日本の新旧オフィオライトの岩石磁気学的特徴

登内正治* 古田俊夫* 小林和男*

Magnetic Properties of the Ophiolite Suites; Boso-Miura Peninsulas (Cenozoic) and Maizuru District (Paleozoic)

Shoji TONOUCHI, Toshio FURUTA and Kazuo KOBAYASHI

Abstract

Magnetic properties of the pillow basalts, dike basalts and ultramafic rocks of the ophiolite suite of the Boso-Miura Peninsula (Cenozoic) are compared with those of the ophiolite suite in the Maizuru district (Paleozoic). From the dike basalt of Boso Peninsula to the least altered dike basalts of Miura Peninsula and Maizuru district, the average intensity of the natural remanent magnetization (NRM) decreases from a maximum of 1.5×10^{-3} to 8×10^{-4} (emu/cc).

The Königsberger ratios (Q_n) of these dike basalts range from 3.2 to 0.4. Thermomagnetic analyses for the dike basalts from the Cenozoic ophiolite suite exhibit the characteristic behavior of low temperature-oxidized cation deficient titanomagnetite or titanomaghemite.

In contrast the dike basalt of the Paleozoic ophiolite suite does not have a clear irreversible thermomagnetic curve. The pillow basalts of the Cenozoic ophiolite have NRM intensities from 3×10^{-3} to 6×10^{-4} (emu/cc) and Q_n -values from 8 to 5. Thermomagnetic analyses of the Cenozoic pillow basalts are quite similar to those of the Cenozoic dike basalts. In the Paleozoic ophiolite suite of the Maizuru district, pillow structures are not developed in the basalt, but auto-brecciated pillow basalt are present. These auto-brecciated pillow basalts have NRM intensities of about 1×10^{-4} (emu/cc) and Q_n -values of about 0.3.

The ultramafic rocks of the two ophiolite suites show wide range of NRM intensities from 1×10^{-3} to 1×10^{-4} (emu/cc). Thermomagnetic analyses of the ultramafic rocks have reversible thermomagnetic curves for pure magnetite.

I. はじめに

18世紀のはじめオフィオライトという用語が作られたが、ヨーロッパの地質学者の間でしか使われなかった。いわば世界的に一人前の用語として認められなかった語が、ここ10年、特に1970年代に入ってから盛んに使われだし、問題にされるようになってきた。それはこのオフィオライトが地質構造論、海底地殻成因論、プレートテクトニクス、マントル成因論、造山論、マグマ成因論等に今日問題になっている地質、地球物理のすべての分野になんらかの形で関連を持っており国際的に重要な研究テーマとなってきた。

* 東京大学海洋研究所
Ocean Research Institute, University of Tokyo

からである。

岩石磁気学の分野でも、外国ではオフィオライトに関して徐々に報告がなされており、オフィオライト研究に大きく貢献している。日本では残念ながら現在のところ報告はなく、外国よりかなりの遅れをとっているのが現状である。岩石磁気学は地質構造の解明、地殻構造発達史を明らかにする研究としても有意義な一分野であり、その試みはいくつかなされている。オフィオライトはもとは海底に存在していたものが現在陸上に露出しているという、生成時から幾多の変遷を経て現在に至っていることが考えられ、その歴史を明らかにすることはオフィオライトの生成機構を解くことである。この手段として岩石磁気学を応用することは、地質学と異った角度からの考察が可能であり、同意点、相異点の比較がオフィオライト研究の飛躍となり、重要な研究分野と考える。

筆者らは、数年前からオフィオライトの生成機構、海底地磁気異常の成因等に関する研究をはじめた。我々は日本のオフィオライトについて岩石磁気学の立場から、まったく白紙の状態から手懸けたが、基礎的な研究を充分におこない、しっかりとした土台の上で研究を発展させることは重要であるとの意図のもとに研究を進めている。その基礎となる岩石磁気学的特徴が明らかになってきたので、日本の代表的なオフィオライトの時代的に新しいものと古いものについて報告する。

