岐阜県可児盆地の中新統瑞浪層群の古地磁気

竹　内　　徹*

Paleomagnetism of the Miocene Mizunami Group in Kani Basin, Gifu Prefecture, Japan

Tohru Takeuchi

(Abstract)

Paleomagnetic directions were obtained from the Early Miocene Mizunami Groop in Kani basin (35.5°N, 137°E). Mean direction, obtained from the group, is D=52.0°, I=42.3°, α_{95}=15.6° showing no significant difference from that of late Early to early Middle Miocene sequences in Southwest Japan. This evidence suggests that no rotation occured in early Miocene. However, mean direction of the Hachiya Formation, the basal formation of the group ranging from 22 to 20 Ma, seems to be more defected eastwardly over 10 degrees from that of late Early Miocene Nakamura Formation which overlies the Hachiya Formation conformably. This fact suggests Southwest Japan might have been undergone about 10 degrees CW rotation around 20Ma synchronous with initial opening of the Japan Sea.

はじめに

東海地方には第一瀬戸内区中新統の地層が広く分布している．日本海の拡大に関連し，これらの中新統の古地磁気学的研究が行われ，各地域での古地磁気方位が得られている(Hayashida and Ito, 1984； Hayashida, 1986 など)．これらの研究によれば下部中新統の古地磁気方位の偏角は，すべて50°程度の東偏を示している．これらは Otofuji and Matsuda (1984) ほか，西南日本各地から報告されている多くの中期中新世以前の古地磁気方位の性質と一致し，日本海拡大に伴い，西南日本各地が中期中新世に時計回りの回転運動をした有力な証拠となっている．回転の時代と速度については Hayashida (1986) は，瑞浪層群の最上部の生俵層群の偏角が30°と下位の層準より東偏の度合が少ないことから，16から15Ma の短い間に急激に西南日本の回転運動が起こったと指摘した．

しかし近年日本海のＯＤＰの結果 (Tamaki *et al.*, 1990) や日本海盆の地磁気縞模様の解析 (玉木・小林, 1988) などから，日本海盆の基底は少なくとも20Ma より古いことが明らかにされてきた．また陸上の地質学研究からも，Jolivet *et al.* (1991) はかなり早い時期 (始新世) から拡大活動あったと述べている．そこで，16Ma から15Ma の〝急激な回転運動〟以前にも西南日本が本格的に移動していたかどうかが，拡大のメカニズムの解釈や，古地理の推定の際に問

＊　名古屋大学理学部地球惑星科学教室　Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Nagoya University, Chikusa, Nagoya, 464-01, Japan.

