

南東九州の岩石の磁性・密度及び磁気・重力異常について

渡辺 史郎* 服部 仁**

WATANABE, S. and HATTORI, H. (1980) Magnetic properties and densities of rocks near Miyazaki city for evaluation of regional magnetic and gravitational anomalies in south-eastern Kyushu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 31(3), p. 105-136.

Abstract: Several magnetic anomalies in the coastal area of Miyazaki Prefecture and the sea floor off the coast in southeastern Kyushu have been disclosed by the airborne magnetic survey. The prominent anomalous bodies designated as M, T, H, OA and OB were assessed to have the following features, combined with gravimetric data (WATANABE, 1976 and this paper; see Fig. 4).

	Elongation	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	K	Density
M	N70°E	20-25	10-15	4.5-6	1,000	3.0-3.1
T	N80°E	10-13	5- 6	1.6	400	
H	N40°E	ca.15	1.4	0	60	
OA-OA'	N70°E	30-40	ca. 20	5	>200	
OB	N70°E			5	900	

The M, T and OA bodies delineate a trend of ENE-WSW which is in good harmony with the well-known general trend of geologic structure in the Outer Zone of Southwest Japan.

To account for original rock facies of anomalous bodies, measurements of magnetic susceptibility and collecting samples were made in the field, and some experiments were undertaken in laboratory to obtain data on density, natural remanent magnetism (NRM) and magnetic susceptibility. These data are classified and tabulated according to geologic units and rock facies (Tables 2, 3, 4, annexed tables 1, 2).

In addition, thermo-magnetic analyses of minerals were carried out on some specific rock samples which possess heterogeneity in magnetic properties (Annexed figure 1, 2, 3).

All the sedimentary rocks fall in the range having the smallest value of magnetic susceptibility in this area, but increase in density down to the lower stratigraphic sequence. As to igneous rocks, the highest values were recorded on the basaltic rocks intercalated in sedimentary rocks of the Morozuka Belt (Shimanto Group) both in magnetic susceptibility and density. Moderate values of magnetic susceptibility are known in some younger pyroclastic rocks probably supplied from the Aira volcano and the Kirishima volcano, but these rocks are very porous, though partly welded, and naturally show very low values in density.

Upon cross examinations of the observed data with previously assessed features of anomalous bodies, the trend delineated by M, T, OA-OA' and AS might be formed by plate- or planar-shaped bodies composed of mafic rocks similar to the examined basalts. There lacks any decisive exposed rocks to be correlated with the observed anomalous body of OB, but a situation about this is considered to be the same as above.

In the southern off-shore area, an attempt was made to synthesize several available data obtained by other shipborne magnetic survey, submarine topographic survey, and acoustic survey. A N-S direction is conspicuous, as exemplified with the presence of faults, graben structure of acoustic basement and topographic lineaments. The N-S direction must be caused by tectonic controls in younger geologic ages, contrary to the ENE-WSW direction, as the former dissects the latter. Tectonic controls in forming the N-S direction probably has nothing to do with the tectonic events of igneous activities upon such environments that a basin appears and sediments accumulate and deform.

Lastly, it is worthy to note that orientations of NRM in granodiorite and rhyolitic welded tuff (Osuzu-yama acid rocks) vary extremely within a hand specimen, and apparently can be ascribed to the nature of included pyrrhotite.

* 物理探査部 ** 地質部

要 旨

南九州から日向灘付近の陸海域において確認されている磁気・重力異常の原因を解明するため、宮崎県下において露頭の地質調査、帯磁率測定及び岩石試料の採取を行った。

採取した岩石試料について、室内において帯磁率・残留磁気・密度等の物性値の測定を行い、これらの測定結果と現地での測定データから、宮崎平野の地下に存在する磁気・重力異常岩体についての考察を進めた。他方、日向灘に存在する異常岩体については、磁気異常・海底地形・海底地質構造の資料を合成し、異常岩体の岩質とその卓越方向の解析を試みた。

また、野外及び室内において磁性測定を行う際に、誤差を生ずる要因についても詳しく述べた。

1. はじめに

九州南東部の宮崎県から日向灘、足摺岬にかけての陸海域は、地質学上西南日本外帯の四万十帯に入り、主として砂岩・泥岩の互層からなる四万十層群によって占められている。互層中には玄武岩質火山岩が挟まれている。四万十層群は日向市から尾鈴山にかけて尾鈴山酸性岩類に、また宮崎市南西方においては宮崎層群におおわれている(第1図)。四万十帯の地質構造については、今井ら(1975)などにより種々の調査・研究が行われているが、地下深部の地質についてはまだ十分にわかっていない。

近年、当地質調査所では「陸棚海域地下資源賦存に関する研究」の一環として、海域の空中磁気探査を実施してきた。空中磁気探査法によると、検出した地球磁界の異常分布の形状及び振幅を解析することにより、地下20 km程度の深度までに存在する強磁性の物質、たとえば玄武岩や斑れい岩、あるいは蛇紋岩等のような岩質の岩体の伸長方向・形状・深度及び帯磁率の概略を求めることができる。したがって、四万十帯のように比較的均質な堆積岩が非常に厚く分布する地域や、海域のように表層の地質もわかっていないような地域において、異常岩体の検出やその概略の構造を知るためには、空中磁気探査法は有効な手段であろう。

さきに渡辺(1976)は、「地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴」において、南九州から日向灘にかけての陸海域に分布する磁気・重力異常から推定される、高帯磁率で高密度の異常岩体の伸長方向・形状・深度・帯磁率・密度の解析を試みた。すなわち、各異常岩体に単純な形状のモデルを仮定することにより、深度・

帯磁率・密度を算出したのである。このような数値解析により求めた値を、本文では計算値と呼ぶことにする。

岩石物性の計算値は、地表において対比可能な異常岩体の確認できる場合は問題がないが、平野や海域の深所に異常岩体が存在すると岩質の判定が非常に難しい。たとえば、同一岩質の花崗岩でも、帯磁率は地域的に大きく変化することが知られているからである。つまり帯磁率の高い花崗岩もあれば、低いものもあるわけで、帯磁率が高いから閃緑岩や斑れい岩であると断定できないのである。

筆者らは、今回宮崎県下において、露頭の地質調査・帯磁率測定・岩石採取作業を行った。室内では、採取岩石の粉体及び成形試料について、帯磁率・残留磁気及び密度を測定した。以上の実測値(本文では、露頭及び岩石試料の測定によって得た値を実測値とよぶ)と、前記の計算値とを対応させて考察を進めた。

日向灘海域東部は、渡辺(1976)に含まれていないので補足する意味で、海上保安庁水路部測量課(1975)及び大島・近藤(1975)を利用し、さらに海底地形・海底地質構造図等の資料も参考にした。また野外及び実験室内における磁性測定の際、実測値がしばしばばらついたので、その原因を追究してみた。この測定誤差を生ずる要因についても、本文で詳しく述べることにしたい。

現地での調査作業を実施するにあたり、宮崎県商工部商工課及び宮崎大学金子弘二助教授から援助を受けた。本文をまとめるにあたり、斎藤友三郎・中塚正・寺岡易司・奥村公男・木野義人の諸氏から多くの教示と建設的な批判をいただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

2. 帯磁率の野外測定

2.1 測定方法

今回の調査目的は空中磁気探査により検出された磁気異常と現地の地質及び諸岩石の磁性との対応関係を調べ、磁気図の解析、解釈に資することにあつた。したがって、異常岩体相当の岩石のみでなく、その周辺の地質と比較対応させる必要から、宮崎平野から延岡市方面にわたる広い区域の地表地質をカバーするよう代表的な岩種を選び、これらについて帯磁率の測定と岩石試料の採取を行った。

一般に、岩石の帯磁率の変化幅は密度、弾性波速度等の物理量に比べて極めて大きいことが特徴である。たとえば MOONEY and BLEIFUSS (1953)によると、泥岩類の $50^{1)}$ から玄武岩類の2,950まで岩種により帯磁率の変化

1) 帯磁率の単位は 10^{-6} e. m. u./cm³。以下本文中ではこの単位を残留磁気強度にも使用する。

が2桁にも及ぶことが知られている。

また同質岩石からなる一つの露頭内でも帯磁率の変化幅の大きい例が知られている。たとえば、斉藤ほか（1971）及び斉藤（1972）によれば、凝灰岩の露頭においてわずか1.2 m 四方の範囲内で帯磁率が10%以上変化している。

このように岩石の帯磁率の変化が極めて大きいこと、また一露頭内でも変化することが予想されたため、今回の現地での帯磁率測定は1露頭あたり平均3-5点行い、帯磁率の平面的な分布の概略を求め、代表的な値をもつと思われる部分を試料として採取した。

測定の原理

帯磁率の現地測定はBison 3101A型帯磁率計により、写真1にみられるようなフラットコイルアダプタを露頭面にあてた。

帯磁率計の測定原理はフラットコイル内の2組のコイル間の相互コンダクタンスが、コイルに接する露頭岩石の帯磁率によって変化する割合を1 kHzの交流ブリッジで検出し読み取る方式である。

露頭の岩石帯磁率はある基準値からの差として求められる相対値である。具体的には、まずフラットコイルを磁性体（露頭）から充分離れた空中に保持して交流ブリッジの零点を設定し、これを帯磁率0とする。次に露頭表面にフラットコイルを設置して再び交流ブリッジの零点をとる。この間ブリッジの補償に要した抵抗値の定数倍が求める露頭岩石の帯磁率である。実際には帯磁率値は直読可能なダイアルスケールに表示される。

2.2 測定上の問題点

測定の際、しばしば実測値がばらついた。その要因は次の2種類のものである。

第1は露頭の状態により生ずる測定誤差であり、①露頭表面の凹凸の程度によるもの、及び、②岩石の風化あるいは汚染等に起因するものが考えられた。①の場合多少の凹凸があっても実測値はほとんど影響されないことがわかった。その理由としてフラットコイルの直径は約16 cm あり、面積ではコイル径の2倍程度まで、深さではコイル表面から20 cm 程度までにある岩石の帯磁率の平均的な値が計測されるためと思われる。

②の場合、すなわち露頭の風化あるいは汚染状態により生ずる測定誤差の実例を測定地点MZ-19について説明してみよう。この測定地点は一ツ瀬ダム付近の国道219号に面する切り立った崖で砂岩からなる。この露頭では灰青色の新鮮な砂岩の帯磁率は20であった。この点からわずか30 cm 程離れた場所のやや風化し淡黄褐色を帯びた部分では60-70を示し、新鮮な砂岩の3倍も高い値が得られた。おそらくlimonite によって汚染されたのであろう。この露頭から採取した灰青色の岩石の成形試料の室内測定では帯磁率は19で、新鮮な露頭での測定値と一致している。以上の事実から、露頭での帯磁率測定には被測定面の岩石の風化及び汚染部分を避けるように充分注意しなければならないことがわかる。

第2の要因は測定器の取り扱い方によって生ずる誤差であって、①帯磁率計の読取部本体及びフラットコイルの接地（アース）状態の変化により生ずる零点移動、及

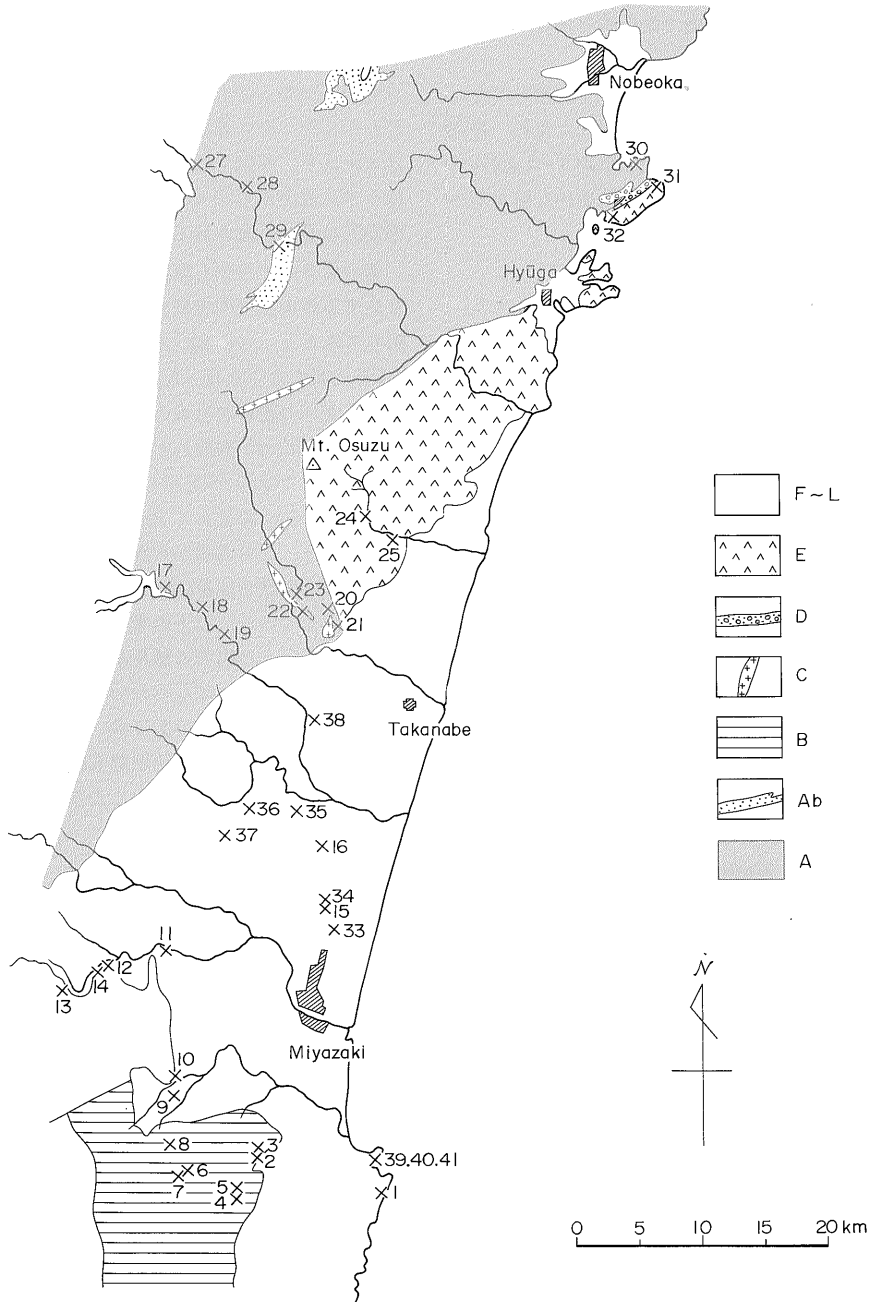


写真1 帯磁率計の外観

A general view of the apparatus for magnetic susceptibility measurement.
A disc with a wire was placed on an outcrop in case of field survey.

