

海洋情報部研究報告

第 40 号

2004 年

平 成 1 6 年 3 月



海 上 保 安 庁

Inquiries about this publication may be addressed to:
Ocean Research Laboratory,
Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard,
5-3-1 Tsukiji, Chuo-ku, Tokyo, 104-0045 Japan
E-mail: kenkyu@jodc.go.jp
Older issues: <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>

日本周辺海域火山通覧(第 3 版)[†]

大谷康夫^{*}, 土出昌一^{**}, 芝田厚^{***}, 加藤茂^{****}, 岩渕義郎^{*****}

The List of Volcanoes and Their Activities Records in the Adjacent Seas of Japan 3rd Edition

OTANI Yasuo^{*}, TSUCHIDE Masakazu^{**}, SHIBATA Atsushi^{***}, KATO Shigeru^{****}
and IWABUCHI Yoshio^{*****}

Abstract

The Hydrographic and Oceanographic Department of Japan actively participates in The Volcanic Eruption Prediction Plan since the Plan started in 1973. Observation of volcanic activities in the adjacent seas of Japan is very important, not only to protect safety navigation, fishery and other activities in the sea area against a disaster, but also to manage the sea area itself effectively.

This list is a 3rd edition which revised by Otani, Tsuchide, Shibata, Kato and Iwabuchi 3 times in "The List of Volcanoes and Their Activities Records in the Adjacent Seas of Japan" prepared by Iwabuchi(1989).

Intensive volcanic eruptions occurred in the sea area at Miyake Shima volcano, Izu Islands from 2000 to present, at Tori shima volcano, Izu Islands in 2002 and at Usu volcano, Hokkaido in 2000. During the past five years, a lot of fundamental data on geology and geophysics were collected from the surveys on Myojin Sho, Ao-ga-Shima, Fukutoku-Oka-no-Ba, Minami-Hiyoshi Seamount and Kita-Fukutoku Tai in the Nanpo Shoto arc and Others.

はじめに

本編は、第 5 次火山噴火予知計画（平成 6 年度～10 年度）の建議を機として岩渕他（1994）によりまとめられた本邦海域火山通覧（改訂版：平成 6 年 3 月発行）を、5 年毎に改訂することとし、本邦海域火山通覧（改訂 2 版：平成 11 年 3 月発行）に続き、過去 5 年間の海洋情報部の成果を書き加えたものである。

海洋情報部では、平成 14 年に海上保安庁の組織再編成に伴い、水路部から海洋情報部へ名称を

移し海洋情報の収集・管理体制の強化を図るとともに、一層の業務の効率化を推進している。

過去 5 年間の火山活動については、有珠山噴火、三宅島噴火およびその西方海域での海底噴火、伊豆鳥島の噴火等の激しい噴火が発生し、特に有珠山噴火や三宅島噴火では住民の避難や家屋の崩壊等の災害に見舞われ、三宅島では現在も避難生活を余儀なくされている。これらの活動や定期的監視観測に伴う様々な観測が行われ、多くの資料や研究報告が公表されている。

[†] Received January 13, 2004; Accepted March 2, 2004.

^{*}海洋調査課 Hydrographic Surveys Division

^{**}航海情報課 Chart and Navigational Information Division

^{***}技術・国際課 Technology Planning & International Affairs Division

^{****}環境調査課汚染調査室 Marine Pollution Research Laboratory,

Environmental and Oceanographic Research Division

^{*****}水路協会 Japan Hydrographic Association

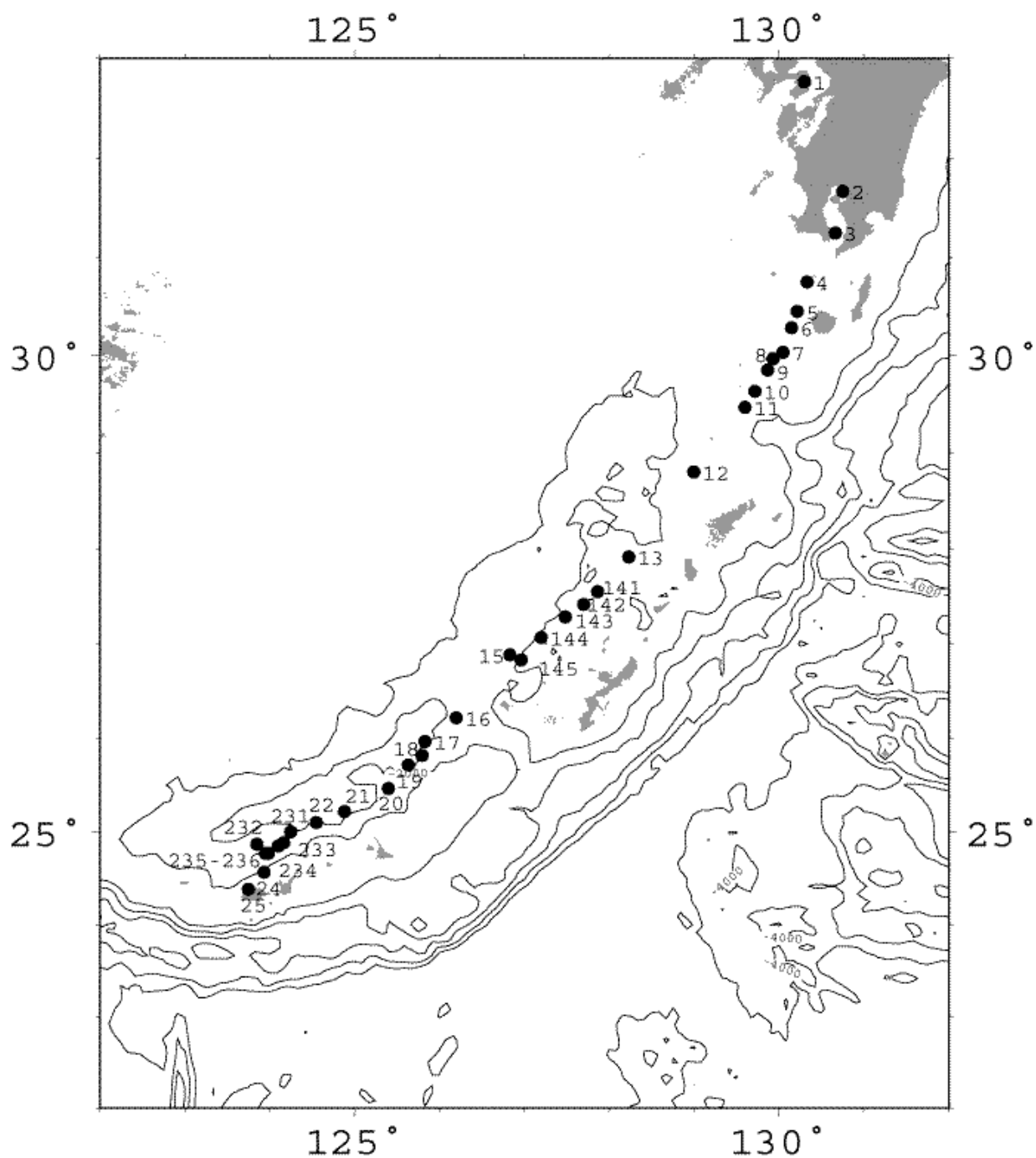


Fig.1 Distribution of Volcanoes in the Nansei Shoto arc. Numbers in the figure refer to each number of volcano listed in this article.

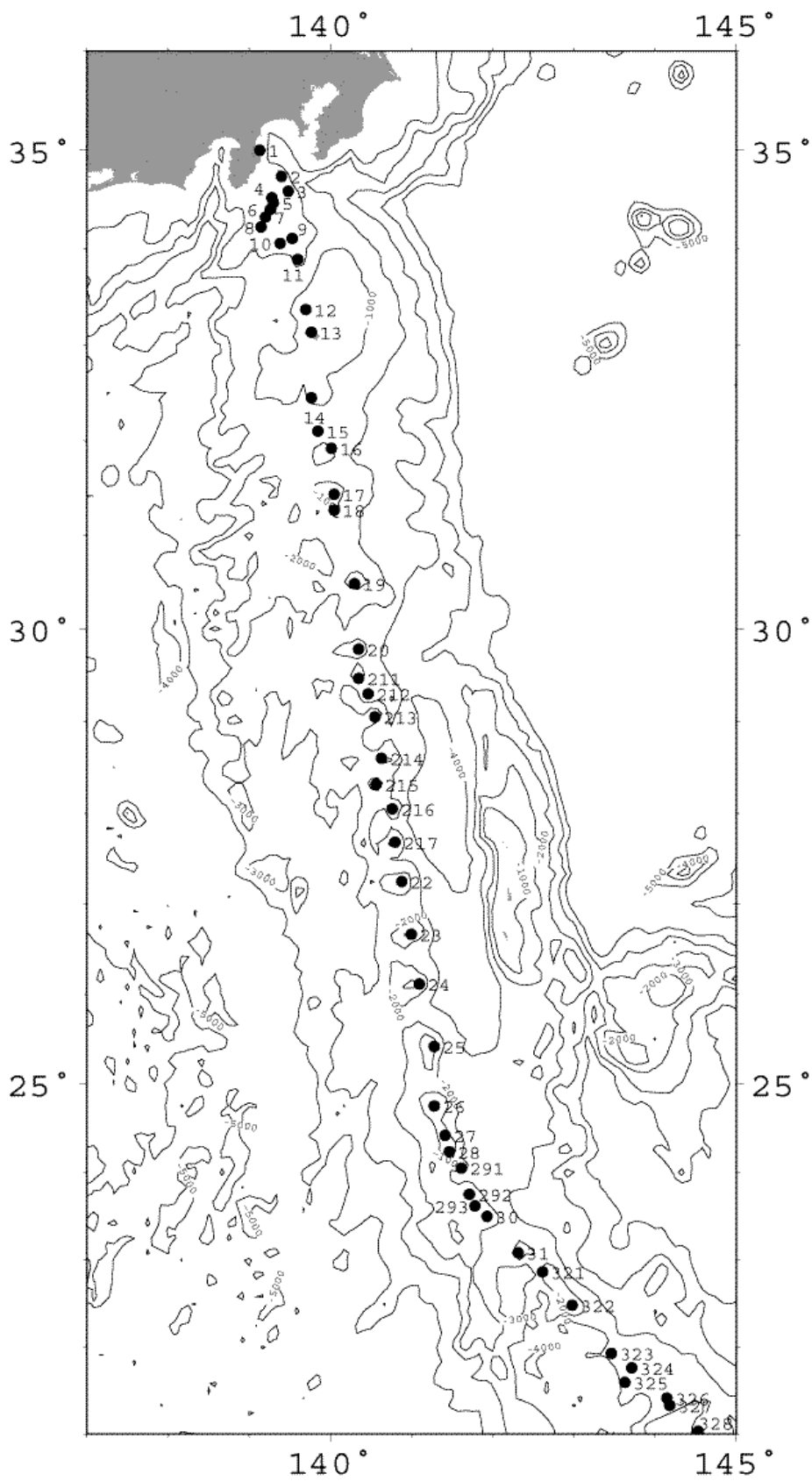


Fig.2 Distribution of Volcanoes in the Nanpo Shoto arc. Numbers in the figure refer to each number of volcano listed in this article.

一方、海底地形測量等は順調に進展し、ベヨネース列岩、青ヶ島の5万分の1の海の基本図が刊行された。また、平成10年、新昭洋が就航し、新たに無人測量船マンボウⅡが加わったことで、毎年1箇所の海底火山をより精密に調査し、海底火山や火山島に関する海域火山基礎情報図等の多くの資料、研究成果が公表された。

平成13年4月に火山調査官を新設した。

本編は岩淵(1989)の追補版であるが、利便性を考え、新たな資料がない海域火山についても若干の図版等の加筆・修正を行うのみで本邦海域火山通覧(改訂版、改訂2版)の原稿をそのまま再録した。

この通覧では火山活動の記録のない火山についても地形、地磁気等から判断して積極的に取り上げることとし、今後の詳細な調査のための目標として、火山フロントに位置するだけで取り上げたものも多い。火山島における有史以来の活動状況については、海岸付近、海底等に関連する活動を中心に列挙したもので、全ての活動を集録したものではない。

平成14年4月、海上保安庁は刊行する海図の測地系を日本測地系から世界測地系(WGS84)に変更した。それに伴い、各種図類や火山位置を世界測地系に変更したが、日本測地系で作成された図を引用した場合は図に注記(T.D.)を付し、日本測地系のまま記載した。

第3版を作成するにあたっては、前回と同様に南方海域海底火山の活動記録(佐藤他, 1983)、日本活火山総覧第2版(気象庁, 1992)をはじめとする多くの文献を参照した。文献は末尾に一括して掲載した。

I 九州及び南西諸島海域の火山

1. 雲仙岳

概位 32° 46'N, 130° 18'E (海図 169)

概要 島原半島の中央に位置する雲仙岳は、平成2年の噴火によって新たに誕生した平成新山(32° 45.7'N, 130° 17.9'E, 標高 1,486m)を主峰とする火山である。

1792年5月、雲仙火山の東麓にある眉山とよばれる比高600mの溶岩円頂丘の一部が突然崩れ落ちた。大量の岩石が、足元に広がっていた島原の町と7,000人の住民を残らず一瞬のうちにのみ込んで有明海に突入した。大量の岩屑が急激に海中に突入したため津波が発生し、有明海を渡り対岸の熊本県の海岸を襲った。この津波と島原での圧死者をふくめ1万5000人という日本の火山災害史上最悪の犠牲者がでた。

中央部に東に開いた妙見カルデラがあり、その中に普賢岳等の最新期の溶岩円頂丘がある。岩石は安山岩・デイサイト(SiO₂ 58~68%)である。

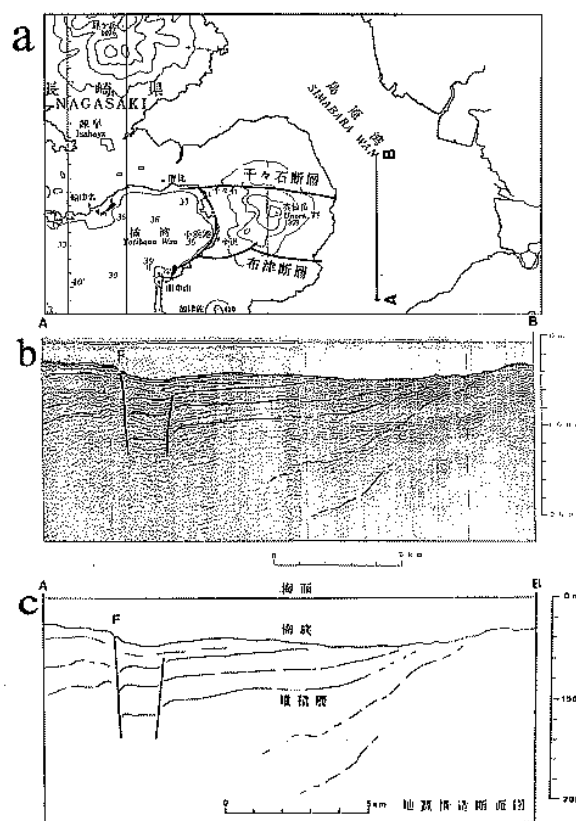


Fig.3 a: Topography of Unzen volcano. Line A-B shows the seismic profile line. b: Seismic profile along line A-B in Shimabara Bay. c: seismic profile drawing. F shows the fault elongated from Futsu Fault. After Hydrog. Dep. Survey Team (1992).

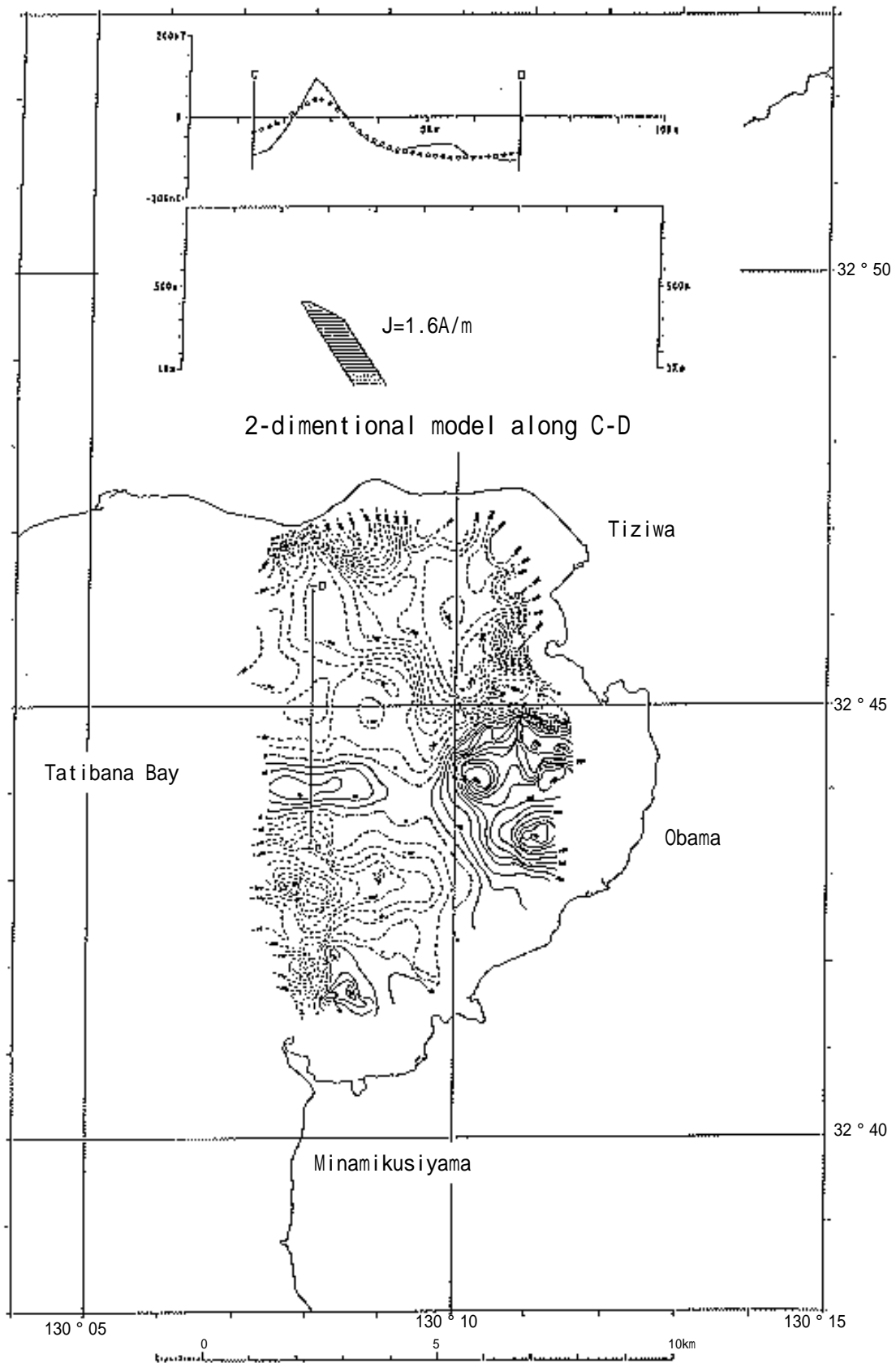


Fig.5 Geomagnetic total intensity anomaly chart in Tachibana Bay after Hydrog. Dep. Survey Team(1992). [T.D.]

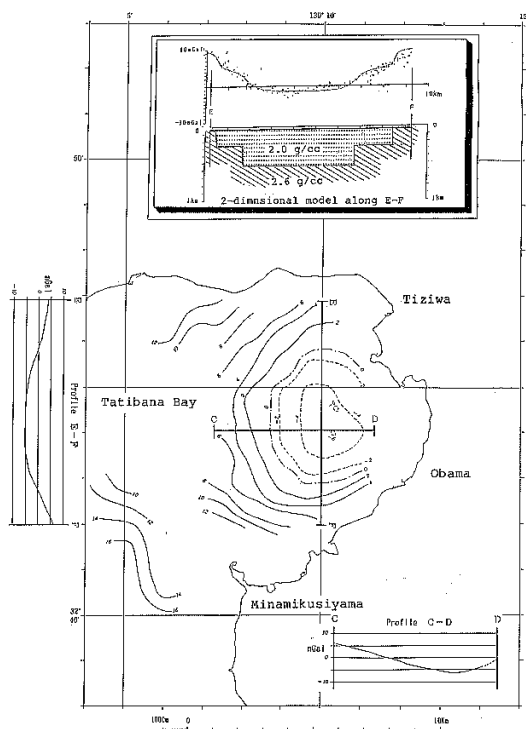


Fig.6 Free air gravity anomaly chart in Tachibana Bay after Hydrog. Dep. Survey Team (1992) [T.D.]

雲仙火山をはさんで西の橘湾では、負の重力異常と複雑な地磁気異常が認められ、東の島原湾では地溝の断層が連続して追跡できる。

有史以来の主な火山活動

- 1663 年 (寛文 3 年) 12 月 普賢岳の北北東 900m の地点から北方へ溶岩流出 (古焼溶岩). 溶岩流の幅約 150m, 長さ約 1km.
- 1664 年春, 普賢岳南東山腹 600m の地点から出水. 死者 30 余名.
- 1792 年 (寛政 4 年) 2 月 普賢岳で鳴動, 噴気, 土砂噴出. 3 月から新焼溶岩流出. 幅 220~360m, 長さ 2.7km. その後, ときどき地震あり. 5 月 21 日, 強い地震と同時に眉山が大崩壊. 津波発生し, 死者約 15,000 名.
- 1798 年 (寛政 10 年) 噴煙活動
- 1922 年 (大正 11 年) 12 月 「島原地震」 M6.9
- 1929 年 (昭和 4 年) から度々群発地震.
- 1975 年 (昭和 50 年) 10 月 普賢岳の東北東 2.8km の板底で噴気.
- 1990 年 (平成 2 年) 7 月 4 日より微動. 7 月 24

日から地震群発. 11 月 17 日噴火.

1991 年 (平成 3 年) 6 月 3 日 水無川流域を襲った火砕流により死者行方不明者 43 名.

1995 年 (平成 7 年) 3 月 溶岩供給停止

1996 年 (平成 8 年) 6 月 3 日 噴火活動終息宣言 (雲仙岳防災連絡会議)

2. 始良カルデラ

概位 31° 40'N, 130° 45'E

(海図 221, 海の基本図 6351¹, 6351^{1-S})

概要 鹿児島湾奥部にみられる始良カルデラは, 2.2 万年前の流紋岩質マグマの噴火に伴って陥没したものであるが, 2.2 万年以前にも繰り返し噴火があったことから, それらの結果が重なって現在みられる大型のカルデラが生じたと考えられている。

桜島 (31° 35.3'N, 130° 29.3'E, 標高 1,117 m) はカルデラ南縁部に生じた主に普通輝石・シソ輝石安山岩の溶岩と火砕物質からなる成層火山 (SiO₂ 57~67%) である. 有史以来の火山活動は海域においてもみられ津波も発生している。

桜島の北東約 10km にある若尊カルデラ (31° 39.2' N, 130° 45.9' E) 付近の海底では「たぎり」とよばれる活発な噴気活動がみられる。

有史以来の主な火山活動

- 764 年 (天平宝字 8 年) 海底噴火. 三島生ずる.
- 1471~1476 年 (文明 3~8 年) 噴火. 「文明大噴火」.
- 1779 年 (安永 8 年) 11 月 8 日噴火開始. 「安永大噴火」. 安永 8・9 年に桜島北東海中に海底噴火または隆起. 9 個の小島生成. その後沈没, また合わせて 5 個の島を形成.
- 1780 年 (安永 9 年) 9, 10 月海底噴火. 津波あり.
- 1781 年 (元明元年) 4 月高免沖の島で噴火. 5 月に高免沖で海底噴火.

1782年（元明2年）1月高免沖で海底噴火.

から溶岩流.

1914年（大正3年）1月10日噴火開始。「大正大噴火」。桜島と大隅半島が陸続きとなる.

1955年（昭和30年）以降、桜島南岳山頂火口からしばしば爆発的噴火.

1946年（昭和21年）1月～11月大噴火. 山腹

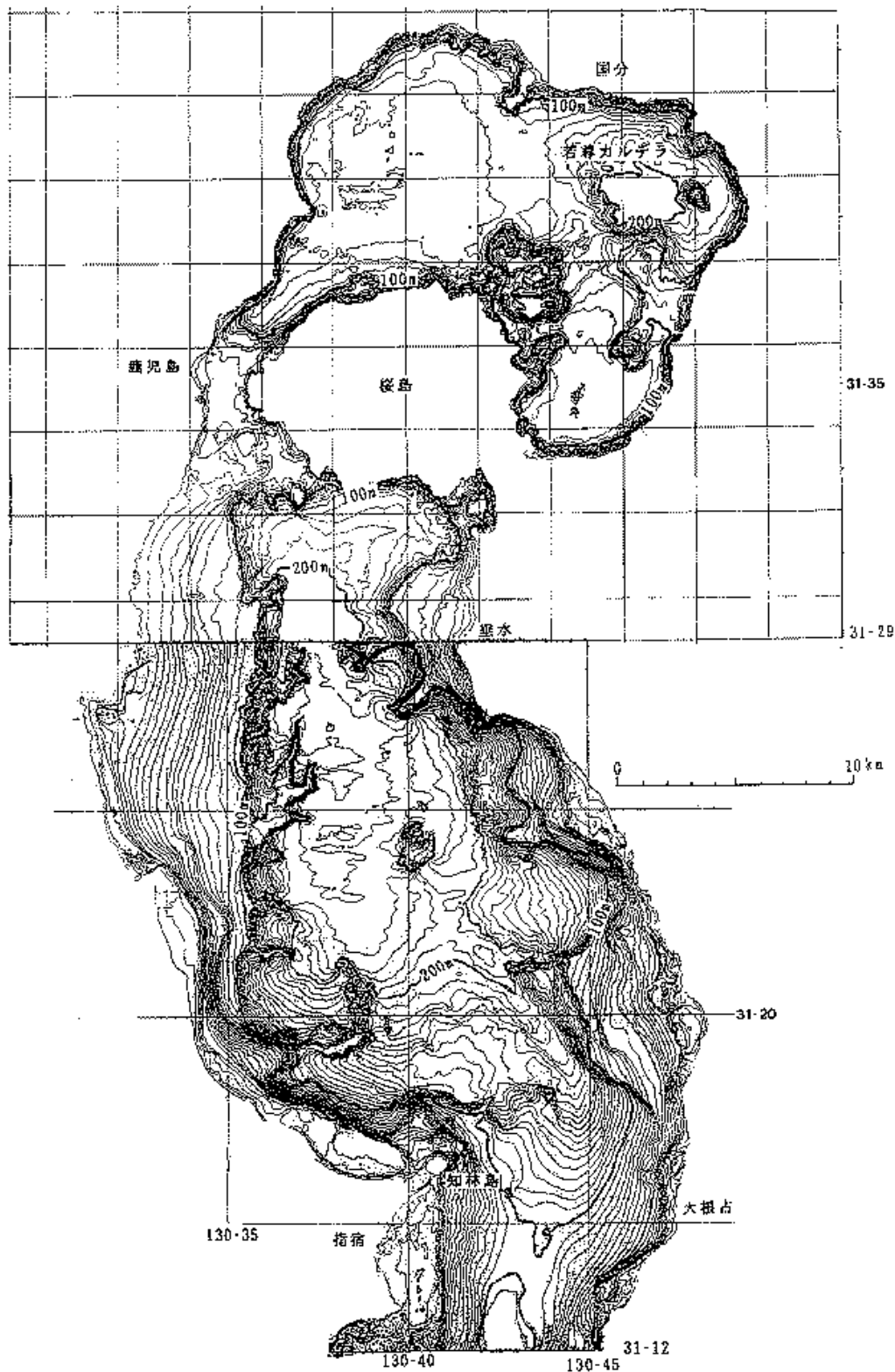


Fig.7 Topography of Kagoshima Bay from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.46, (1990).[T.D.]

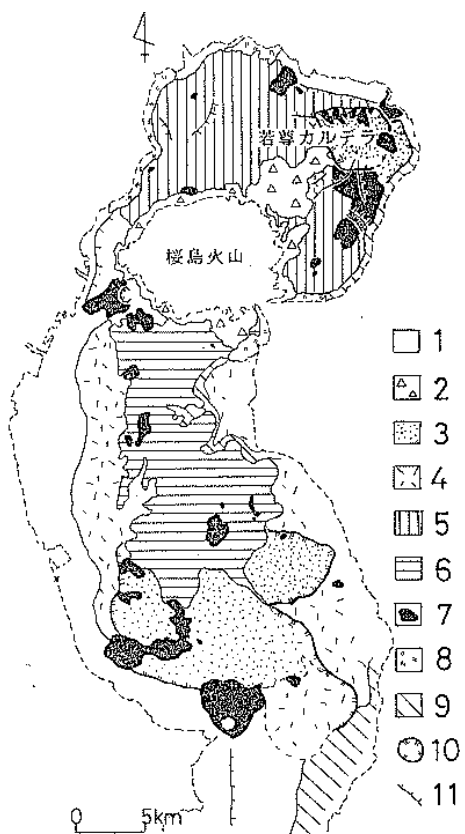


Fig.8 Geological map of Kagoshima Bay from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.46 (1990). 1:delta and shore deposit, 2:lava flow from Sakura Shima volcano and fan deposit, 3:intrusive rock, 4:acoustically chaotic layer consist of submarine terrace, 5:acoustically chaotic layer in the bottom of Aira Caldera, 6:stratified layer in graben, 7:lava flow and dome, 8:old pyroclastic flow and lava, Basement, 9: Shimanto group, 10:caldera and crater, 11:fault

3. 阿多カルデラ

概位 31° 15'N, 130° 40'E (海図 221,1201)
(海の基本図 6351², 6351^{2-s}, 6354⁵, 6354^{5-s})

概要 阿多カルデラの中心は指宿東方の鹿児島湾南部に想定されており、約 2.5 万年前の石英安山岩質溶結凝灰岩の噴出に伴って形成された。知林島北方沖合いには阿多火砕流の噴出口と推定される凹凸に富んだ直線約 5 km の円形の盛り上がりがいくつか認められる。開聞岳 (31°

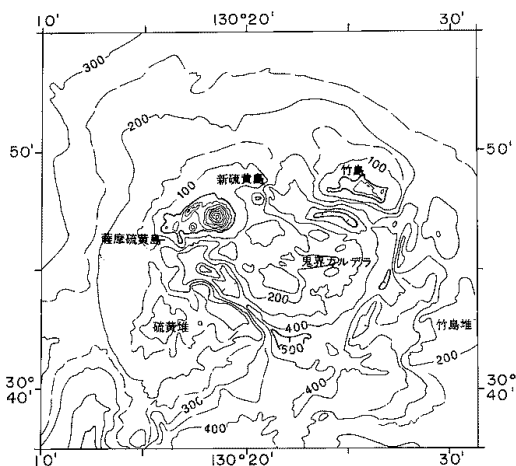


Fig.9 Topography of Kikai Caldera surveyed in 1980 and 1981. Main contour interval 100m. [T.D.]

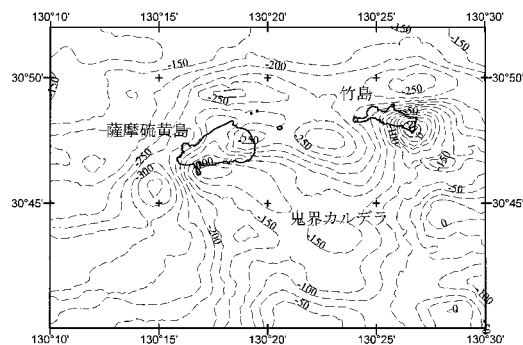


Fig.10 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Kikai Caldera at height of 3800ft, surveyed in 2000. Contour interval 25nT.

10.8'N, 130° 31.7'E, 標高 972m) は後カルデラ火山の 1 つ。有史以来の活動は開聞岳で知られている。

有史以来の火山活動

2000 年 (平成 12 年) 12 月開聞岳山頂付近数箇所から白色無臭の噴気。

4. 鬼界カルデラ

概位 30° 45'N, 130° 20'E

(海の基本図 6351⁴, 6351^{4-s})

概要 佐多岬南西約 35km にある東西 21km, 南北 18km の新・旧二重のカルデラからなる。古期カルデラは 12~20 万年前, 新期カルデラは約 6,000 年前に形成されたと推定されている。薩摩

硫黄島及び竹島（標高 220m）はカルデラ北縁を成す。薩摩硫黄島の硫黄岳（30° 47.6'N, 130° 18.3'E, 標高 704m）はカルデラ形成後の成層火山（SiO₂ 65%）である。薩摩硫黄島東方 2km 沖に 1934 年～1935 年の海底火山活動で形成された新硫黄島（標高 26m）が現存する。薩摩硫黄島と新硫黄島には顕著な磁気異常は認められていない。

有史以来の主な火山活動

- 1934 年（昭和 9 年）9 月～1935 年（昭和 10 年）3 月海底噴火。9 月 6 日から地震群発。9 月 20 日海底噴火。12 月新硫黄島生成し現存。
- 1996 年（平成 8 年）10 月硫黄岳山頂部に割れ目ができ、噴気孔列生成。
- 1998 年（平成 10 年）4 月降灰。その後もしばしば島内で降灰。
- 2001 年（平成 13 年）1 月以降たびたび降灰。10 月硫黄岳から白色噴煙。

5. 口永良部島

概位 30° 27'N, 130° 13'E

（海の基本図 6353¹, 6353^{1-S}）

概要 数個の成層火山体からなる。東部は古岳（30° 26.6'N, 130° 13.0'E, 657m）、新岳（640 m, SiO₂ 61%）などの安山岩の成層火山から

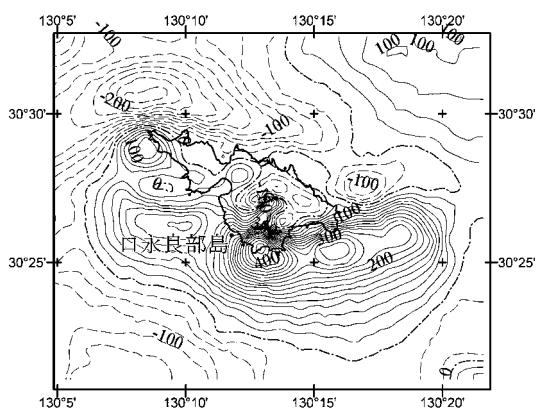


Fig.11 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Kuchi-no-Erabu Shima at height of 2700ft, surveyed in 2000. Contour interval 25nT

なる。有史後の噴火は新岳である。火口付近 2 カ所で噴気が認められる（1991 年 3 月）。

有史以来の主な火山活動

- 1841 年（天保 12 年）新岳噴火。
- 1980 年（昭和 55 年）9 月 28 日水蒸気爆発。
- 1987 年（昭和 62 年）8 月 20 日噴煙認める。

6. 中ノ曾根・上ノ瀬

概位 30° 17'N, 130° 09'E

概要 中ノ曾根（水深 151m）は口永良部島南西方約 16km にあり、上ノ瀬（水深 53m）はさらに 13km ほど南西に位置する。それぞれの比高は 400～500m の堆地形である。両者は 400m 等深線で連結する。第四紀火山と推定。

有史以来の火山活動 記録なし。

7. 白瀬

概位 30° 02'N, 130° 03'E

概要 口之島北北東約 13km にある岩礁の島（標

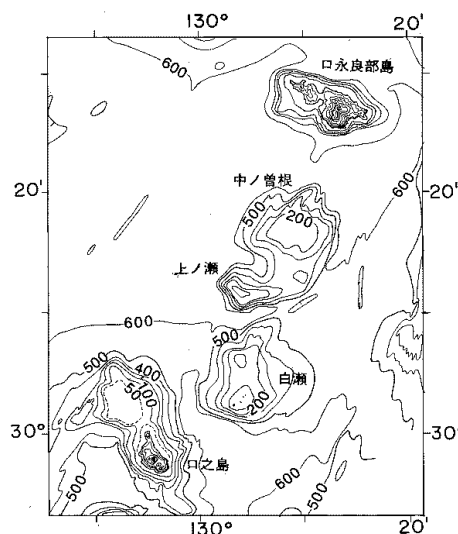


Fig.12 Topography from Kuchi-no-Erabu Shima to Kuchi-no-Shima surveyed in 1974 and 1981 Contour interval 100m. [T.D.]

高 28m) で平坦な周辺海底からの比高は約 400 m である。第四紀火山と推定。
 有史以来の火山活動 記録なし。

8. 口之島

概位 29° 58'N, 129° 56'E

概要 長径 6km, 短径 3km の楕円形を示し海底からの比高は約 1,100m に達する。後期更新世以降の活動の火山島 (標高 628m) である。二重の成層火山で外輪山をもち、中央火口丘として前岳成層火山と後岳溶岩円頂丘がある。岩石は殆どが両輝石角閃石安山岩である。口之島を頂く高まりの北西側に連結して、水垂ノ瀬 (水深 10.9m), 芽瀬 (水深 3.2m) 等をのせる高まりがある。

有史以来の火山活動 記録なし。

9. 中之島

概位 29° 51'N, 129° 52'E

概要 長径 10km, 短径 5km の楕円形の御岳 (29° 51.6'N, 129° 51.4'E, 標高 979m) を

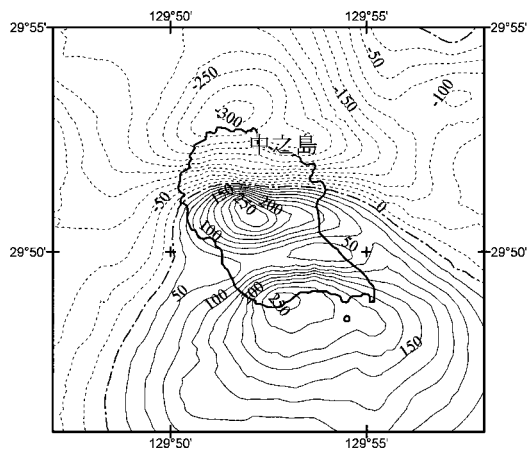


Fig.13 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Naka-no-Shima at height of 4000ft, surveyed in 2001. Contour interval 25nT.

火口とする火山島である。水深 500m の平坦な海底からの比高約 1,500m, 基部の径約 13km である。本島の主要部の成層火山体は複輝石安山岩である。

有史以来の主な火山活動

- 1914 年 (大正 3 年) 1 月小噴火。
- 1949 年 (昭和 24 年) 多量の噴煙。
- 1991 年 (平成 3 年) 3 月御岳より少量の噴気。

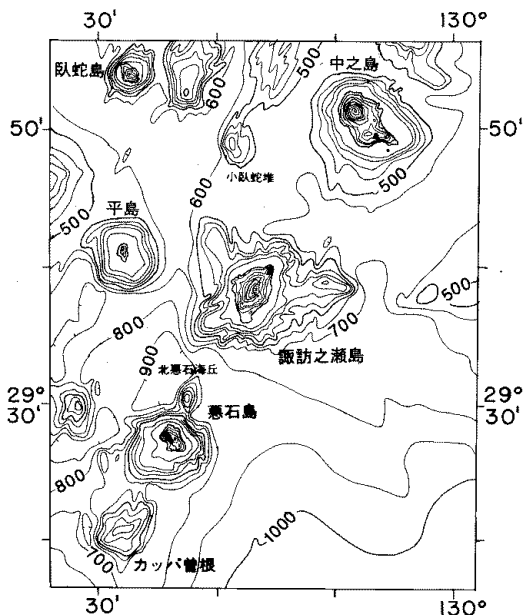


Fig.14 Topography from Naka-no-Shima to Kappa Sone surveyed in 1974 and 1981. Contour interval 100m.[T.D.]

10. 諏訪之瀬島

概位 29° 38'N, 129° 43'E

概要 長径 8km, 短径 5km の成層火山 (SiO₂ 55 ~ 60%) である。海底からの比高は約 1,400m である。御岳 (29° 38.3'N, 129° 42.8'E, 標高 799m) には 2 個の火口がある。ともに有史後も噴火し溶岩 (複輝石安山岩) を流出した。

諏訪之瀬島周辺の磁気異常の波長は短い。火山島基底部の磁性は弱く、磁化強度 4.6A/m である。

有史以来の主な火山活動

- 1813 年 (文化 10 年) 噴火。溶岩流海に達する。

住民全員避難，1883年（明治16年）まで無人島。

1884年（明治17年）噴火。溶岩流海に達する。

1925年（大正14年）5月13日噴火。溶岩流出。

1938年（昭和13年）3月11日噴火。以降もしばしば噴火。1988年4月の噴火では2,000mに達する噴煙が観測されている。

1991年（平成3年）3月火口付近に少量の噴気。

1992年（平成4年）2月噴火。島内降灰。10月の噴火では赤熱噴石。以降断続的に1997年4月まで噴火。1994年12月の噴火では火映が見られる。

1999年（平成11年）1月噴火。降灰確認。

2000年（平成12年）12月噴火。多量の降灰。新火口出現，その後もしばしば噴火。

2002年（平成14年）8月噴火。1,500mに達する噴煙が観測される。

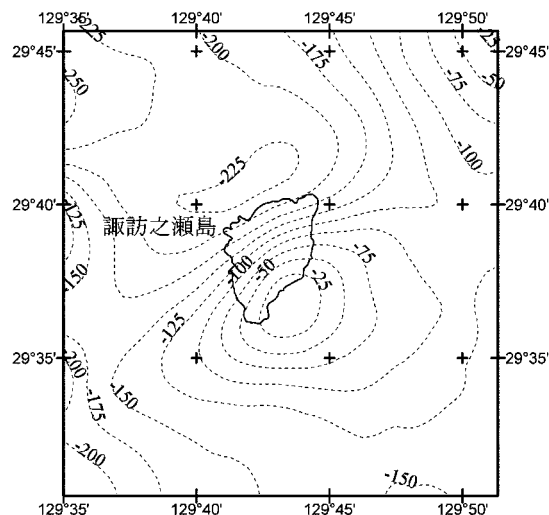


Fig.15 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Suwanose Shima at height of 9000ft, surveyed in 2002. Contour interval 25nT.

11. 悪石島

概位 29° 28'N, 129° 36'E

概要 諏訪之瀬島南西方17kmにある長径4km，短径2kmの火山島（標高584m）である。周辺の平坦な海底からの比高は約1,300mである。かんらん石含有複輝石安山岩からなる二重の成層

火山の外輪山をもち，中央火口丘として御岳円頂丘がある。円頂丘の周囲及び海岸線に爆発火口跡がある。火山島基底の磁性は弱い。1988年10月の観測によると，火口底は若干の草木が認められ，最近活動していないことが推定される。

なお悪石島南西約15kmに比高500~600mの海丘（カップ曾根，水深177m）がある。これも第四紀火山と推定。

有史以来の火山活動 記録なし。

12. 横当島

概位 28° 48'N, 129° 00'E

（海の基本図6504¹，6504^{1-s}）

概要 奄美大島の名瀬北西約65kmにある。島は東峰（標高495m），西峰（標高259m）と呼ばれる円錐形状の二つの火山体が結合したもので島の周囲は約10kmである。両峰に火口を有す。海底からの比高は約1,300mである。一般に複輝石安山岩であるが東峰にはかんらん石を含むものがある。

横当島北方3kmの上ノ根嶼（標高280m）には火口跡と推定される凹地形がある。1986年の測量によると横当島の東方3kmに最深部784mのカルデラ地形が発見された。横当島はカルデラ形成後の火山である。

有史以来の火山活動 記録なし。

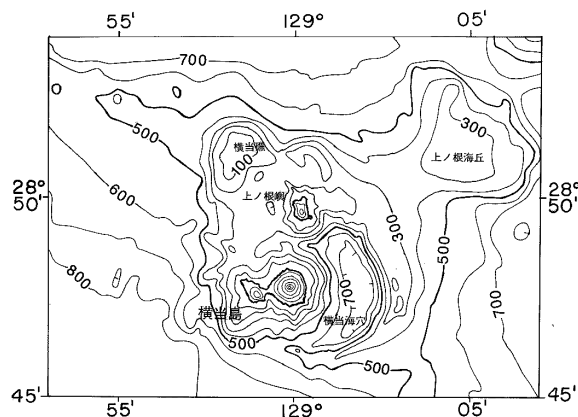


Fig.16 Topography of Yokoate Shima volcano surveyed in 1986. Contour interval 100m. [T.D.]

