Ito, H., Sorkhabi, R. B., Tagami, T. and Nishimura, S., 1989, Tectonic history of granitic bodies in the South Fossa Magna region, central Japan: new evidence from fission-track analysis of zircon. *Tectonophysics*, **166**, 331-344.
- Jelinek, V., 1978, Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Stud. Geoph. Geod.*, **22**, 50-62.
- Jelinek, V., 1981, Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, T63-T67.
- Kanamaru, T. and Takanashi, M., 2003, Mode of emplacement of Tanzawa tonalite inferred from AMS fabrics. *Hutton Symposium V, Abstract with program, GSJ, Interim-Report*, **29**, 66.
- Kawano, Y. and Ueda, Y., 1966, K-Ar dating of the igneous rocks in Japan (IV) Granitic rocks of the backbone range in northeastern Japan and its western district. *Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. III*, **9**, 525-539.
- Kawate, S. and Arima, M., 1998, Tanzawa plutonic complex, central Japan: Exposed felsic middle crust of Izu arc. *Island Arc*, **7**, 342-358.
- Kosaka, K., Shimizu, M. and Takizawa, S., 1999, Delineation of deformation grade of low-strain granitoids using assemblages of elementary deformation textures. *Jour. Struct. Geol.*, **21**, 1525-1534.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Rosello, E. and Geuna, S., 2002, Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina): constraints on emplacement. *Lithos*, **61**, 161-186.
- 松田時彦, 1966, 地蔵平付近の地質, とくに進入岩類について. 神奈川県温泉研究報告, **4**, 21-30.
- McNulty, B.A., Tobisch, O.T., Cruden, A.R. and Gilder, S., 2000, Multi-stage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, 119-135.
- 見上敬三, 1958, 丹沢山地の火性活動と構造発達史. 藤本治義教授還暦記念論文集, 232-224.
- 森下正信, 1933, 花崗岩の地質構造を論じて特に丹沢山塊に及ぶ. 地質雑, **40**, 325-327.
- 森下正信, 1934, 丹沢石英閃緑岩体の構造. 地質雑, **41**, 491-514.
- Niituma, N., 1989, Collision tectonics in the South Fossa Magna, central Japan. *Modern Geol.*, **14**, 1/2, 3-18.
- Olivier, P., Améglio, L., Richen, H. and Vadeboin, F., 1999, Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from a combined magneto-structural and gravimetric study. *Jour. Geol. Soc., London*, **156**, 991-1002.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 349-363.
- Saito, K., 1993, ⁴⁰Ar-³⁹Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 261-272.
- 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. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **43**, 921-935.
- Sato, K., 1991, Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geol.*, **15**, 367-399.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1986, 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代. 地質雑, **92**, 439-446.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢, 1990, アバタイトのフィッショ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. 地質雑, **96**, 69-72.
- Schofield, D.I. and D'lemos, R.S., 1998, Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander-Avalon boundary. *Jour. Struct. Geol.*, **20**, 459-471.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K., and Okumura, K., 1969, Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (I). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **61**, 1-24.
- Siegesmund, S. and Becker, J. K., 2000, Emplacement of the Ardara pluton (Ireland): new constraints from magnetic fabrics, rock fabrics and age dating. *Int. Jour. Earth Sci.*, **89**, 307-327.
- 杉山 明, 1976, 丹沢山地の地質構造発達史 (I) 層序および構造. 地質雑, **82**, 699-712.
- 相馬恒夫, 1968, フォッサマグナの第三紀深成岩. 日本地質学会第 75 年秋期学術大会討論会資料“フォッサマグナ”, 99-107.
- 相馬恒夫・吉田 勝, 1968, 丹沢山地の岩石と構造 (4) —深成活動と変成作用. 岩鉱, **60**, 102-117.
- Taira, A., Saito, S., Aoike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A., 1997, Nature and growth rate of the northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *Island Arc*, **7**, 395-407.
- 高橋正樹・金丸龍夫・二平 聡, 2004, 丹沢トータル岩体の全岩化学組成—分析値 171 個の総括—. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **39**, 259-284.
- 高橋正樹・金丸龍夫・岡田 誠, 2000, 帯磁率異方性から見た花崗岩マグマの貫入・位置メカニズム. 月刊地球, **30**, 114-119.
- 滝田良基, 1974, 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質雑, **80**, 505-523.
- Tarling, D. H. and Hrouda, F., 1993, *The Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, 217p.
- Tikoff, B. and Teyssier, C., 1992, Crustal-scale, en-echelon “P-shear” tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20**, 927-930.
- 島海光弘・荒井 融, 1986, 変成作用から見た伊豆・マリアナ孤の衝突. 月刊地球, **8**, 612-615.
- Vigneresse, J.L., 1995, Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, **249**, 173-186.
- Yoshii, M., 1928, On the geology of the Tanzawa mountainland, with special reference to the Misaka metamorphics Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **6**, 53-60.
- 吉倉紳一・熱田真一, 2000, 花崗岩体に記録されたマグマ混交・混合現象. 月刊地球, 号外 no.30, 140-145.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. *In* Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K., eds., *Methods in palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254-286.

(要 旨)

金丸龍夫・高橋正樹, 2005, 帯磁率異方性からみた丹沢トータル岩体の貫入・定置機構. 地質雑, **111**, 458–475. (Kanamaru, T. and Takahashi, M., 2005, Anisotropy of magnetic susceptibility of tonalite in the Tanzawa plutonic complex and its implications for emplacement mechanism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**, 458–475)

丹沢主期トータル岩体において帯磁率異方性の測定を行い, その貫入定置機構について検討した. 岩脈類の古地磁気測定結果は, 本岩体が貫入・定置した7 Ma以降大きく傾動していないことを示す. 本岩体の帯磁率異方性は, 磁鉄鉱の集合結晶もしくは磁鉄鉱を包有する有色鉱物の配列形態に依存している. 帯磁率面構造によれば, 本岩体では, 時間を置かず相次いで形成されたと考えられる水平方向の正規組成累帯構造を示す4つの定置ユニットが識別される. マグマ固化の最末期に形成された左横ずれ変形を示す片麻状トータル岩の帯磁率面構造は, 露頭で観察される葉理構造と調和的である. マグマの供給源を示す急傾斜の帯磁率線構造が, それぞれのユニットの周縁部において, ほぼ環状に分布するのが認められる. 丹沢主期トータル岩体は, 横ずれ引張場においてプルアパート性貫入岩体の底部が沈降することにより形成された, 一種のロポリス状岩体であると考えられる.