び、②読取部本体周辺に金属等の電気伝導度の大きな物質が存在する場合に生ずる零点移動に基づくものである。

①の接地状態は測定者の接地の仕方によってちがひ、誤差は通常30-50に及んだ。測定者の足許が湿潤な場所であると零点は大きく移動し、また着用する靴等の電気



F~L 鮮新世以降の堆積岩、堆積物 E 尾鈴山酸性岩類 D 庵川礫岩層
C 花崗閃緑岩 B 日南層群 Ab 玄武岩 A 四万十層群

第1図 地質概念図及び帯磁率測定、試料採取地点
Simplified geologic map and sampling points.

地質時代		区 分		測定あるいは、試料採取地点番号	
第 四 紀	現世	沖積層(L)	ローム層(K)	L : 6(?), 41	
	更新世			低位段丘礫層(J)	K : 9
				始良火山碎屑流(I)	I : 9, 10
				中位段丘礫層(H)	
				高位段丘堆積物(G)	G : 16
				宮崎層群(F)	F : 1, 2, 11, 15, 16, 33~40
新 第 三 紀	中新世	尾鈴山酸性岩類(E)	尾鈴山酸性岩類(E)	E : 24, 25, 31, 30	
		花崗閃緑岩(C)		庵川礫岩層(D)	C : 22
		庵川礫岩層(D)			
古第三紀		日南層群(B)		B : 3, 4, 5, 7, 8	
中生代	白亜紀 ジュラ紀	四万十層群(A)		A : 12, 13, 14, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 27, 28, 29, 30	

第1表 宮崎周辺の地質と磁性測定・試料採取地点

Geologic units and location numbers of the present magnetic study in and around Miyazaki, arranged in the stratigraphic sequence.

絶縁性にも依存しているようであった。帯磁率計本体の側板及び操作ツマミは絶縁のよいプラスチックであり、これ等に指を触れても変化を生じなかったが、金属パネルに触れると零点が移動した。

この帯磁率計は周波数1 kHz、電圧5-6 Vの交流信号をフラットコイルの一次側に加え、二次側に励起される微弱な信号を増幅している。この誤差は本体の接地状態の変化により一次側の信号が漏れて悪影響を及ぼしたのであろう。

②の本体付近に金属の存在する時に生ずる零点移動は、測定者が腰に吊り下げているコンパス（アルミ製クリノメータ）を本体の側板に近づけると30-80、腰のベルトの金具や本体の手提げ用ハンドルの位置を変えると20位であった。20×30 cmのアルミ板の場合には1,300にも及び、金属片が大きいほど、また距離が近いほど零点移動の大きいことがわかった。

この現象は測定原理から次のように理解される。フラットコイル使用時には本体作り付けの成形試料測定用コイルユニットが補償回路をなしており、この効果により露頭の帯磁率値を成形試料と同一単位で直読できる。こ

のコイルユニットに金属が近づくと、電磁誘導効果により零点が移動する。

Bison 帯磁率計ではある基準値（実際には空気の帯磁率を0として）からの差を求めるので、もし零点移動が生ずると、実測値に重大な誤差をもたらすことになる。軽量、小型かつ簡便に露頭の帯磁率を実測できる利点はあるが、計器の取り扱いには十分な注意が必要である。

2.3 測定結果

露頭の帯磁率測定と試料採取地点は簡略化した地質図の第1図上に、地史との関係は第1表に示される。

帯磁率の実測値は地質区分と岩種別に第2表にまとめてある（個々の実測値は本文末尾の付表1、露頭の位置は付表3に詳しく記載）。

測定の対象は宮崎県東部に分布する、現世の海辺の砂、山砂利、火山灰などから、後期中生代の四万十層群の砂岩、泥岩、塩基性岩類に及ぶ多種の岩石である。

実測値の最低は尾鈴山酸性岩類の流紋岩溶結凝灰岩(MZ-31)の8であり、最高は玄武岩で2,800に達する。次に岩種別に帯磁率の特徴をまとめてみよう。

堆積岩類

unit name		A	B	F	C	E	I	K
rock name		Shimanto G.	Nichinan G.	Miyazaki G.	Granodiorite	Osuzu-yama acid rocks	Aira pyroclastic rocks	Kirishima volcano
sandstone		23 10 - 54 14	17 10 - 23 13	19 10 - 36 20	57 55 - 58 3	24 8 - 50 14	420 406 - 436 3	379 190 - 550 4
shale & siltstone		40 18 - 67 14	33 26 - 42 6	23 10 - 45 40			Aira pumice fall 398 317 - 500 5	
basalt		1210 320 - 2800 4						
meta morphic rocks	hornfels	—						
	graphite phyllite	—						
	green rock	118 115 - 120 2						
	siliceous phyllite	10 1						
							G	L
							Gravel bed	Talus (?)
							31 30 - 31 2	288 111 - 370 4
								Beach sand
								285 220 - 347 3

第2表 現地における帯磁率測定値の総括一覧表 (平均値, 範囲, 測定面数)

Summary of measured magnetic susceptibility (e.m.u./cm³) of rock specimens. Classification is made based on geologic units and rock facies (average, range, number of measured spot).

堆積岩は新第三紀の宮崎層群, 古第三紀の日南層群, 後期中生代の四万十層群の砂岩・泥岩を測定し, 値は10-67であった。

低帯磁率砂岩実測値のばらつきについて, 青島周辺に露出する宮崎層群の泥岩と互層する厚さ30-50 cmの砂岩(MZ-39, 40)を調べた。走向方向に沿っても, また3, 5枚異なる層準の砂岩についても帯磁率は12-15が得られ, 差は認められなかった。この付近の砂岩層は磁性の点では均質である。

砂岩と泥岩の帯磁率を比較すると, 砂岩の場合, 沢水により表面が褐色化している測定地点MZ-12 Aを除くと10-36であり, 20未満の値が多い。平均すると砂岩の帯磁率は泥岩に比べてやや低いようである。

次に堆積岩類の帯磁率を地質時代別に概観する。

宮崎層群の砂岩は10-36, シルト岩は10-45なので, シルト岩の帯磁率が若干高い。

日南層群は砂岩が10-23, 泥岩が26-42である。

四万十層群は砂岩が10-31 (MZ-12 Aを除く), 泥岩は18-46 (MZ-12 Bを除く)である。

以上のように, いずれの地質時代のものでも砂岩の帯磁率は泥岩よりもやや低目である。宮崎平野付近の堆積

岩類の帯磁率は通常70を越えることはないと思われる。

火成岩類

四万十層群中に挟まれた玄武岩や第四紀のローム層もこの中に含めた。

実測値は8から2,800の広い範囲にわたっている。

尾鈴山酸性岩類の流紋岩溶結凝灰岩は黒色ガラス質で, 肉眼では均質な外観を呈する。

この溶結凝灰岩の帯磁率は8-50の範囲に入った。この帯磁率値は全測定対象のなかでは低い方に属し, 本文で検討した堆積岩類のうち, 砂岩よりやや高く, 泥岩と同程度である。外観は均質にみえても磁性の面では不均質である。たとえば試料採取地点MZ-24の同一露頭上のA, B及びCの3点で次のバラツキがみられた。A-B間の距離は約6 m, B-C間の距離は約3 mである。いずれも風化汚染のない極めて新鮮な露頭面3点のうち, B点では10-20, C点では48-50とB点の2ないし3倍の値であった。A点は25-35を示しB, C点の中間的な値であった。

流紋岩溶結凝灰岩をルーペでよくみると, 直径0.5mm位の微小硫化鉄鉱の点存が認められ, この鉱物粒子の偏在が実測値を左右することがわかった。この硫化鉄鉱は

熱磁気天秤による熱磁化曲線の形状及び250°C付近のピークが存在から pyrrhotite と同定された (付図1)。

第四紀の火山砕屑岩は2カ所で測定された。測定地点MZ-9 (宮崎県田野町屋敷) はなだらかな丘陵地であり、段々島の切り割りでは幅広の露頭がつづく。下位からシラスと呼ばれる始良火山砕屑流の未固結部分、薄い礫層、及びその上をおおうローム層からなる (写真2及び3)。

シラスは厚さ2m以上あり、ローム層は約1.5mでほぼ地形面に平行している。両層ともに厚さ40-60cmの明

瞭な層状構造が認められたため、それぞれ上部から a-e, f-i の補助番号をつけて細分した。

シラス (a-e) は黄色を帯びた灰白色を示し、その帯磁率は317-500であった。

ローム層 (f-i) は霧島火山に由来するもので、地表面に沿って黒色の腐植土壌、いわゆる黒ぼく土があり、その数10cm下位にもう一枚黒ぼく土があることから、2枚のローム層が識別できる。各部分の帯磁率は最上位の黒ぼく土 (f) が190, その下の褐色層 (g) が254, 下位ローム層の黒ぼく土 (h) が522, その下の褐色層 (i) が550



写真2 宮崎県宮崎郡田野町屋敷における火山砕屑岩類の露頭
An outcrop showing three geologic units of the Aira pyroclastic rocks (I), gravel beds (J?) and loam (K). [MZ-9]



写真3 2つの腐植土層をもつローム層
An outcrop of the loam with two layers of black humic soil. [MZ-9]

である。一枚のローム層、すなわち f と g の間や h と i の間で帯磁率の差は大きくなく、腐植土化によって帯磁率はあまり変化しないと判断される。むしろ上下2枚のローム層の間に大きな差があり、下位ローム層の方が高帯磁率をもっている。

測定地点MZ-10は田野川に面した急な崖で、溶結凝灰岩からなり、前記の測定地点MZ-9のシラスの層準よりさらに下位のものに相当する。

帯磁率は403-436であり、前記シラスの帯磁率分布のうち中間の値を示している。この溶結凝灰岩とシラスの帯磁率はほぼ同等とみなせる。採取した岩塊の残留磁気は十分大であると予想されたので、現地でフラックスゲート磁力計を用いて残留磁気の方法を簡易測定して、現在の地球磁界と同じ方向、すなわち正帯磁を得た。

花崗閃緑岩は尾鈴山を西方からとり囲む形で貫入しているリングダイク状岩体（黒雲母のK-Ar 年令は 13 ± 2 m. y., SHIBATA and NOZAWA, 1967）のうち小丸川に面した急崖の露頭を調べた。

帯磁率は尾鈴山酸性岩類の流紋岩溶結凝灰岩よりもやや高く、55-58が得られた。同一露頭内の数m離れた場所でも、さらに数10m離れた場合でも変化が小さかったことから、帯磁率の面では比較的均質とみられる。

四万十層群に挟まれる玄武岩は東臼杵郡諸塚村鳥ノ巣ダム下流1km (MZ-28) と、同郡西郷村陸嶺ダム脇 (MZ-29) の2カ所で測定された。

測定地点MZ-28は若干風化しており320, 520が得られた。玄武岩の帯磁率としては低い方の部類に属する。

測定地点MZ-29では明瞭な枕状溶岩の構造が認められた。帯磁率は枕状溶岩のピローの部分で2,800、マトリックスの部分で1,200の値が得られ、磁性の面からも枕状溶岩の不均質性がわかる。

変成岩類

測定地点MZ-27（東臼杵郡諸塚村榎木谷）の変成岩類は四万十層群の千枚岩化したものとされている。帯磁率は赤色千枚岩 (MZ-27A) 10以下、緑色千枚岩 (MZ-27D) 115及び120である。前者の値は堆積岩のうち砂岩の範囲に入り、後者の値はこの地域付近に産する花崗閃緑岩とローム層の帯磁率値の中間にある。赤色千枚岩の原岩はおそらくチャート質の堆積岩であり、緑色千枚岩は玄武岩質の凝灰岩を原岩としているものと考えられる。

第四紀の堆積物

2カ所において砂礫層と1カ所で海浜の砂を調べた。

測定地点MZ-6（宮崎郡田野町樺）は山砂利層あるいは崖錐とみなされる高さ数mの露頭で、下位の砂礫層で

は111, 355及び370、上位にある腐植土の部分では317の値が得られた。この露頭周辺の日南層群の砂岩や泥岩は帯磁率が低いので、上位の腐植土も下位の砂礫層も異常に高い値を示している。

礫は角礫であり、ほとんど日南層群の細粒砂岩からなるので、高帯磁率の原因は礫にはなくマトリックスに求められる。マトリックスは黄褐色のシルトであり鉄分を多く含むであろう。あるいはシラスやローム層のような高帯磁率の火山灰がマトリックスのシルト中に混入しているかもしれない。もしそうだとすると、この砂礫層はシラスやローム層形成以降で現世に近いものといえる。

測定地点MZ-16（宮崎郡佐土原町岩見堂）では宮崎層群とその上に不整合で得る厚さ30-50 cmの砂礫層、及び最上部の厚さ6 mのシラスからなる。

宮崎層群のシルト岩の帯磁率は10で、その上位の砂礫層の値は30及び31と低い値である。

この砂礫層はシラス形成以前のものでシラスの混入はない。前記測定地点MZ-16の砂礫層の帯磁率と比べると一桁位低い。

以上2カ所における砂礫層は、岩相のみからその地質時代は決められない。しかし高帯磁率のシラスより下位の砂礫層は低い値を示すのに対し、シラスが混入したのではないかと疑われる山砂利層あるいは崖錐とみられる砂礫層は高い値をもっている。もしシラスの混入が確かだとすると、帯磁率測定からその混入の程度が検出でき、第四紀の段丘面の時代解析などに応用可能なことを暗示している。

海浜の砂の帯磁率測定は青島近くの砂浜 (MZ-41) で行い、220, 288及び347を得た。この砂の原岩はおもに青島周辺に分布する砂岩及び泥岩の互層である。青島の砂岩 (MZ-39) と泥岩 (MZ-40) はそれぞれ12-15及び15と極めて低い。原岩の帯磁率に比べて海浜の砂の帯磁率が高いのは、風化・侵食・分解の後波浪等により比重選別が行われ、magnetite等の粒子が波打ち際の砂中に濃縮するためと思われる。

3. 採取岩石試料の室内測定

3.1 試料の調製方法

野外において採取した岩石試料から粉体試料及び成形試料の2種類を調製し、体積帯磁率 (κ)、残留磁気強度と帯磁方向 (NRM) 及び自然乾燥密度 (ρ) の測定に用いた。

成形試料は定方位のものと無方位のものとを調製した。定方位試料の調製方法は次の通りである。

現地露頭で記入した水平方向にあわせて採取岩石試料



写真4 成形試料の帯磁率測定
Magnetic susceptibility measurements of trimmed rock specimen.



写真5 スピナー磁力計の外観
A view of spinner magnetometer.
Left hand: sensor. Right hand: signal analyser.

