関東山地北縁部の異地性花崗岩体

高木 秀雄*・藤森 秀彦**

Allochthonous granitic bodies in the northern marginal area of the Kanto Mountains

Hideo TAKAGI* and Hidehiko FUJIMORI**

Abstract Geological and petrological studies were carried out on the granitic rocks in the Shimonita, Kanezawa and Yorii-Ogawa areas, northern margin of the Kanto Mountains.

(1) The Late Cretaceous Namee granite intruding Jurassic Nanjai Formation is distributed to the north of the Okitano-Iwayama Line, correlative to the Median Tectonic Line, in the Shimonita area. It has been mylonitized with overprinted cataclasis. Based on the ore mineral composition and magnetic susceptibility, it shows ilmenite-series characteristics suggesting that it belongs to the Ryoke granite.

(2) The Permian quartzdiorites in the above three areas, namely Kawaiyama, Kanezawa and Kinshozan quartzdiorites have almost the same mineralogical and chemical composition and belong to the I-type. They are characterized by low K_2O content, high modal ilmenite and high Mg content of hornblende. They belong to ilmenite-series with minor amount of magnetite-series (only in the Kinshozan quartzdiorite).

(3) The Early Cretaceous granitic rocks, the Yotsumatayama quartzdiorite and tonalites of the Yamagata body are characterized by presence of gneissosity, varying in modal content of hornblende and/or biotite, and moderate Mg content of hornblende. They belong to the ilmenite-series and I-type granitic rocks.

Both Permian and Early Cretaceous granitic rocks occur together with hornfels or gneiss as klippen over the Mikabu greenrocks and/or Cretaceous Atokura Formation. Their occurrence, age and petrological characteristics are quite discordant to those of the granitic rocks showing zonal arrangement in Southwest Japan. Accordingly, they probably have once constituted an allochthonous terrane near the southern margin of the Ryoke Belt.

はじめに

関東山地北縁部に分布する花崗岩類は、2つのグループに大別される。1つは領家花崗岩類と考えられる比企丘陵の越畑花崗岩と下仁田地域の平滑花崗岩である。両者には 62~66 Ma の K-Ar 年代値が知られており(高

木ほか, 1989), 特に比企丘陵の花崗岩類の大部分は中部地方の非持トータル岩に対比されている(端山・比企団体研究グループ, 1984; 高木・長濱, 1987)。もう1つのグループは秩父帯北縁部に隣接し、三波川変成岩類または白亜系跡倉層の上にクリッペをなす花崗岩類で、下仁田地域、金沢地域、寄居-小川地域の各地域でそれらの分布が知られている(Fig. 1)。最近それらの花崗岩類の同位体年代が明らかにされ、二畳紀(250~290 Ma)と白亜紀前期(105~112 Ma)の2つの年代グループが上記のそれぞれの地域で得られている(小野, 1983, 1985; 端山ほか, 1987; 高木ほか, 1989)。高木ほか(1989)は、白亜紀前期と二畳紀の花崗岩類が年代的に

1989年3月27日受付。1989年7月26日受理。

* 早稲田大学教育学部地学教室。Institute of Earth Science, School of Education, Waseda University, Shinjuku, Tokyo, 169 Japan.

** 昭和シェル石油株式会社川崎製油所。Showa Shell Sekiyu K.K. Kawasaki Refinery 18-1 Ohgimachi, Kawasaki-ku, Kawasaki-City, Japan.

Fig. 1. Geologic map of northern Kanto Mountains. Simplified and partly modified after OMORI *et al.* (1986): The Geology of Japan 3, "Kanto Region", Fig 1. 2., Kyoritsu Shuppan. Sh: Shimonita area, Ka: Kanezawa area, Y-O: Yorii-Ogawa area, Hi: Hiki Hills area, Yo: Yoshimi Hills area. MTL: Median Tectonic Line, ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, TTL: Tanakura Tectonic Line.

はそれぞれ阿武隈帯の花崗岩類や南部北上帯の薄衣花崗岩礫の年代に近いことから、両地帯の花崗岩類との対比の可能性を述べた。高木ほか(1989)は年代測定を主眼としたため、各地域の花崗岩類の産状や岩石学的特徴に関する記載は不十分なものであった。そこで、本論では、下仁田地域、金沢地域、寄居—小川地域の各地域の花崗岩類の分布、産状を明らかにし、それらの分類と岩石学的諸性質についてまとめて報告し、それらの構造地質学的位置づけについて若干の考察を行う。なお、これらの地域の三波川変成岩類については詳しい調査は行っていないので、ここでは御荷鉾緑色岩を含めた意味で用いることにする。また、異地性花崗岩体に伴う変成岩類については、別稿で詳しく記載する予定である。

地 質

各地域の地層や岩石の記載については、従来の研究で

なされているので、ここでは各地域の地質の概略と今回明らかになった点を中心に、先新第三系基盤岩に限って記す。

1. 下仁田地域

調査地域は群馬県富岡市から下仁田町にいたる鎗川とその支流に沿う地域である(Fig. 2)。本地域の広域にわたる調査は藤本ほか(1953)に始まる。藤本ほか(1953)は、石英閃緑岩とそれに伴われるホルンフェルスや跡倉層をクリッペであると考え、「推し被せ構造」を提唱した。鈴木(1955)は藤本(1953)が秩父系とした地層の一部は跡倉層の連続岩体であることを明らかにし、跡倉層が西方に拡大されることを示した。さらに、内田(1961, 1962)は跡倉層の分布域を明確にした。その後、新井ほか(1963)は大北野—岩山線南方を調査し、それまでの跡倉層を跡倉層、中の萱層^{かなや}、叶屋層に分け、中の萱礫岩を中の萱層の基底礫岩とした。また、新井は

Fig. 2. Geologic map and sample locations of the Shimonita area. O-I Line : Okitano-Iwayama Line

Fig. 2 (continued). Geologic cross sections of the Shimonita area.

か(1966)は大北野一岩山線北方の調査を進め、下仁田地域全域の地質を明らかにした。

本地域では、大北野一岩山線(藤本ほか, 1953 命名)を境として南北で先新第三系の構成岩種がまったく異なっている。大北野一岩山線の北方には、南蛇井層、骨立山凝灰岩、神農原礫岩、平滑花崗岩、千平花崗閃緑岩、花崗斑岩が分布する。大北野一岩山線の南方には、秩父系、三波川変成岩類、跡倉層および異地性花崗岩体が分布する。秩父系は東西性の高角断層を境に南縁部に位置する。三波川変成岩類は秩父系と大北野一岩山線に挟まれる地域に分布している。

(1) 地層各論(大北野一岩山線の北方)

A. 南蛇井層(佐渡, 1937 命名, 新井ほか, 1966 改訂)

本層は、森沢川、鑓川に模式的に分布する。泥岩、砂岩を主体とし、互層をなすところが多い。全域にわたり変形が激しく砂岩がレンズ状になったメラランジェの様相を示すところが多い。千平西方の鑓川の河床などでは、レンズ状の砂岩のほか、レンズ状のチャートの挟みがある。また、まれに石灰岩のレンズないしブロックが認められる。泥岩は黒色、炭質である。平滑花崗岩により接触変成作用を受けてホルンフェルス化しており、鏡下で微小の黒雲母が認められる。しかし、その影響範囲は狭く、平滑花崗岩との接触部に限られる。本層は時代未詳であったが、酒井ほか(1989)は下仁田町西方森沢川中流において珪質泥岩中にジュラ紀末期もしくは白亜紀最前期を示す放散虫化石を、また千平南方堀ノ内付近の鑓川において、砂岩泥岩互層内部の珪質泥岩中にジュラ紀後期を示す放散虫化石を発見し、本層が美濃一丹波帯の地層群に対比されるとした。

B. 神農原礫岩(藤本, 1953 命名)

神農原礫岩は神農原南方の鑓川河床に模式的に分布するほか、森沢川から岩山にかけての地域や鎌田川上流に

も広く分布する。本層には層理を示すところがほとんど無く、新井ほか(1966)は、骨立山凝灰岩との境界からほぼ水平に近い構造をなすとした。しかし、浅間山の南面では凝灰岩とともに厚さ数 10 cm の石炭層が挟在し、東西 500 m に渡って追跡できる。この炭層の走向は EW で傾斜はほぼ垂直である。また、神農原東方の鑓川河床には厚さ数 10 cm の砂岩層が挟在し、その走向は N 50°E ~ N 65°E で、傾斜は 80°S ~ 90°である。本層は基質部が少なく礫どうしが接触しており、しばしば食い違い礫がみられる。礫種は花崗斑岩、珪質凝灰岩が大部分を占める。礫は大礫、巨礫が大部分で最大長径は 2 m を越える。また、赤味を帯びたカリ長石(特に斑晶)の存在により礫岩全体として赤褐色を呈する。本層の層厚は境界を断層に切られているために正確な値は不明であるが、現在の分布から判断すると最も厚い所で 500 m に達する。

C. 骨立山凝灰岩(新井ほか, 1966 命名)

骨立山凝灰岩は下仁田の北方浅間山を中心として東西に細長く分布する。浸食に強い急崖を形成している。骨立山凝灰岩は無層理であるが、新井ほか(1966)により神農原礫岩と整合関係とみなされており、その直線状の分布からみると、本凝灰岩層も神農原礫岩同様に E-W 走向で傾斜は垂直であることが予想される。鏡下では熔結組織を示し、基質はガラス質で、流理構造がみられる。斑晶は石英が多く、そのほか斜長石、カリ長石が存在する。

D. 平滑花崗岩(新井ほか, 1966 命名)

調査地域の北部、西牧川一小坂川合流点周辺(西部岩体)や南蛇井北方から神農原に至る地域(東部岩体)に分布する。優白色粗粒の花崗岩で、有色鉱物は少ない。全域でマイロナイト化、カタクラサイト化の影響を受けており、特に東部岩体ではマイロナイト化に伴う片麻状構

Fig. 3. Equal area projection (lower hemisphere) of the attitudes of the L-S fabric of the mylonitized Namee granites. Solid circle : dipping direction of the mylonitic foliation. Arrows : stretching lineation. Broken curve : a part of the great circle of the mylonitic foliation.