最近国内においてオフィオライトであると推定されるようになってきた新生代と古生代の新旧2地域のオフィオライトの岩石磁気学的特徴を明らかにするとともに、外国のオフィオライト、および DSDP の報告から海底玄武岩の岩石磁気学的特徴がわかってきたので、本論文では玄武岩岩脈、溶岩、超塩基性岩について日本のオフィオライトとの比較検討を加えながら考察をおこなう。

新生代の新しいオフィオライトは葉山一嶺岡隆起帯と以前から呼ばれていた地域の千葉県鴨川市から東京湾側の保田周辺を通り、三浦半島まで帯状に分布するオフィオライトで、房総半島から158個、三浦半島から98個の岩石試料を採集、実験をおこなった。年代については現在筆者らが玄武岩について求めているところであるが第三紀のものと考えられる。(小池 1957, 河井 1957, UCHIDA and ARAI 1978) 古生代の古い時代のオフィオライトは舞鶴地方に分布する夜久野オフィオライト(石渡 1978)と呼ばれるもので、59個の岩石試料を採集した。その時代は SHIBATA, IGI and UCHIUMI (1977) が K-Ar 年代で 241~278m.y. の5つの測定値を報告しており、古生代のオフィオライトである(平野 1969, 黒川 1975, HIRANO 1977)。

この新生代と古生代の2つのオフィオライトについて、岩石磁気学の立場から、交流消磁、Qn-比、自然残留磁気、帯磁率、熱磁気分析、強磁性鉱物の組成、反射顕微鏡観察の結果についての考察を行う。

II. 交流磁場消磁

岩石磁化を地球科学研究に用いる場合には、岩石が獲得した自然残留磁化に、その後二次的な磁化が付加されるが、このような二次磁化を除去する操作、すなわち磁気クリーニングをする必要がある。最も普通に用いられる方法は交流磁場消磁であり、岩石試料をソレノイドコイル中に置き、次にソレノイドコイルに交流電流を流し、試料に交流磁場を作用させ次第に電流をゼロにする。この際ソレノイド軸方向に交流磁場がかかり試料の磁化は次第に減少する交流磁場の影響を受け消磁される。また岩石試料をソレノイドコイル中であらゆる方向に回転させ、あらゆる方向に一樣な消磁をおこなう。この時ソレノイドコイルはヘルムホルツコイル中に置き、地球磁場を打消しておく必要がある。このように消磁に用いる最大交流磁場の強さを増加させ横軸にとり、消磁後の試料の相対強度を縦軸にとると第1図、第2図に示されるような交流消磁曲線が得られ岩石試料の磁化の安定性が吟味できる。また安定性の目安として消磁された岩石試料の磁化の強度が消磁前の強度の半分になる時の最大交流磁場の強さを MDF (Mean Destructive Field) と呼び表示する。

第1図に示されるように新生代のオフィオライトの玄武岩は、玄武岩岩脈の方が30~150oe の MDF の

第1図 房総、三浦半島から採集されたオフィオライト岩石の交流消磁曲線図
 横軸は最大交流磁場強度、縦軸は相対磁化強度
 ——NRM の交流消磁曲線 ····ARM の交流消磁曲線

第2図 舞鶴地方から採集されたオフィオライト岩石の交流消磁曲線図
 横軸は最大交流磁場強度、縦軸は相対磁化強度
 ——NRM の交流消磁曲線 ····ARM の交流消磁曲線

値を示し、枕状溶岩の150~350oe の MDF の値より小さい。すなわち 枕状溶岩の方が安定性の高いことがわかり、また同時に磁化の安定性に大きい影響を与える強磁性鉱物粒の大きさについては、枕状溶岩の方が玄武岩岩脈より小さい強磁性鉱物を含んでいると考えられる。超塩基性岩については、32個の試料の