から厚さ3 cmの平板を水平に切り出し上面に磁化線を記入する。次に、この平板からコアドリルを用い鉛直方向に沿って1インチの円柱形試料を3個抜き取り、それぞれ直径1インチ、長さ1インチの成形試料に仕上げる。

成形試料を調製できない試料については、これを40メッシュ以下に粉碎して重量帯磁率(χ)を測定した。

3.2 測定方法及び結果

3.2.1 帯磁率

測定器は野外調査に用いたものと同じBison 3101A型帯磁率計である。成形試料3コあるいは粉体試料約30gを

コンテナに収め、本体作りつけの検出部に挿入し、それぞれ体積帯磁率²⁾と重量帯磁率²⁾とを求めた。成形試料の測定作業は写真4に示されている。

野外実測値と室内実測値

帯磁率の室内実測値は付表2に示される。これを露頭での野外実測値(付表1)と比べると、玄武岩(MZ-29、枕状溶岩の構造が認められる)のようにきわめて不均質

2) 体積帯磁率(κ)はe. m. u./cm³の単位であり、また重量帯磁率(χ)はe. m. u./gで表わされる。試料の密度を ρ とすると、両者は、 $\kappa = \rho \cdot \chi$ の関係にある。

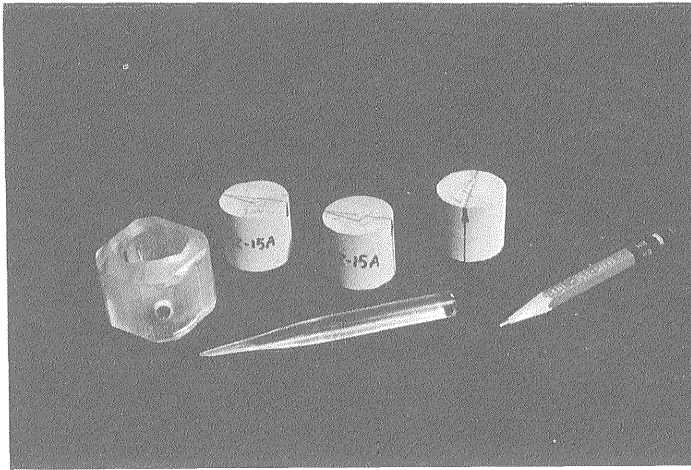


写真 6 成形試料測定用の試料ホルダー
Specimen-holder for magnetic measurements of trimmed rock specimen.

S.Name MZ-1-1 Shiro WATANABE

Date 1975-11- Wed

Range 500×10^{-6} , $1 E - 4$

Off set

	+ X -	+ Y -	+ Z -	IN	QU
1	IN	QU		IN	254 -0
	-0.014	+0.018		QU	605 -2
2		IN	QU	IN	" ±1
		+0.016	+0.009	QU	" ±1
3	QU		IN	IN	" +0
	-0.013		+0.010	QU	" +2
4		QU	IN	QU	" +1
	+0.012		-0.015	IN	" +2~0
5		IN		QU	" +2~0
	+0.014			IN	" ±1
6		QU	IN	QU	" +1
		-0.020	-0.010	IN	" +1
Mean				QU	" ±1

$X = -0.013$

$Y = +0.017$

$Z = +0.011$

Declination = 232°

Inclination = 27°

Total Intensity = 0.19×10^{-6} e.m.u/cm³

第 2 図 3 軸方向 6 成分分析の結果と零点調節によるオフセット値を示すデータシート

A data-sheet in which results of 6 component analysis and their off-set value of repeated zero-point adjustments are shown.

な岩石を除いて、砂岩、尾鈴山酸性岩類、花崗閃緑岩、シラス下部の溶結凝灰岩等すべての岩石で両実測値は5パーセント程度の誤差の範囲内ではほぼ一致しているとみなせる。したがって帯磁率の野外実測値は比較的信頼でき、そのまま利用しても差し支えない。

野外測定を行わなかった岩石のうち黒色千枚岩（MZ-27C）が133と特異な値を示す。黒色千枚岩の原岩は泥岩であるので、この帯磁率は泥岩としては異様に高い。黒色千枚岩中に含まれる磁性鉱物については次項でふれる。

3.2.2 残留磁気

a) 測定方法

残留磁気の測定にはスピナー磁力計SM-1D型（Spinner Magnetometer, PAR社, Princeton, U.S.A.）を用いた。成形試料のうち、定方位試料については残留磁気の強度と方向を求め、無方位試料については残留磁気の強度のみを求めた。

スピナー磁力計の測定原理はいわゆる Rock Generator である。すなわち成形試料を無磁場空間中で回転させ、発生する交流磁界を検出し、その振幅と位相を測り、残留磁気の強度と磁化の方向を求めるもので検出部と信号波解析及び読み取り部からなる（写真5）。

検出部は、地球磁界を消去するための2軸ヘルムホルツコイルと、残留磁気により発生する交流磁界を検出するサーチコイルとからなる。回転はシンクロナスマータにより行われ、その速度は 85 s^{-1} である。

信号波解析部は検出部からの交流信号を増幅・検波しその振幅と位相を求める電気回路が主要部である。検波に必要な基準信号は検出部の下部の Reference Signal 端子から得ている。

成形試料を写真6にみられるホルダーにねじ止めし、検出部に挿入して3軸・正逆の6回の回転を行い、残留磁気のX、Y及びZ成分を求める。その作業手順に従ったデータシートの例を第2図に示す。

帯磁率測定においても明らかであったように、砂岩は残留磁気が概して弱いので、各軸についての回転測定のつど、かならず零点の確認を行い測定精度を保つよう注意を払った。

b) 測定誤差

スピナー磁力計で残留磁気を測定するとき、次の3つの誤差要因に注意しなくてはならない。すなわち、①成形試料及び試料ホルダーの汚染、②試料ホルダー内への取り付け方法、及び、③スピナー磁力計の分解能である。

①成形試料及びホルダーの汚染

空気中の埃や試料の微粉末の飛散・付着などによる零点の移動幅は官崎層群の砂岩の残留磁気強度より大きく0.7程度に達した。そこでスピナー磁力計の検出部、成形試料及び試料ホルダーを水、アルコールで入念に洗浄し、プラスチック製ピンセットを用い、試料及びホルダーに直接手を触れないようにしたところ、零点の移動は0.2（データ処理後では0.02）以下になった。

砂岩のように残留磁気の弱い場合、一軸での回転前後に零点を確認し、実測値の誤差を最小にした。

②試料ホルダー内への取り付け方法

成形試料をホルダー内にビスで圧着する際に生ずる誤差は、水平面内（偏角に相当）で $\pm 5^\circ$ 程度、鉛直軸（伏角に相当）で $\pm 1^\circ$ 程度と見積られた。

③スピナー磁力計の分解能

磁性の最も弱い官崎層群の砂岩 MZ-1-1（残留磁気強度0.3）の場合、この試料の各軸成分についての測定結果は第2図に示されている。この値はデジタルボルトメータで表わされるため、最下位桁では ± 1 digit の誤差がある。この値を偏角の成分に換算するとその正接の値で $\pm 1/8$ 、すなわち角度で $\pm 15^\circ$ 程度の誤差に相当する。残留磁気強度が0.8-1.0程度の砂岩（MZ-30等）では $\pm 5^\circ$ 程度になり、残留磁気強度が一層大きくなれば、この誤差はさらに減少する。

なお岩石の種類によっては試料保存期間中に、残留磁気の強度・方向が変化するおそれがあるので、測定法の検定を兼ねて2-3カ月の保存期間をおいて17コの成形試料について再測定した。その結果、残留磁気の強度・方向ともに有意な変化は認められなかった。

残留磁気の測定結果は帯磁率、密度の値とともに付表2に示されている。なお保存期間後の再測定値は、同表において岩石試料名の末尾に*印をつけてある。

c) 残留磁気の測定結果

残留磁気強度は0.1から913にまたがり、帯磁率の変化幅より一桁以上大きい。岩種による変化は帯磁率の場合と同じ傾向である。すなわち、大まかにみて玄武岩、シラス下部の溶結凝灰岩、花崗閃緑岩、尾鈴山酸性岩類、堆積岩類の順に低くなっている。残留磁気強度を岩種別と地質区分別にまとめたのが第3表である（個々の測定値は付表2に示される）。

つぎに火成岩類、変成岩類、堆積岩類の特徴を述べる。

火成岩類

玄武岩（MZ-28, 29）は残留磁気強度が23-913と変化幅は大きい。1つの岩石試料内での帯磁の方向は安定している。強度の変化幅が大きい理由は試料内に巨斑晶が

unit name		A	B	F	C	E	I
rock name		Shimanto G.	Nichinan G.	Miyazaki G.	Granodiorite	Osuzu-yama acid rocks	Aira pyroclastic rocks
sandstone		1.5	0.4	0.5	50	17	668
		0.2 - 9.2	0.2 - 0.6	0.2 - 0.8	23 - 81	0.4 - 84	610 - 755
		19	11	3	6	17	3
shale & siltstone		0.3		4.1			
		0.1 - 0.4	—	3.1 - 5.2			
		6		3			
basalt		381					
		23 - 913					
		3					
meta-morphic rocks	hornfels	28					
		3.9 - 72					
		3					
	graphite phyllite	132					
		89 - 197					
		3					
green rock	3.1						
	2.0 - 4.0						
	3						
siliceous phyllite	0.5						
	0.2 - 0.6						
	3						

第3表 残留磁気強度の測定結果の総括一覧表 (平均値, 範囲, 測定個数)

Summary of measured intensity of N.R.M. (e.m.u./cm³) of rock specimens. Classification is the same as that in Table 2 (average, range, number of measured rock specimen).

あり, それら構成鉱物の分布が不均質なためと思われる。

シラス下部の溶結凝灰岩 (MZ-10) は強度, 方向とも均一な残留磁気をもっており, その方向は現在の地球磁界 (偏角N 5°W, 伏角45°) と一致している。

花崗閃緑岩 (MZ-22) は強度の変化幅が小さいが, 帯磁方向が激しく変化している。測定に用いた6個の定方位試料は, 後述のように密度がすべて2.68と一致しているし, 肉眼での構成鉱物組成や組織の相異は認められない。また, これらは20 cm 四方程度の1岩塊から厚さ3 cm の板を水平に切り出し, そこから6コの円柱形試料を抜き出しているため, 極めて近接した10 cm 位の距離内で帯磁方向が大きく変化することが明らかになった。この花崗閃緑岩に含まれる主な磁性鉱物は, 熱磁気天秤により pyrrhotite であることが判明した (付図2)。

尾鈴山酸性岩類の流紋岩溶結凝灰岩は強度, 帯磁方向ともに変化が激しい。強度は0.4-84と大きな変化幅で, 帯磁方向は一露頭内のみならず, 20-30 cm の岩塊内においても変化が大きい。この流紋岩溶結凝灰岩は黒色ガ

ラス質で極めて緻密かつ均一な外観を示すが, 野外実測値の項で述べたように pyrrhotite の小結晶が散点しており, 磁性鉱物の分布は不均質のようである。帯磁方向がシラス下部の溶結凝灰岩に比べて大きく変化するのは, 磁性鉱物の分布が不均質であるばかりでなく, pyrrhotite を含む岩石が熱残留磁気を獲得するときの冷却過程に原因があるのかもしれない。

これらの岩石の残留磁気が保存中に変化するか否かを調べるため, 成形試料を室内の任意の場所に3カ月放置したのち再測定を行った。その結果, 強度と帯磁方向ともに有意の変化は認められなかった。

花崗閃緑岩あるいは尾鈴山酸性岩類の流紋岩溶結凝灰岩の岩石磁性から本地区の磁気異常を解析したり解釈する場合には十分な配慮が要求されよう。また本論では扱っていないが, もし古地磁気学的考察を行う場合には, 交流消磁法等を併用して岩石が冷却過程において獲得する熱残留磁気の安定性を吟味しなければならない。

変成岩類

強度は0.2-197の変化幅をもっている。珪質岩を原岩

とする赤色千枚岩 (MZ-27 A) は0.2-0.6と低く、砂岩の値と同程度である。黒色千枚岩 (MZ-27 C) は89-197であり、帯磁率の室内測定の数でも述べたように、泥岩を原岩とすると異様に高い値を示す。原岩の泥岩が特異であったのか、あるいは含まれる鉄の酸化状態に原因があるのかを知るため、熱磁気天秤を用いて磁性鉱物の特性を調べた (付図3)。熱磁化曲線の形状とキュリー点の温度 (334°C) からみて、主要な磁性鉱物は pyrrhotite と判明した。原岩である泥岩は多量の炭質物を含み還元性の堆積環境にあったので、黒色千枚岩中に硫化鉄鉱が豊富に存在することは矛盾しない。しかし、この硫化鉄鉱が pyrrhotite であり、これによって示される温度条件と、千枚岩の形成された変成温度との間には隔たりがあって問題が残るかもしれない。

玄武岩を原岩とする緑色千枚岩 (MZ-27 D) の値2.0-4.0は原岩の性質を考慮すると、あまりにも低い値である。この点も今後の検討を要する事項であろう。

堆積岩類

強度は0.1-9.2の変化幅であり帯磁率の変化幅に比

て大きい。

砂岩の例でみると、宮崎層群及び日南層群の残留磁気強度は0.2-0.8であり、四万十層群の砂岩の値0.2-9.2より低目である。

帯磁方向については、1つの岩塊から切り出した3個の成形試料相互間においてパラツキの比較的大きなものと小さなものがある。宮崎層群、日南層群の砂岩の帯磁方向のパラツキは、前述の測定誤差を考慮に入れても四万十層群の砂岩のパラツキに比べて大きいようである。

3.2.3 自然乾燥密度

自然乾燥密度は成形試料の体積と重量から算出した。体積は試料の外径寸法をマイクロメータにより0.01 mmの単位まで測定した値から算出し、重量は直示天秤で0.01 gまで計った。密度は0.01 g/cm³の位まで算出し、岩種別及び地質時代別に第4表にまとめた (試料ごとの密度は残留磁気のととも本文末尾の付表2に示した)。

密度の変化は宮崎層群のシルト岩の1.67から玄武岩の3.06に及んでいる。

unit name rock name		A	B	F
		Shimanto G.	Nichinan G.	Miyazaki G.
sandstone		2.63 2.56 - 2.69 19	2.55 2.39 - 2.65 11	2.53 2.48 - 2.55 3
	shale & siltstone	2.59 2.46 - 2.71 7	—	1.69 1.67 - 1.70 2
		basalt	2.93 2.88 - 3.06 6	
meta- morphic rocks	hornfels	2.73 2.73 - 2.74 3		
	graphite phyllite	2.70 2.70 3		
	green rock	2.98 2.97 - 2.99 3		
	siliceous phyllite	2.71 2.70 - 2.72 3		

C	E	I
Granodiorite	Osuzu-yama acid rocks	Aira pyroclastic rocks
2.68 2.68 6	2.63 2.59 - 2.67 17	2.02 2.02 3

第4表 自然乾燥密度の測定結果の総括一覧表 (平均値, 範囲, 測定個数)

Summary of measured density (g/cm³) of rock specimens exposed in room condition. Classification is the same as that in Table 2 (average, range, number of measured rock specimen).