造がみられる。その面構造はかなりばらつくが、大体 NW-SE 走向で SW 方向へ緩く傾斜しており、線構造は大体西へ低角度で沈下している (Fig. 3)。西部岩体ではマイロナイト化以降に重複したカタクラサイト化の影響が強く、変質も進んでおり、肉眼では花崗岩の組織をほとんど確認できない。特に岩体周縁部は細粒で、熱水変質が進んでおり、アプライトのような岩相を示す。また、本岩は南蛇井層を貫き接触変成を与えているが、その影響は弱い。

E. 千平花崗閃緑岩 (高木ほか, 1989 命名)

千平から神農原にかけての鐺川河床に点在するほか、南蛇井一帯に分布する。新井ほか (1966) により本岩体は川井山石英閃緑岩のハイマートとみなされたが、後述するように川井山石英閃緑岩とは岩質、組織、粒度などの点で著しい違いがある。変質が進み灰緑色を呈し、花崗岩の組織は認めにくい。鐺川の東方の 2 つの岩体はチャート由来の珪質ホルンフェルスに伴うが、川井山石英閃緑岩に伴う泥質ホルンフェルスとは岩質が異なる。

F. 花崗斑岩

鎌田川上流から東方にかけて大北野一岩山線に平行に分布するほか、千平西方の南蛇井層を貫く小岩体として分布する。白色の岩石で、新鮮な試料では斑状組織が明瞭に認められる。斑晶としてはカリ長石、斜長石、石英

が、石基にはカリ長石、斜長石、石英、白雲母、緑泥石が認められる。有色鉱物は緑泥石化が著しい。石基は 0.5 mm 以下で文象組織が認められる。カタクラサイト化を受けている。

(2) 地質各論 (大北野一岩山線南方)

A. 跡倉層 (藤本ほか, 1953 命名, 内田, 1962; 新井, 1963 改訂)

本論では、砂岩、砂岩泥岩互層よりなる地層を跡倉層、礫岩よりなる部分を跡倉礫岩および中の萱礫岩として記載する。

跡倉層：跡倉層は衝上断層を境として三波川変成岩類上についており、調査地域東部では孤立したクリップとして存在する。本層は、砂岩泥岩互層、塊状砂岩より構成される。褶曲、変形の激しい所が多く、走向傾斜は一定しない。四又山東方の南牧川流域 (万年橋付近) では数 m の破碎帯を挟んで両側の地層が逆転する (内田, 1961)。衝上断層付近では、砂岩、泥岩が片理を示すほか礫は強く変形している。片理の強い砂岩は、伸長した石英や斜長石が一方向に配列している。

跡倉礫岩：本論では、典型的な礫岩部から礫を含む塊状のアルコース質砂岩までを跡倉礫岩とする。また、本岩は内田 (1962) が指摘しているように跡倉層に移化している。本岩は浸食に強いので、大崩山、御岳などのように突出した山体を形成している。露頭では緑色を帯びており、礫と基質の境界が不明瞭なところがある。礫種は、花崗岩類、閃緑岩類、凝灰岩、チャート、石灰岩、砂岩、泥岩などである。円磨度は一般に高く、最大径は 50 cm である。基質はアルコース質砂岩で、石英、斜長石、カリ長石、緑簾石などのほか、ざくろ石、黒雲母ホルンフェルスの岩片や角閃岩の岩片が観察される。

中の萱礫岩：四又山南面に東西に分布する。走向は $N 70^{\circ}W \sim N 80^{\circ}W$ で、傾斜は $50^{\circ} \sim 70^{\circ}N$ である。北側の地層とは整合関係にあると思われるが、南側の地層との関係は断層であるか不整合であるのかは不明である。層厚は南牧川では 90 m、分布の西端付近では 100 m を越える。中の萱礫岩は閃緑岩類の礫を含まない点で跡倉礫岩と異なる。

B. 川井山石英閃緑岩 (新井ほか, 1963 命名; 川井山岩体, 岩山岩体, 四又山東方岩体)

川井山石英閃緑岩は川井山山頂およびその西方大北野周辺 (川井山岩体)、岩山、四又山東方に分布する。これら 3 岩体の間に岩質や組織の違いは認められない。本岩は粗粒の石英閃緑岩を主体とし、一部トータル岩質である。川井山岩体はホルンフェルスと密接に伴って分布する。例えば大北野川、北野川では石英閃緑岩は単独の

Fig. 4. Route map and sample locations in Atokura (junction of the Nanmoku and Aokura rivers) and its western vicinity. Ch : Chogenji bridge.

岩体としては分布せず、ホルンフェルスと繰り返しながら出現する (Fig. 4)。岩山岩体は岩山の山体北半分を構成し、川井山の場合と同様にホルンフェルスを伴う。三波川変成岩類中に孤立した岩体として存在し、三波川変成岩類とは衝上断層を境として接している。特に断層付近では変形が著しく、片状になっている。四又山東方の岩体は、跡倉層と石灰岩に挟まれた小岩体として分布する。

川井山石英閃緑岩については、川井山西方大北野川の石英閃緑岩について 290 Ma, 277 Ma, 岩山岩体の石英閃緑岩について 250 Ma という角閃石の K-Ar 年代が報告されている (端山ほか, 1987; 高木ほか, 1989)。

C. ホルンフェルス

川井山および岩山において、川井山石英閃緑岩に密接に伴って産出する。川井山付近では川井山石英閃緑岩を取り囲むように、また岩山岩体では石英閃緑岩の周囲の一部に確認できる。南牧川河床 (Fig. 4) ではホルンフェルスの原岩として、砂岩泥岩互層の層理を残している部分や、厚さ数 cm の石灰岩の薄層が確認できる。一方、

角閃石ホルンフェルスはほとんど認められない。跡倉の長源寺橋西方の露頭 (Fig. 4) で、ホルンフェルスと跡倉礫岩が接する場所があり、新井ほか (1963) は不整合としているが、両者の関係は明確でない。また、長源寺北方では、本岩と三波川変成岩類との境界断層 (N 32°E, 62°W) が認められる (Fig. 4)。本岩は緻密で、珪質部は灰色、泥質部はやや褐色を帯びた暗灰色を呈する。泥質部では、0.5~1 mm に成長したざくろ石を肉眼で観察することができる。

D. 四又山石英閃緑岩 (高木ほか, 1989 命名)

四又山石英閃緑岩は四又山山頂およびその南方に分布する (Fig. 5)。石英閃緑岩からトータル岩を主体とし、一部花崗閃緑岩質ないし花崗岩質の部分も存在し、まれに石墨を含む珪長質片麻岩を挟在する。粒度も中粒~粗粒で岩相変化が顕著である。片麻状構造が認められ、その走向傾斜は NS~N 60°E, 垂直~60°N である。花崗岩質の部分では弱いマイロナイト化が認められる。一部ホルンブレンドの多い細粒塩基性部が周囲と調和的に分布する。山頂付近で石灰岩の小岩体と接する以外に周囲の岩体との接触部はみられないが、その分布状況から、

Fig. 5. Route map and sample locations around the top of Mt. Yotsumatayama.

本岩体は跡倉層の上にクリッペをなすものと考えられる。本岩体の中のトータル岩および塩基性岩については、それぞれ 105 Ma, 110 Ma という角閃石の K-Ar 年代が報告されている(高木ほか, 1989)。

(3) 断層

跡倉クリッペの基底をなす低角断層については、藤本ほか(1953)が多くの例をあげて記載しているので、ここでは大北野一岩山線について若干触れる。この断層の露頭は下仁田市街を流れる西牧川両岸に明瞭に表れている。ここでは南側の破碎された御荷鉾緑色岩と北側のまったく破碎されていない中新統の中粒塊状砂岩とが接しており、南側の破碎帯の幅は 2~6 m である。断層面はほぼ EW 走向で北へ 50°~70° 傾斜している。断層ガウジに認められる条線は比較的立っており、NE 方向へ

50° 前後で沈下している。

2. 金沢地域

藤本ほか(1953)は本地域とその北西神泉村地域の地質を明らかにし、これらの地域 3 か所に跡倉層の分布を明確にした。これらの地域の跡倉層は下仁田地域の場合と同様に三波川変成岩類の上にクリッペ(岳山クリッペ, 神山クリッペ)をなすと考えた。また、井上(1974)は神山クリッペの南方峰山地域の秩父帯中にも跡倉層の分布を報告している。金沢地域は藤本ほか(1953)による岳山クリッペ分布域に相当する。飯島(1964)は本地域の地質の詳細を明らかにし、跡倉層に石英閃緑岩が貫入することを報告した。

金沢地域の跡倉層は砂岩泥岩互層と礫岩からなり、ホルンフェルスまたは片麻岩を伴う花崗岩類と断層関係にある(Fig. 6)。なお、本地域の石英閃緑岩(天沢岩体, 金山岩体)を便宜上、金沢石英閃緑岩とよぶ。

(1) 地質各論

A. 跡倉層

飯島(1964)は本地域の跡倉層を岩相から加増層・岳山層に区分した。本論では、砂岩泥岩互層をなす部分を跡倉層、礫岩および含礫砂岩部を跡倉礫岩として記載する。

砂岩泥岩互層：本地域西部に分布する。全体に変形が激しく、低角断層、高角断層、部分的な横臥褶曲などがみられる。一部の断層に沿って蛇紋岩が進入している。層理面の傾斜が一定の傾向を示さないのに対し、走向は N 40°W~N 60°W である。また砂岩泥岩互層中の含礫砂岩には礫の変形が認められる。

跡倉礫岩：男岳、女岳周辺と、その北東方向に分布する。北東部の方が礫が大きく、含有量も多い傾向にある。礫種は、花崗岩類、閃緑岩類、石灰岩、砂岩、泥岩、チャートなどである。また、一部に黒色泥岩層を挟む。

B. 金沢石英閃緑岩

天沢西方 431 m 峰付近と金山川およびその支流に分布する。天沢岩体は分布と底角断層露頭(後述)の存在によりクリッペとして山体を形成していると考えられる。

金山岩体は断層を境に跡倉層と第三系に挟まれて細長く分布する(Fig. 7b)。本岩体は下仁田地域の川井山閃緑岩や本地域天沢岩体の場合と異なり、ホルンフェルスではなく片麻岩(後述)を伴う。

C. ホルンフェルス

石英閃緑岩体の南西縁に分布する。天沢石英閃緑岩体と跡倉層の境界断層付近では著しく破碎されている。本岩と跡倉層との関係はすべて断層である。岩質の変化が

Fig. 6. Geologic map and sample locations of the Kanezawa area.

