

南西諸島周辺海域の地磁気異常†

植田義夫* · 登崎隆志** · 中川久穂*

GEOMAGNETIC ANOMALIES AROUND NANSEI-SYOTŌ (RYUKYU ISLANDS), JAPAN†

Yoshio Ueda*, Takashi Tozaki** and Hisaho Nakagawa*

Abstract

Geomagnetic total intensity anomalies at the sea around Nansei-Syotō (Ryukyu Islands) and Senkaku Islands were compiled into three sheets of geomagnetic anomaly maps based on the geomagnetic surveys made by the Hydrographic Department from 1975 to 1982. The survey area is divided into several zones according to the feature of the geomagnetic anomalies considering the geological/topographical characteristics of the region concerned, and geotectonic implication of the geomagnetic anomalies for each zone is investigated.

A complicated anomaly zone exists along the Paleo-Ryukyu Volcanic Belt and the Ryukyu Volcanic Belt (Konishi, 1965) and a magnetic smooth zone is recognized over the area of the Ryukyu Geoanticline and the continental slope located in the east of the volcanic zones.

The southern end of the Quaternary volcanic front located along the Tokara volcanic chain has been recognized near Iō Tori Sima up to the present (Matsumoto, 1977), and it is newly recognized that the front extends along the east boundary of the Okinawa Trough and the south boundary of the West Ryukyu knolls group from the results of geomagnetic and geological/topographical surveys (Kato, et al., 1982). The fact that the short wavelength magnetic anomalies dominate along the volcanic front in contrast to a rather long wavelength feature of the topographic undulations may indicate that the basic rocks intruding into the non-magnetic Pre-Miocene basement complex form the volcanic islands and knolls of the Tokara volcanic chain. There are no magnetic anomalies over the uplift of knolls and bank inside the Tokara volcanic chain.

The positive magnetic lineated anomaly zone is seen from Kume Sima to Igyo-Sone bank to the west of Okinawa Sima. The fact that there was a green tuff volcanism in the Miocene at Aguni Sima may indicate a volcanic activity in the Miocene in the area of positive magnetic anomaly.

The Tokara channel and Kerama Gap have been considered to be left-lateral faults which cut the zonal structure of the geological and topographical features of this area, but this consideration is not positively supported by the magnetic anomalies.

† Received 19 December 1983

1. はじめに

日本列島周辺の大陸棚から大陸斜面付近の海域を対象とした水路部の大陸棚の海の基本図測量は、現在ほぼ完了し、伊豆一小笠原諸島付近の一部海域を残すだけとなった。この測量では海底地形・地質構造・地磁気・重力の調査が総合的に実施され、従来大陸棚に関する認識を飛躍的に向上させた。成果は20万分の1の大陸棚の海の基本図として刊行され一般の利用に供されているほか、一部はデジタル化され、海洋データセンター(水路部)を通じて情報提供業務もなされている。これらの成果は大陸棚の資源探査・地震予知研究等をはじめ、地球科学の分野においても、きわめて重要な成果をもたらしつつある。

上記測量成果による日本列島周辺の大陸棚海域の地磁気全磁力異常図については、南西諸島周辺海域を除き、既に大島他(1981)によって報告されている。今回、筆者らは、その後実施された「屋久島南方」をはじめとする南西諸島周辺海域の地磁気全磁力測量結果をもとに同海域の地磁気全磁力異常図を作成した。ここでは、その結果を紹介し、地形・地質等の成果と地磁気異常分布との対比から得られた構造論上の知見について報告する。

南西諸島の構造区分に関する研究としては、小藤(1897)、波多江(1955)による先駆的研究をはじめ、小西(1965)による総括的な研究成果があげられる。波多江(1955)は小藤(1897)による琉球列島の3列の構造区分(内側から火山帯・古期岩帯・第3系帯)のうち、火山帯をさらに内側の古期琉球火山帯と外側の中・新期琉球火山岩帯に2分し、4列の帯状構造を論じている。小西(1965)は南西諸島とその周辺海域を東海陸棚からフィリピン海盆へとつらなる一連の地形単元で区分し、島列をのせる主隆起軸を琉球地背斜区と名づけた。さらに琉球地背斜区を内側から外側へ、地質時代の古いものから順に並ぶ6つの構造累帯(甌島帯・石垣帯・本部帯・国頭帯・島尻帯・熊毛帯)に区分し、また、吐噶喇海峡と宮古凹地(慶良間海裂)の構造海峡により、東北琉球・中部琉球・西南琉球に区分している。

しかし、最近の研究成果によると、例えば、西南日本外帯の三波川帯に帰属すると考えられていた石垣累帯・八重山變成岩類の放射性同位元素による地質年代は、三波川帯よりも古いこと、石垣島・野底層にみられるグリーンタフ層は始新統に属し、中部琉球・久米島の中新世グリーンタフ層とは一連のものでないと考えられること、中新世後期の浅海性堆積層である八重山層群相当層は、中部琉球以北には認められないことなどから、西南琉球の先中新世基盤構造は、中部琉球以北のそれとは成因的に別系統のものではないとする見解も提起されている(木崎, 1978)。また、従来の構造区分は主として限られた露頭域である島嶼の地質学的考察から導かれたもので、当然のことながら、南西諸島の土台である琉球弧とその周辺の海底地質や地球物理等の調査結果にもとづく検証が必要とされる。以上述べたことから、当海域の地磁気異常を把握することは、まだ未知の部分の多い琉球弧の構造を考察するうえで重要な役割を果たすものと考えられる。

今回の対象とした海域には、沖縄舟状海盆も一部含まれており、堆積層に貫入した火成岩によるとみられる磁気異常を確認することができた。沖縄舟状海盆は、活発な地殻熱流量(平均4.06HFU)、張力場を裏づける発震機構、中軸部に推定される火成岩の貫入と正断層の発達などから縁海形成の初期段階にあると考えられている(小林, 中村, 1983)。しかし、縁海形成にかかわる火成活動と、吐噶喇列島に代表される第四紀火山活動との関連については、まだ十分な解明がなされていない。本稿では磁気異常から推定される磁性岩体の種類・規模・性質等にもとづき、この問題についても若干の考察を加えた。

南西諸島周辺海域の海底地形・地質に関しては、大陸棚の海の基本図測量にもとづく研究報告(浜本他, 1978; 加藤他, 1982)や各測量航海ごとに作成される測量報告書等にとりまとめられている。また、地質調査所からは、海底地質図が甌島周辺(木村他, 1975)のほか、琉球島弧周辺については、フリーエア重力異常

プロフィール及び地磁気全磁力異常プロフィールとともに刊行されている(本座, 1977). 重力異常図としては, Segawa(1976), Tomoda and Fujimoto(1982), Ganeko and Harada(1982)を参考とした, 海底地形名としては極力“海洋地名打合せ会”で決定された海底地形名称を用いることとしたが, 既に学術論文等で慣用的に用いられているものは, それも一部使用した.

2. 測量の概要と地磁気異常図の作成

測量海域は第1図に示す海域で, 屋久島南方から沖縄本島を経て与那国島へとつらなる琉球弧とその周辺海域, 及び沖縄トラフを隔てた尖閣諸島付近が含まれる. また, 本図には各測量海域の測量航海名, 測量期間も参考として付記した.

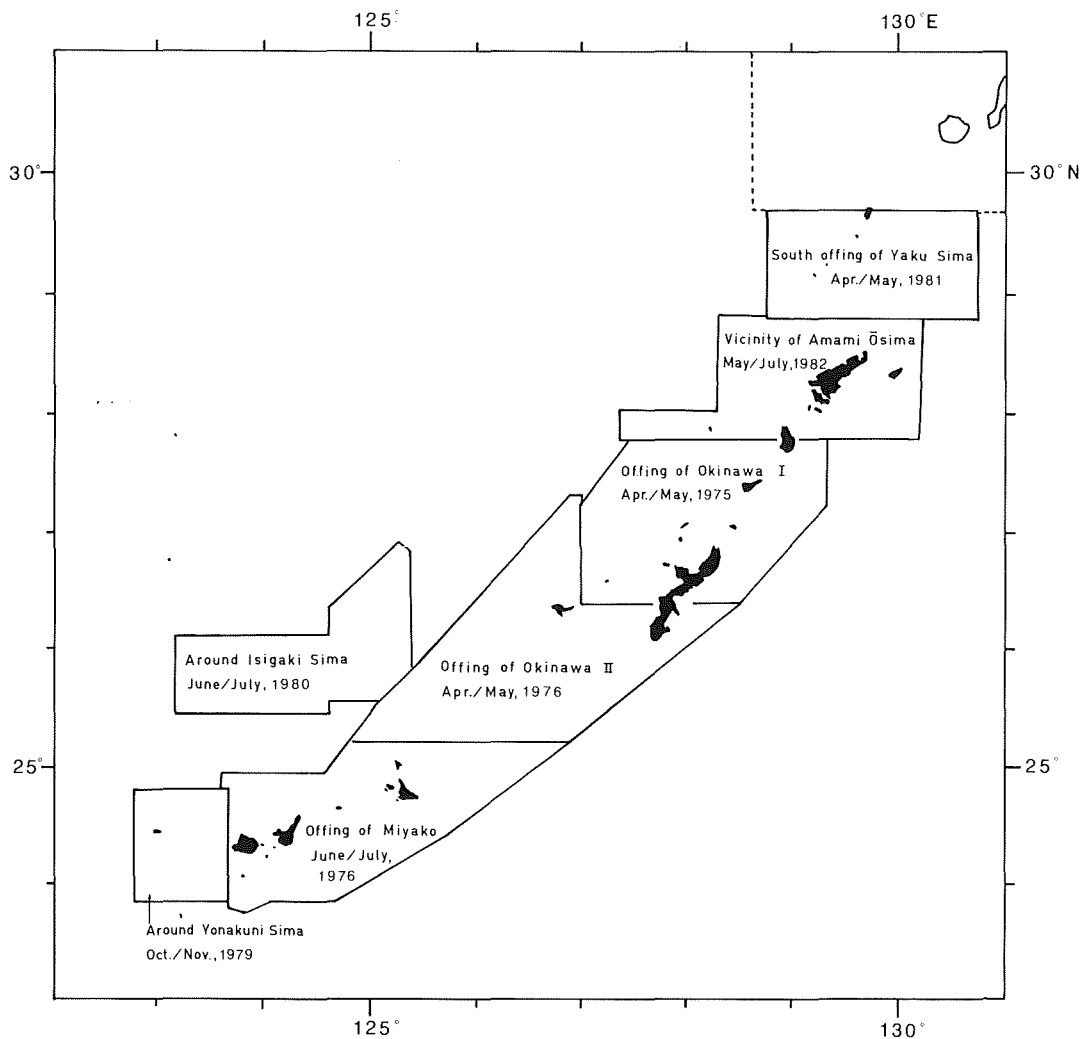


Figure 1 Surveyed Area around Nansei Syotō

測線間隔はほぼ2海里, 測位は主として NNSS と ρ - ρ ロラン C からなる複合測位方式により実施された, また, 沿岸付近の, 陸標を識別できる海域では, レーダや三点両角法による陸測を実施し, 電波伝搬上の測

位誤差の較正を行っている。地磁気全磁力の測量は、バリンジャー社 M-123 型船舶用プロトン磁力計の検出部を、船尾から約 200m 曳航して実施した。全磁力の外部磁場変化補正には、鹿屋地磁気観測所と八丈水路観測所の全磁力観測記録をもとに行った。なお、八丈水路観測所の場合には、測量海域との経度差による時間のずれを考慮している。

地磁気全磁力異常図の作成については、各測量区域の地磁気全磁力原図からデジタイザーにより各測点の全磁力値を10nT単位で読みとり、測量番号・測量年月・経緯度値・全磁力値・測量行動名等の情報を、1測点1レコードとして磁気テープに収録した。このようにして作成したデータファイルをもとに、電子計算機による地磁気異常値の計算及び異常値の作図処理を行った。地磁気異常図の等値線は、負異常は破線・零値を1点鎖線・正異常値を実線で50nT毎にフリーハンドで描画し、各極大、極小値を記入した。

地磁気異常値の算出に用いた標準磁場は、1981年8月に IAGA が新たに勧告した国際標準磁場モデルを用いた。このモデルは、1965.0年・1970.0年・1975.0年の各主磁場モデル (DGRF) 及び、1980.0年の主磁場とそれ以降の年差係数からなる IGRF1980 により構成されている。各主磁場モデルは10次の球函数展開係数からなり、波長4000kmの地球磁場を近似していると考えられる。IGRF1980 と航空磁気測量から求めた日

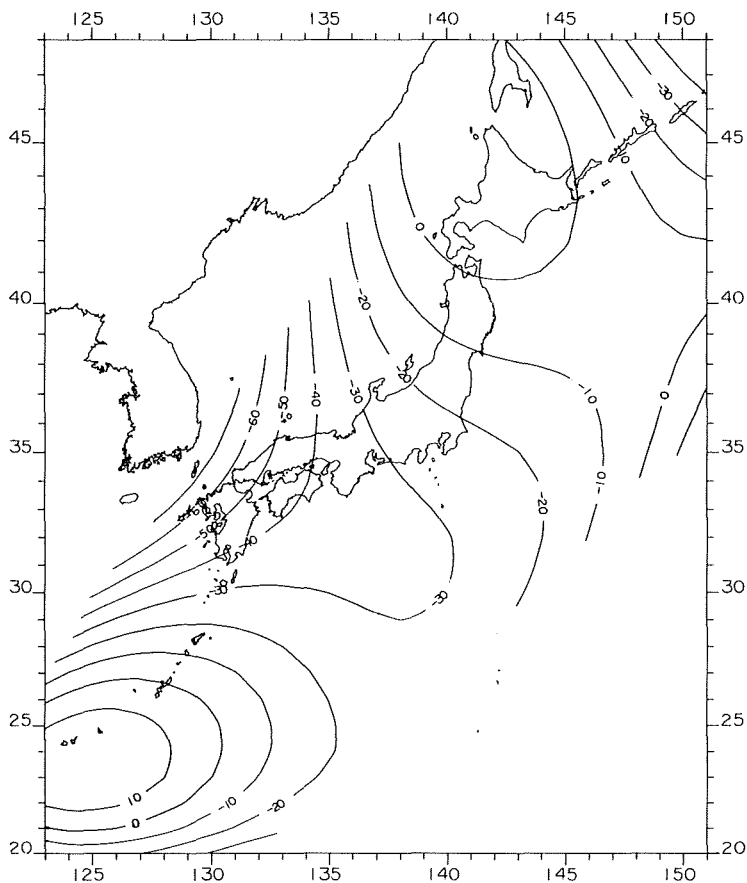


Figure 2 Residual Map of Geomagnetic total intensity (3rd degree polynomial field - IGRF 1980.0)
Unit in nT.

