

古地磁気学的データからみた四国西部領家帯の地質構造

西山慶尚*

Geologic Structure of the Ryoke Belt in Western Shikoku inferred from paleomagnetic Data
Yoshihisa NISHIYAMA

Paleomagnetic study on the Cretaceous igneous rocks was carried out to find out geologic structure of the Ryoke Belt in Western Shikoku. As a result, it was found that the inclinations became gradually steep with distance from northern boundary of the Izumi Group, and the declinations deflected about 42° westward in comparison with that of Chugoku district. The change in inclination implies that the Ryoke Belt has formed bending structure, and deflection in declination can be well explained assuming that southern edge of the Ryoke Belt has been dragged by the left lateral movement of the Median Tectonic Line. The bending structure of the Ryoke Belt is considered to have been constructed from Late Cretaceous to Upper Eocene.

I はじめに

本研究の調査対象地域である四国西部の領家帯は構造要素が乏しい花崗岩類で占められているので、通常的地質学的方法でその構造を解析することは極めて困難である。そのため、今までに本地域の領家帯において行われてきた研究のほとんどは岩石学的研究であって、構造を論じたものとしては、Nureki (1958) が高縄半島北部に分布する小規模な花崗岩体の構造について調査した報告以外には見当たらない。

そこで、著者は、領家帯の構造を解析することを目的として、領家帯を構成している白亜紀の深成岩類・変成岩類（ホルンフェルス）及び半深成岩類の残留磁化を測定した結果、いくつかの知見が得られたので報告することにする。

II 地質概要と試料採集

1 地質概要

次の図II・1に示すように、本調査地域とその周辺部は中央構造線によって大きく内帯の領家帯と外帯の三波川帯とに二分される。

このうち、内帯側には、北から順に領家花崗岩類・領家変成岩類及び和泉層群が配列している。領家帯の主部を占めている深成岩類は、花崗岩や花崗閃緑岩などの酸性岩類からなり、領家花崗岩類と呼ばれているが、高縄半島の先端部付近には、小規模ながら塩基性の深成岩体

も分布している。領家帯には、この外に白亜紀の半深成岩類の岩脈と新第三紀中新世の火山岩類の岩脈や岩頸が多数貫入している。また、高縄半島の基部には、ホルンフェルスからなる幅1 km～2 kmの変成帯が東西方向に帯状に分布しており、その南側には領家帯を不整合に覆う後期白亜系の和泉層群が堆積している。この和泉層群は一大向斜構造を形成しており、その南翼の大部分は中央構造線によって切断され消失している。

外帯の三波川帯は、低温高压の変成条件下で形成された各種の結晶片岩で構成されている。そして、この三波川帯の石鎚山付近から西方にかけての地域には古第三系始新統の久万層群が分布し、これを火山岩類と火山砕屑物からなる新第三系中新統の石鎚層群が不整合で覆っている。

ここでは、これらの地質体のうち残留磁化測定の対象とした領家帯の火成岩類と変成岩類に関してのみ、その概要を以下にまとめる。

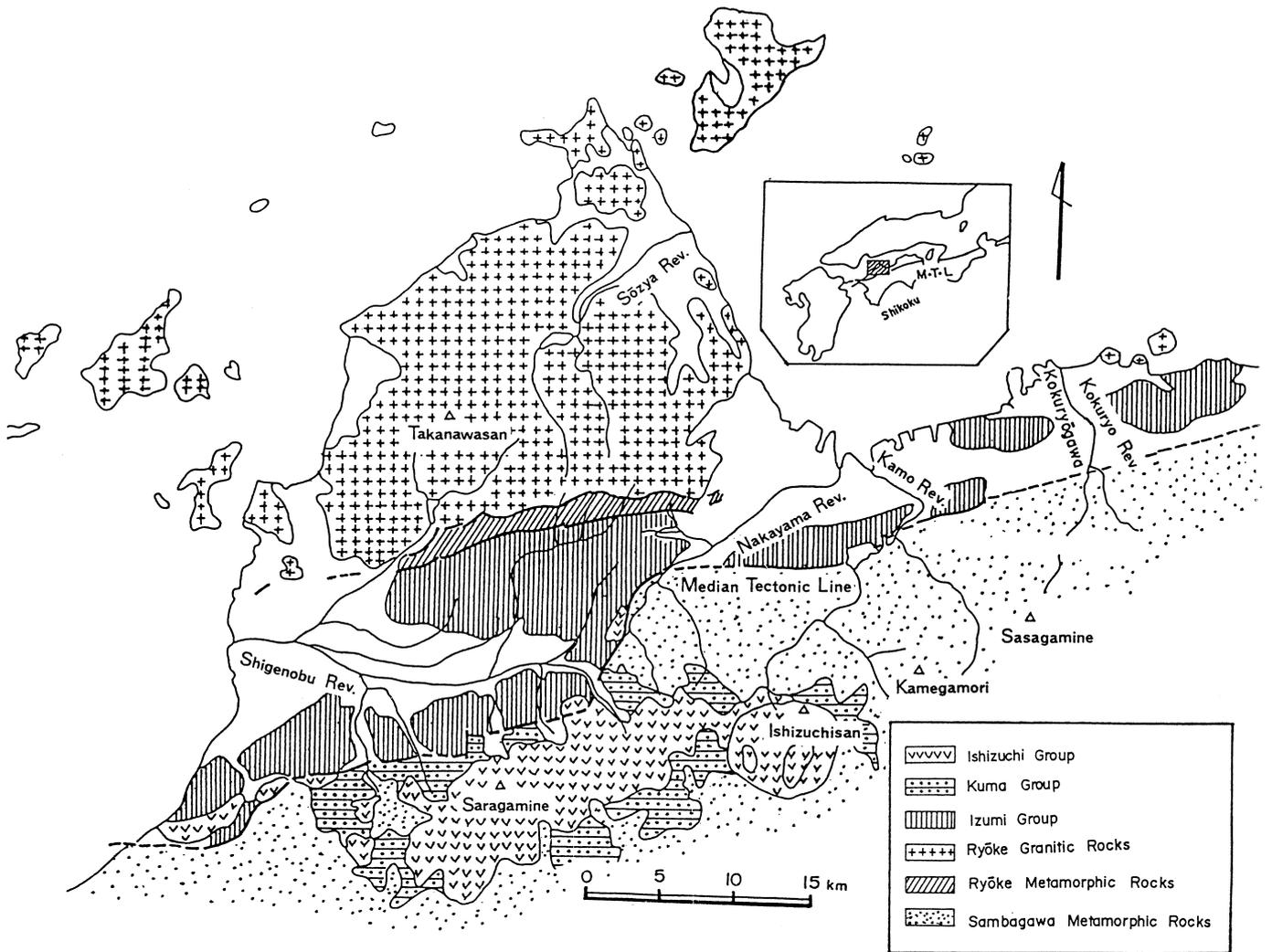
(1) 深成岩類

深成岩類は、桃井(1957)・Shibata et al. (1960)及び岡村(1967)などによっても調査が行われているが、本地域全域にわたる深成岩類を対象としたものとしては、宮久・平岡(1970)と越智(1982)の研究がある。

宮久・平岡(1970)は、深成岩類をG1型からG9型までの9つのタイプに分類し、G1型からG3型は領家古期、G4型からG7型は領家新期、G8型からG9型は広島期に相当するものとしている。

一方、越智(1982)は深成岩類を塩基性岩類・トータル岩質岩・花崗閃緑岩及び花崗岩の4つの岩体に大別し、

* 愛媛県総合科学博物館 学芸課長 Ehime Pref. Science Museum



図II・1 調査地域の地質図

愛媛県地質図(永井ほか, 1980)を簡略化したもの

さらに、各岩体を精査し全体では17の岩石種を識別している。ここで、両者による分類を対比させてみると次のようになる。

G1型・G2型→塩基性岩類 G6型・G9型→花崗閃緑岩
G3型・G5型→トータル岩質岩 G7型・G8型→花崗岩

本地域の深成岩類に関しては、次のような絶対年代が報告されている。ただし、G3型はK-Ar法、G5型はRb-Sr法によるものである。なお、野外調査によと、G5

G3型(越智郡菊間町産):87Ma(河野・植田, 1966)
G5型(新居浜市御代島産):93Ma(早瀬・石坂, 1967)

型はG3型より後期に貫入したものとされているが、絶対年代は逆にG5型が古い年代を示しており、野外調査の結果と一致していない。これは測定方法の違い等による測定誤差によるものと思われる。

これらの深成岩類のうち、中性ないし塩基性岩類の中

には残留磁化が比較的安定しているものが見られるが、酸性岩類の残留磁化は極めて不安定である。

(2) 変成岩類(ホルンフェルス)

高縄半島の基部には変成岩類が東西方向に分布しており、領家変成岩類とよばれている。宮久(1967)によると、この変成岩類は、粘板岩源の黒雲母ホルンフェルス・砂岩とチャート岩源の珪質ホルンフェルス及び塩基性岩源の角閃石ホルンフェルスから成り、いずれも細粒結晶化の特徴を備えた接触変成岩であるとされている。また、越智(1982)は造岩鉱物の組み合わせを調べ、泥岩質ホルンフェルスには、白組母+黒雲母+堇青石±ざくろ石、塩基性岩源ホルンフェルスには角閃石±緑簾石±アクチノ閃石の組み合わせが認められるとしている。

このような鉱物組み合わせから考えると、これらの変

成相は角閃岩相に相当すると考えられる。そこで、角閃岩相の平衡図（都城・久城, 1976）から変成温度の下限を求めてみると約600℃となる。さて、この温度は火成岩や接触変成岩に含まれているチタノマグネタイトのキュリー点よりも高くなっている。従って、これらの変成岩類は変成作用を受ける段階で再磁化した可能性が考えられ、もし再磁化したとするならば、変成岩類の磁化方向は、これに接触変成作用を及ぼした周辺の深成岩類の磁化方向と平行になる筈である。事実、後のV-1-(2)でも述べるように、変成岩の磁化方向と周辺の深成岩類の磁化方向はほぼ平行になっており、変成岩が再磁化した可能性が高いことを示唆している。

(3) 半深成岩類

領家帯の深成岩類には、花崗斑岩・石英斑岩及びヒン岩の半深成岩類の岩脈と変質した塩基性岩脈類が貫入している。

このうち、花崗斑岩や石英斑岩の酸性岩脈は、松山市北方・東予市北西及び周桑郡丹原町西方などの地域に見られる。これらは平行岩脈群を形成しており、松山市北方と東予市北西のものは北西の走行が、丹原町西方のものは北北東の走行が卓越している。酸性岩脈の残留磁化は極めて弱く、その磁性も不安定である。

これに対して、ヒン岩の岩脈は、高縄半島中央部の松山市河中町・米野町から越智郡玉川町の鈍川温泉付近にかけての地域と、高縄半島北部の越智郡大西町・波方町及び新居浜市東部の黒島など、本地域のほぼ全域にわたって分布している。この暗緑色をしたヒン岩は、斜長石の小さな斑晶を含んでいるが全体としては緻密であり、その岩質はどの地域のものについてもほぼ均質である。そして、ヒン岩の残留磁化は酸性岩脈に比べると1桁ないし2桁ほど強くその磁性は安定している。

