関東山地北東縁部跡倉ナップ構成岩体古第三系寄居層の古地磁気

Paleomagnetic results on the Lower Paleogene Yorii Formation, a member of the Atokura Nappe in the Northeastern Kanto Mountains, Japan

Abstract

近重史朗*

Shiro Chikashige*

1999年12月6日受付.
2000年8月15日受理.

* 日本大学大学院理工学研究科地理学専攻
Department of Geography, Graduate School
of Science and Technology, Nihon University,
3-25-40 Sakurajosui, Setagaya, Tokyo
156-8550, Japan

Paleomagnetic studies have been made on the Lower Paleogene Yorii Formation, which is distributed on the Sambagawa belt in the northeastern margin of the Kanto Mountains and is considered to be a constituent of the Atokura Nappe originated from the Inner Zone of the Southwest Japan, based on the lithology of conglomerate.

Fifty-seven paleomagnetic samples were collected from 6 sites of fine-grained sandstone. Through progressive thermal demagnetization tests, 6 reliable mean paleomagnetic directions with reversed polarity before folding were obtained. Overall mean directions are $D=200.8^\circ$, $I=-46.0^\circ$ ($\alpha_{95}=5.6^\circ$, $\kappa=143.4$). The paleomagnetic direction indicates 20.8° clockwise rotation.

The restored paleomagnetic declination is different from the 94° clockwise rotation of the Kanto Mountains since 15 to 16 Ma. The difference suggests that the Yorii Formation is the Nappe from the Inner Zone of the Southwest Japan and is the allochthonous terrane having rotated counterclockwise by 73° during the nappe-forming process.

Key words: Kanto Mountains, Atokura Nappe, paleomagnetic direction, allochthonous terrane

はじめに

関東山地北縁～北東縁部の群馬県下仁田地域、埼玉県金沢地域、および埼玉県寄居-小川地域には、起源と年代を異にする二畳紀から古第三紀の岩石・地層により構成される跡倉ナップが三波川帯御荷鉾ユニットの構造的上位に点在する(第1図)(高木・藤森, 1989; 端山, 1991; 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995). これらの岩相, 起源, 年代を異にする異地性の地質体からなる跡倉ナップの形成過程は、日本列島の中軸部の発達史を考える上で大変重要なテーマであり、これまでに多くの研究が行われている(藤本ほか, 1953; 秩父団体研究グループ, 1961; 新井ほか, 1963, 1966; 小勝ほか, 1970; 内田, 1978; 小坂, 1979; 高木・藤森, 1989; 牧本・竹内, 1992 など). 岩石の組成, 放射年代, Sr同位体比初生値から構成地質体の帰属が明らかにされ(小野, 1983; 柴田・高木, 1989; 高木・藤森, 1989; 高木ほか, 1989; 端山・柴田, 1990; 竹内・牧本, 1991, 1995 など), ナップの基底断層の断層岩の構造解析によって下盤に対する上盤の相対的な移動方向が求められ(ウォーリスほか, 1990; 小林・高木, 1991; 小林, 1992, 1995 など), 跡倉ナップの主要な構成メンバーである跡倉層が南方へ押被せ褶曲していることが報告されている(新井・高木, 1998).

関東山地の古地磁気的研究については、秩父盆地中新統の

磁化方位から、15 Ma以降関東山地が時計回りに 94° 回転した(兵頭, 1986; Hyodo and Niitsuma, 1986), 秩父石英閃緑岩の磁化方位から 6 Ma以降関東山地は回転していない(Takahashi and Nomura, 1989), 内山地域の 12 Maのひん岩, 安山岩質溶岩の磁化方位から 12 Ma以降関東山地が 35° 時計回りに回転した(Takahashi and Watanabe, 1993)という研究があるが、跡倉ナップを対象にした研究は報告されていない. 本報告は、関東山地北東縁部寄居-小川地域の跡倉ナップの一部を構成しているとされている古第三系寄居層が異地性の岩体であるのか原地性の岩体であるのかについて、古地磁気磁化方位の観点からのアプローチを試みるものである.

地質概要

寄居-小川地域の地質概略図を第2図に示す. 寄居-小川地域では、跡倉ナップの各岩体は三波川帯・御荷鉾緑色岩類の上位に存在し、北から寄居溶結凝灰岩類, 寄居層, 金勝山石英閃緑岩, 跡倉層の岩石・地層が分布している. これらの岩石・地層は御荷鉾緑色岩類の上にナップとして移動してきた異地性岩体であり、下仁田地域, 金沢地域とともに跡倉ナップを構成している(牧本・竹内, 1992).

当地域の跡倉ナップを構成する主な地層・岩石は、それらの地質年代順序はおおむね第3図のようであるが、各岩体が

第1図．関東山地北東縁部地質概略図。
(地質調査所発行 1:200,000 地質図幅「長野」(中野ほか, 1998) および地質図幅「宇都宮」(須藤ほか, 1990) による).
MTL: 中央構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線, TTL: 棚倉構造線

第2図．寄居-小川地域の地質概略図。
(牧本・竹内 (1992) による).