交流消磁実験をおこなったが、ばらついた値を得た。これは試料ごとに磁化の安定性が異なり、含まれる強磁性鉱物の大きさにばらつきがあると推定される。

古生代の舞鶴地方のオフィオライトの結果は第2図に示されるが、枕状溶岩は分布しない(石渡 1978)ので自破碎溶岩を採集し、測定をおこなった。玄武岩に関しては、新生代の玄武岩の特徴とは異なり、玄武岩岩脈も自破碎溶岩も大きい MDF の値をもつ。本地域は玄武岩が変成作用を全体的に受けており、ここでもっと詳細に交流消磁実験の結果を得る目的で、ブドウ石—パンベリ石相から角閃岩相の著しい変成を受けた玄武岩岩脈を採集し測定してみた。第2図に示すように種々の消磁曲線の模様が描かれ安定性の高いものから低いものまで存在するという結果を得た。上記の玄武岩岩脈、自破碎溶岩についても、試料採集時には肉眼的に変成作用をあまり受けていないと思われる岩石試料を採集したが、変成作用を実際には受けていることが考えられ、変成作用の時獲得された安定な化学残留磁気が玄武岩の磁化の種類であるとも考えられる。超塩基性岩に関しては、新生代のものと同様、安定の高いものと低いものが存在する。直流磁場と交流磁場を同時に試料に作用させることにより、ARM (Anhysteretic remanent magnetization) と呼ばれる残留磁化が作られる。すなわち直流磁場と同時に交流磁場を作用させ後者を次第に減少させゼロにした後に直流磁場をきると安定な残留磁化が得られる。この試料が獲得した ARM を交流消磁することによって得られる消磁曲線は試料中の磁性鉱物の大小に大きく影響され安定性の高いものすなわち磁性鉱物の小さいものは ARM の MDF も大きい。測定結果については第1図、第2図の中に点線で記入した。この ARM の実験は最大交流磁場1000oe, 直流磁場0.45oe で測定を行なった。新生代の玄武岩については、上記の NRM の交流消磁の結果と同じように枕状溶岩は玄武岩岩脈より MDF が大きく、岩石中に含まれる強磁性鉱物粒の大きさが小さいことがわかる。超塩基性岩に関しては、MDF の値が試料によりばらつき、安定性の高いものから低いものが存在することがわかる。

古生代のオフィオライトに関しては、玄武岩岩脈と自破碎溶岩はほぼ同じ MDF の値を有し、含まれる強磁性鉱物粒の大きさが、同じくらいであることがわかる。超塩基性岩については、新世代のオフィオライト同様値がばらばらである。

III. 自然残留磁化

採集された試料の自然残留磁化 (NRM) 強度は Shonstedt 社製のスピナーマグネットメーターにて測定され、その結果は第1表、第2表に示す。

第1表 嶺岡、三浦半島から採集された新生代オフィオライトの磁気学的特徴

Mineoka and Miura Ophiolite

Rock Name	N	Jn	K	Qn	<i>x</i> -value	Tc (°C)	
		(10 ⁻⁴ emu/cc)	(10 ⁻⁴ emu/cc)			Tc 1	Tc 2
Mineoka							
Dike Basalt	35	15.15	42.81	0.79	0.73	325	550
Pillow Basalt	38	20.37	13.10	3.46	0.73–0.78	470	545
Picrite Basalt	19	18.67	3.57	33.39	—	425	
Dunite	23	2.29	4.45	1.14	0.00–0.10	570	
Hartzburgite	21	1.38	6.05	0.51	0.00–0.10	570	
Hornblend-Gabbro	22	2.52	4.10	1.36	0.00–0.15	—	
Miura							
Dike Basalt	52	8.78	4.96	3.92	—	455	560
Pillow Basalt	21	5.96	6.08	8.43	—	560	570
Hartzburgite	25	3.23	14.04	0.51	0.00–0.17	575	

第2表 舞鶴地方から採集された古生代のオフィオライトの岩石磁気学的特徴
Maizuru Ophiolite

Rock Name	N	Jn (10^{-4} emu/cc)	K (10^{-4} emu/cc)	MDF (Oe)	Qn	Tc (°C)	Lattice const. (Å)
Dike Basalt	15	8.18	45.03	200-450	0.44	550	8.3832
Pillow Basalt	7	1.34	10.78	150-200	0.29	550	8.3941
Dike Basalt (Hight Alternation)	18	0.05	1.69	120	0.04	—	—
Serpentinite	6	4.21	6.45	400	1.45	555	8.3930
Hartzburgite	5	6.11	11.32	90-180	1.17	560	8.3903
Dunite	5	10.72	13.32	120-270	1.53	565	8.3935
Cortlandite	3	6.12	3.24	100-160	1.18	560	8.3945