また、越智（1982）のいう変質塩基性岩脈類は、越智郡玉川町の長谷から法界寺にかけての地域と越智郡菊間町の歌仙滝周辺に多く分布している。この岩脈の磁化は強いが、その磁性は不安定である。一方、Nureki（1956）が変質塩基性岩脈として記載している岩脈は、大西町の九王と波方町の大角鼻方面に分布し、その磁性は安定している。

これらの岩脈類のうち、松山市北方に分布する酸性岩脈のK-Ar年代が田崎・坂谷ら（1990）によって測定されている。それによると、これらの酸性岩脈の年代は、それぞれ $81.2 \pm 1.8\text{Ma}$ 、 $82.7 \pm 1.8\text{Ma}$ 及び $82.9 \pm 1.9\text{Ma}$ であって、酸性岩脈が和泉層群堆積前の白亜紀後期に貫入したことを示している。なお、これらの年代は、この地域の酸性岩脈が和泉層群によって不整合に覆われているという野外での事実（宮久・平岡, 1970）とも矛盾しない。

越智郡大西町の九王では、ヒン岩の岩脈が酸性岩脈の花崗斑岩を切っているのが観察できることから、ヒン岩は酸性岩脈より後期に貫入したものであることが分かる。また、新居浜市黒島の海岸では、何本かのヒン岩の岩脈が領家花崗岩類に貫入しているが、そのすぐ東方に分布している和泉層群にはヒン岩の岩脈が見い出せない。このことから、ヒン岩の岩脈も和泉層群堆積前に貫入したものであると考えられる。また、Nureki（1958）は、高縄半島北部に分布する変質塩基性岩脈の貫入時期に関して、これらの岩脈は周囲の花崗岩とほぼ同時期かあるいは花崗岩がまだ十分に固結しないうちに貫入したものであろうと述べている。

以上のことから、本地域の白亜紀岩脈類の貫入時期は深成岩類の形成時期に比べあまり遅れはないものと考えられ、このことは本研究を進める上で都合がよい。なぜならば、深成岩類のデータが収集しにくい本地域では、これらの岩脈類のデータを以って深成岩類のデータに当てることができるからである。

2 試料の採集

(1) 採集した試料の内訳

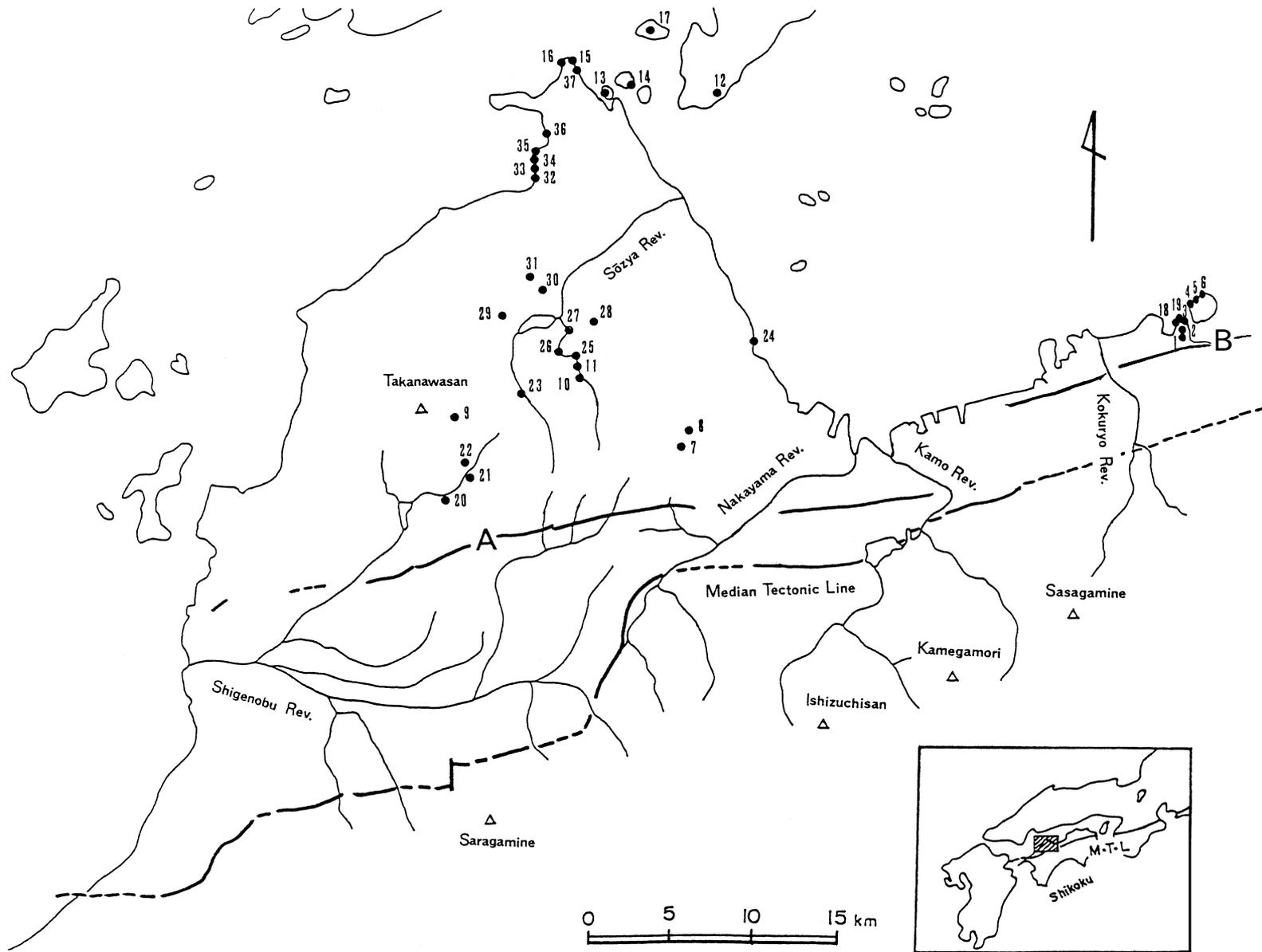
採集した試料の内訳を表II・1にまとめる。ただし、括弧内の数値は採集し測定した試料のうちデータとして採用できなかったものの数を表す。また、有効率は、採集した試料のうちデータとして採用することができた試料の割合を示す。

表II・1 試料の内訳

岩石	試料採集地点数	試料数	有効率
深成岩類	16(61)	123(418)	29.4%
変成岩類	1(8)	8(51)	15.7%
半深成岩類	20(29)	140(186)	75.3%
合計	37(98)	271(655)	41.4%

この表から分かるように、半深成岩類の有効率は高く75%強の値を示しているが、深成岩類と変成岩類の有効率は低く、これらの残留磁化が一般的には不安定であることを示している。特に、変成岩類（ホルンフェルス）の残留磁化は極めて不安定であって、8地点から51個の試料を採集してきて測定してみたが、それらのうち、磁化が安定であると判定されデータとして採用することができたのは、わずかに1地点8個の試料に限られた。なお全体の有効率は41%であって、測定した試料のうち約6割のものはデータとして採用できなかったことを物語っている。

(2) 試料採集地点



図Ⅱ・2 試料採集地点

番号は表Ⅳ・1における試料採集地点の番号に準じ、A Bは和泉層群分布域の北の境界線を示す。

Ⅲ 交流消磁と残留磁化の安定性

岩石は、その生成時に磁化を獲得した後も変動する地球磁場のもとに長期間さらされているため、オリジナルな磁化である初生磁化の外に、岩石の種類や年代によって程度の差はあるが、粘性残留磁化とよばれる二次的磁化成分が付加されている。このような粘性残留磁化が付加されていると、測定によって得られた自然残留磁化の方向は初生磁化の方向とは一致せず、従ってその残留磁

化の方向は古地磁気学的には有意ではなくなる。そのため、岩石の残留磁化を測定する場合にはこの粘性残留磁化を消磁してやると共に、残留磁化の安定性を十分に吟味しなければならない。

粘性残留磁化を消磁するには、熱消磁や交流消磁による方法などがあるが、本研究においては交流消磁の方法によって行った。そこで以下では、交流消磁のいくつかの結果について紹介をする。

1 交流消磁と磁化方向の変化

交流消磁において磁場の強さを段階的に大きくしていくと、保磁力の小さい粘性残留磁化成分から順に消磁されていくの、磁化方向と磁化の強さが変化する。

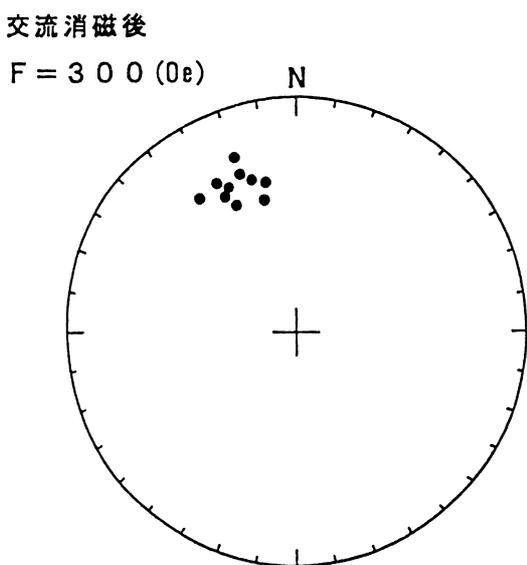
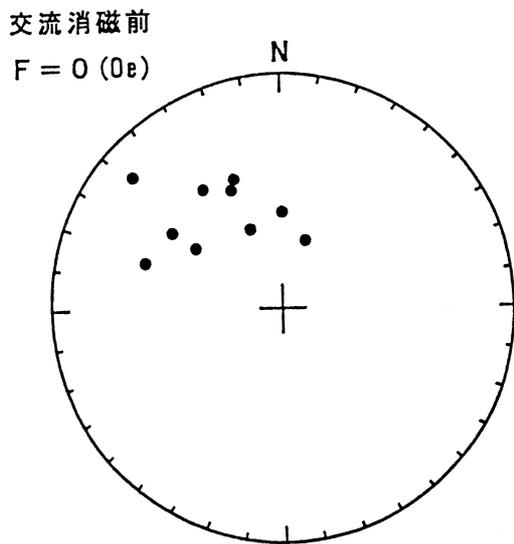
そこで、まず最初に交流消磁と磁化方向の関係を示す事例を挙げてみよう。

図Ⅲ・1は、交流磁場を段階的に強くしていくと磁化方向がある一定の方向に向かって収束していく試料の事例であり、それぞれ交流磁場前と交流磁場後の磁化方向をシュミット・ネットに投影したものである。このように磁化方向がある特定方向に収束していくのは、交流消磁を施すことによって保磁力の小さい粘性残留磁化が次第に消磁されていることを表しており、収束した方向が