WNW-ESE 方向と N-S 方向の高角断層系により地塊化しているため地層・岩石相互の層序・構造関係は明らかではない (牧本・竹内, 1992)。

金勝山石英閃緑岩の放射年代は, 251 Ma (小野, 1983) あるいは 252 Ma (端山・柴田, 1990) で二畳紀を示し, 岩体の分布状態から三波川帯の上位に低角断層でないと推定される (小坂, 1979, 牧本・竹内, 1992)。跡倉層は, 礫岩層, 砂岩層および砂岩泥岩互層からなり, 泥岩から白亜紀後期のアンモナイト化石, 放散虫化石を産する (竹内ほか, 1990; 渡辺ほか, 1990)。寄居溶結凝灰岩類は, 流紋岩質溶結凝灰岩であり, ジルコンのフィッシュン・トラック年代は 59.6 Ma を示す (竹内・牧本, 1991)。

寄居層は, 鉢形礫岩部層を基底に持つ海成砂岩である。寄居層は, 粗粒砂岩を主とするが, 下部-中部に細粒砂岩を挟在し (牧本・竹内, 1992), 薄い炭層を挟むこともある。寄居層主部の下部に挟在する凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代は 65.4 Ma であるが, 寄居溶結凝灰岩類の上位にあることを考慮して, 寄居層の地質年代は白亜紀末-暁新世とされている (牧本・竹内, 1992)。

寄居層については, 渡部ほか (1950), 小勝ほか (1970) は寄居層が三波川結晶片岩を不整合に覆い, 原地性としている。牧本・竹内 (1992) は, 寄居層を跡倉ナップの構成層とし, 寄居溶結凝灰岩類の噴出に引き続いて堆積したとしている。

小坂 (1979) は, 東西の走向を持ち南に 20 度前後傾斜する低角断層群が発達する幅 70~80 m 高さ十数 m の寄居層の露頭を記載し, 断層面の条痕の方向から上盤が西北西方向に変位したが変位量は 10 m を越えないとしている。小林 (1995) は, 寄居層の砂岩が御荷鉾緑色岩類と接する低角断層 (小勝ほか, 1970) について, 断層ガウジの小構造解析から判断さ

第3図．寄居-小川地域の跡倉ナップ構成地質体の層序概略。
(埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会(1995)に基づく)

れる剪断方向を調べ、下盤の御荷鉾緑色岩類に対して上盤の寄居層は北～北北西へ移動したとしている。

ナップを構成する最も新しい地層が寄居層であり、同ナップが中新統松山層群により不整合に覆われることから、跡倉ナップの形成時期は晩新世(約60 Ma)から中期中新世(16 Ma)の間である(牧本・竹内, 1992)。同ナップを構成する寄居溶結凝灰岩類と寄居層は、岩相、放射年代から西南日本内帯に属する地質体と判断されているが(牧本・竹内, 1992)、金勝山石英閃緑岩、跡倉層は黒瀬川帯の一員とする考

え方(平島, 1984)、南部北上帯・阿武隈帯に属するという見解(柴田・高木, 1989)もあってその帰属問題は決着していない(牧本・竹内, 1992)。

寄居層の古地磁気

堆積岩は、堆積時の水平面が地層の層理として認定が容易であるため初生残留磁化の復元に不可欠な傾動補正を正確に行うことができることから、寄居層は当地域の古第三系ナップの挙動を推定するのに適している。

1. 試料採取

安定な古地磁気は、磁性粒子が単磁区ないし擬似単磁区磁性鉱物粒子によって担われるので、なるべく細粒の砂岩を採取した。ポータブルエンジンドリルを用いて各サイト9個ないし10個のコア試料を採取した。コア試料の定方位には、磁気コンパスを使用した。試料採取地点を第4図に示す。

Y-1 サイトは、荒川に合流する深沢川の合流点から南へ約800 m 上流の川幅約2 m のU字型に侵食されてできた川岸にある。西岸に高さ約2.5 m、幅約5 m の露頭があり、この露頭には厚さ25～30 cm の砂岩、20～40 cm の礫岩の互層各3層が識別され、東岸の10 m の露頭には砂岩、礫岩の互層各2層が追跡できる。コア試料は西岸の露頭の最下位の砂岩層から4個、東岸の砂岩層から6個採取した。地層の走向・傾斜は砂岩・礫岩互層の砂岩と礫岩の境界を東岸で4か所、西岸

第4図．試料採取地点。

国土地理院発行1:25,000地形図「寄居」および「安戸」の一部に寄居層分布域を細線で囲み、各試料採取地点の地層の走向・傾斜を併記。太線枠は第2図の枠。

試料 No. Y-1-3

第5図. (1) 2つのサイトのパイロット試料による段階消磁法の比較 (Y-1 サイトの場合).
磁化ベクトル端のザイダーベルト投影の黒丸 (白丸) は水平面 (鉛直面) 投影を示し, 座標 1 目盛は 4.3×10^{-4} A/m である. 残留磁気方向の黒丸 (白丸) はシュミット網投影下半球投影 (上半球投影) を示す.