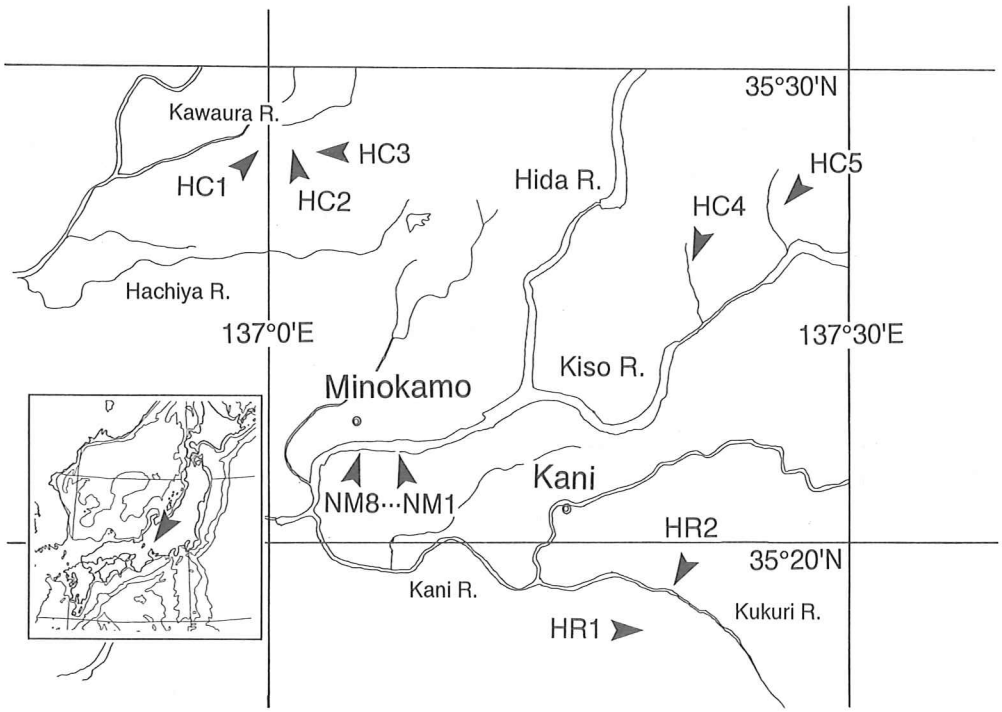
1992 年 10 月 15 日受理

題となってくる．古地磁気研究からは回転を伴う運動があったかどうかで次の2つの意見がある．中島他（1990）によれば，日本海側では前期中新世と中期中新世の2段階の時計回りの回転運動が見受けられると指摘している．一方 Hayashida *et al.*（1991）は東海地方では前期中新世に回転は認められず，日本海拡大初期には西南日本は平行移動をしていたため回転しないというモデルを示している．

岐阜県可児盆地の瑞浪層群は，東海地方の第一瀬戸内中新統の内で最も早く堆積を開始したと考えられおり，最下層の蜂屋累層の K-Ar 年代は22Ma から19Ma を示している．この時期は日本海の堆積層の最下部の年代と（Tamaki *et al.*, 1990），また中島他（1990）の前半の回転運動と同時期であり日本海拡大初期に伴う回転が記録されていることが期待される．本報告ではこの可児盆地の瑞浪層群の古地磁気方位を報告し，前期中新性の回転運動の可能性を検証する．

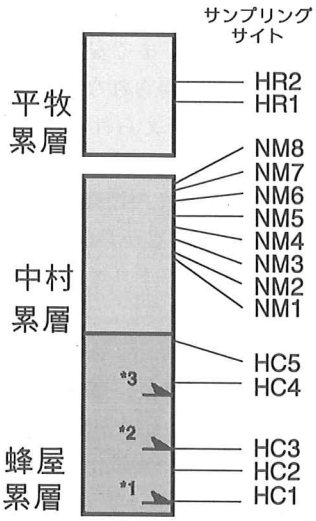
地質の概要と試料の採取

調査地域の可児盆地では美濃帯の中生界を中新世の瑞浪層群が斜交不整合で覆っている．可児盆地の瑞浪層群は下位から，蜂屋累層，中村累層，平牧累層に区分される（糸魚川，1980）．蜂屋累層は層厚約300m の主に安山岩～玄武岩質の火砕岩，自破砕溶岩などの火山性の地層からなり，幾層かの湖沼成の礫質～細粒砂岩の互層がはさまる（野村，1986）．スランプ構造など重力流堆積物がしばしば見られるのも特徴である．この蜂屋累層は盆地の南部では塩累層と呼ばれる．中村累層は蜂屋累層に整合で重なる層厚約120m の層で，礫岩，凝灰質砂岩とシルト岩



第１図　サンプリングサイトのロカリティー．
Fig. 1. Sampling locality of this study.

の互層の比較的荒い砕屑岩の下部層と，数枚の亜炭層が挟まれるのが特徴の凝灰質砂岩～シルト岩層の上部層からなる（Yoshida, 1963）．平牧累層は基底礫岩で中村累層を不整合に覆い，主に礫質，凝灰質砂岩とシルト岩との互層からなる層厚80m以上の湖沼成砕屑岩層である．



第2図　可児盆地の瑞浪層群の摸式柱状図．厚さの厳密さは無いが，各サイトの上下関係は正しい．K-Ar年代，＊1：22.2 Ma（鳥居，1982）；＊2：20.6±2.0 Ma; ＊3：19.8±2.1 Ma（野村，1986）

Fig. 2. Schematic columner sections showing horizons of paleomagnetic samples and radiometric dates（＊1：22.2 Ma (Torii, 1982)；＊2：20.6±2.0 Ma; ＊3：19.8±2.1 Ma (Nomura, 1986)）.