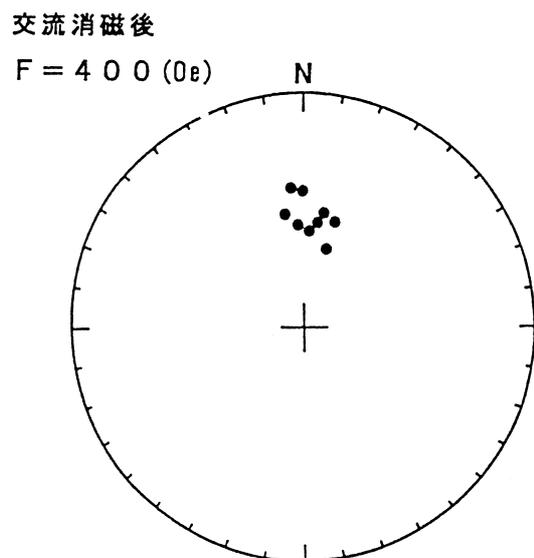
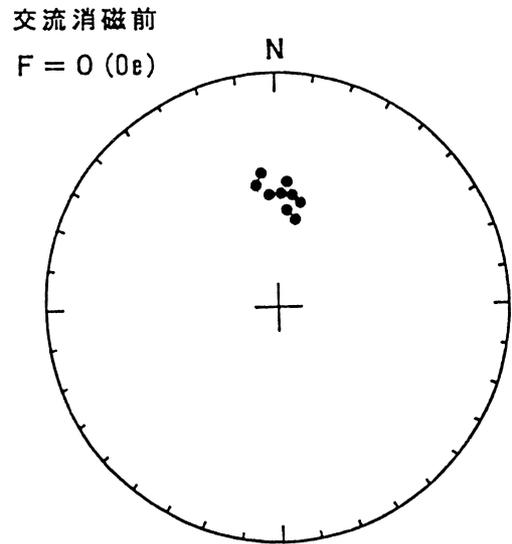
初生磁化の方向に相当する。

また、右側の図Ⅲ・2は、強い交流磁場をかけても磁化方向がほとんど変化しない試料の事例である。このように磁化方向が変化しないのは、初生磁化の保磁力が強いために粘性残留磁化がほとんど付加されていないか、あるいは付加されているとしても初生磁化の方向と平行に付加されていることを示している。従って、強い磁場をかけて消磁しても磁化方向が変化しない場合は、その磁化方向そのものが初生磁化の方向であると見なすことができる。

以上のように、交流消磁によって磁化方向が収束する試料や強い交流磁場をかけて消磁しても磁化方向がほとんど変化しない試料の磁化方向は古地磁気学的に有意であると言える。



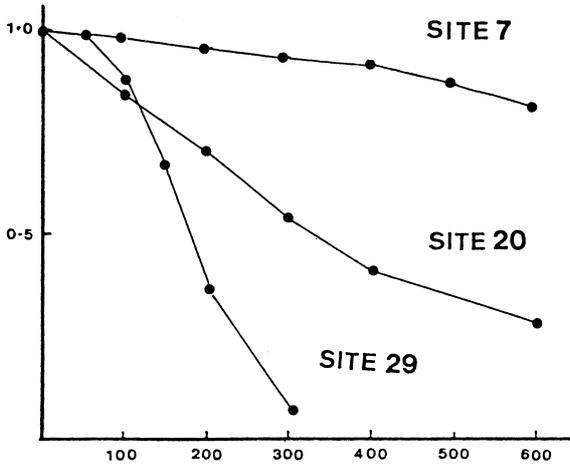
図Ⅲ・1 磁化方向が収束する事例 (Site21)



図Ⅲ・2 磁化方向が変化しない事例 (Site34)

2 交流消磁と磁化の強さの変化

交流消磁を施すと、粘性残留磁化が消磁されるため、磁化方向だけでなく磁化の強さも同時に変化する。次の図Ⅲ・3は、交流消磁における磁場の大きさと試料の



図Ⅲ・3 交流消磁曲線

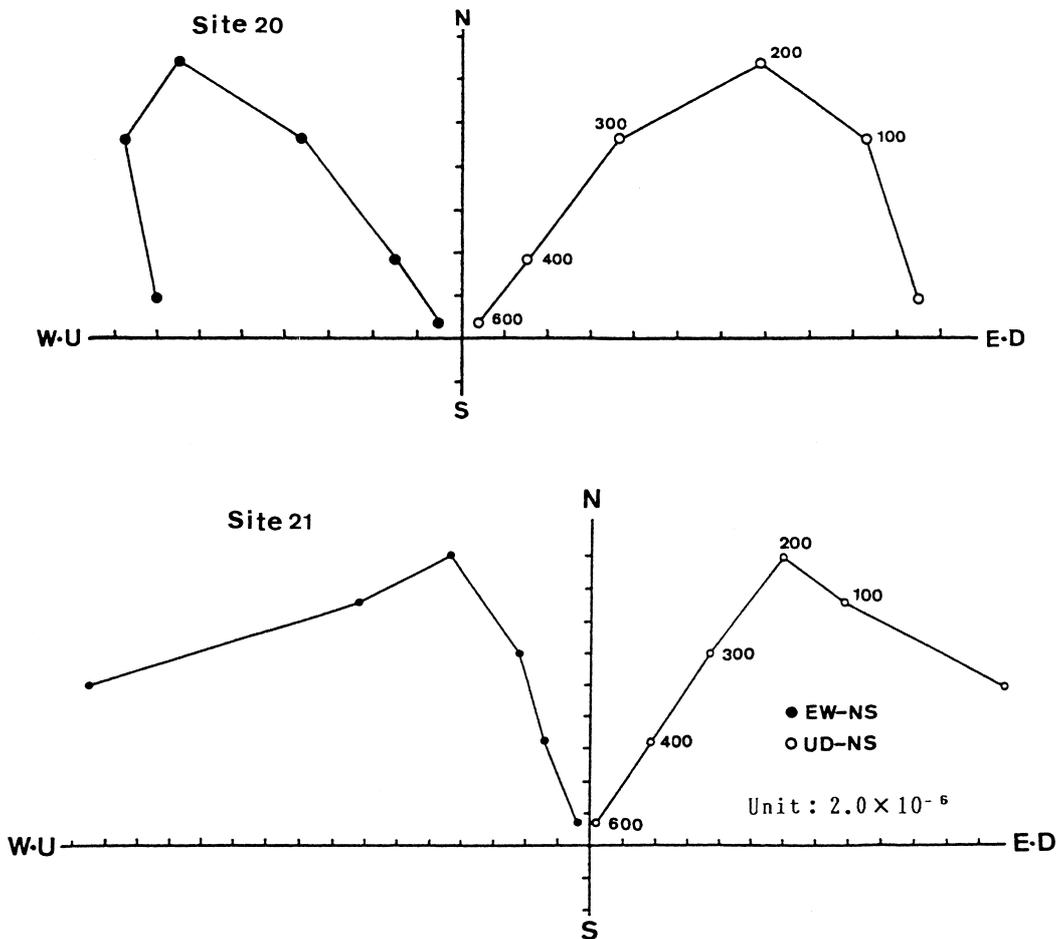
磁化の強さの関係を表す交流消磁曲線の事例である。なお、図の縦軸は交流消磁前における自然残留磁化の強さ (J_n) と交流消磁後における磁化の強さ (J) との比 (J/J_n) を表し、横軸は磁場の強さを表す。

磁化の強さが最も減少しにくい Site 7 では、600 (Oe) の磁場をかけても自然残留磁化の20%程度しか消磁されていないが、磁化の強さの減少率が最も大きい Site 29 では、300 (Oe) の磁場をかけると元の92%が消磁されている。

そして、当然のことながら、磁化の強さの減少率が小さい試料の磁化方向はあまり変化せず、減少率が大きい試料では磁化方向も大きく変化する。

3 Zijdervelt 図

上記の1でも述べたように、交流消磁を施すと試料の磁化方向と磁化の強さに変化する。そこで、残留磁化の安定性をより厳密に判定したり、あるいは初生磁化の方向きを正確に求めるためには Zijdervelt 図が用いられる。図Ⅲ・4はその事例である。



図Ⅲ・4 Zijdervelt 図

4 強磁性鉱物の同定

岩石に含まれている強磁性鉱物には、結晶磁気異方性をもつものや酸化時に化学残留磁化を二次的に獲得しているものがある。これらの磁性鉱物が磁化を担っている場合には、たとえ磁化が安定であってもその方向は古地磁気学的には有意ではない。そのため、岩石の残留磁化を測定する際には、安定性のテストの外に磁性鉱物の種類を同定することが必要である。そこで著者は、交流消磁によって残留磁化が安定であると判定した5つの岩体

について磁性鉱物のキュリー点を測定したところ、それぞれ509℃、516℃、518℃、581℃、585℃であった。従って、これらの磁性鉱物の種類はTi含有量の少ないチタノマグネタイト系列であると判定され、結晶磁気異方性などの可能性は考慮しなくてもよいことが分かる。