3rd degree polynomial field model were obtained from the airborne magnetic survey for the epoch 1980.0 (Ueda et al., 1983, submitted at present).

本周辺の全磁力分布 (Ueda et al, 1983) との比較結果を第 2 図に示す。これによると、南西諸島付近では石垣島付近で +10nT の正の残差域が分布し、それ以北の奄美大島や屋久島付近では -10nT ~ -30nT の負の残差が認められる。これらの残差は局地的異常に対する一種のバイアスとみなされる。

地磁気異常の解釈にあたっては、磁気異常の方向・波長・振幅等の特徴に注目し、地磁気異常分布域を、その特性に応じて各磁気異常区に区分した。このような区分は、地質構造区としての意味を有する場合が多い。このようにして求めた大局的な特徴をもとに、比較的明瞭な磁気異常を伴うものについて、磁性岩体の帯磁強度・帯磁方向・岩体深度とその空間的広がり等について推論した。この方法としては、個々の磁気異常から 2 次元や 3 次元モデルを設定し、数値計算により求めることも可能であるが、このような方法では個々の解析にかなりの時間・労力を必要とする。そのため当海域のように局地的異常が多数分布する場合には適当とは言えない。ここでは、3 次元角柱モデルの地磁気異常プロファイルを求め、その標準曲線をもとに半定量的な解析を試みた。その具体的な方法については付録を参照されたい。

3. 海底地形・地質の概要

琉球弧とその周辺海域は、大陸側から海側へかけ、東海陸棚とその外縁隆起帯・沖繩トラフ・琉球弧・南西諸島海溝へと配列する。

東海陸棚は、九州西岸の五島列島から台湾へとつらなる水深 200m 前後の平坦な地形で、一部に層厚 2000m を越す東海堆積盆地・尖閣堆積盆地等を形成している (加賀美他, 1971)。中国大陸と接する付近では白亜紀後期の花崗岩類の貫入と酸性火山岩類の活動帯である福建・嶺南帯が NE-SW 方向にのびており、その北東端は朝鮮半島南部にまで達する。東海陸棚の外縁部に沿う隆起帯は台湾一宍道褶曲帯と呼ばれている (Wageman et al., 1970)。隆起帯にあたる五島列島や男女群島では、基盤の古生層を中新世後期の溶結凝灰岩が不整合に被っており、また、それらを通る花崗岩類の活動も知られている。尖閣諸島付近には八重山層群相当層と推定される中新世・魚釣島層とそれに進入する角閃石閃緑岩質玢岩が存在する。進入活動の時代は中新世後期~鮮新世と考えられている (松本他, 1982)。以上述べたように、外縁隆起帯は中新世後期~鮮新世にかけての火成活動とそれに伴う基盤の隆起により形成されたものである。

沖繩トラフは、琉球弧の内側にそれとほぼ平行してつらなる堆積盆地で、八重山諸島の北方では、最深所 2270m に達する。水深は琉球弧に沿って北上するにつれて段階状に浅くなり、沖繩本島から奄美大島の内側で 1500m ~ 1000m、九州西方の男女海盆付近では 700m 前後の水深を示す。琉球弧と沖繩トラフとの境界は、水深の傾向と呼応して、琉球弧西南付近では明瞭な断層状の急崖で境されるが、北東部の吐噶喇列島周辺では、このような明瞭な境界は認められず、火山性起源とみられる海丘や地塊が第四系堆積層を貫いて数多く分布している。

琉球弧は、九州南部から台湾へとつづく全長約 1200km の島弧で、吐噶喇海峡、慶良間海裂 (宮古凹地) により北部、中部・南部に分かれる。北部と中部は内側から内弧・背弧凹地・外弧の三つの構造单元から構成される。内弧としては吐噶喇列島から粟国島・久米島へとつづく火山性島列が、また、背弧凹地としては、奄美舟状海盆・沖永良部海盆・与論海盆などがこれに相当する。しかし、このような構造单元の特徴は、南へ下るにしたがって不明瞭となり、西南琉球弧では、背弧凹地は消失し、火山性海丘列が直接、外弧に接する。西南琉球弧の海溝側の大陸斜面には水深 2000m ~ 3000m の深海平坦面が発達している。その外縁に沿っては、+60mgal のフリーエア重力異常が認められ、基盤の隆起帯が推定される。

南西諸島海溝は、沖繩本島の南方約 170km 付近で最深所 7481m に達する。水深 7000m の等深線はこれをと

りまいてNE-SWにのびており、その延長は約250km程度である。海溝軸もほぼ琉球弧に平行してつらなるが、北部では、九州-パラオ海嶺や奄美海台、大東海嶺などの地形的影響を受け、水深は5000m前後と浅く、海溝としての明瞭さを欠く。一方、フリーエア重力異常図では、最深所付近に見られる $-80 \sim -100$ mgalの負異常帯は、九州南東部の宮崎沖海域まで追跡できる。また、吐噶喇海峡を境に、上記の負異常帯にも左横ずれ傾向が認められる。このように重力異常図からは、南西諸島海溝は連続のよい構造を有すると考えられるが、その異常値は日本海溝での $-160 \sim -180$ mgalと比べ約1/2程度の値である。

4. 地磁気異常分布の特徴とその解釈

第3図、第6図はそれぞれ(1)屋久島南方・奄美大島周辺海域、(2)沖縄本島周辺海域、第9図は、(3)宮古、八重山諸島周辺海域、及び(4)尖閣諸島周辺海域の地磁気全磁力異常図である。図中のアラビア数字で示した区域は、地磁気異常分布の特徴にもとづいて、調査海域を各磁気異常区に区分したものである。なお、本論文のとじ込みには、縮尺150万分の1に編集した上記の各地磁気全磁力異常図を収めてある。

調査海域の海底地形名称については海図6314号(100万分の1海底地形図)の他、第4図、第5図、第7図(跡部, 1978)、第8図(伊藤, 1979)、第10図、第11図(近藤, 1981)を参照されたい。

4.1 屋久島南方・奄美大島周辺海域

本海域の磁気異常を第3図に示すように3区に区分した。I区は吐噶喇列島とその内側に分布する古期琉球火山列に伴う異常域で短波長の複雑な分布を示す。II区は、I区内側の沖縄トラフに貫入した火成岩によるとみられる異常域で、I区よりも比較的波長の長いダイポール型の異常で特徴づけられる。III区は奄美舟状海盆から地背斜区をへて海溝側大陸斜面にいたる海域で、短波長異常を伴わない磁氣的平坦地域である。

(1) I区

吐噶喇列島を構成する火山島は、中新世中期から更新世前期に活動期を有するものと、更新世後期以降に活動期を有するものに大きく二分される。臥蛇島・宝島・小宝島は前者に属し、中之島・諏訪瀬島・悪石島・横当島・硫黄島は後者に属する(松本, 1977)。吐噶喇列島の火山岩のほとんどはカルクアルカリ岩系に属する輝石安山岩である。宝島・小宝島には、中新世グリーンタフ層に対比される火山砕屑岩・熔岩等からなる宝島層群が分布する。(大四及び松本, 1979)。

本区の磁気異常は、吐噶喇列島とその内側の海丘群に伴う異常がほとんどで、隆起部では水深が浅いこともあって非常に複雑な短波長の異常を示す。吐噶喇列島の東縁に沿って分布するダイポール型異常では、正異常の顕著なものが多いが(例えば横当島東方、小宝島南方、中之島付近)、その内側では、負異常が卓越する傾向が認められる。諏訪瀬島や硫黄島でも負異常の極値は正異常を上まわっており、中には逆帯磁によるとみられる異常も、宝島の西南西付近に存在する。このような磁気異常分布の変化は、地磁気逆転史の過程を反映しているものと考えられる。

吐噶喇列島を構成する火山島の基底は、新第三系～第四系と推定される堆積層により厚く埋積されており、地形的には、その山体の山頂付近が認められるにすぎない。これらの火山島の基底が琉球地背斜区を構成する古期基盤岩類を伴うものか、あるいは火山性起源を有するかは、構造論上、極めて重要な問題である。諏訪瀬島の基底は、地形的には水深600m以浅の諏訪瀬地塊として確認できるが、この地塊の基底は厚い堆積層に被われており、それらを取り除いたとすれば、山体全体の比高は優に1500mを越えるものと考えられ

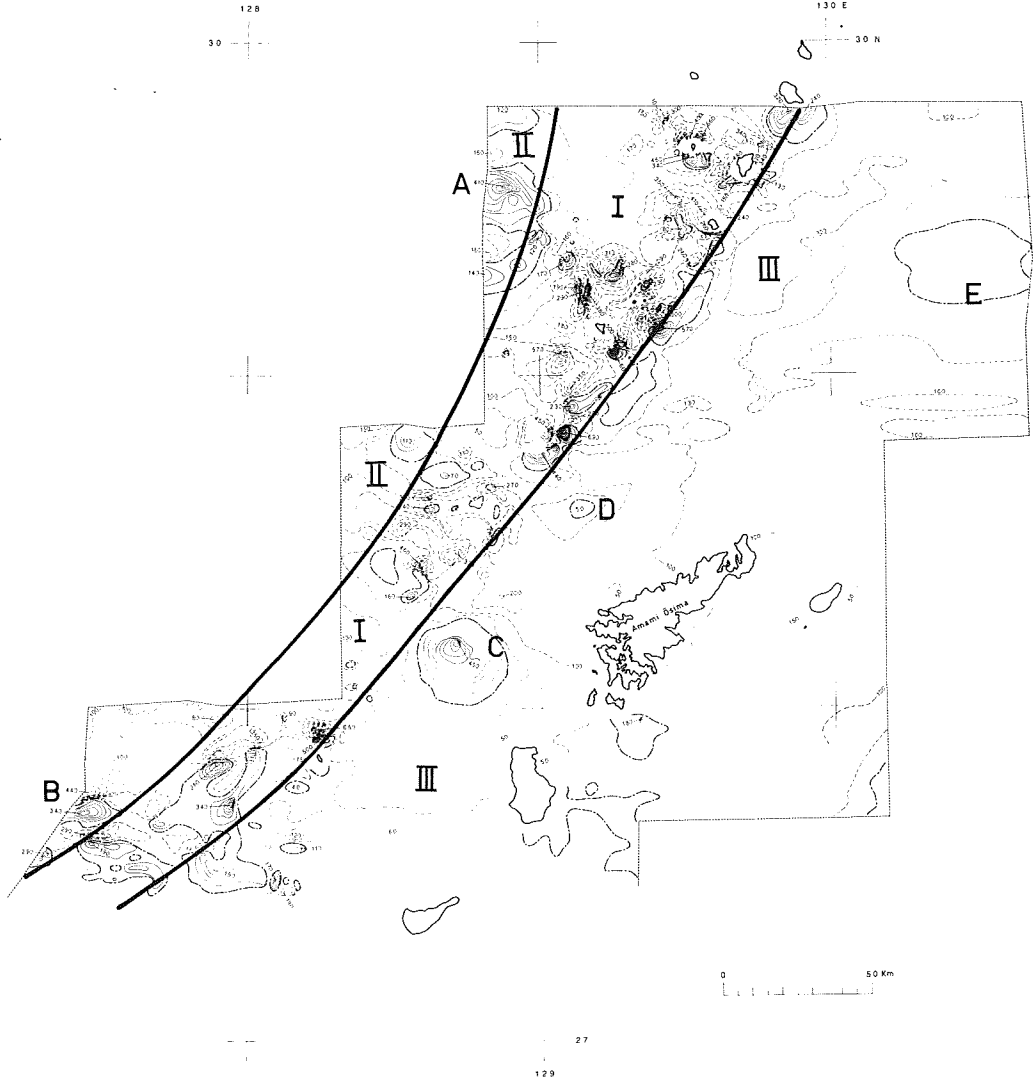


Figure 3 Geomagnetic total intensity anomalies of south offing of Yaku Sima and around Amami Ōsima
 Contour interval is 50 nT.
 Solid line means positive value and dotted line negative one.