房総半島の玄武岩岩脈、枕状溶岩とも $2 \times 10^{-3} \sim 3 \times 10^{-4}$ (emu/cc) で枕状溶岩の方が平均値で少し強い値を得る。三浦半島の玄武岩は房総半島の試料より低い値を示すが、採集された岩石が風化作用を少し受けており、それによる磁化強度の減少が考えられる。超塩基性岩は NRM 強度にばらつきがある。

古い時代の舞鶴地方のオフィオライトは玄武岩については、自破砕溶岩が弱い NRM 強度を示し、また著しく変成作用を受けた玄武岩岩脈も低い値を示す。玄武岩岩脈に関しては、風化作用を受けている三浦半島の試料と同じくらいの NRM 強度の値である。これは房総半島の試料に比較して小さい値であり、変成作用の影響と、生成年代が古いことによる磁化強度の減少を考えることは可能であるが有意な差があるほどではない。超塩基性岩に関しては $3 \times 10^{-4} \sim 1.2 \times 10^{-3}$ (emu/cc) と比較的大きい値を示す。

玄武岩について、外国のオフィオライトと比較すると、新旧2つの本報告のオフィオライトとも、自破砕溶岩を除くと類似している (LEVI and BANERJEE 1977)。超塩基性岩は世界のものも低い値を示すものと高い値を示すものがあり、比較しにくい点はあるが、ばらついた NRM 強度の値を得る点では類似する。海底の玄武岩と比較すると小さい NRM 強度の値を示すが (IRVING et al., 1970)、世界の他のオフィオライトの玄武岩も低い値を示すので、陸上にオフィオライトが露出することによる風化、変成作用の影響があると推定される。

IV. 帯磁率

採集された試料の帯磁率は Bison 社製の Magnetic susceptibility meter にて測定され、その平均値を第1表、第2表に示す。帯磁率は岩石の単位体積に含まれる強磁性鉱物の含有量に比例すると近似的に考えてさしつかえない。

新生代のオフィオライトについては房総半島の玄武岩は $6 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3}$ (emu/cc) の値を示し、玄武岩岩脈の方が枕状溶岩より大きい値が得られる。三浦半島の試料については、玄武岩は $3 \times 10^{-4} \sim 8 \times 10^{-4}$ (emu/cc) の値を示し、房総半島の玄武岩に比較してかなり低い値が得られる。上記の NRM 強度の減少と同様に風化作用の影響が考えられる。超塩基性岩については房総、三浦半島ともばらついた値を示す。

古生代の舞鶴地方のオフィオライトについては、玄武岩岩脈は約 5×10^{-3} (emu/cc) を示し、自破砕溶岩は約 1×10^{-3} (emu/cc) を示しこれも大きい値を示す。玄武岩中の強磁性鉱物の含有量が多いことがわかる。超塩基性岩は $3 \times 10^{-3} \sim 3 \times 10^{-4}$ (emu/cc) とばらつきが目立つ。

以上の各地域の帯磁率の結果と前項までの結果を加えて考察すると、枕状溶岩は玄武岩岩脈と比較して帯磁率が小さいにもかかわらず、NRM 強度が大きいことは、含まれる強磁性鉱物の量は少ないが、その粒子の大きさが小さいことが考えられ、Q-比、交流消磁の結果で得られた安定性がよく、古地磁気学試料

としては有効であることが裏付けされる。自破碎溶岩に関しては帯磁率が比較的大きいのに NRM 強度が約 1×10^{-4} (emu/cc) という値を示し、また安定性が高いという矛盾する点が残る。超塩基性岩については帯磁率も NRM 強度もばらつきが目立つ。これは試料ごとに含まれる強磁性鉱物量、大きさに相違があると考えられる。帯磁率については、世界の他のオフィオライトと比較してみると (LEVI and BANERJEE 1977), 古生代の舞鶴地方の自破碎溶岩、著しく変成した玄武岩岩脈を除いては類似しているといえる。海底の玄武岩よりはやや小さい値を示す。