IV 測定結果

交流消磁等によって安定であると判定された試料の測定結果を次の表IV・1にまとめる。

図IV・1 測定結果一覧

	Sampling	Lock type	N	D(°E)	I(°)	F(Oe)	Ir(emu/gr)	α_{95}	K	Dis(km)
1	新居浜市黒島	ホルンフェルス	8	8.8	+27.1	200	9.06×10^{-8}	9.0	38.5	1.8
2	〃	閃緑岩	8	358.8	+18.8	200	1.66×10^{-6}	6.9	64.9	1.9
3	〃	〃	7	355.7	+23.8	200	2.51×10^{-6}	8.0	57.8	2.0
4	新居浜市大島	〃	6	23.9	+14.9	100	8.04×10^{-7}	8.9	57.1	2.7
5	〃	〃	6	21.0	+27.1	200	3.17×10^{-7}	11.6	34.5	2.8
6	〃	〃	9	3.2	+10.6	100	3.67×10^{-7}	15.6	11.9	3.0
7	東予市黒谷	〃	8	10.1	+39.6	200	3.95×10^{-6}	6.7	70.0	6.4
8	〃	〃	10	6.3	+37.2	200	1.33×10^{-6}	5.4	81.3	6.5
9	高縄山宝坂谷	〃	7	28.8	+26.3	100	2.59×10^{-6}	7.9	59.2	8.7
10	榑原山登山道入口	〃	10	1.5	+22.1	300	4.02×10^{-7}	18.9	7.4	8.8
11	玉川町下木地	〃	11	348.9	+23.2	150	4.99×10^{-7}	13.4	12.6	10.1
12	吉海町江越	花崗閃緑岩	7	14.2	+55.8	300	8.76×10^{-7}	15.8	15.7	24.9
13	今治市来島	塩基性深成岩類	10	358.4	+70.2	200	3.30×10^{-5}	5.3	84.6	25.4
14	今治市小島	〃	7	353.1	+65.2	200	7.25×10^{-5}	8.3	54.2	26.1
15	波方町大角鼻東岸	〃	8	27.7	+51.6	200	5.48×10^{-5}	6.1	83.7	28.0
16	波方町大角鼻西岸	〃	6	49.1	+68.5	400	1.60×10^{-5}	11.0	37.2	28.7
17	吉海町津島	閃緑岩	3	26.8	+52.6	200	4.74×10^{-5}	6.7	336.6	29.3
18	新居浜市黒島	ヒン岩	11	17.8	+34.8	100	4.50×10^{-7}	4.7	94.1	2.0
19	〃	〃	9	32.8	+30.0	100	1.31×10^{-7}	9.6	29.6	2.1
20	松山市河中	〃	9	325.8	+26.0	300	3.02×10^{-5}	5.5	87.7	3.6
21	松山市大井野	〃	10	336.9	+33.7	300	1.51×10^{-5}	5.1	89.7	5.8
22	〃	〃	6	8.4	+30.9	200	8.67×10^{-7}	9.0	56.7	6.9
23	玉川町木地	〃	5	9.1	+23.0	400	2.66×10^{-6}	12.5	38.2	8.6
24	東予市大崎ヶ鼻	〃	6	359.0	+26.7	200	1.42×10^{-5}	5.0	183.5	9.3
25	玉川町下木地	〃	7	355.6	+28.2	100	1.53×10^{-6}	6.5	86.1	10.1
26	玉川町鈍川温泉上	〃	4	356.7	+44.6	100	1.15×10^{-6}	10.4	78.7	10.5
27	玉川町鈍川温泉	〃	7	3.9	+45.7	300	1.36×10^{-6}	7.8	60.4	11.0
28	玉川町中通	〃	7	5.9	+44.2	400	2.02×10^{-6}	10.7	33.1	11.5
29	玉川町吉の瀬	〃	9	3.4	+46.6	400	2.43×10^{-6}	5.4	91.7	14.2
30	玉川町御廐	〃	4	359.2	+51.4	400	2.80×10^{-6}	8.4	120.9	14.4
31	〃	〃	7	344.3	+54.6	200	9.62×10^{-7}	6.9	77.9	14.7
32	大西町九王	変質塩基性岩脈	6	231.6	-53.3	600	4.73×10^{-7}	14.1	23.5	21.5
33	〃	〃	5	242.1	-57.1	200	1.09×10^{-6}	10.0	60.0	21.5
34	〃	ヒン岩	9	2.3	+50.5	400	7.29×10^{-7}	5.7	81.9	22.7
35	〃	〃	7	10.2	+61.5	200	9.59×10^{-7}	7.9	58.9	23.0
36	〃	〃	7	2.1	+40.9	200	8.32×10^{-7}	9.2	43.7	23.8
37	波方町大角鼻	変質塩基性岩脈	5	24.1	+56.9	100	2.65×10^{-6}	3.6	466.5	28.1

N：試料の数，D：偏角，I：伏角，F：消磁磁場の強さ，Ir：交流消磁後の化の強さ， α_{95} ：Semi-angle of cone of 95% confidence，K：Precision parameter，Dis.：和泉層群分布域の北限から試料採集地点までの距離

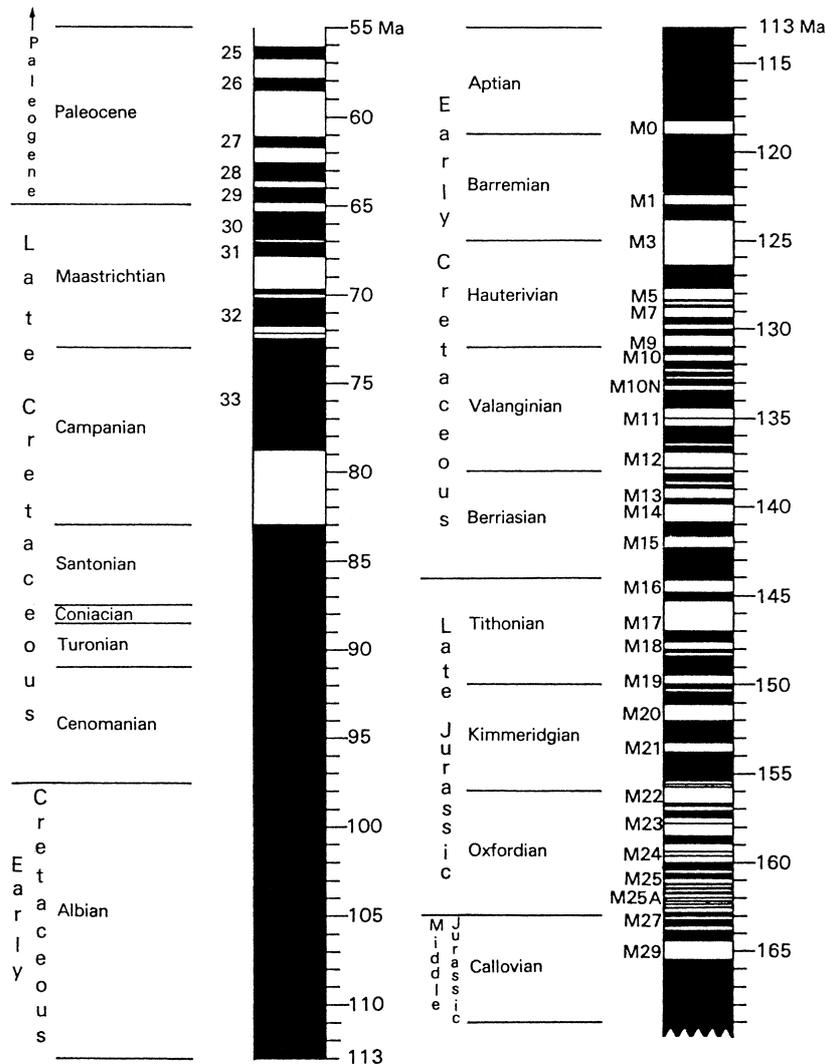
V 考察

1 白亜紀火成岩類の残留磁化

(1) 白亜紀の地磁気逆転タイムスケール

測定結果一覧から分かるように、本地域の白亜紀深成岩類と変成岩類（ホルンフェルス）は、すべて正常の極性を示している。また、深成岩類と同じ時期に形成された半深成岩類の岩脈も、Site32と Site33を除いた外はすべて正常磁化を示している。このことは、これらの火成岩類が白亜紀に長期間継続した正磁極期である地磁気静穏期（Magnetic Quiet Zone）に磁化されたことと符合している。本地域では逆帯磁している Site32と Site33は、変質塩基性岩脈（Nureki, 1956）であって、両者の磁化方向はほぼ一致している。

図V・1は白亜紀における地磁気逆転タイムスケールで、黒地が地磁気正常期、白地が地磁気逆転期を表している。そこで、本地域のデータをこれに当てはめてみよう。そのためには、逆帯磁している Site32と Site33の絶対年代が分かっていたら都合がよいが、その年代は測定されていない。しかし、II-1-(3)で述べてように、本地域の酸性岩脈の年代が81Ma から83Ma を示していることあるいはこれらの岩脈が和泉層群堆積前に貫入したことなどから判断すると、Site32と Site33逆帯磁した時期は、図の Campanian 階の79Ma から83Ma における地磁気逆転期に対応させることが可能である。そうすると、全ての試料が正常磁化を示している深成岩類は、Campanian 階に近いそれ以前の地磁気正常期において磁化されたものと見なすことができる。



図V・1 白亜紀の地磁気逆転タイムスケール

(Harland, W.B. et al., 1982)

(2) 西南日本内帯の中国地方のデータとの対比

図V・2は、本地域の白亜紀火成岩類（深成岩類・半深成岩類）とホルンフェルスから得られた磁化方向をシュミット・ネットに投影したものである。図から分かるように、磁化方向は全体としては比較的まとまっているが、現在の地球磁場の方向からかなりずれており、これらの岩石が現在の地球磁場のもとで磁化されたものではないことを示している。

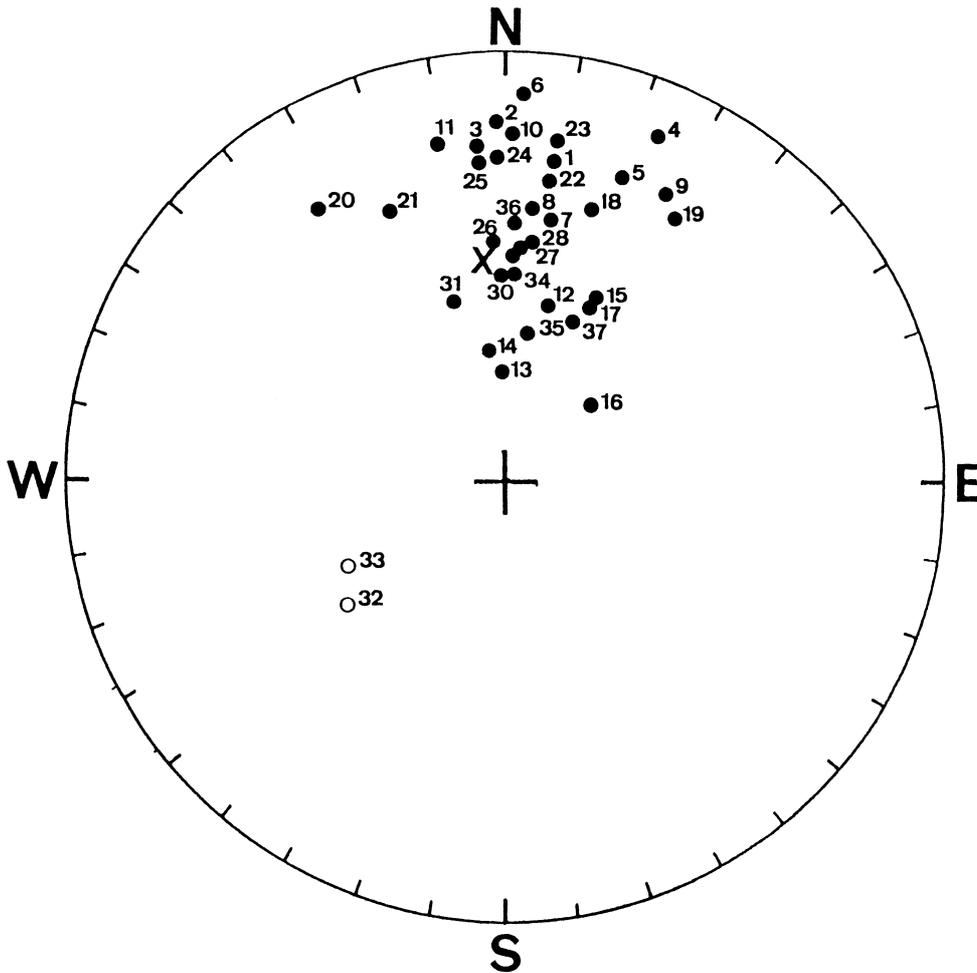
次に、図の磁化方向をもとにして残留磁化の安定性の問題について1、2の点を指摘しておこう。