る。しかし諏訪瀬島周辺の磁気異常は、地塊全体が帯磁している場合に予想される異常と比べ、その波長は短く、地塊の基底部の磁性は弱いものと判断される。このような例は他にも、悪石地塊、横当地塊、室地塊などに認められる。

本区には、以上に述べた火山活動を伴う海丘・地塊の他に、これとは成因的に異なると思われるものも認められる。北部の平島の西方約15kmには、権地塊がNE-SW方向に延びており、その最浅所は80mに達する。しかし、この付近の海域には小規模な異常を除いて、ほとんど磁気異常らしいものは存在しない。このような傾向は宝島の西北西約30kmの横ガン曾根 (29°16'N, 128°55'E) や付近の海丘にも認められる。これらの海丘、地塊等の構成岩体については、未だ不明の部分が多いが、磁気異常を伴わず、また、方向性を有する傾動地塊状の地形的特徴を示すことから、琉球弧の基盤である古期岩類から構成される可能性もある。

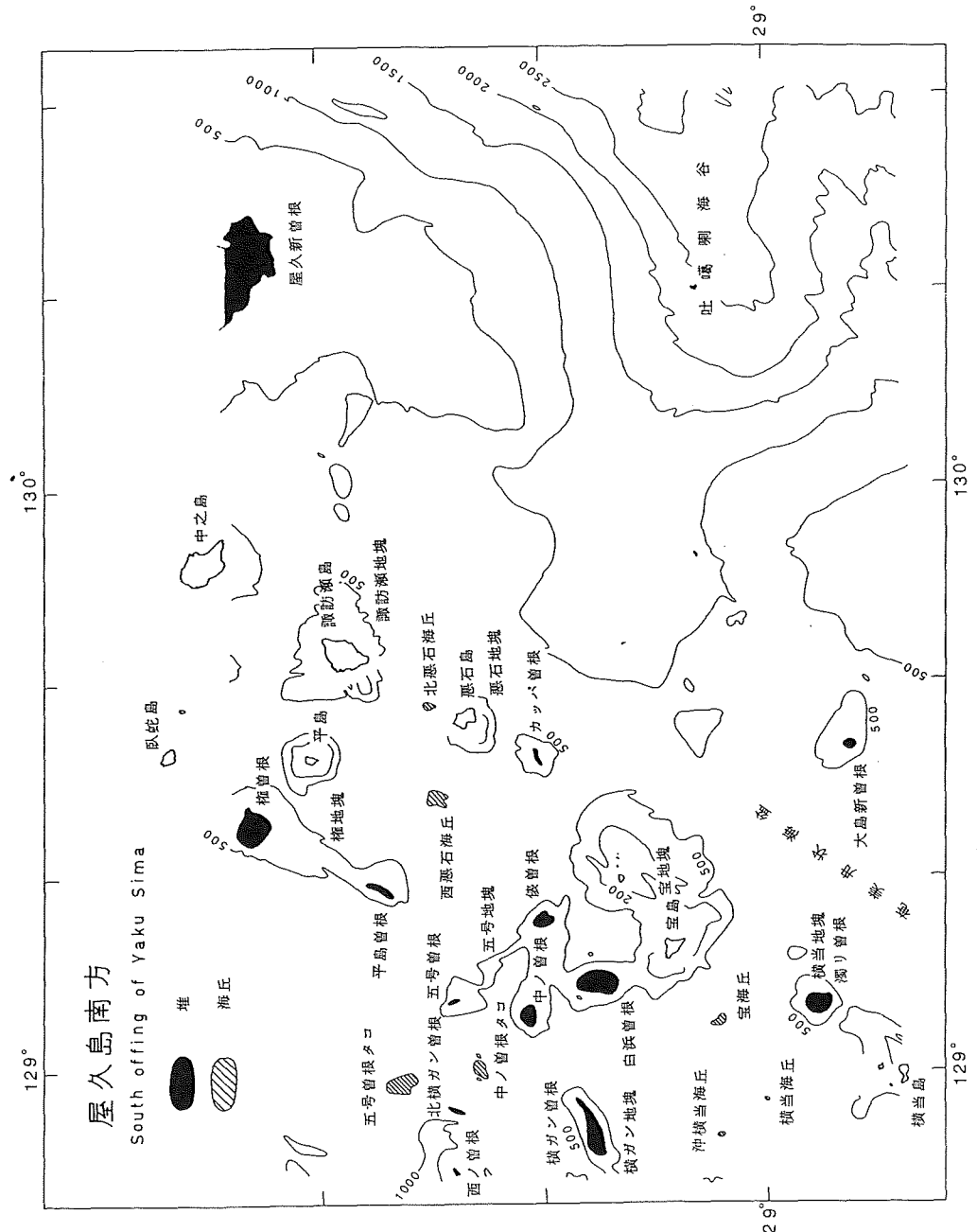


Figure 4 Submarine topography of south offing of Yaku Sima

横当島の南西約35km 付近と硫黄鳥島の西方約25km 付近には、新たにカルデラが発見され、それぞれ第一奄美堆・鳥島堆と仮称されている (第5図)。琉球火山系列は、カルデラを伴う火山活動がその特徴とされ、その南限として従来は鬼界カルデラまでが確認されていたが、今回の発見はその南限を一挙に約370km、南西へ延長したことになる。上記カルデラの外輪山の水深は概ね100m~300m と浅いが、それに伴う磁気異常

の振幅は概ね500nT以下である。このことから、外輪山の構成岩体としては、安山岩よりも珪長質に富む石英安山岩～流紋岩等の酸性岩が推定される。第一奄美堆の磁気異常は負異常が卓越し、なかには、負異常のみの独立した異常も認められる。また、鳥島堆の場合でも、第一奄美堆程顕著でないが、全体としては負異常が優勢である。このことから、これらの堆を形成した火山活動は、松山逆転期を経てきたものと推察され、阿蘇・加久藤・始良の各カルデラの形成期と比べ、年代的に古いものと推察される。

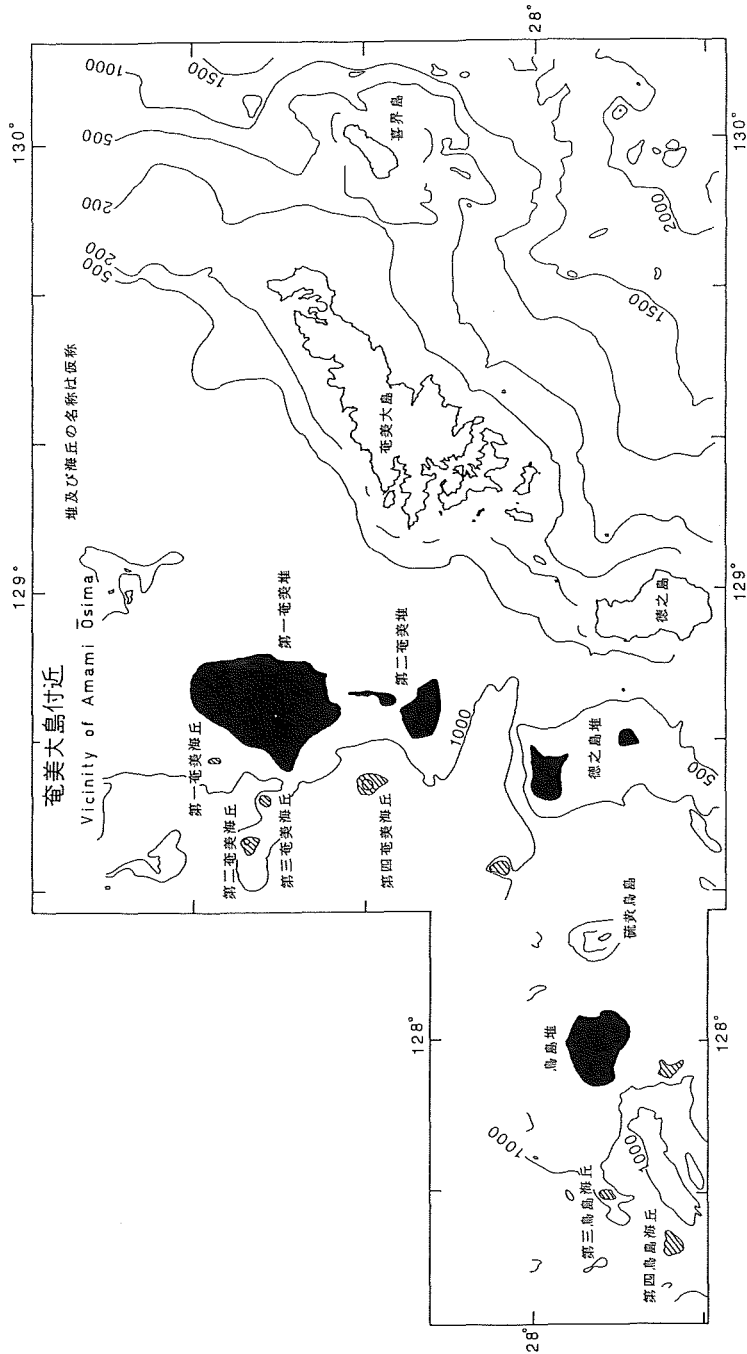


Figure 5 Submarine topography in the vicinity of Amami Ōshima

吐噶喇列島東縁に代表される第四紀火山フロント、及び、宝島に代表される中新世後期の火山活動が、本海域以南にどのように連なるかは、琉球弧の帯状構造を考察するうえで重要な意味をもつ。沖永良部以南の磁気異常分布(第6図)及び、西琉球海丘列の地理的位置からは、第四紀火山フロントは硫黄島から相ノ曾根へと連続するように思われる(加藤他, 1982)。一方、中新世後期の火山活動域は、各々の海丘、堆等の活動年代に関する情報が未知なため確定できないが、後で述べるように、偉業曾根(第7図)から粟国島へつづく正異常帯(第6図, G)を中新世火山活動に伴う磁気異常に対比できれば、平島から宝島にかけ追跡される古期火山列は、硫黄島の北西付近で第四紀火山フロントと斜交し、その外側へ配列することになる。

(2) II区

本区は、I区の沖繩トラフ側に断続的に分布する磁気異常(第3図, A, B)で特徴づけられる。これらの磁気異常の分布域は、音響的基盤の隆起部にあたり、堆積層に貫入した火成岩体が、これらの磁気異常の原因と考えられる。図中に示した磁気異常Aは波長約12km, 振幅570nT, Bは波長約10km, 振幅780nTである。磁気異常から推定される帯磁強度はI区に比べて大きく、輝石安山岩よりも塩基性に富む火成活動の存在を示唆している。

(3) III区

本区は琉球弧の帯状構造区分のうち、古期岩系、新第三系(波多江, 1955)に属する海域にあたる。磁気異常と関連するとみられる本区での火成活動は、古期岩系に進入する花崗岩類の活動で、奄美大島・徳之島などに始新世の花崗岩が分布する。また、徳之島では同島西半部に輝緑岩なども認められる。

本区は厚い第三系堆積層を反映し、一部を除いて磁気的には平坦な海域である。音波探査記録によると、奄美舟状海盆は、褶曲系の向斜部にあたる。フリーエア重力異常図でも、この付近は-20mgal程度の負異常域で、沖繩トラフがほぼ正の異常域でおおわれていることと対照的である。

奄美大島西方には、+450nT, と+50nTの正異常が存在する(第3図, C, D)。前者の異常は第2奄美堆(最浅所197m)に伴う異常で、振幅から判断して長質に富む酸性岩体の貫入が推察される。後者の異常は、水深930mの奄美舟状海盆西縁に位置する。音波探査記録によると、この付近は同海盆を埋積する堆積層が厚く分布するところで、音響的基盤の隆起構造は認められない。このことから、この異常は、堆積層深部に貫入した酸性深成岩体によるものと思われる。これらの貫入岩体は、位置的には琉球地背斜区・本部累帯に属する。本部帯では、古生界を貫く第3紀(中新世)と中生代の花崗岩類・閃緑岩類の貫入火成活動が知られており、この活動との関連も注目される(小西, 1965)。

奄美大島から北東へつづく琉球地背斜区は、宝島東方の水深1000mの等深線で表わされる吐噶喇海谷により、二分される。吐噶喇海谷は左横ずれ断層の可能性が示唆されているが、同海谷による地形や磁気異常には系統的なずれは認め難い。本区, Eで示した異常は、屋久島から南西へ延びる地背斜区のほぼ南縁部にあたる。磁気異常の波長、振幅等からは、深さ約10km程度の酸性深成岩体が推定され、屋久島から奄美大島付近に分布する花崗岩類の一部と考えられる。

4.2 沖繩本島周辺海域

本海域は、徳之島から沖繩本島を経て、慶良間海裂(宮古凹地)に至る海域で、北西側は沖繩トラフ縁に、

南東側は島棚を経て海溝側大陸斜面につらなる。沖縄本島・徳之島・沖永良部島等に代表される地背斜区は、外弧を形成し古期岩類が分布する。小西(1965)の構造区分に従うと、与論島、沖縄本島本部半島、徳之島、沖永良部島は本部帯に、沖縄本島中部と慶良間諸島は国頭帯に、沖縄本島南部は島尻帯にそれぞれ区分される。外弧を形成する島列の内側は、沖永良部海盆、与論海盆などの傾動地塊と地溝状凹地が分布する。これらは必ずしも琉球弧の一般走向とは一致せず、それと直交もしくは斜交し、断続的につらなっている。これらの凹地を形成したとみられる正断層は、表層堆積層を切って発達しており、この付近が現在もお引張力の場にあることを物語っている。

久米島・粟国島には、中新世後期のグリーンタフ層が分布している(中西他, 1977)。これらの内側にあたる沖縄トラフ東南縁付近には、海丘や堆がNE-SW方向に数多くつらなっており、西琉球海丘列と総称されている。これらの海丘列は、その地形的特徴から、独立した円錐状の高まりをもつものと、NE-SWやNW-SEの方向性を持つリッジ状の地形に区分できる。このような地形上の相違は、異なる成因を反映しているものと考えられる。

本海域の南端部では、水深1000mを越す慶良間海裂が琉球弧をほぼ直角に横断している。慶良間海裂の地質構造論上の位置づけについては、すでに述べたが、ここでは地磁気異常分布の特徴から若干の考察を加えた。

本海域の磁気異常は、(I)島棚斜面の一部と西琉球海丘列に対応づけられる磁気異常帯、(II)久米島・粟国島から偉業曾根へ、ほぼNE-SW方向につづく正異常帯、(III)II区の東側に広がる磁氣的平坦海域の3区に区分される。