蜂屋累層からは最下部，中部，上部の3層準よりK-Ar年代が得られており，それぞれ22.2Ma, 20.6±2.0 Ma, 19.8±2.1Maを示している（鳥居，1982；野村，1986）．これらの年代は前期中新世前期で，東海地方の第一瀬戸層群中最初期の地層である．中村累層は瑞浪盆地の瑞浪層群の最下部の土岐挟炭層，同様に平牧累層は本郷累層にそれぞれ対比されている（糸魚川，1980）．可児盆地からは微化石年代は報告されていないが，瑞浪盆地と知多半島の浮遊性有孔虫の年代（Ibaraki *et al.*, 1984；Saito, 1963）等を参考に，総合的な対比から中村累層と平牧累層は前期中新世の中期から後期（20から16Ma)に堆積したものとされている．

古地磁気測定用の試料は，風化の影響を最小限に押えるために，新鮮な露頭を選び採取した．また蜂屋累層と中村累層下部では，クロスラミナやスランプ構造がしばしば見られる．このような場所では堆積時の水平面の復元に問題があり，また局所的な構造変形を受けている恐れがあるので，なるべく避けるよう注意した．蜂屋累層からは盆地の北部から5サイトの試料を採取した．最下層の溶結凝灰岩層の1サイト（HC1）とその上位の火山性の地層に挟まる細粒砂岩層の4サイト（HC2～HC5）である．このうちHC1，HC3は第2図に示すように，それぞれ22.2 Ma, 20.6MaのK-Ar年代が求められた層準とほぼ同層準であり，HC4は同じく19.8Maを示す層準の上位に当たる．この上下関係の決定は，野村（1986，未発表）を参考にした．中村累層からは木曽川河岸に露出する上部の細粒砂岩とシルト質砂岩から8サイト（NK1～NK8）で採取した．中村累層下部は粗粒の上クロスラミナが発達し，古地磁気研究に適さないと判断し，本層下部からは試料を採取しなかった．盆地の南東部において平牧累層の中位の層準からは凝灰質砂岩（HR1）と細粒砂岩（HR2）から合計2サイト採取した．このように可児盆地全体の合計15サイトから，各サイト8本以上の内径25mmのコアサンプルを採取した．各コアの方向は磁気コンパスにより測定，同時に褶曲補正のために走向傾斜も記録した．残留磁化の測定には22 m単位で円筒形に切り出したコアを使用した．

測定と解析

各サンプルの磁気の安定性は，段階交流消磁（PAFD）もしくは段階熱消磁（PTHD）を行って検証した．PTHDはシールドされた電気炉を使い空気中で行い，それぞれの岩体の磁気的性

質に応じて温度間隔を25℃から40℃に設定した．測定の際には全帯磁率をモニターしている．溶結凝灰岩であるHC1と砂質のサンプルは550℃まで安定であった．一方シルト質のサンプルは360℃から400℃以上の温度では安定な磁化は得られなくなった．この時，全帯磁率が急激に増加するので，磁性鉱物の変成が起きていると考えられる．PAFDは45mTまで2.5mTまたは5mT間隔で消磁レベルを上げて測定した．パイロット測定の結果，双方の消磁方法で同様な結果が得られた場合は，PAFDにより他のサンプルの消磁を行った．それらのうち45mTにおいても消磁が不十分であるものに対しは，更に250℃から50℃間隔のPTHDを施した．

このようにして得られた各消磁段階の磁化ベクトルの終点をAs-Zijderveld projection (As and Zijderveld, 1958) とステレオネット上に投影し，各サンプルを磁化の性質を次の5つのタイプに分類した．

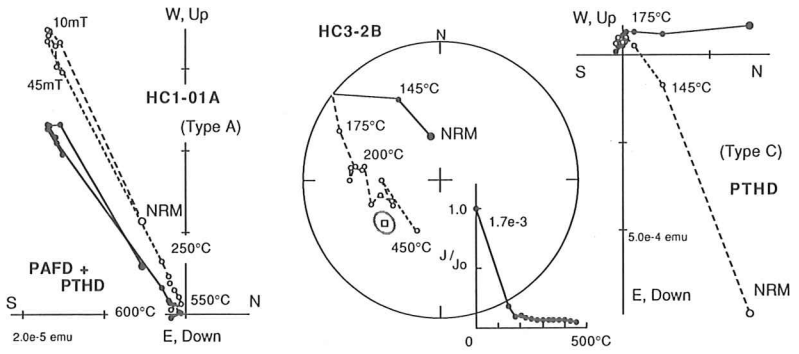
A）5mT以下の弱い消磁で2次磁化成分が消去され，基本的に単成分の安定した磁化成分を示すもの．このタイプの多くはPTHD，PAFDともに安定であった．