まず Site1 のホルンフェルスの磁化方向を見ると、このホルンフェルスの磁化方向は、その直下に分布しているこれに接触変成作用を及ぼしたものと考えられる Site 2 や Site 3 の閃緑岩の磁化方向とほぼ平行になっていることが分かる。そして、このことはII-1-(2)で述べたように、ホルンフェルスが変成作用を受ける際に再磁化した可能性を示唆している。

また、Site15の塩基性深成岩類の磁化方向は、これに貫入している Site37の変質塩基性岩脈の磁化方向とほぼ平行になっている。

以上の例のように、成因や岩質を異にしながら形成時期を同じくする二種類の岩石から求められた磁化方向が互いに平行になっているということは、これらの岩石の残留磁化が安定であることを保証しているものと言えるであろう。

さらに、もう一つの例を挙げよう、Site32・Site33・Site 37は共に変質塩基性岩脈であって、いずれも同じ種類の岩石である。しかし、Site37は正常磁化を示しているが、Site32と Site33はそれとほぼ Anti-Podal な逆転磁化を示している。このように同じ種類の岩脈でありながら極性が違うのは、これらの岩脈が貫入した時期がわずかにずれていることを意味しているものであり、見方を換えると、これらの岩脈は貫入した当時における地球磁場の方向を保持しているものと言える。従って、これらの岩脈の残留磁化も安定であると判定される。



図V・2 本地域の白亜紀火成岩類の磁化方向

磁化方向をシュミット・ネットに投影したもので、●は下半球、○は上半球、×は現在の地球磁場の方向、数字は試料集地点を表す。

次の図V・3は、本地域における白亜紀火成岩類の磁化方向と、Ito et al. (1986) によってまとめられた西南日本内帯の中国地方に分布する白亜紀火成岩類の磁化方向とを対比したものである。ただし、図を簡略にするため逆転磁化のデータは両地域とも割愛した。

さて、両地域における火成岩類は、その絶対年代から判断してほぼ同じ時期に磁化されたものと考えられるにもかかわらず、両地域の磁化方向は図のように著しくずれていることが分かる。参考までに、それぞれの地域における磁化方向の平均値を求めてみると、

本地域： $9^{\circ} \text{ E} \cdot +31^{\circ}$

中国地方： $51^{\circ} \text{ E} \cdot +58^{\circ}$

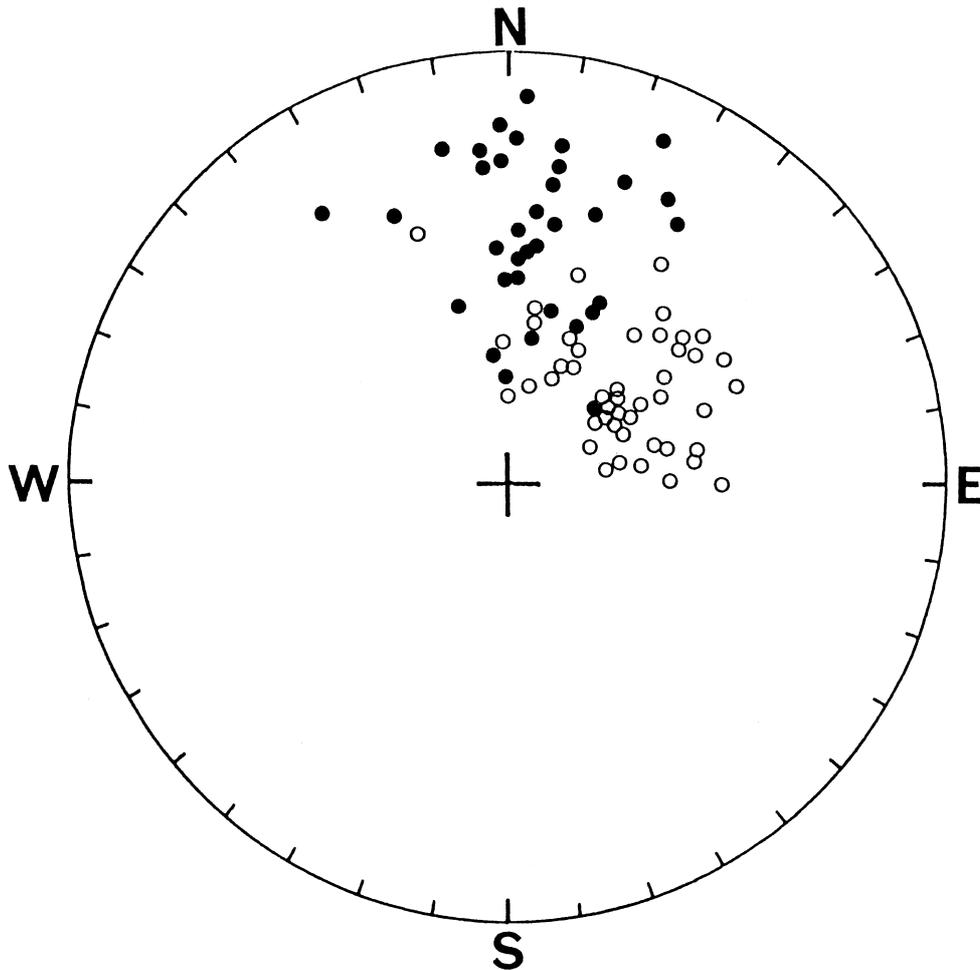
となり、両地域の間には、偏角で 42° 伏角で 27° のずれが存在している。

ところで、もともと互いに平行であったと考えられる両地域の磁化方向が、現在このように顕著にずれているということは、磁化後において両地域もしくはいずれかの地域において水平及び垂直成分を有する何らかの運動

行われたことを意味している。そして、このような運動の相対的な大きさや向きは、両地域の磁化方向を比較することによって容易に求めることができるが、その絶対量を磁化方向のデータだけで求めることは原理的にも不可能である。

本地域と中国地方は西南日本内帯という共通の地質区に属しており、巨視的に見れば、両地域は基本的には同じような運動を経てきていると考えられる。しかし、本地域は中央構造線という日本列島屈指の構造線の近くに位置しており、しかもその南縁は直に中央構造線と接している。本地域の置かれているこのような条件から考えると、本地域が中央構造線の活動に伴って中国地方とは異なる独自の構造運動を行っている可能性は十分に考えられるであろう。

そこで以下では、両地域の間における磁化方向のずれは本地域が中央構造線の活動によって独自の構造運動を行ったことによるものであるという仮定のもとで、本地域で行われた構造運動について検証してみよう。



図V・3 本地域と中国地方の白亜紀火成岩類の磁化方向

●は本地域、○は中国地方の磁化方向を表す。

2 伏角と領家帯の湾曲構造

(1) 伏角の変化

図V・3に見られるように、本地域の白亜紀火成岩類の伏角は低緯度から高緯度までの広い範囲にまたがっている。そこで図V・4は、伏角の南北方向における変化を調べるためのもので、和泉層群分布域の北限を画す境界線を基線として測って試料採集地点までの距離とその地点における深成岩類の伏角の関係を表している。

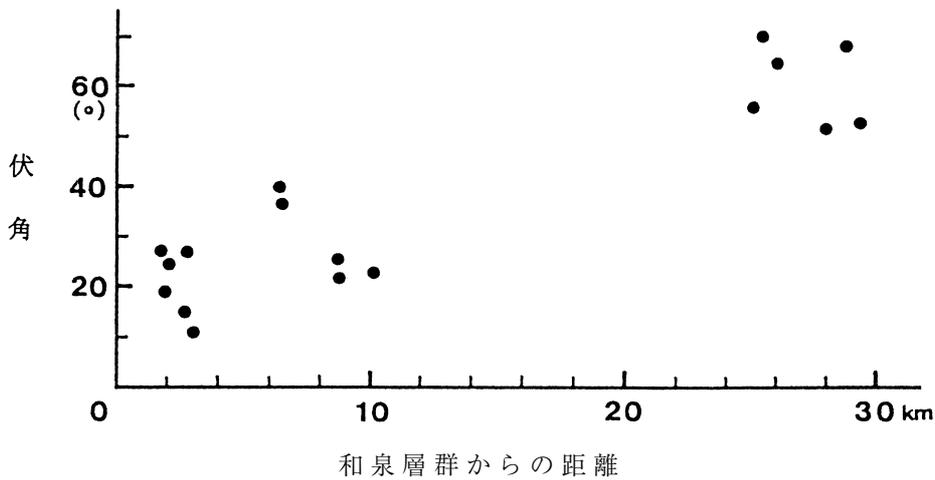
ここで、和泉層群分布域の北限を基線としたのは次の理由による。本地域の中央構造線は桜樹屈曲で大きく屈曲しており、このように屈曲した中央構造線を基線とすると、桜樹屈曲の両側で基線の位置が不連続になり都合が悪い。一方、和泉層群分布域の北限を画す境界線は中央構造線の屈曲に関係なくほぼ直線性を呈し、かつ中央構造線の一般的な走向とほぼ平行になっているので、この境界線を基線とすることにした。従って、横軸の距離

は同時に中央構造線から測った相対的距離であるとなすこともできる。

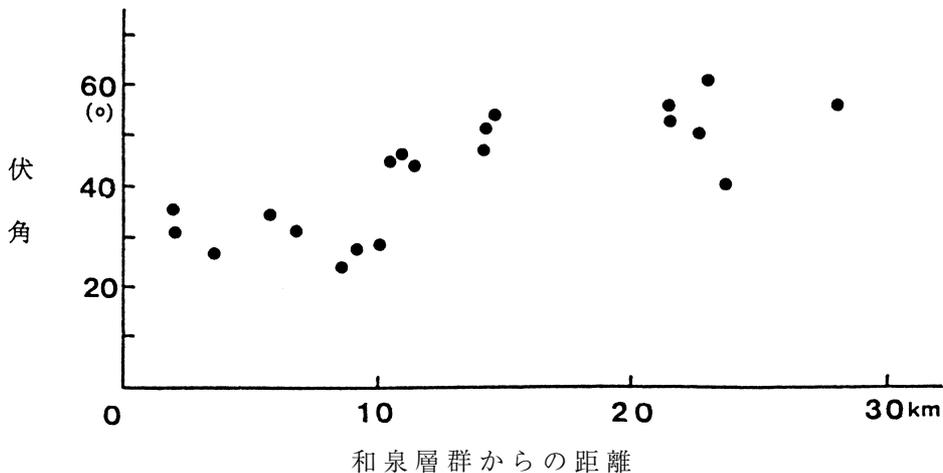
本題に戻ろう。図から、深成岩類の伏角は本地域の南部では約20°であるが、そこから30kmほど北方に離れた地点では約60°になっており、伏角が南北方向で大きく変化している様子を読みとることができる。

次に、半深成岩類（変質塩基性岩脈を含む）の伏角の変化について調べてみよう。図V・5は半深成岩類の伏角と距離の関係を表したもので、距離の図り方は図V・4に準じる。なお逆帯磁している Site32と Site33の伏角はプラスに直してプロットしている。図から、半深成岩類の伏角の値も深成岩類と同じように南北方向で変化していることが分かる。