堆積岩類

砂岩の密度は四万十層群2.56-2.69 (平均2.63), 日南層群2.39-2.65 (平均2.55), 及び宮崎層群2.48-2.55 (平均2.53) のように若い地質年代の砂岩ほど低くなっている。

泥岩の密度は四万十層群に限ってみると、凝灰質泥岩 (MZ-13 B) がやや高いが、砂岩の平均2.63よりも低く2.59である。

火成岩類

岩種の相異による変化は大きく、シラス下部の溶結凝灰岩 (MZ-10) の2.02から玄武岩 (MZ-28) の3.06のようになっている。しかし、それぞれの岩種のなかでは密度の変化幅は0.2程度で小さい。

花崗閃緑岩 (MZ-22) は6個の成形試料のいずれも2.68と同じ値をもち、密度はほぼ均質である。

尾鈴山酸性岩類の場合、17個の平均値は2.63であるが、尾鈴山周辺に限ってみると2.62-2.67, 平均値2.65であり、他方延岡市近くの遠見山付近 (MZ-31, 32) では2.59-2.61, 平均2.60を示し、両地域で若干の差がみられる。

変成岩類

珪質岩や泥岩を原岩とする千枚岩 (MZ-27 A, C) が2.70-2.72, ホルンフェルス (MZ-23) が2.73-2.74と変化幅も小さくまた互いに近い値を示す。他方、玄武岩を原岩とする緑色千枚岩 (MZ-27 D) は2.97-2.99で、未変成の玄武岩 (MZ-28, 29) の2.88-3.06より変化幅が小さく、かつ平均値が高くなっている。

本地域の各種岩石を密度の面からまとめると、堆積岩類は古い地質時代のものほど密度が高く、一つの岩種内における変化幅も小さくなる傾向を示している。このことは古い地質時代の堆積岩ほど深く埋没して圧密を受け、密度が高くなるとともに均質化するためと解釈される。その限界値 (最終圧密密度) に近いと思われるものが、これ等の堆積岩を原岩とする変成岩の値2.74に求められる。

尾鈴山酸性岩類の流紋岩質凝灰岩の場合でも、厚い火山砕屑物の密度 (尾鈴山付近) が比較的薄いとみられる場合 (遠見山付近) の値よりも高い。花崗閃緑岩は変成岩や玄武岩について密度が高く、本地区の堆積岩類のうち宮崎層群や日南層群よりも密度が高く、四万十層群と同程度である。

結局、本地域で密度の高い岩種は、玄武岩及び玄武岩を原岩とする緑色千枚岩ということになる。

**4. 磁気異常岩体の計算値と岩石物性の
実測値との対比**

ここでは、磁気及び重力異常の解析から得られた異常岩体の計算値 (渡辺, 1976) と今回の岩石試料の磁性・密度の実測値とを対応させて考察を進めることにする。

海辺の砂を除くと、四万十層群、日南層群及び宮崎層群の堆積岩類は帯磁率が70未満と低く、また残留磁気強度はこれよりさらに一桁以上低い。したがって、これらの堆積岩類は磁気異常から推定された高帯磁率の異常岩体を構成する可能性はないと考えられる。

宮崎平野においては磁気異常と正の重力異常とが対応しているので、異常岩体は周辺の岩体よりも高帯磁率及び高密度であると推定されている。したがって、宮崎平野の地下にある異常岩体は本地域に広く分布する上記3層群の堆積岩類よりも帯磁率が高く、かつ高密度の岩石から構成されているはずである。

以下、陸域と海域とにわけて、個々の異常岩体について考えてみる。

4.1 陸域の磁気・重力異常との対応

空中磁気探査の結果、宮崎平野に認められた3カ所の磁気異常についてのべる。

4.1.1 日向市—遠見山 H

第3図中Hで示される磁気異常は振幅 29γ で、地表付近の浅所に岩脈状の異常岩体が推定されている。

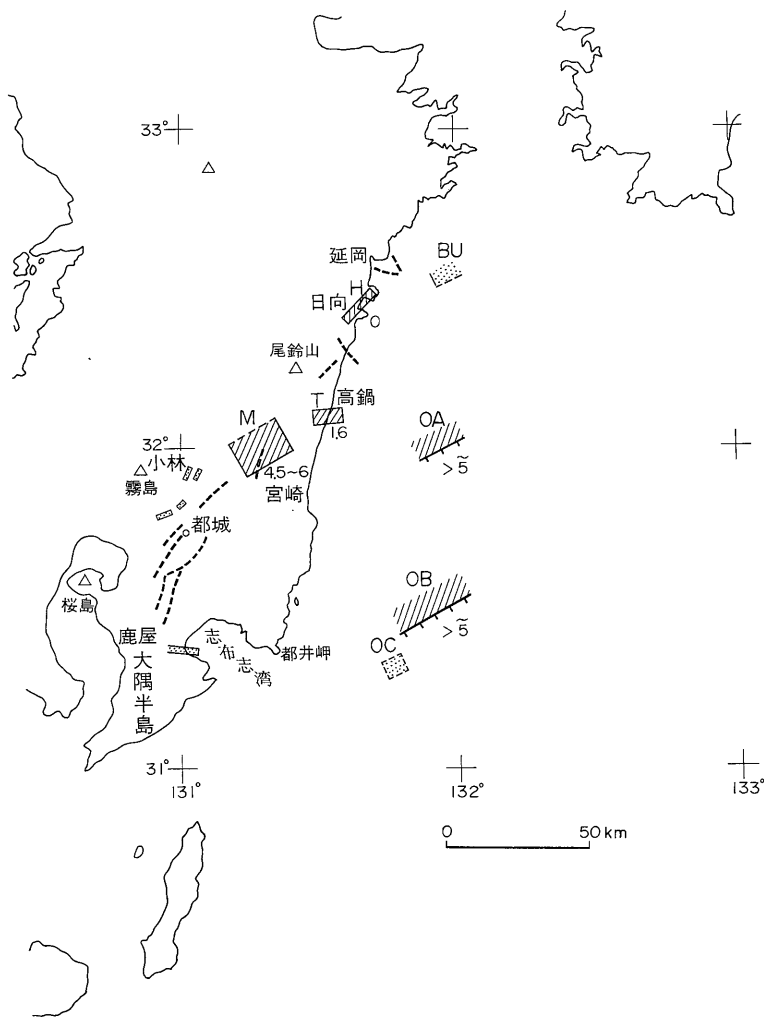
岩脈モデルによる解析結果から次の計算値が得られている。

長辺の方向	N40° E
長さ (b)	約15 km
幅 (a)	約1.4 km
深度	0 km (地表面付近)
帯磁率 (κ)	60

この異常岩体は野沢・木野 (1956) 及び宮崎県地質図 (1971) によれば、尾鈴山酸性岩類基底部の庵川礫岩層に相当する。

帯磁率 $\kappa=60$ は磁気異常岩体の値としては極めて低い方に属しており、尾鈴山酸性岩類 (MZ-24, 25, 31, 32) の帯磁率実測値8-50と比較して特に大きな差はない。

庵川礫岩層は現地で測定されていない。しかし、尾鈴山酸性岩類の流紋岩質溶結凝灰岩は現地で帯磁率値、実験室内での帯磁率及び残留磁気強度の測定結果から極めて不均質なことがわかっており、磁性の高い部分を見落しているおそれもある。また庵川礫岩層分布域付近には、かつて赤水と富高に銅、鉛、亜鉛、硫化鉄などの鉱山がありこの異常岩体の位置とほぼ一致することか



第3図 南九州における磁気異常岩体の分布図。渡辺 (1976) の図に岩体名および深度を記入したもの

Distribution of magnetically anomalous rock bodies in South Kyushu. Reproduced from WATANABE (1976). To each of anomalous bodies is attached symbol and depth (km) of top surface.

ら、この鉱脈に関連する弱い磁気異常である可能性もある。

4.1.2 宮崎市北方20 km (高鍋付近) T

第3図中にTで示される磁気異常は振幅141γで、角柱モデルを仮定しての解析から次の計算値が得られている。

長辺の方向	N80° E
長さ (b)	10-13 km
幅 (a)	5 - 6 km
深度 (h)	1.6 km

帯磁率 (ϵ) 400

この異常岩体は正の重力異常と対応しているので高帯磁率かつ高密度である。

この付近に分布する火成岩は尾鈴山酸性岩類及び尾鈴山西方のリングダイク状花崗閃緑岩である。

帯磁率の実測値は尾鈴山酸性岩類 10-50, 花崗閃緑岩 67であり、いずれも残留磁気を考慮しても計算値 400 よりもほぼ1桁低い。

密度の実測値は尾鈴山酸性岩類が2.62-2.67, 花崗閃緑岩が2.68である。これらを周辺の四万十層群の砂岩

2.56-2.69と比べると、尾鈴山酸性岩類も花崗閃緑岩も砂岩より高密度であるとはいえない。

異常岩体 T に適する岩石は磁性及び密度の実測値からこの周辺に見出せない。

4.1.3 宮崎市北西方 (国富付近) M

第3図中にMで示される磁気異常は振幅170 γ 以上であり、角柱モデルによる解析及び重力異常の振幅10-15 mgal の値から次の計算値が得られている。

長辺の方向	N70° E
長さ (b)	20-25 km
幅 (a)	10-15 km
深度 (h)	4.5-6 km
帯磁率 (ϵ)	1,000
密度 (ρ)	3.0-3.1

この付近の強磁性岩石には田野付近のシラス (始良火山の火山砕屑物, MZ-9 a-e) やその溶結凝灰岩 (MZ-10), 及びその上にの霧島火山に由来するローム層 (MZ-9 f-i) があげられる。ローム層とシラスの帯磁率の野外実測値は500である。シラス下部の溶結凝灰岩の帯磁率は室内実測値433であるが、残留磁気強度668 (偏角N6° E, 伏角47° N) を考慮してベクトル合成を行うと、みかけの帯磁率がほぼ1,000相当になり、磁化の強さという点では一致する。しかし密度の点からは実測値が2.02であって、対応させる計算値3.0-3.1に比べて著しく低く、また周囲の四万十層群の堆積岩類について得た実測値2.53-2.67よりも低い。

もし磁気異常の原因がローム層やシラスのいずれかであると仮定すれば、磁性の面では矛盾はないが、重力異常は負になるはずである。しかし、実際には重力異常は正である。

従って、地表で知られている程度の層厚のローム層やシラスでは、この規模の磁気異常を説明することはむずかしい。

4.1.4 陸域における磁気異常岩体のまとめ

宮崎平野における磁気・重力異常岩体 (M, T) の磁性・密度の計算値をみたす岩石は、それぞれの異常地域及びその付近では見出されなかった。今回の野外と室内における実測値 (第2, 3, 4表に示す) からこの計算値に近い岩石を選ぶとすれば、諸塚付近の玄武岩のみである。

西南日本外帯には各地において堆積岩中に玄武岩が産出する。そのうち最大の規模をもつものは三波川-秩父帯の中に産するみかぶ緑色岩類として知られている。本文で扱っている宮崎平野から日向灘にかけての区域は四万十帯に属し、このなかにも第1図に示されるような数

km以上にのびる玄武岩体がある。しかし残念なことに、この岩体には空中磁気探査が及んでいない。空中磁気探査の行われた鰐塚山地から都井岬にかけて数カ所に存在する玄武岩体には、磁気図において何らの異常も認められない。玄武岩体が極めて小さく、空中磁気探査では検出できなかったと考えられる。また異常岩体M及びTの周辺の四万十層群及び日南層群の砂岩・泥岩の互層中に玄武岩がはさまれることはほとんどない。

このように地質図上で確認されていない玄武岩が平野部の宮崎層群から現世にいたる堆積層の下に伏在し、しかも磁気異常から推定されるような岩体 (少なくとも幅数 km 以上, 長さ10 km 以上) として存在しうるのであるか。1つの可能性としては先に述べた諸塚近くの巨大な玄武岩体に似た岩体が四万十層群中に存在しないかということである。他の可能性については第6節で考察する。

4.2 海域の磁気異常

宮崎平野から日向灘にかけての陸海域に分布する磁気異常岩体の伸長方向は空中磁気探査の解析結果によると、第3図にみられるようにNE-SWないしENE-WSW方向で、4個の異常岩体が認められる。ここでは東経132°10'よりさらに東方の海域を含めて考察するため海上保安庁水路部測量課 (1975) の船上磁気図、第4図を利用した。

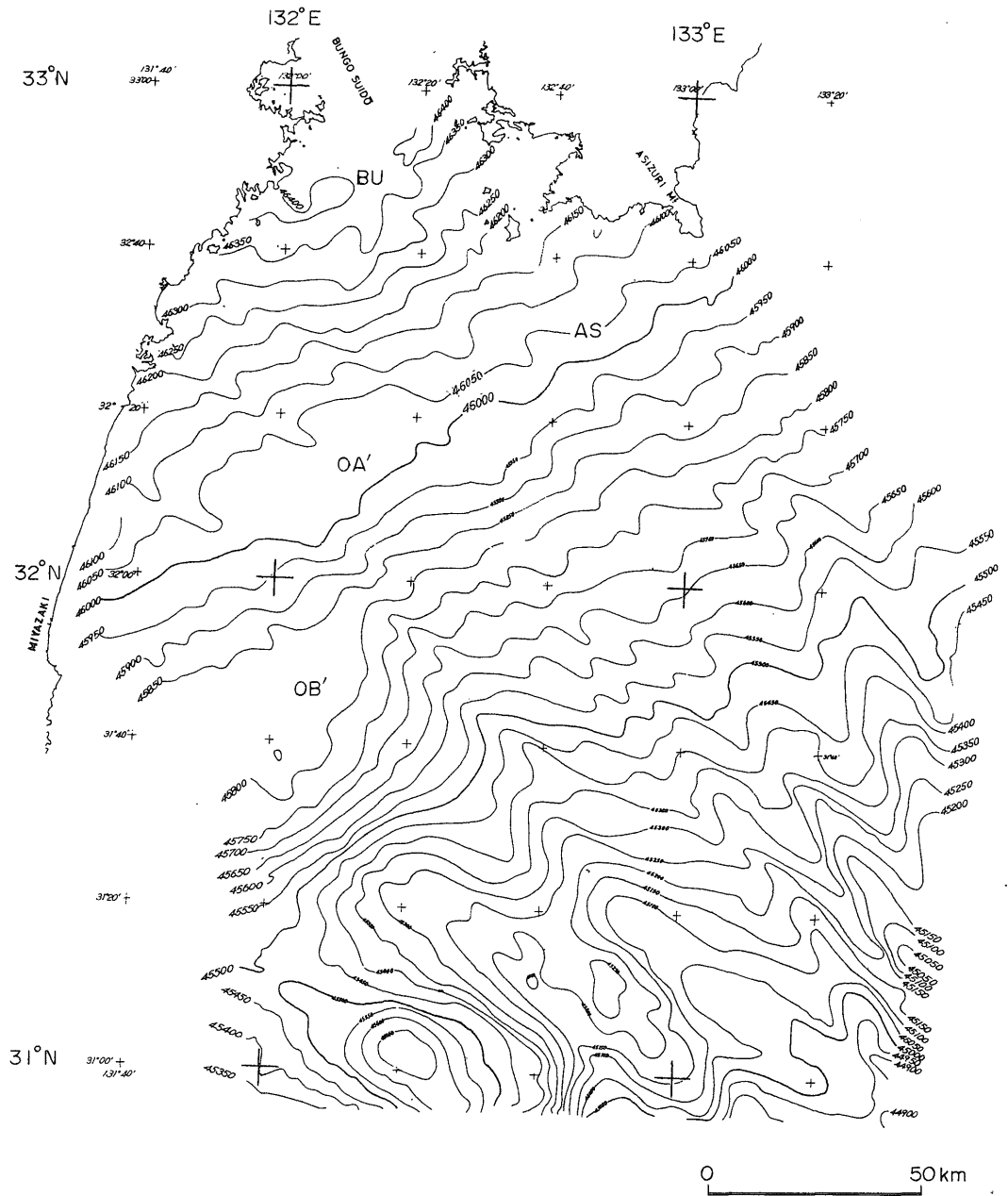
4.2.1 日向灘における磁気異常の分布

第4図、第5図及び第6図は、南東九州から四国沖にかけての陸海域の磁気原図であり、この中では基準地球磁界は除去されていない。

この地域では、基準地球磁界の等磁力値線はほぼENE-WSW方向に並行している。この基準地球磁界に局地的な磁気異常が重なる場合、正異常であれば等磁力値線 (ENE-WSW方向) が SSE の方に張り出し、逆に負異常であれば NNW の方に凸の形状をなすことになる。