で4か所測定し, 西岸で $N65^{\circ} \sim 75^{\circ} E 15^{\circ} \sim 20^{\circ} E$, 東岸で $N60^{\circ} \sim 75^{\circ} E 15^{\circ} \sim 18^{\circ} E$, 平均値は $N66^{\circ} E 18^{\circ} E$ である.

Y-2 サイトは, Y-1 サイトより約 150 m 下流にあり東岸川床に NS 方向約 3 m, EW 方向約 3.5 m の露頭に細粒砂岩が露出する. 川幅約 2.5 m 隔てた西岸には高さ約 3 m の露頭において砂岩がち礫岩の中に厚さ 30~40 cm の砂岩層が2層識別される. コア試料は東岸川床の砂岩から8個, 西岸から2層の砂岩層のうち砂岩がち礫岩層にのる下位の砂岩層から

2個採取した. 地層の走向・傾斜は東岸の細粒砂岩では層理が明瞭に識別できないので, 西岸の砂岩と礫岩の境界を3か所測定し, $N38^{\circ} \sim 28^{\circ} W 15^{\circ} \sim 20^{\circ} W$ で平均は $N36^{\circ} W 20^{\circ} W$ であった.

Y-3 サイトは, 荒川北岸 JR 八高線鉄橋から約 750 m 下流に露出する NS 方向約 10 m, EW 方向約 10 m, 高さ約 7 m の露頭である. この露頭では河床の砂岩層とその上位の砂岩がち礫岩層の境界が明瞭に識別できる. コア試料は, この露

試料 No. Y-3-2

第5図. (2) つづき (Y-3 サイトの場合).

磁化ベクトル端のザイダーベルト投影の黒丸 (白丸) は水平面 (鉛直面) 投影を示し、座標 1 目盛は $1.7 \times 10^{-4} \text{ A/m}$ である。残留磁気方向の黒丸 (白丸) はシュミット網投影下半球投影 (上半球投影) を示す。

頭の下位の砂岩層から南側、北側それぞれ 5 個採取した。地層の走向・傾斜は砂岩と砂岩が礫岩の境界を全体で 4 か所測定し、 $\text{N}15^\circ\text{W} \sim \text{N}5^\circ\text{E}$ $12^\circ \sim 30^\circ\text{E}$ 、平均値は $\text{N}1^\circ\text{W}23^\circ\text{E}$ である。

Y-4 サイトは、荒川北岸 JR 八高線鉄橋から約 650 m 下流の河床に露出する NS 方向約 7 m, EW 方向約 10 m, 高さ約 0.5 m の細粒砂岩の露頭で、砂岩との境界が明瞭な礫岩層を挟む。コア試料は細粒砂岩層から 9 個採取した。地層の走

向・傾斜は砂岩層と礫岩層の境界を 5 か所測定し、 $\text{N}72^\circ \sim 54^\circ\text{W}15^\circ \sim 25^\circ\text{E}$ 、平均値は $\text{N}60^\circ\text{W}20^\circ\text{E}$ である。

Y-5 サイトは、荒川南岸 JR 八高線鉄橋から約 400 m 下流の河床に NE 方向約 13 m, NW 方向約 5 m の露頭の一部分が水面から約 1.2 m 高さに露出する 4 個の細粒砂岩露頭が点在し、それぞれ厚さ約 20 cm の礫岩層を挟み、一部に薄い炭層を挟む。コア試料は 4 個の細粒砂岩露頭からそれぞれ 2 個、炭層を挟む露頭からはさらに 1 個採取し、全体で 9 個採

取した。地層の走向・傾斜は砂岩と礫岩の境界を4か所測定し、 $N48^{\circ}\sim 30^{\circ}W74^{\circ}\sim 82^{\circ}E$ 、薄い炭層は $N30^{\circ}W74^{\circ}E$ であり、平均値は $N32^{\circ}W80^{\circ}E$ である。

Y-6 サイトは、小川町から寄居町に至る国道254線小川バイパスの金勝山トンネル小川町側入り口手前50mの南側が道路工事により出現した高さ約30mの露頭にある。道路から約20m奥まった道路面から約50cm上に幅約30mにわたって比較的細粒の砂岩が露出する。本露頭は全体的に粗粒の砂岩であるが薄い細礫層を挟む。コア試料は道路面から約50cm上の比較的細粒の砂岩から9個採取した。地層の走向・傾斜は細礫層と砂岩の境界を測定したが、細礫層の側方への連続性が悪いので、15か所測定して平均した。 $N40^{\circ}\sim 10^{\circ}W20^{\circ}\sim 38^{\circ}E$ 、平均値は $N20^{\circ}W30^{\circ}E$ である。

残留磁化の測定に用いた試料の採取場所は、細粒～極細粒砂岩で風化されていない新鮮な岩石試料を採取することを考慮したため寄居層分布域の西部の荒川流域、最近のバイパス道路工事により出現した露頭、深沢川流域に片寄っているが、試料採取場所の地層の走向・傾斜からY-1、Y-2、Y-6はほぼ $N70^{\circ}W$ の向斜軸を持つ向斜の南翼にY-6、北翼にY-1、Y-2、が位置し、この北翼の北側Y-3、Y-4、Y-5は北傾斜であることから、同方向の背斜の北翼にあると推定される。