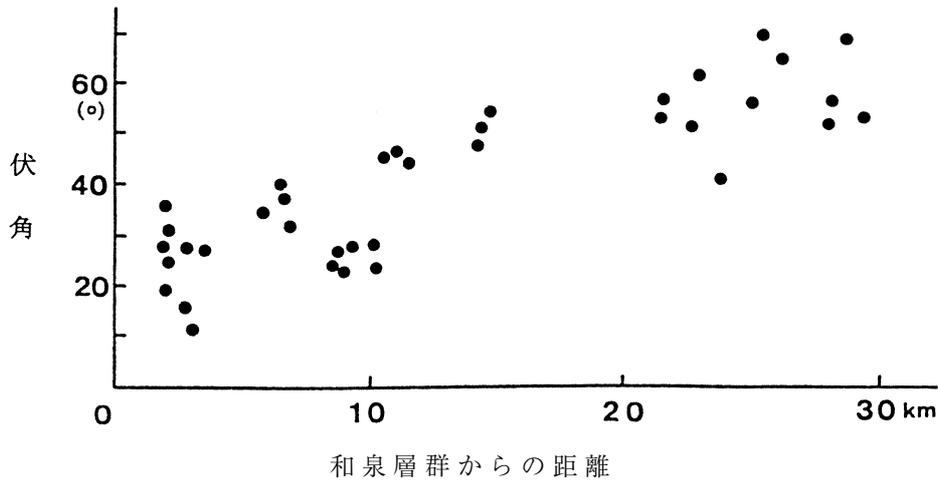
さて、深成岩類と半深成岩類はその成因や岩質を互いに異にするものであるが、これらの岩石の伏角は共に同じ変化パターンを示しており、このことは、これらの岩石から得られたデータの信頼性が高いことを意味しているものと言えよう。



図V・4 深成岩類の伏角の変化



図V・5 半深成岩類の伏角の変化



図V・6 深成岩類と半深成岩類の伏角の変化

ところで、図V・4や図V・5は深成岩類と半深成岩類の伏角が南北方向で変化していることを表しているが定量的な考察を行うためには、いずれもデータ数が不足している。そこで、このデータ不足を補うために深成岩類と半深成岩類の伏角を一緒にしてまとめたものが図V・6である。V-1-(3)でも述べたように、深成岩類と半深成岩類はほぼ同時期に磁化されたものと見なすことができるので、磁化方向に関する両者のデータは同質のものとして取り扱っても差し支えない。

図V・6を見ると、深成岩類と半深成岩類の伏角は距離と共に直線的に変化しているように見える。そこで、伏角と距離との間の相関係数 (r) を求めてみると、 $r=0.57$ となり、伏角(I)と距離(X)の間には直線的な相関関係があると判断することができる。最小二乗法によってこの直線の式を求めると、次のようになる。

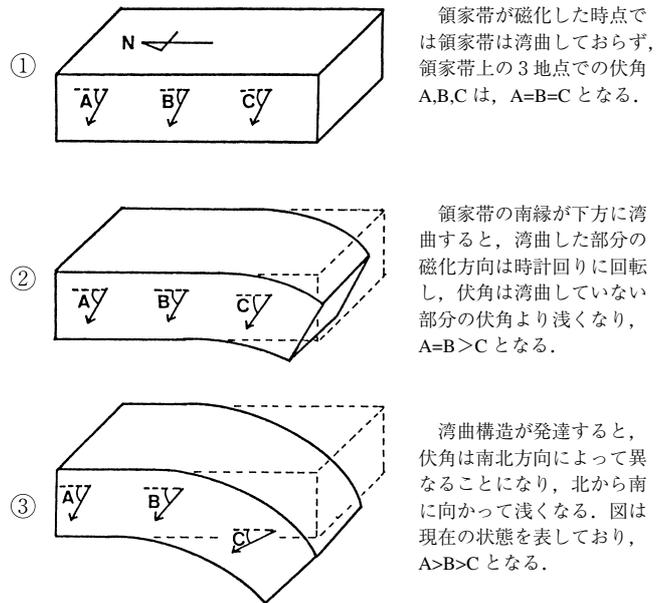
$$I = 1.43X + 21.3 \quad \text{①}$$

(2) 領家帯の湾曲構造

本地域の領家帯を構成している深成岩類と半深成岩類はほぼ同じ時期に形成されたものであるから、領家帯における伏角の値は、もともとはどの地点においても一定であったはずである。ところが、図V・6に示したように、領家帯の伏角は場所によって異なり南北方向で大きく変化している。

さて、このような伏角の変化のメカニズムを説明するためには、領家帯が磁化後に垂直成分をもった構造運動を行い、しかもその垂直成分の大きさは南北方向で異なっていたものと考えなければならない。そこで、著者は領家帯はその南縁が下方に湾曲した「つ」の字型の湾曲構造を形成していると考え。

図V・7は、領家帯の湾曲構造を形成過程と伏角の変化を模式的に示したもので、領家帯の南北断面を西方から眺めたものである。このように領家帯の南縁が下方に湾曲したと想定すると、伏角の南北方向における系統的な変化を説明することができる。



図V・7 領家帯の湾曲と伏角の変化

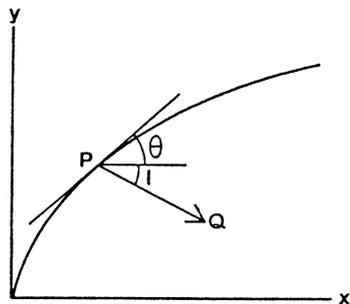
Ito (1975) は、いろいろな規模をもつ花崗岩体について残留磁化を測定した結果、直径が10km程度以下の小規模な花崗岩体では、残留磁化の方向はその岩体のどの部位についても一定になっていることから、このような花崗岩体が構造運動を行う場合には、岩体はねじれ、曲げ等の塑性変形はせず、岩体全体が一つの剛体としてふるまうと指摘している。ところが、本地域の花崗岩体の

磁化方向は岩体の部位によって異なっている。従って、このことは、本地域の花崗岩体のように直径が30kmを越えるような大規模な花崗岩体が構造運動を行う場合には、このような岩体は剛体としてではなく塑性体としてふるまうということを示している。

(3) 湾曲構造の解析

領家帯はその南縁が下方に湾曲した湾曲構造を形成していると考えられ、ここでは、この湾曲構造の形と大きさについて解析してみる。

まず、最初に湾曲構造の形を求めてみよう。図V・8の曲線は湾曲構造を表す曲線とし、縦軸(y)は垂直距離横軸(X)は和泉層群から測った水平距離とする。



図V・8 湾曲構造の解析

そこで、この曲線上の点Pで採集した試料の磁化方向をPQとすると、磁化方向と水平方向とのなす角Iは伏角を表す。また、点Pにおける接線の傾きを θ とすると($I + \theta$)は領家帯が湾曲する以前の伏角に相当し、その大きさは中国地方の白亜紀火成岩類から求められた伏角の値に等しいものと考えてよい。なぜならば、本地域と中国地方の白亜紀火成岩類は、ほぼ同じ時期に磁化されたものであるからである。事実、本地域においても、湾曲構造が波及していないと考えられる高縄半島北部に分布している白亜紀火成岩類の伏角は、中国地方の伏角とほぼ同じ大きさを示している。

従って、中国地方の伏角の平均値を 58.2° とすると、

$$I + \theta = 58.2 \quad (2)$$

そこで、②式に①式を代入して、

$$\theta = 36.9 - 1.43x \quad (3)$$

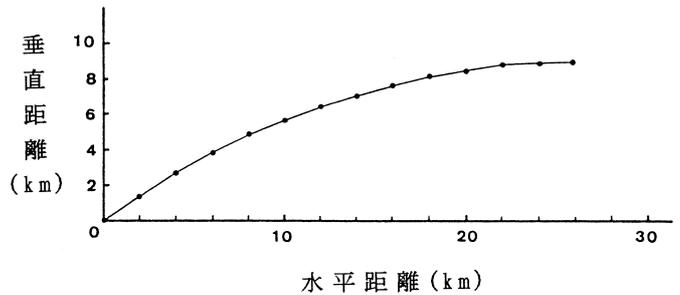
θ は接線の傾きであるから、これをradianに換算し、

$$dy/dx = \tan \theta = \tan \pi/180 (36.9 - 1.43x) \quad (4)$$

④式を積分すると、領家帯の湾曲構造を表す次の⑤式を導くことができる。ただし、 $X = 0$ のとき $Y = 0$ とする。

$$y = 40.1 \{ \log \cos(0.64 - 0.025x) - \log \cos 0.64 \} \quad (5)$$

そこで、図V・9は⑤式をグラフ化したもので、縦軸の垂直距離(km)と横軸の水平距離(km)のスケールは等しくとっている。従って、図は領家帯の湾曲構造の曲率をそのまま表現していることになる。



図V・9 領家帯の湾曲構造を表す曲線

ここで、領家帯の湾曲構造の南北方向の幅を求めてみよう。本地域の領家帯の伏角(I)は、図V・6のように和泉層群分布域の北限から離れるにつれて大きくなっているが、その値は中国地方における白亜紀火成岩類の伏角の値 58.2° を越えることはないと考えてよい。従って、次の不等式が成り立ち、

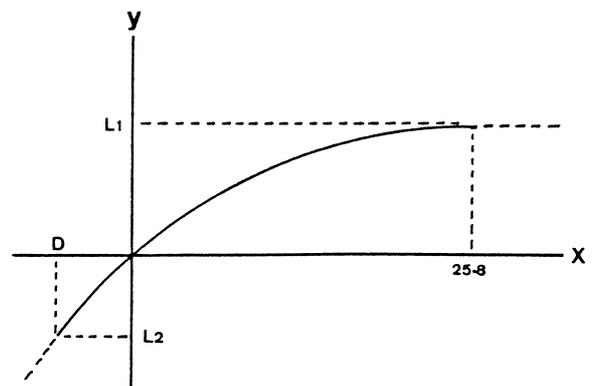
$$I = 1.43x + 21.3 \leq 58.2 \quad (6)$$

その解は、

$$x \leq 25.8 \text{ km} \quad (7)$$

⑦は、領家帯の湾曲構造が和泉層群分布域の北限から測って25.8kmの地点にまで及んでいることを示している。

次に、図V・10参考にして領家帯の垂直湾曲量を見積もってみよう。まず、和泉層群分布域の北限すなわち



図V・10 領家帯の垂直湾曲量

$x = 0$ における垂直湾曲量 L_1 は、⑤式に $x=25.8$ を代入して求められ、 $L_1=9.0\text{km}$ となる。

ところが、領家帯の湾曲構造は和泉層群分布域の北限付近で終わっているのではなく、和泉層群の下をさらに南へ伸び、領家帯と三波川帯と境界をなす中央構造線の位置まで続いていると考えられる。従って、領家帯全体の垂直湾曲量 L は、上で求めた L_1 に和泉層群分布域の北限から中央構造線に至る区間における垂直湾曲量 L_2 を加えたものになる。そして L_2 は、和泉層群分布域の北限から中央構造線までの距離 D (図V・10)の値を⑤式に代入することによって求めることができる。しかし、 D の値は実測することが不可能であるため、次のような方法によって試算した。