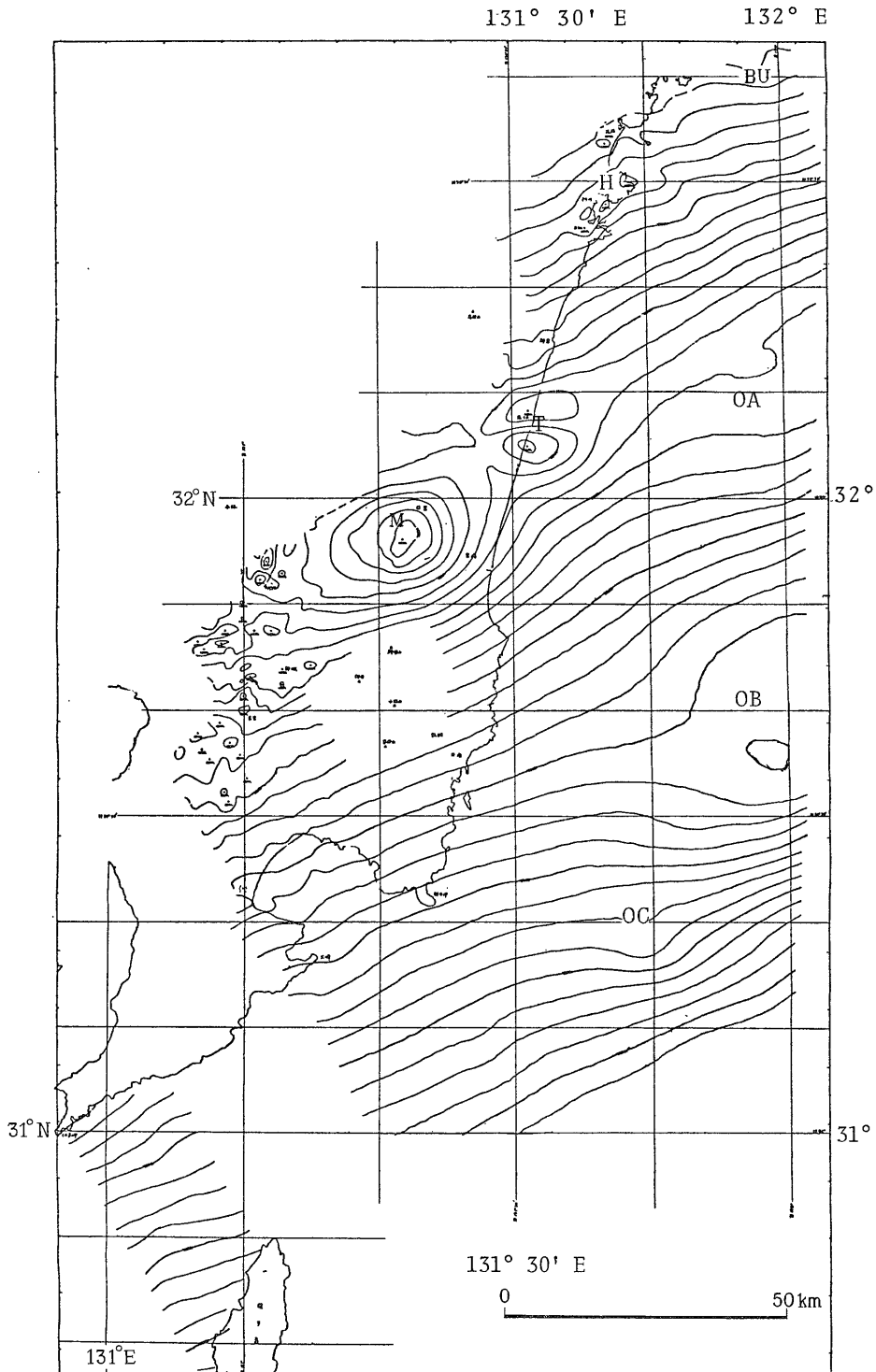
第3図において既に図示されている磁気異常岩体のほかに、第4図、第5図及び第6図から新たに抽出した磁気異常岩体 OA', OB', AS 及び A を加えて、全体を模式化してまとめたのが第7図である。

以上の磁気異常の南東側、すなわち大陸斜面から南海トラフにかけての海域には、NW-SE 方向を長軸とする縞状の磁気異常群 (それぞれの振幅 $\pm 200\gamma$ 程度, 幅30 km 程度) が認められる。この点に関して、海上保安庁水路部測量課 (1975, p. 132) は「この縞状異常はその形状等と四国海盆に縞状地磁気異常が分布していることを考えあわせれば地磁気逆転による大洋性のもので地質構造との関連性はないものと思われる」と述べている。



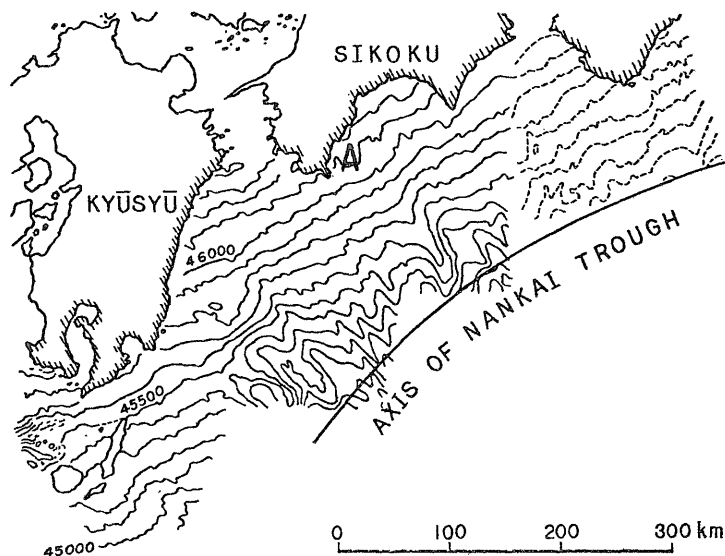
第4図 日向灘地磁気全磁力図。海上保安庁水路部測量課 (1975)

Map showing shipborne total magnetic force in Hyuga-nada. Isogam contour interval 100 gammas. Reproduced from Surveying Division, Hydrographic Department of Japan (1975).



第 5 図 南九州宮崎沖海域の空中磁気図 (全磁力).

Map showing airborne total magnetic force in and around Miyazaki. Isogam contour interval 25 gammas.



第6図 西南日本南岸沖の地磁気全磁力図 (大島・近藤, 1975). 足摺岬東方沖の異常Aに注目
 Shipborne magnetic map off the coast of southwestern Japan. Reproduced from OSHIMA and KONDO (1975). An anomaly to the east of Cape Ashizuri is to be noted.

本文では、西南日本外帯の磁気・重力異常からみた地質構造を考察しているので、この大洋性の磁気異常群については触れないことにする。

4.2.2 日向灘における磁気異常岩体

日向灘の磁気異常のうち渡辺 (1976) により検討された OA と OB についておもに述べ、他の異常岩体についても簡単にふれる。

1) 高鍋東方沖 40 km OA-OA'

第3図中 OA で示される異常岩体。

強磁性岩石のゆるやかな盛り形状に起因する磁気異常を生じているとみなされ、次のように解析されている。

岩体の伸びの方向 N70° E
 深度 (h) 5 km 以上

この異常岩体は第7図中で OA-OA' と1つにまとめた岩体の西端部分に相当している。

第4図において46050 γ の等磁力値線に着目してみると、32°10'N, 131°50'Eの地点から 32°22'N, 132°20'Eの地点までこの等磁力値線はNW方向に張り出しの形状をなしている。基準地球磁界(等磁力値線はENE-W SW方向, NNW方向がより高磁力値)を除去すると、これは負異常になる。

一方46000 γ の等磁力値線はこの地域において、SE方向に張り出しの形状をしている。これは基準地球磁界除去により正異常となる。異常岩体を OA-OA' として一

連のものを見た場合、負異常が岩体の北側に、正異常が南側に対をなして存在する。このような形状の磁気異常の解析には、前回採用した断層モデルよりも角柱モデルの方がより適切であるから、異常岩体の形状モデルを変更して再解析した。

角柱モデルで再解析した磁気異常 OA-OA' の計算値は以下の通りである。

長辺の方向	N70° E
長さ (b)	30-40 km
幅 (a)	約 20 km
深度 (h)	5 km 以上 (海面下)
帯磁率 (ϵ)	> 200

この計算帯磁率値は磁気図の精度の関係上磁気異常西端部での磁力値振幅を用いたためやや低目であり、中心部の振幅を用いれば400-500の値が得られるであろう。

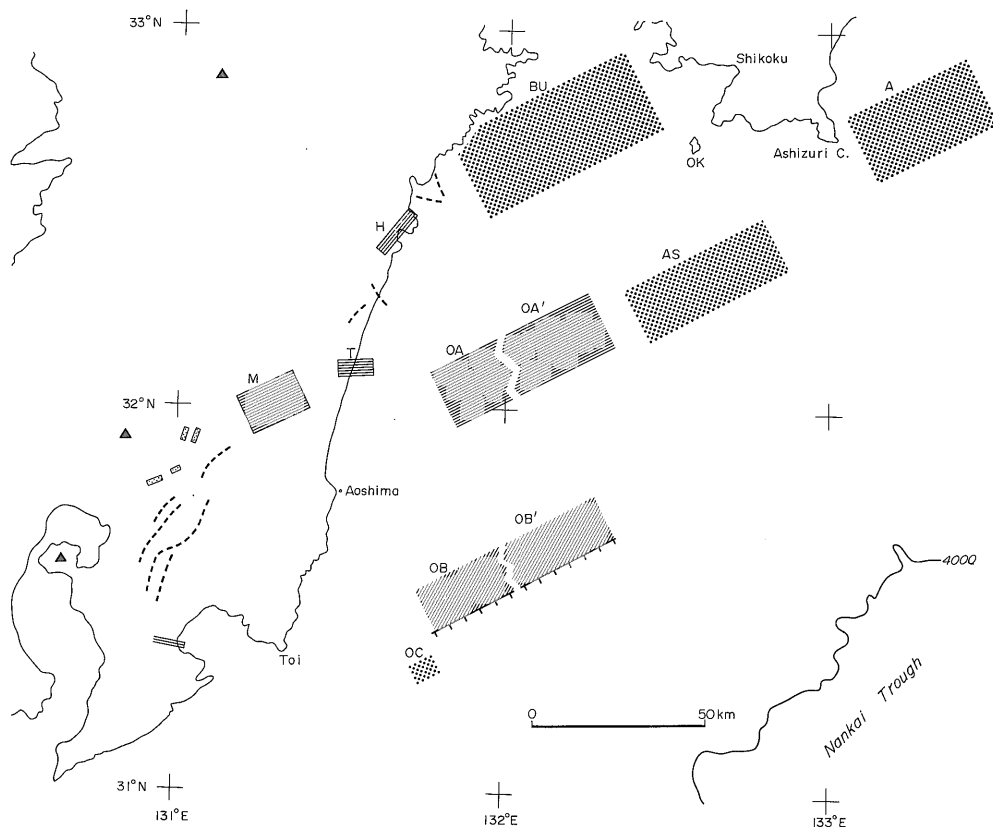
2) 都井岬東方沖 50 km OB-OB'

第7図中 OB で示され OB' へと延びている異常岩体であり、磁気異常の振幅は155 γ である。

南東側の落ちた断層の形状が推定され、次の計算値が求められている。

断層の走向方向	N70° E
深度 (h)	5 km 以上

この断層は第4図をみると、走向N70° Eのまま31°40'N, 132°20'E付近まで54 km くらい続き、そこで途絶えている。



第7図 宮崎および足摺岬沿岸付近から南海トラフにかけての磁気異常岩体分布図。
 図中 OA-OA', OB-OB' はそれぞれ1かたまりの異常岩体であるが、原磁気図の出典が異なるため便宜上分離して表示した

Map showing important anomalous bodies in magnetic properties observed around the coastal regions of Miyazaki and Ashizuri and further down towards the Nankai trough.