著しく、ざくろ石—黒雲母ホルンフェルス、角閃石黒雲母ホルンフェルス、珪質ホルンフェルスなどが存在し、それらが縞をなす。また、黒雲母、角閃石、石英の配列などにより弱い片理がある。

D. 片麻状トーナル岩類(山形岩体)

本岩体は山形の金山川支流沿いに分布し、小野(1985)によって初めて記載された。本岩体周辺のルートマップを Fig. 7a に示す。本岩体の東縁は出牛—黒谷断層によって三波川変成岩類と境し、西縁は第三系中新統と断層で接している。また北東部と北西部に分布する跡倉層とは直接の関係は確かめられないが、山形岩体が地形の低いところに分布していることから高角断層が推定される。本岩体は角閃石の多い中粒片麻状トーナル

岩を主体とし、一部角閃石の少ないトーナル岩や花崗閃緑岩を伴い、岩相変化が著しい。岩体西部では角閃岩が認められ、その内部に石灰質ないしアプライト質のレンズが認められる。本岩体の主体をなす角閃石の多い片麻状トーナル岩は角閃石の配列により弱いながら片麻状構造が観察され、しばしば優黒色部と優白色部とが縞をなす。片麻状構造の面は大体 NW-SE 方向である。一部にみられる角閃石の少ない片麻状トーナル岩～花崗閃緑岩には縞状構造があり、片麻岩類(後述)を伴っている。

E. 片麻岩

山形および金山(金山川とその支流)に断層に挟まれて幅狭く分布する。山形岩体では片麻状トーナル岩類の構造に平行なレンズとして分布する(Fig. 7a)。泥質ない

Fig. 7a. Route map and sample locations on the south of Yamagata.

Fig. 7b. Route map and sample locations along the Kanayama River in Kanayama.

し砂質片麻岩(ざくろ石黒雲母片麻岩)のほか、角閃石片麻岩を伴う。小野(1985)は山形岩体の岩石学的研究を行い、その中の角閃石片岩について 105 Ma という角閃石の K-Ar 年代値を報告している。

金山岩体中の片麻岩は石英閃緑岩に伴って分布してい

る (Fig. 7b)。東方の第三系および西方の跡倉層とはともに断層で接している。本岩体は砂質片麻岩と泥質のざくろ石黒雲母片麻岩からなり、一部角閃石片麻岩が存在する。

Fig. 8. Photograph of the low-angle fault (arrows) divided the Kanezawa quartzdiorite-hornfels (hanging wall) and the Ato-kura Formation (foot wall). Outcrop of the quarry near Mt. Odake to the west of Tenzawa, Kanezawa area.
Qd : quartzdiorite, Hf : hornfels, Am : sheared mudstone (Ato-kura F.), Ac : Atokura conglomerate.

(2) 断層

本地域の跡倉層は出牛一黒谷断層で東側の三波川結晶片岩と接している。南側の秩父系との断層について、藤本ほか(1953)は岳山クリップの底面をなす低角断層を、また飯島(1964)は高角断層を推定している。男岳付近の採石場で認められる金沢石英閃緑岩と跡倉層との境界断層(Fig. 8)では、上盤側の石英閃緑岩がホルンフェルスを含んで下盤側の跡倉層と低角断層(N 56°E~N 74°E, 18°~30°S)で接する。断層面には条線が認められ、その方向は大体 SW~W で、沈下角は 10° 以下である。露頭面ではシアバンドが認められ、上盤側が SW 方向へ移動した運動のセンスが推定される。ホルンフェルスと跡倉層との境界は、この断層のほかはすべて高角断層であり、跡倉層にホルンフェルス化の影響は認められない。

3. 寄居一小川地域

本地域は FUJIMOTO(1937)が主張した安戸フェンスターの北側に位置している。渡部ほか(1950)は石英閃緑岩および跡倉層などの存在を明らかにし、この石英閃緑岩に対して金勝山(当初は金照山)石英閃緑岩と命名し、前田(1954)は跡倉層を栃谷層とよんだ。小勝ほか(1970)は、金勝山石英閃緑岩体南部に分布する栃谷層のほか、その岩体の北部に分布する白亜紀後期~古第三紀と想定される地質を木持層と命名した。一方、小坂(1979)はそれらを一括して跡倉層と再定義し、金勝山石英閃緑岩と跡倉層はクリップであり、それらは北方から移動してきたとみなした。門田・徳永(1982)は花粉分析による時代考察を行い、栃谷層を中新統とした。平島(1984)は秩父系と跡倉層との境界断層に沿った地帯に破碎された緑色岩の存在を報告し、緑色岩メランジェと名づけた。また、クリップ説は支持したが、金勝山石

英閃緑岩を黒瀬川帯構成岩類とみなし、南方から由来したものと考えた。

今回の調査では、木持層の少なくとも一部の礫岩層は寄居層に移化しており、その中に炭層を含むことが確認されたので、本論では小勝ほか(1970)が栃谷層と呼んだ地層のみを跡倉層として記載する。本地域の主要な構成岩体は跡倉層、金勝山石英閃緑岩および第三系である(Fig. 9)。そのほか北縁部には寄居石英斑岩が分布する。また金勝山石英閃緑岩は三波川変成岩類と断層で接し、貫入の証拠はない。

(1) 地質各論

A. 跡倉層

跡倉層は本地域の南部に幅約 1 km で西北西—東北東方向に細長く分布し、主に砂岩泥岩互層と礫岩から構成されている。

砂岩泥岩互層は全体に変形、破碎が激しい。走向は N 50°W~N 70°W であるが、傾斜は変化し、褶曲が想定される。砂岩は長石質アレナイトである。

礫岩は西部や北部に分布する。礫種は砂岩、泥岩、チャート、石灰岩、花崗岩類、閃緑岩類、凝灰岩などからなり、基質はアルコース質砂岩である。礫径は数 cm から 30 cm に及ぶ。礫岩は他の地域の跡倉礫岩と同様に変形を受け、砂岩、泥岩、石灰岩などの礫は引き伸ばされている。以上のような岩相・産状は下仁田地域の模式地の跡倉層とよく似ている。

B. 金勝山石英閃緑岩

車山、金勝山、富士山付近を中心に分布する。本岩は中粒~粗粒石英閃緑岩を主体とし、一部トータル岩質である。車山岩体およびその南方の山居岩体の岩相は、東部の岩相に比べ角閃石が多く、粒径がやや小さい。有色鉱物の配列による弱い片麻状構造が認められる。まれに

Fig. 9. Geologic map and sample locations of the Yorii-Ogawa area.

Fig. 10. Route map on the west of Mt. Kinshozan.

角閃石の密集した塩基性部がレンズ状に挟まれる。ペグマタイトの岩脈によって貫かれており、特に金勝山周辺で多く認められる (Fig. 10)。金勝山石英閃緑岩については、251 Ma という角閃石の K-Ar 年代 (小野, 1983) が、また、122~223 Ma というジルコンのフィッシュン・トラック年代 (WATANABE & SUZUKI, 1978; 鈴木・渡部, 1984) が知られている。また最近ではペグマタイトについて 252 Ma という白雲母の K-Ar 年代 (端山ほか, 1987) が報告されている。

C. 片麻岩

片麻岩は金勝山北方の境界断層に沿って幅狭く分布する (Fig. 10)。この片麻岩体は珪長質片麻岩および角閃石片麻岩からなり、一部石灰質部が挟まれている。特に断層近傍は角礫化しており、破碎・変質が著しい。本岩は珪長質部と角閃石の多い部分とが縞をなし、主な構成鉱物は斜長石、石英、緑泥石、ホルンブレンド、ざくろ石である。そのほか山居北東 (折原駅南東 500 m 付近の沢の中) では車山岩体北縁部に細粒変成岩が存在し、破碎、変質が著しいが、原岩は片状ホルンフェルスと考えられる。

調査地域北方牟礼の長昌寺周辺には、ざくろ石片麻岩や角閃石片麻岩の小分布が報告されている (端山・比企団研グループ, 1985)。このざくろ石片麻岩とよく似た第三系中の礫について 110 Ma という K-Ar 年代が知られている (端山ほか, 1987)。

D. 寄居石英斑岩 (渡部ほか, 1950 命名)

調査地域の北西の荒川沿い (正喜橋周辺) に良好な露出があり、調査地域内では露出が悪い。本岩は緻密で帯緑

灰色を呈し、小勝ほか (1970) でも指摘されているように岩片を含むものが認められ、少なくとも一部は熔結凝灰岩である。

(2) 断層

本地域では下仁田地域や金沢地域の場合と異なり、金勝山石英閃緑岩体が三波川変成岩類もしくは跡倉層上にクリッペをなす証拠となる低角断層の露頭は認められない。しかしながら、車山の南方、山居岩体では、地形のなだらかな三波川変成岩類分布域に囲まれて、石英閃緑岩が地形の突出した部分にのみ分布している。また、山居東方木呂子付近では、石英閃緑岩体中の地形の低い部分に三波川変成岩類がフェンスター状に分布し、木呂子東部の沢では石英閃緑岩のガウジ化した部分が沢底に沿って存在している。以上の産状から考えて、小坂 (1979)、平島 (1984) が指摘しているように、金勝山石英閃緑岩は三波川変成岩類の上にクリッペをなすと考えられる。そのほかの断層としては、WNW-ESE 方向の断層とそれを切る N-S もしくは NE-SW 方向の胴切り断層があるが、いずれも比較的高角な断層である。特に本地域東方では、胴切り断層により石英閃緑岩、跡倉層、第三系がブロック化している。

WNW-ESE 系の断層の例としては、金勝山北西に好露頭がある (Fig. 10)。この断層は金勝山石英閃緑岩と、その北側に幅狭く分布している角礫化した片麻岩との境界をなし、その走向傾斜は N 66°W, 88°N, 条線は S 66°E 方向へ 20°~30° 沈下する。30 cm ほどの断層ガウジが認められ、その断層に認められるシアバンド (RUTTER *et al.*, 1986 の R₁ 面に相当) から、この断層が