(1) I区

本区には数多くの海丘・堆が分布するが、磁気異常との対応は必ずしも明瞭でない。このうち、地形と比較的良好な対応を示すのが、I区A~Dの異常である。磁気異常Aは第二鳥島海丘と第一鳥島海丘に伴う異常で、その方向は琉球弧にほぼ直交する。海底地形や音波探査結果によれば、この付近にはNW-SE方向の断層が認められ、断層に沿った貫入岩の存在が推定される。Bで示した磁気異常は、伊是名堆の北東約30kmにある隆起部に伴う異常であるが、この場合でも堆全体が帯磁を示すのではなく、その南縁部に推定される断層沿いに異常域が分布する傾向を示す。なお、この堆からは石英や角せん石を含有する軽石がドレッジにより採取されており、酸性火成活動の存在を示唆している。

本区の南西端付近には、第五久米海丘や第二琉球曾根のような円錐状の海丘が存在する。しかし、磁気異常の振幅は第二琉球曾根で約100nTと小さく(第6図E)、また、第五久米海丘は、ほとんど磁気異常を伴わない(第6図F)。第二琉球曾根の頂部付近(水深670m)からは軽石がドレッジされており、山体を形成した酸性火成活動の存在が推定される。本区にはまた、NE-SWの方向性を示す堆、海丘も数多く分布するが、それらのほとんどは磁気異常を伴わない。このような傾向は、屋久島南方・奄美大島周辺海域についても共通して認められる。本区とII区との境界付近には、円錐状の第四久米海丘が存在する。これに伴う磁気異常は典型的な逆帯磁の特徴を示しており、第四紀松山逆転期に形成されたものと推察される。

(2) II区

本区、Gで示す磁気異常は、偉業曾根(頂部水深132m)から南西へ延びる異常で、同曾根付近は音響的基盤の隆起部にあたる。この異常の南西側には+110nTの正異常帯が分布するが、地形との相関は認められず、また音波探査結果からも、それに対比できるような基盤構造は確認されていない。上記の正異常帯は、一部

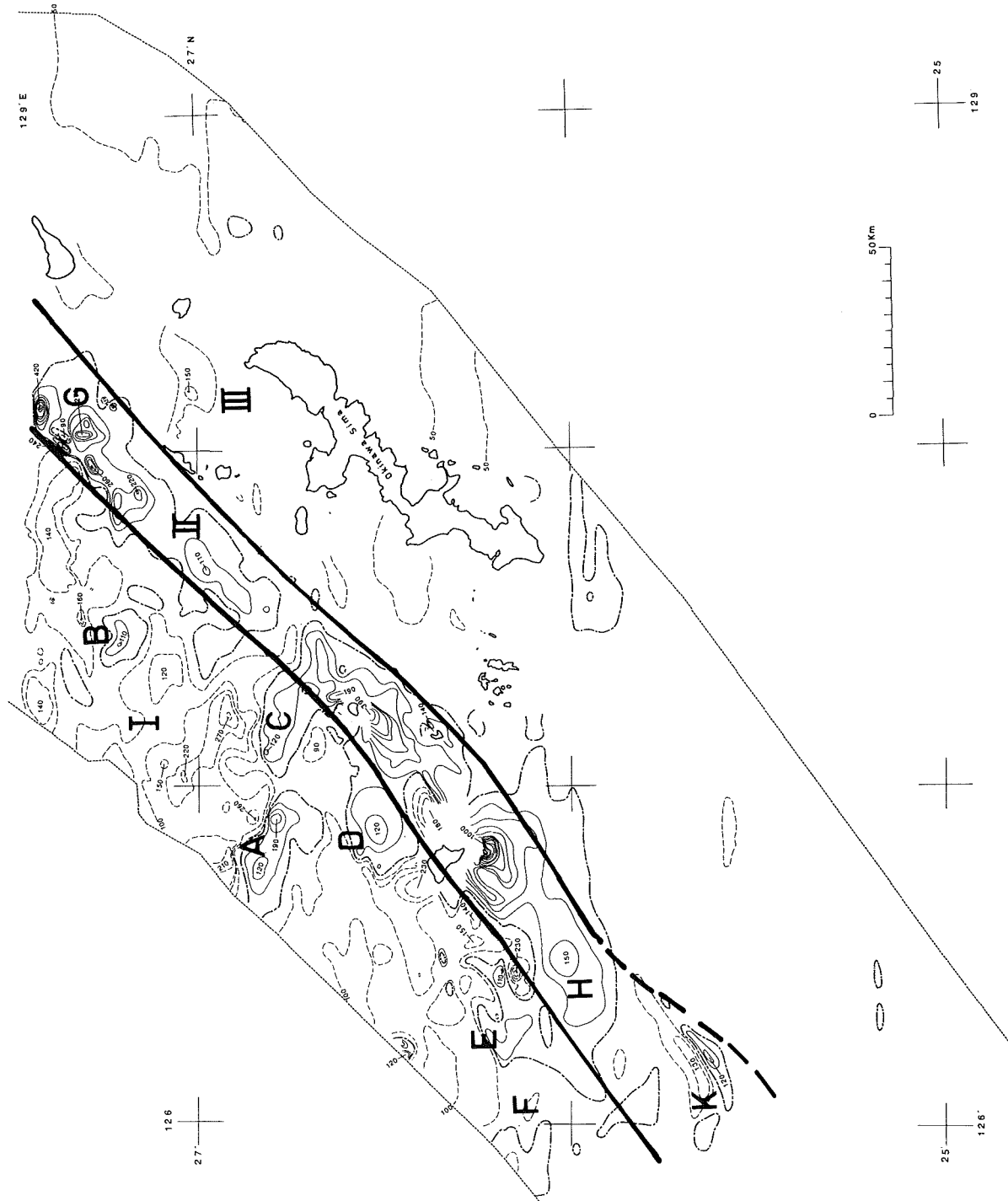


Figure 6 Geomagnetic total intensity anomalies around Okinawa Sima

Contour interval is 50 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

で沖縄トラフ側から南東方向へ延びる負異常帯により分断されるが、全体としては、その南西側の粟国島から北東へ延びる正異常帯と一連のものと思われる。粟国島には、安山岩質の火山砕屑岩・溶岩で代表される中新世グリーンタフ活動の存在が知られており、ここに示した正異常帯も中新世火山活動によるものと考え

られる。即ち、本区では第四紀火山フロントと推定される西琉球海丘列（加藤他，1982）の外側に，中新世火山活動の場が位置することになり，古期琉球火山帯の東縁が，更新世以降の火山活動の舞台であったとする従来の帯状構造論に新たな問題を提起している。

上記の正異常帯は，久米島を経て慶良間海裂鞍部の+150nTの異常(H)へとつらなる。久米島には，安山岩質の中新世グリーンタフ層が分布するが，その南側沿岸部付近には振幅1000nTに達する磁気異常が認められ，玄武岩質の塩基性火山活動の存在も推定される。Hで示した異常は慶良間海裂の急崖に影響されることなく，それを越えて一部南西側へ延びている。また，断層を境に，磁気異常の系統的ずれは認められない。

石垣島・野底層が始新統のものであることが明らかとなった現在では，琉球弧にみられる中新世グリーンタフ活動は久米島までとする考えと，久米島から沖縄トラフ中軸部・小野寺海山を経て尖閣諸島に認められる中新世後期の火山活動につらなるとする二つの異った見解が示されている（木崎甲子郎，1978）。今回の結果についても，この意味から注目したが，沖縄トラフ海域についての詳しい情報が得られないため，明確な結論は得られなかった。慶良間海裂を経て，その南側の島棚に位置する西大九曾根の北西側斜面に，ENE-WSW 方向の振幅250nT，波長約5kmの異常(K)が認められる。非火山性外弧に相当する島棚に，このような異常が存在する理由は不明であるが，その振幅・波長から判断して，海面下2~3kmに貫入岩体の存在が予想される。

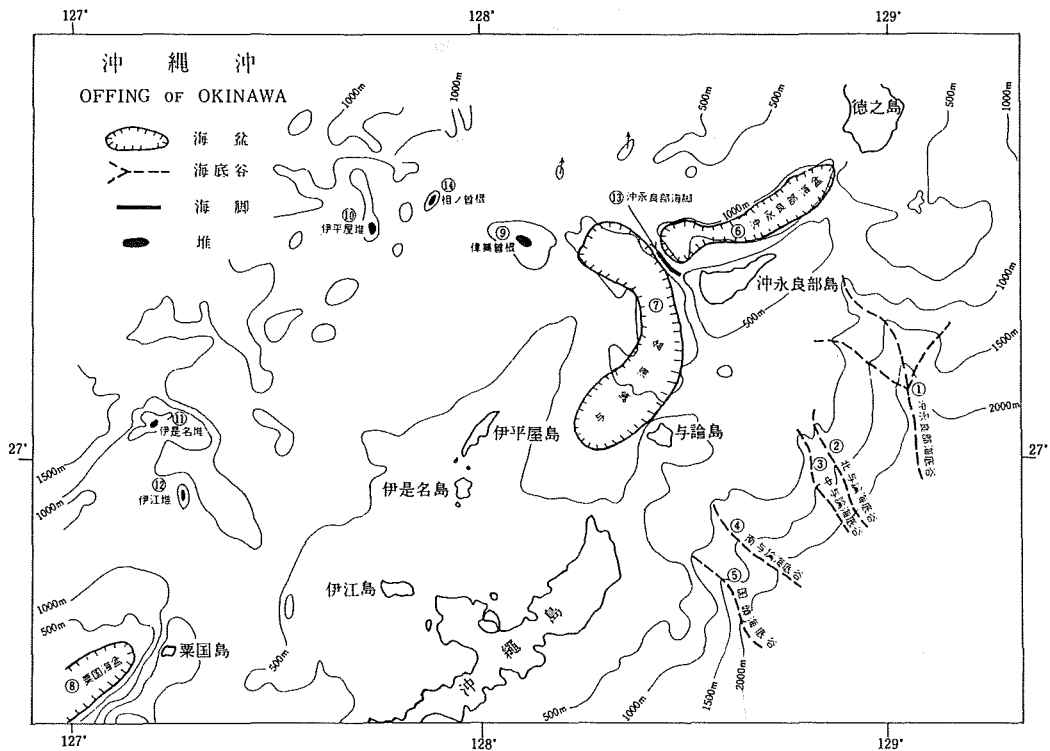


Figure 7 Submarine topography of northern offing of Okinawa (跡部，1978)

(3) III区

本区は，II区の東側に分布する磁氣的平坦海域で，徳之島から沖縄本島へとつづく地背斜区，地背斜区内

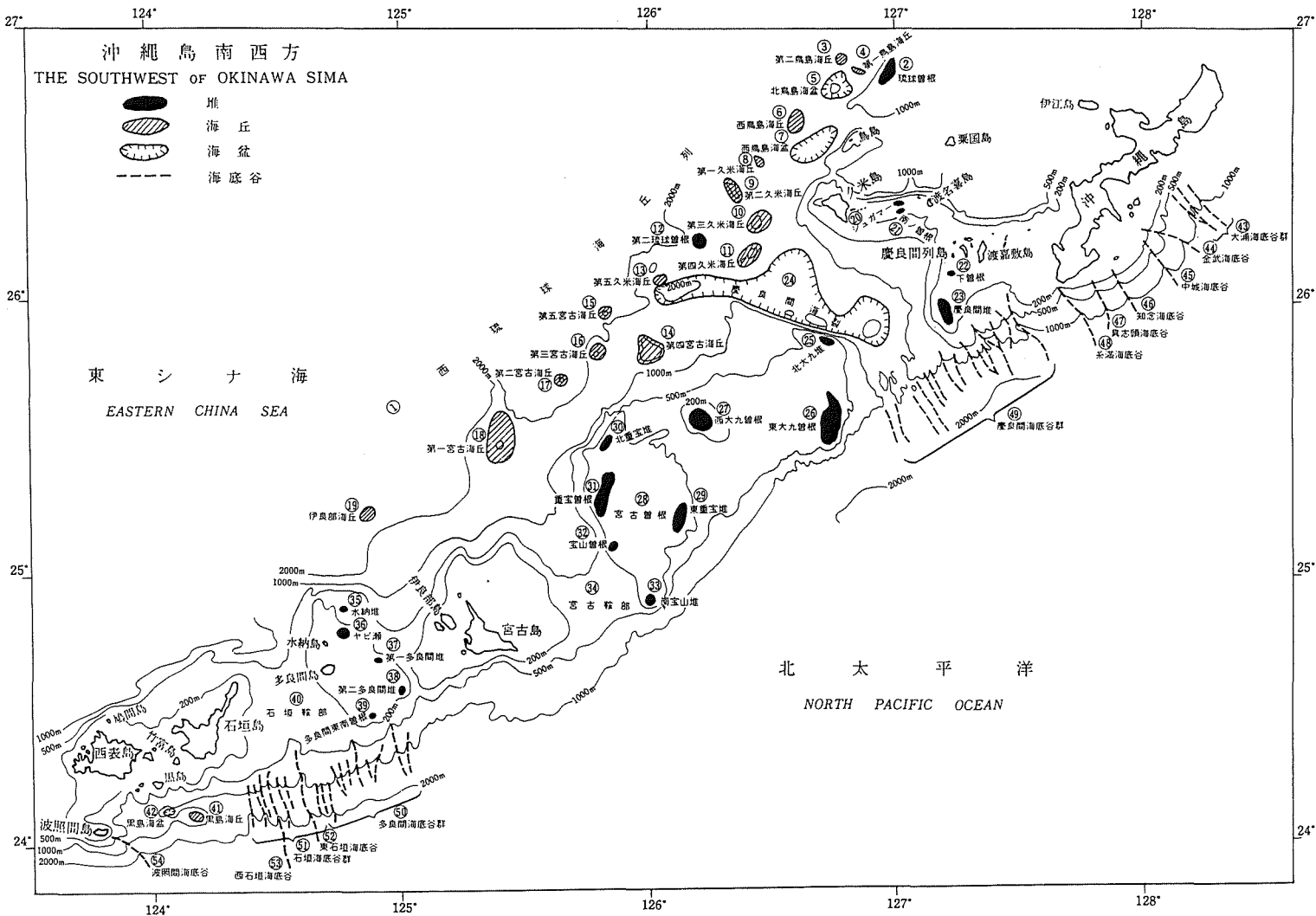


Figure 8 Submarine topography of the southwest of Okinawa Sima (伊藤, 1979)

側の地形的起伏に富む島棚斜面、地背斜面外側の大陸棚斜面が含まれる。地質的には、古生代から新第三紀にいたる堆積岩類が厚く分布する海域で、内側から本部、国頭、島尻の各帯がほぼ NE-SW 方向に帯状に分布

する(小西, 1965). 本区が磁氣的に極めて平坦な海域である事実は, このような地質学的知見とも矛盾しない. 本区の火成活動としては, 渡名喜島の古生代本部石灰岩を貫く第3紀花崗閃緑岩や沖縄本島本部半島にみられる新第3紀花崗岩類の貫入活動が知られているが, 磁気異常には顕著なものは認められない. 慶良間海裂以南には, 東大九曾根, 宮古曾根などの島棚上の凸状地形が存在するが, 磁氣的には, やはり極めて平坦である.