岡田 (1973) は、桜樹屈曲より以東の地域においては岡成断層や岸の下断層などの活断層とされている断層の位置が領家帯と三波川帯と境界をなす中央構造線の位置に相当するものと考えている。そこで、この岡田の考え方によって D を地図上で測ってみると約3 kmとなる。また、桜樹屈曲以西の地域においては、Nishimura (1984)の提唱による重信川断層を中央構造線の位置と見なして D を求めると約7 kmとなる。

⑤式は x 軸の負の領域においても成り立つので、 D の値を負にして代入し、 L_2 及び領家帯全体の垂直湾曲量 L を求めると表V・1のようにもなる。

表V・1 領家帯の垂直湾曲量 (L)

	D(km)	L_1 (km)	L_2 (km)	L(km)
桜樹屈曲以東	3.0	9.0	2.6	11.6
桜樹屈曲以西	7.0	9.0	3.6	12.6

このように、領家帯全体の垂直湾曲量は、桜樹屈曲の東側と西側ではあまり大きな差はなく、12kmないし13km程度の規模であることが分かる。

3 偏角と領家帯の引きずり構造

図V・3に示したように、西南日本内帯の中国地方に分布する白亜紀火成岩類から求められた偏角は、現在の地球磁場に対して著しく東方へ偏っている。このような偏角の東偏は、中国地方だけに見られるのではなく、広く西南日本の各地に分布する白亜紀の岩石についても認められている現象である (Kawai et al., 1971ほか)。

そして、Otofujii et al. (1984) は、西南日本における偏角の東偏のメカニズムとして、新第三紀中新世に日本海が拡大し、それに伴って西南日本が時計回りに回転したことを挙げている。

ところが、本地域は同じ西南日本に所属しているにも

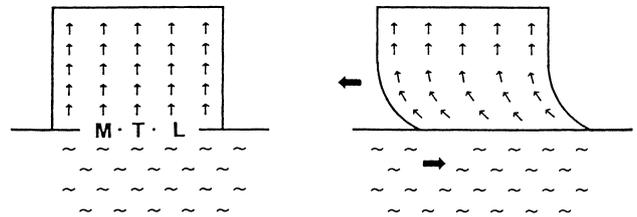
かかわらず、本地域の白亜紀火成岩類の偏角は、現在の地球磁場方向に対して 15° ほど東方へ偏ってはいるものの (V・2図)、中国地方や西南日本における偏角の一般的傾向とは明らかに異なっており、それらに対して逆に平均値で 42° ほど西方へ偏っている。

(1) 中央構造線の左横ずれ運動と偏角の西偏

さて、本地域の領家帯における偏角が中国地方あるいは西南日本に対して大きく西方へ偏っているという事実は、本地域においては磁化後に反時計回りの水平成分を伴った回転運動が行われたことを意味している。

そこで著者は、本地域におけるこのような反時計回りの回転運動は、領家帯の南縁にあたる本地域が中央構造線の左横ずれ運動によって引きずられていることによるものであると解釈している。

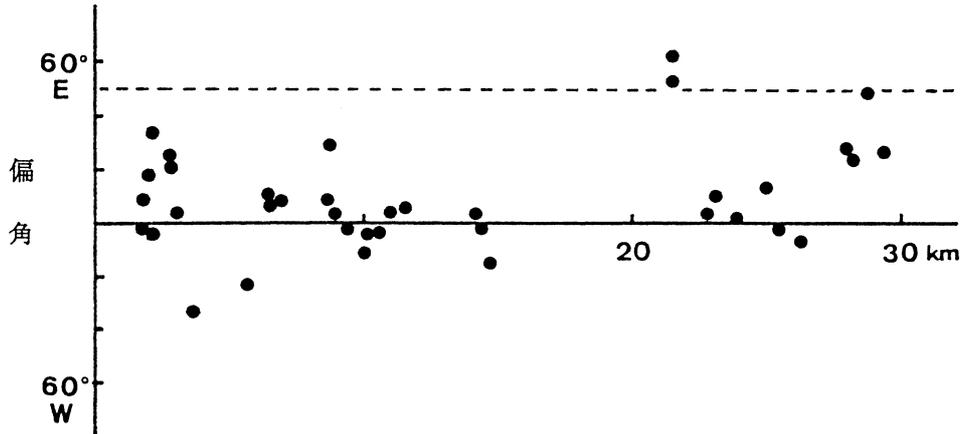
このことを図V・11に示す。すなわち、中央高造線が左横ずれ運動を行う前の時点では領家帯の磁化方向はどの地点でも平行であったが (左図)、左横ずれ運動を行った後では、領家帯の南縁部に当たる本地域は右図のように東方へ引きずられるので、本地域は反時計回りに回転し磁化方向が西方へ偏ったと考えるわけである。



図V・11 領家帯の引きずり構造と偏角の西偏

このように領家帯における偏角が中央構造線の左横ずれ運動によって偏ったものであるとするならば、偏角の偏りの程度は中央構造線からの距離によって異なり、中央構造線から離れるにつれて小さくなっている筈である。そこで、次の図V・12はこのような偏角の変化を調べるために作成したものであり、横軸は和泉層群分布域の北限からの距離、縦軸はその地点における偏角を表している。

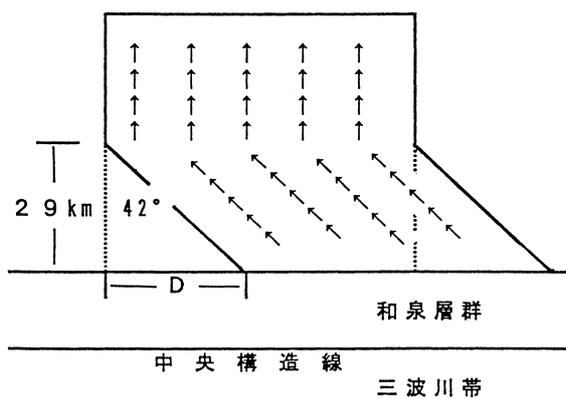
ところが、図V・12から分かるように、偏角の値が中央構造線からの距離によって系統的な変化をしたことは認められず、むしろ偏角はどの地点においてもほぼ一定の値を示していると言える。従って、偏角が一定の値を示しているということは、引きずり構造の曲率が南北方向で異なっているのではなく、本地域全域がほぼ一定の曲率で直線的に引きずられていることを意味している。



図V・12 偏角と和泉層群からの距離の関係
 点数は中国地方における偏角の平均値を表す。

(2) 引きずり構造の解析

次に引きずりによる変位を求めてみよう。本地域の偏角は、本地域の北端のものまで一様に西方へ偏っている(図V・12)。従って、領家帯の引きずり構造は、和泉層群分布域の北限から測って29km離れた最北端の試料採集地点にまで及んでいるものと考えることができる。そこで、V-1-(2)で述べたように中国地方に対する本地域の偏角の偏りを 42° とすると、図V・13から、和泉層群分布域の北限付近における領家帯の横ずれによる変位量Dは、 $D=29\tan 42^\circ=26\text{km}$ となる。ただし、領家帯の引ずり構造の曲率は一定であるとした。



図V・13 領家帯の横ずれ変位

領家帯の引きずり構造は和泉層群分布域の北限付近で切れているのではなく、和泉層群の下を通過して中央構造線の位置まで続いているはずであるから、和泉層群分布域の北限から中央構造線までの距離を3kmとすると、領家帯全体の横ずれ変位Dtは、 $Dt=(29+3)\tan 42^\circ=29\text{km}$ と求められる。

Miyata et al. (1980)は、紀伊半島の和泉山脈南縁に分布する和泉層群の構造を解析し、紀伊半島西部の中央構造線は、和泉層群堆積後から古第三紀にかけて左横ずれ運動を行っているとし、その横ずれ変位を15kmと見積もっている。紀伊半島西部における中央構造線のこの左横ずれの変位をそのまま本地域のものと比較するわけにはいかないが、本地域で岩石の残留磁化から求めた横ずれ変位は、地質学的方法によって求められた上記の変位に比べ約2倍の大きさになっている。

4 領家帯の変形構造の成因とその形成時期

V-2とV-3で述べたように、本地域の領家帯における伏角と偏角は、領家帯が大規模な湾曲構造と引きずり構造を形成していることを示唆している。そこで、本項ではこれらの構造の成因とその形成時期について考察を行うことにする。

(1) 湾曲構造の成因

本地域の領家帯の南縁は中央構造線を介して三波川帯と接している。従って、その南縁が下方に湾曲した領家帯の湾曲構造は、領家帯と三波川帯との相互作用すなわち中央構造線の運動によって形成されたものであることに異論がないであろう。そして、湾曲構造の形態から判断して、領家帯を湾曲せしめた中央構造線の運動は逆断層運動であると考えられる。

本地域の領家帯と三波川帯の間には和泉層群が堆積している。この和泉層群は分布幅に対して異常に厚い層厚を持っている。例えば、本地域で和泉層群が最も広く

分布している松山平野では、約14kmの分布幅に対して層厚は5km～7kmと推定されている（Nishimura, 1984）。堆積後における侵食量を考察すると、和泉層群が堆積した当時の層厚はさらにこれを上回っていたはずであり、西村ら（1980）はこれを10km程度と見積もっている。和泉層群は四国西部から淡路島を経て紀伊半島中部まで分布しており、その全長は300kmにも達する。

さて、このように厚い和泉層群が堆積するには、領家帯と三波川帯との間に深く細長い溝状の堆積盆が形成されなければならないわけであるが、著者は、領家帯の南縁が下方に湾曲することによって形成された湾曲構造が和泉層群の堆積盆に当たるものではないかと考えている。そうすると、表V・1に示した湾曲構造の垂直湾曲量は和泉層群の堆積盆の深さに相当し、この垂直湾曲量をもってすれば、厚さ10kmの和泉層群を堆積させてなお余りがあることになる。

一方、平（1979）によると、和泉層群などの後期白亜系の堆積盆は、領家帯の下に沈み込んでいた三波川帯が前期白亜紀から後期白亜紀にかけて引き戻しを受けた結果それまで押し上げられていた領家帯の前縁が断裂し沈降することによって形成されたものであるとしている。この三波川帯の引き戻しは西から始まり、時代とともに東方へ移行したと考えられている。

しかし、領家帯の湾曲構造の形は図V・9に示したようになめらかな曲線を呈しており、断裂したような形跡は示していない。そこで、著者は領家帯の湾曲構造は、三波川帯が領家帯の下方にもぐり込むことすなわち中央構造線の Underthrusting によって形成されたものであると考える。もちろん、領家帯の湾曲構造そのものは、中央構造線の Overthrusting によっても形成される得るが、領家帯が湾曲することによって10km以上もの深さを有する堆積盆が形成されたと考えると、このような深い堆積盆の形成を中央構造線の Overthrusting によって説明することは無理があるように思われる。