13. 硫黄島

概位 27° 55'N, 128° 14'E
(海の基本図 6506¹, 6506^{1-s})

概要 徳之島西方約 65km にあり, 南部のグスク火山体と北部の硫黄岳火山体の 2 個の火山が接合した周囲約 8km の火山島を成す。

グスク火山体は二重の成層火山の外輪山であり, 中央火口丘として扁平な溶岩円頂丘がある。周囲に爆発火口跡があり, かすかに噴気がある。硫黄岳火山体は方位 (27° 52.9'N, 128° 13.3' E, 標高 212m) をもつ成層火山体である。岩石は複輝石安山岩。今も硫黄の噴出がある。有史以後の噴火は全て爆発型で溶岩を流出したことはない。1959 年の噴火で無人島になる。

有史以来の主な火山活動

- 1664 年 (寛文 4 年) 噴火。地震, 死者あり。
- 1903 年 (明治 36 年) 3~8 月噴火。噴石, 全島民が一時久米島に移住。
- 1959 年 (昭和 34 年) 噴火。活動が 1 か月続き, 泥, 硫黄が海に流出。全島民 86 人は島外に移住。
- 1968 年 (昭和 43 年) 7 月噴火。

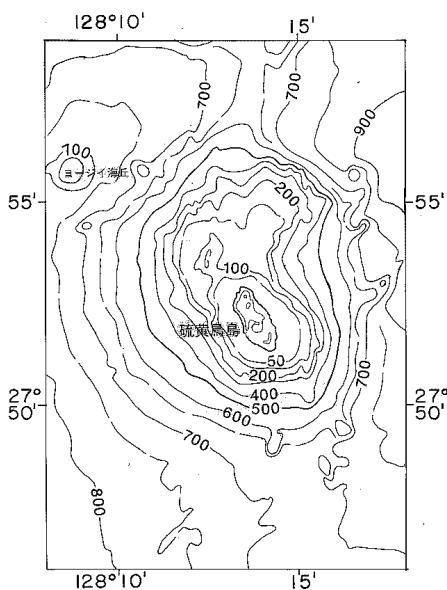


Fig.17 Topography of Iou-Tori Shima volcano surveyed in 1986. Contour interval 100m. [T.D.]

14. 硫黄島～第一鳥島海丘間の海丘列

概位 26° 50'N~27° 35'N, 126° 55'E~127° 55'E

概要 火山フロントと推定される位置に存在するもので, 上記区間に以下のような浅所がある。火山性である確かな証拠はない。わずかに無名堆の隆起部に伴う磁気異常が認められ軽石が採取されている。

- 141 相ノ曾根 27° 33'N, 127° 52'E 頂部水深 347m.
- 142 伊平屋堆 27° 25'N, 127° 42'E 頂部水深 132m.
- 143 無名堆 27° 17'N, 127° 29'E 頂部水深 302m.
- 144 伊是名堆 27° 04'N, 127° 12'E 頂部水深 173m.
- 145 琉球曾根 26° 50'N, 126° 58'E 頂部水深 399m.

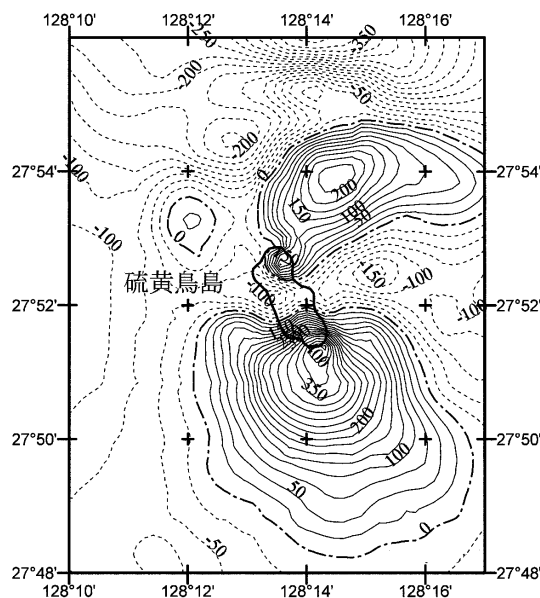


Fig.18 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Iou-Tori Shima at height of 1200ft, surveyed in 2001. Contour interval 25nT.

15. 第一・第二鳥島海丘

概位 26° 53'N, 126° 50'E

概要 鳥島北方約 30km にある海丘で, 第二鳥島海丘 (頂部水深 912m), 第一鳥島海丘 (頂部水深 785m) が北西方向に隣接して並ぶ。この海丘の南にはカルデラ地形の北鳥島海盆 (水深 2,110m) が存在するが, 海丘, 海盆とも火山性

である明確な証拠は現在のところない。
有史以来の火山活動 記録なし。

16. 第二琉球曾根

概位 26° 13'N, 126° 12'E (海図 1203)

概要 久米島西南西約 55km にある円錐形に近い海丘(頂部水深 670m)である。磁気異常の振幅は約 100nT と小さい。軽石が採取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。

第二琉球曾根の北には、第二久米海丘(26° 25'N, 126° 21'E, 頂部水深 904m)との間に水深約 1,750m の凹地がある。火山性のカルデラ地形であるかは不明である。

有史以来の火山活動 記録なし。

17. 第五宮古海丘

概位 25° 58'N, 125° 50'E

概要 宮古島北東約 135km にある頂部水深 1,800m の小海丘で、山麓は沖繩舟状海盆に張り出している。磁気異常の振幅 490nT, 同波長 4.5km で塩基性の火山を推定させる。ブリューン正磁気極期のものである。

有史以来の火山活動 記録なし。

18. 第三宮古海丘

概位 25° 49'N, 125° 48'E

概要 宮古島北東約 115km にある径 10km 程の円錐形に近い海丘(頂部水深 943m)で、沖繩舟状海盆の縁にある。

磁気異常の振幅 490nT, 同波長 3.0km, 正帯

磁で塩基性に富む岩石からなると推定されるが、他方で石英安山岩が採取されている。
有史以来の火山活動 記録なし。

19. 第二宮古海丘

概位 25° 43'N, 125° 38'E

概要 宮古島北東約 95km にある海丘で、沖繩舟状海盆底東縁の水深 2,050m からの比高は 400m である。磁気異常の振幅 390nT, 同波長 7.5km, 正帯磁で玄武岩からなると推定される。

有史以来の火山活動 記録なし。

20. 第一宮古海丘

概位 25° 28'N, 125° 24'E

概要 宮古島北北東約 65km にある海丘(頂部水深 865m)で沖繩舟状海盆の東縁に位置し、舟状海盆からの比高は約 1,100m である。ほぼ円錐に近い形状を示すが北方の麓は鋭く舟状海盆側へ突き出ている。

磁気異常の振幅 710nT, 同波長 5.5km, 正帯磁, 磁化強度 11A/m. 玄武岩と推定。山体の南部の一部は非磁性である。

有史以来の火山活動 記録なし。

21. 伊良部海丘

概位 25° 13'N, 124° 53'E

概要 宮古島北西約 55km の沖繩舟状海盆にある小海丘(頂部水深 1,890m)である。磁気異常の振幅 840nT, 同波長 8.0km, 磁化強度 17~18A/m, 正帯磁で玄武岩質火山体を推定させる。

有史以来の火山活動 記録なし。

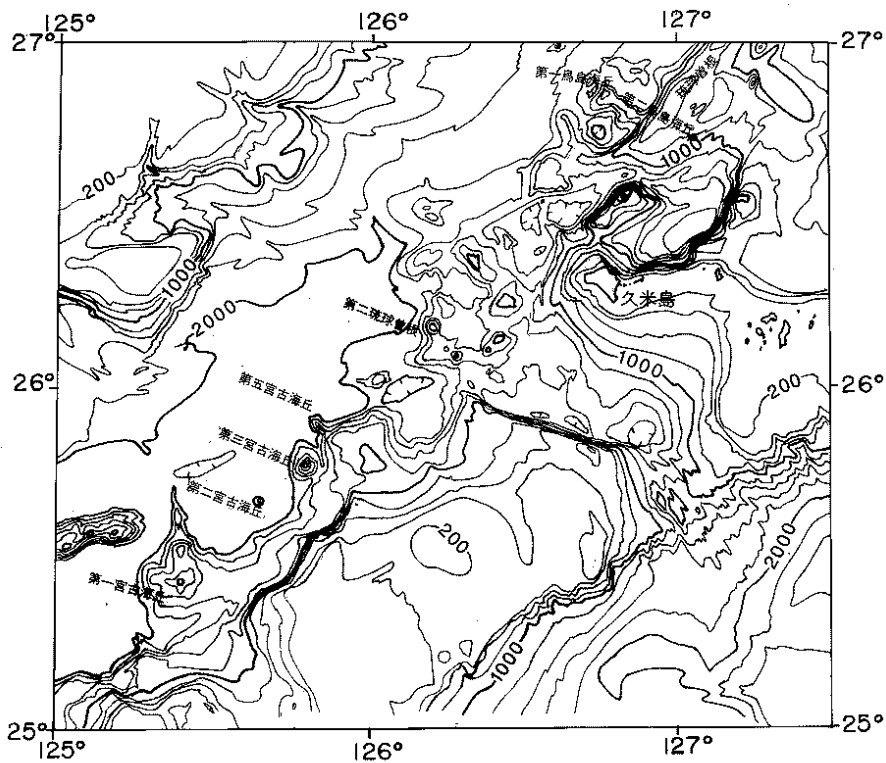


Fig.19 Topography of volcanic chain in the southern part of the Nansei Shoto arc (Ryukyu Sone to Dai-ichi Miyako Knoll) surveyed in 1975, 1976, 1984 and 1986. Contour interval 200m.[T.D.]

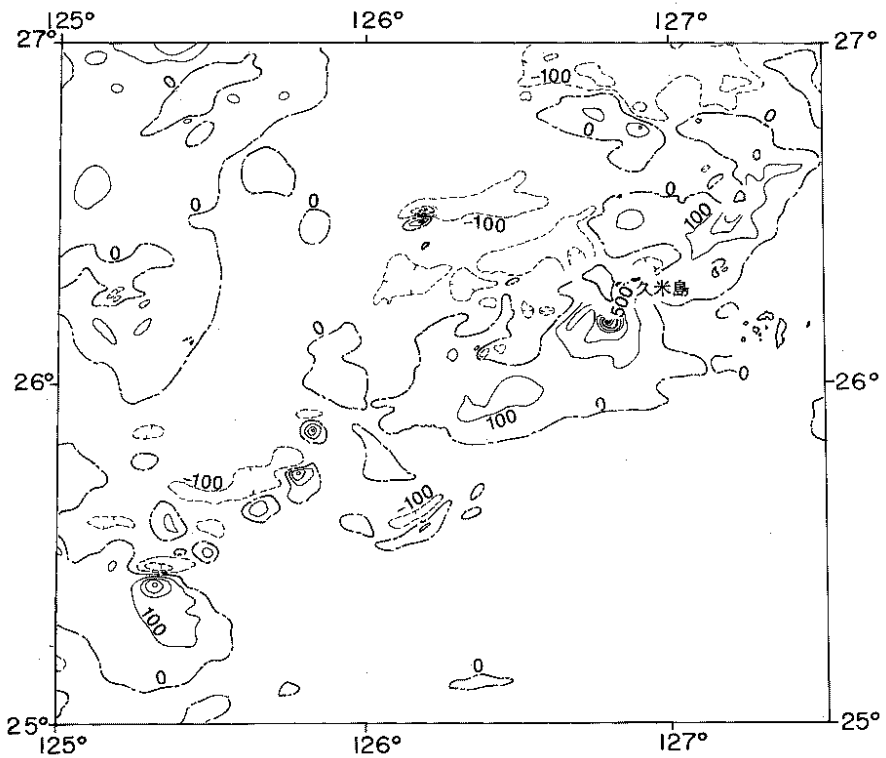


Fig.20 Geomagnetic total intensity anomaly chart in same area in Fig.19. Contour interval 100nT.[T.D.]

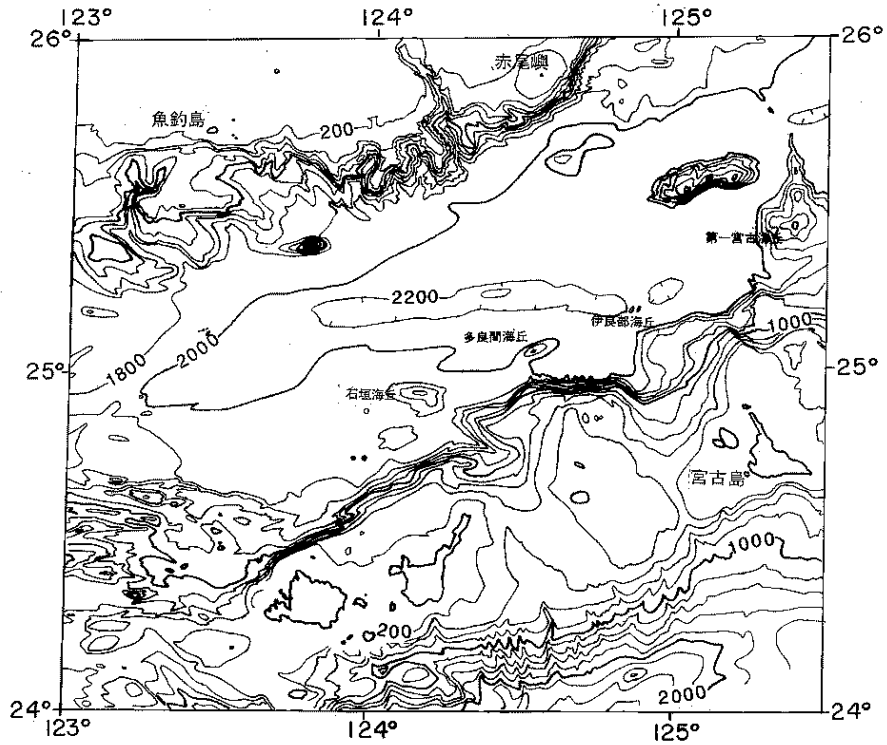


Fig.21 Topography of volcanic chain in the southern part of the Okinawa Trough surveyed in 1976, 1980, 1984 and 1985. Contour interval 200m. [T.D.]

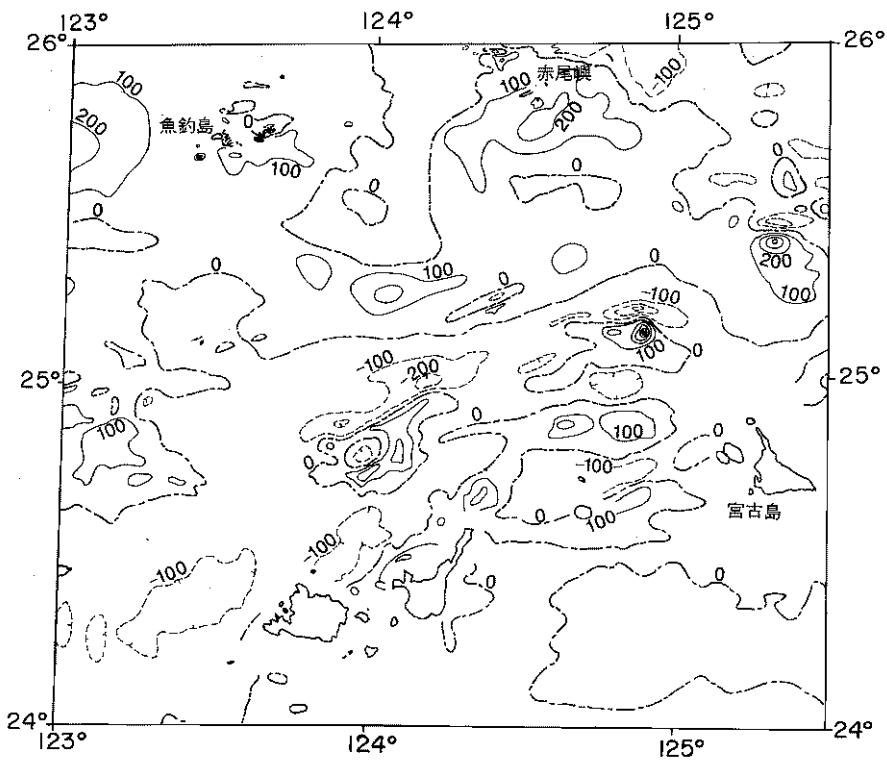


Fig.22 Geomagnetic total intensity anomaly chart in same area in Fig.21. Contour interval 100nT. [T.D.]

22. 多良間海丘

概位 25° 06'N, 124° 33'E

概要 石垣島北北東約 60km にある比高約 500m の海丘（頂部水深 1,460m）である。基部では幅 1km, 長さ 15km で東北東-西南西方向を有す。磁気異常は弱いながらもダイポール型磁気異常を示す。

有史以来の火山活動 記録なし。

23. 石垣海丘群～鳩間海丘の海丘列

概位 24° 46'N～25° 00'N, 123° 50'E～124° 16'E

概要 西表島北北東 75km 沖の沖縄トラフ海底平坦面に比高約 200m, 10 数個の小海丘からなる石垣海丘群があり, これより西南西方向に直線的に海丘が連なり鳩間海丘（直径 4km, 比高 500m, 最浅水深 1,381m）に至っている。また, 石垣海丘群の南南西端に西表海丘が, その北東方向に水納海丘が, さらに西表海丘の南西方向には第 1 小浜海丘と第 2 小浜海丘が並んでいる。西表海丘から熱水性鉄マンガン酸化物が, 第 2 小浜海丘からは銅含有量 28.6%の熱水性硫化物が採取され, 活発な熱水活動があること（最近まであったこと）を示している。第 1 小浜海丘以外の海丘は 200nT～550nT のダイポール型磁気異常を示すが, フリーエア重力異常は特に認められていない。

231 石垣海丘群 24° 53'N～25° 00'N, 124° 06'E～124° 15'E 最浅水深 1,370m.

232 鳩間海丘 24° 52'N, 123° 51'E 頂部水深 1,381m.

233 水納海丘 24° 53'N, 124° 16'E 頂部水深 1,283m.

234 西表海丘 24° 51'N, 124° 06'E 頂部水深 957m.

235 第 1 小浜海丘 24° 46'N, 123° 57'E
頂部水深 1,538m.

236 第 2 小浜海丘 24° 46'N, 123° 59'E
頂部水深 1,483m.

有史以来の火山活動 記録なし。

24. 西表島北北東海底火山

概位 24° 34'N, 123° 56'E (24° 46'N, 123° 59'E) (海の基本図 6514¹, 6514^{1-s})

概要 1924 年 10 月 31 日海底噴火に伴い多量の軽石が黒潮にのって漂流し日本各地の海岸に漂着した。

海底の噴火点については, 日本活火山総覧 (1984) によると, 24° 34'N, 123° 56'E とされているが, 当該地は舟状海盆の斜面に相当し火山を想定させる地形, 地磁気異常は認められない。ここでは総覧の位置に一番近いところにあり, 地磁気調査及び海底地形調査から火山地形と推定される小海丘（頂部を残し大半が埋積されている）の位置（西表島北北東 45km）を併記した。

有史以来の火山活動

1924 年（大正 13 年）10 月 31 日海底噴火。日本各地に軽石漂流。
これ以外の活動の記録はない。

25. 西表島付近

概位 24° 23'N, 123° 45'E
(海の基本図 6514¹, 6514^{1-s}, 6514², 6514^{2-s})

概要 西表島北西海岸付近を中心に, 1991 年 1 月以降群発地震があったが, 火山性であるかどうかは不明である。

有史以来の火山活動 記録なし。

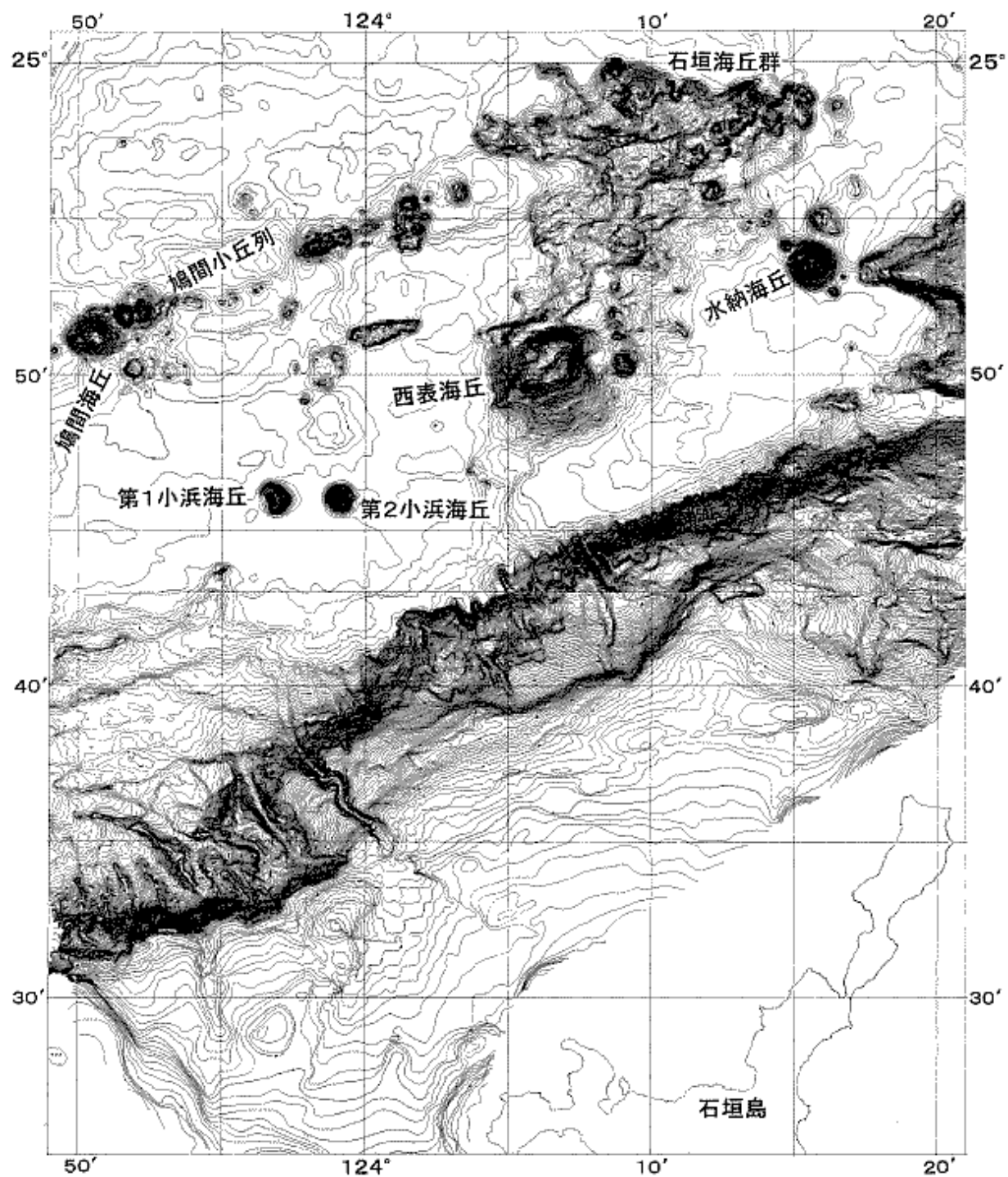


Fig.23 Topography off north-northeast of Iriomote Shima from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.60, (1994). Contour interval 10m. [T.D.]

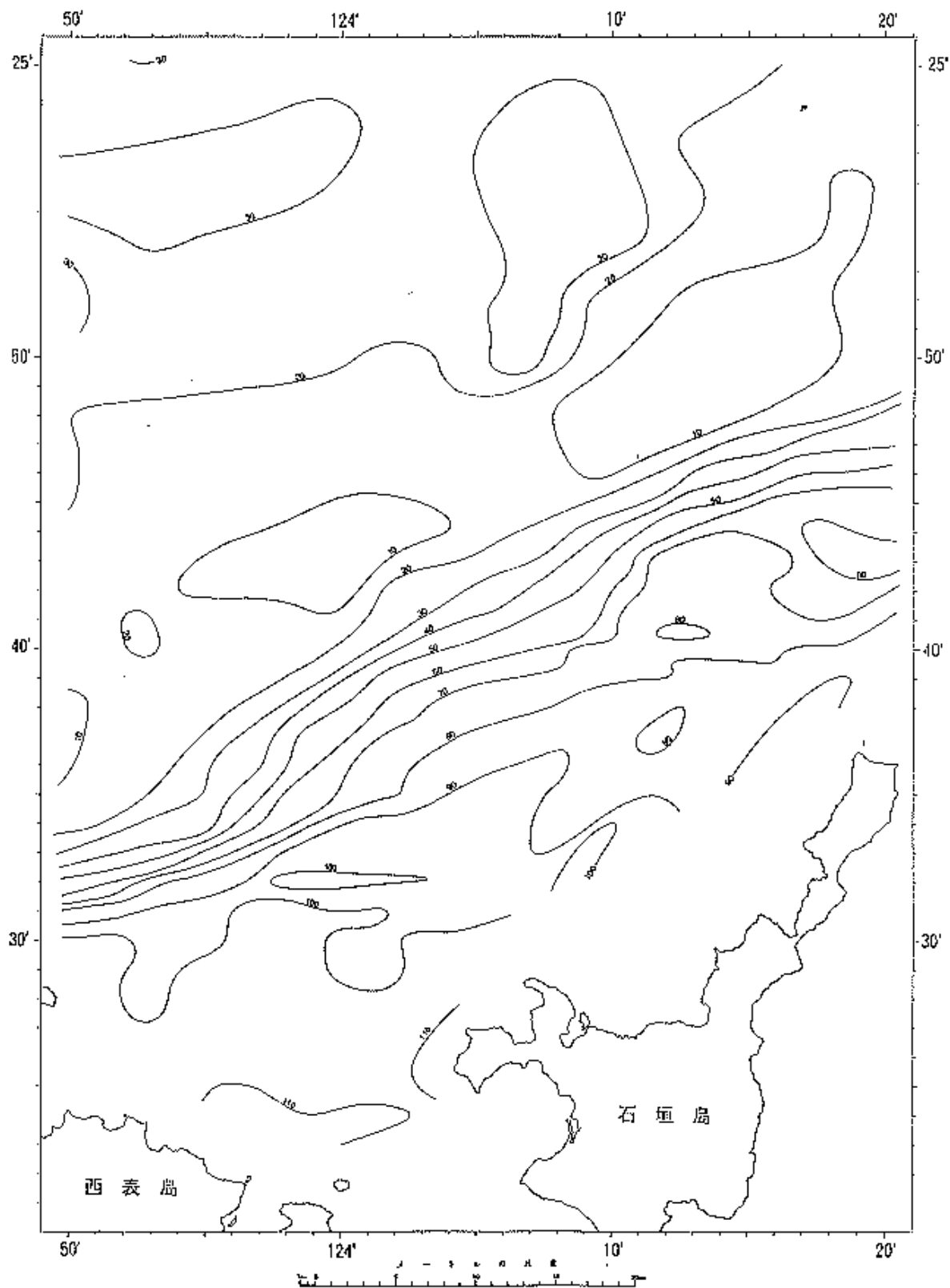


Fig.24 Geomagnetic total intensity anomaly chart in same area in Fig.23 from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.65(1996). Contour interval 25nT. [T.D.]

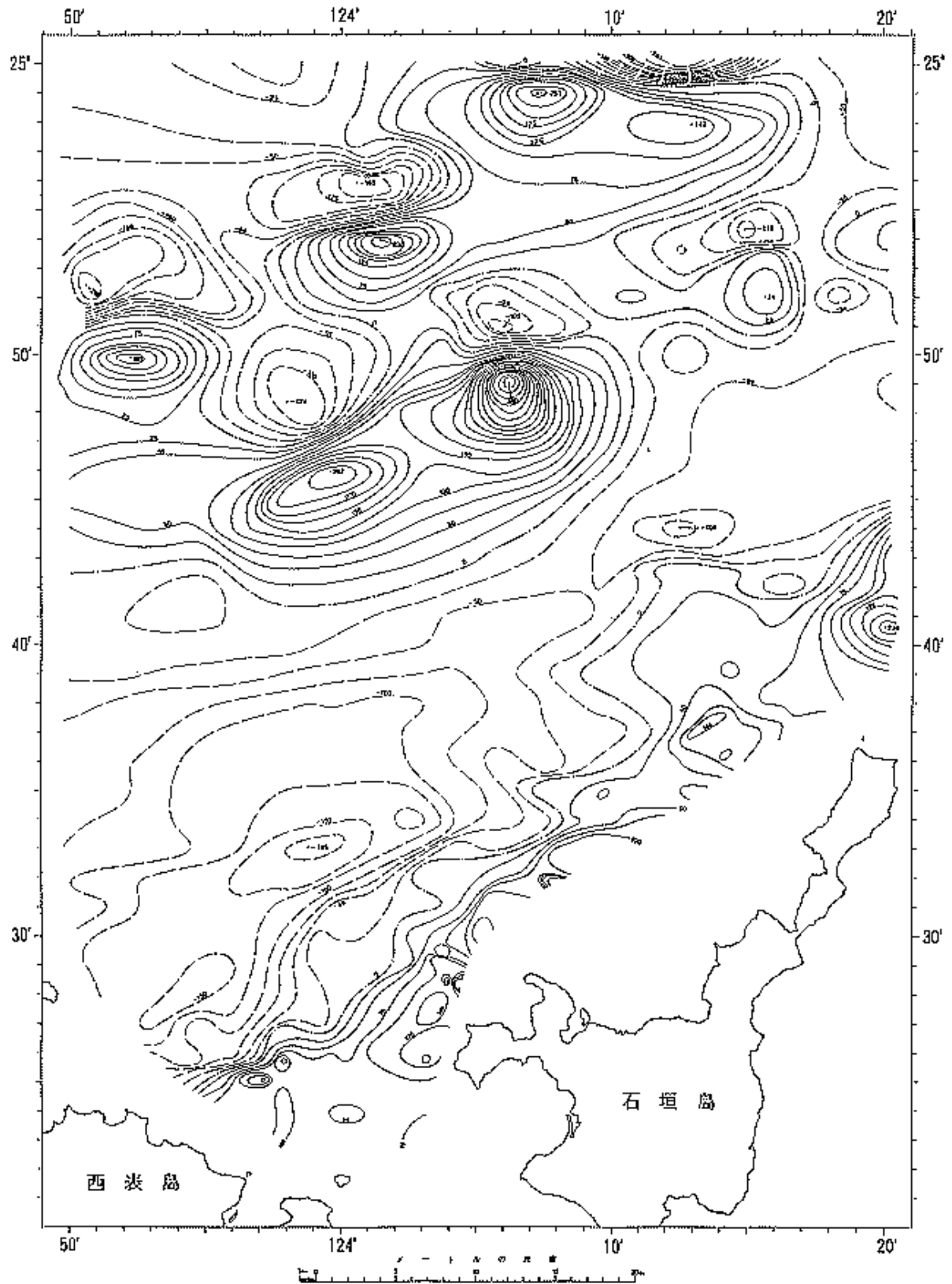


Fig.25 Free air gravity anomaly chart in same area in Fig.23 from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.65, (1996). Contour interval 10mGal. [T.D.]

II 南方諸島海域の火山

1. 伊豆東部火山群 (手石海丘)

概位 35° 00'N, 139° 08'E

(海図 1078, 海の基本図 6362)

概要 伊豆半島東部地域に密集する玄武岩～デイサイト質の多数の碎屑丘, 溶岩流, 溶岩円頂丘などと, その東方海域に密集する多数の海底火山からなる火山群. 伊豆半島東方海域では, 過去度々群発地震が発生し, 1989年には群発地震, 微動とともに伊東市沖の手石海丘(34° 59.6'N, 139° 07.8'E)で海底火山噴火があった. これは, 伊豆東部火山群として有史以来初めての噴火である.

水路部測量船「拓洋」による手石海丘の噴火の観測では, 水柱が断続的に上がり, その高さは最大で海面から 113m に達した.

手石海丘は, この噴火で誕生した新しい火山で, 直径 450m, 高さ約 10m, 最浅地点の水深 81m, 火口の直径約 200m, 火口の最深水深 122m のマールである.

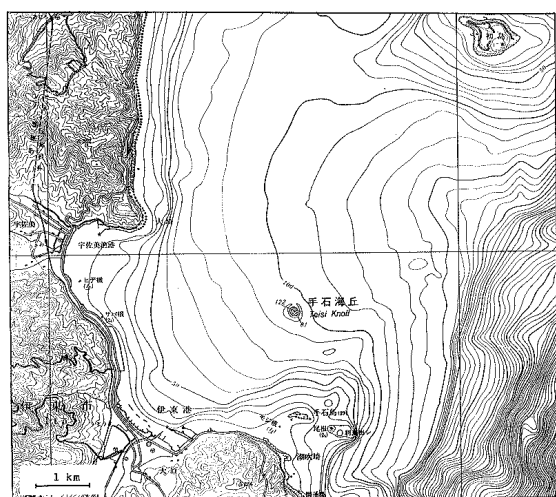


Fig.26 Topography of Teishi Knoll and its vicinity from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.46 (1990). Contour interval 10m.

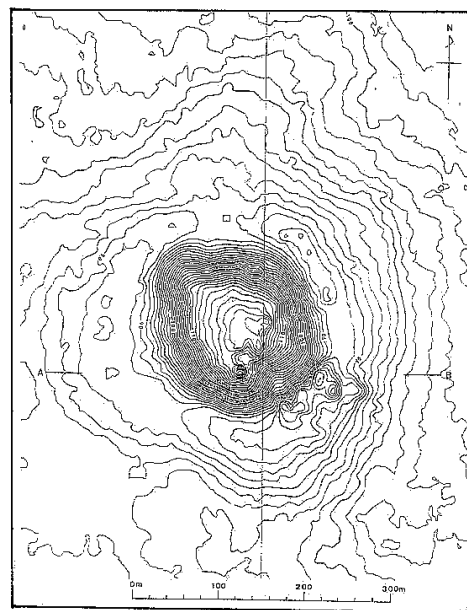


Fig.27 Detail topography of Teishi Knoll surveyed by Hydrochart multibeam sounding system in October 1989 from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.45 (1989). Contour interval 1m.

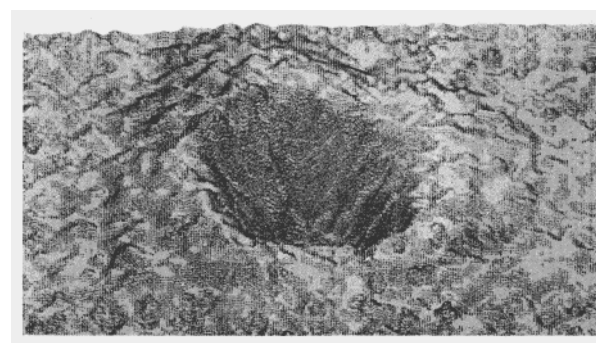
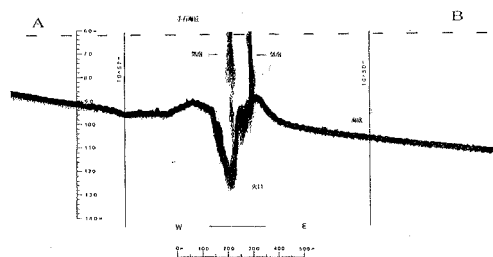


Fig.28 Echo sounding profile and 3-D image map of Teishi Knoll from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.45 (1989). A;Echo sounding profile surveyed by "Ten-yo" in October 1989. B;3-D image map viewed from north, in elevation angle :45°, depth exaggeration :4times

有史以来の火山活動

- 1890 年 (明治 3 年) 地震群発
- 1930 年 (昭和 5 年) 地震群発 (伊東沖)
- 1978~1989 年 (昭和 53 年~平成元年) しばしば地震群発
- 1989 年 (平成元年) 6 月 30 日 群発地震開始,
7 月 11 日 微動, 7 月 13 日 伊東沖の手石
海丘で海底噴火
- 1993 年 (平成 5 年) 5 月 地震群発. 以後ほぼ
毎年地震群発

2. 伊豆大島及び付近

概位 34° 43'N, 139° 25'E

(海図 1066, 海の基本図 63637, 6640)

概要 大島 (736m) は北北西-南南東 13km, 東北東-西南西 9km の主に玄武岩から成る複式成層火山である. 山頂 (34° 43.6'N, 139° 23.7'E) のカルデラ (直径 3~4km) は東方に開く. 島の伸長方向に並ぶ側火山からの山腹噴火が多い.

大島の東海岸沿いには大島火山の基盤を成す岡田, 行者窟, 筆島の古い火山が知られている. 島の南端の波浮港は 9 世紀におきたマグマ水蒸気爆発で出来た池が, 後の元禄地震の津波で開口したものであるといわれている.

1552 年以降の噴火は主に山頂部で発生していたが, 1986 年 11 月の噴火では, 三原山頂火口内で噴火後カルデラ床に側噴火がおこり, 火口列は外輪山外側斜面にまで延びた. 火山活動時期を通じて大島沿岸部に広く変色水が認められた.

大島の北及び東側の急斜面は相模舟状海盆 (トラフ) に続く斜面である. 大島の西方には北に開く馬蹄形の凹地形が隣接している. 大島の長軸方向の延長部にあたる北西には, 大島の側火山列として乳ヶ崎海丘 (水深 217m, 比高約 350m), 西乳ヶ崎海丘 (水深 314m, 比高約 500m) などの高まりがあり, その北方延長部に

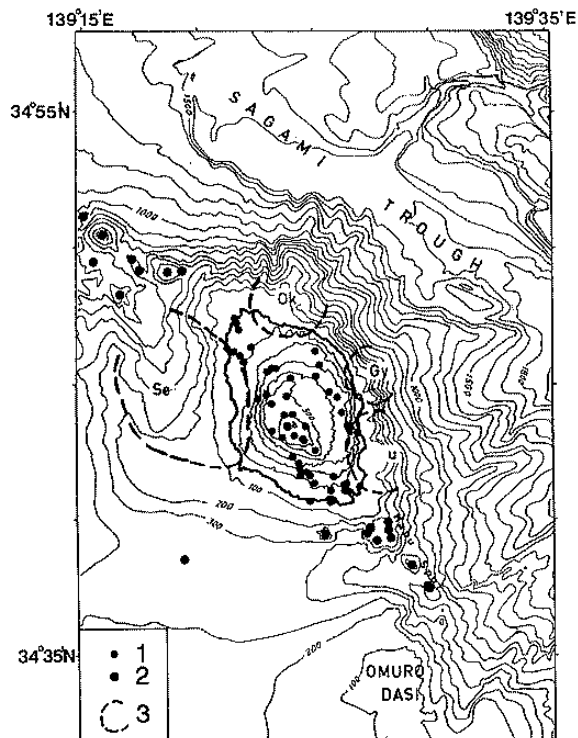


Fig.29 Topography of O Shima volcano (after Kato et al., 1987). Surveyed in 1954, 1974, 1983 and 1986. Contour interval 100m. 1;Flank crater on the island, 2;Knoll, 3;Old volcano.[T.D.]

は東伊豆単成火山群がある. 南東の延長部は波浮海脚にあたる. 同海脚には間隔約 800m で 2 列の側火山列がある. 1987 年の測量の結果, 北東側の火山列に水深 185m の側火山が新たに確認された. 1954 年と 1987 年の測量を比較すると, 北東側の側火山列に水深の増加が著しく, 最大 100m もの増加があった.

大島の磁気異常は山体地形に伴う異常と北西-南東方向に伸びる磁気基盤の影響が重畳したもので, 大島山体の平均的磁化は 12A/m で, 三原山のそれは 6A/m である. 1986 年の噴火に関連して, 三原山 B 火口付近に振幅 300nT, 波長約 350m の熱消磁によるとみられる磁気異常が観測されていた.

有史以来の主な火山活動

- 684 年 (天武天皇 12 年) 噴火.
- 1338 年 (延元 3 年) 噴火. 西岸に達する溶岩流 (側噴火).
- 1421 年 (応永 28 年) 噴火. 海岸に異変. 南部

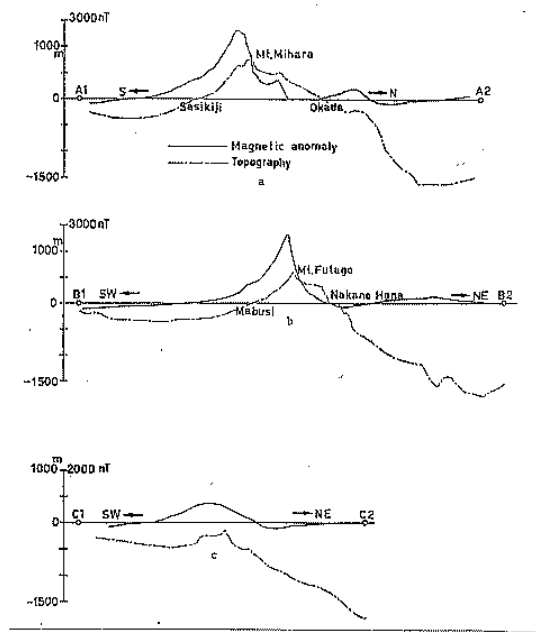
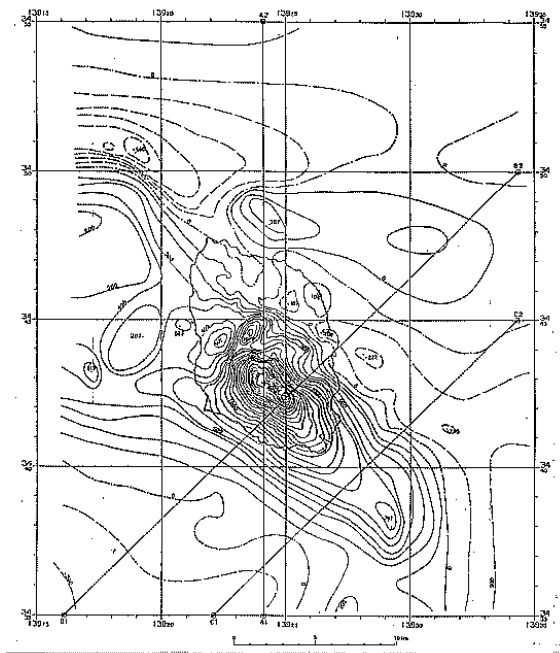


Fig.30 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over O Shima volcano at height of 3000ft (after Ueda et al., 1988). Contour interval 100nT. [T.D.]

に側噴火。

1552年(天文21年)噴火。東岸に達する溶岩流。

1684年(貞享元年)噴火。「貞享の大噴火」。溶岩北東海岸まで流出。火山活動7年間継続。

1777~1779年(安永6~8年)噴火。「安永の

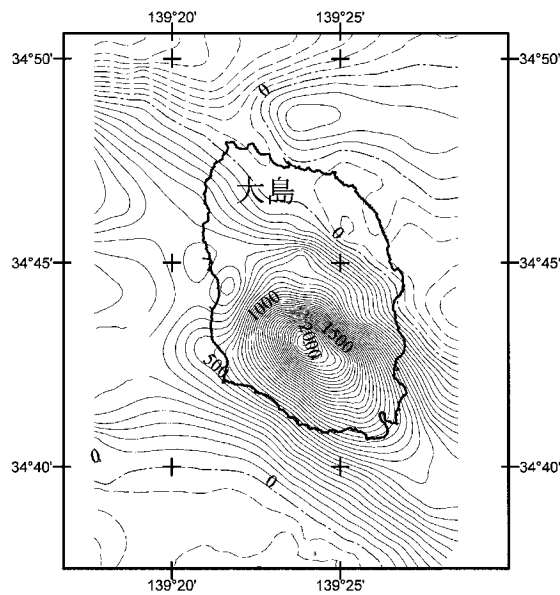


Fig.31 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around O Shima at height of 4000ft, surveyed in 2003. Contour interval 50nT.