B）Aより2次磁化成分が卓越しているタイプ．2次磁化が消去された後は安定な磁化を示す．

C）2次磁化が消去されにくく，安定な磁化成分を分離できないか，若しくは安定な磁化成分が類推できても，上記の条件に当てはまらず平均方位を計算できないもの．

D）複数成分が見受けられたり，段階消磁で連続性がないなど，磁化成分が分離できないもの．

今回は露頭条件から考えても風化などの原因により磁性鉱物が変成され，初生磁化が失われて



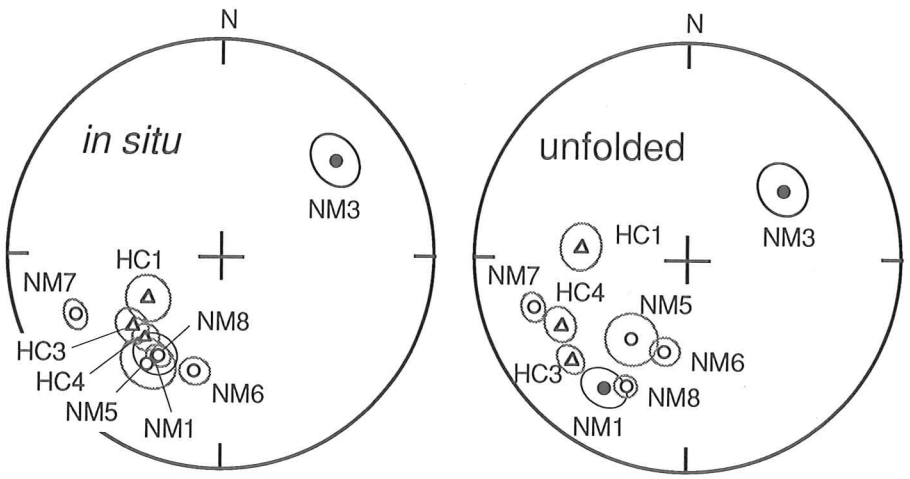
第3図　段階消磁の例．左がAタイプ，中と右がCタイプの例．右のHC 1-01 Aは 45 mTまでの交流消磁では効果がなかったので，さらに250℃から50℃ずつ熱消磁を加えた．左のHC 3-2 Bは145℃から450℃まで25℃毎の段階交流消磁を施した．左右の図は黒丸が水平面投射，白丸が南北軸を含む垂直面に投射した磁化ベクトルの終点を示す．同じものを等面積図法上では黒丸(下半球投影)，白丸（上半球投影）で示している．四角と小円はこのサイト（HC 3）の平均方位と95%の信頼円を示している．右下のグラフは全磁力の強度の変化を示す．

Fig. 3. Examples of progressive demagnetization of A type (left) and C type (right and center) projected as Ziderveld projection and equal area projection (center). HC 1-01 A was demagnetized by additional progressive thermal demagnetization from 250℃ with 50℃ step after alternating field treatment up to 45 mT. HC 3-2 B was treated by thermal demagnetization from 145℃ to 450℃ with 25℃ step. On the Ziderveld projections, closed and open circles, represent end-points of magnetization vector, projected on the horizontal and vertical planes, respectively. On the equal area projection, circles also represent magnetization vector end-points, close/open circles projected on the lower/upper hemisphere.

いるものがほとんどだと思われる．

E）現在の地磁気方向の単成分のみを持つもの．

AとBのタイプの平均方位は安定な磁化成分を示す各消磁段階の終点列を少なくとも4点以上を用い，Kirschvink（1980）により3次元的な最小2乗法を行い求めた．3点しか終点列が使用できない場合に原点を加えて計算したものもある．またその際 MAD (Maximun Anguler



第4図　今回のサイト平均方位を95%の信頼円小円と共に示す．左が傾動補正前，右が褶曲補正後で，三角が蜂屋累層，丸が中村累層の方位である．白が上半球，黒が下半球投影．

Fig. 4．Site mean paleomagnetic directions of this study projected on the equal area projection as triangle (Hachiya F.) and circle (Nakamura F.) with 95% confidence corn, open one projected on the lower hemispher and close one on the upper.