左横ずれであると推定される。三波川変成岩類と跡倉層との境界は山居西方の沢で認められ、そこでは蛇紋岩を挟んでおり、走向傾斜は N 76°W, 50°S である。両者の間にクリッペをなす直接的証拠はない。なお、山居南東の沢では、両者の境界付近に蛇紋岩に伴って石英一ひすい輝石岩の露出が報告されている(平島, 1984)。

N-S 系の断層の例として富士山東方における石英閃緑岩と三波川変成岩類との境界断層の好露頭がある。この断層の走向傾斜は N 16°E, 46°W で、条線は S 40°W へ 14° 沈下している。また、ステップ構造やガウジの断面の微小構造が観察され、いずれも左ずれ(上盤側が SW 方向へずれる)のセンスを示している。

以上のように、本地域の石英閃緑岩が三波川変成岩類の上にクリッペをなすと考えられる間接的証拠が得られるのは山居～木呂子付近のみで、その他の地域の境界断層や胴切り断層はすべて比較的高角であり、それらはクリッペ形成後のブロック化を伴う断層活動で形成されたものと考えられる。

花崗岩類の岩石記載

ここでは各花崗岩体のいくつかの代表的な試料について、年代ごとにまとめて記載する。なお、各岩体のモード分析結果を Tables 1, 2, Figs. 11, 12 に、不透明鉱物の量比を Fig. 13 に示す。また、本章の最後に、各年代の花崗岩類の鏡下での特徴をまとめ、併せて帯磁率の測定結果を記す。

Table 1. Modal analyses of Permian quartz-diorites. 4000 points counted by the point counter.

Kawaiyama quartzdiorite							
	SKW1	SKW2	SKW3	SKW4	SKW5	SKW6	SKW7
Quartz	15.1	9.6	15.7	4.8	16.9	12.7	17.3
Plagioclase	55.5	60.2	58.1	62.3	53.4	58.7	53.3
K-feldspar	0.0	0.4	2.0	0.0	0.0	0.0	0.6
Hornblende	17.3	16.6	13.5	22.6	23.8	17.1	17.0
Biotite	Tr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Chlorite	7.8	5.9	7.2	8.9	5.0	9.4	9.2
Sphene	0.1	0.2	Tr	0.0	Tr	Tr	0.0
Accessories	0.1	0.2	Tr	0.4	Tr	0.5	Tr
Opaque	0.1	1.0	0.4	1.0	Tr	Tr	Tr
Epidote	0.7	0.0	3.1	Tr	0.0	0.9	0.6
Secondaries	3.3	5.9	Tr	Tr	0.9	0.7	2.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Kanezawa quartzdiorite							
	KTZ1a	KTZ1b	KTZ2a	KTZ2b	KTZ3	KTZ4	KTZ5
Quartz	21.9	13.6	13.0	18.7	9.8	3.6	9.6
Plagioclase	50.3	57.2	55.4	60.1	59.4	57.4	52.8
K-feldspar	0.4	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Hornblende	19.1	22.9	19.3	14.0	15.3	28.8	25.7
Biotite	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	0.0	0.0
Chlorite	8.0	5.0	7.0	5.9	3.7	7.4	8.9
Sphene	0.0	0.1	0.3	0.2	0.4	0.0	0.0
Accessories	Tr	0.3	Tr	0.4	0.2	0.3	0.3
Opaque	Tr	0.2	Tr	0.2	Tr	1.4	0.9
Epidote	0.0	0.5	0.0	0.3	1.5	0.9	0.8
Secondaries	0.3	0.2	4.0	0.2	0.6	0.2	1.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Kinshozan quartzdiorite								
	YOK1	YOK2	YOK3	YOK4	YOK5	YOK6	YOK7	YOK8
Quartz	20.9	6.3	9.3	5.0	5.4	2.1	12.8	19.3
Plagioclase	57.4	48.7	59.0	66.9	63.9	55.0	60.6	54.1
K-feldspar	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Hornblende	10.8	37.7	27.9	19.3	22.1	34.0	22.1	11.9
Biotite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Chlorite	8.4	4.9	3.0	5.9	5.8	5.0	3.6	13.3
Sphene	0.2	0.0	Tr	Tr	0.0	Tr	0.0	0.2
Accessories	0.3	0.1	Tr	0.2	Tr	0.1	Tr	Tr
Opaque	Tr	0.2	0.4	0.6	0.4	Tr	0.4	0.1
Epidote	1.3	1.3	0.2	2.1	2.2	3.8	0.5	0.7
Secondaries	0.7	0.8	0.2	Tr	0.2	Tr	Tr	0.4
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Table 2. Modal analyses of Cretaceous granitic rocks.

	Yotsumatayama quartzdiorite						Yamagata, tonalites			
	SYM1	SYM3	SYM4	SYM5	SYM6	SYM7	KYG1	KYG2	KYG5	KYG6
Quartz	16.3	6.2	4.6	7.0	6.1	10.9	26.8	25.7	12.3	14.8
Plagioclase	60.5	56.5	61.7	52.0	44.9	54.2	51.5	52.1	50.8	47.9
K-feldspar	0.0	0.0	3.7	0.4	0.7	0.0	0.0	2.1	2.3	7.0
Hornblende	15.0	28.0	19.4	30.3	41.2	25.2	8.6	2.6	19.3	22.6
Biotite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.0	0.0	0.0
Chlorite	6.6	8.4	8.4	5.5	5.6	7.4	11.3	0.8	9.5	5.3
Sphene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.6	0.4
Accessories	0.2	0.4	0.5	0.4	0.5	0.7	0.4	0.4	0.3	0.1
Opaque	0.4	0.5	0.4	1.2	0.6	1.0	Tr	Tr	Tr	Tr
Epidote	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.3	2.0	1.4
Secondaries	0.7	Tr	1.3	3.2	0.4	0.6	Tr	Tr	2.9	0.5
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

	Namee granite						Sendaira granodiorite							
	SNM1	SNM2	SNM3	SNM4	SNM5	SNM6	SNM7	SNM8	SSD1	SSD2	SSD3	SSD4	SSD5	SSD6
Quartz	47.4	30.8	44.8	38.4	31.4	47.2	49.4	44.2	24.0	27.0	18.8	27.7	28.3	23.5
Plagioclase	26.2	39.7	20.1	29.9	25.6	20.4	20.2	6.9	53.5	59.7	58.2	43.6	53.2	52.8
K-feldspar	23.0	26.2	34.9	28.4	37.9	31.9	25.2	47.8	7.3	0.0	7.6	10.4	1.6	8.8
Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	2.3	0.0	0.0
Biotite	0.0	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Chlorite	3.3	1.5	0.1	3.3	5.1	0.5	5.2	1.1	14.6	10.1	13.9	15.8	16.8	14.3
Sphene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	Tr	0.0	0.0
Accessories	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0.2	Tr	Tr	Tr	Tr
Opaque	Tr	Tr	0.1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0.1	Tr	0.1	0.1	Tr	0.1
Epidote	Tr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.4	Tr	0.1	0.1	0.5
Secondaries	0.1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Fig. 11. Modal compositions of the Permian quartzdiorites. Q: quartz, A: alkali feldspar, P: plagioclase, Mafic: mafic minerals (hornblende, biotite, chlorite)

1. 二畳紀(250~290 Ma)の石英閃緑岩類

(1) 川井山石英閃緑岩(下仁田地域川井山岩体, 岩山岩体, 四又山東方岩体)

〔鉱物〕斜長石, ホルンブレンド, 石英; 燐灰石, スフェン, ジルコン, 不透明鉱物; 絹雲母, 緑簾石, 緑泥石, ぶどう石, パンペリー石。

〔特徴〕ホルンブレンド, 斜長石の最大粒径は4 mmである。変質が進んでおり, 黒雲母は大部分緑泥石化し, 斜長石も絹雲母化, 緑簾石化が著しい。ホルンブレンドは粒状ないし短柱状で最大粒径は3 mmである。自形性は悪く, 鉱物粒界は不規則である。石英, 斜長石, 燐灰石, 不透明鉱物などを包有する。色は緑色~帯褐緑色(Z)である。一部劈開に沿って緑泥石化が認められるが, 全体としては新鮮である。ぶどう石, 石英, 方解石などの脈がみられる。石英は多結晶集合体をなし, 個々の結晶は最大粒径が1 mm前後である。不透明鉱物の含有量は最大1%に達し, その大部分はチタン鉄鉱で, そのほか少量の黄鉄鉱, 赤鉄鉱および微粒の黄銅鉱が認められる。チタン鉄鉱は大部分が角閃石に包有され, 最大粒径0.1 mm程度である。一部変質してリュウコシンが生成している。磁鉄鉱は認められない。

(2) 金沢石英閃緑岩(金沢地域天沢岩体, 金山岩体)

〔鉱物〕斜長石, ホルンブレンド, カリ長石, 石英, (黒雲母); 燐灰石, スフェン, 不透明鉱物; 緑泥石, 絹雲母, 緑簾石, ぶどう石, パンペリー石。

〔特徴〕変質が著しく, 斜長石の絹雲母化が進み, 黒雲母はほとんど緑泥石化しており, 天沢岩体のごく一部に残存しているに過ぎない。ホルンブレンドは最大粒径は

Fig. 12. Modal compositions of the Cretaceous granitic rocks.

4 mmで, 鉱物粒界は不規則のことが多い。一部に集合体をなす部分もある。しばしば石英, 斜長石, スフェン, 不透明鉱物, 燐灰石を包有する。色は緑色~帯褐緑色(Z)である。劈開に沿って一部緑泥石化している結晶もあるが, 全体には新鮮である。石英は多結晶化しており, 個々の結晶は最大粒径が1 mm前後である。ぶどう石, 緑泥石, 方解石などの脈がみられる。不透明鉱物の含有量は天沢岩体では最大0.2%, 金山岩体では最大1.4%に達し, チタン鉄鉱のほか少量の黄鉄鉱, 黄銅鉱, 赤鉄鉱が認められる。チタン鉄鉱はホルンブレンド中に包有され, 最大径は0.4 mmである。一部変質してリュウコシンが認められる。磁鉄鉱は認められない。

(3a) 金勝山石英閃緑岩(寄居一小川地域車山岩体, 車山南方岩体, 金勝山岩体, 富士山岩体)

〔鉱物〕斜長石, ホルンブレンド, 石英, (黒雲母); スフェン, 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物; 緑泥石, 緑簾

Fig. 13. Modal opaque minerals vs. modal K-feldspar plus quartz determined by point counter method (see Table 1, 2). A broken line is a boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks after ISHIHARA (1977).