4.3 宮古・八重山諸島周辺海域

本海域の地形は, 基本的には宮古島, 石垣島, 西表島, 与那国島等に代表される地背斜区と, その両側の沖縄トラフ側島棚斜面, 海溝側大陸棚斜面に区分できる. しかし, 沖縄本島周辺海域の地形と比較し, 島棚斜面の傾斜は急で, 且つ変化に乏しい. また, 沖永良部海盆や与論海盆のような背弧凹地はみられず, 島棚斜面の基底にあたる沖縄トラフ南東縁には, 貫入岩体と推定される音響的基盤の隆起部や, 海丘が存在する.

島列は石垣島以北では, ほぼENE~WSWで, 西表島から与那国島へかけては, ほぼE-Wとなる. 宮古曾根と宮古島, 多良間島と石垣島の間には, それぞれ宮古鞍部, 石垣鞍部と呼ばれる凹地形が, 地背斜区をほぼ直角に分断している. また, 海溝側大陸斜面には, 多良間海底谷群, 石垣海底谷群が分布し, この付近の特異な構造運動の一端をうかがわせる.

八重山諸島の基盤は, 古生代と推定される八重山変成岩類で, それらを始新統の宮良層, 野底層が不整合に被っている. また, 新第3系の砂岩を主とする八重山層群が小浜島, 西表島, 与那国島に分布している. 宮古島では, 鮮新世の島尻層群がその基盤を構成し, 琉球石灰岩がこれを不整合に被っている.

小西(1965)の構造区分によれば, 西南琉球の先第3系の帯状構造の方向はENE-WSWで, 現在の地背斜区の主隆起軸とは若干斜交する. また, この区分に従えば, 与那国島は上部白亜系(~)古第3系堆積岩からなる甌島帯, 西表島と石垣島の北西部は藍閃片岩相の結晶片岩で代表される石垣帯, 宮古島は四万十北帯に相当する国頭帯に属する.

地磁気異常の特徴から本海域を第9図に示すように4区に区分した. (I)区は西琉球海丘列と沖縄トラフ南縁部, (II)区は宮古島から石垣島・西表島にいたる島棚と島棚斜面, (III)区は, 与那国島周辺, (IV)区は, 上記以外の島棚と大陸斜面である.

(1) I区

本区での西琉球海丘列の磁気異常は, 波長数~十数kmで, ダイポール型異常が明瞭に認められる. 各海丘の頂部水深と磁気異常の振幅, 波長は, 第一宮古海丘 865m, 710nT, 5.5km(第9図A); 第二宮古海丘 1630m, 390nT, 7.5km(第9図B); 第三宮古海丘 943m, 490nT, 3.0km(第9図C); 第五宮古海丘 1800m, 490nT, 4.5km(第9図D); 伊良部海丘 1890m, 840nT, 8.0km(第9図E), 等である. これらの海丘のうち, 第二宮古海丘, 第五宮古海丘, 伊良部海丘の各山体基底部の大部分は沖縄トラフ底の堆積物で埋積されている. 本区Fで示した磁気異常付近には, 海丘状の地形は明瞭でないが, 音波探査結果からは, 音響的基盤の隆起部にあたり, 貫入火成活動の存在を示唆している. これらの海丘列及び貫入岩体の磁気異常から判断すると, これらを構成する岩体としては, 安山岩よりも塩基性に富む火成岩体の存在が推測され, 吐噶喇列島にみられる輝石安山岩質の火成活動と対照的である. 火成活動の時期については, 未だ不明であり確定的なことはいえないが, 加藤他(1982)に従うなら第四紀に属することになる. また, 磁気異常の分布は, すべて正帯磁の異常を示しており第四紀ブリューン正磁極期に対比できる.

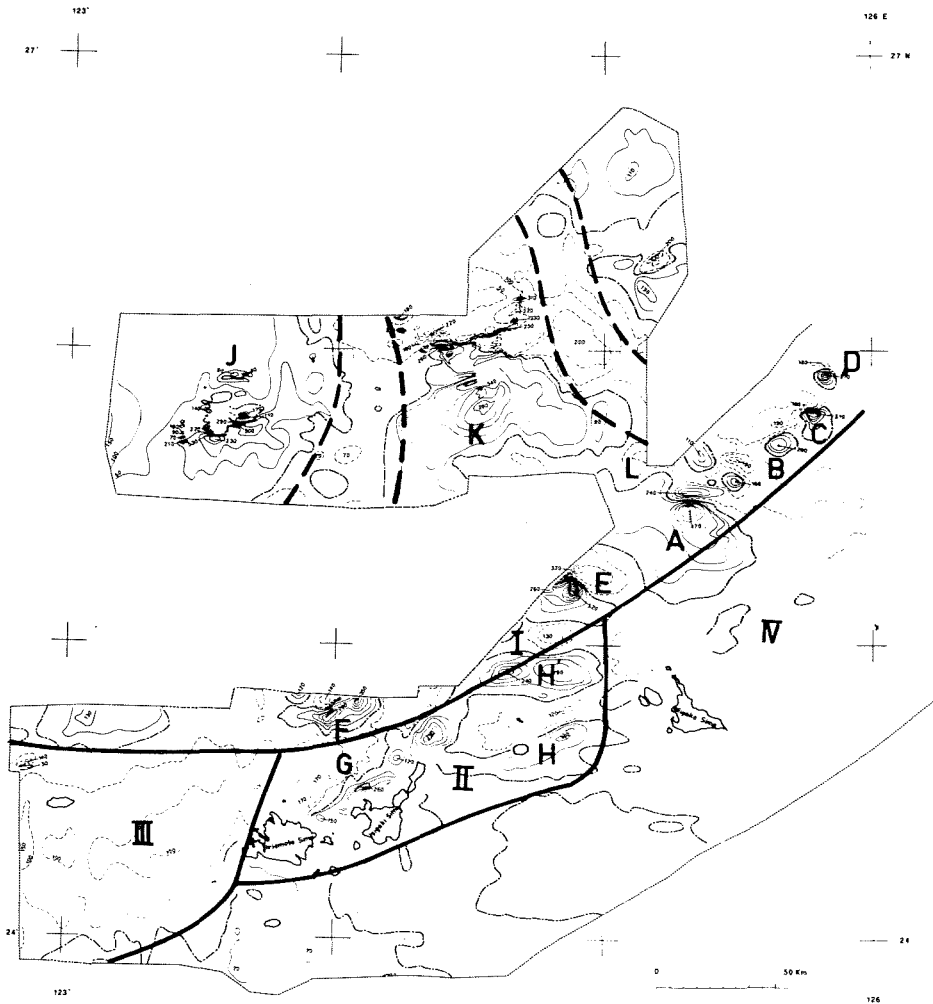


Figure 9 Geomagnetic total intensity anomalies in the vicinity of Miyako-Yaeyama Rettō and Senkaku Syotō

Contour interval is 50 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

(2) II区

本区での磁気異常は、石垣島北西の島棚付近に分布する異常（G）と、多良間島付近及びその北方に、ほぼ東西に延びる異常（H,H'）が顕著である。磁気異常Gは、波長10~15kmでENE-WSWの方向性を示す。石垣鞍部付近の+230nTの異常も、ほぼこの延長上に位置する。石垣島では、始新統の安山岩質凝灰岩、火砕岩からなる野底層が、同島中部の野底半島や屋良部半島北西部に分布しており、小浜島にも、これと同じ起源を有する火山砕屑岩、凝灰岩の存在が報告されている（篠田及び木崎、1976）また、始新世以降の火成活動としては、中新世の花崗岩や花崗閃緑岩が、先第3系富崎層に貫入している。

本区の磁気異常Gの西縁は西表島北東部の野底層相当層につらなることを考慮すると、この異常は野底層に対比できるものと考えられる。なお、笹島（1977）は、野底層の安山岩や火山灰等の古地磁気方位から、

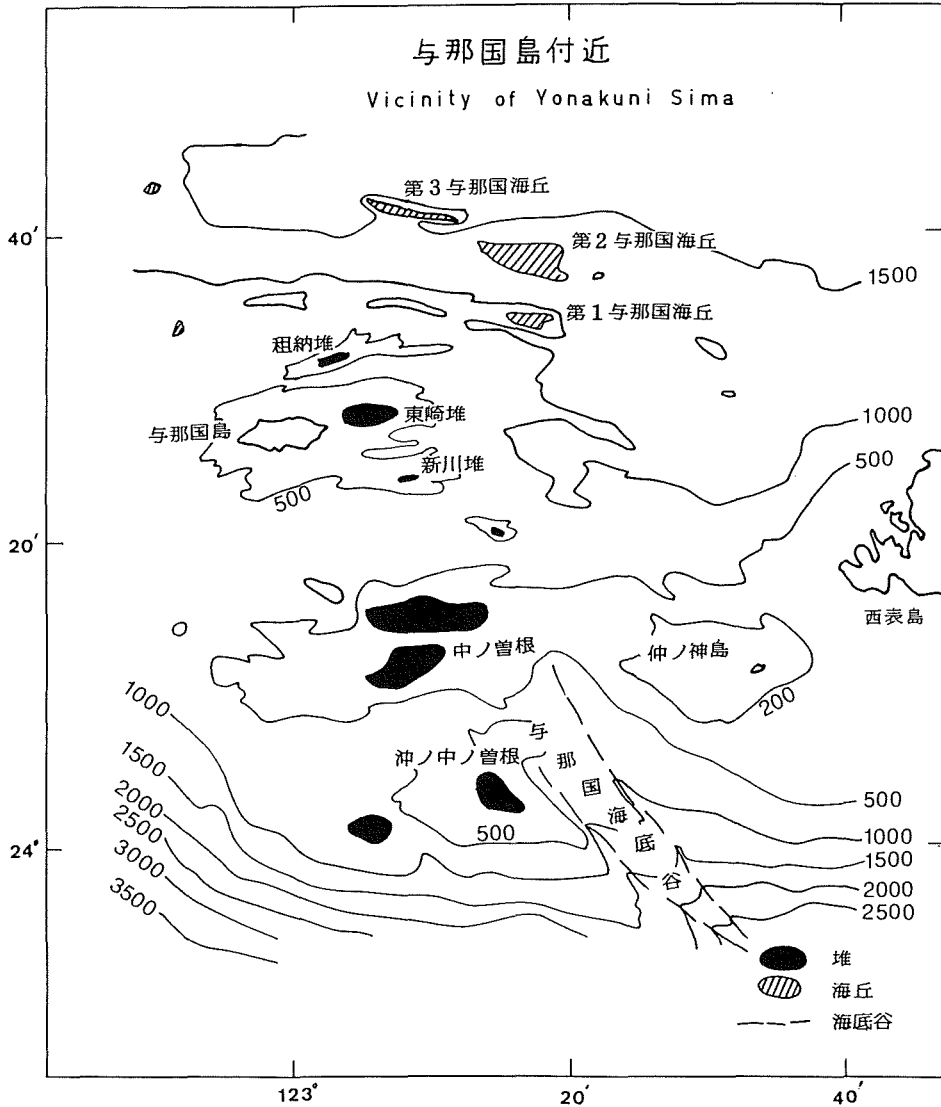


Figure 10 Submarine topography in the vicinity of Yonakuni Sima

石垣島をのせる西南琉球が、始新世以降、約45°時計廻りに回転したと推論しており、当海域の磁気異常はこのような仮説を検証するうえでも、重要な意味をもっている。

多良間北方の沖縄トラフ側島棚斜面での音波探査結果では、同斜面付近に貫入岩体が推定され、磁気異常の分布と調和的である(H')。多良間島をほぼ東西に横断する異常が認められるが(H)、同島は鮮新世島尻層群と琉球石灰岩により覆われており、この異常に対比できるような火成岩類は、今のところ報告されたものはない。なお、本区H、H'の磁気異常の方向が現在の地背斜軸と斜交し、後で述べる沖縄トラフ中軸部の小野寺海山の方向と良く一致することは、両者の火成活動に、何らかの共通性を示唆していると思われる。