Site	*in situ*		unfolded		parameter			
	Dec	Inc	Dec	Inc	*a*95	*k*	N	Demag. P.
HC1	239.0	-57.3	277.5	-47.4	8.56	42.9	8	350°C
HC3	231.7	-45.6	242.6	-33.1	6.45	78.9	9 (8)	250°C
HC4	222.5	-46.8	229.1	-28.6	5.25	120.2	8 (3)	250°C
NM1*	212.8	42.9	212.4	28.9	8.10	41.4	9	20mT
NM3	50.8	30.3	53.8	43.7	9.70	33.6	8	15mT
NM5	214.0	-38.2	215.0	-52.2	9.97	22.2	11 (2)	15mT
NM6	193.1	-43.3	193.6	-53.2	5.54	69.5	11 (1)	15mT
NM7	247.4	-26.9	252.3	-25.3	5.05	58.5	15	20mT
NM8	211.5	-43.3	205.2	-34.2	4.16	74.6	17	20mT
mean	44.0	42.6			11.18	25.5	8	*(in situ)*
			52.0	42.3	15.61	13.6	8	(unfolded)

第1表　今回の結果．Dec:偏角，Inc:伏角，α_{95}：95%の信頼円の半径，k:Fisher（1953）のパラメータ，N:計算に使用した数で（ ）はそのうち大円のデータ，Demag.P.:安定磁化が得られる消磁レベル．

Table 1. Paleomagnetic directions of this study.

Dec: Declination; Inc: Inclination; α_{95}: radius of 95% confidence corn; k: Fisher (1953)'s precision parameter; N: number of specimens, each figure in ( ) shows number of the great circle type data; Demag. P.: demagnetization point.

Deviation of Kirschvink (1980)) が15°以上のものは安定性に乏しいとして，サイトの平均を計算する際には除去した．このようにして求めた各サンプルの平均磁化方位を6点以上を使用し，それぞれのサイトの平均方位を Fisher(1953)により求めた．今回は HC1，NM1，NM3がAタイプの安定な磁化を持っていた．特に溶結凝灰岩である HC1は45mT までの交流消磁ではほとんど消磁されなかったが，熱消磁に関しては200℃から550℃まで安定な磁化を示していた．

ある残留磁化が安定性のあまり差の無い2つの磁化成分の合成ベクトルである場合，段階消磁の各磁化ベクトルは2つのベクトルが作る平面内に存在する．Cタイプではこのような性質を持つものがある．第3図で示すように，ステレオネット上では段階消磁の終点列が大円を作り，初生磁化成分と2次磁化成分からなるものは，type A，Bの磁化方位から類推される安定磁化の方向に向う．この大円から初生磁化の方向を推定することが可能である．HC3，HC4，NM5，NM6の4サイトはCタイプが多く，平均方位を求める際に最小2乗法で求めた大円を McFadden and McElhinny(1988) の手法に従い補助的に使用した．平牧累層の2サイトはCタイプのみで安定な磁化方位を得ることが出来ず，方向を決定できなかった．

この時代の周辺の古地磁気方位は偏角が大きく東に偏っており，今回の安定方位も同じである．このため初生磁化の方向が真北を向いているとは考えにくく，Eタイプは現在の地球磁場による再帯磁と判断した．またDタイプからは有効なデータを得ることが出来なかった．HC2，HC5，NM2，NM4はE，Dのタイプが多く，有効な平均方位を求められなかった．

結　　果

このようにして求めた各サイトの平均磁化方位を第1表と第4図に示した．褶曲補正後の方位は東北下向きか西南上向きを持っていることが分かる．例外は NM1であり，伏角下向きで南西を向いている．このサイトの磁化は安定で，伏角は他のものと違いがないこと，またすぐ近くに断層による変形などが見られることから，局所的な構造回転によるものと思われるので，以後の議論ではこのサイトを除いて考察した．

今回の磁化方位は，逆帯磁期のものと思われる伏角上向きの磁気を持ったものがほとんどで，伏角下向きのサイトは NM3のみであった．下位の NM2ではサイト平均の選択基準に満たなかったが個々のサンプルの方位はこれと同様な方位を示しており，信頼のおけるものである．褶曲補正後の NM3と他の方位は原点対称の関係にあり，リバーステストに合格する．これからこれら8サイトの平均方位を，伏角上向きのものを逆帯磁期のものとして，原点対称に変換してから Fisher(1953)により計算した．この結果蜂屋累層と中村累層の磁化方位は偏角＝52.0°，伏角＝42.3°と求められた．しかし褶曲補正により，この平均の95％の信頼円の大きさは11.2°から15.6°に増加しており褶曲テストに合格しない．これは褶曲後に褶曲補正前の平均磁化方位，偏角＝224.0°，伏角＝－42.6°の方向の磁場によって再帯磁した可能性があることを示している．今回は再帯磁かどうかの判断は保留し，これらの方位を以下の議論に使用するが，このように信頼性が不足していることを記しておく．