石、絹雲母、ぶどう石、パンペリー石。

〔特徴〕変質が進み斜長石は絹雲母化し、黒雲母もほとんど残存していない。その中でも、車山岩体の南部の三品川河床では比較的新鮮な試料が得られる。ホルンブレンドは粒状ないし短柱状で、緑色～帯褐緑色(Z)を呈し、鉱物粒界は不規則である。最大粒径は4 mm、双晶をなす結晶も認められる。石英、斜長石、不透明鉱物、燐灰石を包有する。0.3～0.5 mmの結晶の集合体が各所に存在する。劈開に沿って一部緑泥石化しているが、多くの結晶は新鮮である。石英は多結晶化しており、個々の結晶の最大粒径は1 mm前後である。不透明鉱物の含有量は最大0.6%に達し、その多くがチタン鉄鉱で通常ホルンブレンドに包有されている。車山岩体や金勝山岩体の一部の試料には磁鉄鉱が含まれ、特に車山南部三品川河床の試料には、磁鉄鉱が比較的多い。そのほか、少量の黄鉄鉱、赤鉄鉱、微粒黄銅鉱、まれに黄鉄鉱、黄銅鉱と共生する微粒の方鉛鉱が認められる。

(3b) ペグマタイト

〔鉱物〕斜長石、カリ長石、石英、白雲母；ざくろ石；緑簾石。

〔特徴〕全体に変形の影響がみられ、石英は波動消光が強く、また斜長石にはしばしばキンクバンドが観察される。一部の試料は部分的にカククラサイト化している。

2. 白亜紀前期(105～112 Ma)の花崗岩類

(1) 四又山石英閃緑岩(下仁田地域四又山岩体)

〔鉱物〕斜長石、ホルンブレンド、石英、カリ長石；燐灰石、スフェン、ジルコン、不透明鉱物；緑泥石、絹雲母、緑簾石、ぶどう石。

〔特徴〕ホルンブレンドは緑色(Z)を呈し、短柱状から長柱状の結晶で、鉱物粒界は不規則のものが多い。最大径は5 mm、細粒部で1 mm以下であり、石英、斜長石、不透明鉱物、燐灰石などを包有する。一部劈開に沿って緑泥石化している。斜長石は絹雲母化が進んでいる。石英は多結晶化しており、個々の結晶の最大粒径は0.5～0.8 mmである。比較的花崗岩質な試料では細粒化がかなり進んでおり、マイロナイト化を特徴づける流動構造を示すものもある。不透明鉱物の含有量は最大1.2%に達し、チタン鉄鉱が大部分を占めるほか少量の黄鉄鉱、赤鉄鉱、微粒黄銅鉱が認められる。チタン鉄鉱の最大粒径は0.2 mmで、粒状ないし不規則な形態

をなし、部分的にリュウコクシン化している。

(2) 片麻状トーナル岩類(金沢地域山形岩体)

A. 片麻状トーナル岩(ホルンブレンドの多いタイプ)

〔鉱物〕斜長石、ホルンブレンド、石英、カリ長石、(黒雲母); スフェン、燐灰石、ジルコン; 緑泥石、緑簾石、絹雲母。

〔特徴〕山形岩体のトーナル岩類の主要部分を占め、ホルンブレンドが比較的多く、黒雲母は大部分緑泥石化している。斜長石の絹雲母化が著しい。ホルンブレンドは最大粒径 2 mm で、緑色～帯褐緑色(Z 軸色)を呈し、一部緑泥石化が進んでいる。また、斜長石、石英などを包有する。スフェンはホルンブレンドを伴う。石英は多結晶化しており、個々の結晶の最大粒径は 0.8 mm である。一部にぶどう石脈がみられる。不透明鉱物の含有量は非常に少なく、黄鉄鉱、黄銅鉱が認められるにすぎない。

B. 片麻状トーナル岩～花崗閃緑岩

〔鉱物〕斜長石、黒雲母、ホルンブレンド、石英、カリ長石; 燐灰石、ジルコン、不透明鉱物; 緑泥石、絹雲母。

〔特徴〕ホルンブレンドの少ない点が上記のトーナル岩と異なる。斜長石は最大径が約 3 mm で、新鮮である。黒雲母は集合体をなし、ジルコンによる多色性ハローがみられる。ホルンブレンドは半自形で、緑色～帯褐緑色(Z 軸色)を呈し、含有量は 4% 前後と少ない。最大粒径は 2 mm で、一部双晶が認められる。石英、黒雲母、燐灰石を包有する。燐灰石、ジルコンは黒雲母およびホルンブレンド中に包有される。斜長石とカリ長石の接触部には部分的にミルメカイトが認められる。石英は多結晶化しており、個々の結晶の最大粒径は 0.8 mm 前後である。不透明鉱物としてごく少量の黄鉄鉱が認められる。

3. 白亜紀後期(62～66 Ma)の花崗岩体

(1) 平滑花崗岩(下仁田地域、西部岩体、東部岩体)

〔鉱物〕カリ長石、斜長石、石英、黒雲母; 燐灰石、ジルコン、不透明鉱物; 緑泥石、絹雲母、炭酸塩鉱物。

〔特徴〕多くの試料は黒雲母が完全に緑泥石化している。蚊沼付近の岩体はもっとも良く花崗岩の組織を残しており、一部に黒雲母(Y≒Z: 褐色)が保存されている。カリ長石(最大 5 mm)はマイクロクリン・パーサイトであるが、双晶は不明瞭でもややしている。また、波動消光が強い。斜長石との粒界ではミルメカイトがみられる。石英はマイロナイト化に伴い細粒・多結晶化し、その集合体が引き延ばされて流動構造を形成している。石英粒の形態は、石英集合体と長石類との配置によ

って、粒状の P タイプから最大伸長比 1:7 程度の S タイプに及ぶ。石英の最大粒径は 0.6 mm 前後である。不透明鉱物の含有量は 0.1% 以下で、黄鉄鉱のほかわずかにチタン鉄鉱が観察される。

西部岩体の周縁部や、南蛇井層に貫入する小岩体は強く熱水変質し、細粒、緻密な白色アプライト質岩となり、鉱物粒径は 0.05 mm 以下である。

(2) 千平花崗閃緑岩(下仁田地域)

〔鉱物〕斜長石、石英、カリ長石、ホルンブレンド、黒雲母; 褐簾石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物; 緑泥石、緑簾石、ぶどう石。

〔特徴〕黒雲母はほぼ完全に緑泥石化しており、ホルンブレンドも変質が著しい。石英、方解石、緑泥石などの脈がみられる。千平付近の岩体など一部では花崗岩の組織が確認できる。鏡下では弱い斑状組織を示す。神農原付近の小岩体をなすものは千平付近のものとやや岩相が異なり、斑状組織が認められず、破碎が著しい。千平付近の試料では、斑晶は長径 1～3 mm の斜長石で、累帯構造を示すものがある。それに対し、石基をなす石英、カリ長石は粒状で 0.3～0.5 mm のものが多く、最大でも 1 mm である。石英はまったく細粒化しておらず、マイロナイト化の影響は認められないが、部分的にカタクラサイト化している。不透明鉱物の含有量は 1% 前後で、少量の黄鉄鉱、チタン鉄鉱、赤鉄鉱、リュウコクシンが認められる。

4. 各花崗岩体の鉱物組成の特徴と帯磁率

ここでは、これまで述べてきた各年代ごとの花崗岩類の特徴をまとめ、併せて帯磁率の測定結果を記す。なお、帯磁率は、17 試料につき岩石の切断平面を直接測定する方法で地質調査所佐藤興平博士によって、また 9 試料につき粉末法で地質調査所金谷 弘氏によって測定された。なお、各々の方法ならびに測定機器については、それぞれ佐藤・石原(1983)、金谷・石原(1973)を参照されたい。

(1) 二畳紀石英閃緑岩

二畳紀石英閃緑岩は、川井山、金沢、金勝山岩体ともよく似たモード組成で、石英閃緑岩を主体とし、一部トーナル岩の組成範囲を示すこと(Fig. 11)、弱い片麻状構造を有し、ごく弱いマイロナイト化の影響で石英が多結晶化していること、二次鉱物(弱変成鉱物)としてパンペリー石を含むことなど、共通している。また、不透明鉱物の組成に着目すると、金勝山石英閃緑岩は試料によって磁鉄鉱を含むものと含まないものがあり、川井山石英閃緑岩や金沢石英閃緑岩はチタン鉄鉱を主体とし、磁鉄鉱は認められない。帯磁率からみても、金勝山石英

Table 3. Chemical analyses of Permian quartzdiorites.