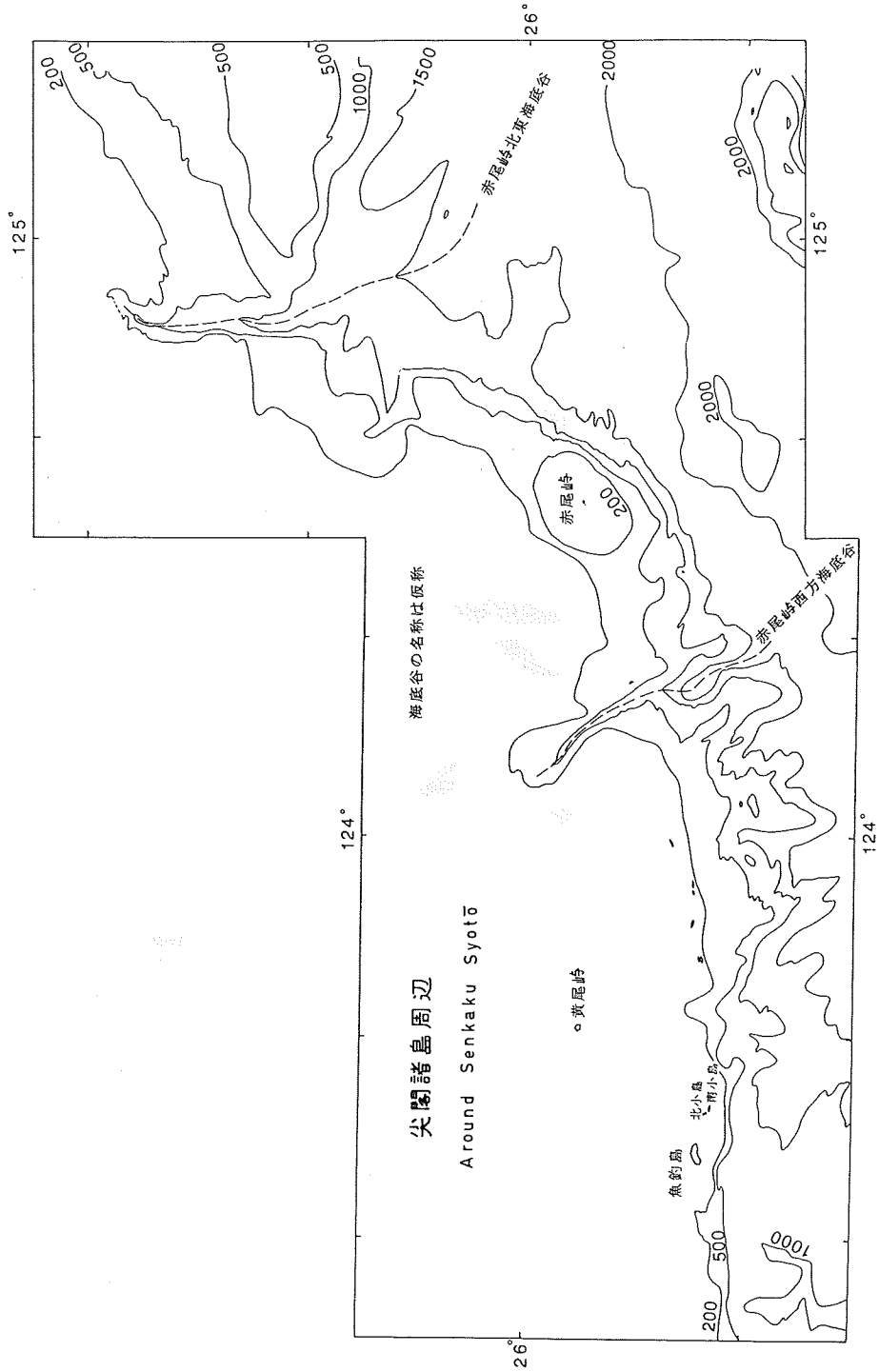


Figure 11 Submarine topography around Senkaku Syotō

(3) III区

西表島をのせている地背斜区は、それ以西では、ほぼ東西に方向を変え、隆起軸には仲ノ神島や東西性の堆列が分布する。与那国島は、この隆起帯の内側に、水深500m~600mの凹地を隔てた島棚上に位置する。

本区の磁気異常には、与那国島北西約20kmの短波長異常を除き、顕著な異常は認められない。しかし、-100nTの長波長の負異常帯が、地背斜区の走向に斜交して、ENE-WSW方向にのびており、小西(1965)の先中新世基盤岩類の帯状配列の方向と良く一致することは興味深い。

(4) IV区

本区の大陸棚から大陸斜面は、鮮新世・島尻層群を堆積させた“島尻海”が広く分布した海域で、宮古島、波照間島には島尻層群が分布する。磁氣的には、非常に平坦であるが、多良間島や西表島南方の大陸斜面付近には、長波長の正異常が分布する。地質調査所の磁気異常断面図(本座栄一, 1977)を参照すると、この正異常域は海溝軸付近にまで連続しており、深部構造を反映したものと考えられる。

宮古島の北東約40kmには、水深500m~1000mに達する宮古鞍部が琉球弧を切っているが、この付近の磁気異常は、石垣鞍部や慶良間海裂(宮古凹地)の場合と同じく、非常に平坦である。

4.4 尖閣諸島周辺海域

本海域の東海陸棚外縁隆起帯は、陸棚を刻む二つの海底谷により三分され、西側より魚釣島、北小島、南小島に代表される尖閣諸島、中央部が赤尾崎で、その東側には雁行状につらなる隆起帯の一部が含まれる。二つの海底谷は、赤尾崎西方海底谷、赤尾崎北東海底谷と仮称されている(近藤, 1981)。海底谷の影響は、磁気異常にも明瞭に表れており、隆起帯に沿って見られる短波長異常は、海底谷付近では消失する。

尖閣諸島周辺の磁気異常(J)は、+50nTと+100nTの等値線で代表される波長数十kmの異常に、小規模な貫入岩体によると考えられる波長2~3kmの短波長異常が重畳している。前者は、その振幅等から判断して、花崗岩などの酸性貫入岩体による異常と思われる。一方、後者の短波長異常には、振幅800nTに及ぶものがあり、玄武岩などの塩基性火山岩が、酸性岩体に貫入しているものと推察される。魚釣島の北東約25kmには、第四紀火山と考えられる黄尾崎が存在する(松本, 1977)。ここからは、アルカリ玄武岩が採取されているが、この付近の磁気異常は極めて平坦である。

赤尾崎付近には、沖縄トラフ北側斜面に沿って波長20~30kmの正異常域が広がっている(K)。その最大値は、+280nTに達し、その北側の-100nT~-200nTの負異常域と対をなしている。音波探査結果からは、沖縄トラフ北側斜面に沿って貫入岩体が認められる。なお、赤尾崎からは、安山岩質の火山礫が採取されており、貫入火成活動との関連が目される。

沖縄トラフのほぼ中軸部には比高約1000mの小野寺海山が存在する。小野寺海山の成因としては、沖縄トラフの拡大に伴って、琉球弧の古期岩類の一部が取り残されたのではないかという説もあるが(本座他, 1976)最近行われた岩石採取及びその分析結果によると、小野寺海山からは、深成岩、堆積岩、火山岩等のように各種岩石が採取されており、火山岩としては、輝石安山岩、斜長石斑晶質安山岩が主で、多くはグリーンタフ変質を受けていることが明らかとなった(加藤祐三, 1982)。小野寺海山山頂付近には、-100nTの負異常が分布し、短波長異常は認められない(L)。このことから、小野寺海山の帯磁方向は、上向き成分を有し、逆帯磁の可能性が考えられる。また、磁気異常の振幅は、上記に述べた岩石学的知見とも矛盾しない。小野寺海山の火山岩の年代については、未だ詳しい情報は得られていないが、その結果は、外縁隆起帯の火成活

動と、中部琉球の中新世火成活動のかかわりを理解する上で、重要な役割を果すものと考えられる。また、沖縄トラフの調査の進展も、本海域の総合的理解の上で不可欠であり、今後ともそれらの結果に注目していきたい。

5. 考察とまとめ

吐噶喇列島にみられる第四紀火山フロントの活動は、従来、徳之島西方の硫黄島がその南限と考えられていた(松本, 1977)。しかし、海底地形・地質からの考察や(加藤他, 1982)地磁気異常の連続性からは、硫黄島以南の西琉球海丘列へとつらなるものと考えられる。

屋久島南方から奄美大島にかけての火山活動は輝石安山岩を主とするカルクアルカリ岩系の活動で、カルデラ形成を伴っている。音波探査結果からは、この付近の地背斜区から内側の奄美舟状海盆にかけて、大規模な褶曲構造が推定されている(木村他, 1980)。以上の諸事実は、屋久島南方から奄美大島付近が圧縮力の場にあることを物語っており、この外側で生じている、琉球弧と奄美海台との衝突現象との関連が注目される。

沖永良部島から慶良間海裂(宮古凹地)にかけては、徳之島、沖縄本島、慶良間諸島等が外弧を形成し、その内側には、背弧凹地の発達が認められる。西琉球海丘列にみられる火山活動は、酸性～中性岩の活動であるが、カルデラは伴わない。また、一部には断層に沿った貫入活動も認められる。

慶良間海裂以西の西南琉球では、沖縄トラフ南縁に沿った、貫入岩体や西琉球海丘列に伴うダイポール型異常が顕著で、塩基性火成活動の存在が推察される。沖縄トラフの水深は、この付近では約2000m以上に達し、正断層に伴う陥没と地殻の薄化が進行している。地震の発震機構も展張力の場を示唆している。このように展張力の場とそれに伴うソレイアイト系マグマの貫入が、本海域の火成活動の特徴と考えられる。

以上述べたように、南西諸島の第四紀火山フロント周辺の応力場は、東北部から西南部へかけ、圧縮力から展張力の場へと漸移しており、これに伴って火山活動の様式、岩系等が系統的に変化しているものと考えられる。

最後に、今回とりまとめた、南西諸島周辺海域の地磁気異常図から得られた知見、及び新たに提起された問題点を以下に記す。

- (1) 吐噶喇列島に代表される火山性島嶼の地磁気異常は、地形の起伏から予想されるものと比べ、全体的に波長は短く、山体下部が磁性の弱い古期岩類から構成されていることを示唆する。
- (2) 吐噶喇列島及び、西琉球海丘列の内側にも、琉球弧の古期岩類とみられる、磁気異常を伴わない地塊や海丘状の高まりが存在する。
- (3) 沖縄本島西方の海域には、久米島から粟国島を経て、偉業曾根に続く、一連の正異常帯が分布する。久米島、粟国島には、中新世グリーンタフ活動が知られていることから、この正異常帯は中新世火成活動に對比される。
- (4) 吐噶喇海峡や慶良間海裂は、琉球弧の南方漂移に伴って生じた左横ずれ断層と考えられているが、地磁気異常分布には、これに伴う系統的な変位は認められない。

本稿は、海上保安庁水路部が実施した測量成果にもとづくものである。調査に従事された測量船「昭洋」の船長・乗組員及び観測班の皆様は厚くお礼申し上げます。また、測量結果の資料整理に従事された方々に感謝の意を表します。水路部 大島章一氏、我如古康弘氏には原稿を読んでいただき御助言をいただいた。航

法測地課 上村由美子氏には、データ処理の一部を手伝っていただいた。これらの方々に改めて、お礼申し上げる。

参 考 文 献 (出所順)

- 大島章一, 登崎隆志, 小野寺健英, 兼子俊朗, 植田義夫 1981: 北陸地方・中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, No.16, 25-45
- 小藤文次郎 1897: 琉球弧島の地質構造, 地質学雑誌, Vol.5
- 波多江信広 1955: 鹿児島県宇治群島および草垣島の地質, 地学雑誌, 64, 14-26
- 小西健二 1965: 琉球列島(南西諸島)の構造区分, 地質学雑誌, 71, 437-457
- 木崎甲子郎 1978: 琉球弧構造発達史の基本的な問題, 琉球列島の地質学研究, Vol.3, 1-9
- 小林和男, 中村一明 1983: 縁海拡大のテクトニクス-日本海, オホーツク海, 沖縄トラフなど-, 科学, 53, 448-455
- 浜本文隆 桜井 操, 永野真男 1978: 宮古・八重山諸島周辺の海底地質, 水路部研究報告, No.14, 1-38
- 加藤 茂, 桂 忠彦, 平野賢治 1982: 沖縄本島周辺の海底地質, 水路部研究報告, No.17, 31-70
- 木村政昭, 広島俊男, 小野寺公児, 水野篤行 1975: 甌島周辺海域海底地質図, 地質調査所
- 本座栄一 1977: 琉球島弧周辺広域海底地質図, 地質調査所
- Tomoda, Y., Fujimoto, H. 1982: Maps of gravity anomalies and bottom topography in the Western Pacific, Bull. Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, No.14
- Segawa, J. 1976: Gravity in the Ryukyu Arc, Jour. Geodetic Soc. of Japan, vol. 22, 23-39
- Ganeko, Y., Harada, Y. 1982: Gravity Anomalies Around Japan, Rept. of Hydr. Res., No.17 163-180
- Ueda, Y., Onodera, K., Kaneko, T., Nakagawa, H., Oshima, S., and Yukutake, T. 1983: Regional magnetic field model around Japan at Epoch 1980.0 and its manifestation in world magnetic field models MGST(4/81) and IGRF 1980.0, submitted at present.
- 加賀美英雄, 奈須紀幸, 新野 弘 1971: 東シナ海の海底地質, 九州周辺海域の地質学的問題(シンポジウム資料), 81-88
- Wageman, J.M., Thomas W.C. Hilde, and K.O. Emery 1970: Structural framework of East China Sea, Am. Assoc. petro. Geol. Bull., 54, 1611-1643
- 松本徑夫, 林 正雄, 大四雅弘 1982: 尖閣諸島魚釣島・北小島・南小島の地質及び侵入火成岩類, 琉球列島の地質学研究(沖縄地学会編), Vol. 6, 11-28
- 跡部 治 1978: 第9回海洋地名打合せ会で決定した海底地形名称について, 水路要報, 98, 113-123
- 伊藤房雄 1979: 第10回海洋地名打合せ会で決定した海底地形名称について, 水路要報, 99, 101-107
- 近藤 忠 1981: 石垣島周辺海底地形・地質構造測量報告書(手記), 水路部部内資料
- 松本徑夫 1977: 琉球列島の第四紀火山, 海洋科学, 9, 536-541
- 大四雅弘, 松本徑夫 1979: 鹿児島県吐噶喇列島宝島の地質, とくにグリーンタフ活動について, 琉球列島の地質学研究, Vol. 4, 35-46
- 中西克之, 大城逸朗, 藤田至則 1977: 久米島の鮮新統一その陥没構造, 琉球列島の地質学研究, Vol. 2, 41-54
- 篠田良明, 木崎甲子郎 1976: 八重山群島, 小浜島の地質, 琉球列島の地質学研究, Vol. 1, 37-42
- 笹島貞雄 1977: 琉球弧, 西南日本における始新統の古地磁気, 一とくに西フィリピン海盆と関連して一,