大噴火」。多量の溶岩を流出し、先端は東海岸から海中に流下。

1912~1914年(明治45~大正3年)噴火。

1950~1951年(昭和25~26年)噴火。

1986年(昭和61年)噴火。4か月半に及ぶ微動などの続発した前兆期間後、11月15日17時25分頃、三原山頂火口内で噴火。19日火口をあふれた溶岩はカルデラ床の一部に広がる。21日16時15分にカルデラ床で側噴火がはじまり、16時30分頃火口列は南東の三原山斜面(B火口列)にのび長さ約500mになる。17時45分頃外輪山を飛び越えて外輪山外側斜面(C火口列)に及び長さ3.3kmの火口列(B火口列南端からC火口列北端まで)ができる。溶岩は元町方面に流出したが途中で停止。22日の明け方までに13,000人の島外避難が行われた。

1987年(昭和62年)11月小噴火。

3. 大室出シ

概位 34° 32'N, 139° 18'E

(海図 1078, 海の基本図 6640)

概要 伊豆大島南南東約 10km にある堆状の地形である。最浅部は堆北部の小山状に盛り上がる所 (34° 34.5'N, 139° 28.7'E, 水深 28m) であるが、それを取り巻くように、大陸棚外縁に相当する水深 90~130m の平坦面が広く発達する。堆のほぼ中央部に凹地 (大室海穴, 水深 199m) がある。カルデラ地形あるいは火口の一部を示すかは不明である。

大室出シから石英流紋岩, シソ輝石流紋岩が採取されている。

有史以来の火山活動 記録なし

4. 利島及び付近

概位 34° 31'N, 139° 16'E (海図 51)

概要 大島の南南西方約 22km にあり、やや円錐頂をした成層火山 (安山岩) で、島頂は宮塚山 (34° 31.2'N, 139° 16.8'E, 508m) である。

利島南東部に振幅 1700nT を超えるダイポール型の強い地磁気異常があり塩基性岩体の貫入が推定される。利島の海面以上の山体部の平均的磁化強度は $J=2.8 \text{ A/m}$ 。水深 0~-200m の山体は $J=12.0 \text{ A/m}$ 。利島の基底は玄武岩質岩体から、山体部は珪長質の構成岩体からなると推定される。島付近に振幅 400nT のダイポール型異常が見られる。

なお、利島北西方 4km に、1987 年「天洋」の測量によって発見された海底カルデラ地形がある。径 5km, 中央火口丘 (水深 260m, 比高 270m) をもつ。カルデラに対応して約 300nT の地磁気異常がある。玄武岩質火山で 80 万±50 万年 (K-Ar 年代) 以降、2 万年前の形成と推定されている。

有史以来の火山活動 記録なし。

5. 鵜渡根島

概位 34° 28'N, 139° 18'E (海図 51)

概要 利島の南方約 5km にある成層火山 (安山岩) の無人島 (34° 28.4'N, 139° 17.7'E, 210m)。

有史以来の火山活動 記録なし。

6. 新島

概位 34° 23'N, 139° 16'E (海図 51)

概要 利島の南方約 9km にある南北 11km の細長い島で、島頂は宮塚山 (34° 23.8'N, 139° 16.2'E, 432m)。南部と北部に流紋岩の溶岩円頂丘群があり、北端部には玄武岩の火山礫層がわずかに分布している。噴火すれば激烈で熱雲、泥流も生じやすい。

新島から式根島、さらには銭洲海嶺へ続く尾根状の高まりがある。新島の北西には比較的古い火山と考えられる頂部が平坦な海丘 (最浅水深 59m) がみられる。新島の西方には円錐状の海丘 (最浅水深 138m, 直径 1,800m) があり、単成火山と推定される。

南部の丹後山 (283m) に対応する振幅 260nT のダイポール型磁気異常が認められる。磁気異常の振幅は弱く、珪長質の山体を反映している。新島東方約 4km の沖には海丘に対応して 350nT を超える磁気異常がある。

新島近海では、昭和 32 年以降しばしば群発地震が観測されている。

有史以来の主な火山活動

886 年 (仁和 2 年) 噴火。新たに 1 島生じたという。

1988 年 (昭和 63 年) 6 月 島北部に変色水。

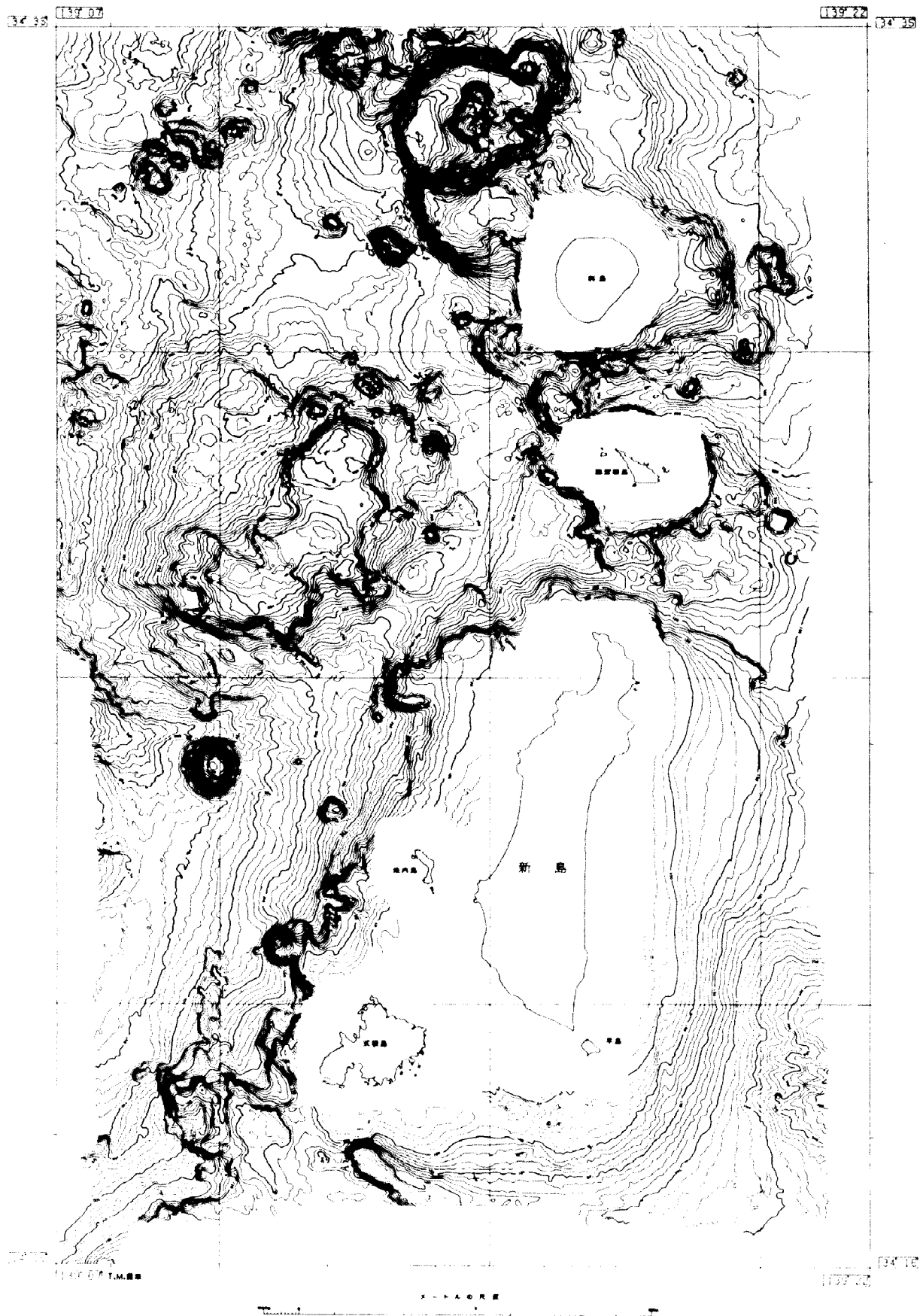


Fig.32 Topography of Nii Shima surveyed by multibeam sounding system from Report of Coordinating

Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.49(1991). Contour interval 10m. [T.D.]

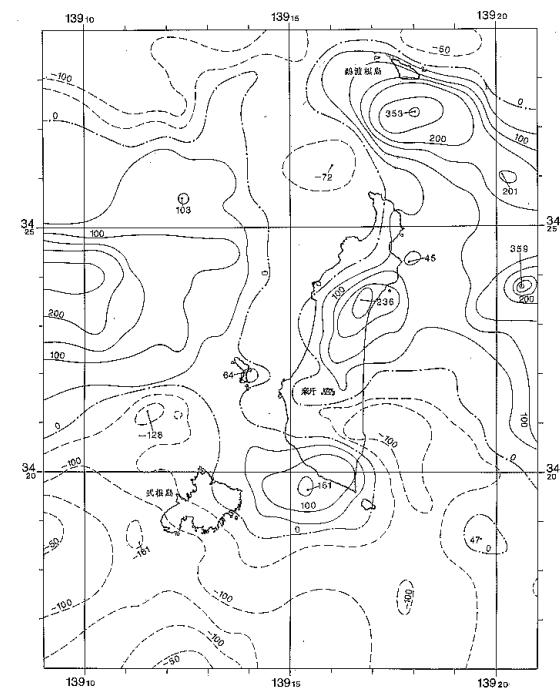


Fig.33 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Nii Shima from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.44(1989). Contour interval 50nT. [T.D.]

7. 式根島

概位 34° 19'N, 139° 13'E (海図 51)

概要 新島の西南約 3km にあり, 伊豆諸島中, 唯一の平低な島でその西部はやや高い頂 (34° 19.3'N, 139° 12.0'E, 109m) の溶岩円頂丘 (流紋岩) がある. 磁気異常の分布は極めて平坦である.

有史以来の火山活動 記録なし.

8. 神津島

概位 34° 13'N, 139° 09'E (海図 51)

概要 式根島の南南西約 15km にある南北 6km, 東西 4km の島で流紋岩 (SiO₂ 75~77%) の溶岩円頂丘群と火砕岩からなる. 噴火記録は島中央の天上山 (34° 13.2'N, 139° 09.2'E, 572

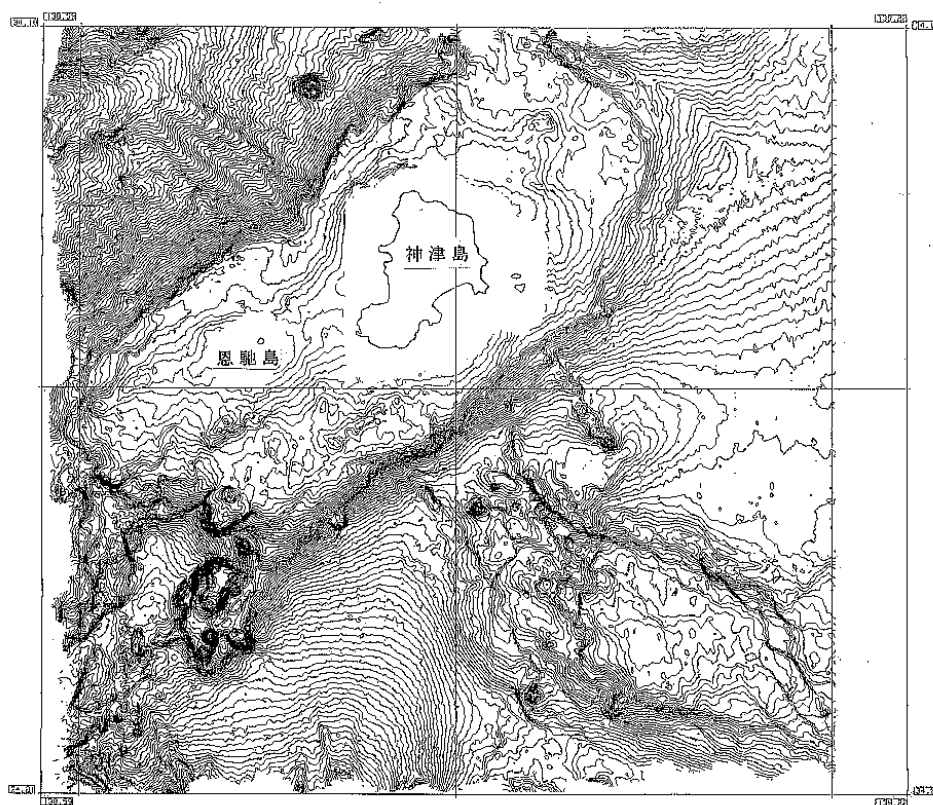


Fig.34 Topography of Kozu Shima surveyed by multibeam sounding system. Contour interval 10m. [T.D.]

m) のみ. 噴火すれば激烈. 天上山に対応する磁気異常が認められる. 神津島東方海域では2000年7~8月に活発な地震活動と地殻変動が観測されている.

有史以来の主な火山活動

832年(天長9年)噴火. 溶岩流海に流入.

838年(承和5年)8月2日噴火. 溶岩流海に流入.

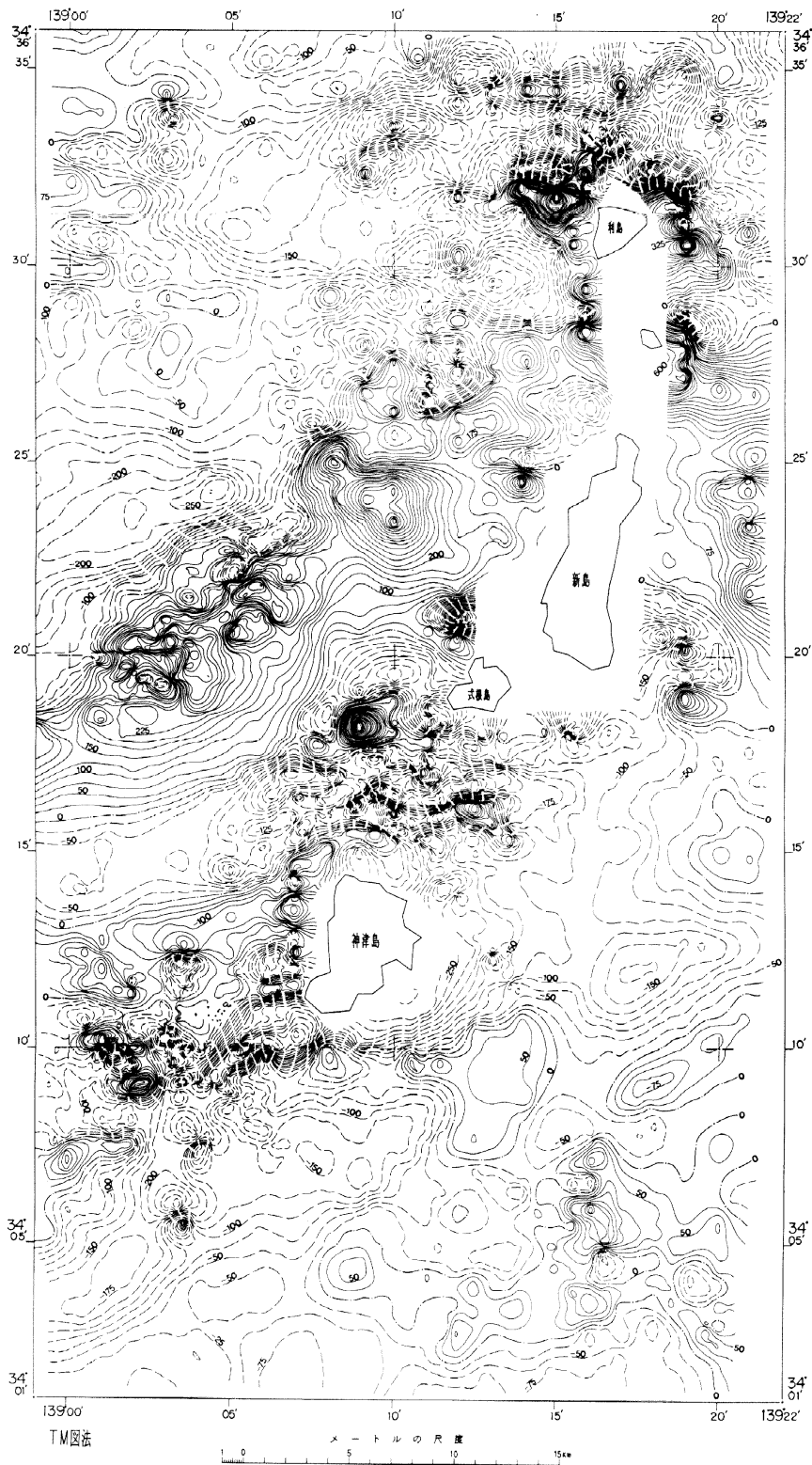


Fig.35 Geomagnetic total intensity anomaly chart around Nii Shima and Kozu Shima surveyed in 1993. Contour interval 25nT. [T.D.]

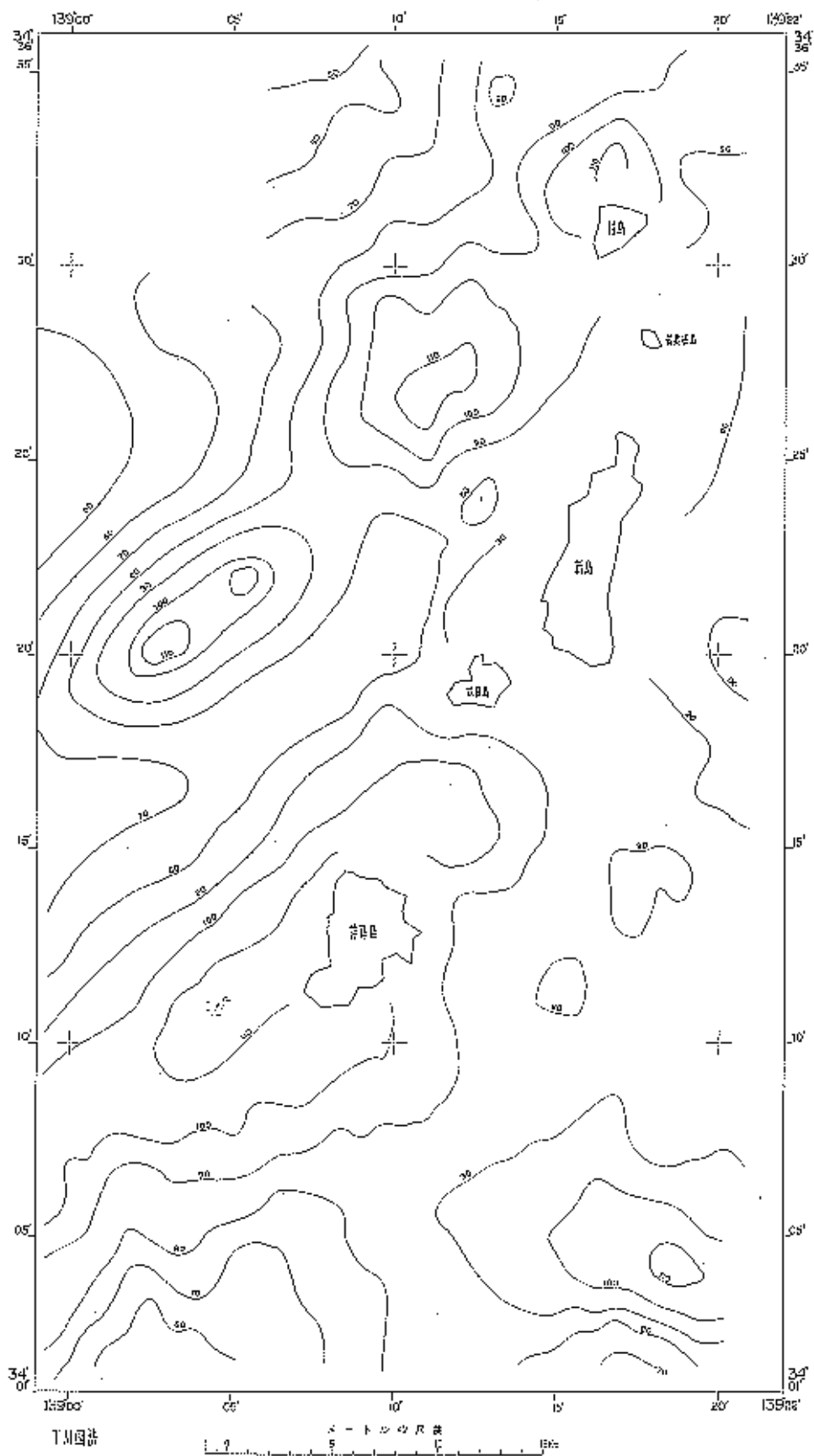


Fig.36 Free air gravity anomaly chart around Nii Shima and Kozu Shima surveyed in 1993. Contour interval 10mGal. [T.D.]

9. 三宅島

概位 34° 05'N, 139° 31'E

(海の基本図 6364¹, 6364^{1-s})

概要 径 8km のほぼ円形をした玄武岩質 (SiO₂ 50~55%) の二重式成層火山. 山体の基底は海面下 300mまでのび南北方向に主軸がある. 雄山山頂 (34° 04.9'N, 139° 31.6'E) は平成 12 年の噴火によって直径約 1500m の円形状に下方へ 500m 以上陥没した. 山頂噴火のほか山腹~付近海底での割れ目噴火がよく見られる. 山腹噴火に際しては海岸地域で激しい水蒸気爆発が起こりやすい. 三宅島西方の海底斜面には海岸線から西北西に伸びる割れ目が多数存在する.

典型的なダイポール型 (+1,760nT, -430nT, 極値間隔 3.4km) の磁気異常分布を示す. 山体の平均的磁化強度は 10.6A/m. 偏角 9.7°, 俯角 43.2°. 残差分布をみると, 雄山をほぼ東西に横断する負の領域と島の南西部付近に見られる負の領域が特徴的である. また, 陥没によって磁気異常分布が変化した.

有史以来の主な火山活動

1643 年 (寛永 20 年) 噴火. 溶岩海中へ約 1km 流出. 噴火約 2 週間続く.

1712 年 (正徳元年) 噴火. 溶岩海中へ (新鼻付

近か).

1763 年 (宝暦 13 年) 噴火. 薄木に深い火口が でき水溜まる (新澁池か).

1874 年 (明治 7 年) 7 月 3 日噴火. 山腹で噴火 し溶岩は東郷に達し海に 5,000m² の陸地をつくる.

1940 年 (昭和 15 年) 7 月噴火. 北東山腹より 噴火. 溶岩は赤場暁湾に達す. 噴火に先立ち 赤場暁の海岸及び北西山腹に水蒸気をみる.

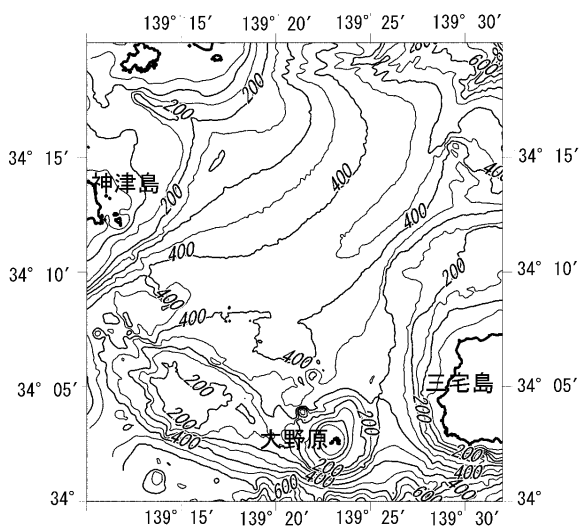


Fig.37 Topography of western area off Miyake Shima surveyed in 2001. Contour interval 50m.

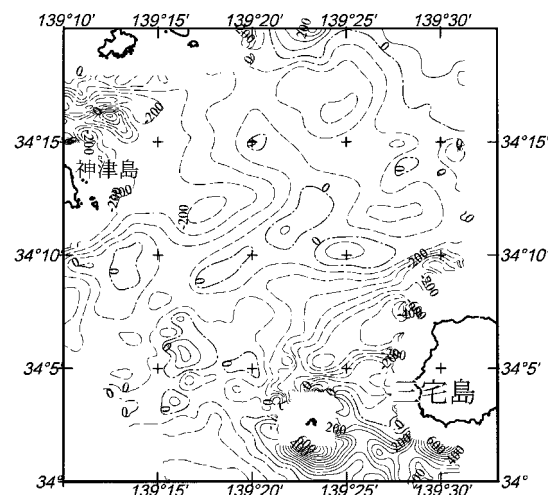


Fig.38 Geomagnetic total intensity anomaly chart in western area off Miyake Shima surveyed in 2000. Contour interval 50nT.

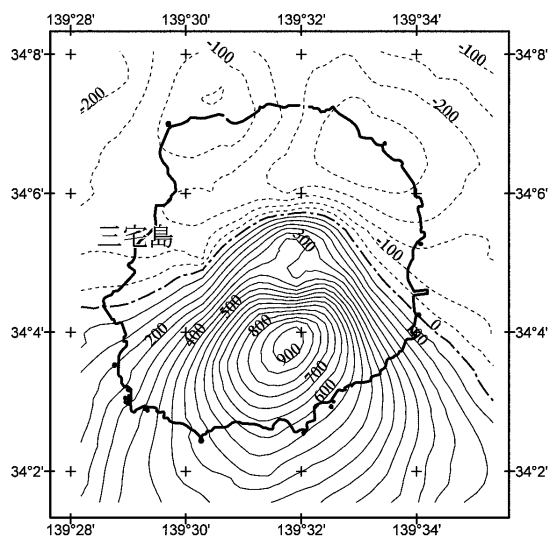


Fig.39 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Miyake Shima at height of 5000ft, surveyed in 2001. Contour interval 50nT.

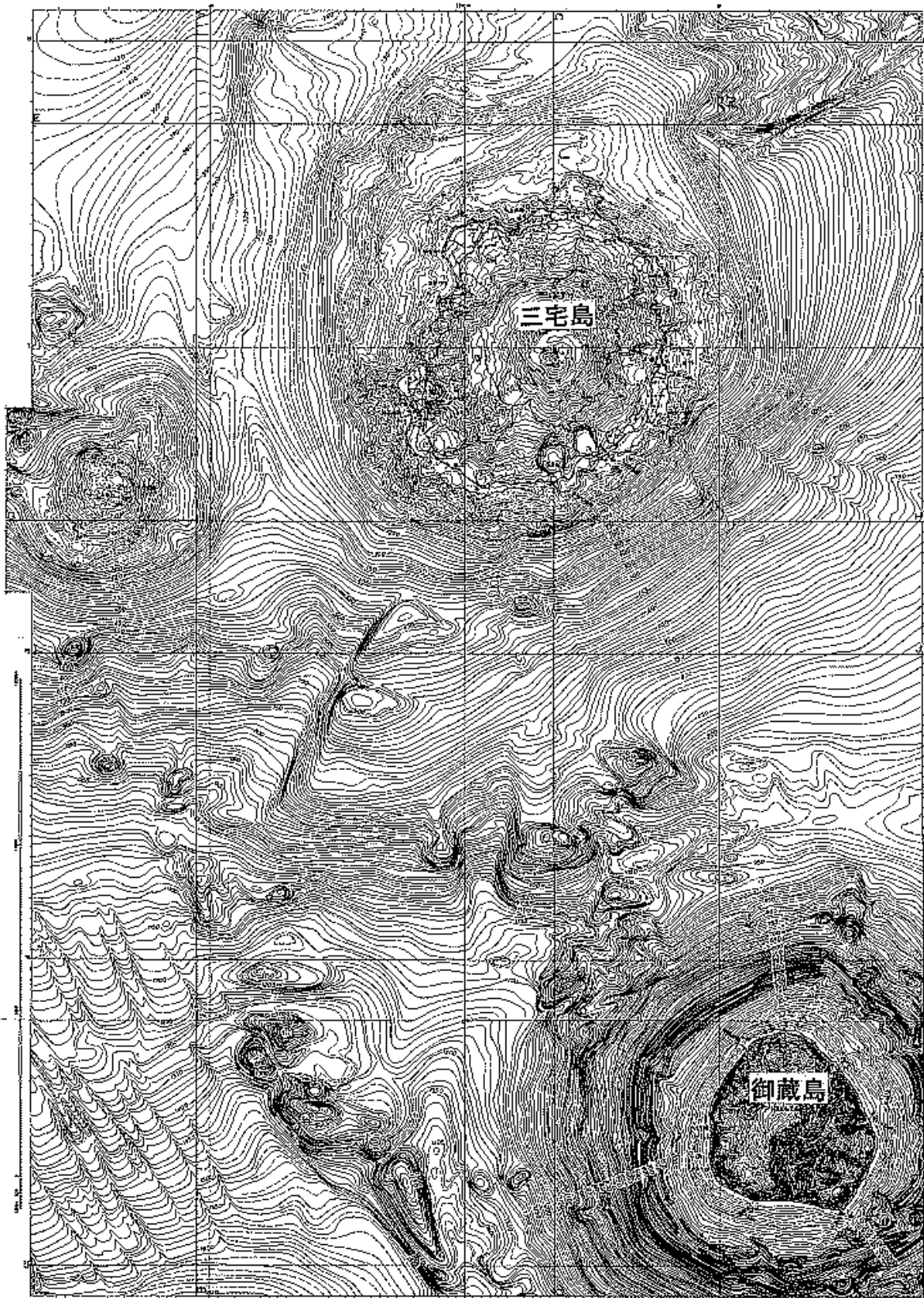


Fig.40 Topography of Miyake Shima surveyed in 2001. Contour interval 50m. [T.D.]

1962年(昭和37年)8月24日噴火。割れ目噴火。溶岩噴泉。多数の火孔から溶岩を海中にまで流出。海底にもスコリアが広く分布。噴出物総量 $0.9 \times 10^7 \text{m}^3$ 。

1983年(昭和58年)10月3日噴火。南西山腹からの割れ目噴火。溶岩噴泉。溶岩流は主に3方向に流れ、南南西に流れたものは海中に達した。西方に流れたものは阿古地区の住宅を埋没し海岸近くで止まった。島南部の新瀨池付近と新鼻の海岸付近でマグマ水蒸気爆發が発生。噴出物総量 2,000万トン。

2000年(平成12年)6月27日三宅島西方で変色水確認。水深80m付近海底に噴火。7月8日雄山山頂から噴火。7月から8月にかけて雄山が大きく陥没した。噴火は9月まで続き、8月10日、18日、29日には噴煙の高さが最大14,000mまで達する大噴火。8月29日の噴火では火砕流が発生し、雄山火口からはそれ以降現在も二酸化硫黄の放出が続いている。9月4日には全島民が避難し、3年経過しても二酸化硫黄の放出のため避難生活が続いている。

10. 大野原島

概位 $34^\circ 03'N$, $133^\circ 23'E$

(海の基本図 6364¹, 6364^{1-s})

概要 三宅島の西方約9kmにあり、高い三つの突岩と数個の小岩から成る溶岩円頂丘(安山岩)。最高は北岩($34^\circ 02.9'N$, $133^\circ 23.0'E$)の114m。

有史以来の火山活動

1956年(昭和31年)8月13日、島の海岸で熱湯を噴出。付近の海水昇温。

11. 御蔵島

概位 $33^\circ 53'N$, $139^\circ 36'E$

(海の基本図 6364¹, 6364^{1-s})

概要 三宅島の南南東方約19kmにあり、御山($33^\circ 52.5'N$, $139^\circ 36.1'E$, 851m)を島頂とするほぼ円形の安山岩、玄武岩質の火山島である。御蔵島、御蔵海山(水深275m)、藺灘波島とともに北東-南西方向の火山列をなす。御蔵海山頂部には火口が認められる。同海域の中腹から角閃石斜方輝石安山岩、普通輝石・かんらん石玄武岩が採取されている。

また、御蔵島の南西約35kmの藺灘波島は水深1,600~1,800mの御蔵海盆からそびえる孤立した岩小島(75m)をなす。西海岸から複輝石安山岩が採取されている。

有史以来の火山活動 記録なし。

12. 黒瀬(堆)

概位 $33^\circ 22'N$, $139^\circ 42'E$ (海図 60)

概要 八丈島北約30kmの浅瀬($33^\circ 22.2'N$, $139^\circ 41.8'E$, 水深110m)で、七島-硫黄島海嶺の頂部の1つであるが、最深部約800mの海穴(カルデラ)を有す。カルデラの形成は大陸棚の形成時期(約2万年前)より古い。黒瀬からシソ輝石普通輝石角閃石石英安山岩、シソ輝石含有普通角閃石石英安山岩が採取されている。また黒瀬堆の北西斜面に付随する第1黒瀬海丘($33^\circ 29.2'N$, $139^\circ 36.2'E$, 水深96m)からカンラン石玄武岩、安山岩のほか、普通角閃石流紋岩の報告がある。黒瀬堆の南西20kmにもカルデラ地形(黒瀬西海穴、水深約1,500m)がある。

有史以来の火山活動 記録なし。

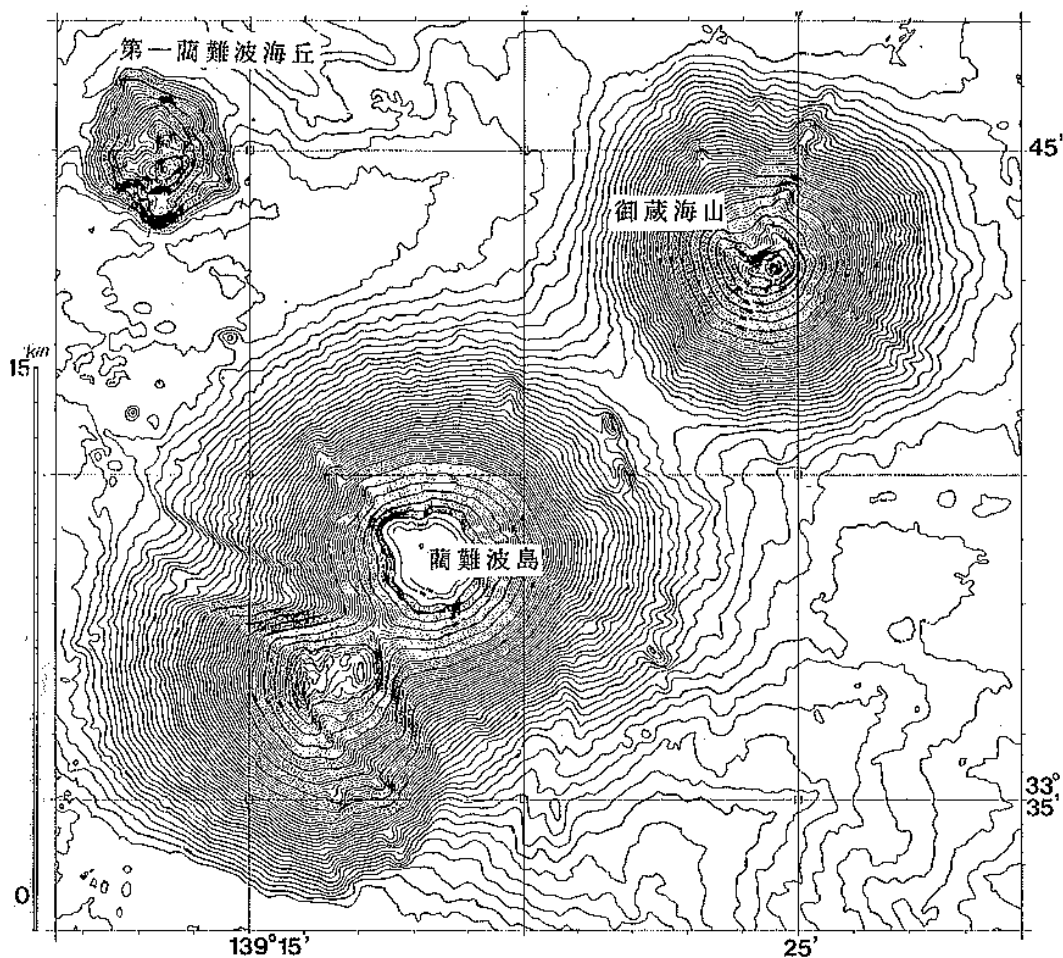


Fig.41 Topography of Mikura Seamount surveyed by multibeam sounding system from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.51(1991). Contour interval 10m. [T.D.]

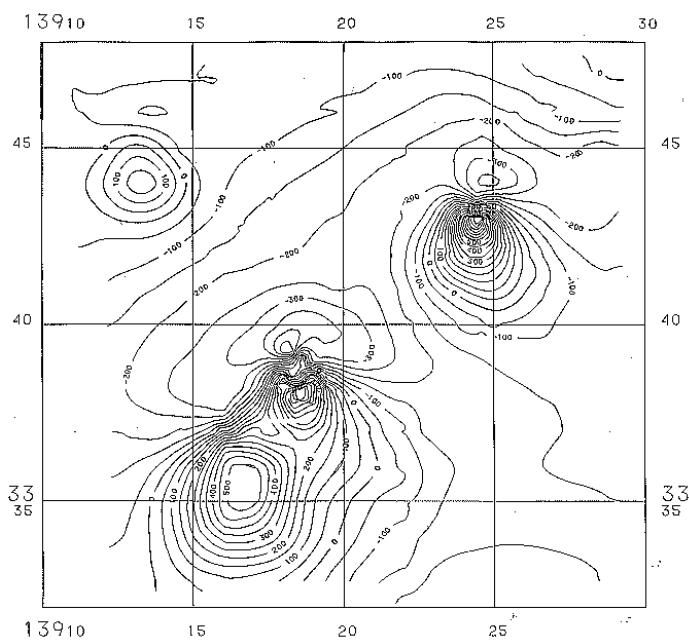


Fig.42 Geomagnetic total intensity anomaly chart of Mikura Seamount from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.51 (1991) Contour interval 50nT. [T.D.]

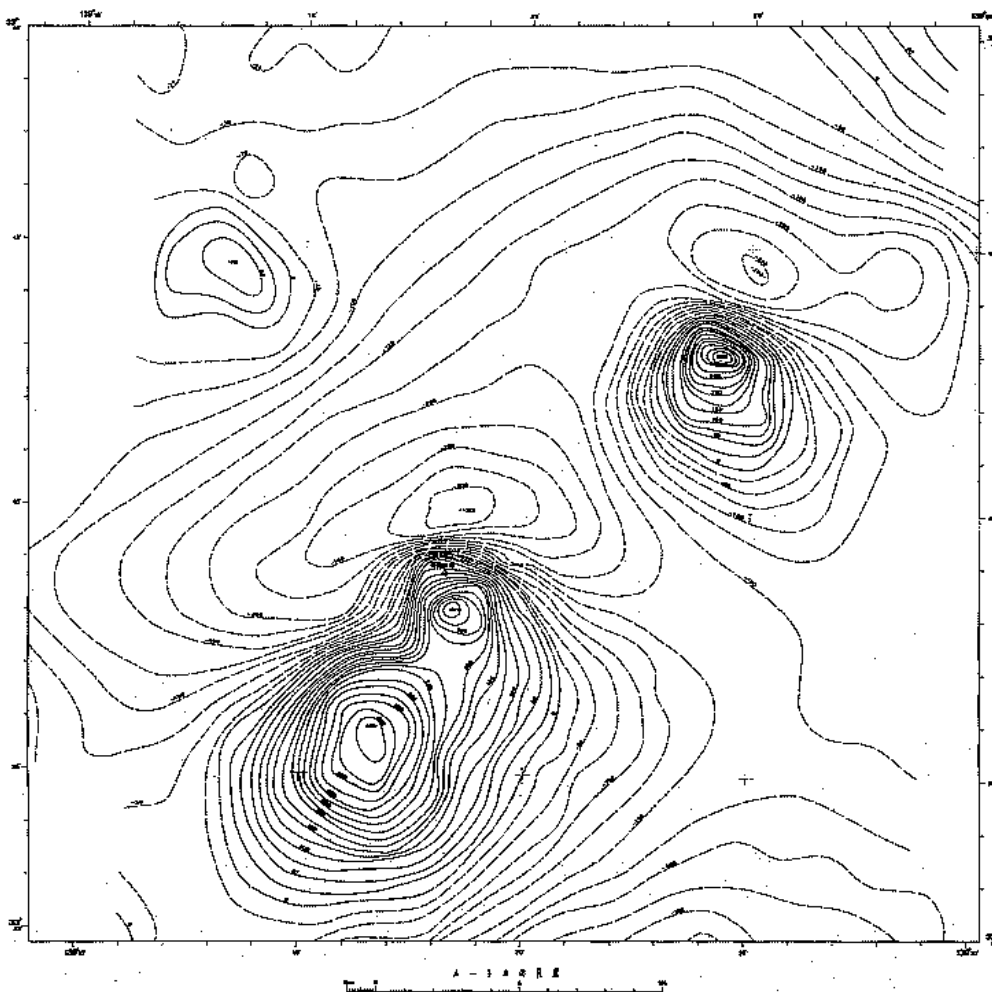


Fig.43 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Mikura Seamount at height of 1600ft, surveyed in November 1997. Contour interval 25nT. [T.D.]

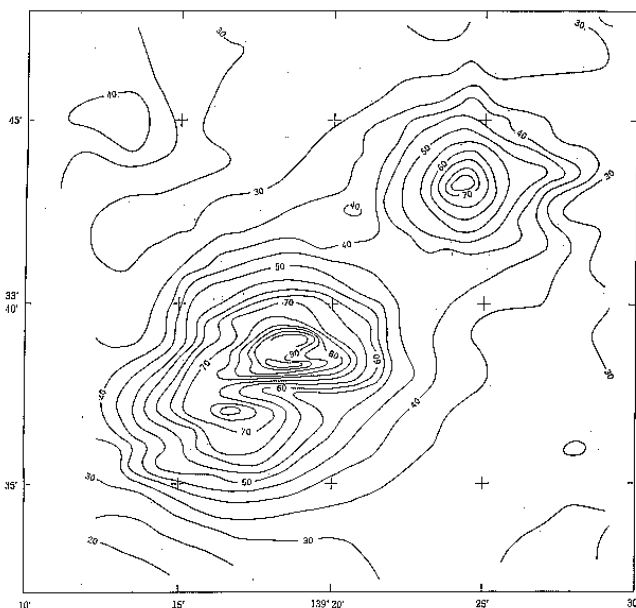


Fig.44 Free air gravity anomaly chart of Mikura Seamount from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.51 (1991). Contour interval 50mGal. [T.D.]