V. Q-比 (Königsberger ratio, Q_n)

残留磁化と現在の地球磁場での誘導磁化との比は Q-比または Königsberger ratio と呼ばれ岩石磁化を取扱う場合の基本的な量のひとつである。

$$Q_n = J_n / KH$$

(K: 帯磁率, H: 地球磁場, J_n : 自然残留磁化)

Q-比の大きいものほど、岩石磁化に占める残留磁化の割合が大きいことを示し、古地磁気試料としては有効である。縦軸に試料の数、横軸に Q_n 値を対数スケールでとって示すと第3図の結果を得る。

新生代の房総半島のオフィオライトについては玄武岩については枕状溶岩の方が玄武岩岩脈より大きい値を示し、交流消磁の結果とよく合う。Q-比は大きいもので10を越えるものもあり、小さいものでも1に近く古地磁氣的試料としては有効である。超塩基性岩についてはQ-比が0.01~4でばらつきが目立つ。古生代のオフィオライトについては、玄武岩は自破碎溶岩、玄武岩岩脈ともQ-比が1を越えるものは存在せず、古地磁気試料としては信頼性が小さい。著しく変成をうけた玄武岩はQ-比が0.1以下であり古地磁気試料として使用することは危険である。超塩基性岩は1以上の値を得た。

このQ-比の結果については新生代のオフィオライトはキプロス、トロードス、マッコリー島のオフィオライトに類似する (BUTLER and BANERJEE 1973, LEVI and BANERJEE 1977)。

古生代の変成作用を受けたものは、外国のオフィオライトでも変成作用を強く受けたものに類似する。海底の玄武岩 (IRVING et al 1970) に比較すると房総、三浦半島の玄武岩は低く、陸上に露出することによる、風化作用、変成作用の影響が出ているとも考察される。

VI. 熱磁気分析

強磁性鉱物の磁化温度曲線をしらべることにより、その鉱物の同定をはじめ、さらにその鉱物が置かれてきた物理的、化学的な環境や残留磁化の安定性についての手懸りを得ることができる。測定装置は島津製作所製磁気天びん MB-2型を使用。毎分 6°C の温度上昇をさせ、 650°C まで加熱し、温度下降も同じ速度で測定した。測定は 10^{-5} Torr の真空中で行なった。その結果得られた磁化温度曲線についての考察を加える。

新生代の房総、三浦半島の玄武岩は第4図に示されるように、はじめのキュリー点 (T_{c1}) は $350^\circ\text{C} \sim 450^\circ\text{C}$ で、さらに加熱すると約 580°C (T_{c2}) のキュリー点を得る。飽和磁化も加熱実験後大きくなり、非可逆的な磁化温度曲線を示し、明白に低温酸化を受けていることがわかる。チタンに富む玄武岩中の強磁性鉱物は晶出時には β 相であったものが低温酸化を受けてチタンに富む γ 相に変化したもので、言いかえ

第3図 新生代、古生代のオフィオライト岩石のQ-比
横軸はQ値の対数値、縦軸は試料の個数頻度

BOSO PENINSULAR

MIURA PENINSULAR

第4図 房総、三浦半島から採集されたオフィオライト岩石の磁化温度曲線図
横軸は温度、縦軸は加熱後の磁化強度に対する相対強度 測定は 10^{-5} torr の真空中で行った

MAIZURU

第5図 舞鶴地方から採集されたオフィオライト岩石の磁化温度曲線図
横軸は温度、縦軸は加熱後の磁化強度に対する相対強度。測定は 10^{-5} torr の真空中で行った