異常岩体 OB の帯磁率は概略の計算値で900より低くなりえないことから、強磁性といえる。

3) その他の異常岩体

構造モデルを設定した上で数値解析したわけではないので精度は低いですが、第7図上に OC, BU, AS 及びAの異常岩体の概略の形状を示した。

都井岬東方沖40 km の異常岩体 OC は原磁気図(第5図)中で OB と干渉していて深度、帯磁率ともに計算できないが、磁気異常の形状と波長からみて海底付近の浅所に頂部をもつ角柱状の小規模な異常岩体が推定される。

延岡市東方沖30 km の異常岩体 BU はその西端部が第3図中に BU として現われていて、第4図をあわせると OA-OA' と同等以上の規模の岩体であり、その伸長方向は ENE-WSW とみなされる(第7図)。BU の南

東端近くの沖の島(第7図中 OK)には2種類の花崗岩体があり、両岩体を貫くペグマタイトの貫入方向がN60°E垂直及びN30°W垂直の2方向の節理系で一致するという(諏訪, 1967)。その2つの貫入方向のうちの1つがBUの伸長方向とほぼ一致することは興味深い。

足摺岬南西方の AS 及び東方の A に関しては原図の第4図、第6図の精度が十分でないで、それぞれの帯磁率や岩体の形状を論じるのは難しい。しかし第7図にまとめたように、伸長方向は ENE-WSW と推定される³⁾。

4.3 陸海域における磁気異常岩体のまとめ

これまで述べてきた強磁性をもつ異常岩体はいずれもおおまかにみて3つの帯状配列、すなわち、①H~BU、②

3) 1975年に実施された四国—大分海域空中磁気探査によってこの傾向は確認された (HORIKAWA and NAKAI, 1977 a, b)。

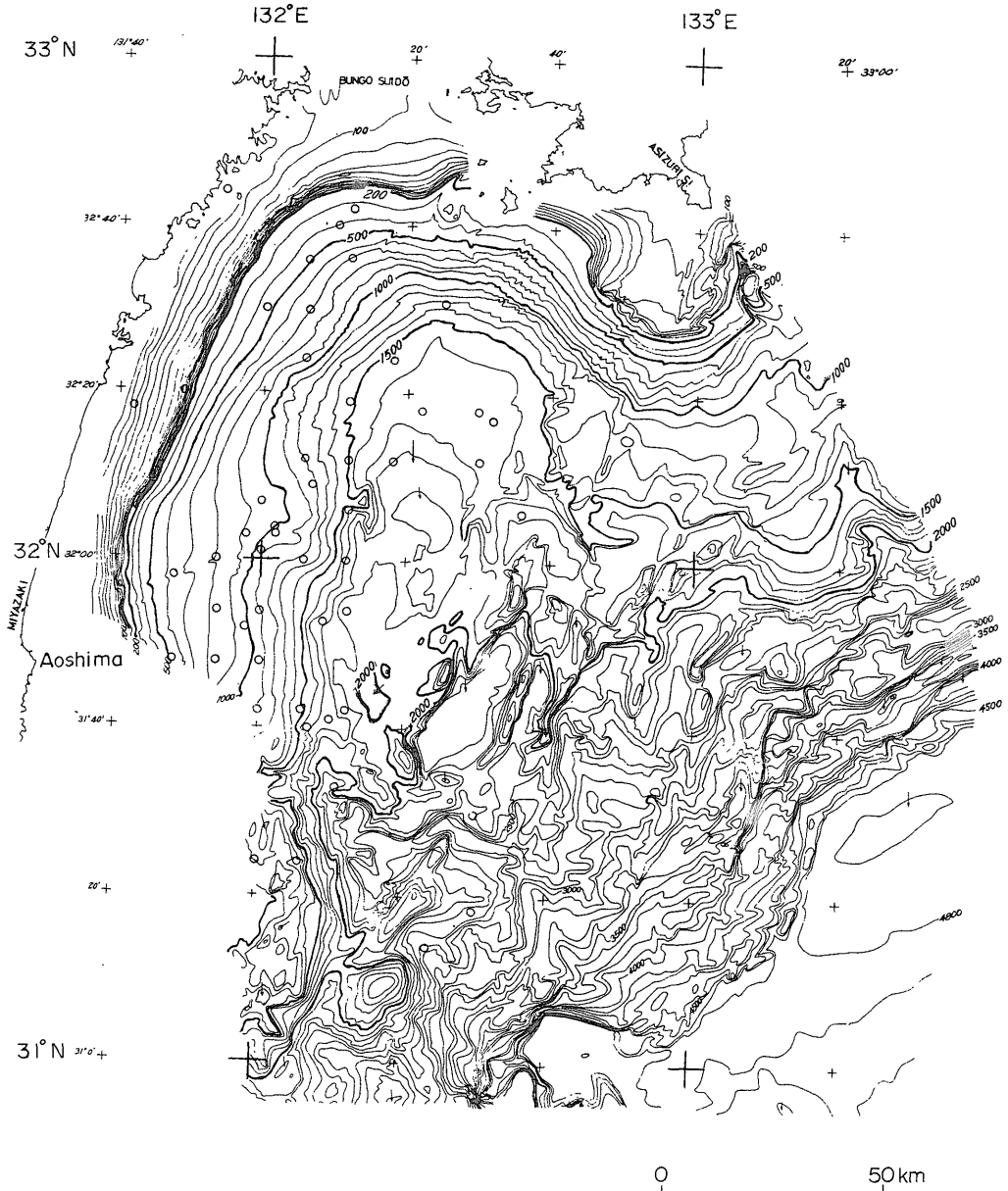
M~T~OA-OA'~AS~A, 及び, ③ OB-OB'が認められる。この方向は西南日本外帯に一般的な地質構造の方向と一致している。

5. 海底地形, 音響的基盤構造及び海底断層と磁気異常

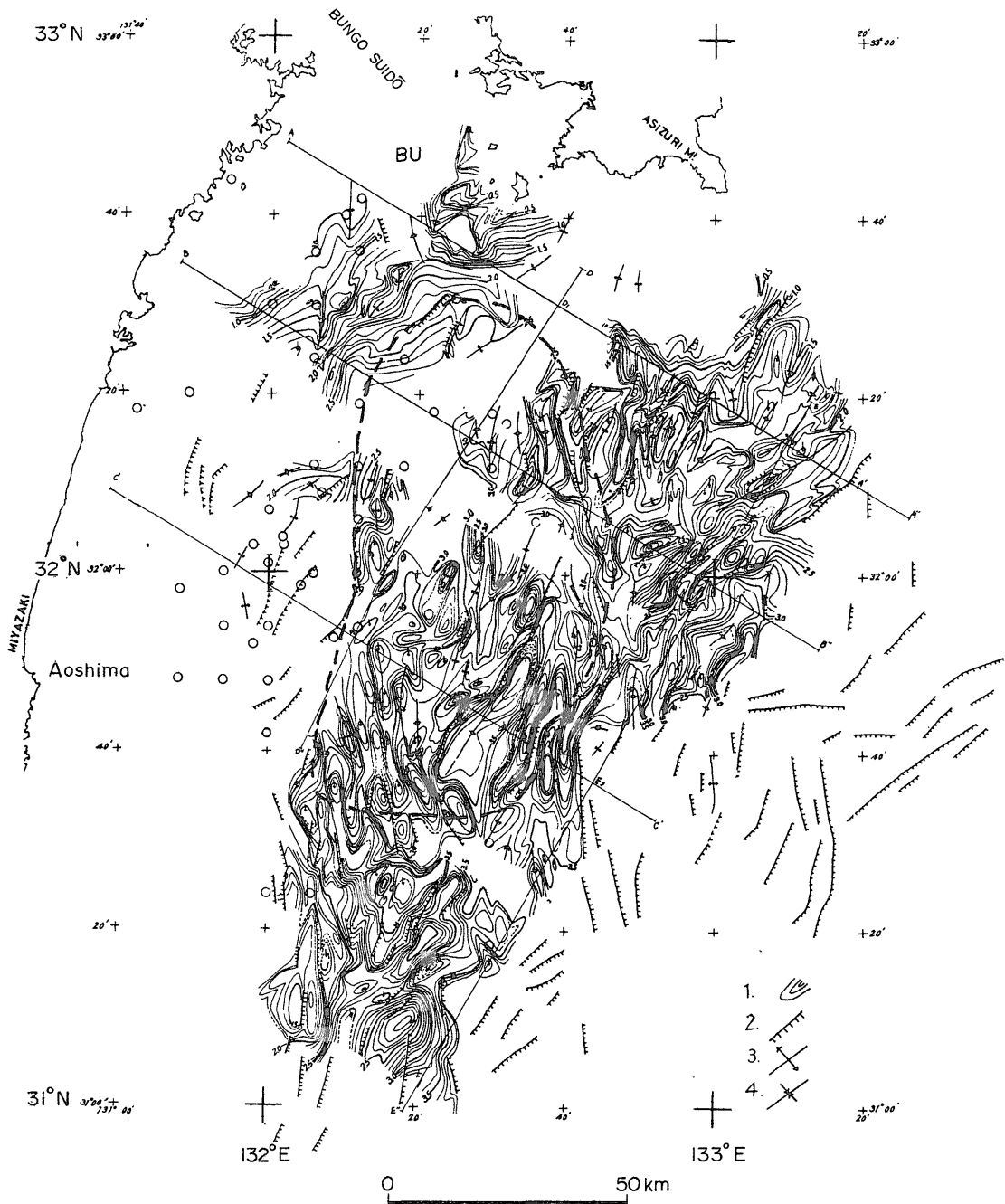
5.1 海底地形

海上保安庁水路部測量課 (1975) による日向灘の海底地形図 (第8図) から次の特徴が読み取れる。

- 1) 水深200 m 未満の陸棚は九州, 四国側ともに海岸線から30 km 以内で狭い。
- 2) 200 m から1500mまでは比較的急傾斜の面をなす。
- 3) 1500mから2000mまでは起伏に乏しく, 32°N,

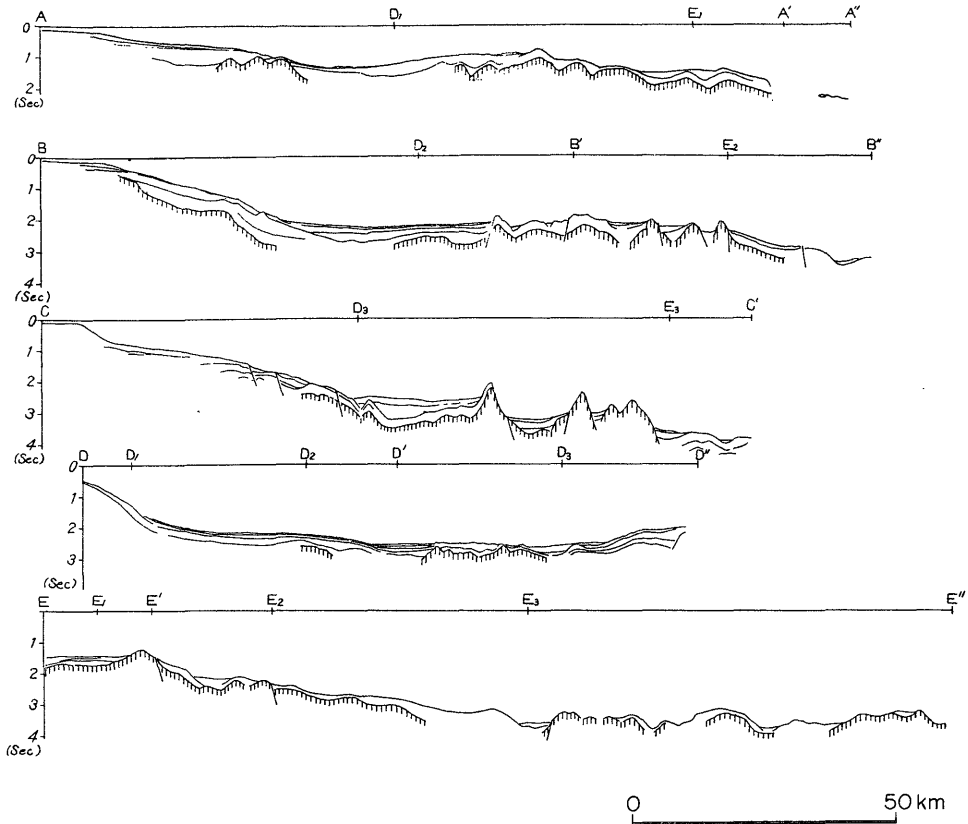


第8図 日向灘海底地形図。海上保安庁水路部測量課 (1975)
 Ocean bottom topography of Hyuga-nada. Reproduced from Surveying
 Division, Hydrographic Department of Japan (1975).



第9図 日向灘海底地質構造図。海上保安庁水路部測量課 (1975)。 図中日
向海盆の位置を破線で概略示した。

Map showing geologic structure of the bottom of Hyuga-nada. Reproduced from Surveying
Division, Hydrographic Department of Japan (1975).



第10図 日向灘の海底地質断面図。海上保安庁水路部測量課 (1975)

Geologic cross-section of Hyuga-nada. Location of cross-section is shown in Fig. 9. Reproduced from Surveying Division, Hydrographic Department of Japan (1975).

132°30'E付近を中心に南北に広がる平坦面が日向海盆である。

4) 日向海盆の南及び南東方の2500m以深では急傾斜で南海トラフへ落ち込み、その斜面は南海トラフの伸長軸に平行する。

磁気異常と海底地形との対応関係が認められるのは次の2カ所である。

i) 宮崎市北東方の沖合で、水深900 m から1700mにのびる凸状地形は磁気異常岩体 OA-OA' の位置に対応する。

ii) 足摺岬南南西方で水深1200mから1700mにのびる凸状地形は AS の位置と対応する。

以上の2例のように鮮明ではないが、磁気異常岩体 OB についても海底地形に特徴がみられる。すなわち、日南海岸東方沖60 km の海域 (31°40'N, 132°15'E) 付近の水深1800m線はこの点より北側ではN-S方向を示すが、南側ではENE-WSW 方向に向きをかえ、その南

東側は急斜面をなす。

磁気異常岩体 OA-OA', OB の頂部は数値計算によっていずれも5 km以上と推定されており、海底からは3.5 km以上の深所に存在する。したがって、凸部地形が異常岩体そのものにより形成されているというわけではなく、直接の因果関係はわからない。

5.2 音響的基盤構造

海上保安庁水路部測量課 (1975) が音波探査法により求めた海底地質構造図 (第9, 10図) から日向灘の海底での音響的基盤構造には次の特徴が認められる。

日向海盆北部では音響的基盤の等深線はENE-WSW方向であり、これより南側の海盆主部から南海トラフにかけての基盤の落ち込みはN-S方向の軸をもっている。

日向海盆北部では第10図中D₁及びD₂付近にみられるように、それぞれ基盤の欠落部が認められる。この欠落部は第9図上でENE-WSW方向に延びることがわかり地溝状構造が予想される。