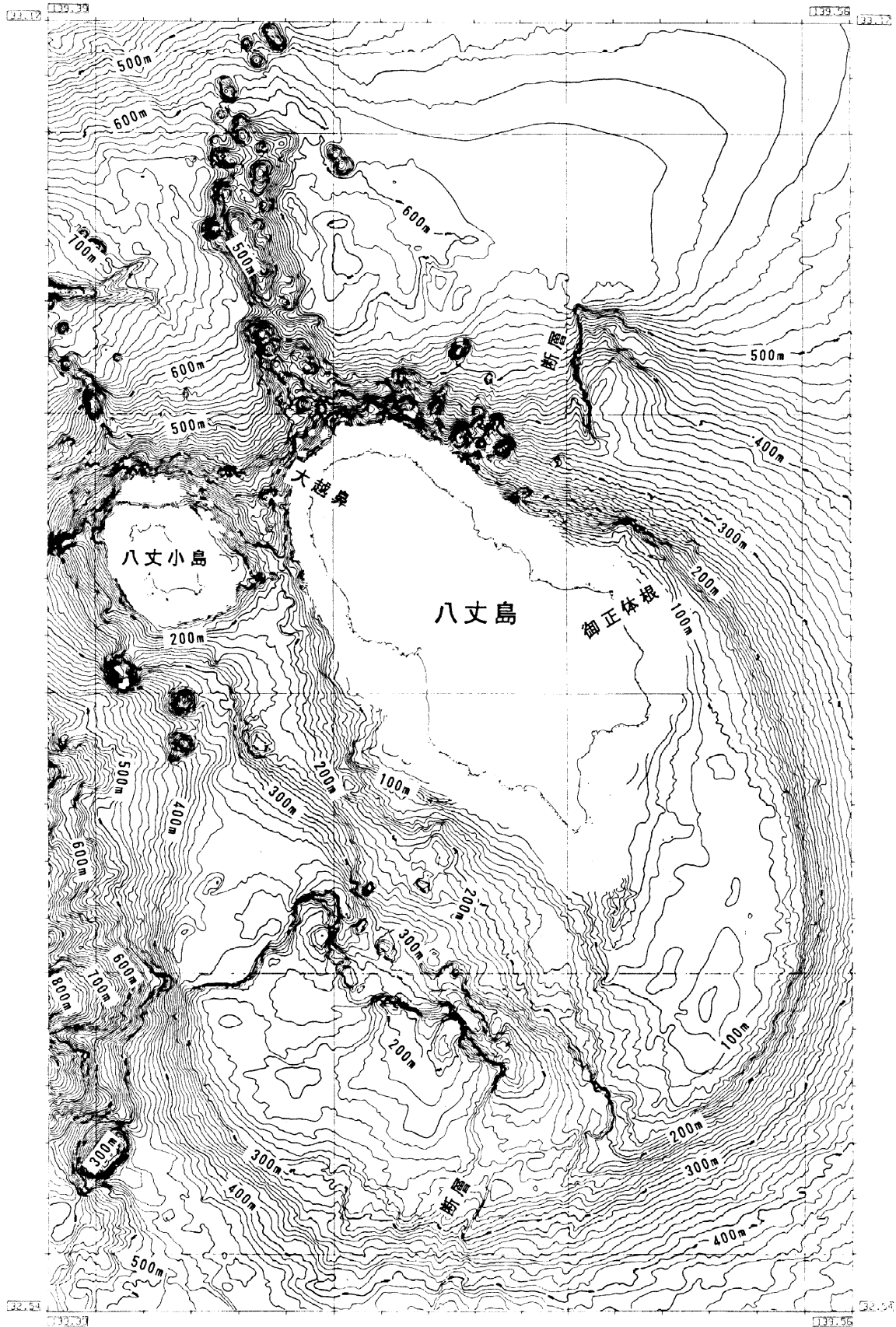


Fig.45 Topography of Hachijo Shima surveyed in 1996 from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.69 (1998). Contour interval 10m. [T.D.]

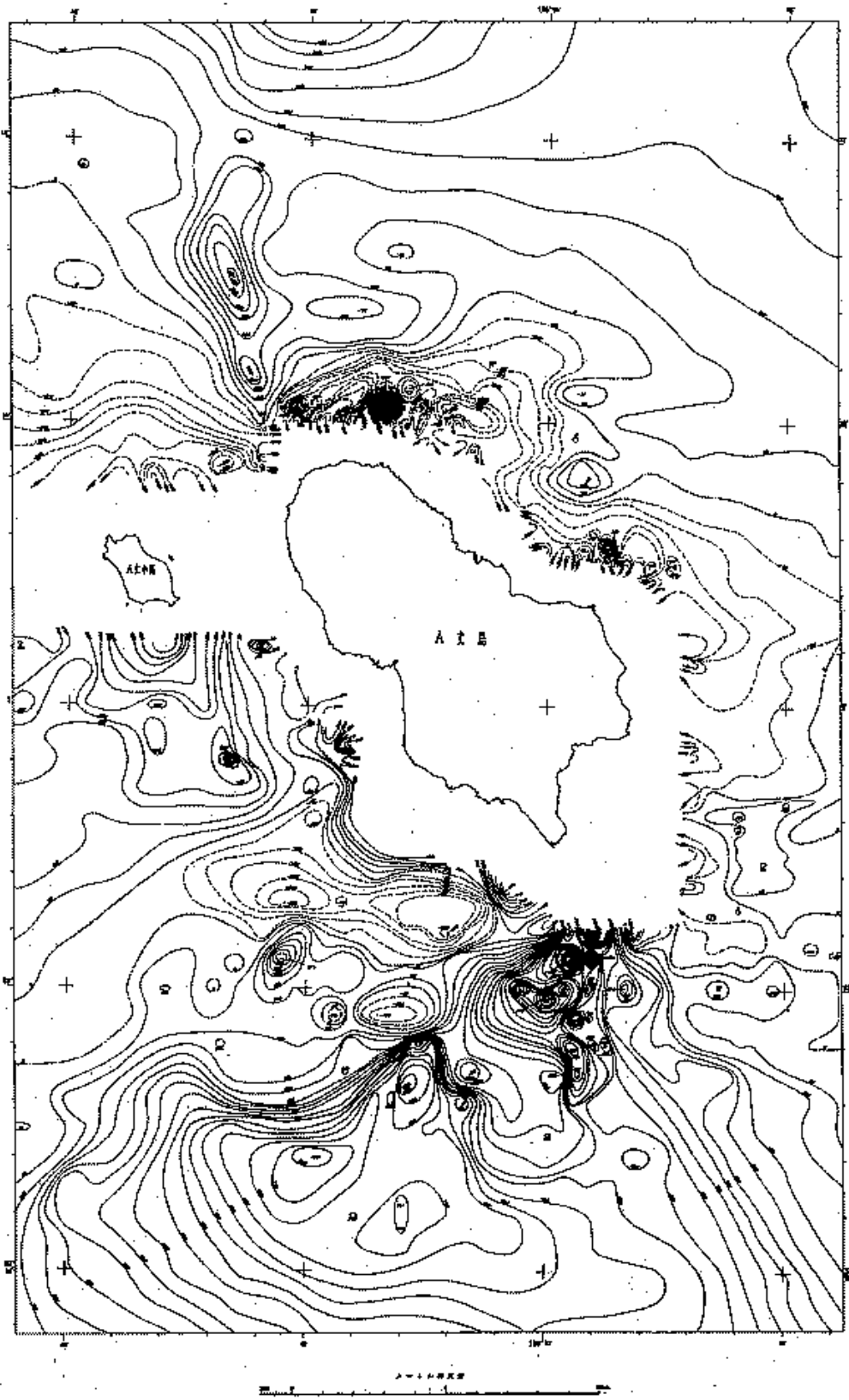


Fig.46 Geomagnetic total intensity anomaly chart of Hachijo Shima surveyed in 1996 and 1997.
Contour interval 50nT. [T.D.]

13. 八丈島

概位 33° 08'N, 139° 46'E

(海の基本図 6365¹, 6365^{1-s})

概要 御蔵島の南南東方約 75km にあり, 東山 (33° 05.5'N, 139° 48.7'E, 701m) と西山 (33° 08.2'N, 139° 46.0'E, 854m) の 2 火山が接合した北西-南西 14km, 北東~南西 7.5km の島. 東山に噴火記録なし. 西山は玄武岩 (SiO₂ 50~55%) の成層火山で山頂噴火のほか山腹や付近海底から噴火したことがある. 水深 400m の等深線を火山体と考えると基底の直径約 30km. 西山の磁気異常の振幅は 1,900nT 強. 正負の異常のピーク間隔は約 2.8km で典型的なダイポール型を示す.

なお, 八丈島南方約 35km に孤立した高まり (頂部水深 295m) がある. 頂部から複輝石アルカリ角閃石安山岩, 複輝石ガラス質安山岩.

有史以来の主な火山活動

1606 年 (慶長 10 年) 1 月 23 日海底噴火. 八丈島付近で海底噴火し火山島生成 (位置及びその後の模様不明).

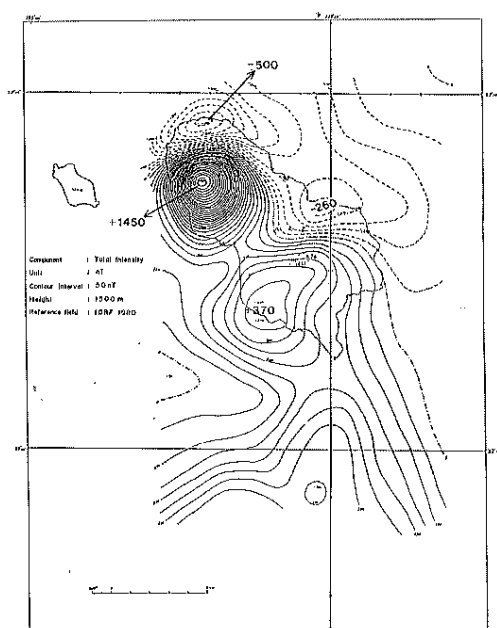


Fig.47 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Hachijo Shima volcano at height of 1500m (after Ueda et al., 1985).

Surveyed in 1983. Contour interval 50nT. [T.D.]

14. 青ヶ島

概位 32° 27'N, 139° 46'E

海図 1071, 海の基本図 6422⁵, 6422^{5-s})

概要 八丈島の南方 65km にある周囲約 9km の外輪山に位置する大凸部 (32° 27.5'N, 139° 45.5'E, 423m) を島頂とする二重式の火山島. 島の南部に径 1.5km のカルデラ. 外輪山は玄武岩 (SiO₂ 51~52%), 2 つの中央火口丘は安山岩 (SiO₂ 61~62%) である. 島の北端及びカルデラ内の数か所に噴気孔. 黒崎海岸には海中温泉の湧出がある.

青ヶ島をのせる山体の基底は水深 1,200~1,400m まで延びており, 青ヶ島自体はその全体の高まりの山頂部にすぎない. 青ヶ島をのせる高まりは, 第 1 東青ヶ島海丘, 第 2 東青ヶ島海丘, 第 3 東青ヶ島海丘の高まりとともに, 北西に開く馬蹄形のカルデラ状地形の外輪を成す. 第 2 青ヶ島海丘と第 3 青ヶ島海丘の間にもカル

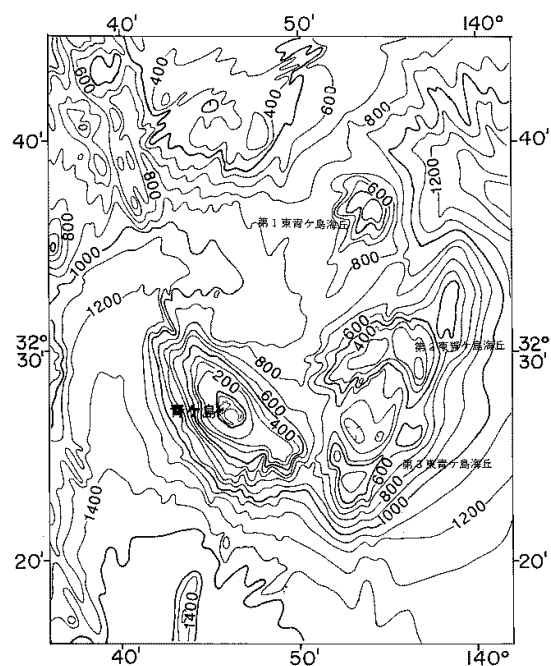


Fig.48 Topography around Ao-ga-Shima volcano. Surveyed in 1984. Contour interval 100m. [T.D.]

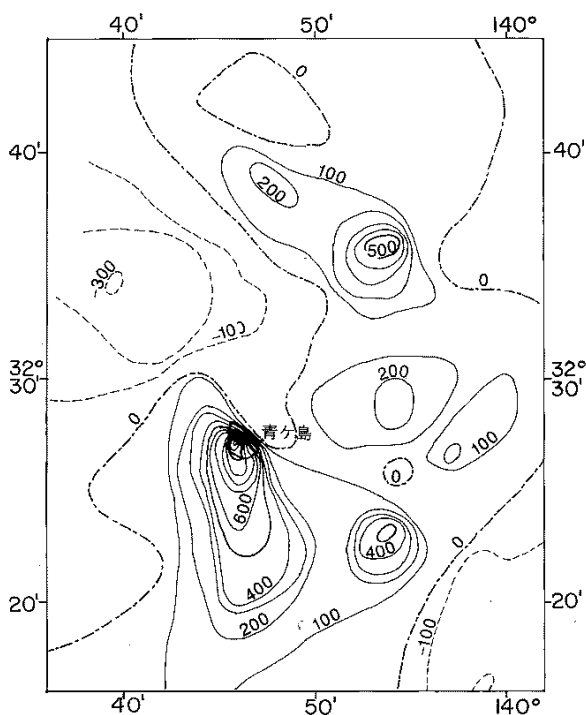


Fig.49 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Ao-ga-Shima volcano at height of 3000ft from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.40 (1988). Contour interval 100nT. [T.D.]

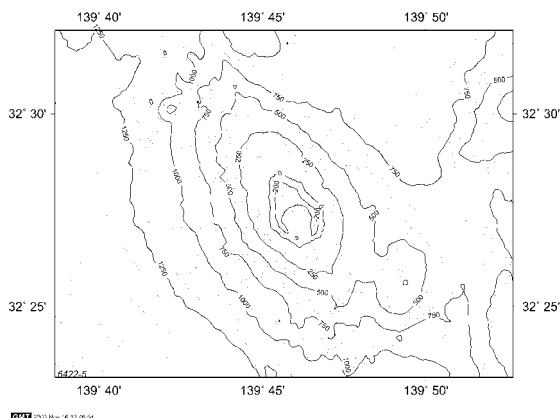


Fig.50 Topography of Ao-ga-Shima surveyed in 1998. Contour interval 50m.

デラ地形がある。

青ヶ島付近に分布する磁気の上異常域は山体斜面を越えてさらに南側にまで伸びている。この方向に沿ってマグマの貫入活動の存在が推察される。

有史以来の主な火山活動

1652年（承応元年）噴煙。

1780年（安永9年）～1783年（元明3年）噴火。

1785年（天明3年）噴火。4月18日火口原から噴煙，赤熱噴石，泥土噴出。5月頃まで続く。327人の居住者のうち130～140名が死亡と推定。残りは八丈島に避難し，以後50余年無人島となる。

15. 明神海丘

概位 32° 06'N, 139° 51'E

概要 青ヶ島南南東約40kmにある水深365mの海丘で七島－硫黄島海嶺の頂部の1つ。カルデラ地形（約水深1,300m）をもつ。カルデラを取り巻く外輪山の水深は400～700mである。

明神海山東側カルデラ壁から硫化物の鉱染を受けた岩石，熱水噴出孔生物の死殻を採取している。過去の熱水活動も確認されている。

有史以来の火山活動 記録なし。

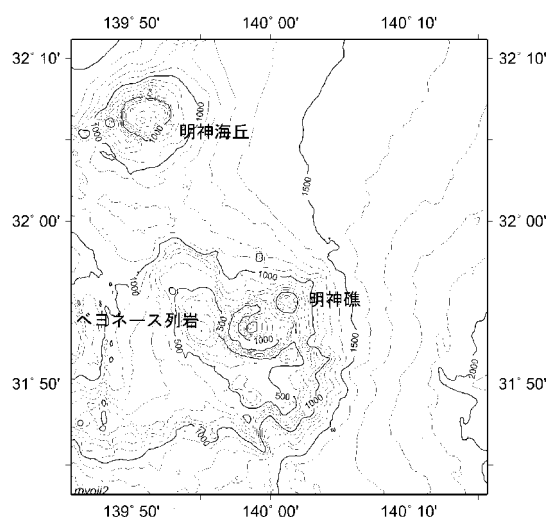


Fig.51 Topography around Myojin Knoll surveyed in 1998. Contour interval 100m.

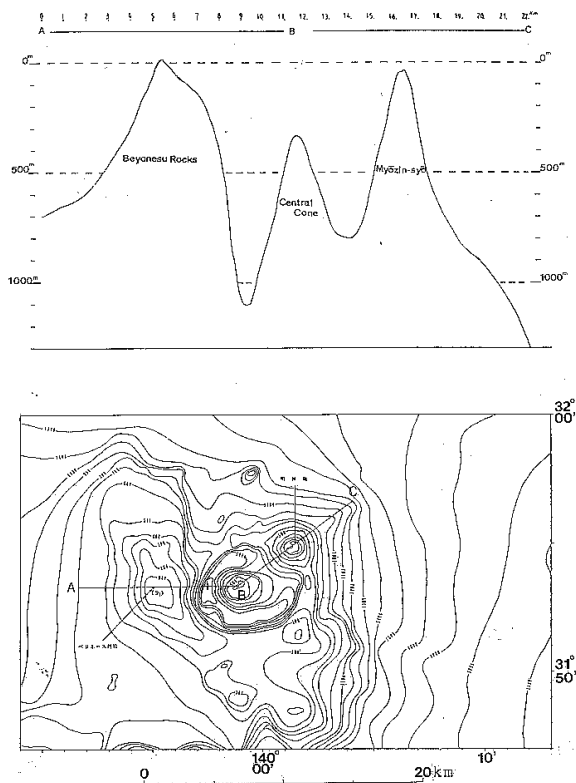


Fig.52 Topography of Myojin Sho volcano surveyed in 1993. Contour interval 10m. [T.D.]

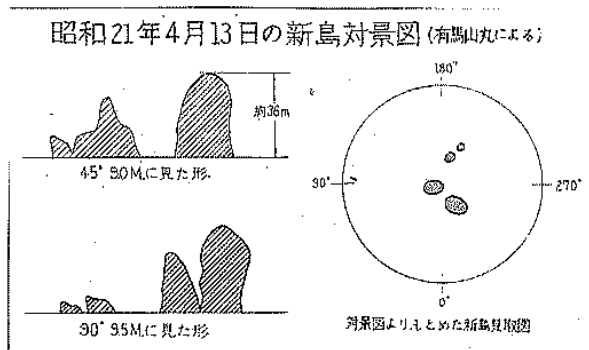


Fig.53 Sketch of a newly born island at Myojin Sho volcano in 1946 (after Mita, 1949).

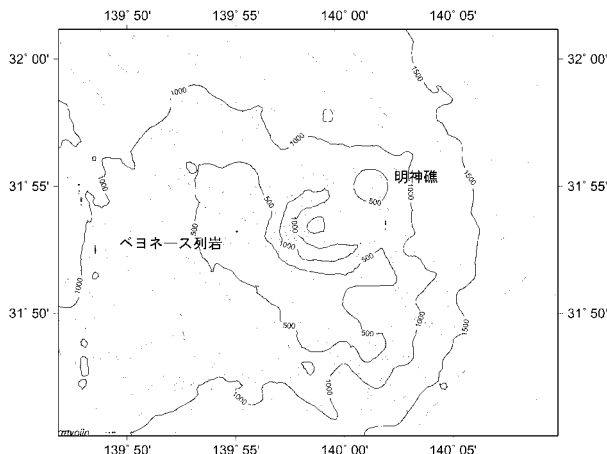


Fig.54 Topography around Myojin Syo volcano surveyed in 1998. Contour interval 100m.

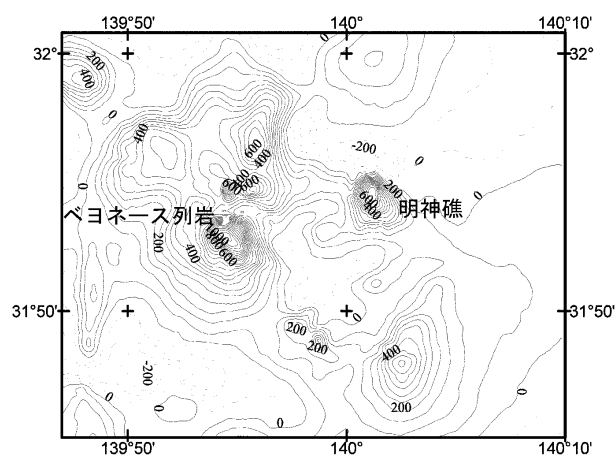


Fig.55 Geomagnetic total intensity anomaly chart in the vicinities of Myojin Syo volcano surveyed in 1998. Contour interval 50nT.

16. ベヨネース列岩 (明神礁)

概位 31° 53'N, 139° 55'E

(海図 81, 海の基本図 6422⁸, 6422^{8-s})

概要 青ヶ島南南東約 65km にあるベヨネース列岩 (玄武岩 SiO₂ 52%) は 3 個の鳥帽子型の岩と数個の小礁から成る. この基底は水深 1,400m ~ 1,500m にあり, ベヨネース列岩を頂部とする比高 1,400m 内外の火山で明神礁カルデラの西側に位置する外輪山の頂部が海面上に出現したものである.

明神礁 (31° 55.1'N, 140° 01.2'E) はベヨネース列岩の東北東約 10km にあり, 1870 年 ~ 1970 年までの 100 年間に 11 回の噴火を起こし

ており、大噴火時には多量のデイサイト質の軽石を噴出している。明神礁は明神礁カルデラ北東縁に形成された後カルデラ丘で最浅水深 50m の円錐形の山体である。岩石は主に石英安山岩 (SiO_2 63~69%) である。1998 年の調査において明神礁火口中央付近から気泡が出ているのが確認されている。

明神礁カルデラは中央部に高根礁と呼ばれる最浅水深 328m, 比高約 650m(過去に新島形成) の中央火口丘をもち、ベヨネース列岩及び明神礁とさらに南東縁に最浅水深 271m の火口丘をもつ直径 7~9 km の円形状を成したカルデラ式火山である。

有史以来の主な火山活動

- 1869 年 (明治 2 年) 海底噴火。
- 1870 年 (明治 3 年) 小島噴火。詳細不明。
- 1871 年 (明治 4 年) 海底噴火。
- 1896 年 (明治 29 年) 小島岩が噴出し烈しく波浪する。
- 1906 年 (明治 39 年) 噴煙、軽石浮流。
- 1915 年 (大正 4 年) 海底噴火。岩石噴出、噴煙。
- 1934 年 (昭和 9 年) 海底噴火。海水黄変、硫黄臭。
- 1945 年 (昭和 20 年) 10~11 月、乳白色の変色水。硫黄臭。
- 1946 年 (昭和 21 年) 新島出現。1 月新島発見。2 月長さ 200m, 幅 150m。4 月 4 個の新島 (高さ約 36m)。10 月高さ 100m のもの 1 個。12 月海面下に沈下。
- 1952~1953 年 (昭和 27~28 年) 大爆発を伴う新島出現。9 月 17 日海底噴火(明神礁と命名)。新島は径百数十m, 高さ数 10m。中・下旬に大爆発。9 月 23 日新島沈没。9 月 24 日調査中の水路部所属第 5 海洋丸遭難, 31 名殉職。10 月 11 日頃再び新島出現 (翌年 3 月 11 日頃消滅)。4 月 5 日頃 3 たび新島出現 (9 月 3 日頃海面下に沈下)。
- 1954 年 (昭和 29 年) 11 月 4 日噴火。
- 1955 年 (昭和 30 年) 6 月 25 日噴火。

1957 年 (昭和 32 年) 5 月 2 日海面に深海魚の死体浮遊。海底火山活動によるものと推定。

1960 年 (昭和 35 年) 7 月 21 日噴火。噴煙 2,000~3,000m, 軽石 (石英安山岩であるが中に玄武岩の岩片を含む) 浮遊。

1970 年 (昭和 45 年) 1~6 月噴火。噴煙、軽石 (両輝石石英安山岩) 浮遊。

1971 年 (昭和 46 年) 3 月, 8 月, 1979 年 (昭和 54 年) 7 月, 1980 年 (昭和 55 年) 11 月, 1983 年 (昭和 58 年) 5 月, 1986 年 (昭和 61 年) 10 月にそれぞれ変色水。

1993 年 (平成 5 年) 6 月 測量船「昭洋」, 自航式ブイ「マンボウ」による測定の結果によると最浅部は 47m

1999 年 (平成 11 年) 1 月 測量船「昭洋」, 無人測量船「マンボウ II」による調査結果によると最浅部 50m, 火口頂部付近から気泡噴出。

17, 須美寿島

概位 $31^{\circ} 26'N$, $140^{\circ} 03'E$

(海の基本図 6527², 6527^{2-s})

概要 青ヶ島南方約 110km にある高さ 136m の突岩 ($31^{\circ} 26.2'N$, $140^{\circ} 02.8'E$) で南北に長い。本島の北側には北西-南東を長軸とする直径 10km のカルデラ (最深部 969m) があり、最大で 35° の急斜面を有する。比高約 200m, 頂部水深 795m の小さな中央火口丘がある。カルデラ東部、須美寿島北北東 7km にある白根 (水深 7.7m) と呼ばれる礁 (複輝石ガラス質安山岩) は底径約 2.5km の円錐形の火山であり、カルデラ形成後に形成された外輪山の 1 つである。須美寿島 (カンラン石玄武岩) はカルデラの南側にありカルデラから南北に延びる約 5km (東西の広がり 2km) の高まりの頂部である。大陸棚相当面の発達からカルデラの形成は少なくとも約 2 万年前より古い。須美寿島北西 (水深 218m) から採取された玄武岩の組成は SiO_2 50.4%, Na_2O 2.47%, K_2O 0.23% である。

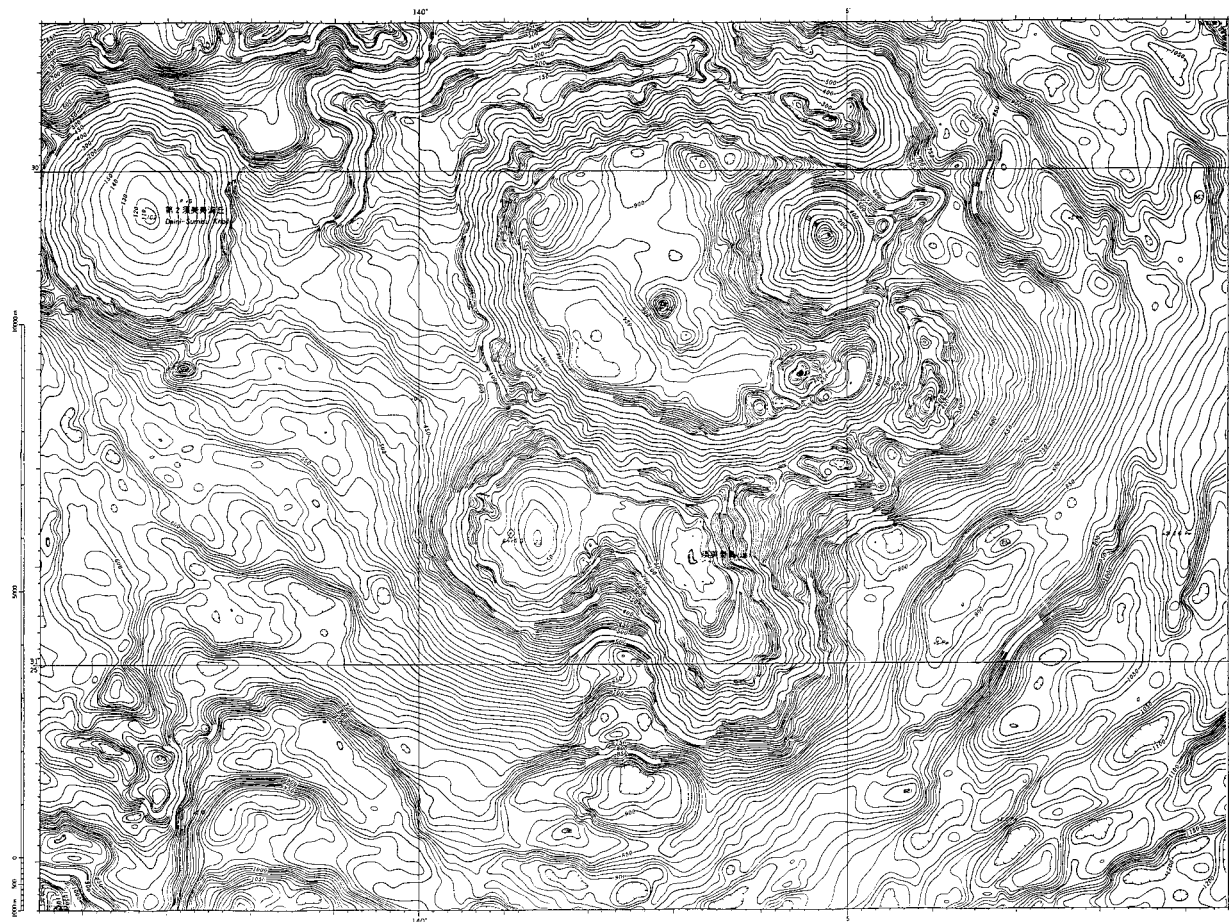


Fig.56 Topography around Sumisu Shima surveyed in 1996. Contour interval 10m. [T.D.]

有史以来の主な火山活動

1870年（明治3年）海底噴火。須美寿島北北東約5裡で噴火。小島出現（高さ約13m，長径33m）。

1916年（大正15年）6月21日噴火。須美寿島の西端の海底で爆発と黒煙。

1974年（昭和49年）7月6日須美寿島北に変色水と硫黄臭。

1992年（平成4年）10月7日白根で黄色変色水と硫黄臭の情報。

1994年（平成6年）1月，7月須美寿島の東及び北側に薄い変色水。

概要 須美寿の南約20kmにある水深269mの海丘。七島-硫黄島海嶺頂部の1つ。比高800~1,000m。海丘の頂部に凹地形。

有史以来の火山活動 記録なし。

18. 第3須美寿海丘

概位 31° 16'N, 140° 03'E

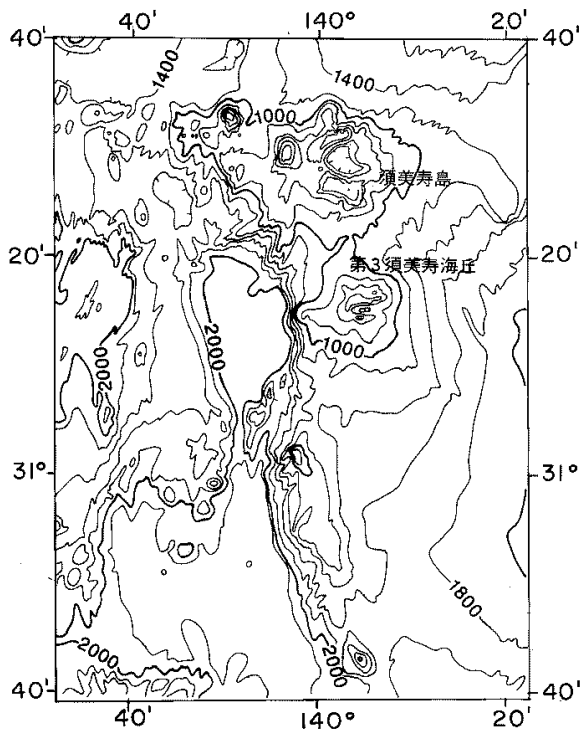


Fig.57 Topography around Sumisu Shima and Daisan-Sumisus Knoll surveyed in 1984. Contour interval 200m. [T.D.]

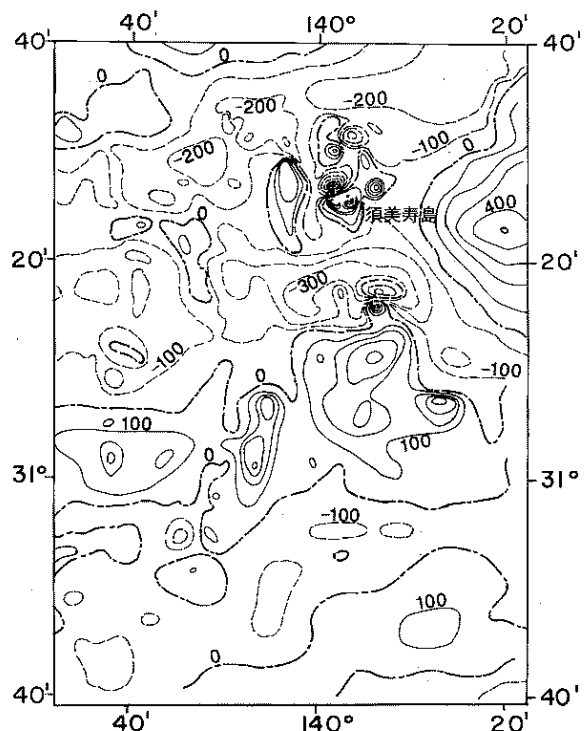


Fig.58 Geomagnetic total intensity anomaly chart around Sumisu Shima and Daisan-Sumisus Knoll surveyed in 1984. Contour interval 100nT. [T.D.]

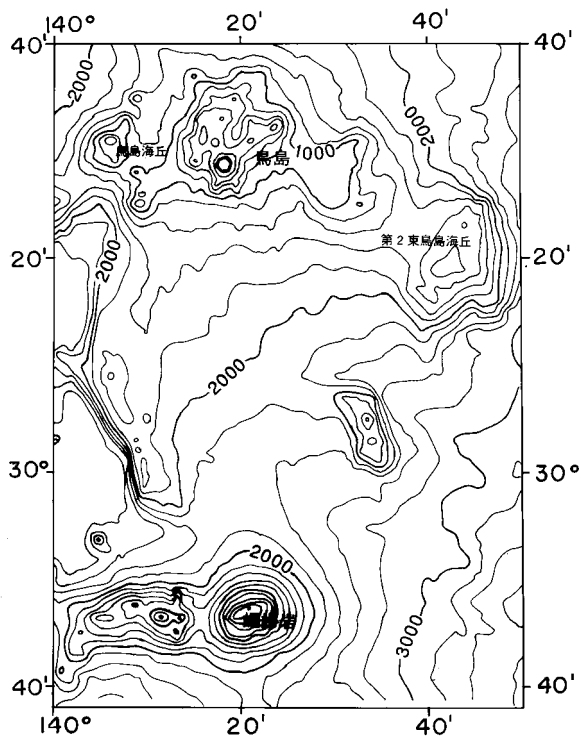


Fig.59 Topography around Tori Shima and Sofu Gan surveyed in 1986. Contour interval 200m. [T.D.]

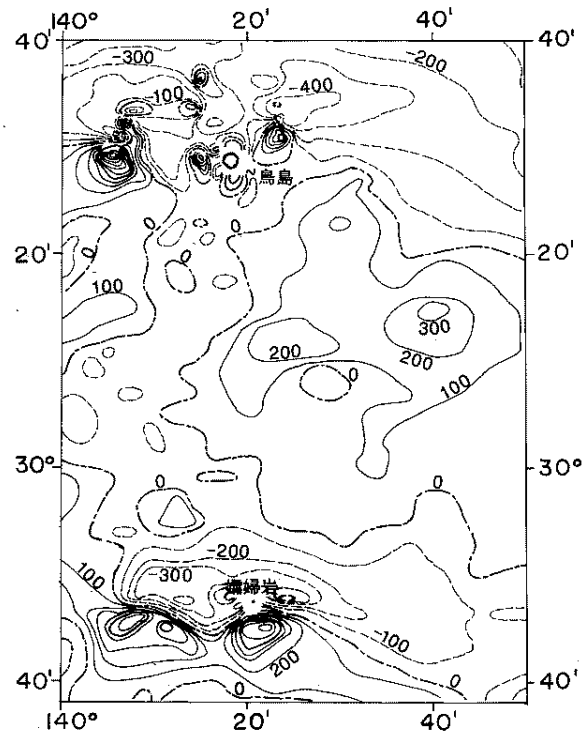


Fig.60 Geomagnetic total intensity anomaly chart around Tori Shima and Sofu Gan surveyed in 1986. Contour interval 100nT. [T.D.]

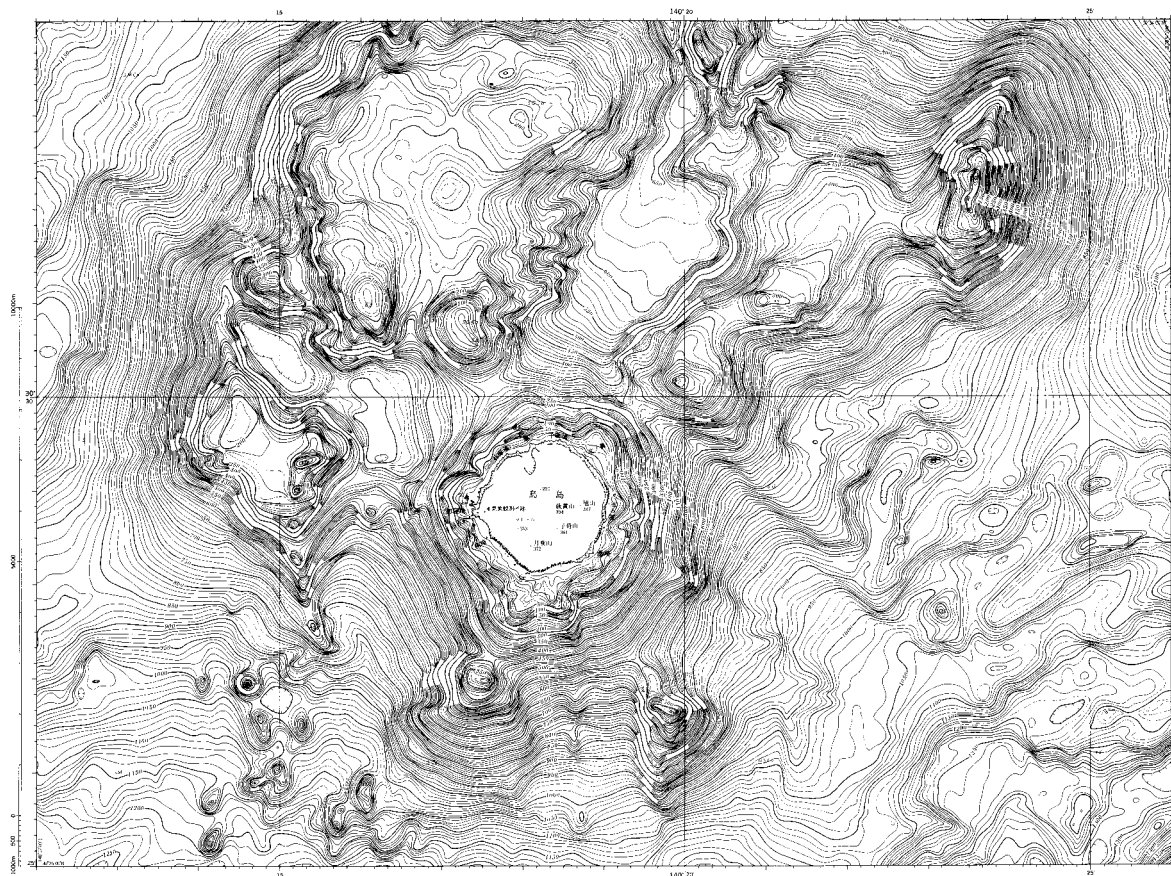


Fig.61 Topography around Tori Shima surveyed in 1995. Contour interval 10m. [T.D.]

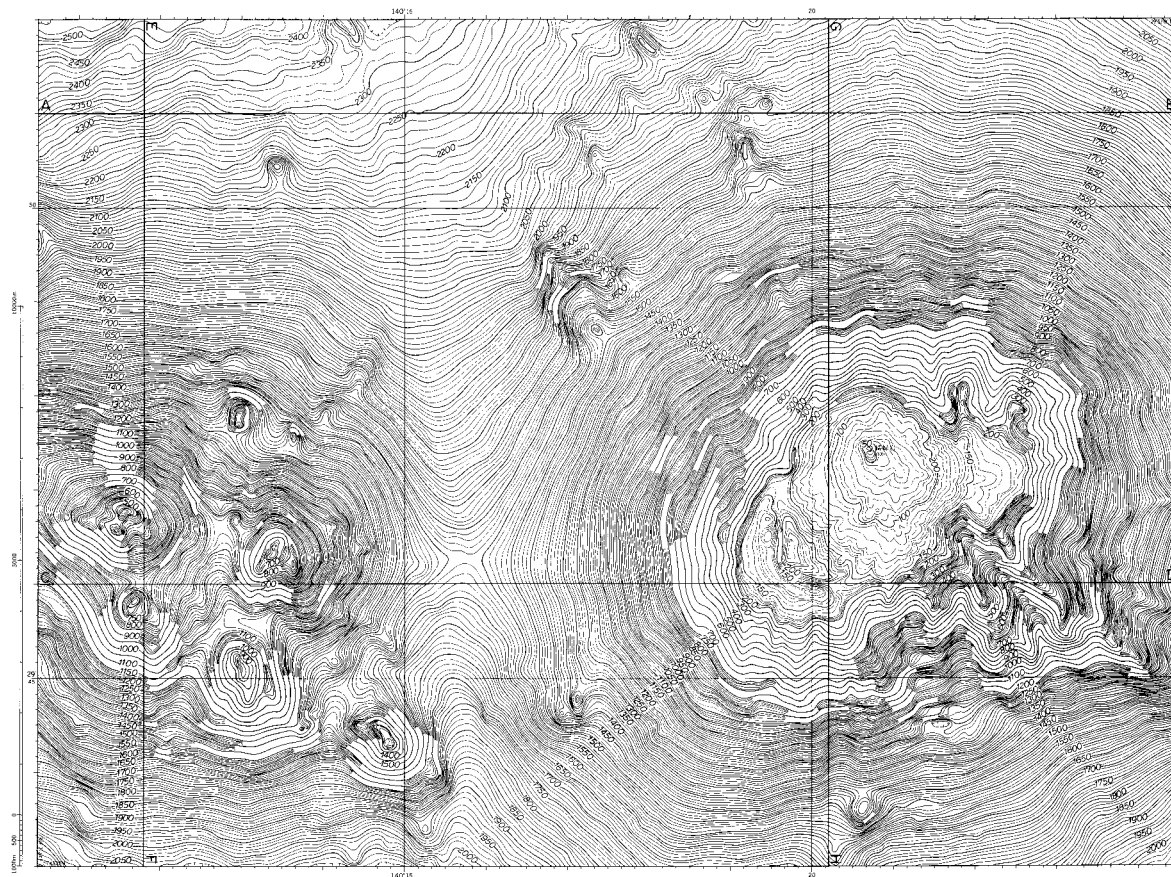


Fig.62 Topography around Sofu Gan surveyed in 1994. Contour interval 10m. [T.D.]