傾動補正については、上述したように各サイトの走向・傾斜の平均的な値をもって地層の層理とし傾動補正を行った。ただし、各コア試料の最も近接する地層の層理面の走向・傾斜が各サイトの走向・傾斜の平均的な値から大きく異なる場合は(走向で 10° 、あるいは傾斜で 5° 以上)最も近接する地層の層理面の走向・傾斜の値を用いた。この大きく異なる場合に該当するコア試料は、各サイトとも全コア試料9～10個のうち2～3個である。寄居層の向斜軸は $N65^{\circ}\sim 75^{\circ}W$ ではほぼ水平である(小坂, 1979)ことから、褶曲のプランジ補正は考慮せず地層の層理面のみを傾動補正データとした。

2. 残留磁化の測定

コア試料は、直径25mm高さ24mmの円柱状測定試料に整形し夏原技研製SMD-88型スピナー磁力計(測定範囲 $10^{-4}\sim 10^{-9}Am^2$ 、ノイズレベル $2\times 10^{-10}Am^2$)を用いて残留磁化を測定した。

まず、2つのサイトについてそれぞれ任意に選んだ1個のコアから2個のパイロット試料を切り出し、それぞれ自然残留磁化(Natural Remanent Magnetization, NRM)を測定した後、段階熱消磁(Progressive Thermal Demagnetization, PThD)と段階交番磁場消磁(Progressive Alternating Field Demagnetization, PAFD)を行い、試料の磁化の安定性を検討するために用いる消磁方法の選択を行った。

PThDは、空気中で $100^{\circ}C$ から、200, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 560, 590, 最高 $620^{\circ}C$ まで実施した。PThDに用いた熱消磁装置は μ -メタルによってシールドされ、試料定位置における磁場強度は10nT以下であった。

PAFDは、2.5mTから、5.0, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80mTの消磁レベルで μ -メタルによってシールドされた3軸回転のタンブラーを用いて行った。交番磁場

消磁装置内の試料定位置における残留磁場強度は25nT以下であった。

次に、選択した消磁方法によって各サイト2個の試料について段階消磁を行い最適消磁レベルを求めた。最後に、この最適消磁レベルで残りの全試料を消磁した。

(1) 消磁方法の選択

Y-1 サイト :

[PThD] パイロット試料 Y-1-3

ザイダーベルト投影(Zijderveld, 1967)において $200^{\circ}C$ 以上で磁化ベクトル端点の軌跡が原点に収束する傾向が認められるが、第5(1)図のザイダーベルト投影および磁化ベクトルの方向に示すように $560^{\circ}C$ 以上では残留磁化強度が不安定な増減および磁化ベクトルの方向の不規則な変動を示す。測定に用いた夏原技研製スピナー磁力計では、試料を直交する3方向に置き換え回転数を設定して磁化の成分(X, Y, Z)および全磁化を求めるさい、設定した回転数、すなわち測定回数に対して測定値のばらつきを標準偏差で表し測定値の信頼性に対する数量的目安にしているが、全磁化に対する測定誤差が消磁温度 $530^{\circ}C$ では18%, $560^{\circ}C$ では82%に増加し急激に大きくなり、またBartington社製MS-2型帯磁率計による帯磁率が室温時の2倍に増大して磁性鉱物の酸化による変質が想定されることから $530^{\circ}C$ までの消磁結果の範囲で検討した。

磁化強度の減衰はNRMから $400^{\circ}C$ まで緩やかであるが($J_{400^{\circ}C}/J_0=0.65$)、それよりも高温になると強度を急減し $J_{530^{\circ}C}/J_0=0.19$ となる(第5(1)図)。

[PAFD] パイロット試料 Y-1-3

PThDに用いたのと同じコアから得た試料を用いた。ザイダーベルト投影において7.5mT以降の消磁レベルからベクトル端点の軌跡が原点に収束する傾向が認められるが、35mT以上では第5(1)図のザイダーベルト投影および磁化ベクトルの方向に示すように残留磁化強度が不安定な増減および磁化ベクトルの方向の不規則な変動を示し、全磁化に対する測定誤差が消磁磁化強度40mTでは15%であったものの、50mTでは53%に増加し急激に大きくなることから35mTまでの消磁結果の範囲で検討した。半減交番磁場強度(Median Destructive Field, MDF)は23mTである。

PThD, PAFDによる磁化の安定性を判定する方法として、段階消磁データから最小二乗近似を用いて磁化ベクトル成分の方向を求めるKirshvink(1980)の方法を適用した。ザイダーベルト投影において磁化成分(固有磁化成分Characteristic Remanent Magnetization; ChRM)の方向を求めるさいに、MAD(Maximum Angular Deviation) 10° 内に入り、かつその中で原点に向かって連続する消磁レベルに対応するベクトル端点の数からその消磁範囲にある磁化成分の直線性を判定した。ここで、MADはKirshvink(1980)により下記のように定義されている。すなわち、磁化ベクトルの方向を求めるべき直線の方向とし、直線方向とそれと直交する2方向のデータの分散をそれぞれ $\lambda_{\max}$, λ_{int} , $\lambda_{\min}$ とすると各点の並び方が直線に近いほど $\lambda_{\max}$ は大きくなり λ_{int} , $\lambda_{\min}$ は小さくなることから、直線性の目安としてMADを次