海洋科学, Vol. 95, 19-25

本座栄一, 乗船研究者一同 1976: 琉球島弧—白嶺丸GH75-1次, GH75-5次航海の調査結果, 琉球列島の地質学研究, Vol. 1, 153-162

加藤祐三 1982: 沖縄舟状海盆小野寺海山の岩石, 琉球列島の地質学研究(沖縄地学会編), Vol. 6, 29-33

木村政昭, 本座栄一, 植田 修, 下柳田和人, 玉城 勉 1980: 沖縄舟盆中・北部および周辺海底の地質層序・構造, 琉球列島の地質学研究, Vol. 5, 133-166

付 録

3次元角柱プリズムの地磁気異常はBHATTACHARYYA (1964) によって計算式が与えられている。それによると、角柱プリズムの中心を水平面内の座標原点(0,0), x 軸方向を南北方向, y 軸方向を東西方向とすれば、水平面内の座標(x, y)における地磁気全磁力異常値 $T(x, y)$ は、3次元角柱の水平面内の二辺の長さ(a, b), 水平面から角柱モデルの上面, 下面までの深度(h_T, h_b), それに帯磁方向 e_J , 外部磁場方向 e_F , 帯磁強度 J の各関数として次式で与えられる。

$$T(x, y) = J \cdot G(a, b, h_T, h_b, e_F, e_J, x, y)$$

今、角柱プリズムの南北方向の幅(a)を単位とすると、他の構造変数は $b/a, h_T/a, h_b/a$ で表すことができる。

ここでは、磁気異常の定性的解釈の参考とするため、下面深度30km, 帯磁強度0.005emu/cc, 帯磁方向は地球磁場の方向と一致し、伏角 38° , 偏角 0° として、上面深度を0.2kmから20kmまで変えたときの角柱モデルの中心を通る磁気異常の南北断面を求めた。なお、モデルの南北、東西の幅は各々5kmである。

そのときの結果を第1図及び第1表に示す。第1表では、 $h_T, h_T/a$ に対応する磁気異常の振幅(正異常値と負異常値の各ピーク値の差)を記してある。

この結果をもとに、例えば、南北方向の磁性岩体の幅が2km, 磁性岩体の上面深度が0.4kmであるとし、そのときの磁気異常の振幅が500nTであれば、帯磁強度は、以下のようにして求めることができる。

第1表の結果は、南北幅が5kmの場合であるから、上記の場合との拡大率は $5/2=2.5$ であり、それに対応する上面深度は、 $0.4\text{km} \times 2.5=1.0\text{km}$ となる。上面深度1.0kmの場合の振幅値は2295nTと与えられているから(第1表)、帯磁強度は $(500/2295) \times 0.005\text{emu/cc} \approx 0.001\text{emu/cc}$ となる。

逆に、帯磁強度、磁気異常の振幅が既知であれば、磁性岩体の南北方向の幅は磁気異常の波長より推定できるから、磁性岩体の上面深度までの深さを上記の場合と同様にして求めることができる。

磁性岩体の磁気異常は、帯磁方向にも依存する。そこで、第2図 $a \sim g$ には、 $|J|=0.005\text{emu/cc}$, $a=b=5\text{km}$, $h_T=1.5\text{km}$, $h_b=30\text{km}$, 外部磁場方向 $\text{Dec}=0^\circ$, $I_{nc}=38^\circ$ として、帯磁方向(伏角, 偏角)が $(38^\circ, 0^\circ)_a$, $(90^\circ, 0^\circ)_b$, $(45^\circ, 0^\circ)_c$, $(0^\circ, 0^\circ)_d$, $(-45^\circ, 0^\circ)_e$, $(-90^\circ, 0^\circ)_f$, $(-45^\circ, 180^\circ)_g$ の各々の場合の磁気異常分布を示してある。この図から、磁気異常分布の特徴に基づき、帯磁方向に関する概略値を推定することができる。

参 考 文 献

B. K. BHATTACHARYYA 1964: Magnetic Anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization, Geophysics, vol. 29. No. 4, 517-531

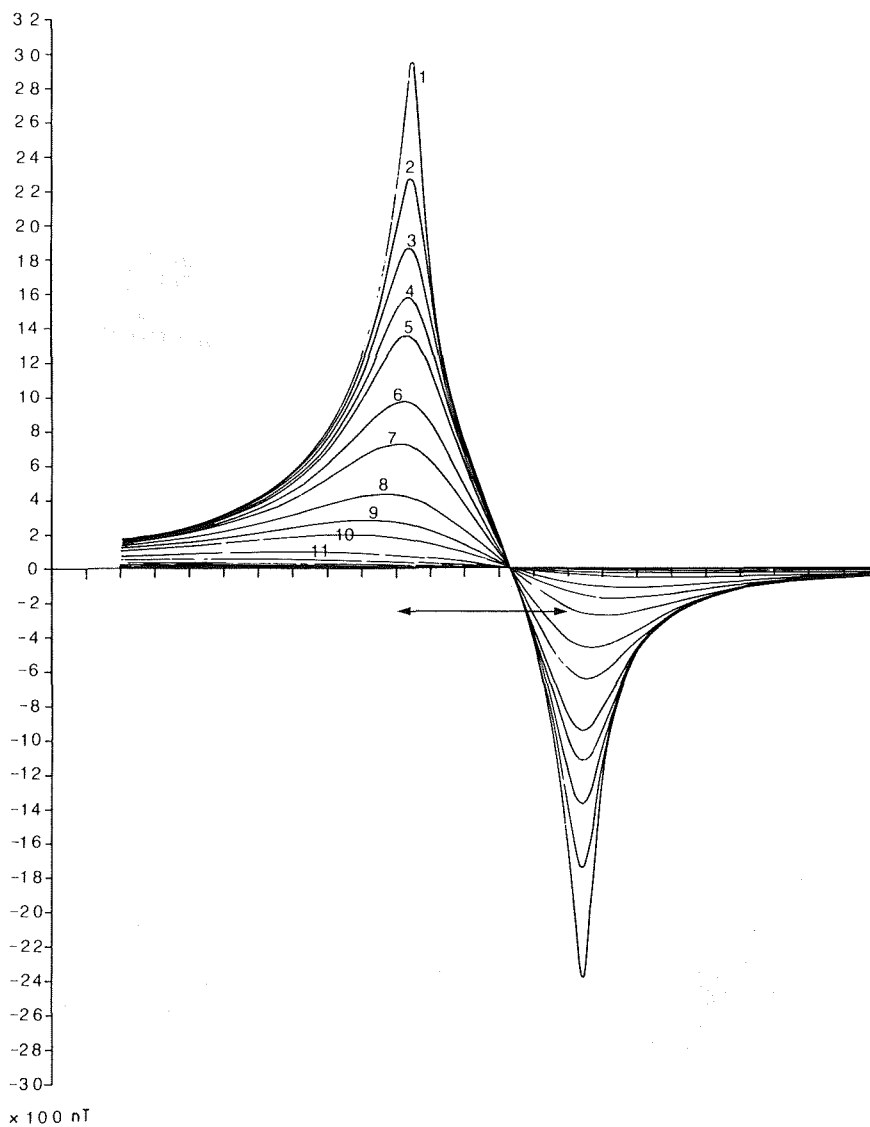


Figure 1 Magnetic anomaly profiles in N-S direction.
 The numbers illustrated in the figure correspond to identification numbers in table I.
 The horizontal arrow mean the width of prism model (5km in length).

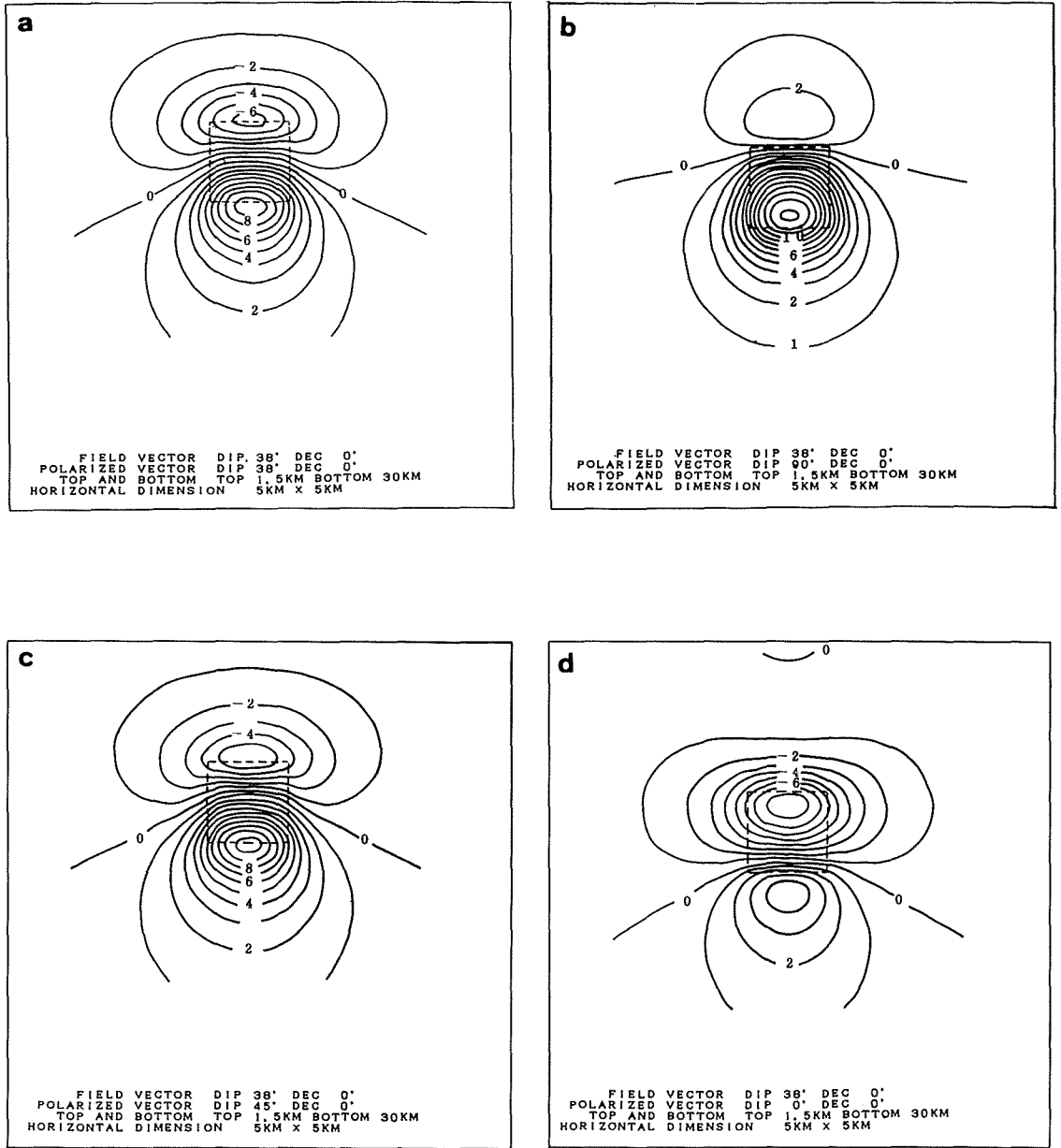


Figure 2 Magnetic anomaly caused by prism shaped body, unit in nT.

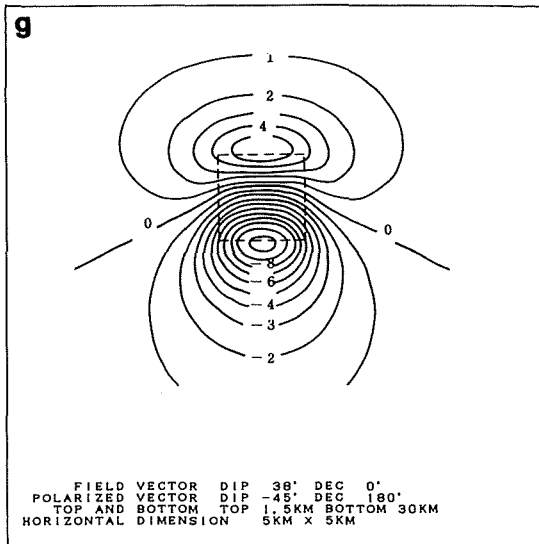
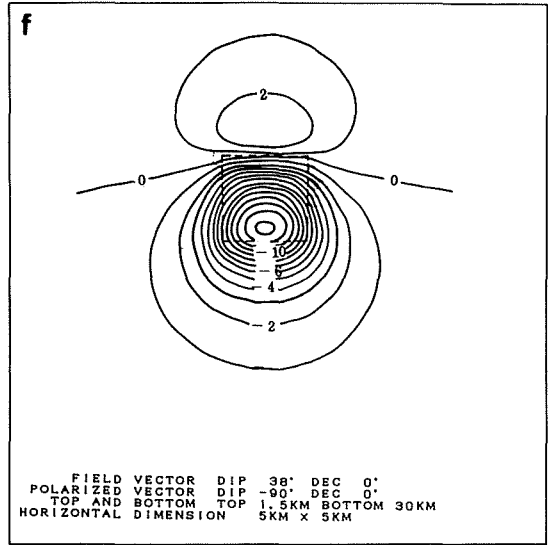
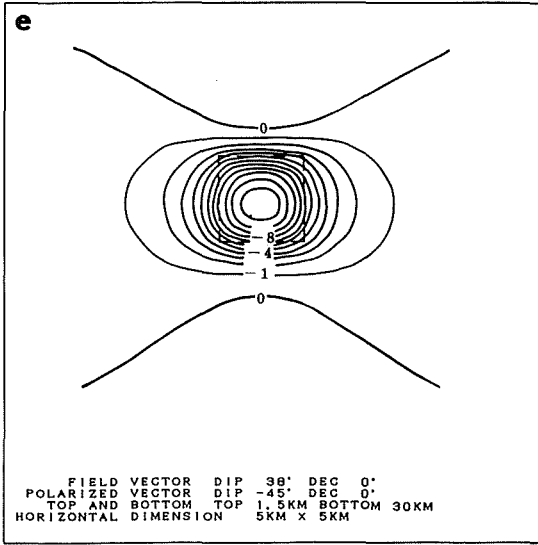


Table 1.