れば、玄武岩の生成時に強磁性鉱物は高温酸化を受けずに、二次的に低温酸化を受けたことが考えられる。さらに水の存在は低温酸化に好都合で、この地域の玄武岩が海底で生成されたことが推定される。超塩基性岩については可逆的な磁化温度曲線が得られ、さらにキュリー温度が580°Cを示すことは岩石中に含まれる強磁性鉱物は純粋なマグネタイトかもしくはそれに近いものと考えられる。

古生代のオフィオライトの玄武岩は第5図に示すごとく自破砕溶岩は可逆的な磁化温度曲線が得られる。また玄武岩岩脈は房総、三浦半島の玄武岩のように明白な非可逆的な磁化温度曲線は示さないが、低温酸化を受けているらしいことが推定される。これは岩石中の強磁性鉱物の一部が変成作用の時、二次的に晶出した純粋なマグネタイトであると考えやすく、自破砕溶岩中の強磁性鉱物も変成作用の際の二次晶出したマグネタイトであると考えれば磁化温度曲線が可逆的であることは理解できる。超塩基性岩は含まれる強磁性鉱物が純粋なマグネタイトに近いものであることがわかる。

世界のオフィオライトと比較すると房総、三浦半島の試料ほど鮮明に非可逆温度曲線を示すものはマッコリー島の枕状溶岩に見られるが (LEVI and BANERJEE 1977) 他のオフィオライトも低温酸化しているのはわかる。海底の玄武岩はほぼ9割が非可逆的な磁化温度曲線を示し、(KOBAYASHI et al. 1979, JOHNSON and HALL 1978) 三浦、房総半島の玄武岩に類似している。

第6図 房総、三浦半島から採集されたオフィオライト岩石試料の TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 の相図とキュリー温度の相関図

(a): ●は玄武岩岩脈, ○は枕状溶岩を示す

(b): ●は超塩基性岩を示す

VII. 強磁性鉱物の組成

房総、三浦半島の新生代のオフィオライトの試料についてはマイクロプロブによる分析を行なった。測定には日本電子工学 JXA-5 型を使用。一般にチタノマグネタイト系列におけるウルボスピネルのしめる分子比を x -value として表示するが、

$$x \text{ Fe}_2 \text{ TiO}_4 \cdot (1-x) \text{ Fe}_3 \text{ O}_4$$

と示すことができる。第1表に x -value の測定結果を示す。房総、三浦半島の玄武岩の x -value を得たが0.73~0.78の値を示し、玄武岩としては大きい値である。この x -value の測定値と磁化温度曲線から得られるキュリー温度の結果から、 TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 の三角ダイアグラム (OZIMA and SAKAMOTO 1971) にプロットしてみると第6図に示される位置にある。超塩基性岩に関しては x -value が0.00~0.04であり純粋なマグネタイトであるか、ごくこれに近い強磁性鉱物が岩石に含まれていることがわかる。

古生代の舞鶴地方のオフィオライトについてはX線分析を行ったが、自破砕溶岩に関しては第2表に示されるように、格子定数が純粋なマグネタイトに近く、熱磁気分析の結果で示されるように変成作用の時生成された二次晶出した強磁性鉱物であると考えられる。しかし玄武岩岩脈は純粋なマグネタイトに近い格子定数は示していない。

VIII. 反射顕微鏡観察

強磁性鉱物の反射顕微鏡観察は約120枚の研磨薄片を作成し、観察をおこなった。代表的な反射顕微鏡写真を写真1に示すが、今まで述べた実験結果とよく合うことがわかる。玄武岩岩脈は含まれる強磁性鉱物の粒度は約50~200 μ であるが(写真1a)、枕状溶岩は1~50 μ のものが(写真1b)ほとんどである。枕状溶岩が形状、熱磁気分析、組成の結果、また炭酸塩鉱物の存在から海底で直接海水に接して生成さ

写真 1 (a) 房総半島から採集された玄武岩岩脈の反射顕微鏡写真
 (b) 房総半島から採集された枕状溶岩の反射顕微鏡写真
 (c) 三浦半島から採集された超塩基性岩の反射顕微鏡写真 変成したかんらん石の周囲に、二次的に純粋に近いマグネタイトが晶出している
 Mt はマグネタイト、およびチタノマグネタイトを示す