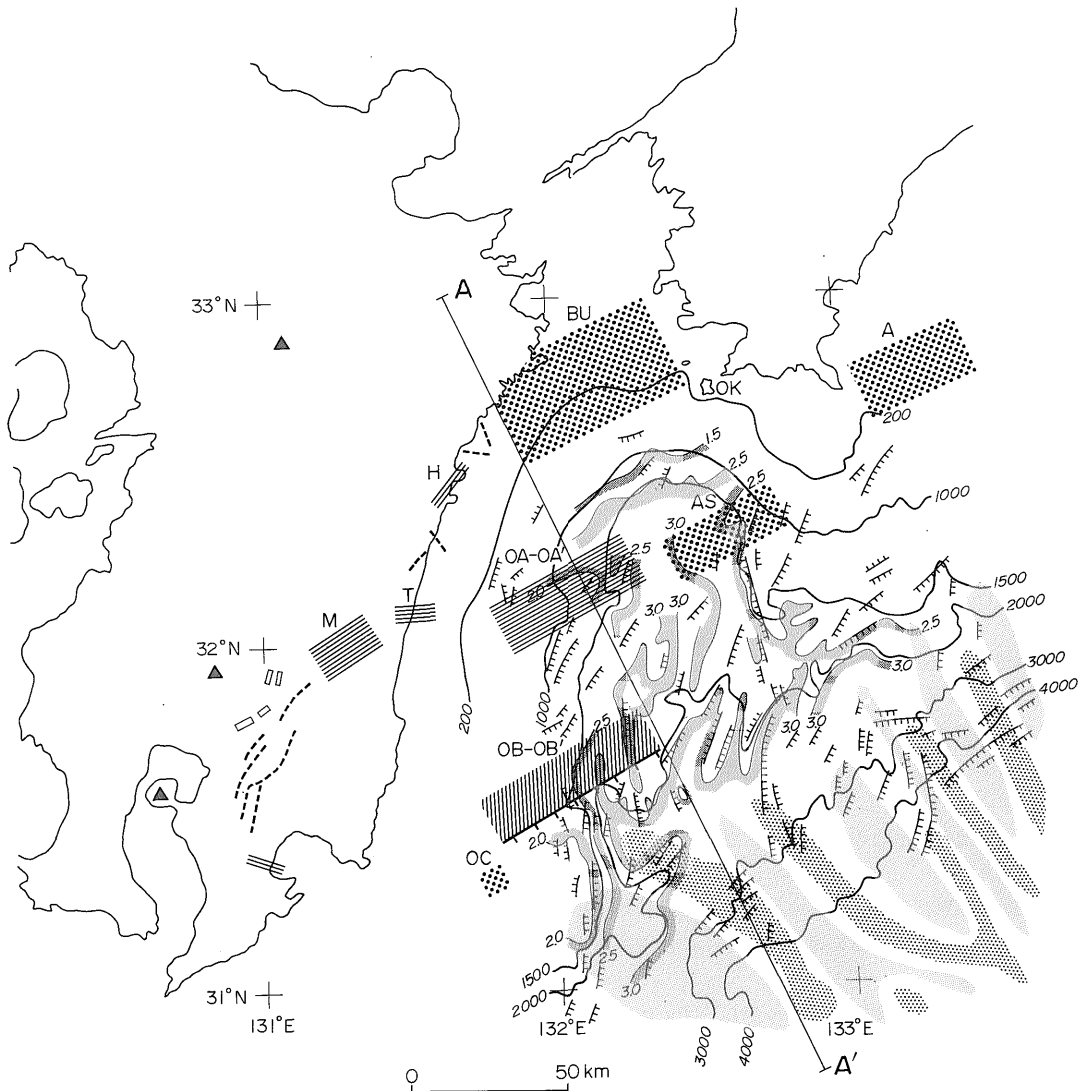
この地溝状基盤欠落部は、北側の磁気異常 BU を含む基盤に、南側の磁気異常 OA-OA' 及び AS を含む位置に相当する基盤に取り囲まれる。

磁気異常岩体と音響的基盤の平面的な位置関係は一致しており、それらは共に ENE-WSW 方向にのびる。しかし音響的基盤頂部の深度は数値計算から予測された磁気異常岩体の深度計算値、すなわち海面下数 km 以上の値と必ずしも一致しない。

5.3 海底断層

日向灘における海底断層 (第9図) は N-S 性及び NE-SW 性のものがその大部分を占め、それぞれの分布には地域的な偏りがみられる。

青島と足摺岬を結ぶ線より北方の日向海盆北部と大陸棚や東経 132° 40' 以東の四国南方沖海域においても、NE-SW 方向の断層が卓越し、この傾向はそのまま南海トラフまで続いている。



第11図 南九州における、磁気異常岩体・海底地形・音響的基盤構造・断層・磁気縞模様の合成図。A-A' は第12図に示す模式断面の位置

A synthesized map showing magnetically anomalous bodies, ocean-bottom topography, acoustic basements, faults, and lineation pattern of magnetic anomalies in ocean floor.

他方、青島一足摺岬線より南で東経132°40'より西側の日向海盆中・南部では、断層はN-SないしNNE-SSW方向のものが卓越している。また海盆の東斜面の断層はN-S方向で西側落ち、西斜面の断層はN-S方向で東側落ちを示している。

日向海盆主部では北部と異なり、海盆の中心が陥没するセンスの変位を示しており、陥没の伸長軸はN-S性である。この特徴は音響基盤の落ち込み構造にも一致している。

5.4 磁気異常と海底地形・地質構造との関係

日向灘に分布する磁気異常岩体はおおまかにみて、ENE-WSW方向にのび、3つの帯状配列を示し、西南日本外帯における一般的な地質構造の方向と一致する。この帯状配列は日向灘中央部の132°20'E線付近で、海底地形や音響的基盤構造において顕著であるN-S性断層により切られ、中断ないし不連続となる。このN-S性の不連続性は九州沖構造線(田山, 1950)に対比される。

6. 宮崎平野から足摺岬の間の陸海域の磁気異常

宮崎平野から足摺岬にかけての陸海域における磁気異常岩体の大きさや形状(第7図)、海底地形(第8図)、音響的基盤構造(第9図、第10図)、及び海底断層(第9図)に現われている主な特徴を抽出・合成し、第11図にまとめ、そのNNW-SSE方向の断面を第12図にあらわした。

異常岩体の形状は、地下深所へ無限にのびるものと仮定して、MとTは水平面では長方形の角柱型が、OA-OA'は岩脈型モデルを適用したもので幅20 km、長さ40 km位の巨大なブロック状ともみなせる。OB-OB'は南側が断層により切断され北側はその表面がゆるい傾斜で

深くなってゆく岩脈型に似た巨大ブロック状である。

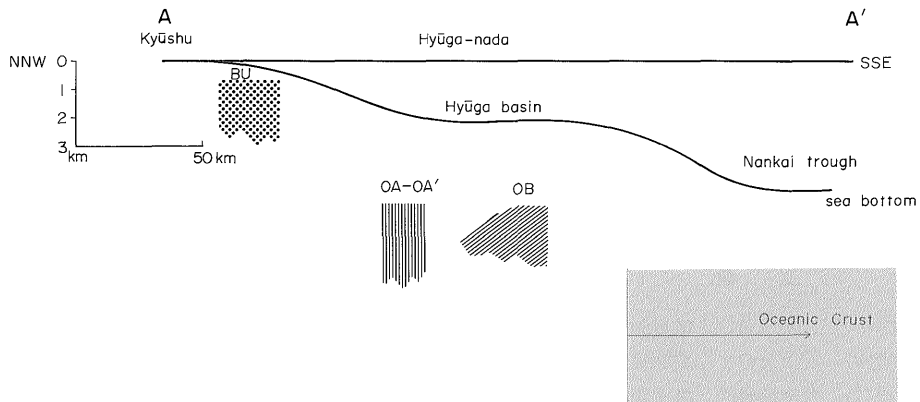
これらの異常岩体1個1個の形状がENE-WSW方向にのびること及び岩体の配列もまたENE-WSWに並ぶことから、この方向が強調されている。このENE-WSW性の構造方向は5.4の項で述べたように、古い地質時代に特徴的である。

異常岩体を帯磁率の値でみると、宮崎平野のMは1,000位、Tは400位であり、日向灘のOA-OA'は200以上で400位、OB-OB'は900以上と推定されていて、いずれも400以上の大きな値の強磁性異常岩体を考えなくてはならない。

足摺岬の花崗岩類は、金谷・石原(1973)によると χ 値で20-570の帯磁率(κ 値では50-1,500相当)が得られており、磁性の面では極めて不均質である。570は斑れい岩の値であるが、斑れい岩としては低目である。

M-T-OA-OA'の異常岩体列は400以上の帯磁率の岩石からなるので、密度も考慮に入れると、日向灘周辺陸域に実存する強磁性のものとしては足摺岬の斑れい岩や諸塚近くの四万十層群中に挟まれる玄武岩に該当する。根が深く細長いブロック状岩体で斑れい岩や玄武岩の岩質からなるものとしては、この異常岩体列より100 km北方であるが西南日本外帯で最大の帯状分布をなすみかぶ緑色岩類がいくつかの点で類似している。これらの異常岩体列にはみかぶ緑色岩類のような帯状の岩体をもっとも理想的なものと考えられる。しかし、地質学的見地からは以下のように若干の疑問点が残される。

- 1) 個々の異常岩体の大きさが1 km × 1 km ないし 3 km × 15 km 位というみかぶ緑色岩類の規模(Hattori *et al.*, 1972)を上まわる。
- 2) 岩質からの対比は問題なく、帯磁率の点でも妥当と



第12図 南九州から南海トラフにかけての構造模式断面図

Schematic profile structure of south Kyushu and further down towards the Nankai trough.

- 予想されるが、みかぶ緑色岩類の帯磁率がまだ十分にわかっていない。
- 3) 海面下 5 km 以上で、海底面から 3.5 km 以深における異常岩体を包む地質がわからない。
 - 4) みかぶ緑色岩類と地質構造区分上全く同じものが、100 km 南方にもう一帯存在しうるかどうか。
 - 5) 中九州において行方不明になるみかぶ緑色岩類の分布域が、南へ 100 km もずれたため M-T-OA-OA' の異常岩体列を構成することになった、という可能性はないか。
 - 6) 四万十帯やあるいは四万十帯の下に存在するかも知れない秩父帯にも、時代や位置が異なるが、みかぶ緑色岩類に似た大規模な火成活動があったかどうか。

以上の問題点は今後の地質学的及び地球物理学的研究によって解明されなければならない。

7. ま と め

宮崎平野を中心とする陸域と近隣海域における空中磁気図の解析と磁気異常岩体の地質学的・地球物理学の性質の解明のため、宮崎県下において露頭の地質調査、磁性測定と試料採取を行った。

採取試料は帯磁率、残留磁気、密度等の測定を行った。また、現地における露頭の帯磁率測定、採取試料の帯磁率や残留磁気測定作業中、低帯磁率の堆積岩の磁性値を越えるような測定誤差の要因についても検討・考察し、これを除くことができた。

この結果、宮崎県下における四万十層群から現世におよぶ地質時代の岩石について、磁性、密度などの性質がほぼ明らかにされた。

強磁性の異常岩体は ENE-WSW 方向にのびる 3 つの帯状配列をなすが、宮崎市周辺から足摺岬南方に連なる M-T-OA-OA' と OB-OB' の異常岩体は海底地形や地質構造から、比較的古い地質時代のものである。その岩質は斑れい岩あるいは玄武岩に該当し、異常岩体の大きさと分布形状からみてみかぶ緑色岩類の性質に類似している。これらの異常岩体の地質学的解明が望まれる。

文 献

- 地質調査所(1952) 5万分の1地質図幅「鹿児島」。
 ———(1959) 5万分の1地質図幅「高知」。
 ———(1971) 日本地質図。第4版。
 HATTORI, H., SUGISAKI, R. and TANAKA, T. (1972)
 Nature of Hydration in Japanese Paleozoic

Geosynclinal Basalt. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 15, p. 271-285.

HORIKAWA, Y. and NAKAI, J. (1977a) *Total Intensity Aeromagnetic Map off Coast of Muroto—Ashizuri Area.* (Kushimoto—Nobeoka 3) 1: 200,000 Geological Survey of Japan.

————— and ————— (1977b) *Total Intensity Aeromagnetic Map off Coast of Ashizuri—Nobeoka Area.* (Kushimoto—Nobeoka 4) 1: 200,000 Geological Survey of Japan.

今井 功・寺岡易司・奥村公男(1975) 九州四万十帯の構造区分。地研専報, no. 19, p. 179-189.

海上保安庁水路部測量課(1975) 日向灘の海底地形、地質構造、地磁気全磁力。地震予知連絡会報, vol. 14, 建設省国土地理院, p. 131-136.

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。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 68, no. 7, p. 211-224.

木野義人(1958) 5万分の1地質図幅「日向青島」。地質調査所。

宮崎県(1971) 20万分の1宮崎県地質図。

————— (1971) 宮崎県の地質と資源。

MOONEY, H. M., BLEIFUSS, R. (1952) Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. *Geophysics*, vol. 17, p. 531-543.

NAGATA, T. (1961) *Rock Magnetism.* Maruzen, Tokyo, p. 119-122.

野沢 保・木野義人(1956) 5万分の1地質図幅「富高」。地質調査所

大島章一・近藤 忠(1975) フィリピン海の航空磁気測定の成果。「フィリピン海の地質学的諸問題」, p. 11~12.

斉藤友三郎・渡辺史郎・小野吉彦(1971) 石狩平野周辺部に分布する岩石の磁性測定。日本鉱業会, 昭和46年度秋季大会分科研究会資料。
 ———(1972) 岩石の磁性測定—最近の測定器とその応用。地質ニュース, no. 216, p. 25-30.

SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1967) K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. J.*, vol. 1, no. 3, p. 131-137.

諏訪兼位(1967) 四国西南端沖ノ島の花崗岩類。柴

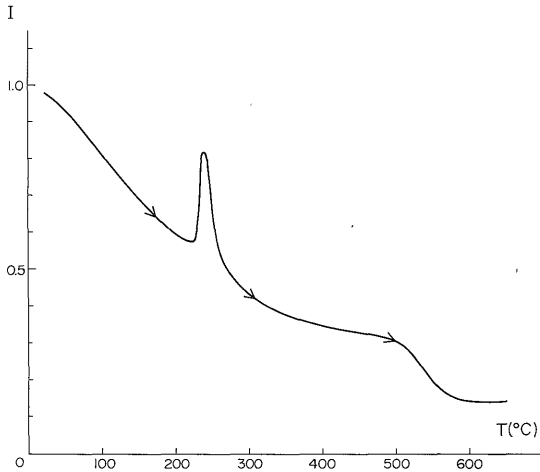
田秀賢教授退官記念論文集, p. 86-93.
STRANGWAY, D. W. (1967) Mineral Magnetism.
*Society of Exploration Geophysicists' Mining
Geophysics*, vol. 2, p. 437-445.
田山利三郎(1950) 四国沖の海底地形, 特に大陸斜

面の形態について. 水路部要報増刊号, no.
7, p. 54-82.

渡辺史郎(1976) 地磁気・重力異常からみた南九州
の地球物理的特徴. 地調月報, vol. 27, p.
135-154.

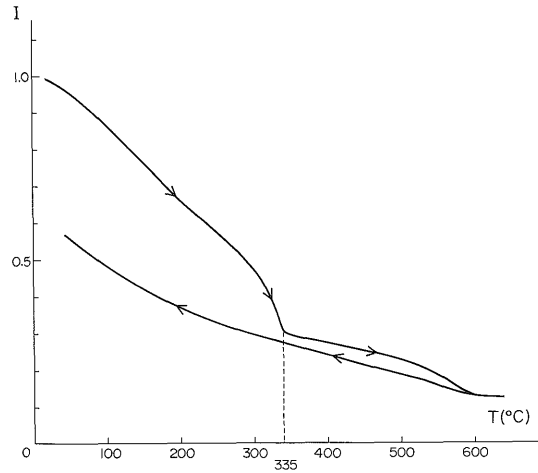
(受付: 1979年4月16日; 受理: 1979年8月22日)

付 録



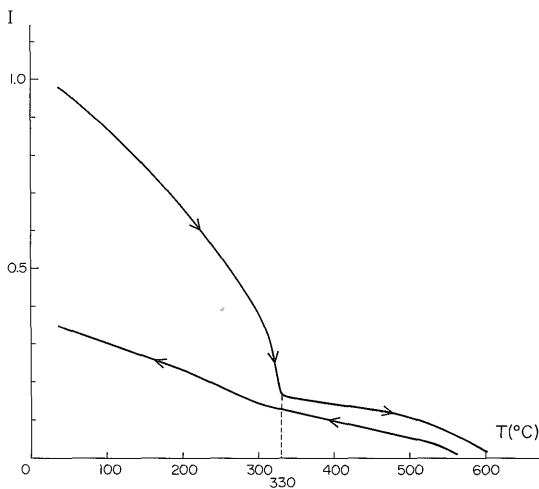
付図 1 尾鈴山酸性岩類の流紋岩質溶結凝灰岩 (MZ-24C) の熱磁化曲線図。Hex = 11,000 Oe. 常磁性の項を除去すると、特性曲線は NAGATA (1961) の pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.10}$) になることがわかる。

Temperature dependance of the saturated magnetization of rhyolite welded tuff (Osuzu-yama acidic rocks, MZ-24C). Hex = 11,000 Oe. Vertical axis is arbitrary. After the subtraction of paramagnetism, the specific curvature is the same of pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.10}$).