	Kawaiyama Qd				Kanezawa Qd		Kinshozan Qd					
	SKW1	SKW2	SKW3	SKW6	KTZ1	KTZ2	YOK3	YOK4	YOK5	YOK6	YOK7	YOK8
SiO ₂	53.50	57.86	54.19	57.00	61.02	55.70	53.69	52.89	50.47	52.26	56.86	61.55
TiO ₂	0.88	0.96	1.23	0.89	0.78	0.85	0.81	0.79	0.95	0.63	0.94	0.55
Al ₂ O ₃	19.38	16.96	19.64	18.59	16.40	18.88	18.65	19.80	19.90	19.11	17.95	17.62
Fe ₂ O ₃ *	8.75	8.49	9.03	7.86	7.37	7.74	8.52	8.79	9.01	8.13	8.66	6.09
MnO	0.15	0.15	0.17	0.13	0.13	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.11
MgO	3.92	3.86	3.93	3.58	3.58	3.87	4.68	4.22	5.03	5.08	3.78	2.88
CaO	7.16	6.50	5.60	5.24	4.80	6.99	7.05	7.55	9.03	8.75	6.00	3.61
Na ₂ O	3.94	3.04	3.96	3.49	3.31	3.28	3.02	3.48	2.73	3.07	3.25	3.59
K ₂ O	1.25	1.28	1.51	1.74	1.47	1.45	1.07	0.85	1.89	1.41	1.34	1.98
P ₂ O ₅	0.24	0.16	0.28	0.18	0.12	0.14	0.13	0.15	0.09	0.16	0.16	0.10
Total	99.17	99.26	99.54	98.70	98.98	99.04	97.77	98.66	99.25	99.05	99.09	98.08
F/F+M	0.690	0.687	0.696	0.687	0.673	0.666	0.645	0.675	0.641	0.615	0.696	0.678
A/N+K+C	0.929	0.931	1.071	1.083	1.040	0.959	0.984	0.971	0.866	0.849	1.013	1.205

*Total iron as Fe₂O₃

F/F+M=FeO/(FeO+MgO)

A/N+K+C=Mol Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)

閃緑岩の中でも、車山岩体のものについては大体 30×10^{-3} SI 前後 (C.G.S. 単位に換算すると 500×10^{-6} e.m.u./g 以上: 佐藤・石原, 1983, 第 2 図参照) となり, 完全に磁鉄鉱系列の範囲に含まれる。しかし, そのほかの岩体の試料は, 川井山, 金沢石英閃緑岩とともに, 不透明鉱物の含有量の多い ($> 0.3\%$: Fig. 13) ものが多いにもかかわらず, 帯磁率は 0.8×10^{-3} SI 以下, 30×10^{-6} e.m.u./g 以下で, チタン鉄鉱系列の範囲に含まれる。また, いずれの試料も磁鉄鉱の変質生成鉱物 (例えば赤鉄鉱) はごくわずかしが存在せず, 不透明鉱物の大部分がチタン鉄鉱であるため, 変質による帯磁率の減少は大きいとは考えられない。従って, 不透明鉱物の組成と帯磁率からみると, 金勝山石英閃緑岩の一部 (車山岩体) のみが磁鉄鉱系列に属し, それ以外のすべての二疊紀石英閃緑岩はチタン鉄鉱系列に属する。

(2) 白亜紀前期花崗岩類

四又山石英閃緑岩と山形岩体のトータル岩類の共通する特徴は, 片麻状構造を有し, 角閃石の一方方向の配列が明瞭なこと, 岩質が不均一で石英閃緑岩～花崗閃緑岩の幅広い組成範囲を示すこと (Fig. 12), 弱いマイロナイト化の影響で石英が多結晶化している点などがあげられる。また, 両者の不透明鉱物の含有量に違いが認められる (Fig. 13) が, 磁鉄鉱をまったく含まず, 帯磁率も 0.8×10^{-3} SI 以下, 20×10^{-6} e.m.u./g 以下で, 両者ともチタン鉄鉱系列に属する。

(3) 白亜紀後期花崗岩類

千平花崗閃緑岩は下仁田地域の他の花崗岩体と比較して, 岩質の違いがみられる (Fig. 12) ほか, 弱い斑状組織を示し, 浅所貫入型である点で異なる。また, 平滑花崗岩は強くマイロナイト化を受けているのに対し, 千平

花崗閃緑岩はまったくマイロナイト化の影響はみられない。不透明鉱物の組成, 量比および帯磁率 (0.2×10^{-3} SI 前後, 10×10^{-6} e.m.u./g 以下) より, 両者はチタン鉄鉱系列に属する。

花崗岩類の化学組成

1. 全岩化学組成

(1) 試料と測定方法

ここでは, 二疊紀の川井山石英閃緑岩, 金沢石英閃緑岩, 金勝山石英閃緑岩について全岩化学組成を検討した。分析は, 主成分元素について, 蛍光 X 線分析装置 (理学電機 System 3070) を用いてガラスビード法により行った。試料作成法および分析条件は内田ほか (1987) に従った。

(2) 結果

Table 3 に分析結果を示す。分析値の合計は水を除いた値で示した。3 つの岩体に組成上の顕著な相違は認められない。CHAPPELL & WHITE (1974) の分類に従うならば, ホルンブレンド, スフェンの存在や燐灰石の産状, そして Mol (Al₂O₃/Na₂O + K₂O + CaO) 値が 1.1 以下 (Table 3) であることなどから, これら 3 岩体は I-type 花崗岩に属する。K₂O-CaO-Na₂O 図 (Fig. 14) では K₂O が少なく, 一部は, 石原ほか (1976) の丹沢-新島トレンドに属することがわかる。丹沢-新島トレンドは, COLEMAN & PETERMAN (1975) の海洋性斜長花崗岩を典型とし, WHITE (1979) により提唱された M-type 花崗岩に近い性質を持つ。従って, これら三岩体は I-type 花崗岩中でも日本の花崗岩類の平均値 (ARAMAKI *et al.*, 1972) と比較すると M-type 花崗岩に近い。

Table 4. Chemical analyses of hornblendes in the Permian quartzdiorites.

	Kawayama quartzdiorite					Kanezawa Qd.			Kinshozan quartzdiorite						
	SKW2	SKW3	SKW4	SKW5	SKW6	KTZ1	KTZ2	KTZ5	YOK3	YOK4	YOK5	YOK6	YOK7	YOK8	
	(n= 9)	(n= 5)	(n= 5)	(n= 8)	(n= 5)	(n=10)	(n= 5)	(n=13)	(n=11)	(n=12)	(n= 7)	(n= 8)	(n= 9)	(n= 9)	
SiO ₂	50.57	46.24	47.99	46.43	50.36	46.23	46.20	44.47	46.70	47.89	48.42	46.96	47.06	45.81	
TiO ₂	0.45	1.65	1.12	1.51	0.65	1.15	2.17	1.22	0.74	1.64	1.09	0.76	0.73	1.19	
Al ₂ O ₃	5.50	8.20	7.88	7.98	5.87	8.15	8.79	10.63	9.81	9.51	7.23	9.83	10.20	8.13	
FeO*	14.46	17.37	16.53	18.26	15.41	16.57	17.19	17.91	14.76	14.38	14.92	14.39	16.76	16.31	
MnO	0.44	0.33	0.40	0.42	0.48	0.48	0.56	0.45	0.36	0.34	0.23	0.37	0.43	0.55	
MgO	13.95	11.94	13.07	11.16	13.99	11.66	11.64	10.57	11.61	12.65	12.44	12.58	10.55	11.50	
CaO	12.14	11.79	11.72	12.10	12.52	12.00	12.33	10.99	11.72	11.44	12.12	11.82	11.97	11.63	
Na ₂ O	0.85	1.38	1.36	1.41	1.24	1.22	1.53	1.32	0.97	1.17	0.93	1.30	1.19	2.52	
K ₂ O	0.24	0.82	0.53	0.80	0.33	0.58	0.52	0.47	0.42	0.48	0.68	0.30	0.64	0.58	
Total	98.60	99.73	100.06	100.07	100.85	98.04	100.93	98.03	97.09	99.50	98.06	98.31	99.53	98.22	
Numbers of ions on the basis of 23(O)															
Si	7.319	6.791	6.916	6.829	7.190	6.872	6.504	6.636	6.895	6.883	7.096	6.844	6.839	6.827	
Ti	0.049	0.182	0.122	0.167	0.070	0.130	0.238	0.137	0.082	0.177	0.121	0.083	0.080	0.134	
Al ⁴	0.680	1.208	1.083	1.170	0.809	1.127	1.240	1.364	1.104	1.116	0.898	1.155	1.153	1.172	
Al ⁶	0.263	0.211	0.264	0.213	0.183	0.301	0.264	0.504	0.609	0.496	0.351	0.535	0.605	0.255	
Fe	1.753	2.134	1.995	2.246	1.841	2.061	2.087	2.234	1.817	1.639	1.687	1.769	2.050	2.033	
Mn	0.054	0.041	0.048	0.052	0.058	0.061	0.070	0.057	0.045	0.042	0.029	0.046	0.053	0.069	
Mg	3.010	2.614	2.806	2.447	2.971	2.585	2.516	2.352	2.554	2.714	2.718	2.733	2.299	2.554	
Ca	1.884	1.855	1.810	1.908	1.914	1.912	1.918	1.680	1.855	1.763	1.905	1.846	1.875	1.864	
Na	0.241	0.394	0.380	0.402	0.345	0.352	0.432	0.368	0.307	0.326	0.265	0.367	0.338	0.728	
K	0.045	0.154	0.084	0.151	0.060	0.110	0.097	0.090	0.079	0.088	0.128	0.056	0.120	0.111	
Mg/Mg+Fe	0.631	0.550	0.584	0.521	0.616	0.556	0.546	0.512	0.583	0.626	0.620	0.606	0.528	0.556	

*Total iron as FeO

Fig. 14. K₂O-CaO-Na₂O diagram of the Permian quartzdiorites. Broken line: Trend of the mean value of the granitic rocks of Japan after ARAMAKI *et al.* (1972). Shaded area: Tanzawa-Niiijima trend after ISHIHARA *et al.* (1976).

2. 角閃石の化学組成

(1) 試料および分析方法

花崗岩類の角閃石の主成分元素について EPMA(日本電子 JXA 733)により分析を行った。補正計算は BENCE & ALBEE 法で行った。分析条件は 15 kV, 0.006 μ A, ビーム径 10 μ m である。今回用いた試料は川井山石英閃緑岩, 金沢山石英閃緑岩, 金勝山石英閃緑岩, 四又山石英閃緑岩, 山形のトータル岩類である。また比較のために, 比企丘陵の花崗岩類としては唯一新鮮な市野川河床の石英閃緑岩(高木・長濱, 1987; 試料番号 HKR10a)についても分析を実施した。

Table 5. Chemical analyses of hornblendes in the Cretaceous granitic rocks.