19. 鳥島

概位 30° 29'N, 140° 18'E

(海の基本図 6553⁵, 6553^{5-s})

概要 須美寿島の南南東約 110km にある周囲約 6.5km のほぼ円形に近い二重成層火山(玄武岩~安山岩(SiO₂ 48~60%)。中央火口丘の硫黄山(31° 29.0'N, 140° 18.2'E, 394m)が最も高く蒸気を噴出。

鳥島付近の海底地形は複雑で、鳥島以外にいくつかの高まりが認められる。特に、鳥島の北2~8km に位置する高まりは、水深300mの等深線でみると鳥島よりもはるかに大きく、この高まりの中央にはカルデラ、ないしは火口と考えられる直径2km、深さ80mほどの浅い凹地が認められる。

鳥島及びその周辺では地形的高まりの部分にダイポール型の短波長の磁気異常が認められるが、これを除けば負の異常が卓越している。鳥島近海で+182mGalのフリー・エア重力異常。

有史以来の主な火山活動

1902年(明治35年)大噴火。島の中央に大火口を形成。島の南南西約1kmの海中及び島の北西部でも爆発が起こり、島北部に兵庫湾を形成。全島民125名死亡。

1939年(昭和14年)8~12月大噴火。

1975年(昭和50年)変色水。

2002年(平成14年)8月硫黄山南西火口丘から噴火。噴煙の高さ火口上600m。

20. 嬬婦岩

概位 29° 48'N, 140° 21'E

(海の基本図 6553⁷, 6553^{7-s})

概要 鳥島の南方約76kmにある黒色の孤立突岩(29° 47.6'N, 140° 20.5'E, 100m)である。嬬婦岩を頂く地塊は東西約50kmに連なる比高1,500~2,000mほどの2つの高まりからなる。この地塊には振幅約1,000~1,300nTのダイポ

ール型磁気異常が認められる。嬬婦岩近海で+190mGalのフリーエア異常。嬬婦岩からカンラン石単斜輝石玄武岩が採取されている。

有史以来の火山活動

1975年(昭和50年)変色水。嬬婦岩の北方約500mに緑色の変色水を視認。

21. 七曜海山列

概位 27° 40'N~29° 30'N, 140° 20'E~140° 50'E (海図83)

概要 嬬婦岩~西之島間の七島・硫黄島海嶺の頂部に相当する尾根に、7個の海山が連綿と連なる。火山フロントと推定される位置にあることから第四紀火山と推定されるが詳細は不明である。

水曜海山山頂部のカルデラ内で、活発な熱水噴出が認められ、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱などの鉱石が採取されている。一部の鉱石からは、これまで知られている海底熱水鉱床のなかでも最高品位の金が含有していることが明らかになった。

木曜海山でもカルデラの中で複数の熱水の噴出箇所が確認されている。

211 日曜海山 29° 28'N, 140° 21'E 頂部水深827m。東斜面から複輝石安山岩。

212 月曜海山 29° 18'N, 140° 28'E 頂部水深625m。

213 火曜海山 29° 03'N, 140° 33'E 頂部水深820m。

214 水曜海山 28° 36'N, 140° 38'E 頂部水深1,418m。山頂部に290°C以上の熱水を噴出するチムニーの林立、熱水噴出生物群集の存在を発見。

215 木曜海山 28° 19'N, 140° 34'E 頂部水深920m。カルデラ内で熱水活動を確認。西太平洋の火山フロント域で初めてハオリムシ類(チューブワーム)を発見。

216 金曜海山 28° 03'N, 140° 46'E 頂部水深640m。

217 土曜海山 27° 41'N, 140° 48'E 頂部水深860m。北麓から斜方輝石安山岩。

有史以来の火山活動

いずれの海山についても噴火の記録なし。

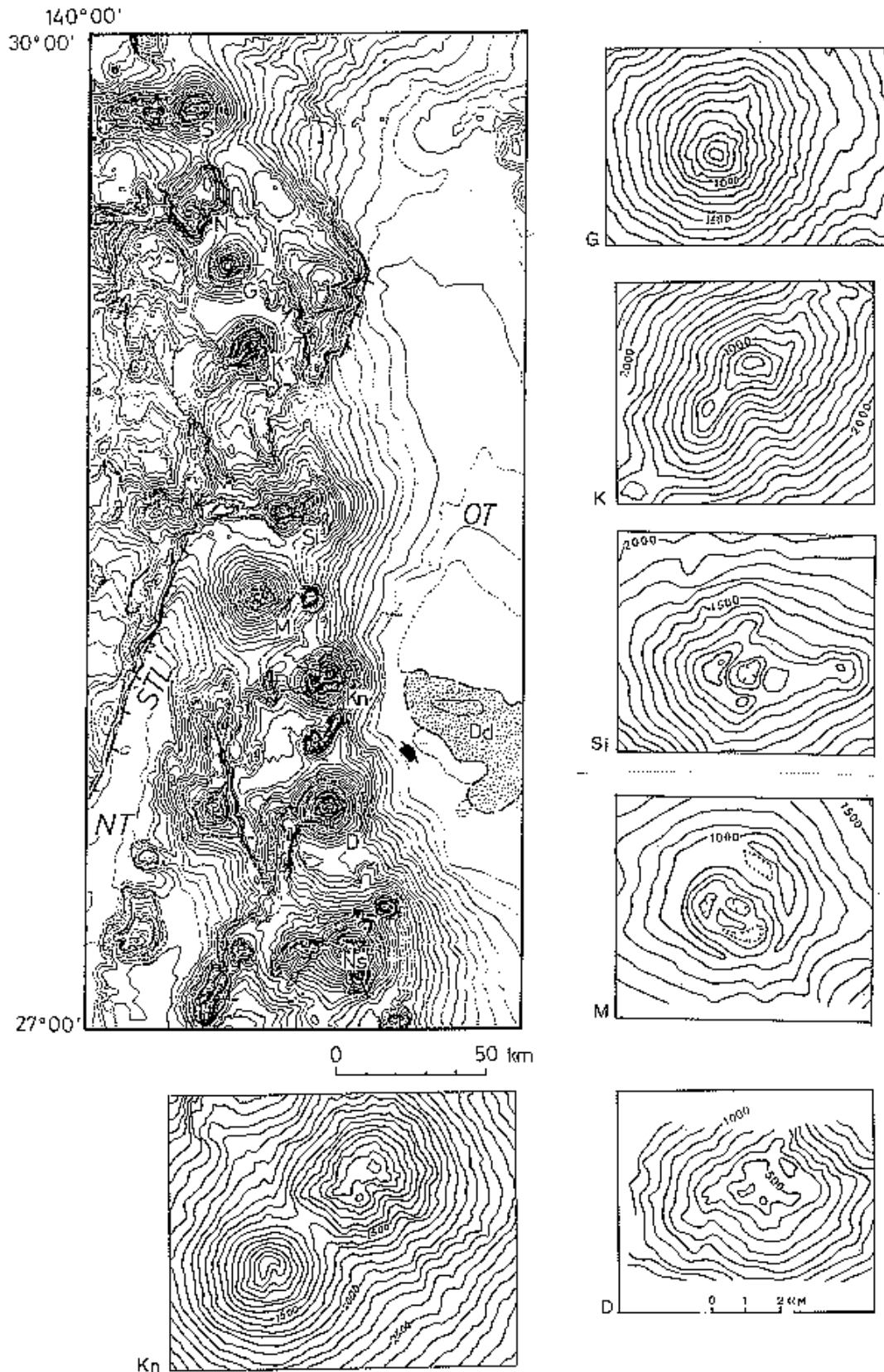


Fig.63 Topography of Shichiyo Seamount chain located between Sofu Gan and Nishi-no-Shima and detail topography of the summit of Shichiyo Seamount chain. S;Sofu Gan, N;Nichiyo Seamount, G; Getsuyo Seamount, K;Kayo Seamount, Si;Suiyo Seamount, M;Mokuyo Seamount, Kn;Kin-yo Seamount, D;Doyo Seamount, Ns;Nishi-no-Shima. Contour interval 100m. [T.D.]

22. 西之島

概位 27° 15'N, 140° 53'E

(海の基本図 6556⁸, 6556^{8-s})

概要 父島西方約 130km にある無人島で、南北約 650m, 幅約 200m, 島頂は中央部付近 (27° 14.8'N, 140° 52.5'E, 25m) で、全体として平低な安山岩質の島 (SiO₂ 58~60%) である。

1973 年, 西之島至近の海底で有史以来噴火記録のない西之島火山が活動を開始し, 新島を形成した。その後新島は西之島と接続し新島の大半が波浪による侵食を受けその一部が現存する。1999 年 1 月現在の新島の面積 250,100m², 標高 15.2m。新島からシソ輝石普通輝石安山岩, カンラン石単斜輝安山岩が採取されている。SiO₂ 58.4~58.9%, Na₂O 0.41~0.42%, K₂O 1.12~1.16%。

有史以来の主な火山活動

1973 年 (昭和 48 年) 新島誕生。4 月 12 日変色

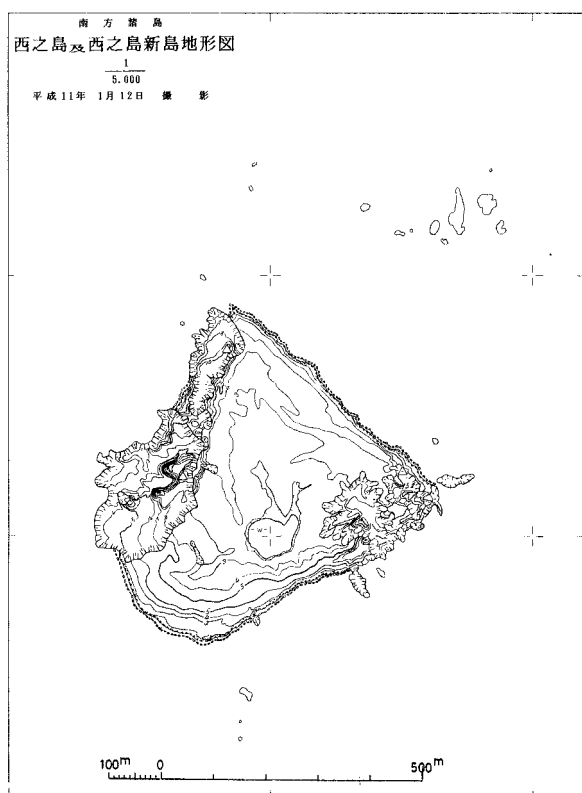


Fig.64 Nishi-no-Shima and Nishinoshima-Shin To drawn from the aerial photograph in 1999

水, 5 月 31 日白濁の噴出孔, 変色域幅 200 m, 長さ 3km. 6 月 19 日噴煙高さ 30m. 7 月 5 日濃厚な変色海域, 延長 16km, 噴出点に 20~30m の岩礁の色調あり. 9 月 14 日新島は黒色の噴石丘で, 直径 120m, 中央に直径約 70m の円形噴火口, 高さ北側で約 40m, 南側で約 20m, 噴煙の高さ 1,500m. 9 月 29 日新島主火口より溶岩流出. 12 月 21 日東西 550m, 南北 200~400m の火山島に成長 (西之島新島と命名), 面積 121,000m², 標高 52m. 1974 年 (昭和 49 年) 5 月, この頃まで火山活動を継続し, 以後は休止する. 6 月 10 日漂砂等により新島と旧島が結合. 2000 年 (平成 12 年) 1 月, 島の北西側に薄い黄緑色変色水.

23. 海形海山

概位 26° 40'N, 141° 00'E (海図 83)

概要 北硫黄島北北西約 140km にある海山 (浅部水深 162m) でその基部は水深 3,500m にあり, 南部の海徳海山とは水深 2,200m で尾根を接する. 海形海山頂部には東峰 (頂部水深 426m) と北東-南西に連なる 3 つの峯からなる西峰列 (頂部水深北より, 475m, 162m, 625m) とがある. 東峰にカルデラ地形が認められ, 最大径 3km, 最大水深 930m である. また, 海山の西及び北斜面には側火山と推定される高まりが数箇所認められる. 東峰からシソ輝石普通輝石安山岩, 西峰から斜方輝石安山岩, 普通輝石カンラン石玄武岩等が採取されている. 本海山には熱水活動の証拠がある.

有史以来の火山活動 噴火の記録なし.

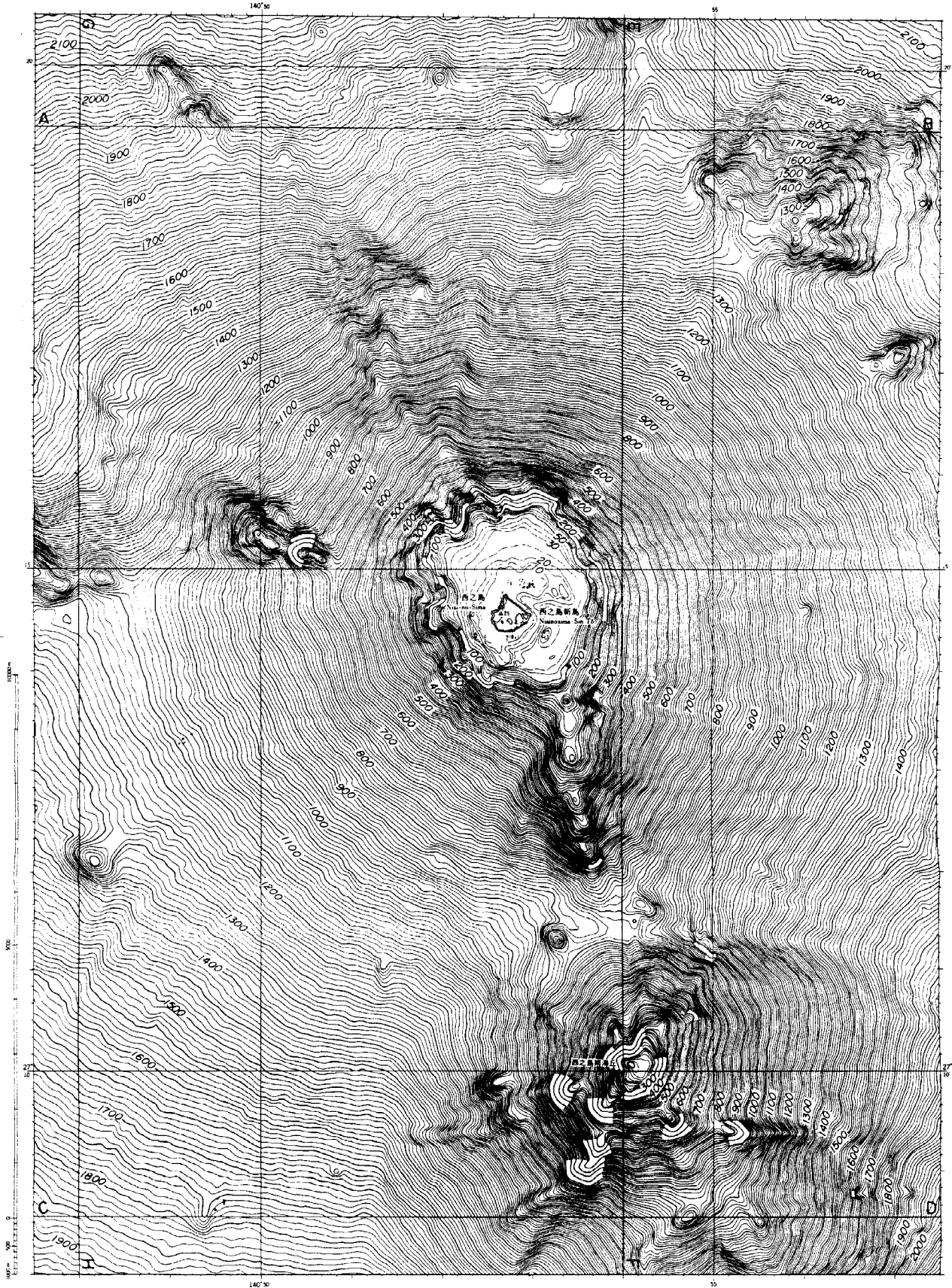


Fig.65 Topography around Nishi-no-Shima. Contour interval 10m. [T.D.]

24. 海徳海山

概位 26° 07'N, 141° 06'E (海図 2130)

概要 海徳海山は北硫黄島北北西 80km にあり、基部 40km, 比高約 2,500m で 3 つの峯からなる。南にある 2 つの峯はその位置により、東海徳場 (26° 07.6'N, 141° 05.9'E, 水深 95m), 西海徳場 (水深 103m) と呼ばれている。

1543 年に 26° 00'N, 140° 46'E で海底噴火の報告があるが、海徳海山付近での確実な噴火記録は 1984 年の東海徳場での噴火である。北峯 (頂部水深 506m) の岩石は非アルカリ玄武岩 (SiO_2 48%) であるが、1984 年の噴火の際、東海徳場から噴出した軽石は石英安山岩である。

有史以来の火山活動

1543 年 (天文 12 年) 海底噴火。西海徳場か。
 1984 年 (昭和 59 年) 海底噴火。3 月 7 日変色水。3 月 8 日岩噴出、海面上には岩は認めない。3 月 16 日黒い岩礁らしきもの海面から 1 m 位出る。3 月 23 日高さ約 160m, 幅約 230 m の噴出。3 月 26 日以降噴煙、水蒸気、海面の盛り上がり視認できず。7 月以降変色水認めず。3 月採取の軽石 SiO_2 62.3%, Na_2O 5.2%, K_2O 1.4%, 変色水 pH 7.4~7.8, Fe 0.28~0.32 (mg/l)。

2001 年 (平成 13 年) 7 月 20 日東海徳場付近で海底からの気泡湧出。

25. 北硫黄島

概位 25° 25'N, 141° 17'E

(海の基本図 6559³, 6559^{3-s})

概要 火山列島の最北の島で中央部を南北に連なる山峰があり最高頂は南部の榊ヶ峰 (標高 802 m)。山頂付近に噴火口はなく島での噴火の記録はない。浸食の進んだ玄武岩の成層火山。周辺海域から普通輝石ピジョン輝石安山岩、カンラ

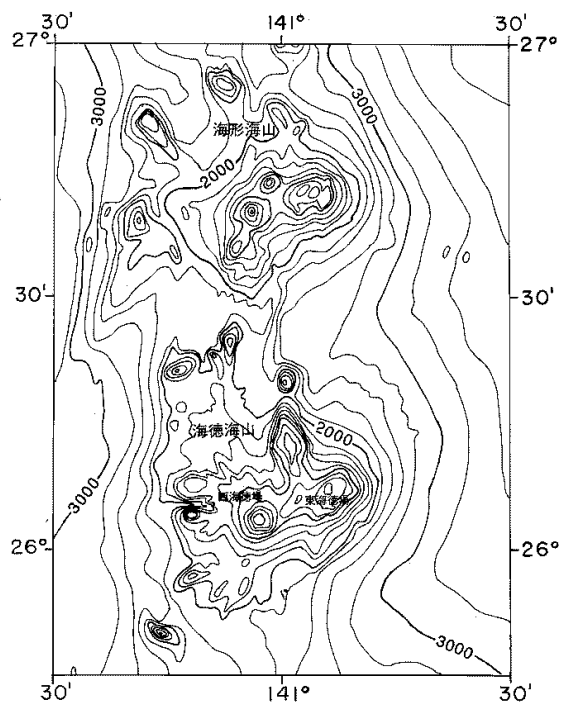


Fig.66 Topography of Kaikata Seamount and Kaitoku Seamount surveyed in 1985 and 1986. Contour interval 200m. [T.D.]

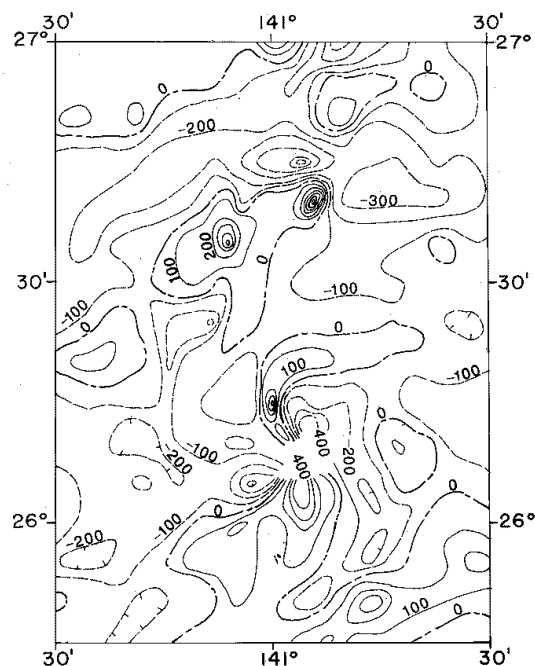


Fig.67 Geomagnetic total intensity anomaly chart of Kaikata Seamount and Kaitoku Seamount surveyed in 1985 and 1986. Contour interval 100nT. [T.D.]

ン石斜方輝石玄武岩等が採取されている。

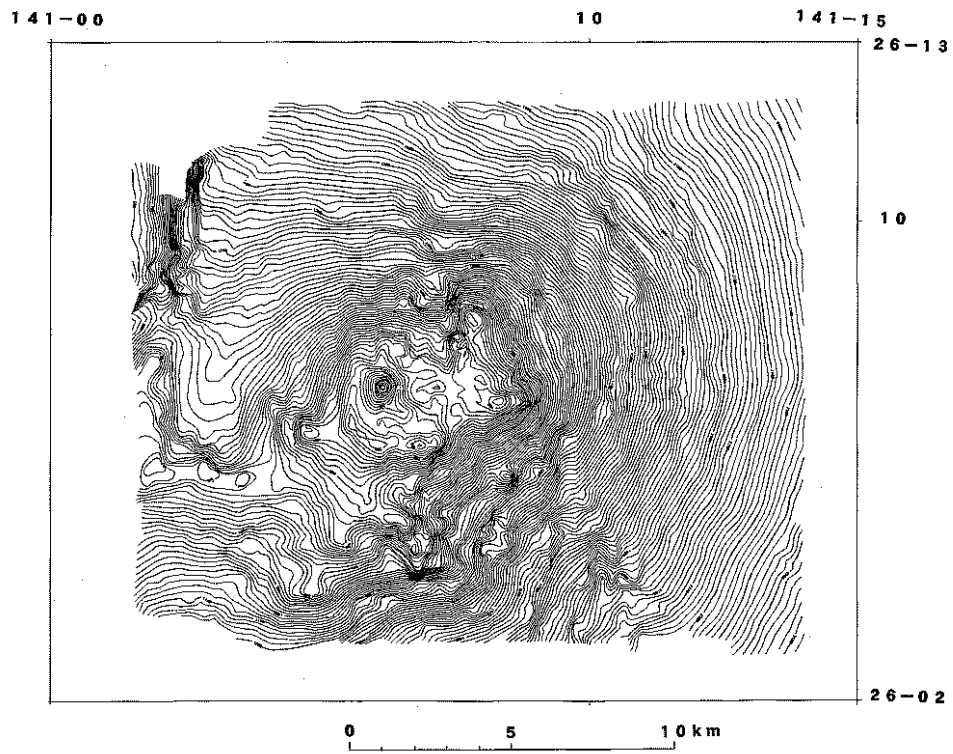


Fig.68 Topography of Kaitoku Seamount surveyed in 1992. Contour interval 20m. [T.D.]

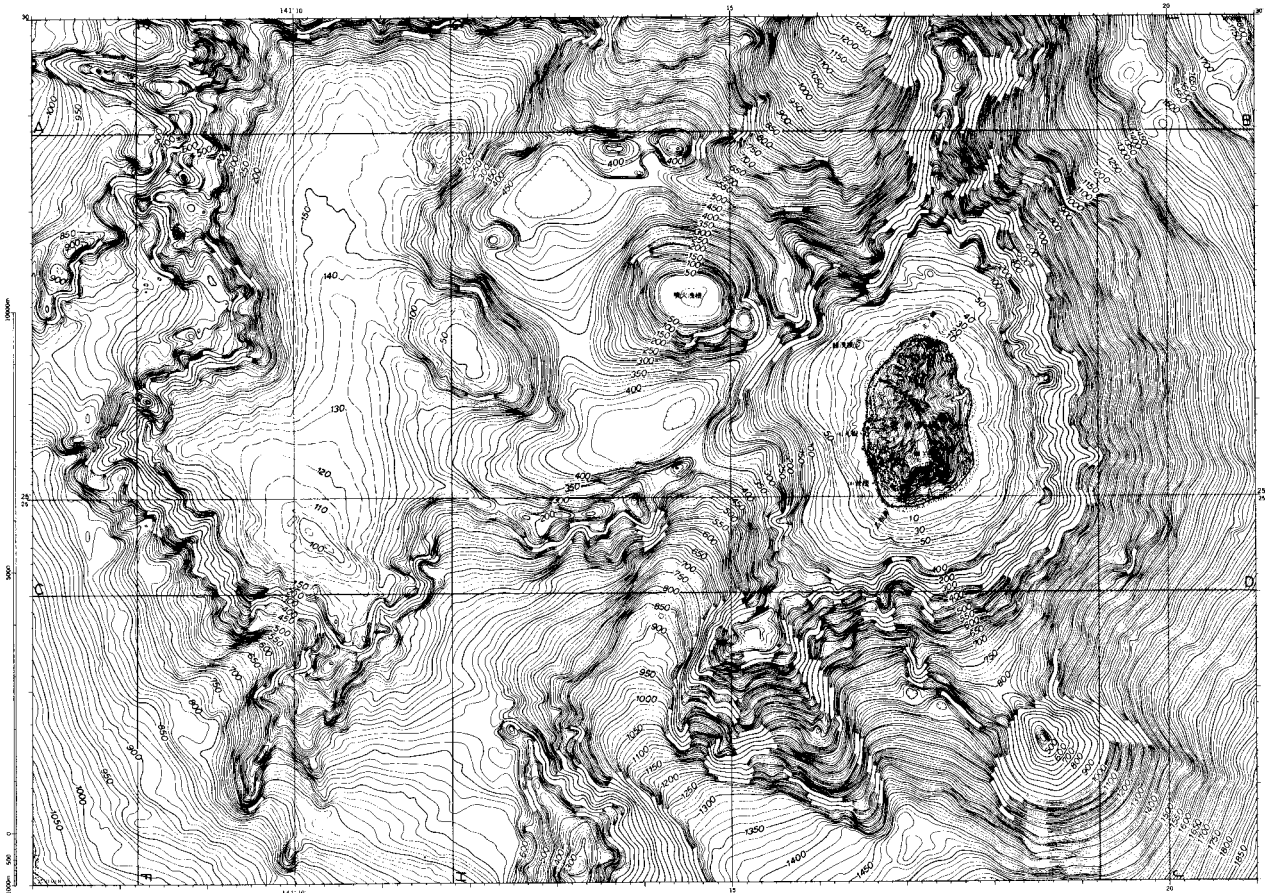


Fig.69 Topography around Kita-Io Shima surveyed in 1992. Contour interval 10m. [T.D.]

北硫黄島の北ノ岬の西方約5kmに海底火山である噴火浅根(25° 27.0'N, 141° 14.1'E, 最浅水深14m)があり, 1880年噴火の記録がある。

有史以来の火山活動

1780年(安永9年)海底噴火。

1880年(明治13年)海底噴火。海中から泥土, 灰を伴う火炎を噴出。

1930~1968年(昭和5~43年)海底噴火。この間しばしば噴火があった模様で, 火炎, 噴煙, 硫黄, 泥土, 水柱等の噴出。その後現在までしばしば変色水が観測される。

26. 硫黄島付近(海勢西ノ場)

概位 24° 45'N, 141° 17'E

(海の基本図 6560¹, 6560^{1-s})

概要 硫黄島(粗面岩質安山岩(SiO₂ 58~61%))は水深200m以深からそびえる直径40km以上の火山体の頂上部にある。北東~南西の長さ約8kmで, 南西端の摺鉢山(24° 45.5'N, 141° 17.2'E, 161m)と北東部の元山(115m)の2

つの火山とその間の千鳥ヶ原からなる。

島の各地に硫気と地熱地域があり, 島の隆起が続いている。有史以来の噴火は水蒸気爆発である。

北東岸の近くに海底活火山があり海水は変色し硫気臭強い。北ノ鼻の西方約850m, 南東岸南西部沖の二ツ根(1.5m)の東北東約1,500mと約1,850mに海底硫気孔がある。

重力・地磁気の調査から山体内部が高温で中心部に高密度物質の高まりがある。山頂部の隆起と放熱が続けていることとも考え合わせ火道を通じ溶岩の供給が続いていると推測される。

硫黄島の北西約15kmに海勢西ノ場(24° 50.8'N, 141° 07.8'E, 水深187m), 南方20kmに海神海丘(24° 33.6'N, 141° 19.5'E, 水深198m, 粗面岩質安山岩)がある。両浅所と推定される位置から火山活動の報告があるが詳細不明。

有史以来の主な火山活動

1922年(大正11年)7月西海岸付近で水蒸気爆発。

1938年(昭和13年)硫黄湧出(海神海丘か)。

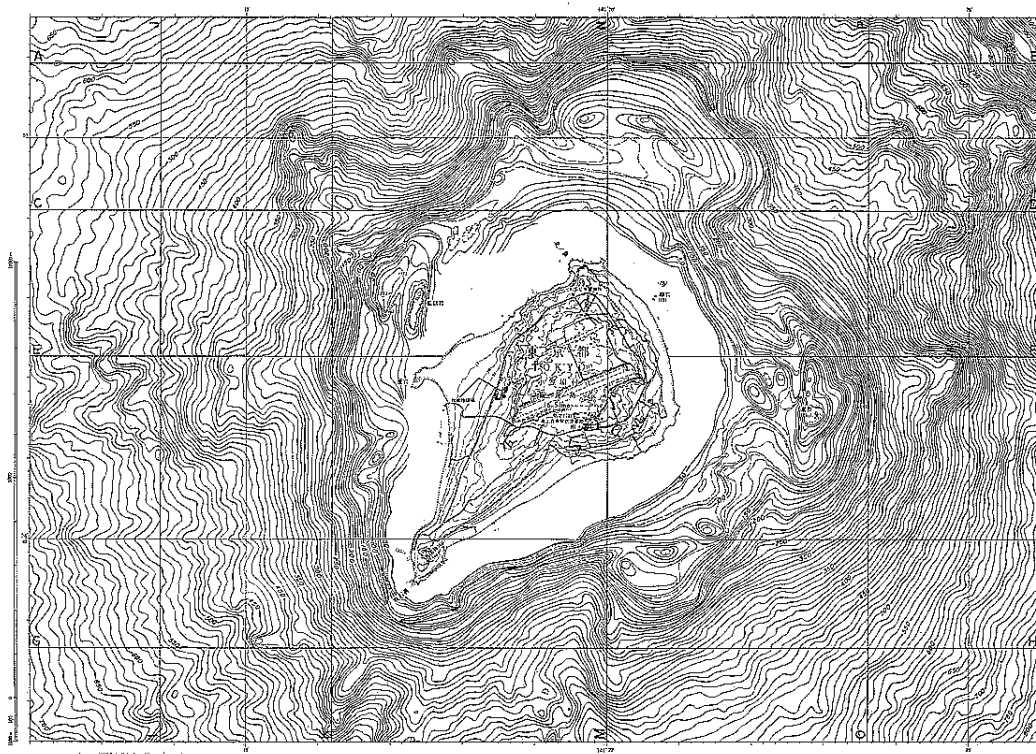


Fig. 70 Topography around Iwo Shima surveyed in 1991. Contour interval 10m. [T.D.]

1967年(昭和42年)12月西海岸で水蒸気爆発。
 1974年(昭和49年)海勢西ノ場で海底火山の活動らしきものの報告。
 1980年(昭和55年)3月北の鼻で泥噴火。
 1982年(昭和57年)3月井土ヶ浜中央部で小爆発。
 1994年(平成6年)8月馬の背(千鳥温泉跡)で高さ200mの白色噴煙。
 1999年(平成11年)阿蘇台で小規模な水蒸気爆発。
 2001年(平成13年)9月21日硫黄島南岸の翁

浜沖合い150m付近2箇所海底水蒸気爆発。
 10月19日には北西側の井戸ヶ浜で水蒸気爆発。

27. 北福德堆

概位 24° 25'N, 141° 25'E (海図86)

概要 硫黄島の南南東約40kmにある北福德堆(24° 24.7'N, 141° 24.9'E, 最浅水深55m)は北西から南東に連なる3つの瀬をもつ別名海勢場と呼ばれる高まりである。その南側に位置

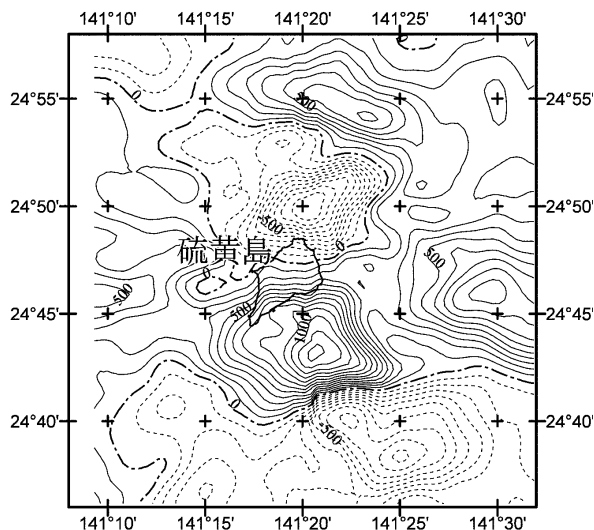


Fig.71 Aeromagnetic total intensity anomaly chart in and around Iwo Shima at height of 2200ft, surveyed in 1998. Contour interval 100nT.

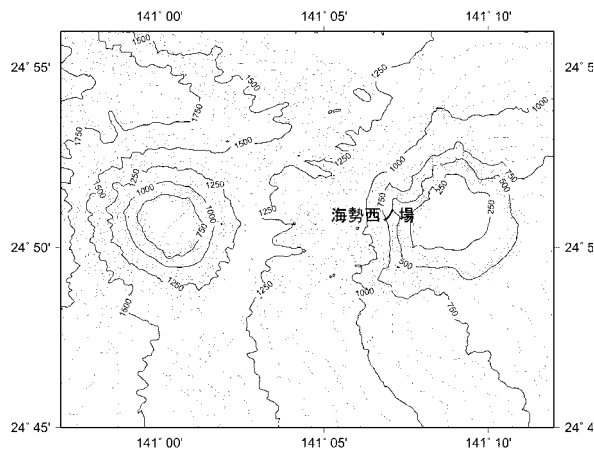


Fig.72 Topography of Kaisei-Nishi-no-Ba surveyed in 2003. Contour interval 50m.

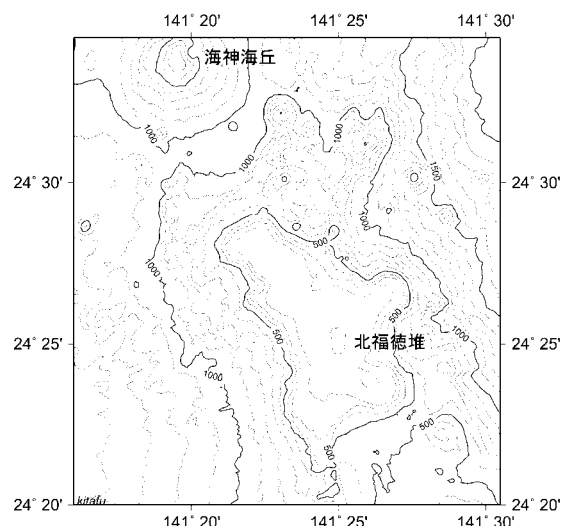


Fig.73 Topography of Kita-Fukutoku Tai surveyed in 2002. Contour interval 100m.

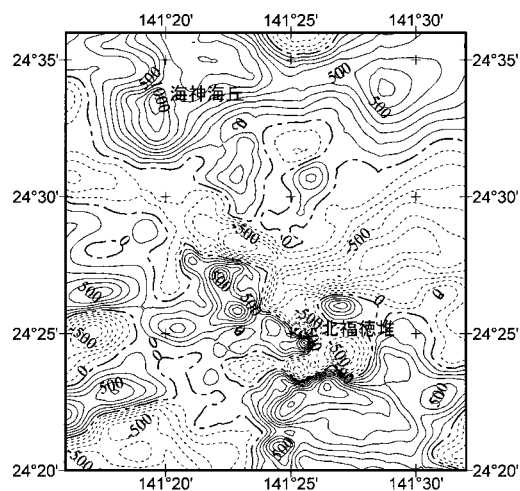


Fig.74 Geomagnetic total intensity anomaly chart in the vicinities of Kita-Fukutoku Tai surveyed in 2002. Contour interval 100nT.

する南硫黄島及び福德岡ノ場をのせる地形の高まりとは 500m 等深線で区別される。

有史以来の主な火山活動

1937 年（昭和 12 年）硫黄湧出。水深 60～70 m。

1947～1959 年（昭和 22～34 年）硫黄臭のある変色水帯。

1953～1954 年（昭和 28～29 年）に軽石流。

1988 年（昭和 63 年）1 月 27 日 海底火山の爆発を見る。噴煙の高さ約 100m。未確認。

28. 南硫黄島付近（福德岡ノ場）

概位 24° 14'N, 141° 28'E

（海図 86, 海の基本図 6560³, 6560^{3-s}）

概要 南硫黄島は硫黄島の南南東約 60km にある火山列島最南の島で直径約 1.9km の円錐形の孤立峰（970m）であり、島の北西側には三ツ星岩が存在し、周辺では変色水がしばしば観測される。

南硫黄島の北東約 5km に福德岡ノ場（24° 17.3'N, 141° 28.9'E, 最浅水深 22m）がある。しばしば海底火山活動がみられ、これまで 3 回新島を形成したがいずれも海没した。主に安山岩（SiO₂ 61%）からなる。

有史以来の主な火山活動

1904～1905 年（明治 37～38 年）海底噴火により新島出現。11 月 14 日爆発音。28 日噴煙と水蒸気。12 月 5 日新島生成を発見、高さ 145 m, 周囲約 4.5km, 面積 7,936ha, ほぼ円形。

1905 年 6 月 16 日新島は高さ 2.5～3m に減少。やがて礁に変化。1911 年には礁の深さは 426 m になっていた。

1914 年（大正 3 年）海底噴火による新島形成。

1 月 23 日大噴煙, 溶岩流出。1 月 25 日高さ 300m, 周囲 11.8km, 面積 9,075ha の新島出現。2 月 12 日新島各所で決壊, 高さ 117m, 長径 0.7 マイル, 短径 0.5 マイル。1916 年 6 月 29 日新島は消滅していた。

1976 年（昭和 51 年）3 月 21 日最浅部約 25m。

1979 年（昭和 54 年）3 月 27 日山頂部の水深約 40m。

1986 年（昭和 61 年）海底噴火による新島形成。

1 月 18 日噴火活動海面上に達する。1 月 20 日新島の形成。新島での噴火活動は極めて短期間（3 日間）で海面上への溶岩の噴出はなかった。3 月 26 日新島海没。1 月採取の軽石 SiO₂ 57～59%, Na₂O 6.2～6.3%, K₂O 4.2～4.5%。

1987 年（昭和 62 年）7 月軽石放出。

1988 年（昭和 63 年）12 月頂部水深 14.6m を測得。

1991 年（平成 3 年）6～7 月 離島の海の基本図測量。頂部の地形は 900×1200m の楕円形, 台地状の地形。頂部水深 14.6m 変わらず。

1996 年（平成 8 年）4 月 濃変色水。

なお、1972 年の観測以来ほぼ常時変色水域が認められる。

29. 海徳海山～中日吉海山の火山列（マリアナ海嶺）

概位 23° 30'N～24° 10'N, 141° 30'E～142° E
（海図 2130）

概要 マリアナ海溝に並走してマリアナ海嶺が続き、その頂部に第四紀火山と推定される円錐状の海山がウラカス島（活火山）まで連綿と続く。海山のリストを以下に掲げる。

291 福德海山（福德南ノ場）24° 03'N, 141° 37'E, 頂部水深 201m, カンラン石斜方輝石玄武岩。

292 北日吉海山（日吉岡ノ場）23° 45'N, 141° 43'E, 頂部水深 214m, 玄武岩。

293 中日吉海山（日吉中ノ場）23° 37'N, 141° 47'E, 頂部水深 159m, 玄武岩。

有史以来の火山活動 記録なし。

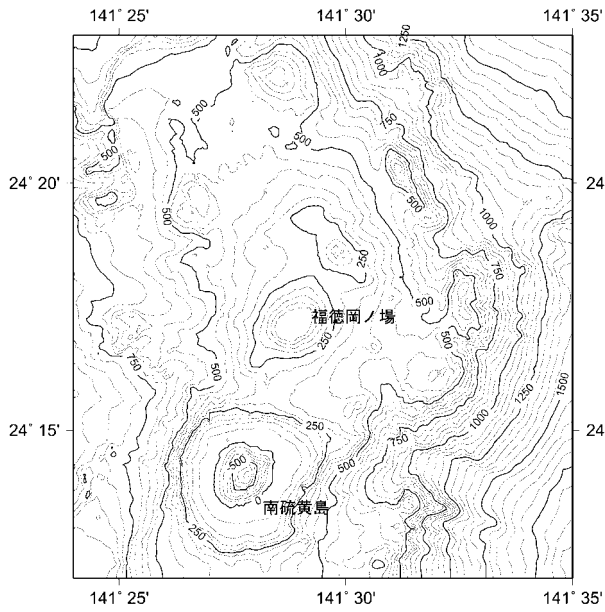


Fig.75 Topography of Fukutoku-Oka-no-Ba surveyed in 1999. Contour interval 100m.

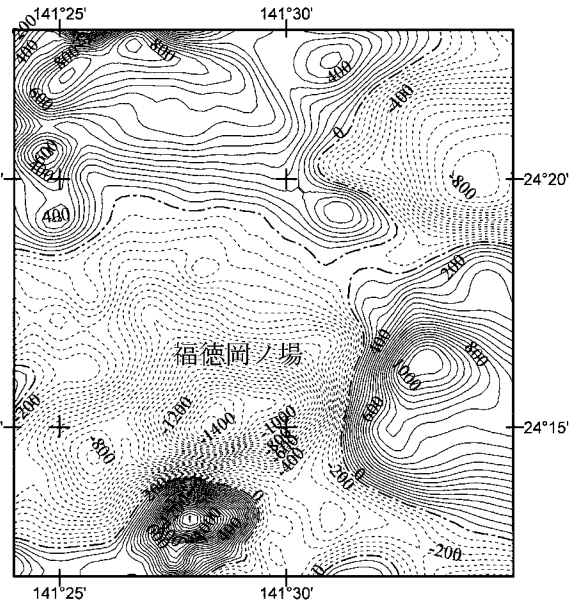


Fig.76 Geomagnetic total intensity anomaly chart in the vicinities of Fukutoku-Oka-no-Ba surveyed in 1999. Contour interval 50nT.

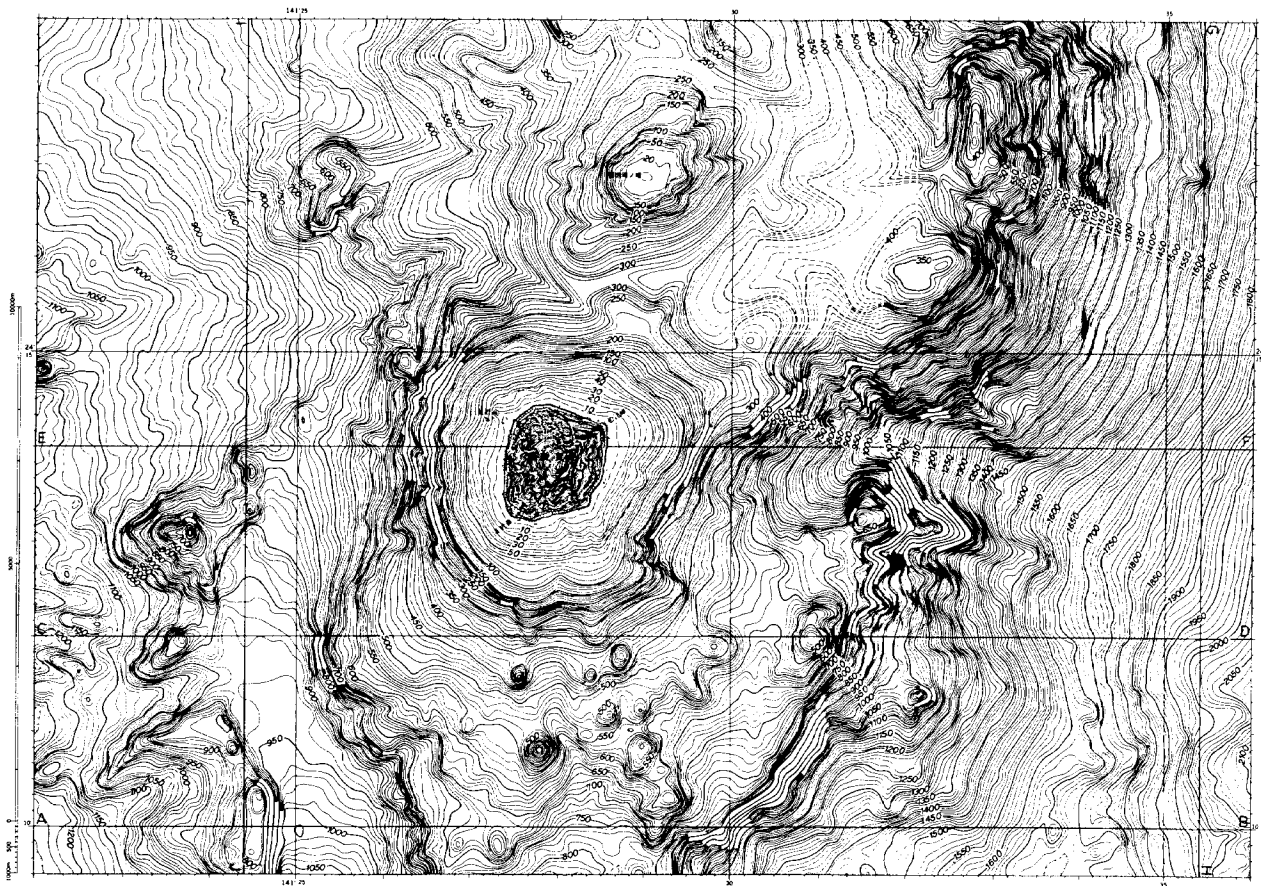


Fig.77 Topography around Minami-Io Shima surveyed in 1991. Contour interval 10m. [T.D.]