のように定義し、 $MAD = \tan^{-1} [(\lambda_{int} + \lambda_{min}) / \lambda_{max}]^{1/2}$ 、この値が小さいほど直線性はよいと判定する。通常、MADとして $10^\circ \sim 15^\circ$ が用いられるが、本報告では 10° を用いた。また、実際のデータから得られたMADをAD (Angular Deviation) と記述する。

このKirshvinkの方法によると、パイロット試料Y-1-3のPThDによる各消磁温度に対する磁化成分の直線性と方向は、ザイダーベルト投影において高温成分として 200°C から原点に向かう連続する消磁温度に対応するベクトル端点が8点であり、原点に向かう磁化成分のばらつきは 3.6° のADの範囲内である。現地における磁化方位の偏角・伏角は $192.0^\circ \cdot -18.3^\circ$ である(第1表)。低温成分は室温から 200°C まで認められる。

また、パイロット試料Y-1-3のPAFDによる各消磁磁場に対する磁化成分の直線性と方向は、30 mTからザイダーベルト投影において原点に向かって連続する消磁磁場に対応するベクトル端点の数が3点であり、原点に向かう磁化成分のばらつきは 1.9° のADの範囲内である(第5(1)図)。現地における磁化方位の偏角・伏角は $192.9^\circ \cdot -17.8^\circ$ である。しかし、10 mTから20 mTに向かう連続する消磁磁場に対応するベクトル端点は3点であり、磁化成分のばらつきは 9.8° のADの範囲内である。現地における磁化方位の偏角・伏角は $201.5^\circ \cdot -13.6^\circ$ を示す。

Y-3 サイト :

[PThD] パイロット試料 Y-3-2

ザイダーベルト投影において 200°C 以上で磁化ベクトル端点の軌跡が原点に収束する傾向が認められ、熱消磁曲線はNRMから 200°C までわずかに上昇し以後緩やかに減衰し 400°C より高温になると強度を急減し $J_{530^\circ\text{C}}/J_0 = 0.25$ となる(第5(2)図)。

[PAFD] パイロット試料 Y-3-2

PThDに用いたのと同じコアから得た試料を用いた。ザイダーベルト投影において10 mTの消磁レベルからベクトル端点の軌跡が原点に収束する傾向が認められるが、25 mT以上の消磁レベルでは第5(2)図のザイダーベルト投影および磁化ベクトルの方向に示すように残留磁化強度が不安定な増減および磁化ベクトルの方向の不規則な変動を示す。半減交番磁場強度(MDF)は25 mTである。

Kirshvinkの方法によると、パイロット試料Y-3-2のPThDによる各消磁温度に対する磁化成分の直線性と方向は、高温成分として 200°C からザイダーベルト投影において原点に向かって連続する消磁温度に対応するベクトル端点が8点であり、原点に向かう磁化成分のばらつきは 4.8° のADの範囲内である。現地における磁化方位の偏角・伏角は $171.2^\circ \cdot -52.2^\circ$ である。また、室温から 200°C までは、ベクトル端点の水平面投影について 10° に設定したMAD内に入るベクトル端点がないので低温成分は分離できない。

また、パイロット試料Y-3-2のPAFDによる各消磁磁場に対する磁化成分の直線性と方向は、10 mTからザイダーベルト投影の原点に向かって連続する消磁磁場に対応するベクトル端点が6点であり、原点に向かう磁化成分のばらつきは

第6図. 寄居層における消磁曲線および磁化ベクトル端のザイダーベルト投影の代表例。

磁化ベクトル端のザイダーベルト投影の黒丸(白丸)は水平面(鉛直面)投影を示し、座標1目盛は試料No.Y-1-5では $4.3 \times 10^{-4} \text{ A/m}$ 、試料No.Y-4-1、試料No.Y-5-9では $1.7 \times 10^{-4} \text{ A/m}$ である。

5.2° のADの範囲内である。現地における磁化方位の偏角・伏角は $159.1^\circ \cdot -49.9^\circ$ である。

以上のパイロット試料の段階消磁の結果から、ザイダーベルト投影において磁化ベクトル端点の軌跡が原点に収束する傾向が顕著で、Kirshvinkの方法でも磁化ベクトルの原点への収束に対する直線性がよいという観点から、古地磁気方位の検出にはPThDを使用することにした。

(2) 最適消磁レベルの選択

消磁方法を選択するために行ったパイロット試料Y-1-3、Y-3-2の消磁テストから消磁方法としてPThDを選択する

第1表. 寄居層各サイト2試料の段階熱消磁データ.