	Yotsumatayama quartzdiorite			Yamagata Tonalite		Hiki Qd
	SYM3 (n= 5)	SYM4 (n=10)	SYM10 (n=10)	KYG1 (n=13)	KYG2 (n=11)	HKR10a (n= 7)
SiO ₂	44.55	45.24	46.25	41.70	44.21	44.18
TiO ₂	1.05	1.00	1.06	1.12	1.20	1.04
Al ₂ O ₃	11.04	10.98	9.94	11.52	9.74	9.75
FeO*	19.46	17.90	14.74	19.47	18.94	24.46
MnO	0.48	0.40	0.29	0.50	0.91	0.89
MgO	10.51	10.25	13.01	8.73	8.66	5.89
CaO	10.57	10.95	12.11	12.03	11.43	10.59
Na ₂ O	1.34	1.18	1.53	1.32	2.18	1.16
K ₂ O	0.45	0.49	0.40	1.62	1.04	0.61
Total	99.45	98.39	99.33	98.01	98.31	98.57
Numbers of ions on the basis of 23(O)						
Si	6.588	6.703	6.709	6.364	6.687	6.772
Ti	0.116	0.112	0.116	0.128	0.137	0.120
Al ⁴	1.411	1.297	1.289	1.621	1.312	1.227
Al ⁶	0.514	0.621	0.411	0.454	0.424	0.534
Fe	2.409	2.219	1.789	2.490	2.396	3.136
Mn	0.060	0.050	0.036	0.065	0.116	0.116
Mg	2.320	2.265	2.835	1.913	1.953	1.346
Ca	1.675	1.738	1.882	1.970	1.857	1.739
Na	0.386	0.340	0.431	0.392	0.640	0.345
K	0.086	0.093	0.739	0.316	0.201	0.120
Mg/Mg+Fe	0.490	0.505	0.613	0.431	0.448	0.300

*Total iron as FeO

(2) 結果

分析結果の各試料における平均値を Table 4, 5 に示す。すべての岩石において, コアからリムに向かって Na+K, mg(mg=MgO/FeO+MgO)値が減少する傾向が

Fig. 15. Composition of hornblendes (Si-mg diagrams) in granitic rocks after LEAKE (1978).

ある。従って、角閃石の組成はコアの分析値で代表させた。川井山石英閃緑岩、金沢石英閃緑岩、金勝山石英閃緑岩では、mg 値は、0.5 より高く、Si の増加と共に増加する傾向がある (Fig. 15)。この傾向は Sierra Nevada 山脈 (DODGE *et al.*, 1968)、や北上山地 (KANISAWA, 1983)、山陰地域 (CZAMANSKE *et al.*, 1981; 田結庄, 1986) の花崗岩類と同一の傾向で、磁鉄鉱系列の花崗岩類に共通の特徴である。四又山石英閃緑岩には、mg 値が 0.5 付近に集中するもの (SYM3, 4) と、0.6 付近に集中するもの (SYM10) とがある。山形地域の片状トナール岩類は mg 値および Si が中間的な値を示す。一方、比企丘陵の石英閃緑岩 (HKR10a) は mg 値がかなり低く、この傾向は KANISAWA (1975)、田結庄 (1986) が報告しているように領家花崗岩類に共通の特徴である。

二畳紀石英閃緑岩 (川井山、金沢、金勝山) のホルンブレンドと全岩の $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ 比を示したものが

Fig. 16 である。ホルンブレンド中の Fe 量は全岩中のものより少ない結果が得られた。チタン鉄鉱系列の花崗岩は 1:1 の直線にのるのに対し、磁鉄鉱系列の花崗岩類は全岩に対してホルンブレンド、黒雲母中の Fe 含有量が低くなることが知られている (KANISAWA, 1975; CZAMANSKE *et al.*, 1981; 田結庄, 1986)。その原因として、酸素分圧の高い条件でマグマが晶出する場合は初期に磁鉄鉱などが生成するために残液中の鉄は乏しくなるため、後期に晶出したホルンブレンドや黒雲母の mg 値が高くなることが知られている (ISHIHARA, 1977; KANISAWA, 1983; 田結庄, 1986)。すでに述べたように、不透明鉱物の組成と帯磁率から、上記三岩体のうち金勝山石英閃緑岩の一部を除きすべてチタン鉄鉱系列に属するが、Fig. 16 にみられる傾向はこれらの 3 岩体がすべて磁鉄鉱系列の花崗岩類の化学組成に類似していることを示している。この点については、次のように考え

Fig. 16. Relation between the FeO/FeO + MgO of hornblends and FeO/FeO + MgO of whole rock of the Permian quartzdiorite.

られる。すなわち、これら 3 岩体の大部分がチタン鉄鉱系列であるにもかかわらず、不透明鉱物の含有量が高いものが多く、その大部分がチタン鉄鉱から構成されているため、マグマの晶出の過程でチタン鉄鉱に鉄が使われたために、ホルンブレンドの mg 値が高くなった。

考 察

1. 関東山地の領家帯と中央構造線(MTL)の位置

関東山地北縁部比企丘陵の花崗岩体には、堇青石黒雲母片麻岩(武井・小池, 1977), 非持型トーナル岩(比企団研グループ, 1982), 天竜峡型片麻状花崗岩および鹿塩型マイロナイト(端山・比企団研グループ, 1984), 珪線石堇青石片麻岩(高木・長濱, 1987)などの発見があいつぎ、非持型トーナル岩の K-Ar 年代が 62~63 Ma(高木ほか, 1989)であることから、それが領家帯に属することが明らかにされている。また、平滑花崗岩も年代値から領家花崗岩類に対比されている(63~66 Ma: 高木ほか, 1989)。今回明らかになった鉱物組成および帯磁率を考慮に入ると、下仁田地域の平滑花崗岩類と千平花崗閃緑岩はチタン鉄鉱系列の花崗岩類の性質を示しており、それらが領家帯に属することはまず間違いないと思われる。

比企丘陵の花崗岩類はマイロナイト化の影響を受けていることが報告されている(高木・長濱, 1987)。一方、平滑花崗岩については、KOSAKA(1980)によりマイ

ロナイトやカタクラサイトの組織が記載されている。MTL 付近にみられるマイロナイト化は領家帯古期花崗岩類に共通する特徴である。平滑花崗岩の場合、その分布が三波川帯のすぐ北に位置することから、下仁田地域における MTL の存在とその位置を示唆する。ただ、比企丘陵では珪線石片麻岩などの領家型変成岩を伴っているのに対し、平滑花崗岩体周辺には片麻岩が認められない。また、岩相とジュラ紀放射虫化石の産出(酒井ほか, 1989)から内帯の構成要素と考えられる南蛇井層は、平滑花崗岩体周辺のごく一部しかホルンフェルス化は認められない。従って、平滑花崗岩分布域は領家帯の中軸部(温度構造の中心: 諏訪, 1973 参照)から南方に外れた地域、言い換えれば MTL の活動によって失われた領家帯(TAKAGI, 1986)の構成岩類である可能性が残されている。また、これらの花崗岩体が、矢島ほか(1986)が指摘したように、南方へ張り出したナップ(大里帯)をなす可能性も否定できない。しかしながら、MTL が領家帯の南縁を画するという定義に従えば、下仁田地域において内帯要素(平滑花崗岩+南蛇井層)と外帯要素(三波川変成岩類)の境界である大北野—岩山線が MTL に相当するとみなして差し支えないであろう。

2. クリッペを構成する異地性花崗岩体の起源

関東山地北縁部の異地性花崗岩体は 250~290 Ma の二疊紀石英閃緑岩類と 105~112 Ma の白亜紀前期の閃緑岩類からなり、下仁田、金沢、寄居—小川の 3 地域に分布している(高木ほか, 1989)。今回の観察および分析結果から、二疊紀の川井山石英閃緑岩、金沢石英閃緑岩、金勝山石英閃緑岩は金勝山の一部の岩体が他の岩体と異なり磁鉄鉱系列である点を除き、モード組成、全岩分析値、角閃石の化学組成などについてはほぼ同じ岩石学的性質を有することが明らかとなった。これらの異地性岩体は、三波川変成岩の上位に位置する御荷鉾緑色岩類上に、跡倉層とともにクリッペを形成しており、その産状も上記 3 地域で一致する。一方、白亜紀前期の四又山石英閃緑岩や山形のトーナル岩類も、岩石学的性質に一部異なる点がみられるものの、岩体の不均一性や片麻状構造など類似しており、その産状から、クリッペをなすものと考えられる。これらの二疊紀および白亜紀前期の花崗岩類は年代値のみならず岩石学的性質からみても、領家帯や山陽帯など西南日本内帯の白亜紀後期花崗岩類とは著しく異なっており、黒瀬川帯の三滝花崗岩類とも年代的に異なる(高木ほか, 1989)。また、これらの年代を示す異地性花崗岩類の三波川帯における分布は他の地域ではまったく知られていない。また、クリッペをなすことが明瞭な花崗岩体も他の地域の三波川帯のみ

ならず、黒瀬川帯でも知られていない。関東山地の東御荷鉾山などで御荷鉾緑色岩中のオリストリスとして花崗岩の存在が報告されているが(GUIDI *et al.*, 1984), 少なくとも東御荷鉾山付近の石神峠のものは曹長石-石英-スチルプノメレーンを主体とする岩石で、花崗岩ではなく緑色岩中の分結脈と考えられる。

以上のように関東山地の異地性花崗岩体の年代、岩石学的特徴および産状は西南日本の帯状構造をなす花崗岩類の示す広域的特徴とはまったく異なる。従って、これらの起源を考察する際には、本岩体を三波川帯に位置するまったく異なった地帯構造の構成要素として捉える必要があることは言うまでもない。関東山地北縁部の異地性花崗岩体の場合、領家帯や山陽帯に代表される白亜紀後期の火成活動の影響による年代の若返りが認められない(高木ほか, 1989)ので、領家帯南翼部(失われた領家帯)の南縁あたりの位置に付加されたテレーンの断片が三波川帯の上にナップとして移動してきたのかも知れない。そのテレーンの構成要素は白亜系跡倉層、二疊紀石英閃緑岩、白亜紀前期花崗岩類、それらに伴う変成岩類(先二疊系? または先白亜系?)である*。Fig. 17 にそれらの岩体の組合せと時代を模式的に示す。小野(1985)は内帯の岩石でも三波川帯の岩石でもなく、三波川帯の北方から移動してきたと考えられる地帯を金勝山帯と呼んだ。筆者らも、それが南方へ移動したナップを構成していると考えているが、その移動方向についての明確な証拠はまだつかんでいない。今後はクリッペ底面の断層破碎帯の小構造を詳細に検討し、その移動方向や移動時期を明らかにする必要がある。

ま と め

1. 関東山地北縁部の下仁田地域に分布する平滑花崗岩はその K-Ar 年代のみならず、岩石学的特徴や内帯構成要素である南蛇井層を貫く点から、領家花崗岩に属すると結論される。また、千平花崗閃緑岩も、その分布や岩石学的特徴から、領家花崗岩に属すると考えられる。
2. 下仁田地域の太北野-岩山線は内帯(南蛇井層-平滑花崗岩)と外帯(三波川変成岩類)との境界をなしており、その意味でこの断層は中央構造線に相当するとみなすことができる。
3. 三波川変成岩類上にクリッペをなす二疊紀石英閃緑岩類は、下仁田、金沢、寄居-小川の各地域でいずれも鉱物組成や全岩および角閃石の化学組成が一致し、チタ

* これらのテレーン構成要素が、阿武隈帯-南部北上帯に続いていた可能性(高木ほか, 1989)の検討については、本号別稿で論ずる予定である。

Fig. 17. Time table and schematic occurrence of the allochthonous granitic bodies and Atokura Formation in the northern marginal area of the Kanto Mountains.