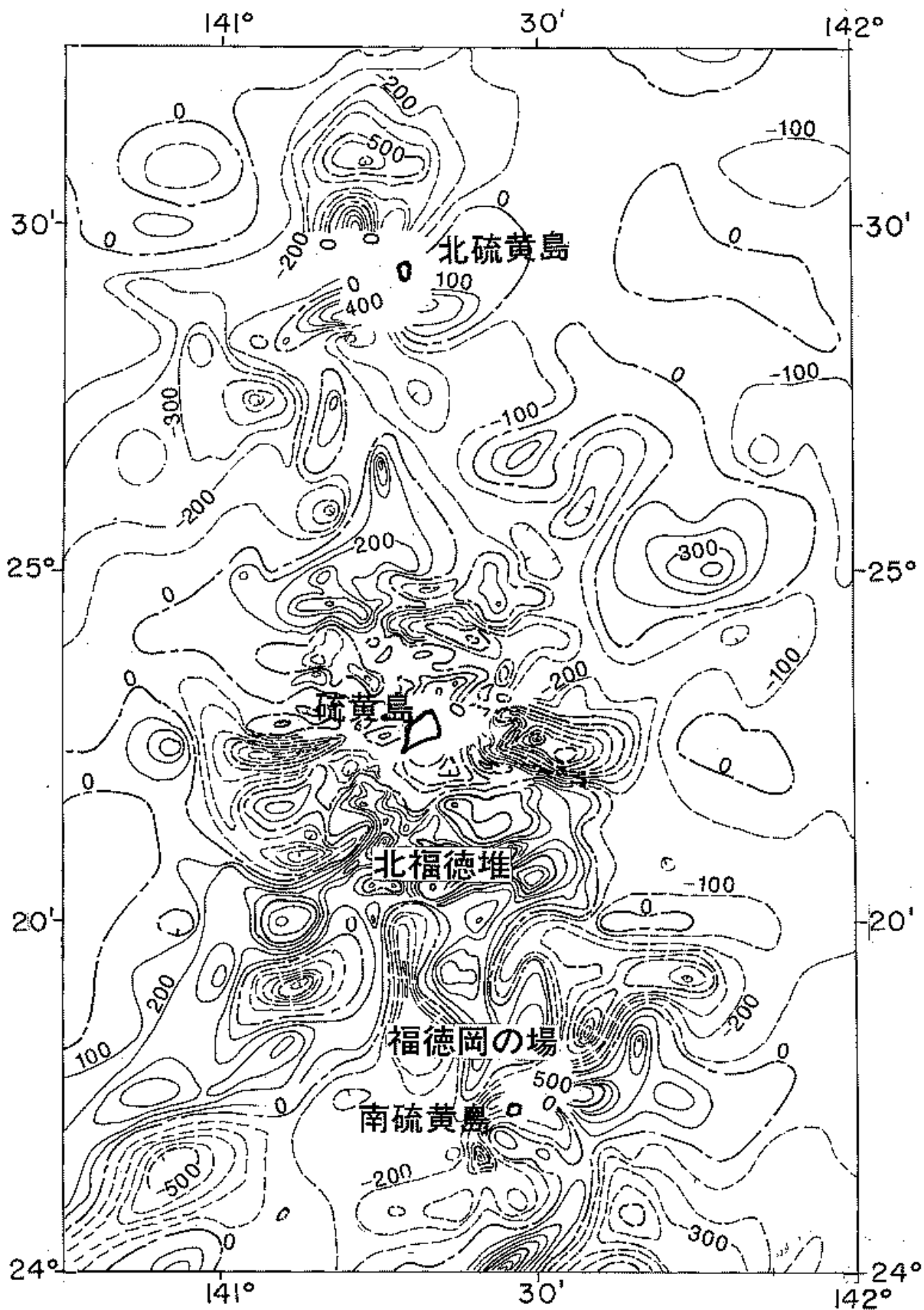


Fig.78 Geomagnetic total intensity anomaly chart from Kita-Io Shima to Minami-Io Shima surveyed in 1981, 1985 and 1986. Contour interval 100nT. [T.D.]

30. 南日吉海山 (日吉沖ノ場)

概位 23° 30'N, 141° 56'E (海図 2130)

(海域火山基礎情報図「南日吉海山」)

概要 南硫黄島の南南東約 150km に位置し、基部径約 19km、比高約 1,300m の円錐状を呈する成層火山である。頂部は水深 200m の平坦面が認められ、その後の火山活動により火孔で 2 つに分断され、北西側の頂部 (23° 30.0'N, 141° 56.1'E, 水深 84m) が最浅部となっている。南日吉海山での底質岩石分析からソレライト系玄武岩が多く分布している。山頂最浅部は 10A/m 以上の磁化強度を示す。

有史以来の主な火山活動

1975 年 (昭和 50 年) 8 月 25 日海底噴火。海面の盛り上がりが消えた跡に直径 25m の渦発生。

1976 年 (昭和 51 年) 2 月海底噴火。水深 30m 測得、夜爆発音を聞く。

1976 年 (昭和 51 年) 12 月硫黄湧出。

1977 年 (昭和 52 年) 1 月大規模な変色水。

1990 年 (平成 2 年) 5 月測量船「昭洋」、自航式ブイ「マンボウ」による測量の結果によると最浅水深 97m。

1992 年 (平成 4 年) 2 月 変色水

1996 年 (平成 8 年) 1 月 変色水

31. 日光海山 (日光場)

概位 23° 05'N, 142° 18'E (海図 2130)

概要 日光海山 (頂部水深 612m) は全体として円錐状でありその上部に噴出物に覆われた約径 5km のカルデラが存在する。カルデラ内の北側に 2 つの山体が約 3 海里離れて存在し山体から熱水が噴出している。

有史以来の主な火山活動

1979 年 (昭和 54 年) 7 月 12 日薄い緑色の変色水、約 500m の扇形状。

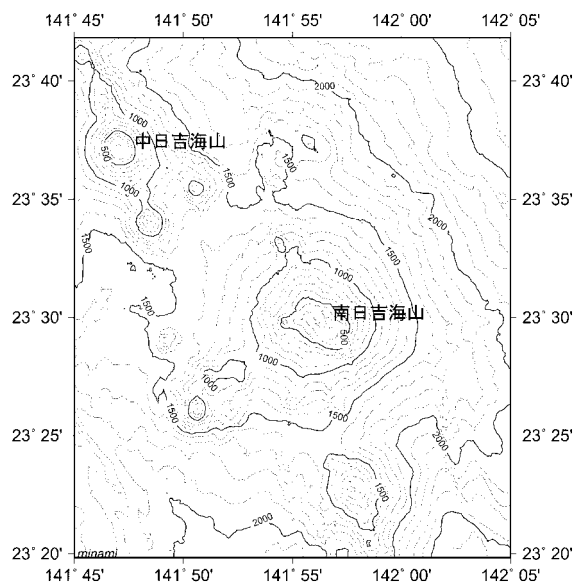


Fig.79 Topography of Minami-Hiyoshi Seamount surveyed in 2001. Contour interval 100m.

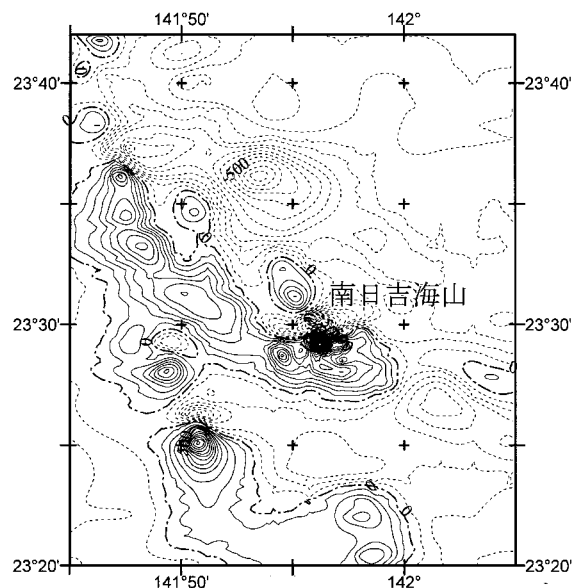


Fig.80 Geomagnetic total intensity anomaly chart in the vicinities of Minami-Hiyoshi Seamount surveyed in 2001. Contour interval 50nT.

以後変色水認めず。

32. 三福海山～南大黒海山の火山列 (マリアナ海嶺)

概位 21° N～23° N, 142° 30'E～145° E (海図 2130)

概要 日米中間線より南側に位置する火山群である。

321 三福海山 (三福場) 22° 52'N, 142° 37'E, 頂部水深 446m, 玄武岩.

322 昭洋海山 22° 29'N, 142° 59'E, 頂部水深 572 m.

323 福神海山 (福神岡ノ場) 21° 56'N, 143° 28'E, 頂部水深 3m (報告水深), 比高 2,800~3,400m, 裾の広がり 50km で, 山体の上部は 10° ~13°, 下部で約 4° である. 山体の規模は富士山に近い. 採取岩石は玄武岩 (SiO₂ 51%) である.

324 春日海山 (春日場) 21° 46'N, 143° 43'E, 頂部水深 598m, 比高 2,000~2,800m, 裾の広がり約 20km の典型的な円錐形の火山.

325 南春日海山 (春日南ノ場) 21° 36'N, 143° 38'E, 頂部水深 274m, 比高 2,100~2,900m, 山裾の広がり約 25km の海山で東西方向にやや長い.

326 栄福海山 (栄福場) 21° 25'N, 144° 09'E, 頂部水深 297m.

327 大黒海山 (大黒場) 21° 20'N, 144° 11'E, 頂部水深 492m.

328 南大黒海山 21° 02'N, 144° 32'E, 頂部水深 817 m.

はるか南方海域のため監視の行きとどきにくい海域であるが, これまでに福神海山, 春日海山で海底火山活動が報告されている.

有史以来の主な火山活動

① 福神海山

1951年 (昭和 26年) 8~10月海底噴火. 軽石の群流, 硫黄の噴出と黄色の変色水.

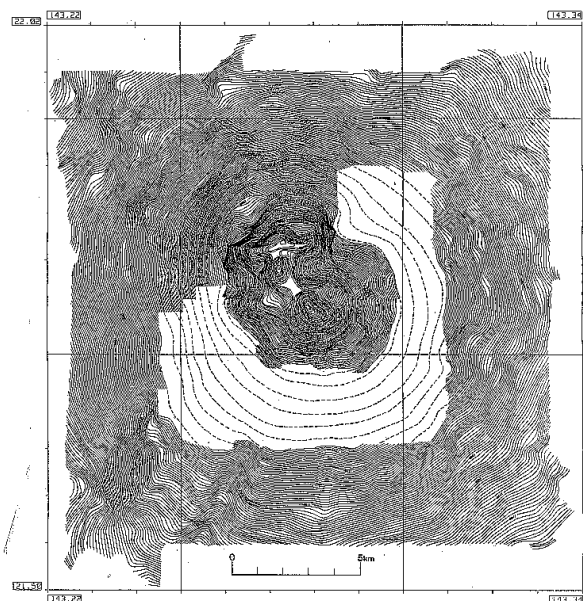


Fig.81 Topography of Fukujin Seamount surveyed in 1994. Contour interval 10m. [T.D.]

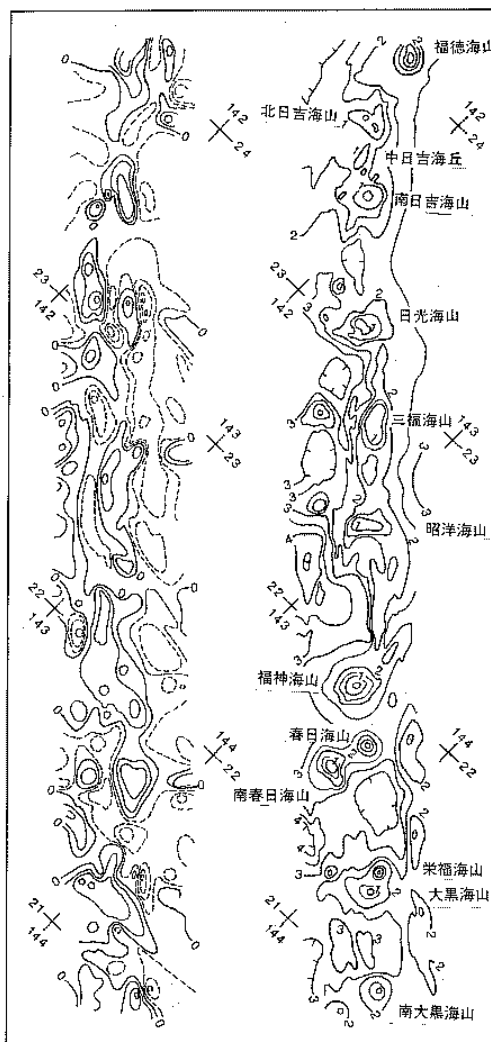


Fig.82 Chart of topography and magnetic total intensity anomaly in the northern part of the Mariana Ridge surveyed in 1976 and 1977. Left;Magnetic anomaly in interval of 100nT(broken lines show negative), Right; Topography in interval of 500m (until 1000m)

1973年(昭和48年)9月~1974年(昭和49年)3月海底噴火。噴煙, 硫黄, 軽石等を噴き上げる。

1974年(昭和49年)3月水深3mを測深(漁船)。

1976~1982年(昭和51~57年)ときどき変色水を認める。1981年1月採取の変色水のpH 4.30~5.20, Fe 0.52~0.83(mg/l)。

1982年(昭和57年)12月15日直径100m, 淡緑色の変色水。以後変色水認めず。

1994年5月測量船「昭洋」, 自航式ブイ「マンボウ」による測量の結果によると最浅水深43m (21° 56.0'N, 143° 27.8'E)。

② 春日海山

1959年(昭和34年)夏, 軽石群流と変色水を認める。

参 考 文 献

阿部勝正: 伊豆大島 1986年割れ目噴火の拡大速度, 火山第2集, **33**, S16-S19, (1988)

青木三郎: 伊豆諸島島棚および近接する堆の地形と地質, 東洋大紀要(自然科学) **22**, p.19-46, (1979)

青木 斌・岩渕義郎: 伊豆一小笠原海嶺北部地域の海底地質, 伊豆半島, 東海大学出版会, p.311-319, (1972)

青木 斌・小坂丈予: 海底火山の謎—西之島踏査記, 東海大学出版会, p.250, (1974)

Aramaki, S.: Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, B10, p.8485-8501, (1984)

浜本文隆・桜井 操・永野真男: 宮古・八重山諸島周辺の海底地質, 水路部研究報告, **14**, p.1-38, (1979)

葉室和親・荒巻重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎: 東伊豆沖海底火山群—その1—。震研彙報, **55**, p.259-297, (1980)

葉室和親・荒巻重雄・藤岡換太郎・石井輝秋・宇部浩三: 東伊豆沖海底火山群—その2—及び伊豆諸島近海海底火山, 震研彙報, **58**,

p.527-557, (1983)

林田政和・長岡信治・加藤幸弘・瀬田英憲・井本泰司・小川正泰: 「父島」の大陸棚調査速報, 水路部技報, **8**, p.98-104, (1989)

Honza, E., T. Ishihara and E. Inoue eds.: Geological investigation of the Ogasawara (Bonin) and northern Mariana Arcs April-August 1979 (GH79-2, 3 and 4 Cruise). Cruise Report 14, *Geolo. Surv.* p.170, (1981)

一色直記・奥村公男・湯浅真人: 黒瀬海穴と軽石, 火山2集, **29**, p.325-326, (1984)

岩渕義郎: 水路部の火山噴火予知計画, 水路部研究報告, **25**, p.1-72, (1989)

岩渕義郎・加藤 茂・芝田 厚: 本邦海域火山通覧(改訂版), 水路部研究報告, **30**, p.191-236, (1994)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「薩摩硫黄島」, p.35, (1982)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「硫黄島」, p.63, (1987)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「横当島」, p.61, (1987)

海上保安庁水路部: 本州南・東岸水路誌, p.526, (1991)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「硫黄島」, p.52, (1992)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「南硫黄島」, p.52, (1992)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「須美寿島」, p.34, (1994)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「北硫黄島」, p.52, (1994)

海上保安庁水路部: 5万分の1沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「孀婦岩」, p.33, (1995)

- 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図
海底地形地質調査報告「鳥島」, **p.36, (1996)**
- 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図
海底地形地質調査報告「三宅島」, **p.56, (1996)**
- 海上保安庁水路部：海域火山基礎情報図「明神礁」
資料整理作業報告書, **p.88, (1999)**
- 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図
海底地形地質調査報告「八丈島」, **p.60, (1999)**
- 海上保安庁水路部：海域火山基礎情報図「福徳岡
ノ場」資料整理作業報告書, **p.77, (2000)**
- 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図
海底地形地質調査報告「青ヶ島」, **p.36, (2000)**
- 海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図
海底地形地質調査報告「ベヨネース列岩」,
p.32, (2000)
- 海上保安庁水路部：海域火山基礎情報図「南日吉
海山」資料整理作業報告書, **p.83, (2002)**
- 海上保安庁水路部：海域火山基礎情報図「北福徳
堆」資料整理作業報告書, **p.72, (2003)**
- 貝塚爽平・加藤 茂：長岡信治・宮内崇裕：硫黄
島と周辺海底の地形, 地学雑誌, **94, 6,**
p.424-436, (1985)
- 春日 茂・加藤幸弘：水曜海山の火口底で発見さ
れた海底熱水性鉱床—「しんかい 2000」によ
る潜航調査結果—, 月刊地球, **14, p.484-488,**
(1992)
- 加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治：沖縄本島周辺の
海底地質, 水路部研究報告, **17, p.31-70,**
(1982)
- 加藤 茂・池田 勉：硫黄島周辺の海底地形, 水
路部研究報告, **19, p.59-72, (1984)**
- 加藤 茂ほか伊豆大島近海海底調査班：伊豆大島
周辺海域の海底調査, 水路部研究報告, **23,**
P.177-203, (1987)
- 加藤 茂：伊東沖海底火山（手石海丘）の噴火
(1989.7.13)と海底地形変化, 地学雑誌, **99,**
p.132-141, (1990)
- 気象庁：日本活火山総覧（第2版）, **p.493, (1992)**
- 松本徂夫：琉球列島における新生代火山活動, 地
質学論集, **22, P.81-91, (1983)**
- 三田亮一：ベヨネース列岩付近の海底火山活動（新
島出現）について, 水路要報, **12, p.57-62,**
(1949)
- 文部省総合研究班（代表小坂丈予）：鹿児島湾北部
の海中火山活動と環境調査報告, **p.78, (1976)**
- 文部省総合研究班（代表鎌田政明）：桜島北部海域
の海底火山活動と環境の異常調査報告,
p.84, (1977)
- 文部省総合研究班：硫黄島南方海域海底火山活動
調査, 火山噴火予知連絡会会報, **10, p.4-7,**
(1977)
- 森本良平・小坂丈予：明神礁付近の活動について,
地学雑誌, **79, 6, p.301-320, (1970)**
- 長井俊夫：鹿児島県新島周辺の海底地形・地質構
造について, 水路要報, **97, p.1-6, (1977)**
- 長井俊夫・菊池真一・瀬川七五三男：鬼界カルデ
ラの海底地質構造, 日本地理学会予稿集,
p.194-195, (1977)
- 長岡信治・沖野郷子・加藤 茂：ナローマルチビ
ーム測深機による伊豆・小笠原弧中部の海底
火山地形図, 水路部研究報告, **27, p.145-172,**
(1991)
- 中尾征三・湯浅真人（編）：海底熱水活動に伴う重
金属資源の評価手法に関する研究, 地質調査
所報告, **p.1-149; p.1-184, (1986, 1987)**
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・古川博康：明
神礁における海底地震活動, 水路部研究報告,
36, p.37-56, (2000)
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・志岐俊郎：2000
年7月の三宅島・神津島・新島近海における
海底地震観測, 水路部研究報告, **37, p.57-72,**
(2001)
- 西澤あずさ・小野智三・坂本平治・松本良浩・大
谷康夫：海底火山「福徳岡ノ場」における海
底地震観測, 水路部研究報告, **38, p.101-123,**
(2002)
- 西澤あずさ・小野智三・笹原 昇・橋口 博・大
谷康夫：マリアナ弧北端部の南日吉海山周辺
における海底地震観測, 水路部研究報告, **39,**
p.3-22, (2003)

- 小野寺健英・加藤 剛・瀬尾徳常：重力・地磁気異常から推定される福徳岡ノ場付近の地殻構造，水路部研究報告，**39**, p.23-32, (2003)
- 大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈予：硫黄島周辺海域の磁気測量結果と海底から採取された岩石の磁性，水路部研究報告，**17**, p.289-315, (1982)
- 大島章一・高梨政雄・加藤 茂・内田摩利夫・岡崎 勇・春日 茂・川尻智敏・金子康江・小川正泰・河合晃司・瀬田英憲・加藤幸弘：沖繩トラフ及び南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査，水路部研究報告，**24**, p.19-43, (1988)
- 大島章一ほか水路部伊東沖地震火山調査班・小坂丈予・工藤一嘉・坂上 実：東伊豆沖手石海丘の海底噴火，水路部研究報告，**26**, p.1-43, (1990)
- Oshima, S., M. Tsuchide, S. Kato, S. Okubo, K. Watanabe, K. Kudo and J. Ossaka: Birth of a Submarine Volcano "Teisi Knoll". *Jour. Physics Earth*, **39**, 1-19, (1991)
- 小坂丈予：明神礁の動向，地球の科学，**12**, p.12-16, (1970)
- 小坂丈予：西之島付近海底噴火について，火山 2 集，**18**, p.97-98, (1973)
- 小坂丈予：西之島付近海底噴火について(その 2)，火山 2 集，**18**, p.173-174, (1973)
- 小坂丈予・大平洋子・湊 一郎：西之島付近海底噴火について(その 3)，火山 2 集，**19**, p.37-38, (1974)
- 小坂丈予・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多加志：硫黄島における地球化学的研究，地学雑誌，**94**, 6, p.551-563, (1985)
- 小坂丈予・辻昭治郎・小椋英明：硫黄島の地殻変動(1)，地学雑誌，**94**, 6, p.474-479, (1985)
- 小坂丈予・光野千春・柴田次夫・松田敏彦・平林順一・土出昌一・桜井 操・佐藤寛和：福徳岡の場 1986 年の火山活動について—その 2 噴出物—，火山 2 集，**31**, 2, p.134-135, (1986)
- 小坂丈予・平林順一・松田敏彦・大島章一・土出昌一・加藤 茂：伊豆・小笠原弧海域の海底火山活動に伴って噴出した岩石とその付近に産出する火山岩の科学成分，水路部研究報告，**26**, p.61-85, (1990)
- 小坂丈予：日本近海における海底火山の噴火，東海大学出版会，p.279, (1991)
- 阪口圭一・奥村晃史・曾屋龍典・小野晃司(編)：伊豆大島火山 1986 年の噴火，特殊地質図 26 地質調査所，(1987)
- 桜井 操・坂本政則：福神海山(福神岡の場)付近の海底地形について，水路要報，**98**, p.1-4, (1978)
- 佐藤孫七：明神礁噴火史，月刊開発青年 3/4，産業開発青年技術協会，p.1-44, (1980)
- 佐藤孫七：西之島噴火史(海底火山災害)，月刊開発青年 1，産業開発青年技術協会，p.43-120, (1983)
- 佐藤孫七・佐藤 久：海底火山と航舶，伊豆半島，東海大学出版会，p.341-365, (1972)
- 佐藤孫七・小坂丈予・加藤 茂：南方海域海底火山の活動記録，関東地区災害資料センター資料(その 16)，p.118, (1983)
- 庄野直道：鳥島西方海域における酸性岩の発見，伊豆半島，東海大学出版会，p.330-340, (1972)
- 水路部橘湾・島原湾海底調査班：雲仙岳噴火に伴う橘湾・島原湾の海底調査，水路部研究報告，**28**, p.231-249, (1992)
- 鈴木 進・熊川浩一・長屋好治・植田義夫：三宅島の地磁気異常，水路部技報，**7**, p.49-55, (1989)
- 玉木 操・加藤 茂・富安義昭・沢田銀三・池田清・平岩恒広・川井仁一：八丈島南方海底地形地質構造測量概報，水路部技報，**4**, p.5-7, (1986)
- 徳山英一・末広 潔・渡辺秀文・大西正純・高橋明久・井川 猛・浅田正陽・藤岡換太郎・芦寿一郎・倉本真一・徐 垣・小川勇二郎：伊豆大島南部海域のマルチ・チャンネル音波探査記録，火山 2 集，**33**, 2, p.67-78, (1988)

- 東京都水産試験場：伊豆諸島海域天然漁礁調査報告－Ⅱ，**p.126, (1980)**
- 登崎隆志・金子康江・毛戸勝政・堀井孝重・岩淵洋・小川正泰・河合晃司：「火山列島」の大陸棚調査，水路部技報，**8, p.72-80, (1989)**
- 土出昌一・佐藤寛和・小西直樹：空中熱赤外放射温度計による三宅島（1983年10月5日）の表面温度測定，火山2集，**29, p.S153-S157, (1984)**
- 土出昌一・加藤 茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈予・平林順一：海徳海山の海底火山活動，水路部研究報告，**20, p.47-82, (1985)**
- 土出昌一・佐藤寛和：福徳岡ノ場(1986)の火山活動について，写真測量とリモートセンシング，**25, 4, p.12-18, (1986)**
- 土出昌一・柴山信行・背戸義郎・桑木野文章・佐藤寛和・小坂丈予・信国正勝・當重 弘・福島秀夫：伊豆大島沿岸に見られた変色水の分析，水路部研究報告，**23, p.15-128, (1987)**
- 土出昌一・村井弥亮・浅田 昭・服部敏男：波浮海脚の海底調査，水路部研究報告，**23, p.187-203, (1987)**
- 土出昌一・佐藤寛和：熱赤外放射温度計による大島周辺変色水及び三原山噴火口の温度測定，水路部研究報告，**23, p.126-176, (1987)**
- 土出昌一・大谷康夫・芝田 厚・加藤 茂・岩淵義郎：本邦海域火山通覧（改訂2版），水路部研究報告，**35, p.15-71, (1994)**
- 土出昌一：火山性変色水の温度分布と化学成分について，水路部研究報告，**34, p.39-64, (1998)**
- 塚本 徹・福島秀生・桑木野文章・坂本政則・楠勝浩・大島章一・菊池真一：自航式ブイ「マンボウ」による明神礁調査，水路部研究報告，**26, p.45-60, (1990)**
- 塚本 徹ほか水路部伊東沖地震火山調査班・工藤一嘉・坂上 実：手石海丘における海底火山噴火，海洋調査技術，**2, p.33-43, (1990)**
- 植田義夫：航空磁気測量から推定した1964年から1978年の間の伊豆大島の帯磁変化，水路部技報，**2, p.38-41, (1984)**
- 植田義夫：南西諸島周辺海域の地磁気異常と構造論，火山2集，**31, 3, p.177-192, (1986)**
- 植田義夫・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・大島章一：航空磁気測量成果から求めた本邦第四紀火山の地磁気異常と磁気構造，水路部研究報告，**18, p.37-64, (1983)**
- 植田義夫・中川久穂・登崎隆志：南西諸島周辺海域の地磁気異常，水路部研究報告，**19, p.75-100, (1984)**
- 植田義夫・堀井良一・上村由美子：八丈島の磁気測量，水路部技報，**3, p.47-52, (1985)**
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・長屋好治・熊川浩一・朝尾紀幸：伊豆大島噴火に伴う磁気測量，水路部研究報告，**23, p.205-267, (1987)**
- 植田義夫・中川久穂・熊川浩一：1986年伊豆大島噴火後の航空磁気測量成果とその地球電磁気学的考察；B火口付近に推定される熱消磁構造，火山2集，**33, p.S202-216, (1988)**
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・鈴木 晃・熊川浩一・久保田隆二：2000年噴火以前の三宅島の3次元磁気構造—地磁気トモグラフィーの試み—，水路部研究報告，**37, p.19-36, (2001)**
- 植田義夫・加藤幸弘・三宅島西方海域調査班：三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭州海嶺北部のテクトニクス，水路部研究報告，**37, p.37-56, (2001)**
- 渡辺一樹・大島章一・菊池真一・大久保秀一：東伊豆沖海底地形と手石海丘周辺の地質構造，水路部研究報告，**27, p.97-111, (1991)**
- 渡辺一樹・梶村 徹：水曜海山の地形・地質と熱水鉱床，第9回しんかいシンポジウム報告書，**77-89, (1993)**
- 湯浅真人：日本近海の海底熱水活動—伊豆-小笠原海域を例に—，地学雑誌，**95, 7, p.472-480, (1986)**

<参 考>

火山噴火予知連絡会報告一覧

(第 71 号以降を掲載、第 70 号以前は改訂 2 版、改訂版及び初版を参照のこと)

海上保安庁水路部 1998: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **71**, 115-116.

海上保安庁水路部 1999: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **72**, 120-121.

海上保安庁水路部 1999: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **73**, 108-111.

海上保安庁水路部 1999: 地殻変動監視観測(神津島)の結果について. 火山噴火予知連絡会会報, **74**, 82-85.

海上保安庁水路部 1999: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **74**, 127-128.

海上保安庁水路部 2000: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **75**, 119-121.

海上保安庁水路部 2001: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **76**, 123-126.

海上保安庁水路部 2002: 海上保安庁による三宅島西方海域の調査. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 69-71.

海上保安庁水路部 2002: 三宅島西方海域の浅部地殻構造. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 72-77.

海上保安庁水路部 2002: 三宅島西方海域における磁気異常. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 78-79.

海上保安庁水路部 2002: 2007 年 7 月の三宅島・神津島・新島近海における海底地震観測. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 80-81.

海上保安庁水路部 2002: 三宅島周辺海域における変色水の分析. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 82-83.

海上保安庁水路部 2002: 三宅島及び神津島にお

ける G P S を利用した地殻変動監視観測. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 84-85.

海上保安庁水路部 2002: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **79**, 162-169.

海上保安庁水路部 2002: 海上保安庁の G P S 地殻変動監視観測. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 63-64.

海上保安庁水路部 2002: 硫黄島の地磁気全磁力異常. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 71-72.

海上保安庁水路部 2002: 南日吉海山の地磁気全磁力異常及びフリーエア重力異常. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 73-74.

海上保安庁水路部 2002: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 104-108.

海上保安庁水路部 2002: 三宅島, 口永良部島の航空磁気測量結果. 火山噴火予知連絡会会報, **81**, 68-69.

海上保安庁水路部 2002: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **81**, 89-91.

海上保安庁水路部 2003: 海上保安庁の G P S 地殻変動監視観測. 火山噴火予知連絡会会報, **82**, 74-76.

海上保安庁水路部 2003: 中之島・硫黄島島の航空磁気測量結果. 火山噴火予知連絡会会報, **82**, 105-106.

海上保安庁水路部 2003: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **82**, 107-109.

海上保安庁水路部 2003: 海上保安庁の G P S 地殻変動監視観測. 火山噴火予知連絡会会報, **83**, 54-57.

海上保安庁水路部 2003: 八丈島における地磁気観測—2002 年 8 月の地震活動に関連して—. 火山噴火予知連絡会会報, **83**, 78-80.

海上保安庁水路部 2003: 海底火山等の最近の活動について. 火山噴火予知連絡会会報, **83**, 103-109.



Photo 1 Satsuma Io Shima from east on Oct.20, 2003



Photo 2 Suwanose Shima from south on Oct.20, 2003



Photo 3 Myiake Shima from west on Nov. 4, 2003



Photo 4 Tori Shima from north on Aug. 12, 2002.



Photo 5 Discolored water spouting from Fukutoku-Oka-no-Ba submarine volcano on Nov. 5, 2003



Photo 6 Intelligent survey boat "jimbei" sounding Kita-Fukutoku Tai submarine volcano.

山体崩壊による津波シミュレーション†
— 1792 年眉山 —

笹原 昇*

**Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt. Mayuyama,
Shimabara Peninsula, Kyushu in 1792**

Noboru SASAHARA*

Abstract

In 1792, a sector collapse occurred on the eastern slope of Mt. Mayuyama, a small eastern peak of the Unzen Volcano in the Shimabara Peninsula in the Kyushu Island. Debris avalanche rushed into the Shimabara Bay, a large-scale tsunami was generated in the region. In this study, I estimated the heights of the tsunami in the region, employing a numerical simulation of tsunami generation caused by the sector collapse with considering vertical displacement of the seafloor. The result of the calculation shows good agreement with the researched tsunami height on the east coast of the Shimabara Peninsula.

1. はじめに

海洋情報部においては、海上における安全の確保のため、海域火山に関する調査・観測を行い、長年にわたりデータを蓄積してきた。

これらデータは、2003 年末、海域火山データベースとして Web ページ (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>) から公開している。

当該データを活用し、海域火山活動による災害の規模推定の試みも行った。

寛政 4 年 4 月 1 日 (1792 年 5 月 21 日)、長崎県島原半島の雲仙岳東方にある眉山が火山活動に伴う地震により崩壊した。この山体崩壊物が前面海域に雪崩れ込み、対岸の熊本側をも巻き込む大規模な津波が発生した。

本稿では、この山体崩壊と津波に関するシミュレーションについて報告する。

従来は、相田 (1975) の数値実験のように、津波に関するシミュレーション自体の報告が多く、山体崩壊に関するシミュレーションと組み合わせたものは少ない。

2. 地形データ

山体崩壊に起因する津波シミュレーションを実施するには、山体崩壊シミュレーションを行う必要がある。これらシミュレーションには、地形データが必須である。

(1) 海域データ

J-BIRD (JODC 統合水深データセット: JODC Bathymetry Integrated Random Dataset 海上保安庁海洋情報部, 2002) 海図番号 169 「島原湾」、6348¹ 「橘湾」、6348² 「島原湾」の等深線・

† Received January 16, 2004; Accepted March 1, 2004.

* 技術・国際課海洋研究室 Ocean Research Laboratory, Technology Planning and International Affairs Division

水深点デジタルデータを用いた。

(2)陸域データ

国土地理院数値地図50mメッシュ(標高)(1998年11月1日発行)を用いた。

(3)水深・標高の基準

海域においては、最低低潮面 (Table.1 参照, 測量海域により平均水面との差 Z0 が違う), 陸域においては東京湾平均海面 (TP) である。

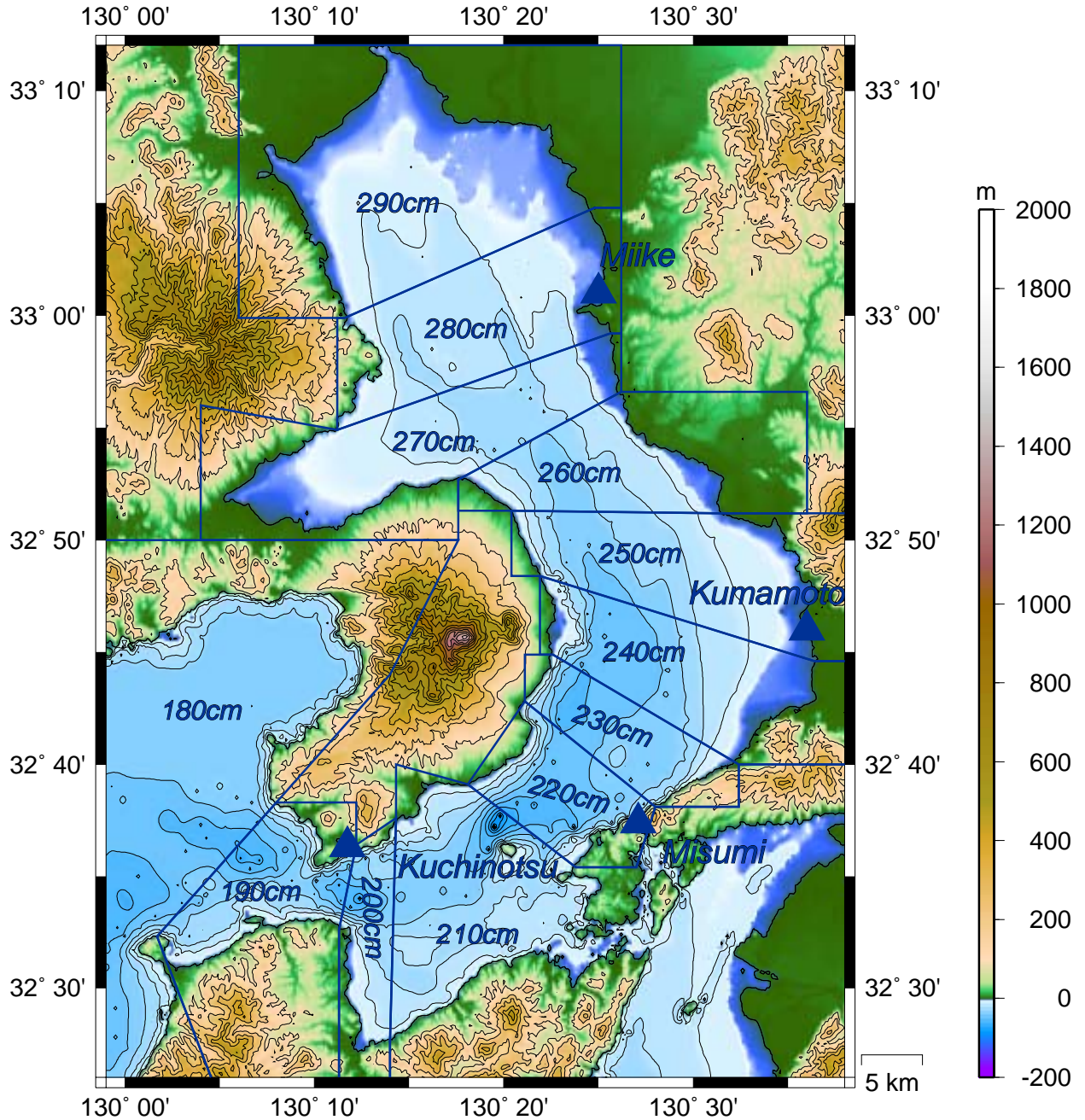
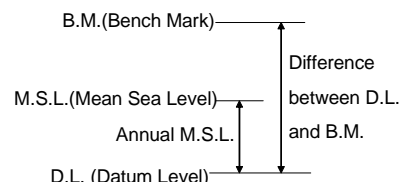


Fig.1 Topographical map of Shimabara Bay, Numerals in the sea show Z0 value (Hydrographic and Oceanographic Department, 2003a) in each sea region. Triangles show the locations of tidal station.

**Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt. Mayuyama,
Shimabara Peninsula, Kyushu in 1792**

Table.1 Normal Orthometric Height of M.S.L.

| Tidal station Kuchinotsu | 1993.8 | 1998.11 | 2000.1 | 2001.4 | 2002.4 |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|
| Observation Date | 1993.8 | 1998.11 | 2000.1 | 2001.4 | 2002.4 |
| Normal Orthometric Height of Bench Mark | 3.4305 | 3.4279 | 3.4255 | 3.4251 | 3.6501 |
| Difference between Datum Level and B.M. | -7.0650 | -7.0650 | -7.0650 | -7.0650 | -7.0650 |
| Normal Orthometric Height of Datum Level | -3.6345 | -3.6371 | -3.6395 | -3.6399 | -3.4149 |
| Annual Mean Sea level | 3.5340 | 3.5910 | 3.5810 | 3.5870 | 3.5840 |
| Normal Orthometric Height of M.S.L | -0.1005 | -0.0461 | -0.0585 | -0.0529 | 0.1691 |



これらを整合させるため、平均水面と TP との比較を試みた。

海図番号 6348¹「橘湾」、6348²「島原湾」のための測量が行われたのは、1992、1993 年であり、口之津験潮所（気象庁所管）の平均水面を用いて、潮高改正が行われている。また、陸域データは 1997 年以前の測量によると考えられる。Table.1（海岸昇降検知センター、2003a, 2003b）から同験潮所の 1993 年の平均水面の標高（TP からの高さ）は-10cm ほどであり、平均水面と TP はほぼ等しいものとして、陸域と海域を組み合わせ、地形データを作成した。

Fig.1 に、Z0 区分（海上保安庁海洋情報部、2003a）と、Z0 を補正し平均海面からの水深とした島原湾の地形を示す。

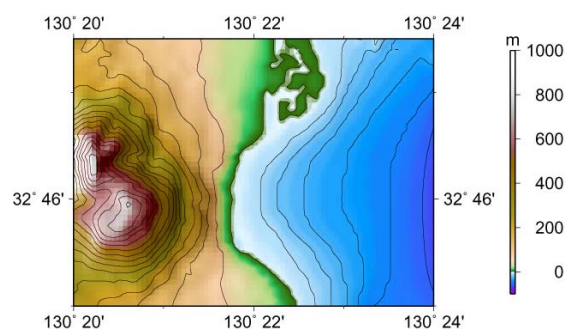


Fig.2 Assumed topography at Mayuyama and its adjacent sea before the collapse in 1792.

緯度を XY 座標に変換し、100m メッシュとした。この変換には、GMT (Wessel and Smith, 1998) の mapproject コマンドを使用した。

3. 山体復元

井上（1999）による 1792 年眉山山体崩壊前の復元図を参考にして、陸部は、現地形で馬蹄状にえぐられた眉山東側斜面を円錐形状へと地形データを復元した。海部は、崩壊堆積物が存在する海底地形と存在しない部分を比較し、滑らかな等深線となるよう復元した。これらの復元には、GMT (Wessel and Smith, 1998) の surface コマンドを使用した。

シミュレーション用データとするため、ランベルト正角円錐図法により、水深・標高データの経

4. 山体崩壊シミュレーション

山体崩壊シミュレーションには、建設省土木研究所地すべり研究室（1992）「準三次元地すべり運動解析プログラム LSFLOW」及び「土砂移動シミュレーション」（社団法人砂防学会地震砂防研究会、2000）を用いた。

ここで用いられる連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right)$$

$$M = \int_0^h u dz \quad M : \text{X軸方向流速(m}^2/\text{s)}$$

$$N = \int_0^h v dz \quad N : \text{Y軸方向流速(m}^2/\text{s)}$$

u : X軸方向速度(m/s)
 v : Y軸方向速度(m/s)
 h : 崩土の厚さ(m)

であり、運動方程式は、非圧縮粘性流体として、一般的な津波シミュレーションと同じナビエ・ストークス方程式を用い、鉛直方向に崩土は運動しないと仮定、準三次元的に計算する。

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

X 軸方向の式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \frac{\partial(vM)}{\partial y}$$

$$= -g_z h \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \tan \Phi_m \right) + g_x h + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 M$$

$$- g_z \left(\frac{c}{\rho g_z} + h \tan \Phi_s \right) \frac{u}{(u^2 + v^2)^{1/2}}$$

Y 軸方向の式

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \frac{\partial(vN)}{\partial y}$$

$$= -g_z h \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \tan \Phi_m \right) + g_y h + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 N$$

$$- g_z \left(\frac{c}{\rho g_z} + h \tan \Phi_s \right) \frac{v}{(u^2 + v^2)^{1/2}}$$

- ρ : 単位体積質量(t/m³)
- g_z : 重力加速度(m/s²)
- g_x : X軸方向加速度(m/s²)
- g_y : Y軸方向加速度(m/s²)
- c : すべり面の粘着力(tf/m²)
- Φ_s : すべり面の摩擦角(deg)
- μ : 崩土の粘性係数(tfs/m²)
- Φ_m : 崩土の内部抵抗圧(deg)

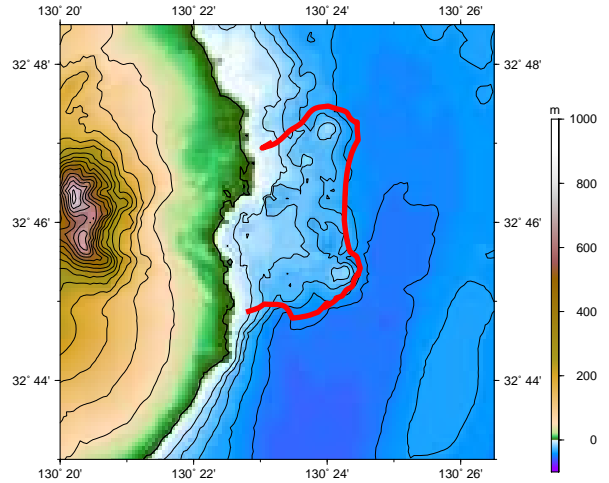


Fig.3 Contour map of the current topography.