Amplitude of magnetic anomaly dy prism shaped body and its dependence on the depth of body.

No.	H / A	H	Amplitude
1	0.04	0.2 ^{KM}	5313. (nT)
2	0.08	0.4	4006.
3	0.12	0.6	3234.
4	0.16	0.8	2696.
5	0.20	1.0	2295.
6	0.30	1.5	1612.
7	0.40	2.0	1186.
8	0.60	3.0	702.
9	0.80	4.0	453.
10	1.00	5.0	312.
11	1.50	7.5	148.
12	2.00	10.0	83.
13	2.50	12.5	51.
14	3.00	15.0	32.
15	4.00	20.0	14.

$|J| = 0.005 \text{emu/cc}$

Field direction Dip=38 , Dip=0

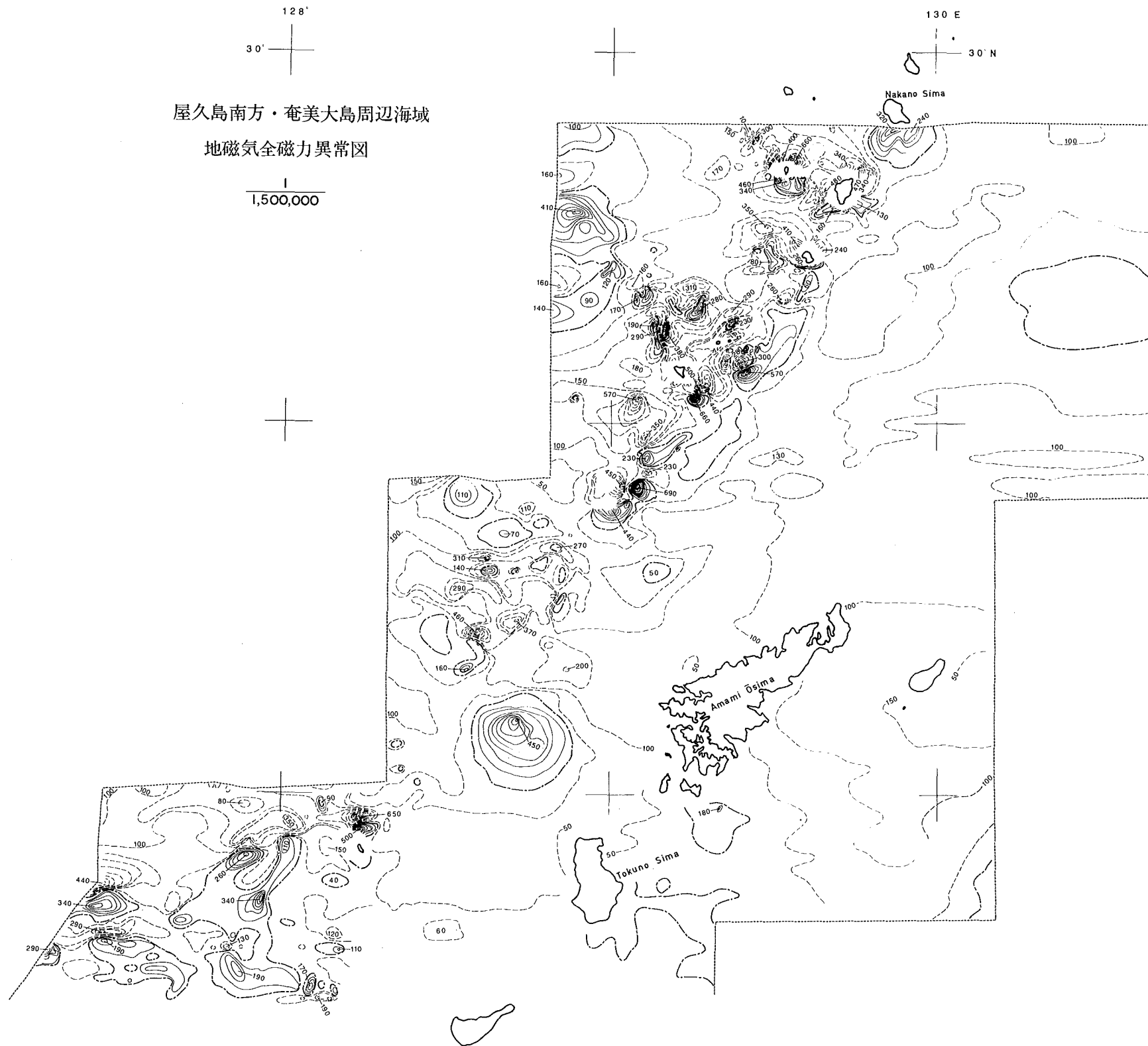
Magnetized direction Dip=38 , Dec=0

* H ; Distance to the top of prism body

A ; Width of prism in N-S direction is 5km.

屋久島南方・奄美大島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000

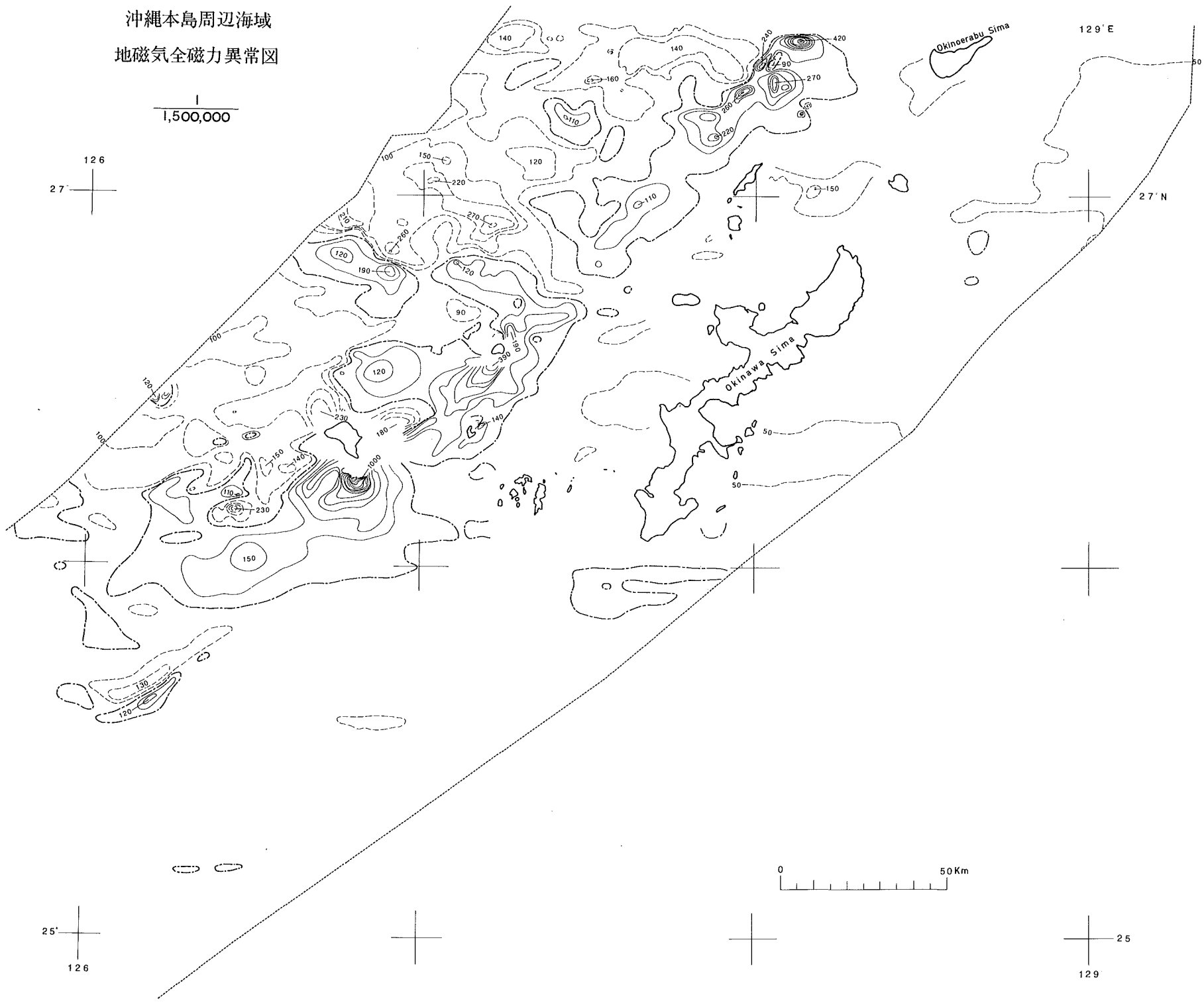


27°
127°

27°
129°

沖縄本島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000



123°

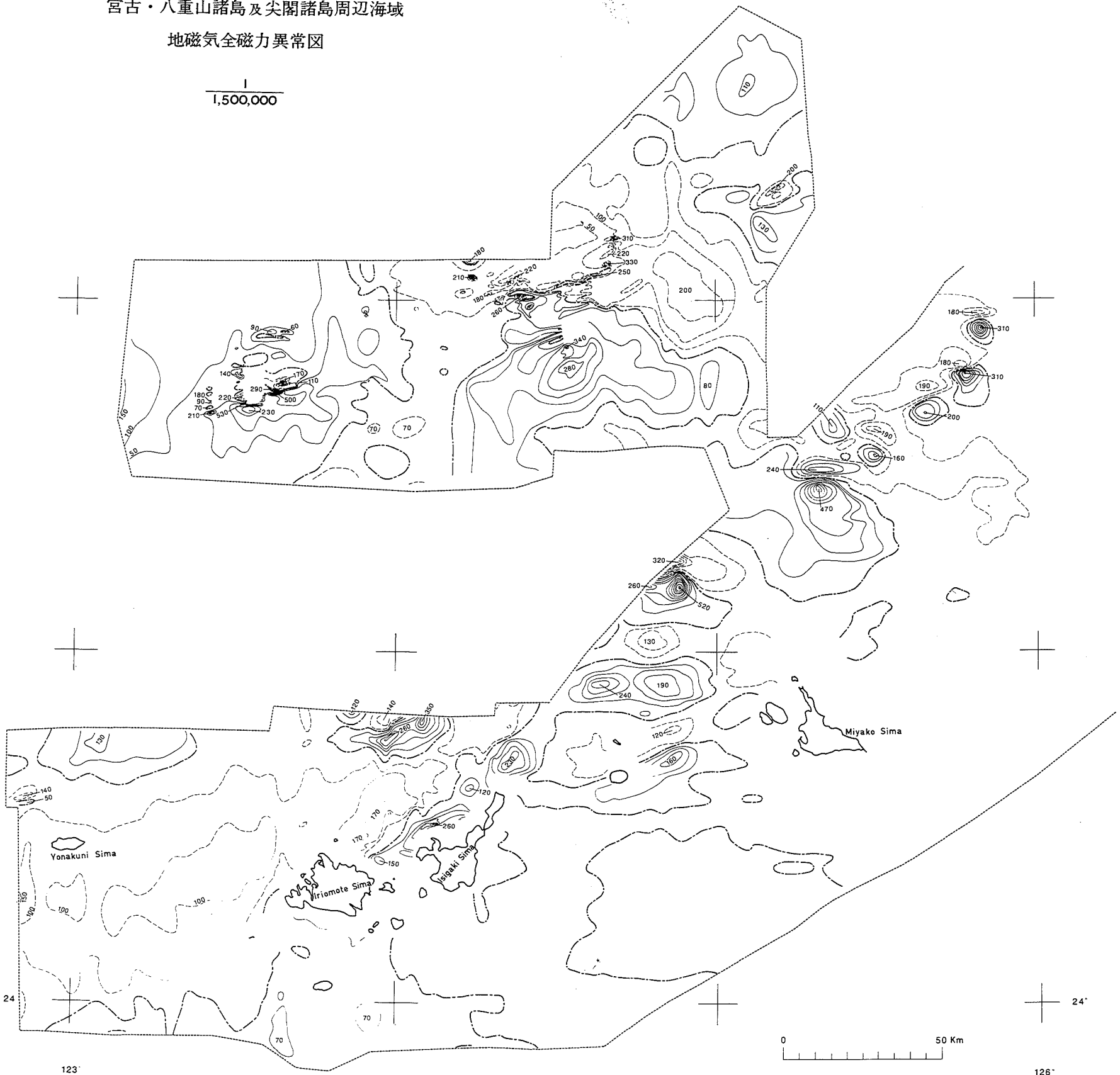
126° E

27°

27° N

宮古・八重山諸島及尖閣諸島周辺海域
地磁気全磁力異常図

1
1,500,000



24

24°

123°

126°

0 50 Km