高温成分

試料No.	最適消磁磁化強度 ($\times 10^{-3}$ A/m)	Kirshvink の直線性テスト	MAD 10° 以内の 連続する消磁段階数	D (傾動補正前の偏角) (°)	I (傾動補正前伏角) (°)	最適消磁温度 (°C)
Y-1-3	2.009	200°C-原点	8	192.0	-18.3	300
Y-1-5	1.617	200°C-原点	7	232.3	-32.7	300
Y-2-2	0.607	200°C-原点	8	171.2	-52.2	300
Y-2-6	1.324	300°C-原点	7	146.5	-52.9	350
Y-3-4	0.582	350°C-原点	5	220.9	-55.2	400
Y-3-9	1.000	300°C-原点	6	212.6	-64.4	350
Y-4-1	0.428	300°C-原点	6	104.9	-57.8	350
Y-4-9	0.551	300°C-原点	6	55.5	-40.2	350
Y-5-1	1.878	200°C-原点	8	201.7	-36.6	300
Y-5-6	1.873	200°C-原点	7	199.5	-30.2	300
Y-6-1	1.220	室温-原点	11	156.0	-49.7	300
Y-6-5	0.661	200°C-原点	7	148.6	-48.5	300

低温成分

試料No.	Kirshvink の直線性テスト	MAD 10° 以内の 連続する消磁段階数	D (傾動補正前の偏角) (°)	I (傾動補正前伏角) (°)
Y-1-3	室温-200°C	3	280.1	49.2
Y-1-5	室温-200°C	3	288.2	40.4
Y-2-2	—	—	—	—
Y-2-6	—	—	—	—
Y-3-4	室温-200°C	3	242.9	68.6
Y-3-9	室温-200°C	3	299.5	41.4
Y-4-1	室温-200°C	3	258.9	56.0
Y-4-9	室温-200°C	3	299.5	41.7
Y-5-1	—	—	—	—
Y-5-6	—	—	—	—
Y-6-1	—	—	—	—
Y-6-5	室温-200°C	3	110.2	56.2

ことにしたので、最適消磁温度を求めるため各サイトからそれぞれ2試料を選び100, 200, 300, 350, 400, 450, 500, 530°Cの消磁温度でPThDを行いそれらの磁化ベクトルのザイダーベルト投影, 磁化成分のKirshvinkの主成分分析による高温成分と低温成分の分離および直線性を検討し, 各々について原点に向かう直線上に磁化ベクトル端点に乗る最小の消磁温度を求め, それより1つ高温の段階を最適消磁温度とした.

なお, ザイダーベルト投影における磁化ベクトル端はサイトY-1とY-3, およびY-2とY-4とY-6はそれぞれ類似の軌跡を示し, Y-5はこれらと異なった軌跡を示すようにみえる. 代表例として試料No. Y-1-5, Y-4-9, Y-5-1の磁化ベクトルのザイダーベルト投影を第6図に示す.

また, 各サイト2試料のPThD結果を第1表に示す. この結果をもとに, 全試料に対する消磁温度を400°Cに決めた.

(3) 測定結果

残りの全試料に対して消磁温度400°Cで熱消磁(Thermal Demagnetization, THD)を行い, 消磁した試料の磁化方位から各サイトの平均磁化方位を算出した. Fisher (1953) の

統計に基づき各平均方位に関する95%信頼限界円錐の半径(α_{95})と集中度パラメータ(κ)を算出した.

各サイトごとの測定結果, および6つのサイトの平均を第2表に, また, 測定結果のシュミット・ネット投影図を第7図に示す.

第2表から6つのサイトの傾動補正前の平均磁化方位は偏角174.4°, 伏角-51.3° ($\alpha=26.4^\circ$, $\kappa=7.40$), 傾動補正後は偏角200.8°, 伏角-46.0° ($\alpha=5.6^\circ$, $\kappa=143.44$)を示し, 傾動補正によって磁化方位が集中する(第7図).

また, 傾動補正前・後の集中度パラメータを κ_b , κ_a としMcElhinny (1964)の褶曲テスト法を適用すると, $\kappa_a/\kappa_b=143.44/7.40=19.38$ であり危険率1%のもとで $N=6$ に対するF分布の数値 $F_c=4.85$ よりはるかに大きいので, 危険率1%で褶曲テストは合格と判定できる. このことは寄居層が褶曲前の残留磁化を保持していることを示す.

測定結果から, 寄居層の残留磁化は伏角が負であり褶曲前の逆磁極方向の磁化を保持している. これを正磁極に換算すると偏角20.8°, 伏角46.0°となり, 寄居層が褶曲前に20.8°時計回りに回転していることを示している.

第2表. 寄居層の各サイトおよび全サイトの平均磁化方位.

採取場所	試料数	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	κ	走向・傾斜	Dc (°)	Ic (°)	α_{95} (°)	κ
Y-1	10	194.3	-32.2	9.9	25.01	N66°E18°E	205.4	-45.2	9.7	25.91
Y-2	10	194.6	-30.1	13.5	13.83	N36°W20°W	194.6	-49.1	8.1	36.39
Y-3	10	183.9	-42.0	11.1	20.03	N1°W23°E	200.8	-40.2	8.7	31.99
Y-4	9	193.6	-65.7	11.4	21.34	N60°W20°E	201.7	-47.4	10.4	25.31
Y-5	9	83.0	-51.7	15.6	11.93	N30°W80°E	213.6	-45.9	14.9	13.93
Y-6	9	154.2	-49.1	7.3	50.83	N20°W30°E	188.2	-46.3	6.4	64.81
平均		174.4	-51.3	26.4	7.40		200.8	-46.0	5.6	143.44

D, I: 傾動補正前の偏角, 伏角
 α_{95} : 95%信頼限界円錐の半径

Dc, Ic: 補正後の偏角, 伏角
 κ : 集中度パラメータ

第7図. 寄居層6サイトの平均磁化方位 (シュミット網投影). 白丸は上半球投影, 楕円は α_{95} を表す.