A red line shows the region of extended debris.

初期加速度は、1989-1991年雲仙岳噴火時の震源分布をもとに、震央を眉山西方10km付近(馬越ほか, 1994)、マグニチュードは6.4(太田, 1969)として、建設省土木研究所地すべり研究室(1992)から

水平最大加速度 264.1 gal

鉛直最大加速度 74.7 gal

と推定した。

また、地震波形特性も、同じく建設省土木研究所地すべり研究室(1992)より

主要動継続時間 1.47 秒

平均周期 0.17 秒

と推定した。

地盤物性値については、シミュレーションの簡略化のため、 $\rho = 2.0(\text{t/m}^3)$ 、 $c = 0.0(\text{tf/m}^2)$ 、 $\mu = 0.0(\text{tfs/m}^2)$ 、流入係数を0.5とし、すべり面の摩擦角と崩土の内部抵抗角のみを変化させた。格子は、スタガード格子の100m間隔と、すべり面の抵抗則をクーロン則とした。

崩土の総量は、約4億m³である。

Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt. Mayuyama, Shimabara Peninsula, Kyushu in 1792

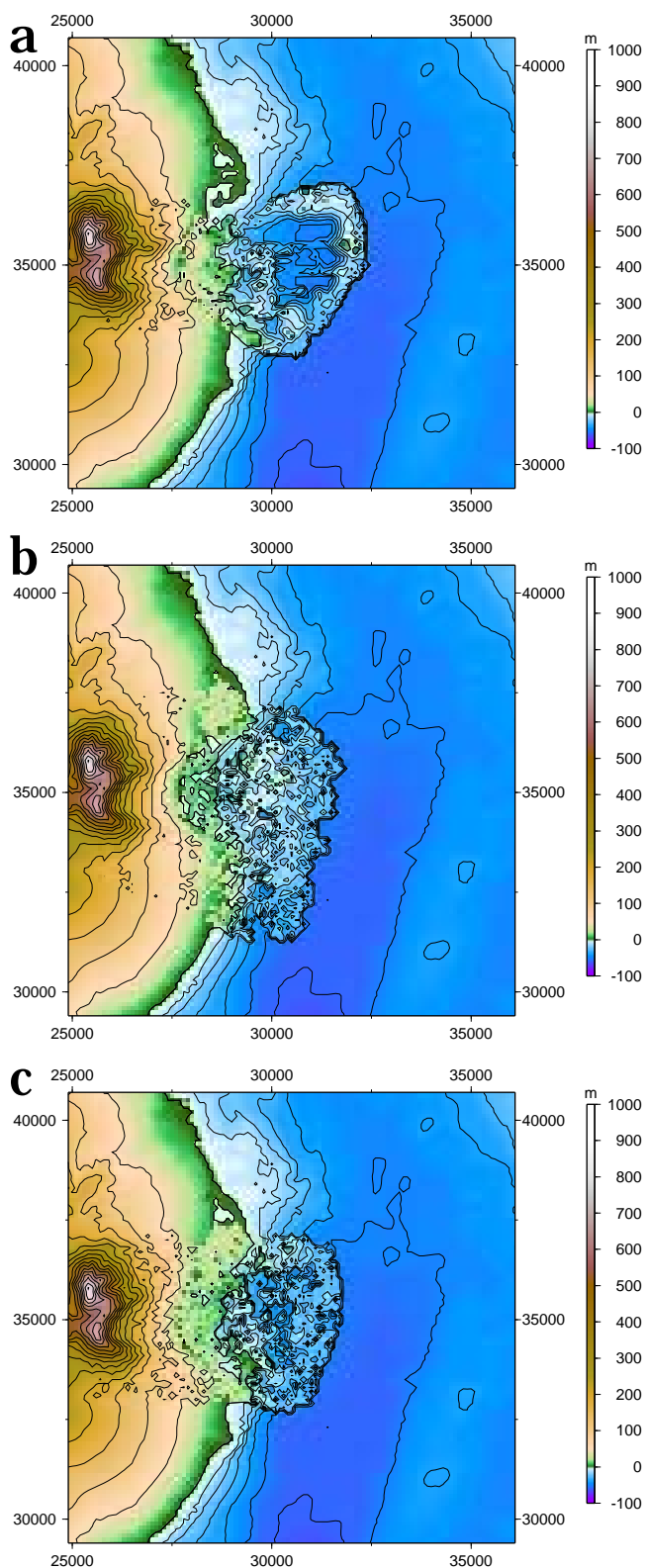


Fig.4 Distribution of debris calculated by the simulation of the present study. Case a; friction angle of sliding slope and internal friction angle of collapse rock are assumed to be 0.2° and 23.0° at the land, 0.8° and 8.0° at the sea. Case b; 0.2° and 9.5°. Convective term is neglected in calculation. Case c; 0.2° and 23.0° at the land, 0.7° and 9.0° at the sea. Convective term is neglected in calculation.

Case a

すべり面の摩擦角 **0.2(deg)**、崩土の内部抵抗角 **23.0(deg)**と仮定し、海中に突入してからの、地盤物性値変化の影響を反映させるため、水深値を持つ格子の地すべり面摩擦角 **0.8(deg)**、崩土の内部抵抗角 **8.0(deg)**として、シミュレーションを行った。崩土の海中突入量は、**2.3 億 m³**である。

Fig.4a にシミュレーション結果を示す。現在の海底地形図で確認される崩壊堆積物の分布範囲 (**Fig.3**) とほぼ一致している。

Case b

すべり面の摩擦角 **0.2(deg)**、崩土の内部抵抗角 **9.5(deg)**と仮定し、計算した。また、運動方程式にある対流項を無視した。崩土の海中突入量は、**2.9 億 m³**である。

Fig.4b に結果を示す。崩壊堆積物は、南側の分布範囲が広がる。

Case c

陸部でのすべり面の摩擦角 **0.2(deg)**、崩土の内部抵抗角 **23.0(deg)**、海部での摩擦角 **0.7(deg)**、内部抵抗角 **9.0(deg)**と仮定し、対流項を無視して計算した。崩土の海中突入量は、**2 億 m³**である。

Fig.4c に結果を示す。この崩壊堆積物の分布範囲は現在の海底地形図で確認される崩壊堆積物の分布範囲と最も整合している。

5. 津波シミュレーション

津波シミュレーションには、財団法人日本水路協会 (1997, 1998, 1999) によるプログラム (非圧縮性流体、非回転、長波近似、非粘性、ナビエ・ストークス方程式) を用いた。

本プログラムは通常、海底の断層活動による地殻変動量を初期値とするが、ここでは、山体崩壊シミュレーションにより計算された海中へ

の突入崩土の厚さを初期値とした。また、各計算間隔ごとに出力された崩土の3次元座標値を読み込むことにより、時間変化にも対応した。このため、プログラム中、連続式の計算部分を改修し、全高の鉛直変化に崩土の厚さを加えられるようにした。格子は、スタガード格子で100m間隔である。

(1) 潮汐

海上保安庁海洋情報部(2003b)により、1792年5月21日の三池、熊本、三角、口之津の潮汐を計算した。Fig.5に結果を示す。この結果により、島原湾の各海域の潮汐状態が確認できたが、ほとんど差がないため、島原の対岸である熊本の潮汐を用いることとした。

1792年5月21日(新暦)の20h00m~20h30m頃(都司・日野,1993)、山体崩壊とほぼ同時に眉山前面海域に津波が発生、対岸の熊本側に15分程度で到達したと考えられる。熊本側での津波到達時刻は、20h15m~20h45mなので、本シミュレーションでは、20h30mの潮高を採用した。

Fig.5の結果から、熊本における潮高は、20h30mの潮高は、392cmとなる。これから、Z0 245cmを差し引くと平均水面からの潮高は、147cmとなる。

全体の標高・水深データからこの潮高分を差し引いたものをシミュレーション用データとした。

(2) 解析

山体崩壊シミュレーションから求められた3ケースにおける崩土の厚さを初期値として、Fig.7に示す15箇所での津波高を求めた。

(3) 結果

津波発生から15分後の流束の速度分布をFig.6に示す。

Fig.8に15箇所の地点における計算された津波高を示す。比較のため、梅谷・富樫(2001)によって解析された津波高と、都司・日野(1993)、都司・村上(1997)によって現地調査された津波高も併せて表示してある。

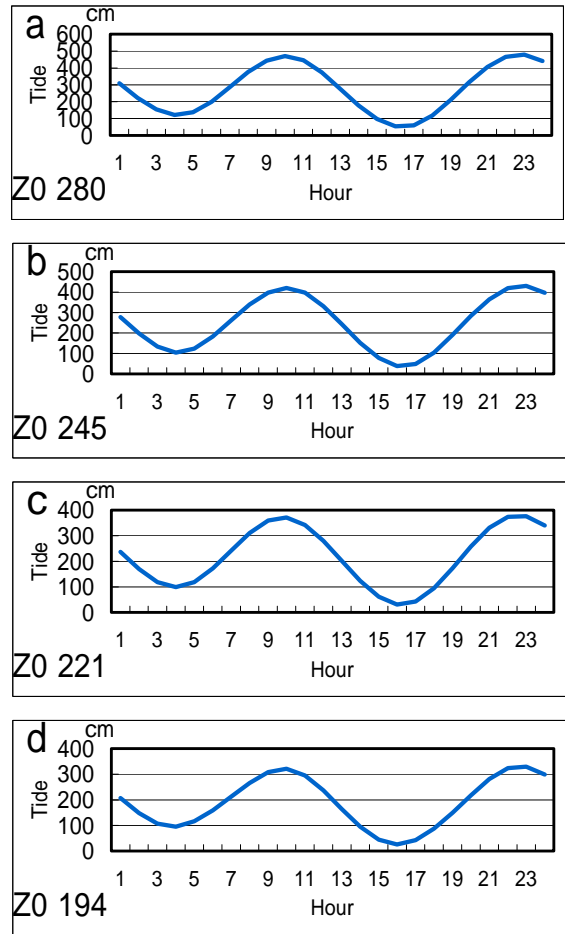


Fig.5 Astronomical tide on May 21,1792. Tsunami occurred at 20h30m a; Miike, b; Kumamoto, c; Misumi, d; Kuchinotsu

6. 考察

Fig.8 から、解析結果を現地調査された津波高さと比較すると、島原側で津波の到来方向と正対するような布津・吉川の計算津波高が高く、熊本側(船津・近津・三角)が低い傾向にある。これは、本解析の津波の発生源・初期値では眉山前面海域から、南西方向により強く津波を発生させているためと考えられる。

熊本側でより高い津波高を得るには、海中の山体崩壊物の分布範囲をより熊本側に広げる必要があると思われる。

Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt.Mayuyama, Shimabara Peninsula, Kyushu in 1792

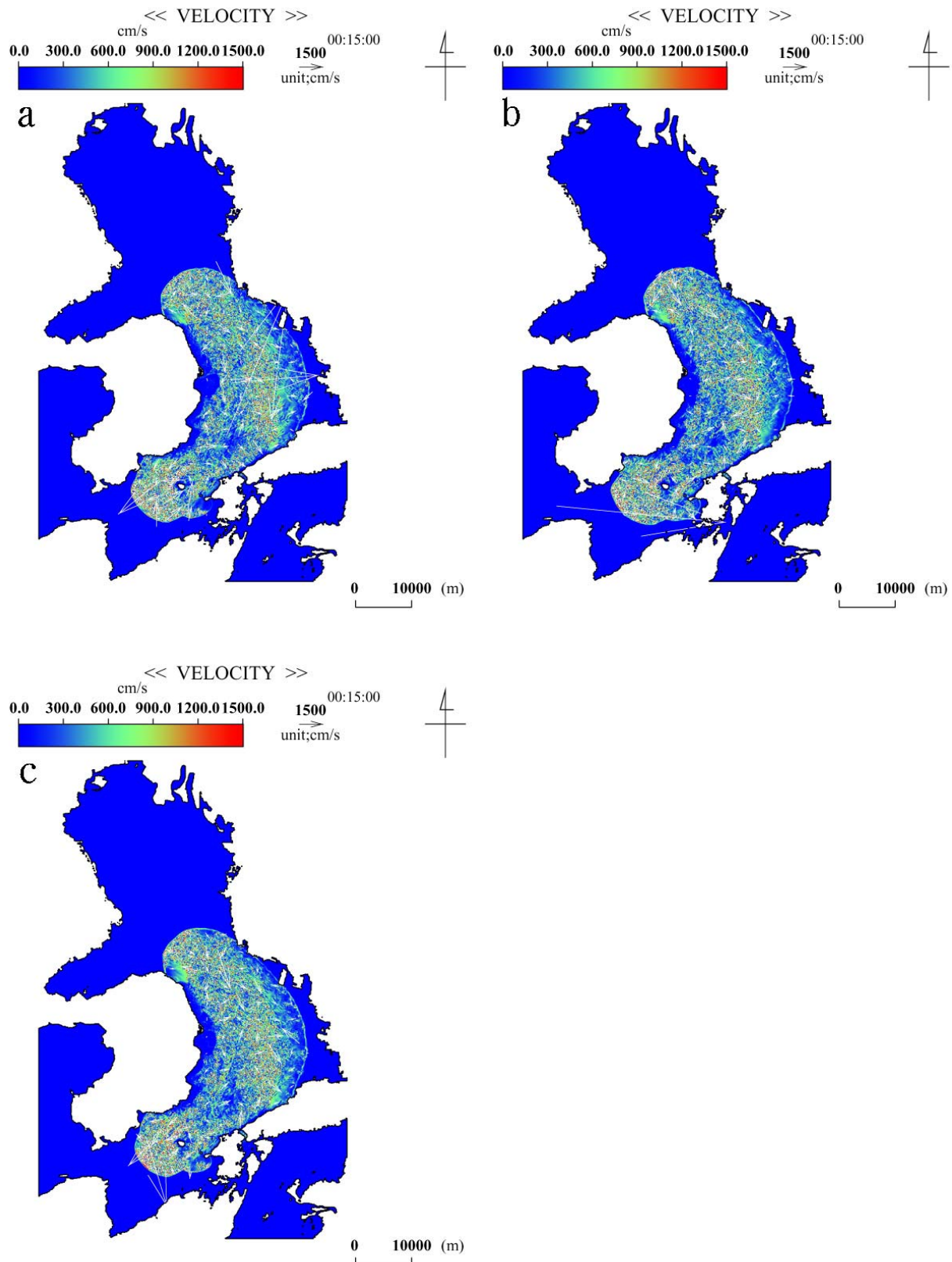


Fig.6 Vector and color map of tsunami current, 15min after the outbreaking of the collapse. Figs a, b, and c show the results for the Case a, Case b, and Case c, respectively.

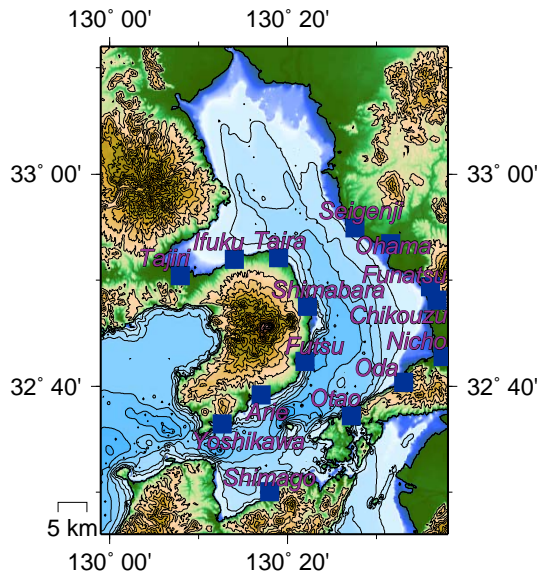


Fig.7 Locations of the points where sea level changes are calculated.

7. おわりに

調査された津波の痕跡高に整合するようなパラメータを検討するため、さらにシミュレーションを実施する必要がある。

シミュレーションの精度を高めるためには、眉山前面海域の精密海底地形や地質構造をより詳細に知る必要がある。

本稿を改善するため、有益な意見をいただいた方々に感謝いたします。

参考文献

相田勇: 1792年島原眉山崩壊に伴った津波の数値実験, 地震第2輯, **28**, 449-460, (1975).
 井上公夫: 1792年の島原四月朔地震と島原大変後の地形変化, 砂防学会誌, **52**, 4, 45-54, (1999).
 海岸昇降検知センター: 験潮場取付水準成果集, (2003a).
 海岸昇降検知センター: 日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ, (2003b).
 海上保安庁海洋情報部: J-BIRD データフォーマット, (2002).
 海上保安庁海洋情報部: 平均水面, 最高水面 及び

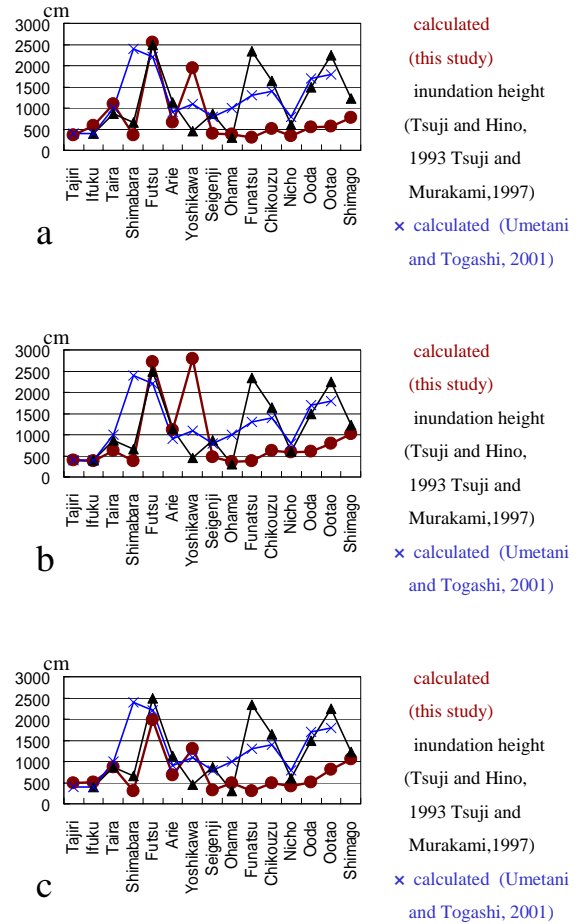


Fig.8 Heights of tsunamis from mean sea level. a; this study, b; after Tsuji and Hino(1993), Tsuji and Murakami(1997), c; after Umetani and Togashi(2001).

最低水面一覧表, (2003a).

海上保安庁海洋情報部: 統一プログラム沿岸海象データ処理 (2003b).

建設省土木研究所地すべり研究室: 準三次元地すべり運動解析プログラムによる地すべり性崩壊の被害範囲の予測, 土木研究所資料, **3057**, (1992).

太田一也: 眉山崩壊の研究 1.崩壊機構について, 島原火山温泉研究所研究報告, **5**, 6-35, (1969).

社団法人砂防学会地震砂防研究会 中村浩之・土屋智・井上公夫・石川芳治 編: 地震砂防, (2000).

都司嘉宣・日野貴之: 寛政四年(1792)島原半島眉

***Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt.Mayuyama,
Shimabara Peninsula, Kyushu in 1792***

山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害, および沿岸遡上高さ, 東京大学地震研究所所彙報, **68**, 91-176, (1993).

都司嘉宣・村上嘉謙: 寛政 4 年(1792)眉山崩壊による有明海津波の島原半島側の津波浸水高歴史地震, **13**, 135-173, (1997).

馬越孝道・清水洋・松尾紉道: 精度の良い震源分布から推定した 1990-94 年普賢岳噴火活動のマグマ上昇経路, 火山, **39**, 5, 223-235, (1994).

梅谷英孝・富樫宏由: 寛政 4 年(1792)有明海津波の再現性と災害特性に関する研究, 土木学会海岸工学論文集, **48**, 356-360, (2001)

Wessel.P. and Smith, W.H.F.: New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579(1998).

財団法人日本水路協会: 港湾域における津波の挙動の研究, 調査研究資料, **77**, (1997).

財団法人日本水路協会: 港湾域における津波の挙動の研究, 調査研究資料, **84**, (1998).

財団法人日本水路協会: 港湾域における津波の挙動の研究, 調査研究資料, **90**, (1999)

Noboru SASAHARA

SLR 観測により求めた島嶼等の水平運動†

佐藤まりこ , 福良博子 , 藤田雅之

Horizontal Motions derived from Satellite Laser Ranging Observations.

Mariko SATO , Hiroko FUKURA , Masayuki FUJITA

Abstract

Since 1982, the Hydrographic and Oceanographic Department of Japan (JHOD) has been continuing the SLR observation at Simosato Hydrographic Observatory in Wakayama Prefecture. In addition to this, during 1988 - 2001, JHOD operated a mobile SLR station and carried out the SLR campaign observations at off-lying islands or coastal areas of Japan for the purpose of determining each precise position. In March 1996, JHOD completed a first round observation at each site. As a result, the observations greatly contributed to determination of precise positions of the mainlands and isolated islands in Japan. After that, the re-occupations were carried out at four sites (Chichi Shima, Ishigaki Shima, Wakkanai and Tsushima) to detect each motion by comparing the results obtained in two or more different periods.

In this study, we present horizontal motions of the sites where we occupied twice or more. Furthermore, we compare the motions with results derived from GPS observations and VLBI observations by GSI and show that all results are consistent.

1. はじめに

海上保安庁では、領海等我が国の管轄海域の確定と、海洋における測位精度の向上を目的として、海洋測地網の整備を行ってきた。海洋測地網の本土基準点である和歌山県の下里水路観測所（以下「下里」という。）においては、1982 年以来米国の測地衛星「LAGEOS」や国産の「AJISAI」等の SLR 定常観測を行っており、現在までの観測回数は 17,000 パスを超えている。それに加えて、1988 年から 2001 年までの間、海洋測地網の骨格となる離島や本土の一次基準点（First Order

Control Points, FOCP）等（計 15 箇所）において、可搬式装置による 2, 3 ヶ月の SLR キャンペーン観測を行った（Fig.1, Fig.2）。

1996 年 3 月に一通りの観測を終了し、その結果、それまでに使用されていた天文観測や三角測量による島嶼等の位置を 400 ~ 500m 修正するなど島嶼等の精密な位置決定に大きく貢献した（Sengoku et al., 1999）。また、2002 年 3 月まで我が国の経緯度の基準であった日本測地系には、鉛直線偏差や日本経緯度原点からの三角測量による観測誤差（日本測地系の歪み）が含まれていることが知られていたが、SLR 観測により人工衛星を用いて地球中心からの座標を求めることで、日

† Received November 26, 2003; Accepted March 9, 2004.

本測地系の原点と地球中心との位置のずれ（日本測地系から世界測地系への変換パラメータ）や各基準点での歪み量を明らかにした（仙石等, 2000）。
 このように、可搬式装置による SLR 観測は、下里における定常観測とともに島嶼等の精密位置決定や世界測地系への移行に重要な役割を果たしてきた。

一通りの観測を終えた 1996 年以降は、海洋測地網の維持・精度向上のため、異なるプレートに位置し、かつ日本の外縁部にある父島、石垣島、稚内、対馬において再度 SLR 観測を行い、本土基準点である下里との基線長及び基線ベクトルの変化から各地点の水平運動を捉えた。

本稿では、これらの観測点において複数回の SLR 観測より求めた水平運動について報告する。また、GPS 等の他の観測手法から求めた結果との比較を行う。

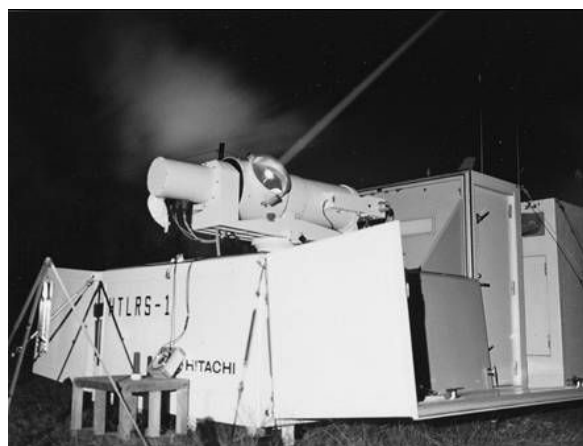


Fig.1 Mobile SLR station, HTLRS-1.

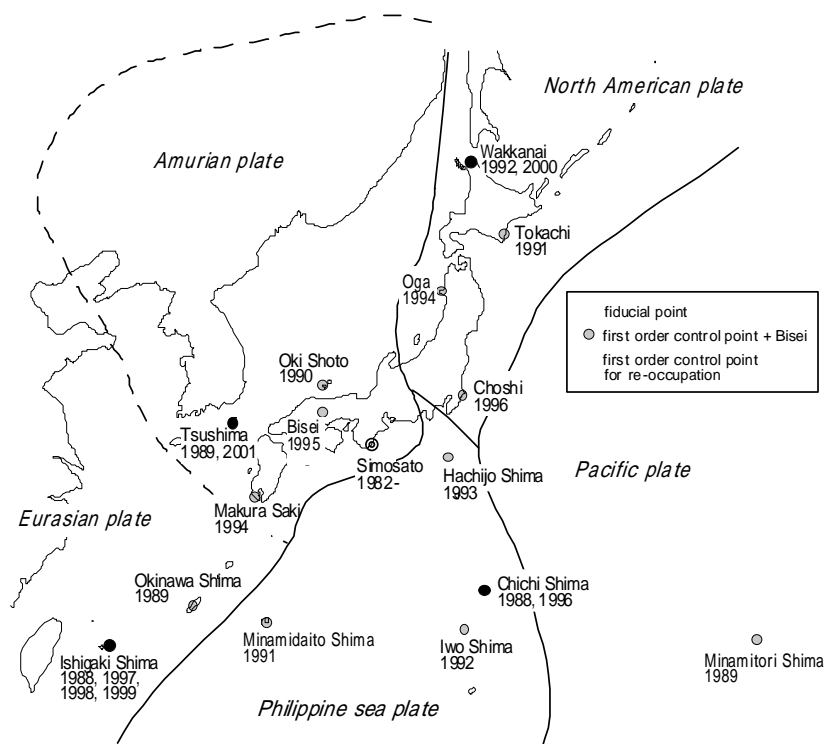


Fig.2 Map showing locations of Simosato and mobile SLR observation sites.

Horizontal Motions derived from Satellite Laser Ranging Observations.

Table.1 Observation periods at the sites where the SLR observations were carried out twice or more.

| Site | Epoch | | |
|----------------|-------|------|-------------|
| | | | |
| Chichi Shima | 1st | 1988 | Jan. - Feb |
| | 2nd | 1996 | Sep. - Dec. |
| Ishigaki Shima | 1st | 1988 | Jul - Sep |
| | 2nd | 1997 | Sep. - Nov. |
| | 3rd | 1998 | Aug. - Nov. |
| | 4th | 1999 | Sep. - Dec. |
| Wakkanai | 1st | 1992 | Sep. - Oct. |
| | 2nd | 2000 | Jun. - Sep. |
| Tsushima | 1st | 1989 | Oct. - Nov. |
| | 2nd | 2001 | Oct. - Dec. |

2. データ及び解析条件

(1) SLR 観測データ及び解析条件

まず、複数回の SLR 観測を行った各観測点における観測時期を Table.1 に示す。石垣島で 4 回、それ以外の観測点では 2 回 SLR キャンペーン観測を行っており、1 回目と 2 回目の観測間隔は、約 8~12 年である。次に、解析で使用したデータを Table.2 に示す。本解析で使用したデータは、各観測点において可搬式装置で取得したデータと下里で取得したデータを含む世界中の SLR 観測局で取得した AJISAI, LAGEOS-1, LAGEOS-2 のノーマルポイント (NP) データである。なお、Table.2 のグローバルデータには、各キャンペーン観測点及び下里で取得されたデータが含まれていることに注意されたい。

Table.2 SLR data used in this study. The numbers of Global data include those of data obtained Simosato and the first order control points for re-occupations.

| Site | Epoch | Satellite | Titi Sima | | Simosato | | Global | |
|----------------|-------|-----------|-----------|-----|----------|------|--------|-------|
| | | | Pass | NP | Pass | NP | Pass | NP |
| Chichi Shima | 1988 | AJISAI | 34 | 420 | 119 | 2381 | 517 | 9722 |
| | | LAGEOS-I | 11 | 95 | 18 | 198 | 378 | 5498 |
| | 1996 | AJISAI | 35 | 341 | 110 | 2117 | 2144 | 35162 |
| | | LAGEOS-I | 12 | 74 | 36 | 390 | 1343 | 12652 |
| Ishigaki Shima | 1988 | LAGEOS-II | 26 | 262 | 51 | 709 | 1276 | 15624 |
| | | AJISAI | 27 | 320 | 33 | 579 | 449 | 8859 |
| | 1997 | LAGEOS-I | 21 | 187 | 21 | 262 | 896 | 13180 |
| | | AJISAI | 24 | 303 | 47 | 885 | 2495 | 40310 |
| | | LAGEOS-I | 8 | 73 | 1 | 19 | 1733 | 18427 |
| | 1998 | AJISAI | 43 | 572 | 86 | 1731 | 2071 | 31185 |
| | | LAGEOS-I | 19 | 114 | 38 | 496 | 982 | 9850 |
| | | LAGEOS-II | 36 | 404 | 62 | 1009 | 1471 | 16641 |
| | | AJISAI | 29 | 264 | 40 | 818 | 3431 | 60150 |
| | 1999 | LAGEOS-I | 13 | 97 | 16 | 156 | 2892 | 36997 |
| LAGEOS-II | | 31 | 356 | 25 | 382 | 2456 | 34402 | |
| AJISAI | | 31 | 479 | 27 | 490 | 879 | 14732 | |
| Wakkanai | 1992 | AJISAI | 31 | 479 | 27 | 490 | 879 | 14732 |
| | | AJISAI | 35 | 461 | 41 | 765 | 2702 | 39855 |
| | 2000 | LAGEOS-I | 7 | 97 | 11 | 121 | 673 | 7151 |
| | | LAGEOS-II | 5 | 27 | 11 | 148 | 908 | 10421 |
| Tsushima | 1989 | AJISAI | 50 | 694 | 46 | 946 | 690 | 11847 |
| | | AJISAI | 60 | 799 | 116 | 2400 | 2323 | 37053 |
| | 2001 | LAGEOS-I | 8 | 52 | 26 | 389 | 972 | 10822 |
| | | LAGEOS-II | 8 | 63 | 35 | 623 | 893 | 11207 |

Table.3 Estimated rectangular coordinates with formal errors of SLR measured points at Simosato and the first order control points for re-occupations together with those of the stone marker at the first order control points for re-occupations.

(a) Chichi Shima

| Epoch | | X [m] | | Y [m] | | Z [m] | |
|---------|------------|--------------|-------|-------------|-------|-------------|-------|
| 1988.05 | Simo SLR | -3822388.364 | 0.011 | 3699363.505 | 0.011 | 3507573.234 | 0.007 |
| | Chi SLR | -4491072.491 | 0.012 | 3481527.800 | 0.015 | 2887391.883 | 0.010 |
| | Chi Marker | -4491061.291 | | 3481517.741 | | 2887417.424 | |
| 1996.75 | Simo SLR | -3822388.379 | 0.005 | 3699363.586 | 0.005 | 3507573.144 | 0.004 |
| | Chi SLR | -4491068.257 | 0.011 | 3481531.208 | 0.010 | 2887394.378 | 0.008 |
| | Chi Marker | -4491061.038 | | 3481517.975 | | 2887417.405 | |

(b) Ishigaki Shima

| Epoch | | X [m] | | Y [m] | | Z [m] | |
|---------|-------------|--------------|-------|-------------|-------|-------------|-------|
| 1988.50 | Simo SLR | -3822388.396 | 0.011 | 3699363.479 | 0.012 | 3507573.268 | 0.008 |
| | Ishi SLR | -3265753.882 | 0.012 | 4810000.832 | 0.010 | 2614265.605 | 0.009 |
| | Ishi Marker | -3265721.017 | | 4809994.342 | | 2614345.283 | |
| 1997.58 | Simo SLR | -3822388.359 | 0.006 | 3699363.593 | 0.007 | 3507573.192 | 0.006 |
| | Ishi SLR | -3265798.000 | 0.008 | 4809974.132 | 0.008 | 2614255.213 | 0.008 |
| | Ishi Marker | -3265721.358 | | 4809994.291 | | 2614344.786 | |
| 1998.58 | Simo SLR | -3822388.322 | 0.007 | 3699363.538 | 0.008 | 3507573.186 | 0.007 |
| | Ishi SLR | -3265797.679 | 0.019 | 4809974.127 | 0.014 | 2614255.319 | 0.014 |
| | Ishi Marker | -3265721.251 | | 4809994.244 | | 2614344.708 | |
| 1999.67 | Simo SLR | -3822388.405 | 0.007 | 3699363.508 | 0.007 | 3507573.091 | 0.005 |
| | Ishi SLR | -3265798.626 | 0.010 | 4809979.242 | 0.009 | 2614245.094 | 0.007 |
| | Ishi Marker | -3265721.498 | | 4809994.286 | | 2614344.605 | |

(c) Wakkanai

| Epoch | | X [m] | | Y [m] | | Z [m] | |
|---------|------------|--------------|-------|-------------|-------|-------------|-------|
| 1992.67 | Simo SLR | -3822388.406 | 0.011 | 3699363.508 | 0.012 | 3507573.176 | 0.009 |
| | Wak SLR | -3522929.135 | 0.010 | 2779243.436 | 0.010 | 4517637.359 | 0.011 |
| | Wak Marker | -3522919.105 | | 2779242.922 | | 4517642.943 | |
| 2000.42 | Simo SLR | -3822388.341 | 0.008 | 3699363.529 | 0.009 | 3507573.093 | 0.007 |
| | Wak SLR | -3522928.427 | 0.037 | 2779241.039 | 0.044 | 4517639.387 | 0.044 |
| | Wak Marker | -3522918.775 | | 2779242.481 | | 4517642.330 | |

(d) Tsushima

| Epoch | | X [m] | | Y [m] | | Z [m] | |
|---------|------------|--------------|-------|-------------|-------|-------------|-------|
| 1989.75 | Simo SLR | -3822388.345 | 0.008 | 3699363.523 | 0.008 | 3507573.231 | 0.009 |
| | Tsu SLR | -3344473.915 | 0.009 | 4087076.191 | 0.010 | 3564512.530 | 0.008 |
| | Tsu Marker | -3344472.549 | | 4087072.823 | | 3564514.641 | |
| 2001.75 | Simo SLR | -3822388.283 | 0.004 | 3699363.649 | 0.004 | 3507573.033 | 0.004 |
| | Tsu SLR | -3344478.205 | 0.008 | 4087079.742 | 0.007 | 3564504.044 | 0.007 |
| | Tsu Marker | -3344472.417 | | 4087072.198 | | 3564513.871 | |

Table.4 Relative vectors from the SLR measured point to the stone marker.

| Site | Epoch | X [m] | Y [m] | Z [m] |
|----------------|-------|--------|---------|--------|
| Chichi Shima | 1988 | 11.200 | -10.059 | 25.541 |
| | 1996 | 7.219 | -13.233 | 23.027 |
| Ishigaki Shima | 1988 | 32.865 | -6.490 | 79.678 |
| | 1997 | 76.642 | 20.158 | 89.573 |
| | 1998 | 76.427 | 20.117 | 89.389 |
| | 1999 | 77.128 | 15.044 | 99.511 |
| Wakkanai | 1992 | 10.030 | -0.514 | 5.584 |
| | 2000 | 9.652 | 1.442 | 2.943 |
| Tsushima | 1989 | 1.366 | -3.368 | 2.111 |
| | 2001 | 5.788 | -7.544 | 9.827 |

SLR データの解析は、NASA ゴダード宇宙飛行センター (GSFC) で開発された GEODYN-II/SOLVE を用いた多衛星結合解析により行い、各観測エポックにおける可搬式装置のレーザー不動点及び下里のレーザー不動点の位置を推定した。GEODYN-II の解析条件は次のとおりである。

- ・重力モデル：JGM-3 (Tapley et al., 1994)
- ・大気密度モデル：MSIS86 (Hedin, 1987)
- ・海洋潮汐荷重変形：IERS Conventions (1996)
- ・地球回転パラメータ：国際地球回転事業 (IERS) による IERS Bulletin B の最終値に固定。

・基準座標系及び速度場：

ITRF93 (父島, 石垣島), ITRF96 (稚内, 対馬)

・解析で固定した座標及び速度場：

それぞれの基準座標系で与えられた米国メリーランド州の Greenbelt (7105) の経緯度, 米国ハワイ州の Haleakala (7210) の緯度。ただし, 2000 年のみ Haleakala 局のデータがないため, 稚内の解析については, Haleakala 局の代わりにオーストリアの Graz (7839) の緯度を固定。

GEODYN-II/SOLVE についての詳細については, 藤田及び仙石 (1997), 藤田等 (1998) を参照していただきたい。

(2) SLR 観測による水平運動

(1) で示したデータ及び解析条件の下, GEODYN-II/SOLVE を用いて求めた各キャンペーン観測点のレーザー不動点及び下里レーザー不動点の推定位置を Table.3 に示す。また, 各観測時には, 光学測量又は GPS 測量により可搬式装置のレーザー不動点と一次基準点標石との相対ベクトルが求められており (Table.4), GEODYN-II/SOLVE により求められたレーザー不動点の位置にその相対ベクトルを補正して求めた各観測エポックの一次基準点標石の位置もあわせて Table.3 に示す。ただし, 父島の水平運動については, 既に Fujita et al.(1998)で述べられているので, 父島の SLR 解析結果についてはその結果を引用している。また, 石垣島については一次基準点とレーザー不動点の距離が約 4km と離れているため, 本報告では, 一次基準点に代えて最寄りの三角点 (浄水場三角点) を使用した。

次に, 各観測エポックにおける下里と各一時基準点標石の基線ベクトル及びその変化を Table.5 に示す。Table.5 に示した誤差は, GEODYN-II による結果の分散・共分散行列から誤差伝播則により形式的に計算したものであり, レーザー不動点と一次基準点標石を結合する際の誤差は考慮していない。また, 石垣島では 1988, 1997, 1998, 1999 年の計 4 回観測を行っているため, 1988 年に対する各観測の基線ベクトルの変化を示した。

Table.5 Baseline vectors from Simosato to the stone marker at the first order control points for re-occupations and differences between each epoch.

| (a) Chichi Shima | | | | | | | | | |
|--------------------|-------------|-------|-------------|-------|-------------|-------|--------------|-------|--|
| | dX [m] | | dY [m] | | dZ [m] | | Baseline [m] | | |
| 1988.05 | -668672.927 | 0.009 | -217845.765 | 0.010 | -620155.809 | 0.008 | 937642.516 | 0.009 | |
| 1996.75 | -668672.659 | 0.011 | -217845.611 | 0.011 | -620155.739 | 0.008 | 937642.243 | 0.011 | |
| | 0.268 | 0.014 | 0.154 | 0.015 | 0.070 | 0.011 | -0.273 | 0.014 | |
| (b) Ishigaki Shima | | | | | | | | | |
| | dX [m] | | dY [m] | | dZ [m] | | Baseline [m] | | |
| 1988.50 | 556667.379 | 0.013 | 1110630.863 | 0.013 | -893227.984 | 0.011 | 1530109.707 | 0.013 | |
| 1997.58 | 556667.001 | 0.009 | 1110630.698 | 0.010 | -893228.406 | 0.009 | 1530109.696 | 0.010 | |
| | -0.378 | 0.016 | -0.165 | 0.016 | -0.421 | 0.014 | -0.011 | 0.016 | |
| 1988.50 | 556667.379 | 0.013 | 1110630.863 | 0.013 | -893227.984 | 0.011 | 1530109.707 | 0.013 | |
| 1998.58 | 556667.071 | 0.020 | 1110630.707 | 0.016 | -893228.478 | 0.016 | 1530109.770 | 0.017 | |
| | -0.308 | 0.024 | -0.156 | 0.021 | -0.494 | 0.019 | 0.063 | 0.021 | |
| 1988.50 | 556667.379 | 0.013 | 1110630.863 | 0.013 | -893227.984 | 0.011 | 1530109.707 | 0.013 | |
| 1999.67 | 556666.907 | 0.011 | 1110630.778 | 0.010 | -893228.486 | 0.008 | 1530109.767 | 0.010 | |
| | -0.472 | 0.017 | -0.085 | 0.016 | -0.502 | 0.014 | 0.060 | 0.016 | |
| (c) Wakkanai | | | | | | | | | |
| | dX [m] | | dY [m] | | dZ [m] | | Baseline [m] | | |
| 1992.67 | 299469.301 | 0.013 | -920120.586 | 0.014 | 1010069.767 | 0.013 | 1398765.416 | 0.016 | |
| 2000.42 | 299469.565 | 0.011 | -920121.048 | 0.013 | 1010069.237 | 0.011 | 1398765.394 | 0.014 | |
| | 0.265 | 0.017 | -0.462 | 0.019 | -0.530 | 0.017 | -0.022 | 0.021 | |
| (d) Tsushima | | | | | | | | | |
| | dX [m] | | dY [m] | | dZ [m] | | Baseline [m] | | |
| 1989.75 | 477915.796 | 0.010 | 387709.300 | 0.012 | 56941.410 | 0.009 | 618032.631 | 0.011 | |
| 2001.75 | 477915.866 | 0.008 | 387708.548 | 0.008 | 56940.838 | 0.007 | 618032.161 | 0.008 | |
| | 0.070 | 0.013 | -0.752 | 0.014 | -0.572 | 0.011 | -0.470 | 0.014 | |

Table.6 Horizontal motions relative to Simosato (a) and a stable area in Eurasian plate (b) derived from SLR observations.

| Site | (a) Simosato | | (b) Eurasian plate | | comment |
|----------------|-------------------|---------------|--------------------|---------------|----------------|
| | Magnitude [mm/yr] | Azimuth [deg] | Magnitude [mm/yr] | Azimuth [deg] | |
| Simosato | - | - | 32 | 291 | Sengoku (1998) |
| Chichi Shima | 35 | 292 | 67 | 293 | |
| Ishigaki Shima | 64 | 136 | 40 | 159 | 1988-1997 |
| | 57 | 144 | 38 | 175 | 1988-1998 |
| | 62 | 141 | 41 | 167 | 1988-1999 |
| Wakkanai | 26 | 96 | 10 | 334 | |
| Tsushima | 37 | 106 | 5 | 75 | |

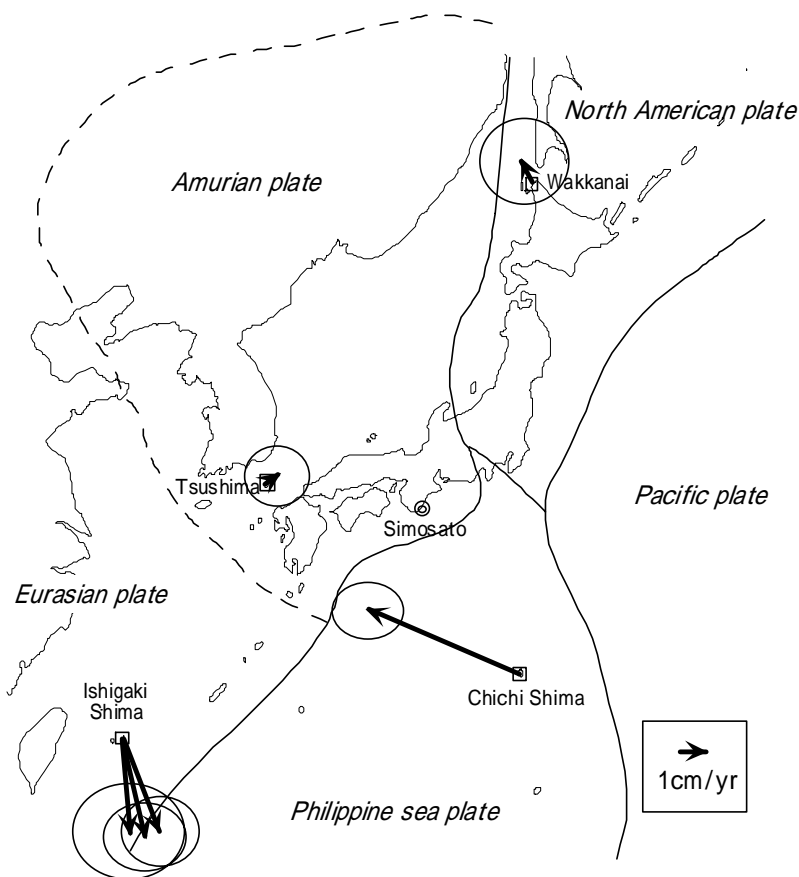


Fig.3 Relative velocity vector of Titi Sima to the Eurasian plate.