考　　察

今回得られた蜂屋累層と中村累層（22から18Ma)の磁化方位，偏角＝52.0°，伏角＝42.3°，α_{95}＝15.6°は Hayashida(1986) の瑞浪盆地の瑞浪層群の平均方位偏角＝48.4°，伏角＝48.3°と有意な差が認められない．同時に Hayashida and Ito(1984)，Otofuji and Matsuda (1984)

などに示される西南日本の中期中新世以前の方位と共通しており，これらの地域と同様に可児盆地も時計回りの回転運動を行ったことを支持するものである．問題の15Ma 以前に回転運動が認められるかについては，Hayashida *et al.*(1991) が本報告と同様，可児盆地から22Ma から16Ma の6サイトの平均方位として，偏角＝49.9°，伏角＝53.2°，α_{95}＝9.7°を報告している．彼らはこれが17から16Ma を示す瑞浪盆地のものと優位な差が見られないことから，22Ma から16Ma の間には西南日本には回転運動が認められないとした．本報告の平均方位も彼らのものとほとんど変わらず，統計上回転運動が認められないと結論される．

中島他（1990）は福井県周辺の古地磁気記録から，26Ma 以降のある時期から17Ma までにユーラシア大陸に対して14°の時計回りの回転運動を行い，それからさらに15Ma までの期間に36°の〝急激な回転運動〟を行ったことを明らかにしている．さらにこれまで〝中期中新世の急激な回転運動〟を示していると解釈されてきた古地磁気記録も，回転角の計算時にある時期に回転しその前後には回転せず安定していると仮定した計算法により，2段階の回転が見えなくなっていること，さらにそれぞれの年代論の甘さも大きく影響していると指摘している．

前期中新世に回転が認められない根拠となった Hayashida *et al.*（1991）は可児盆地全体の平均，つまり22から17Ma の磁化方位と，17Ma から16Ma の瑞浪盆地の方位を比較している．これは蜂屋累層から平牧累層堆積時までの間は安定で回転運動をしていないとの仮定をしていることと同じで，この期間に回転運動をしていても，15°程度の回転運動ではこの分解能では数字上に表れにくい．実際，今回の方位を個別に見ていくと，回転運動がなかったと断言できないことが分かる．蜂屋累層と中村累層を分けて平均を計算すると，蜂屋累層の HC1，HC3，HC4は NM3から NM8の5サイトの平均，偏角＝42.1°，伏角＝43.8°，α_{95}＝20.6°に比べ，時計回りに偏角が偏り，その中でも下位のものほど偏っている事が分かる．ここで本報告と Hayashida *et al.*（1991）のデータを合わせて，蜂屋累層堆積後に回転運動があったものと仮定し，改めて計算してみよう．蜂屋累層からの5サイトの平均は偏角＝59.1°，伏角＝47.5 α_{95}＝21.2°であり，中村累層と平牧累層からの9サイトの平均は偏角＝47.0°，伏角＝46.6° α_{95}＝11.2°となる．統計誤差が大きいので明らかに有為な差とは言えないが，両者で12°程度の偏角の差がある．またユーラシア大陸の古地磁気極（Irving and Irving, 1982）から求めたこの地域の20Ma と10Ma 当時の地磁気偏角は4.1°と5.4°でありユーラシア大陸を基準にした場合も，地域的な差とすることが出来る．この20Ma 前後の10°以上の時計回りの回転運動は，先の中島他（1990）と時代的にも回転量も矛盾がない．また，蜂屋累層に重力流堆積物が多いことも，この時代に大きな構造的な力，例えば陥没盆地を作るような伸張力が働いていたことを暗示しているかもしれない．このように，可児盆地の古地磁気記録は，西南日本が2段階の時計回りの回転運動をしていた可能性を指摘できるものである．