考 察

1. 関東山地の回転と寄居層の古地磁気

関東山地北部では秩父盆地の下部中新統の上部 (15~16 Ma), 主に小鹿野町層群と秩父町層群について古地磁気磁化方位が測定され, 偏角 93.7°, 伏角 52.7° ($\alpha_{95}=8.3^\circ$) が得られており, 関東山地の中期中新世以降約 94°時計回り回転運動の根拠となっている (兵頭, 1986; Hyodo and Niitsuma, 1986). 寄居層を不整合に覆う松山層群の最下部小園層を整合に覆う荒川層が秩父盆地の小鹿野町層群と秩父町層群に対比されている (牧本・竹内, 1992) ことから, 関東山地が約 94°時計回り回転した際に秩父盆地の小鹿野町層群・秩父町層群とともに松山層群の小園層・荒川層, さらに先第三系の帯状構造をなす三波川帯も同じように回転し, 寄居層も約 94°時計回りに回転したと考えられる.

したがって, 関東山地の回転以前に寄居層が先第三系の基盤上 (三波川帯御荷鉾緑色岩類) に堆積した原地性の岩体であるとすれば約 94°に近い時計回りの偏角を示すことになるが, その残留磁化の偏角 20.8° ($\alpha_{95}=5.6^\circ$) とは約 73°の差がある. この結果は寄居層が反時計回りに約 73°回転したことを示しているが, 15 Ma 以前に先第三系の基盤とともに寄居層が約 73°反時計回りに回転する造構運動は先第三系の帯状構造からみて考えにくく, 寄居層が異地性の地質体として,

移動過程で回転したと考えられる.

2. 寄居層の残留磁化方位のテクトニックな意味

牧本・竹内 (1992) は寄居層を FT 年代によって白亜紀-暁新世に形成された地層で, 跡倉ナップの一員としている. 寄居層に含まれる礫種は, 溶結凝灰岩, 石英斑岩, 花崗斑岩, チャート, 砂岩, 花崗岩, アプライトであり三波川結晶片岩, 金勝山石英閃緑岩は含まない (渡部ほか, 1950; 小勝ほか, 1970; 牧本・竹内, 1992). これらの礫種のうち溶結凝灰岩, 石英斑岩, 花崗斑岩, 花崗岩, アプライトは西南日本内帯の白亜紀~古第三紀火成活動の産物であり, チャート, 砂岩は領家帯変成岩の構成体であって, いずれも三波川帯には含まれていない岩石であることから, 寄居層が西南日本内帯で堆積し, 異地性岩体として三波川帯上に移動してきたと考えられる.

すなわち, 寄居層は三波川帯の北限をなしている中央構造線の北方で白亜紀後期-古第三紀暁新世に堆積した以降, 日本海の開裂・拡大 (Otofujii and Matsuda, 1983; Niitsuma, 1988; Jolivet et al., 1994) する以前, 寄居層を不整合に覆う関東山地北東縁部中新統松山層群小園層・荒川層 (牧本・竹内, 1992), 小鹿野町層群・秩父町層群 (兵頭, 1986; Hyodo and Niitsuma, 1986) が堆積する時期を上限とし, それまでに三波川帯の上に移動し定置し, 移動の過程で約 73°の反時計回りに回転したと考えられる.

また, 寄居層が三波川帯の上に移動した衝上断層運動の運動像と時期についてはさらに検討が必要であり, 当地域の跡倉ナップを構成する金勝山石英閃緑岩, 跡倉層, 寄居溶結凝灰岩類との関係とともに今後の課題である.

ま と め

1. 寄居層の残留磁化として正磁極方向に換算した平均磁化方位は, 偏角 20.8°, 伏角 46.0° ($\alpha_{95}=5.6^\circ$, $\kappa=143.4$) が得られた. 関東山地の時計回り回転 94°に対して反時計回りに 73°の差があり, 古第三系寄居層は三波川帯上で堆積した原地性の地層ではなく異地性の地層であることを示している.