ン鉄鉱系列と一部磁鉄鉱系列, I タイプの花崗岩類の中でも M タイプにやや近い特徴を有し、もともと一連の岩体であったことが明らかとなった。一方、白亜紀前期の花崗岩類は下仁田、金沢両地域で片麻状組織の形成や岩質の不均一性などで類似した性質を有し、チタン鉄鉱系列, I タイプの花崗岩類の特徴を示す。

これらの花崗岩類は黒瀬川構造帯も含めた西南日本の帯状構造をなす花崗岩類の産状、年代、そして角閃石の組成などの岩石学的性質の点で不調和であることから、かつて領家帯南縁付近に位置した異地性テレーンを構成していたものと想定される。

謝辞: 本研究を進めるにあたり、地質調査所佐藤興平博士には岩石の切断平面を用いた帯磁率の測定を、また金谷 弘氏には粉末法による帯磁率の測定をお願いし、有益な御助言を賜った。成蹊高校内田信夫先生には研究当初下仁田地域を案内していただき、文献資料の入手に際し便宜をはかっていただいた。早稲田大学鞠子 正教授には不透明鉱物の鑑定でお世話になった。同中山英二博士には、XRF 分析についてご指導いただいた。同技術

職員木ノ内嗣郎氏には EPMA 分析につき、また力田正一氏には薄片製作につき御助力いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洸・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963: 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究。地球科学, no. 64, 18-31.
- ・———・久保誠二・中島孝守・高橋 洸・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1966: 下仁田構造帯。地球科学, no. 83, 8-24.
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T., 1972: Chemical composition of Japanese granites, part 2. variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39-49.
- CHAPPELL, B. W. and WHITE, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- COLEMAN, R. G. and PETERMAN, Z. E., 1975: Oceanic plagiogranite. *Jour. Geophys. Res.*, **80**, 1099-1108.
- CZAMANSKE, G. K., ISHIHARA, S. and ATKIN, S. A., 1981: Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- DODGE, F. C. W., PAPIKE, J. J. and MAYS, R. E., 1968: Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *Jour. Petrol.*, **9**, 378-410.
- FUJIMOTO, H., 1937: The Nappe theory with reference to the north-eastern part of the Kwantō-Mountainland. *Sci. Rep. Tokyo. Bunrika Daigaku*, sec. C, no. 6, 215-244.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953: 関東山地北部の推し被せ構造。秩父自然科博研報, no. 4, 1-41.
- GUIDI, A., CHARVET, J. and SATO, T., 1984: Finding of granitic olistoliths and pre-Cretaceous radiolarians in the northwestern Kanto Mountains, Gunma Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **90**, 853-856.
- 端山好和・比企団体研究グループ, 1984: 関東山地北東縁から天竜峡型片麻状花崗岩および鹿塩型マイロナイトの発見。地質雑, **90**, 857-859.
- ・比企団研グループ, 1985: 埼玉県寄居町東部に発見された変成ざくろ石花崗岩について。日本地質学会第 92 年学術大会演旨, 352.
- ・柴田 賢・内海 茂, 1987: 群馬県下仁田町の川井山石英閃緑岩の放射年代とその意味。日本地質学会第 94 年学術大会演旨, 467.
- 比企団体研究グループ, 1982: 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見。地質雑, **88**, 427-430.
- 平島崇男, 1984: 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ。地質雑, **90**, 629-642.
- 飯島治男, 1964: 女岳・男岳付近のいわゆる跡倉層について(第 1 報)。秩父自然科博研報, no. 12, 29-35.
- 井上正澄, 1974: 埼玉県城峰山東方の秩父帯中に“跡倉層”の発見。地質雑, **80**, 193-194.
- 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。月刊海洋科学, **8**, 523-528.
- ISHIHARA, S., 1977: The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- 門田長夫・徳永重元, 1982: 埼玉県小川町北西の板谷層の地質年代について。地質雑, **88**, 637-640.
- 金谷 弘・石原舜三, 1973: 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化。岩鉱, **68**, 211-224.
- KANISAWA, S., 1975: Chemical composition of hornblendes of some Ryoke granites, central Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **70**, 200-211.
- , 1983: Chemical characteristics of biotites and hornblendes of Late Mesozoic to Early Tertiary granitic rocks in Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **159**, 129-134.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一, 1970: 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究。地質雑, **76**, 421-431.
- 小坂和夫, 1979: 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史。地質雑, **85**, 157-176.
- KOSAKA, K., 1980: Fault-related fabrics of granitic rocks. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, **II**, **20**, 77-115.
- LEAKE, E. B., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.*, **16**, 501-520.
- 前田四郎, 1954: 関東山地北東部の地質構造。千葉大文理紀要, **1**, 160-165.
- 小野 晃, 1983: 関東山地, 金勝山石英閃緑岩の K-Ar 年齢。岩鉱, **78**, 38-39.
- , 1985: 関東山地皆野町山形の角閃岩相の変成岩類と K-Ar 年代。地質雑, **91**, 19-25.
- 大森昌衛・端山好和・堀口万吉(編), 1986: 日本の地質 3 「関東地方」, 338p., 共立出版, 東京.
- RUTTER, E. H., MADDOCK, R. H., HALL, S. H. and WHITE, S. H., 1986: Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. In WANG, C. ed.: *Internal Structure of Fault Zones*. Birkhauser Verlag, 3-30.
- 佐渡道隆, 1937: 群馬県下仁田附近に発達する跡倉礫岩に就て。地質雑, **45**, 477-478.
- 酒井 彰・藤森秀彦・竹内圭史・牧本 博・木村克己・高木秀雄, 1989: 群馬県下仁田町の南蛇井層からジュラ紀放射虫化石の産出とその意義。日本地質学会第 96 年学術大会演旨, 156.
- 佐藤興平・石原舜三, 1983: 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成。地調月報, **34**, 413-427.
- 諏訪兼位, 1973: 中央構造線に沿う変成岩類一領家及び三波川変成帯一。杉山隆二編「中央構造線」, 221-238, 東海大学出版会.
- 鈴木好一, 1955: 群馬県下仁田町南部の地質についての 2・3 の問題。資源科学研究所彙報, **39**, 23-31.
- 鈴木達郎・渡部景隆, 1984: 金勝山石英閃緑岩に関する fission track 年代。日本地質学会第 91 年学術大会演旨, 220.
- 田結庄良昭, 1986: 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀花崗岩類の造岩鉱物の化学組成。岩鉱, **81**, 241-259.
- TAKAGI, H., 1986: Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- 高木秀雄・長濱裕幸, 1987: 関東山地北東縁部比企丘陵の領家帯。地質雑, **93**, 201-215.

- ・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989: 関東山地北縁部の花崗岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **95**, 369-380.
- 武井暁朔・小池美津子, 1977: 関東山地北縁部から堇青石黒雲母片麻岩の発見. 地質雑, **83**, 433-435.
- 内田信夫, 1961: 群馬県・下仁田付近の地質-(その一)四つ又山押しかぶせ構造について. 成蹊論叢, no. 1, 177-192.
- , 1962: いわゆる跡倉礫岩について一群馬県下仁田付近の地質, その 2-1. 地質雑, **68**, 133-140.
- 内田悦生・高野 真・中村忠晴・今井直哉, 1987: 珪酸塩岩の蛍光 X 線分析(1)主成分の分析. 早稲田大学理工研報, **117**, 35-41.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬, 1950: 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究(寄居—小川—松山—児玉地域). 秩父自然科博研報, no. 1, 93-146.
- WATANABE, K. and SUZUKI, T., 1978: Fission track ages of granitic boulders from the Miocene Ogawamachi Group in the Kanto Mountains, Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 4, 53-56.
- WHITE, A. J. R., 1979: Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog.*, **11**, 539.
- 矢島敏彦・吉田 尚・鈴木尉元・楡井 久, 1986: 関東平野の先新第三系基盤. 大森昌衛・端山好和・堀口万吉編: 日本の地質 3 「関東地方」, 76-78, 共立出版.

(要 旨)

高木秀雄・藤森秀彦, 1989: 関東山地北縁部の異地性花崗岩体. 地質雑, **95**, 663-685. (TAKAGI, H. and FUJIMORI, H., 1989: Allochthonous granitic bodies in the northern marginal area of the Kanto Mountains. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 663-685.)

関東山地北縁部の下仁田, 金沢, 寄居—小川地域における花崗岩類の地質学的産状を明らかにし, 鉱物組成, 全岩化学分析, 角閃石の化学分析, 帯磁率の測定などの岩石学的研究が行われた. その結果, (1)後期白亜紀の平滑花崗岩は, 岩石学的特徴から, 領家花崗岩に所属するものと考えられること, (2)二畳紀石英閃緑岩類(川井山, 金沢, 金勝山石英閃緑岩)は M タイプに近い I タイプの特徴を示し, チタン鉄鉱系列に属するものと磁鉄鉱系列に属するものがあること, (3)前期白亜紀の花崗岩類である四又山石英閃緑岩と山形のトータル岩類は, 組織などの点で類似しており, I タイプ, チタン鉄鉱系列に属することなどが明らかとなった. 二畳紀と前期白亜紀の花崗岩類は, 変成岩類を伴って御荷鉾緑色岩類もしくは跡倉層の上にクリッペとして存在する. それらは西南日本の花崗岩類の広域的特徴とは不調和であり, かつて異地性テレーンを構成していたと考えられる.