しかし，この回転運動はまだ信頼性に多くの問題がある．まだ分解能の点で15°程の回転を論じるにはデータ数が少なく，統計的な議論は現段階では出来ない．更に堆積時の水平面を特定するには注意が必要であり，その誤差も考慮に入れなければならない．また累層内の対比，特に塩累層と呼ばれている盆地の南部と北部の地層との対比が難しいという側面もある．更に瑞浪層群の年代，特に”急激な回転”が起きたとされる16から15Ma という年代は乏しい有孔虫のデータに基づいているので，100万年単位では年代値が間違っているという危険性をはらんでいる．今後のより細かい変化を議論する際には，より詳細な年代値を得る必要があるだろう．このような問題を解決していく必要があるが，東海地域の中新統をより細かく研究することにより，日本海拡大時の更に高次の西南日本の挙動が明らかになると期待される．

謝 辞

本研究を進めるにあたり，名古屋大学理学部地球惑星科学教室の糸魚川淳二教授には瑞浪層群の地質，地史などにおいて御指導をいただいた．小澤智生助教授にはテクトニクスなど全般にわたる御指導をいただいた．また原稿も読んでいただいた．高知大学理学部の小玉一人助教授には古地磁気学と測定法について御指導をいただいた．東海学園東海女子高等学校の野村隆光氏には詳しい地質を御教授いただいた．名古屋大学理学部の齊藤毅氏には野外調査と地質の解釈に御助言を，同じく茂木宏友氏には試料の採取など御指導とはげましをいただいた．ここに記して厚く御礼申し上げます．

引 用 文 献

As, J.A. and Zijderveld, J.D.A. (1958), Magnetic cleaning of rocks in palaeomagnetic research, *Geophys. J. Roy. Astron.* Soc., 1, 308-319.

Fisher, R.A. (1953), Dispersion on a sphere, *Proc.R.Astro.Soc.*, ser.A, 217, 295-305.

Hayashida, A. (1986), Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of the Setouchi Miocene Series, *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, 295-310.

——— and Ito, Y. (1984), Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma: implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 68, 335-342.

Ibaraki, M., Tuchi, R. and Idota, K.(1984), Early Miocene Planktonic Foraminifera from the Morozaki Group in Chita Peninsula, Central Japan, *Repts. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, 18, 161-171.

Irving, E. and Irving, G. A. (1982), Apparent Polar Wander Paths Carboniferous through Cenozoic and the Assembly of Gondwana, *Geophysical Surveys,* 5, 141-188.

糸魚川淳二 (1980)，瑞浪地域の地質，愛知学芸大学研究報告（自然科学），no.1

Jolivet, L., Huchon, P. and Brun, J.P. (1991), Arc Deformation and Marginal Basin Opening: Japan Sea as a Case Study, *J. Geophys. Res.,* 96, no.B3, 4367-4384.

Kirschvink, J.L. (1980), The Least-Squares Line and Plane and the Analysis of Paleomagnetic Data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.,* 62, 699-719.

McFadden, P.L. and McElhinny M.W. (1990), Classification of the reversal test in palaeomagnetism, *Geophys. J. Int.,* 103, 725-729.

中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸 (1990)，福井県北部第三系のK－Ar年代と古地磁気 －西南日本ブロックの回転に関して－，岩鉱，85, 45-59.

野村隆光 (1986)，岐阜県南東部，中新統蜂屋累層の地質（予報）とK－Ar年代，地質学雑誌，92, 73-76.

Otofuji, Y. and Matsuda, T. (1984), Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.,* 70, 373-382.

Saito, T. (1963), Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.,* ser. 2, 35, 123-209.

Tamaki, K., Pisciotto, K. Allan, J. (1990), Proc. ODP, Init. Repts., *Ocean Driling Program, College Station, TX,* 844ps.

玉木賢策・小林和男（1988），地磁気異常からみた日本海，月刊海洋，20(12)，705-710.

鳥居　孝（1982），犬山市史、地形・地質，23-56，犬山市教育委員会.

Yoshida S.（1963），Stratigraphy and Petrography of the Miocene Kani Group in the western part of the Kani Basin, Gifu Prefecture. part 1，*Monograph of the Mizunami Fossil Museum,* no.12，61-75.

Zijderveld, J.D.A.（1967），AC demagnetization of rocks, *Analysis and results, Method in Paleomagnetism, edited by D.W. Collinson et al.,* 254-286. Elsevier, New York.