付図 2 花崗閃緑岩 (屋鈴山西方, MZ-22) の熱磁化曲線図。Hex = 11,000 Oe. 磁性鉱物は NAGATA (1961) の pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.12}$) であることがわかる。

Temperature dependance of the saturated magnetization of hornblende-biotite granodiorite (west of Osuzu-yama, MZ-22). Hex = 11,000 Oe. Vertical axis is arbitrary. The magnetic mineral contained is supposed to be pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.12}$) by its specific curvature.



付図 3 黒色千枚岩 (四十層群中の諸塚帯, MZ-27C) の熱磁化曲線図。Hex = 8,250 Oe. 磁性鉱物は NAGATA (1961) の pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.12}$) であることがわかる。

Temperature dependance of the saturated magnetization of graphite phyllite (Morozuka Belt, Shimanto Zone, MZ-27C). Hex = 8,250 Oe. Vertical axis is arbitrary. The magnetic mineral contained is supposed to be pyrrhotite ($\text{FeS}_{1.12}$) by its specific curvature.

付表 1 現地における帯磁率測定値

Data of all the measured magnetic susceptibility, together with rock name and geologic unit.
Suffixed alphabets denote different rock facies on an outcrop or nearby.

Sample No.	Rock name	Geologic	Magnetic susceptibility unit 10^{-6} e.m.u./cm ³	GEMS No.
MZ- 1	medium-grained sandstone	(F)		R 13339
MZ- 2	coarse-grained sandstone	(F)	30, 31, 34, 35, 36, 36	R 13340
MZ- 3	arkosic sandstone	(B)	10, 12, 15, 20	R 13341
MZ- 4	shale	(B)	26, 30, 30, 35, 35, 42	R 13342
MZ- 5	greywacke sandstone with lithic fragments	(B)	12, 12, 20, 21	R 13343
MZ- 6	gravel beds	(L?)	111, 317, 355, 370	R 13344
MZ- 7	greywacke sandstone with lithic fragments	(B)		R 13345
MZ- 8	greywacke sandstone with shale lamina	(B)	16, 18, 19, 23, 23	R 13346 R 13347 R 13348
MZ- 9	loam (Kirishima volcano)	(K)	190, 254, 522, 550	R 13349
	pumic fall (Aira volcano)	(I)	317, 320, 378, 475, 500	R 13350
MZ-10	dacitic welded tuff (Aira volcano)	(I)	403, 421, 436	R 13351
MZ-11	siltstone	(F)	10, 16	R 13352
MZ-12A	fine-grained sandstone	(A)	53, 54	R 13353
-12B	shale	(A)	63, 67	R 13354
MZ-13A	shale	(A)	40, 40, 41, 46	R 13355
-13B	tuffaceous shale	(A)	18, 20	R 13356
MZ-14	medium-grained sandstone	(A)	20, 21, 22, 31	R 13357
MZ-15A	siltstone	(F)		R 13358
-15B	medium-grained sandstone	(F)	10, 14	R 13359
MZ-16A	gravel beds	(G)	30, 31	
-16B	siltstone	(F)	10	R 13360
MZ-17A	coarse-grained sandstone with lithic fragments	(A)	10, 11, 11	R 13361
-17B	shale	(A)	18, 20, 21	R 13362
MZ-18A	shale with plant fossils	(A)	55, 60, 63	R 13363
-18B	shale	(A)		R 13364
-18C	fine-grained sandstone with shale lamina	(A)	28	R 13365
MZ-19	medium-grained sandstone with lithic fragments	(A)	20, 20, 21	R 13366
MZ-20A	rhyolite welded tuff	(E)		R 13367
-20B	hornfels	(A)		R 13368
MZ-21	medium-grained sandstone	(A)		R 13369
MZ-22	hornblende-biotite granodiorite	(C)	55, 58, 58	R 13370
MZ-23	hornfels	(A)		R 13371
MZ-24A	rhyolite welded tuff (pyrrhotite bearing)	(E)	25, 28, 35	R 13372
-24B	rhyolite welded tuff (pyrrhotite bearing)	(E)	10, 13, 16, 17, 20	R 13373
-24C	rhyolite welded tuff (pyrrhotite bearing)	(E)	48, 50	R 13374
MZ-25	rhyolite welded tuff with lithic fragments	(E)		R 13375
MZ-27A	red silicious phyllite	(A)	10	R 13376
-27B	meta green rock	(A)		R 13377
-27C	graphite phyllite	(A)		R 13378
-27D	green phyllite	(A)	115, 120	R 13379
MZ-28	basalt	(A)	320, 520	R 13380
MZ-29	basaltic pillow breccia	(A)	1200, 2800	R 13381
MZ-30	medium-grained sandstone	(A)	10	R 13382
MZ-31	rhyolite tuff breccia with lithic fragments	(E)	8, 15, 28, 35	R 13383
MZ-32	rhyolite welded tuff	(E)		R 13384
MZ-33	siltstone	(F)	15, 20, 25, 25, 45, 45	
MZ-34	siltstone (close to MZ-15)	(F)	12, 13, 15, 25, 28, 35	
MZ-35	siltstone	(F)	24, 25, 28, 30, 30, 31, 31, 38	
MZ-36	siltstone	(F)	22, 22, 23, 25	
MZ-37	siltstone	(F)	16, 16, 17, 18, 18	
MZ-38	siltstone	(F)	20, 20, 23, 23, 26, 26	
MZ-39	sandstone	(F)	12-15	
MZ-40	siltstone	(F)	15, 15	
MZ-41	beach sand	(L)	220, 288, 347	

付表 2 成形試料の残留磁気, 体積帯磁率 (ϵ), 自然乾燥密度及び粉体試料の重量帯磁率 (χ) 測定値

Data of N.R.M. magnetic susceptibility and density (exposed in a room condition) measured on trimmed specimens, and magnetic susceptibility measured on pulverized specimens.

Sample No.	Magnetic properties of rocks				Density (g/cm ³)	Remarks
	Inclination	Declination	Jr (10 ⁻⁶ e.m.u./cm ³)	Kappa (10 ⁻⁶ e.m.u./cm ³)		
MZ-1	-1	143	27	0.2	21	2.55
	-*	148	24	0.3		
	-*	166	10	0.3		
	-2	145	10	0.8		2.57
	-*	149	-32	0.6		
	-3	95	-19	0.5		2.48
	-*	123	-25	0.4		
MZ-3	-1			0.3		2.39
	-2			0.4		2.39
MZ-7	-1	209	45	0.3	34	2.51
	-*	247	30	0.3		
	-2	69	8	0.3		2.52
	-3	49	24	0.2		2.51
MZ-8A-1				0.4	26	2.62
	-2			0.3		2.63
	-3			0.4		2.62
MZ-8C-1				0.6	42	2.65
	-2			0.3		2.64
	-3			0.4		2.62
MZ-10	-1	10	48	755	433	2.02
	-2	11	47	610		2.02
	-3	0	47	638		2.02
MZ-12A-1		70	83	0.3	28	2.67
	-2	175	-34	0.3		2.67
	-3	93	46	0.3		2.65
MZ-12B-1				0.2		2.48
	-2			0.1		2.46
MZ-13B-1				0.4		2.71
	-2			0.3		2.68
MZ-14	-1			0.2		2.57
	-2			0.3		2.57
MZ-15A-1		9	35	5.2	20	1.67
	-*	3	37	5.3		
	-2	335	41	4.1		1.70
	-3	59	-14	3.1		
MZ-17A-1		136	-55	1.4	10	2.66
	-*	131	-56	1.4		
	-2	194	-43	0.9		2.67
	-3	149	-44	0.8		2.63
MZ-18B-1		127	-26	0.2	33	2.61
	-2	145	41	0.4		2.63
	-3	—	—	—		2.58
MZ-18C-1		140	-40	1.0	30	2.68
	-2	149	-39	1.1		2.69
	-3	137	-31	0.9		2.68
MZ-19	-1	165	-50	1.1	19	2.65
	-2	158	-41	0.8		2.65
	-3	158	-42	0.9		2.64
MZ-21	-1			0.7		2.58
	-2			0.4		2.56
MZ-22	-1	56	29	23	67	2.68

付表 2 (つづき)

Sample No.	Magnetic properties of rocks				Density (g/cm ³)	Remarks
	Inclination	Declination	Jr (10 ⁻⁶ e.m.u./cm ³)	Kappa (10 ⁻⁶ e.m.u./cm ²)		
MZ-22	-*	75	29	23		
	-2	358	27	45		2.68
	-*	0	31	43		
	-3	132	-11	48		2.68
	-*	128	-9	54		
	-4	78	-3	25		2.68
	-5	216	57	81		2.68
	-6	205	57	78		2.68
MZ-23	-1	331	5	72	40	2.73
	-2	325	7	8.3		2.74
	-3	168	-49	3.9		2.73
MZ-24A	-1	81	-13	84	31	2.67
	-2	43	-16	11		2.67
	-3	32	2	6		2.67
MZ-24B	-1	18	0	0.9	18	2.65
	-2	252	1	0.9		2.65
	-3	169	74	0.7		2.66
MZ-24C	-1			3.0		2.67
	-2			7.0		2.67
MZ-25	-1	120	47	18	22	2.63
	-*	146	45	18		
	-2	53	85	51		2.63
	-*	47	85	65		
	-3	134	16	36		2.62
	-*	135	21	28		
MZ-27A	-1	166	-23	0.6	19	2.72
	-2	157	2	0.2		2.71
	-3	182	25	0.6		2.70
MZ-27C	-1			89	133	2.70
	-2			111		2.70
	-3			197		2.70
MZ-27D	-1			2.0	111	2.09
	-2			3.2		2.99
	-3			4.0		2.97
MZ-28	-1	301	5	28	1094	3.06
	-2	332	30	121		2.97
	-3	252	41	23		2.89
MZ-29	-1	196	-63	508	2161	2.89
	-2	195	-65	693		2.88
	-3	208	-73	913		2.88
MZ-30	-1	38	43	9.2	27	2.62
	-*	30	42	9.4		
	-2	349	41	6.5		2.59
	-3	354	47	1.5		2.59
	-*	350	53	1.8		
MZ-31	-1	143	-22	31	27	2.60
	-2	130	19	7.1		2.59
	-3	53	7	0.4		2.59
MZ-32	-1	346	3	22	49	2.61
	-*	347	1	22		
	-2	116	11	12		2.60
	-*	151	13	13		
	-3	175	-20	5.2		2.60
	-*	185	-18	6.0		

付表3 測定及び試料採取地点の方位及び地名一覧表

Grid references to the sites of outcrops where measurements of magnetic susceptibility and sampling were made.

No.	Longitude (E)	Latitude (N)	Topographic map 1:50,000	Location name
MZ-1	131°29'26"	31°46'51"	NH-52-1-10 Hyuga—Aoshima	宮崎市坂元
MZ-2	131°22'49"	31°48'8"	"	宮崎市九平
MZ-3	131°22'41"	31°48'15"	"	"
MZ-4	131°21'41"	31°46'4"	"	南那珂郡北郷町三森山
MZ-5	131°21'47"	31°46'15"	"	宮崎市椿山
MZ-6	131°19'20"	31°47'10"	"	宮崎郡田野町樺
MZ-7	131°19'7"	31°47'10"	"	"
MZ-8	131°18'17"	31°48'17"	"	宮崎郡田野町倉谷
MZ-9	131°18'34"	31°50'30"	NH-52-1-9 Miyazaki	宮崎郡田野町屋敷
MZ-10	131°18'51"	31°51'20"	"	宮崎郡田野町仮屋敷
MZ-11	131°18'1"	31°56'59"	"	東諸県郡高岡町高浜
MZ-12	131°14'58"	31°55'55"	NH-52-1-13 Nojiri	東諸県郡高岡町柚ノ木崎
MZ-13	131°12'52"	31°55'3"	"	北諸県郡高城町
MZ-14	131°15'1"	31°56'7"	NH-52-1-9 Miyazaki	東諸県郡高岡町柚ノ木崎
MZ-15	131°26'28"	31°58'38"	"	宮崎市新名爪本宿
MZ-16	131°26'1"	32°1'22"	NI-52-6-12 Tsuma	宮崎郡佐土原町岩見堂
MZ-17	131°18'20"	32°12'20"	NI-52-6-11 Osuzuyama	西都市片内黒瀬
MZ-18	131°19'51"	32°11'34"	"	西都市片内松原
MZ-19	131°21'1"	32°10'41"	"	西都市南方津々志
MZ-20	131°26'29"	32°11'19"	"	児湯郡川南町谷内
MZ-21	131°26'23"	32°11'23"	"	"
MZ-22	131°24'30"	32°12'5"	"	児湯郡木城町石河内浜口
MZ-23	131°24'34"	32°12'10"	"	"
MZ-24	131°28'25"	32°15'47"	"	児湯郡川南町袋谷 東方
MZ-25	131°29'37"	32°14'42"	"	児湯郡都農町轟 西方
MZ-27	131°29'40"	32°30'25"	NI-52-6-9 Morotsuka	東臼杵郡諸塚村榎木谷
MZ-28	131°22'33"	32°29'29"	NI-52-6-10 Mikado	東臼杵郡諸塚村戸下 (鳥ノ巢)
MZ-29	131°24'27"	32°27'15"	"	東臼杵郡西郷村笹陰
MZ-30	131°42'14"	32°30'22"	NI-52-6-5 Nobeoka	延岡市赤水
MZ-31	131°43'30"	32°29'45"	NI-52-6-6 Hyuga	延岡市樫
MZ-32	131°41'5"	32°28'34"	"	日向市牧山
MZ-33	131°26'42"	31°57'47"	NH-52-1-9 Miyazaki	宮崎市芳土蓮ヶ池
MZ-34	131°26'28"	31°58'38"	"	宮崎市新名爪本宿
MZ-35	131°24'52"	32°2'46"	NI-52-6-12 Tsuma	宮崎郡佐土原町上田島仲間原
MZ-36	131°22'20"	32°2'28"	"	西都市今市
MZ-37	131°21'18"	32°1'41"	"	西都市上沖
MZ-38	131°25'29"	32°6'28"	"	西都市城平
MZ-39	131°28'36"	31°47'59"	NH-52-1-10 Hyuga—Aoshima	宮崎市青島町青島
MZ-40	131°28'38"	31°47'59"	"	"
MZ-41	131°28'27"	31°47'56"	"	宮崎市青島町弥生橋