れ、その生成に枕状溶岩中の強磁性鉱物の結晶が急冷され小さく生成されたことが考えられる。その結果、交流消磁、Q-比、NRM の強度に示されるように磁化の安定性のよい、すなわち古地磁的に有効な試料であることがわかる。超塩基性岩については組成、熱磁気分析の結果から岩石に含まれる強磁性鉱物は純粋なマグネタイトであり、試料により大きいものは $300\sim 500\mu$ のマグネタイトが含まれるが、写真1cに示されるようにカンラン石が変成作用の際蛇紋岩化する時に結晶の周辺に二次的にマグネタイトを晶出する。このマグネタイトは比較的小さいものが帯状に点々とできる。このようにマグネタイトの大きいものを含む試料と二次的に晶出した小さいものを含む試料の両方があり、その結果が Q-比のばらつき、MDF のばらつき、NRM 強度のばらつきに影響を与える。なお舞鶴地方の自破碎溶岩については含まれる強磁性鉱物の粒度は大きくなく、他の実験結果と合せて考察するとまた疑問点が残されている。

IX. ま と め

(1) 新生代の房総・三浦半島に分布するオフィオライトの枕状溶岩は MDF で $150\sim 350\text{oe}$ の値を得る。また Q-比で 3～8 の値を示し、安定性の大きい古地磁的に有効な試料である。NRM 強度は約 2.0×10^{-3} (emu/cc) であるが風化作用を受けた三浦半島の試料はその値がやや小さい。強磁性鉱物の組成は x -value で $0.78\sim 0.73$ というチタンに富んだチタノマグネタイトもしくはそれが酸化したものである。磁化温度曲線が明白な非可逆曲線を示し、低温酸化を受けている。顕微鏡下での観察から含まれる強磁性鉱物の粒度は $1\sim 30\mu$ のものがほとんどであ

り、MDF、Q-比が大きいことが説明できる。また炭酸塩鉱物の存在は低温酸化を受けていることと合せて考えれば、枕状溶岩が海底で直接海水に接しながら生成されたことが推定される。

(2) 玄武岩岩脈は新生代のオフィオライトでは40~150ce の MDF を得て、安定性に欠ける。古生代のオフィオライトは変成作用を受けていて、350~400ce の大きな MDF の値を示す。これは自然残留磁気の種類が、強磁性鉱物が二次的に晶出した際に獲得した化学残留磁気 (NAGATA and KOBAYASHI 1963) と考えられる。NRM 強度は新旧両オフィオライトとも $1.5 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-4}$ (emu/cc) の値を得る。また帯磁率が $4 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-4}$ (emu/cc) と大きく岩石中の強磁性鉱物の含有量が枕状溶岩より多いことがわかる。マイクロプローブの分析による強磁性鉱物の組成は新生代のオフィオライトは約0.73の x -value を示し、チタンに富んでいることがわかる。また新生代のオフィオライトは明白な非可逆的な磁化温度曲線を示し、低温酸化をうけていることを示唆し、海底での生成が推定されるが、古生代のオフィオライトについては強磁性鉱物の格子定数と熱磁化曲線が非可逆曲線を示していないことから、変成作用の影響が卓越していると考えられる。

(3) 舞鶴地方のオフィオライトの自破碎溶岩についてはMDFが約200ceと大きく、帯磁率に対してNRM強度が弱く、その結果としてQ-比も小さい。磁化温度曲線も可逆的で、格子定数の値からもこれらの強磁性鉱物は純粋なマグネタイトに近く、岩石の残留磁化を負っていると考えられる。したがってNRMの種類も化学残留磁化が卓越していると考えられる。

(4) 超塩基性岩は含まれる強磁性鉱物の粒度が試料により差があり、MDF, NRM 強度, Q-比, 帯磁率等のばらつきの原因となる。特に変成作用の時、二次的に晶出した純粋に近いマグネタイトは小さいものが多く、このようなものを含んだ試料は安定性が大きい。新旧両オフィオライトとも含まれる強磁性鉱物は、格子定数, x -value, 磁化温度曲線の結果から純粋なマグネタイトに近い組成のものであろう。