2. 寄居層に含まれる礫種から礫の供給源は西南日本内帯であり, 寄居層は西南日本内帯で形成された異地性の地層と

考えられることから、西南日本内帯から三波川帯に移動したナップの一員であり、定置までの間に73°反時計回りに回転したことを示している。

謝 辞

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、跡倉ナップを含む関東山地北東縁部の地質についてご議論いただいた。地質調査所竹内圭史氏および匿名査読者には、原稿の修正に当たってたいへん有益なご指摘、ご教示をいただいた。古地磁気に関して伊藤康人担当編集委員（大阪府立大学総合科学部）から原稿の改善にたいへん有益な補足説明をいただいた。これらの方々には深く謝意を表する。

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 洌・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.
- 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・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・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.
- 新井宏嘉・高木秀雄, 1998, 関東山地, 跡倉ナップの構造発達: 押被せ褶曲の復元. 地質雑, **104**, 861-876.
- 秩父団体研究グループ, 1961, 神流川流域の秩父古生層について. 地球科学, no. 57, 13-18.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **217A**, 295-305.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の押し被せ構造. 秩父自然科博研報, no. 3, 1-41.
- 端山好和, 1991, 古領家帯の復元. 地質雑, **97**, 475-491.
- 端山好和・柴田 賢, 1990, 関東山地北縁の2, 3の放射年代. 地質雑, **96**, 319-322.
- 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.
- 兵頭 浩, 1986, 秩父盆地新第三系の地質と古地磁気. 静岡大地球科学研報, **12**, 115-152.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 335-348.
- Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M., 1994, Japan Sea opening history and mechanism: a synthesis. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22237-22259.
- Kirschvink, J. K., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **62**, 699-718.
- 小林健太, 1992, 跡倉ナップと牛伏山断層の運動像. 日本地質学会第99年学術大会演旨, 348.
- 小林健太, 1995, 関東山地北縁部の中央構造線. 地質雑, **101**, 729-738.
- 小林健太・高木秀雄, 1991, 断層の内部構造からみた関東山地跡倉ナップの移動方向. 日本地質学会第98年学術大会演旨, 291.
- 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.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- McElhinny, M. W., 1964, Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **8**, 338-340.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫, 1998, 20万分の1地質図幅「長野」. 地質調査所.
- Niitsuma, N., 1988, Neogene tectonic evolution of Southwest Japan. *Modern Geol.*, **12**, 497-532.
- 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.
- Otofuji, Y. and Matsuda, T., 1983, Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 349-359.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995, 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271-291.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1989, 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線棚倉構造線との関係. 地質雑, **95**, 687-700.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本亨・駒澤正夫・広島俊男, 1990, 20万分の1地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- 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.
- 高木秀雄・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.
- Takahashi, M. and Nomura, S., 1989, Paleomagnetism of the Chichibu Quartz Diorite—constraints on the time of lateral bending of the Kanto Syntaxis. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **41**, 479-489.
- Takahashi, M. and Watanabe, Y., 1993, Paleomagnetism of the Miocene igneous rocks in the Uchiyama area, central Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 89-101.
- 竹内圭史・牧本 博, 1991, 関東山地北縁の溶結凝灰岩・花崗斑岩およびホルンフェルスの放射年代. 地質雑, **97**, 315-318.
- 竹内圭史・牧本 博, 1995, 関東山地跡倉ナップ, 緑色岩メランジュ中の角閃岩岩塊のK-Ar年代. 地調月報, **46**, 419-423.
- 竹内圭史・牧本 博・酒井 彰, 1990, 関東山地における西南日本内帯-外帯境界領域の新生代テクトニクスの研究 (演旨). 地調月報, **41**, p.480.
- 内田信夫, 1978, 関東山地北部のデッケ説について (総報). 地質雑, **87**, 16-26.
- ウォーリス, S.・平島崇男・柳井修一, 1990, 関東山地下仁田の跡倉ナップの運動方向とセンスについて. 地質雑, **96**, 977-980.
- 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. 秩父自然科学博研報, no. 1, 93-146.
- 渡辺嘉士・浅野浩正・伊能正行・北村恵美子・高橋 修・益子進一・宮地竜彦・石井 醇, 1990, 関東山地北東部の栃谷層から後期白亜紀化石の産出. 地質雑, **96**, 683-685.
- Zijderveld, J. D. A., 1967, AC demagnetization of rocks: Analysis and result. In Collinson et al., eds., *Method in paleomagnetism*, Elsevier, New York, 254-286.

(要 旨)

近重史朗, 2000, 関東山地北東縁部跡倉ナップ構成岩体古第三系寄居層の古地磁気. 地質雑, 106, 825-835. (Chikashige, S., 2000, Paleomagnetic results on the Lower Paleogene Yorii Formation, a member of the Atokura Nappe in the Northeastern Kantou Mountains, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 106, 825-835.)

関東山地北東縁部の三波川帯に分布する白亜紀末～暁新世に堆積した寄居層は、岩相、放射年代から西南日本内帯起源のナップであることが推定されている。古地磁気の観点から検証するため、6 サイトの寄居層細粒砂岩から採取した 57 試料について段階熱消磁を行い、褶曲前に逆磁極方向をもつ残留磁化として、6 サイトの全平均磁化方位偏角 200.8° 、伏角 -46.0° ($\alpha_{95}=5.6^\circ$, $\kappa=143.4$) が得られた。正磁極に換算した偏角は 20.8° の時計回りの回転を示し、関東山地の 15～16Ma 以降 94° 時計回り回転に対して 73° の差があることから、寄居層は三波川帯上に堆積したのではなく、ナップとして三波川帯に移動しその移動過程で反時計回りに 73° 回転した異地性の地質体であることを示唆している。