（2）湾曲構造の形成時期

上で述べたように、和泉層群の堆積盆は領家帯が湾曲することによって形成されたものであるとすると、湾曲構造の形成開始時期は少なくとも和泉層群堆積前まで遡ることになる。そして、このような領家帯の湾曲運動は以下に述べるように、和泉層群の堆積時から堆積後にかけても引き続いて行われていたものと考えられる。

本地域の和泉層群は、東方に沈下した向斜軸をもつ一大向斜構造を形成している。さて、このような向斜構造が形成されるには、和泉層群の堆積時あるいは堆積後においてその基盤をなす領家帯ないしは三波川帯が沈降しなければならない筈であり、著者は、このような基盤

の沈降は三波川帯のもぐり込みによる領家帯の湾曲運動に他ならないと考えている。

また、和泉層群を構成する碎屑物は北側の領家帯から供給されたものであって、三波川帯起源のものは確認されていない。従って、和泉層群が堆積した当時は、領家帯は碎屑物を供給できる高度を保っていたが、三波川帯は海面下か地中に没していたため、碎屑物を供給できる環境下になかったことになる。そこで、三波川帯の領家帯下方へのもぐり込みが行われたものとする、領家帯の前縁部はひきずられて沈降するが、後背部は圧縮されて隆起するので、碎屑物が連続的に供給されることを説明することができる。

次に、領家帯の湾曲運動が終焉した時期について推定してみよう。古第三紀始新世になると、和泉層群が堆積した地域の南側が沈降し、そこには中部始新統の二名層と上部始新統の明神層からなる久万層群が堆積している。このうち、久万層群下部の二名層は三波川帯から供給された碎屑物を大量に含んでいる。そこで、このような事実から推察すると、三波川帯の一部は、二名層が堆積する中部始新世までには隆起し碎屑物を供給できる高度に達していたことが分かる。また、明神層は和泉層群源の碎屑物を含んでいるので、和泉層群が堆積した地域も上部始新世の頃までには隆起に転じていたものと考えられる。このように、三波川帯は中部始新世までに、和泉層群の堆積盆は上部始新世までに隆起に転じており、このことは、三波川帯のもぐり込みによる領家帯の湾曲運動が遅くとも上部始新世までには終焉していたことを示しているものと考えられる。

（3）引きずり構造と成因とその形成時期

領家帯の引きずり構造は、中央構造線の左横ずれ運動によって形成されたものであるとする著者の見解は既に述べたので言及しないことにする。

ここでは、引きずり構造が形成された時期に関して若干の考察を加えてみる。引きずり構造が形成された時期を推定する手掛かりは乏しいが、著者は、引きずり構造は基本的には湾曲構造と同じ時期に並行して形成されたものではないかと考えている。すなわち、三波川帯は領家帯に対して直角にもぐり込んだのではなく、南西から北東方向に向かって斜交してもぐり込んだことになる。

Miyata et al. (1980)によると、和泉山脈南縁に分布している和泉層群には、中央構造線が左横ずれ運動を行ったこと示す構造要素が認められ、紀伊半島西部の中央構造線は、和泉層群堆積後において約15kmの横ずれ変位をもつ左横ずれ運動を行っているとしている。ところが、本地域に分布している和泉層群に関してこのような構造要素が存在していることは、今までのところ確認されていない。

II-1でも述べたように、本地域の和泉層群は一大向斜構造を成しているが、その南翼部は中央構造線によって切断されその大部分が削奪されている。従って、本地域の和泉層群にも中央構造線の運動によって形成された構造要素が存在していたが、南翼部が削奪される際にこれらの構造要素も一緒に消失したと考えることもできる。いずれにしても、和泉層群の南翼部が削奪されているということは、本地域では和泉層群堆積後に中央構造線の大規模な横ずれ運動が行われたことを示している。

高橋(1986)は、和泉層群の堆積盆の成因に関して、この堆積盆は中央構造線の左横ずれ運動によって領家帯が引きちぎられてブロック化し、これらのブロックが階段状に陥没することによって形成されたものであるとしており、和泉層群の堆積盆の形成に中央構造線の左横ずれ運動が関与したとしている。しかし、高橋の言う中央構造線の左横ずれ運動は、和泉層群の南翼部を削奪した横ずれ運動とは時期的にずれている。

Ichikawa(1980)は、中央構造線の活動史を第I期から第5期に分けており、第二期の活動は、和泉層群が形成されるとき活動A(80Ma~60Ma)と和泉層群形成後の活動B(65Ma~50Ma)からなる。そのうち、活動Aは縦ずれ変位が、活動Bでは左横ずれ変位が卓越したものであったとされている。従って、本地域において領家帯の引きずり構造を形成した中央構造線の左横ずれ運動が行われた時期は、第2期の活動Bの時期に対応させることができそうである。

しかし、上でも述べたように、著者は領家帯の引きずり構造と湾曲構造は基本的にはほぼ同じ時期に形成されたものではないかと考えており、引きずり構造の形成時期については今後の検討を必要とする。

VI 結論と今後の課題

四国西部の領家帯において残留磁化を測定したところ、次のようなデータを得た。伏角の値は本地域の南北方向で直線的に変化しており、本地域南部で採集した試料の伏角は北部のものより約40°浅くなっている。また偏角の値は、中国地方及び西南日本のもに対して平均値で約42°西方へずれている。本地域におけるこのような伏角や偏角の変化は、領家帯が中央構造線の運動によって湾曲構造と同時に引きずり構造を形成していると考えられることによって説明することができる。

領家帯の湾曲構造は、三波川帯が領家帯の下方にもぐり込む中央構造線のUnderthrustingによって形成され、その垂直湾曲量は12km程度と見積られる。そして和泉層群は、領家帯が湾曲することによって派生的に形成された堆積盆に堆積したものと考えられる。また領家帯の引きずり構造は、中央構造線が左横ずれ運動を行うこと

によって形成され、その横ずれによる変位は少なくとも26kmに達している。

和泉層群の堆積盆が領家帯が湾曲することによって形成されたものであるとするならば、和泉層群が分布している四国東部地域や淡路島の領家帯も、本地域と同じように湾曲構造を形成していることが考えられる。また紀伊半島西部の中央構造線は、和泉層群堆積後に大規模な左横ずれ運動を行っているため、紀伊半島と本地域の中間に位置する四国東部地域や淡路島の領家帯も引きずり構造を形成している可能性がある。

そこで、今後は引き続いてこれらの地域において領家帯の残留磁化を測定することによって本地域で得られたいくつかの知見について検証を試みたい。

VII 謝 辞

最後に、本研究を進める上で終始温かいご指導を賜り、残留磁化測定の便宜を図っていただいた島根大学理学部の伊藤晴明名誉教授と時枝克安教授には心からお礼を申し上げます。

また、野外調査に同行されるとともに、データの解析について貴重なご助言を賜った兵庫教育大学の徳山明教授にも心から感謝の意を表する。

引用文献

- ・ Ichikawa, K. (1980) : Geohistory of the Median Tectonic Line of the southwest Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, No. 18, P. 187-212.
- ・ Ito H. (1975) : On an interpretation of the natural remanent magnetization. *Mem. Fac. Lit. & Sci., Shimane Univ.*, 8, P. 41-48.
- ・ Ito H. and Tokieda, K. (1986) : Tilting Movement of the Japanese Island Inferred from Cretaceous and Early Tertiary Paleomagnetic Data. *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, P. 361-386.
- ・ 岡田篤正 (1973) : 中央構造線の第四紀断層運動について. 中央構造線, 東海大学出版会, P. 49-86.
- ・ 岡村義彦 (1967) : 瀬戸内海西部の領家花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, P. 53-62.
- ・ Otofujii, Y. and Matsuda T. (1984) : *Earth Planet. Sic. Lett.*, Vol. 70, P. 373.
- ・ 越智秀二 (1982) : 四国高縄半島の領家花崗岩類. 地質雑, Vol. 88, P. 511-522.
- ・ Kawai, N. Nakajima, T. and Hirooka, K. (1971) : The evolution of the island arc of Japan and the formation of granites in the circum-Pacific belt. *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol. 23, P. 269-293.
- ・ 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦産火成岩のK-

- Ardating (V) - 西南日本の花崗岩類 - . 岩鉱, Vol. 56, P. 191-211.
- ・ 桃井齊 (1957) : 高縄半島西部の花崗岩類について, 日本地質学会関西日本支部会報, Vol. 30, P. 15-17.
 - ・ Shibata, H., Oki, Y. and Sakakibara, Y. (1960) : Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic province · part VII. Sci. rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, C, Vol. 59, P. 71-93.
 - ・ 平朝彦・甲藤次郎・田代正之 (1979) : 白亜紀以降西南日本の地史と島弧-海溝系テクトニズム. 地質ニュース, 296, P. 27-40.
 - ・ 高橋治郎 (1986) : 愛媛県松山市周辺地域の中央構造線. 愛媛県大学教育学部紀要, 自然科学, 第6巻, P. 1-44.
 - ・ 田崎耕市・坂谷徹丸・グレープス, R.H. (1990) : 松山市北部の領家花こう岩類に貫入する酸性岩脈の K-Ar 年代. 岩鉱, 第85巻, 第9号, P. 455-458.
 - ・ 永井浩三・堀越和衛・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土居清磨・平岡俊光 (1980) : 愛媛県地質図 (20万分の1). 愛媛地学会.
 - ・ 西村年晴・飯島東・歌田実 (1980) : 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆の解析. 地質雑, 第86巻, 第5号, P. 341-351.
 - ・ Nishimura, T. (1984) : Geology and basin analysis of the upper Cretaceous Izumi Group in western Shikoku, Japan. Hyogo Univ. of Education Jour., P. 271-294.
 - ・ Nureki, T. (1956) : Petrological study of the granitic complex of the northern part of the Takanawa Peninsula, Ehime Prefecture (in Japan). Jour. Geol. Soc. Japan, 62, P. 382.
 - ・ Nureki, T. (1958) : On the structure of granitic complex in the northern part of the Takanawa Peninsula, Ehime Prefecture. Jour. sci., Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 12, P. 109-127.
 - ・ 早瀬一一・石坂恭一 (1967) : Rb-Sr による地質年齢 (1) ・西南日本. 岩鉱, Vol. 158, P. 201-212.
 - ・ Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G. and Walter, R. (1982) : A Geologic time scale. Cambridge Univ. Press., P. 131.
 - ・ 都城秋穂・久城育夫 (1976) : 岩石学Ⅲ, 共立全書, P. 129-131.
 - ・ Miyata, T., Ui, H. and Ichikawa, K. (1980) : Paleogene left-lateral wrenching on the Median Tectonic Line in Southwest Japan. Memo. Geol. Soc. Japan, 18, P. 51-68.
 - ・ 宮久三千年 (1967) : 愛媛県の地質. 新版20万分の1地質図説明書, P. 15-17.
 - ・ 宮久三千年・平岡卓郎 (1970) : 四国西部領家帯の花崗岩体群の相互関係. 愛媛大学紀要, 自然科学, D (地学), Vol. VI, P. 21-34.