(5) 世界のオフィオライトと日本の二地域オフィオライトと比較すると、新生代のオフィオライトは類似していると言えるが、全体的に変成作用を受けている舞鶴地方の夜久野オフィオライトは異なる点がある。また、海底の玄武岩と比較すると新生代の房総・三浦半島のオフィオライトはNRM強度、帯磁率がやや小さい値を示すが、Q-比、熱磁気的性質はよく類似している。

以上述べたように新しい時代のオフィオライトは海底生成時より、陸上にのし上げられているが岩石磁気的性質を大きく変えていないで存在している。それゆえに房総・三浦半島に分布するオフィオライトのテクトニクスを論ずる上で古地磁気学的方法是きわめて有効な手段と成り得る。一方変成作用や変質を大きく受けている古い時代の舞鶴地方のオフィオライトは岩石磁気的性質に於ても変質されていると思われる。しかし吟味を重ねていろいろな岩石磁気的性質を組み合わせれば、必ずしも古地磁気的方法が意味を持ち得ないとは断言できない。今後の問題として充分検討の余地はありそうである。

謝 辞

舞鶴地方の夜久野オフィオライトの岩石採集の際、石渡 明氏 (東大・理学部) には現地に行きいただき、多大な協力を頂いた。また本研究中、機会ある毎に討論して頂き、さらに地質学の面で終始御指導して頂いた藤岡換太郎氏 (東大・海洋研) に厚く御礼申し上げる。以上の方々に深甚の謝意を表する。

引用文献

- BUTLER, R. F. and BANERJEE, S. K. (1973) : Magnetic Properties of Exposed Oceanic Crust on Macquarie Island. *Nature. phys. sci.*, 244, 115-118.
平野英雄 (1969) : 福井県大島半島の超塩基性岩, 地質雑, 75, 579-589.
HIRANO, H. (1977) : Genesis of hartzburgite-and whrlite-series ultramafic rocks in the Mizuru belt, *Japan. J. Geol. Soc. Japan*, 83, 707-718.
IRVING, E., PARK, J. K., HAGGETY, S. E., AUMENTO, F. and LONCAREVIC, B. (1970) : Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the mid-Atlantic ridge at 45°N. *Nature*, 228, 974.

- 石渡 明 (1978) : 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, **32**, 707-718.
- JOHNSON, H. P. and HALL, J. M. (1978) : A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nazaca Plate. *Geophys. J. Roy. Astron.*, **52**, 45-46.
- KOBAYASHI, K., STEINER, M., FALLER, A., FURUTA, T., ISHII, T., SHIVE, P. and DAY, R. (1979) : MAGNETIC MINERALOGY OF BASALTS FROM LEG 49. *Initial Rep. DSDP. Leg. 49*, 793-805.
- 河井興三 (1957) : 千葉県鴨川町付近の地質, 石油技協誌. **22**, 190-197.
- 小池 清 (1957) : 南関東の地質構造発達史. 地球科学, **34**, 1-17.
- 黒川勝己 (1975) : 中国帯, 舞鶴東部地域における本州地向斜と超苦鉄質岩の活動. 地団研専報, **19**, 57-69.
- LEVI, S. and BANERJEE, S. K. (1977) : The effects of alteration on the natural remanent magnetization of three ophiolite complexes: Possible Implications for the Oceanic Crust. *J. Geomag. Geoelectr.*, **29**, 421-439.
- NAGATA, T. and KOBAYASHI, K. (1963) : Thermo-chemical remanent magnetization of rocks. *Nature*, **197**, 476-477.
- OZIMA, M. and SAKAMOTO, N. (1971) : Magnetic properties of synthesized titanomaghemite. *J. Geophys. Res.*, **76**, 7035.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIUMI, S. (1977) : K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in South-West Japan. *Geochem. J.*, **11**, 57-64.
- UCHIDA, T. and ARAI, S. (1978) : Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *J. Geol. Soc. Japan*, **10**, 561-570.

(1980年10月1日受理)