さらに、Table.5 の基線ベクトルの変化から下里に対する各観測点の水平運動を求めると、Table.6(a)のようになる。また、Sengoku (1998) によると、下里のユーラシアプレートの安定域に対する水平速度は、 291° の方向に 32mm/yr と求められており、これを用いてユーラシアプレートの安定域に対する各観測点の水平速度を求めた結果を Table.6(b)及び Fig.3 に示す。Fig.3 の誤差楕円は、Table.5 の基線ベクトルの変化の誤差から誤差伝播則により計算したものである。いずれの観測点においても観測期間を通して、観測点付近で震度3を超える地震は起こっていないことから、Table.6 及び Fig.3 の変動は概ね観測点の定常的な水平運動を表していると言える。

Table.6 (b) 及び Fig.3 より、父島は西北西に年間約 7cm でユーラシアプレートに近づいており、ユーラシアプレートに対するフィリピン海プ

レートの動きを表していると考えられる。また、石垣島は1997, 1998, 1999年の観測で 10mm/yr 程度のばらつきが見られるが、大局的にはユーラシアプレートの安定域に対して南南東に約 4cm で動いていることが分かる。一方、稚内と対馬についてはユーラシアプレートの安定域に対する速度が小さく、ほとんど動いていないと考えられる。

特に、対馬においては、アムールプレートのユーラシアプレートに対する動きが検出されると期待されたが、アムールプレートの動きは日本海東縁部で東南東に 10mm/yr 弱と想定されており(海半球観測研究センター, 1999), 2回のSLR観測では明確に検出できたとは言いがたい。

3. 他の観測手法による結果との比較

本節では、他の測地技術（GPS, VLBI）による観測結果との比較を行う。

(1) GPS 観測による水平運動

2 で求めた SLR 観測による水平運動と GPS 観測により求めた水平運動を比較するため、下里の近傍にある国土地理院の電子基準点すさみ局（950377）を固定し、各 SLR キャンペーン観測点の近傍にある電子基準点の変動を求めた。使用した電子基準点は父島局（942003）、石垣 1 局（960749）、稚内局（940001）及び上対馬局（950456）で、1996 年 3 月から 2001 年 12 月までの 1 日毎の座標値を使用した。すさみ局に対するそれぞれの電子基準点の位置の時系列変化を Fig.4 に示す。各観測点について 1997 年 1 月 1 日（石垣島 1 のみ 1997 年 3 月 20 日）の位置を基準としてその差をプロットしている Fig.4 より、すべての電子基準点について、期間中地震による大きな変化はなく安定した変動をしていることが分かる。そこで、各電子基準点の変動量（一次回帰直線）からすさみ局に対する各電子基準点の水平運動を求めると

- ・ 父島局 $V_h = 31 \text{ mm/yr}$, $Az = 297^\circ$
- ・ 石垣 1 局 $V_h = 66 \text{ mm/yr}$, $Az = 138^\circ$
- ・ 稚内局 $V_h = 25 \text{ mm/yr}$, $Az = 111^\circ$
- ・ 上対馬局 $V_h = 36 \text{ mm/yr}$, $Az = 106^\circ$

となる。

(2) VLBI 観測による水平運動

石原等（1999）では、国土地理院の VLBI 観測局である新十津川局（北海道）、鹿島局（茨城県）、父島局（東京都）及び始良局（鹿児島県）について 1996 年から 1998 年の VLBI 観測結果に基づき、各観測局の速度ベクトルを求めている。その方法は、まず鹿島局に対する各観測局の速度ベクトルを求め、それに鹿島局の速度ベクトル（ITRF96 公表値）を補正したもので、その結果求められた新十津川局、父島局及び始良局の速度ベクトルを

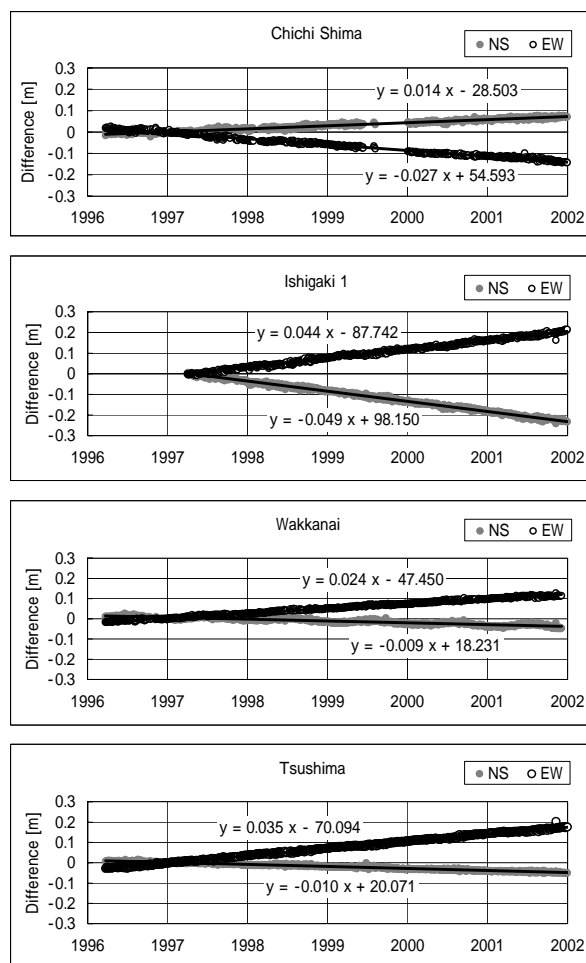


Fig.4 Time series of the positions of GPS stations of GSI. Susami near Simosato is fixed.

Table.7 Horizontal motions derived from VLBI observations by Ishihara et.al.(1999).

| Site | Magnitude [mm/yr] | Azimuth [deg] |
|---------------|-------------------|---------------|
| Chichi Shima | 28.0 | 290 |
| Aira | 64.5 | 130 |
| Shintotsugawa | 20.2 | 163 |

Table.7 に示す。

ここでは、SLR 観測結果と比較するため、下里と鹿島の速度ベクトルの ITRF96 公表値を用いて、下里に対する各 VLBI 観測局の水平運動を求める。ITRF96 による下里と鹿島の位置及び速度を Table.8 に示す。これより、下里に対する鹿島の動きを求めると、

Horizontal Motions derived from Satellite Laser Ranging Observations.

Table.8 Rectangular coordinates and velocities of Simosato and Kashima published in ITRF96.

| | X [m] | Y [m] | Z [m] | Vx [m/yr] | Vy [m/yr] | Vz [m/yr] |
|----------|--------------|-------------|-------------|-----------|-----------|-----------|
| Simosato | -3822388.367 | 3699363.547 | 3507573.115 | 0.0030 | -0.0014 | -0.0075 |
| Kashima | -3997892.263 | 3276581.277 | 3724118.220 | -0.0013 | 0.0024 | -0.0129 |

$V_h = 7\text{mm/yr}$, $Az = 180^\circ$

となる。したがって、下里に対する各 VLBI 観測局の動きは、

- ・ 父島局 $V_h = 29\text{mm/yr}$, $Az = 299^\circ$
- ・ 始良局 $V_h = 63\text{mm/yr}$, $Az = 126^\circ$
- ・ 新十津川局 $V_h = 16\text{mm/yr}$, $Az = 155^\circ$

と求められる。

(3) SLR 観測との比較

SLR 観測、GPS 観測及び VLBI 観測により求めた水平運動を Fig.5 に示す。VLBI 観測局のうち始良局と新十津川局は SLR キャンペーン観測の近傍にはないが、始良局はフィリピン海プレート境界に近いユーラシアプレート（アムールプレート）上に、新十津川局は北米プレート上にあるため、それぞれ石垣島及び稚内の水平運動の参考値として示した。

Fig.5 より、全体的に SLR 観測結果と GPS 観測結果は良く一致していると言える。その差は、速度の大きさで 2, 3mm/yr, 方向で 5 度以下である。稚内では、速度の大きさは SLR 観測と GPS 観測とでほぼ等しいものの、方向が 15 度異なるという結果が得られた。その原因としては、解析で固定した局が他の観測点の時と異なることや標石とレーザー不動点を結びつける光学測量の誤差が考えられるが、石垣島での 1997 年から 1999 年の 3 回の SLR 結果が約 10mm/yr でばらついていことから、稚内の SLR 観測と GPS 観測の結果の差も誤差の範囲内だと考えられる。

次に、VLBI 観測結果について見てみると、SLR 観測点の近傍にある VLBI 父島局では、SLR 観測、GPS 観測とほぼ同様の傾向を示しており、3 つの異なる測地技術で同様の結果が得られた。フィリピン海プレート境界に近いユーラシアプレート

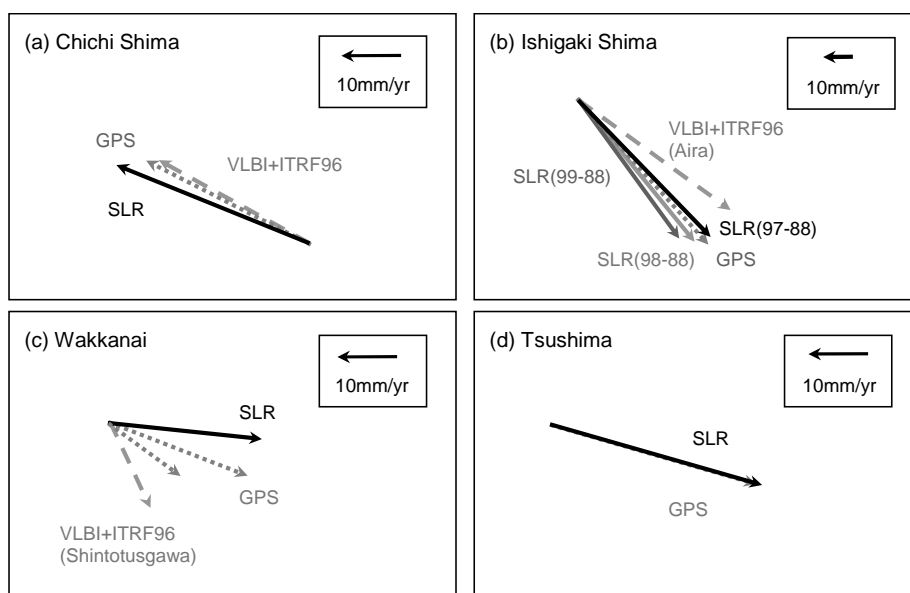


Fig.5 Comparisons of horizontal motions relative to Simosato (or Susami) derived from SLR, GPS and VLBI observations.

(アムールプレート)上にある始良局では、石垣島の SLR 観測結果よりもやや東よりの方向であるが石垣島の SLR 観測結果と近い変動傾向を示している。また、北米プレート上に位置する新十津川局の VLBI 結果は稚内の SLR 観測結果及び GPS 観測結果と大きく異なる結果が得られた。これは、北海道の東西にはユーラシアプレート(アムールプレート)と太平洋プレートがあり、それぞれのプレートの影響を受けているためだと考えられる。

4. まとめ

複数回の可搬式 SLR キャンペーン観測により、各プレートの動きを捉えることができた。そして、その結果は、GPS などの他の観測手法による結果と調和的であることが示された。また、近年では、アムールプレートの存在が示唆されているが、アムールプレート上であると推定される対馬の観測結果では、ユーラシアプレートの安定域に対する動きが小さく、明確には検出できなかった。

5. 終わりに

1988 年から 2001 年までの 13 年間にわたり、可搬式 SLR 観測を行い、海洋測地網の推進を図ってきた。その中で、島嶼等の正確な位置を決定し、日本測地系の歪みを明らかにするなど、世界測地系への移行に大きく貢献してきた。また、複数回の SLR 観測を行うことにより、それぞれのプレートの動きを捉えることができた。これらを考えると、可搬式 SLR 観測が果たしてきた役割は多大なるものである。

可搬式装置による SLR 観測は、2001 年の対馬での観測をもって終了することとなったが、海洋測地網の本土基準点である下里水路観測所においては、海洋測地網の維持・精度向上のため、今後も引き続き SLR 観測を行っていくこととしている。

謝 辞

本報告にあたり、世界中の SLR 局と SLR データセンター(CDDIS)及び NASA/GSFC の方々のご尽力に感謝いたします。また、GPS 結果との比較については、国土地理院電子基準点の結果を利用して観測に携わった全ての海上保安庁職員及び関係者の皆様に深く感謝いたします。

要 旨

海上保安庁では、和歌山県の下里水路観測所における SLR 定常観測に加えて、1988 年から 2001 年までの間、海洋測地網の骨格となる離島や本土の一次基準点等において、可搬式装置による 2, 3 ヶ月の SLR キャンペーン観測を行った。その結果は、島嶼等の正確な位置を決定するなど世界測地系への移行に大きく貢献した。一通りの観測を終えた 1996 年以降は、異なるプレート上に位置する父島、石垣島、稚内、対馬において再度 SLR キャンペーン観測を行った。

本稿では、複数回の SLR キャンペーン観測による基線長の変化から各観測点における水平運動を求めた。さらに、SLR 観測により求めた各観測点の水平運動と GPS や VLBI といった他の観測技術により求めた水平運動を比較し、それらが大変調和的であることが示された。

参 考 文 献

- Boucher, C., Z. Altamimi, and L. Duhem, Results and Analysis of the ITRF 93, *IERS TECHNICAL NOTE*, **18**, (1994).
- Boucher, C., Z. Altamimi, and P. Sillard, Results and Analysis of the ITRF 96, *IERS TECHNICAL NOTE*, **24**, (1998).
- Eddy, W. F., J. J. McCarthy, D. E. Pavlis, J. A. Marshall, S. B. Luthke, L. S. Tsaoussi, G. Leung, and D. A. Williams, *GEODYN-II System Operations Manual*, Vol.1-5,

Horizontal Motions derived from Satellite Laser Ranging Observations.

- Contractor Report, ST Syst.Corp., Lanham, Md, (1990).
- 藤田雅之・仙石新：NASAの衛星データ解析ソフトウェア「GEODYN-II」の導入，水路部技報，**15**, 5-10, (1997).
- 藤田雅之・久保岡俊宏・池田信広：GEODYN-II/SOLVE 対話型解析システム（GDIS）による SLR データ解析，水路部技報，**16**, 108-117, (1998).
- Fujita, M., K. Terai, and A. Sengoku, Horizontal Motion of Chichijima Derived from Satellite Laser Ranging Observations, *Rep. Hydrogr. Res.*, **34**, 13-24, (1998).
- Hedin, A. E., MSIS-86 Thermospheric Model, *J. Geophys. Res.*, **92**, 4649-4662, (1987).
- 石原操・根本恵造・川原敏雄・岩田昭雄・芝公成・高島和宏・小林京子・松坂茂・大木章一：国内 VLBI と GEONET の結合と観測結果の比較，国土地理院時報，**92**，41-51，(1999).
- Sengoku, A, A plate motion study using Ajisai SLR data., *Earth Planets Space*, **50**, 611-627, (1998).
- Sengoku, A, M. Fujita, K. Matsumoto, K. Terai, and M. Sasaki, Determination of Precise Positions of the Mainlands and Isolated Islands in the Japanese Territory ? A Review of Marine Geodetic Control Network Deployed by the Hydrographic Department -, *Rep. Hydrogr. Res.*, **35**, 79-95, (1999).
- 仙石新・加藤剛・福良博子・小山薫・藤田雅之・矢吹哲一朗：Lageos I 及び Lageos II の long-arc 解析による本土海洋測地基準点座標決定と日本測地系と世界測地系の変換パラメータの再決定，水路部研究報告，**36**，97-109，(2000).
- Tapley, B. D., M. M. Watkins, J. C. Reis, G. W. Davis, R. J. Eanes, S. R. Poole, H. J. Rim, B. E. Schutz, C. K. Shum, R. S. Nerem, F. J. Lerch, E. C. Pavlis, S. M. Klosko, N. K. Pavlis, and R. G. Williamson, The JGM-3 Gravity Model, XIX General Assembly of the European Geophysical Society, Grenoble, France, April, 25-29, (1994).
- Ullman, R. E., SOLVE Program, *NASA Contract Report NAS5-29393*, Task 503, (1992).
- 海半球観測研究センター：海半球ネットワークニュースレター，**3**，(1999).

Mariko SATO, Hiroko FUKURA, Masayuki FUJITA

海底地殻変動観測における局位置決定再現性の評価†

藤田雅之 , 佐藤まりこ

Examination on Repeatability of Precise Seafloor Positioning

Masayuki FUJITA , Mariko SATO

Abstract

Repeatability of the precise GPS/Acoustic seafloor positioning was examined using observation data acquired at the Off-Miyagi reference point with a water depth of 1700m located on the landward slope of the Japan Trench. Using three campaign epochs with comparatively many observation days, estimated coordinates of the seafloor stations from various data subsets within one epoch were compared. Results from two epochs show the subset positioning repeatability of several centimeters in the horizontal components, which satisfies our current target precision. However, one of the epochs gives the difference of several tens of centimeters in the estimated positions between the first and second half of the campaign period. An error source could be attributed to the unstable condition in the underwater sound velocity structure implied by the CTD measurement results. Comparison of the positioning results between different campaign epochs shows that inter-epoch repeatability is within the range of error comparable to the subset repeatability obtained in this study, in consideration of the possible stationary intraplate crustal deformation in this region.

Key words: precise seafloor positioning, Off-Miyagi reference point, repeatability

1. はじめに

海洋情報部では、東京大学生産技術研究所との技術協力の下、GPS 音響結合方式による海底地殻変動観測の技術開発(浅田及び矢吹, 2001; 矢吹, 2002)及び海底基準点の展開を行っている。現在までに我々の設置した海底基準点は、主に日本海溝及び南海トラフ沿い陸側に十数点あり、各点で測量船によるキャンペーン測位観測を繰り返し実施している(海上保安庁海洋情報部及び東京大学

生産技術研究所, 2002; Mochizuki et al., 2003)。

これらの基準点の中には、観測時の天候条件が悪いなどの理由から、まだ精度よく位置決定を行うために十分なデータが取得されていない点も多いが、「宮城県沖」に設置した海底基準点では、同海域における大地震の発生予測確率が高いこと、ならびに海底測地精度を検証する目的からも、何度か強化観測を行っており、相対的に充実したデータ量が確保されている。

本稿では、宮城県沖海底基準点で行われたキャ

† Received December 4, 2003; Accepted February 27, 2004.

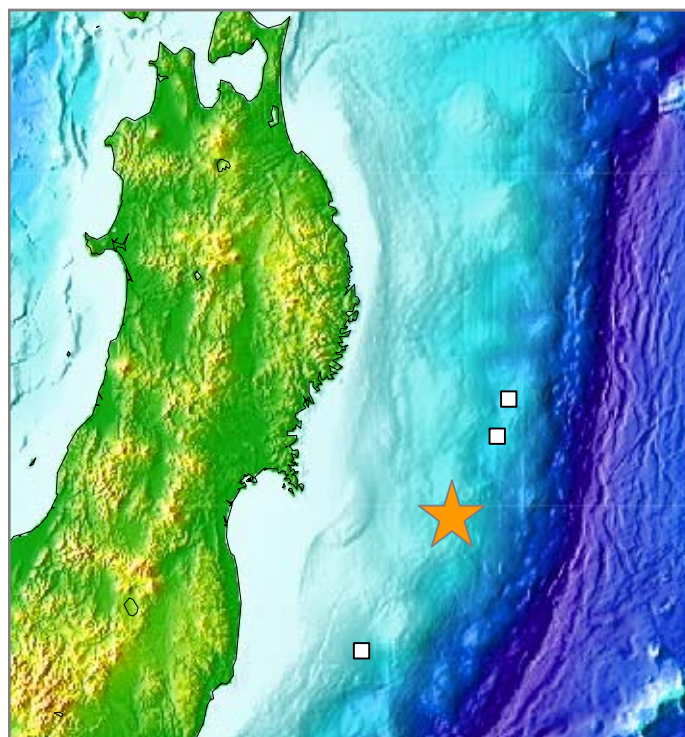


Fig.1 Map showing the location of the Off-Miyagi seafloor reference point with a solid star.

Table 1 Number of data for the Off-Miyagi reference point for the 3 epochs used in this study.

| EPOCH | 2002/5 | 2003/5 | 2003/7 |
|-------------------|--------|--------|--------|
| Observation days | 4 | 6 | 6 |
| Observation lines | 47 | 29 | 60 |
| Shots | 3994 | 6448 | 7157 |

ンペーン測位観測から，特に観測日数の多いキャンペーンエポック（以下エポックと呼ぶ）のデータを用いて，海底局位置決定の再現性評価を行ったので，その結果について報告する．

2．宮城県沖海底基準点における観測データ

宮城県沖海底基準点は，日本海溝の陸側水深約1700mの海底にあり，4台の海底局が東西南北の

正方形に配置されている．正方形の対角線の長さは水深と同程度，すなわち1700mである．

Fig. 1に設置点の地図を示す．

本基準点は2001年に設置し，現在までに6回のキャンペーン測位観測を実施している．今回の評価では，このうち4日間以上のデータが取得されている3回のエポックを用いた．それぞれのエポックにおける観測日数，測線数，音響測距データをTable 1に示す．

Examination on Repeatability of Precise Seafloor Positioning

各観測日には、音響測距観測に加え、キネマティック GPS (KGPS) 観測、観測支柱の動揺計測、及び音速度プロファイルを求めるための CTD、XBT 観測を行った。CTD 観測は、通常 1 日の音響測距観測前後の朝夕 2 回行っているが、2003 年 5 月の観測についてのみ、観測スケジュールの都合により測距観測前の朝 1 回しか実施していない。また、XBT 観測は、測距観測中原則約 1 時間毎に行った。

3. 解析手法

本観測におけるデータ解析は、大きく (1) 船の位置を求める KGPS 解析、(2) 船と海底局間の音波の往復走時を求める音響測距解析、(3) これら二つの結果を結合して海底局の位置を求める局位置解析の 3 つの段階に分けられる。

KGPS 解析には、長距離基線の解析のために開発されたソフトウェア IT (Colombo, 1998) を、音響測距解析は相関波形処理による手法 (浅田及び矢吹, 2001) を用いている。

局位置解析には、藤田他 (2004) によるソフトウェア SGOBS V2.5 を用いた。入力として与えた音速度プロファイルは、CTD 及び XBT 観測値から Del Grosso (1974) の改正式で計算したものを基に、時間軸上で、1 日単位の時間ウィンドウ内を二次式で回帰することにより、各測距時の値として求めたものを用いた。XBT 観測による水温プロファイルを用いる場合、塩分濃度プロファイルについては、朝夕の CTD 観測で得られたものを時間的に線形補間したものを与えて計算している。

しかしながら、こうして与えた観測値に基づく音速度プロファイルには、精密な局位置決定にとって無視しえない誤差が含まれている。そのため、SGOBS V2.5 では、入力値を初期値として平均音速度の時間変化係数をパラメータとして推定することによって、誤差の影響の軽減を図っている。具体的な誤差推定の手順としては、まず初期値である 1 日単位の二次回帰式の各係数について補正値を求める。これにより補正された音速度プロフ

ファイルを改めて初期値として、各測線単位の短い時間ウィンドウ内で再度二次回帰するという方法を用いている。この方法により、初期値の違いによる決定局位置の差異はほとんどないことが確認されている (藤田他, 2004)。

4. データサブセットによる再現性の評価

(1) 評価方法及び結果

各観測エポックにおける局位置決定精度を評価するために、エポック毎に、全測距データを、1 日毎、2 日毎等のサブセットデータに分け、それぞれのサブセットから求められた局位置解を比較することにより、そのエポック内再現性を吟味した。

Fig.2~4 に、上記 3 つのエポックについて、全観測日のデータを用いた場合と、サブセットデータを用いた場合の推定局位置を比較した結果を示す。横軸の ALL が全観測日による解、1A 等が 1 日毎、2A 等が 2 日毎のサブセット解を表している。図は、それぞれ東西成分、南北成分について、海底局 4 局の局位置解の平均値を、全日解からの差としてプロットしている。エラーバーは、海底局 4 局それぞれについての全日解からの差の自乗平均値であり、4 局間のローカルな相対位置関係のばらつきを表している。

Fig.2 及び Fig.4 に示されているそれぞれ 2002 年 5 月及び 2003 年 7 月の局位置決定再現性の評価結果を見ると、水平成分については、1 日毎でも 5~10cm、3 日間以上のデータを用いると、ほぼ 5cm 以内の再現性が得られている。またエラーバーにより示される相対位置のばらつきも、2 日以上データを用了場合には 6~7cm 以下である。

これに対して、Fig.3 に示されている 2003 年 5 月の局位置解析結果を見ると、南北成分については 10cm 以内の再現性を示しているといつてよいが、東西成分には、観測期間の前半と後半の局位置解の間に、数十 cm 以上に及ぶ大きな差が認められる。

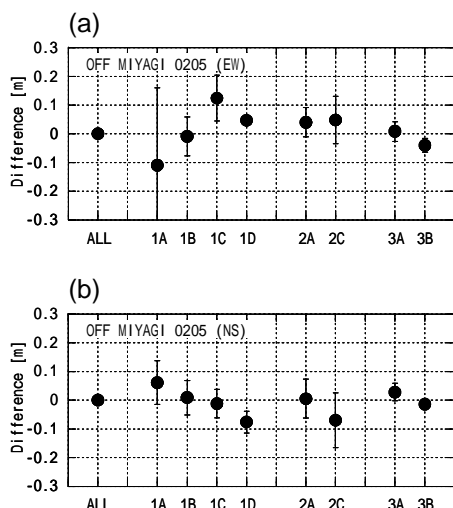


Fig.2 Repeatability of seafloor positioning at the Off-Miyagi reference point in (a) E-W and (b) N-S components at the epoch May 2002. Positioning results are plotted for data subsets from 4-day data in total relative to those using all the data (ALL). The number included in the label on the horizontal axis represents the number of days for the subsets used. The solid circle represents the averaged location over 4 stations and an error bar represents the rms of differences for each station.

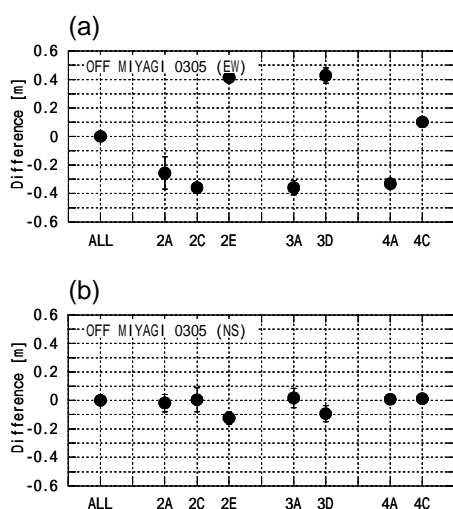


Fig.3 Repeatability of seafloor positioning at the Off-Miyagi reference point in (a) E-W and (b) N-S components at the epoch May 2003. The total number of observation days is 6. See the caption of Fig.2 for the other detail.

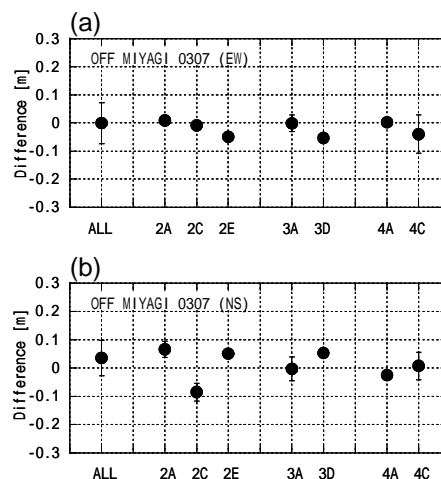


Fig.4 Repeatability of seafloor positioning at the Off-Miyagi reference point in (a) E-W and (b) N-S components at the epoch July 2003. The total number of observation days is 6. See the caption of Fig.2 for the detail except that the reference of comparison is not the result from all the data, but those for one of the 5-day solutions which is not shown.

(2) 考察

宮城県沖海底基準点において実施した複数のキャンペーン測位観測データを用いて、それぞれのエポック内のデータをサブセットに分けて、求められた決定局位置を比較することにより、そのエポック内における局位置決定の再現性を評価した。その結果、2002年5月と2003年7月の2つのエポックについては、3日間以上のサブセットデータを用いた場合、ほぼ5cmレベルのエポック内再現性が得られたのに対して、2003年5月については、3日間のデータを用いた場合の決定局位置の比較においても、東西成分に数十cmもの大きな差が生じた。この差の原因を、この測位技術の大きな誤差要因である音速度構造誤差及びKGPS測位誤差の両面から考察する。

まず海中の音速度構造について検討する。Fig.5に、CTD観測から得られた上記3つのエポック観測期間内の当該海域の音速度変化を示す。図にプロットされている音速度の値は、それぞれ観測日

Examination on Repeatability of Precise Seafloor Positioning

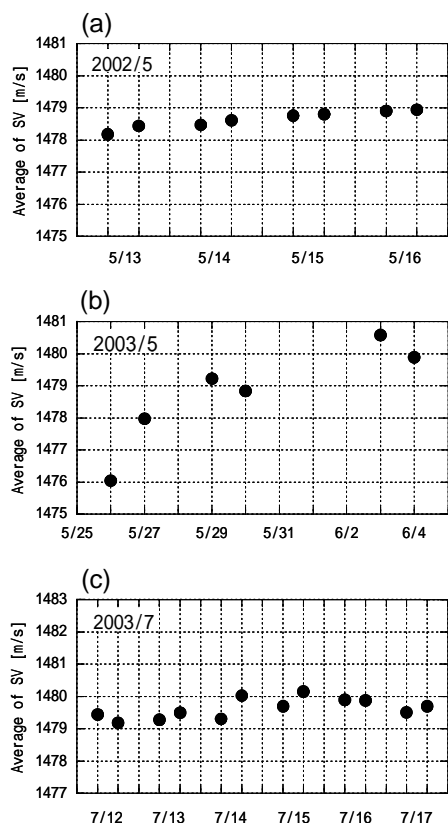


Fig.5 Averaged sound velocity during the observation periods for epochs (a) May 2002, (b) May 2003 and (c) July 2003.

の朝夕（2002年5月は朝のみ）のCTD観測値から計算されたものについて、海面から水深1700mまでの1m毎の観測値を単純平均したものである。なおCTD観測の最深点が1700mに達していないものについては、最深点付近における音速度の深さ方向の勾配により線形外挿して用いている。図から、まず上の評価において局位置決定のエポック内再現性が良かった2つのエポック（2002年5月と2003年7月）については、期間中の音速度変化は小さく、変化量が1m/sec以下であることがわかる。しかしながら、エポック内の前半と後半で局位置解析結果に大きな差の見られた2003年5月については、8日間で5m/secもの音速度変化が認められる。このような急激な変化は、時間的な変化のみならず、空間的な変化、すなわち音速度構造の空間不均質をも暗示している。現行の局位置解析手法は、音速度構造に水平成層を仮定しているため、特にこのような空間不均質には原

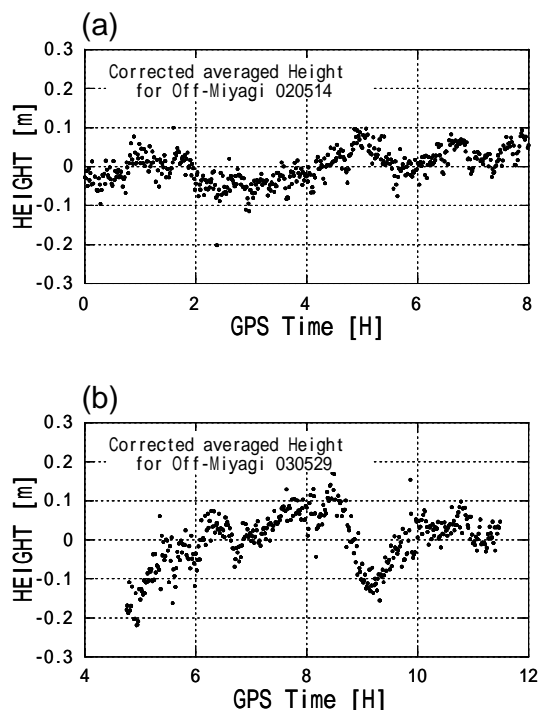


Fig.6 Variations of 1-minute averaged height of kinematic GPS results after making corrections for the geoid, tide and solid earth tide for (a) May 14, 2002 and (b) May 29, 2003.

理的に対応できていない。したがって、まだ定量的な議論には至らないものの、このことが、このエポック内で生じた大きな推定局位置差の原因の一つである可能性が高い。

次に、KGPS測位誤差の観点から検討する。ここでは、藤田及び矢吹（2003）の方法を用いて、今回の局位置解析への入力として用いたKGPS測位結果の評価を行った。この方法は、船上GPSアンテナの高さの長周期変化が海面高変化に連動していることを利用して、測位解として得られた高さ成分の1分平均値にジオイド及び潮汐モデルの補正を行い、その時間変化を評価するものである。なお、全体にわたるバイアス誤差については、補正に用いたモデルの絶対値の精度が不足しているため、十分な信頼性をもって評価することは困難である。

Fig.6は、(a)2002年5月、(b)2003年5月について、それぞれのエポック中の観測日1日の

KGPS 測位解を，上記の方法で補正した評価図である。図を見ると，まず 2002 年 5 月については，1 日の時間変化が 10cm 以内に収まっており，測位誤差は比較的小さいと評価できる。このエポック内の他の観測日についての評価図を見ても，ほぼ同様の傾向を示す。

これに対して，Fig.6 (b)を見ると，測位時間内に 20~30cm 程度の急激な高さのドリフトが見られる。このような急激なドリフトは，このエポックの全観測日の評価図に含まれているわけではないもの，他の 2 つのエポックと比較して，このエポックの KGPS 測位結果に含まれる測位誤差は，相対的にやや大きいと考えられる。

Fig.6(b)に暗示される KGPS 測位のドリフト誤差も，局位置決定誤差の一因となることは間違いない。しかし，そのドリフト量や発生頻度に鑑みると，KGPS 測位誤差は Fig.3 に見られる数十 cm の差の単独要因ではないと考えられる。したがって現段階では，主因は前述の音速度構造の不均質の影響であるか，あるいは二つの悪条件が重なったことによると推測される。ただし，もし KGPS 測位結果に大きなバイアス誤差が含まれているとすれば，それが Fig.3 の主因となっている可能性を排除することはできない。

4. エポック間の再現性について

Fig.7 に，上記 3 つのエポックについて，それぞれ全観測日のデータを用いて求めた局位置を，エポック間で比較した結果を示す。図のプロットは，2002 年 5 月の座標値を基準として，それぞれのエポックとの相対値をプロットしている。ただし，これらの座標値は，和歌山県下里の海洋測地基準点を基準とした相対値であることに留意されたい。下里は，ユーラシア大陸の安定域に対して西北西に約 3cm/year でプレート内変形していることがわかっている（例えば Sengoku, 1998）。

サブセット再現性のよかった 2 つのエポック（2002 年 5 月と 2003 年 7 月）の値を比べると，

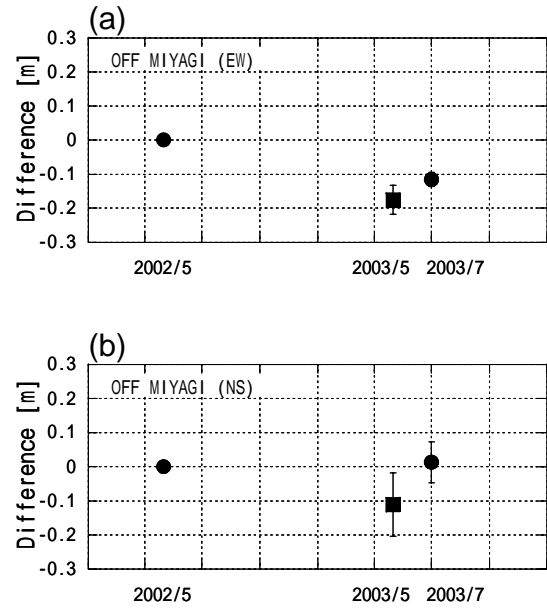


Fig.7 Comparison of the positioning results from the different epochs used in this study as time series.

東西成分は 10cm 程度，南北成分は 1cm 程度の差となっている。これに対して 2003 年 5 月については，東西成分は，2003 年 7 月よりさらに西に数 cm，南北成分は両エポックに比べ，10cm 程度南に決まっている。

2002 年 5 月と 2003 年 7 月の東西成分の差は，それぞれのサブセット間再現性に比べると若干大きい，この地域で予測される大陸安定域に対する西向きの地殻変動を考慮すると，矛盾しない範囲に入っているといつてよい。

まだこれらの結果から定量的な地殻変動の議論はできないが，再現性評価という観点からは，2002 年 5 月と 2003 年 7 月について，エポック間においてもサブセット間再現性とほぼ同レベルの結果が確認されたといえる。

5. まとめ

海底地殻変動観測における局位置解析精度を検証するため，宮城県沖海底基準点において実施した複数のキャンペーン測位観測について，それぞれのエポック内の全データをサブセットに分けて

Examination on Repeatability of Precise Seafloor Positioning

決定局位置を比較することにより，そのエポック内における局位置解析結果の再現性を評価した．その結果，2つのエポックで，3日間以上のデータを用いることにより，水平成分で5cmレベルの再現性が得られることがわかった．しかしながら，1つのエポックでは，異なるサブセットからの決定局位置間に大きな差異が生じた．この原因について考察したところ，観測期間中に海中の急激な音速度変化が観測されており，このことが暗示する音速度構造の時間空間変化に現行の解析手法が十分に対処できていないことが大きな要因ではないかと推察される．

さらにエポック間の局位置解析結果の比較においても，サブセット間再現性と矛盾しない結果が得られた．今後，さらに事例を積み重ねることによって，現行の手法による局位置決定精度をさらに検証すると共に，今回局位置のサブセット再現性の悪かったエポックのデータ等を材料に，誤差の影響をミクロに検討することにより，解析手法のさらなる高度化を目指したい．

謝 辞

本研究は，海上保安庁の海底地殻変動観測プロジェクトに携わっている航法測地室衛星測地担当職員，海洋研究室の矢吹哲一朗，富山新一，片山真人の各氏，測量船「明洋」「海洋」乗組員，東京大学生産技術研究所の浅田昭，望月将志，吉田善吾の各氏ら多くの方々協力の下に行われた．記して感謝する．

要 旨

海上保安庁で実施している海底地殻変動観測の測位精度を評価するため，宮城県沖海底基準点で取得された観測データを用いて，海底局位置決定の再現性について検討した．そのため，まず観測日数が比較的多い3つのキャンペーンエポックのデータを様々な日数のサブセットに分け，それぞれについて求められた局位置を比較した．その結果，2つのエポックで，局位置の水平成分について約5cmレベルのサブセット間再現性が得られた．しかしながら1つのエポックでは，東西成分

について，観測期間の前半と後半に数十cmの差が生じた．その最も大きな原因として，この期間中に観測された急激な音速度の時間変化とそれにより暗示される海中音速度構造の空間不均質に，現行の解析手法が対処できていないことが示唆される．一方異なるエポック間の決定局位置の差については，この海域で予測しうる定常プレート内変形速度を差し引いて比較すると，今回得られたサブセット間再現性を測位誤差と見て矛盾しない範囲に入っている．

References

- 浅田昭，矢吹哲一朗：熊野トラフにおける長期地殻変動観測技術の高度化，地学雑誌，**110** (4), 529 - 543, (2001) .
- Colombo, O.L.: Long-Distance Kinematic GPS, in "GPS for Geodesy 2nd Edition", *Springer*, 537-568, (1998).
- Del Grosso, V.A.: New Equation for the Speed of Sound in Natural Water (with Comparison to other Equations), *The Journal of the Acoustical Society of America*, **56**, No.4, 1084-1091, (1974).
- 藤田雅之，佐藤まりこ，矢吹哲一朗：海底地殻変動観測における局位置解析ソフトウェアの開発，海洋情報部技報，**22**, 42-49, (2004) .
- 海上保安庁海洋情報部，東京大学生産技術研究所：海上保安庁海洋情報部の海底地殻変動観測，地震予知連絡会会報，**68**, 557-565 (2002) .
- Mochizuki, M., M. Sato, M. Katayama, T. Yabuki, Z. Yoshida and A. Asada: Construction of Seafloor Geodetic Observation network Around Japan, *Recent Advances in Marine Science and Technology*, 2002, 591-600, (2003).
- Sengoku, A, A plate motion study using Ajisai SLR data, *Earth Planets and Space*, **50**, 611-627, (1998).
- 矢吹哲一朗：海底地殻変動観測を目指した音響技術開発，水路部研究報告，**38**, 47-58 (2002) .

Masayuki Fujita, Mariko Sato

海洋短波レーダーによる海流観測データの検証[†]

木下秀樹 , 寄高博行 , 高芝利博 , 伊藤友孝

Validation of Ocean Current Observation with High-Frequency Radar

Hideki KINOSHITA , Hiroyuki YORITAKA , Toshihiro TAKASHIBA and Tomotaka ITO

Abstract

Japan Coast Guard has started real time sea surface current observation with High-Frequency (HF) radar in the area between Hachijo-jima Island and Nojima-saki Cove from August, 2001. In this paper, to understand the characteristics and quality of HF radar data, some comparisons are carried out. Radial current speed data measured at each radar site are compared with the current data observed with shipboard ADCP and moored ADCP, and the geostrophic current from sea level difference between Miyake-jima Island and Kozu-shima Island. As a result, it is shown that the residual error between the surface current speed with HF radar and current speed at 10m depth with ADCP is about 30 cm/s, and that the residual error between the surface current speed with HF radar averaged in 25 hours and the geostrophic current speed calculated from sea level difference averaged in 25 hours is 15.5 cm/s. In conclusion, HF radar observation in the area between Hachijo-jima Island and Nojima-saki Cove is available to monitor the Kuroshio Current as for daily averaged.

1. はじめに

海洋短波レーダー(以下、「短波レーダー」という.)は、陸上に設置されたレーダー局から海に向かって短波帯の電波を発射し、海面の波による後方散乱を受信、周波数解析することによって表層の海流や、波浪等のデータを広範囲にかつ連続的に観測する装置である。海上保安庁は、八丈島 - 野島崎間約 200km 四方の海域における海流モニタリングのために短波レーダー・システムを導入し、2001 年 8 月、観測を開始した。導入した短

波レーダーの主要目は、第 1 表のとおりである。送受信局の設置状況については、伊藤(2002)に記述されている。送受信局の設置位置及び観測範囲は Fig.1 のとおりであり、2 つの送受信局の観測範囲が重なる海域で、各送受信局によって計測される視線方向流速のベクトル合成により海流観測値を得ることができる。Fig.2 に合成された海流ベクトル図の一例を示す。

短波レーダーの海洋波浪による後方散乱の原理は、Crombie (1955)によって発見され、1970 年代に、米国のグループによって複数のレーダー・

[†] Received December 22, 2003; Accepted March 16, 2004

Table 1 Specification of the HF radar.

| | |
|--------------------------|---|
| manufacturer | CODAR Ocean Sensors |
| frequency | 5 MHz |
| sweep width | 15 kHz |
| coverage | 200 km |
| spatial resolution | 10 km |
| time resolution | 0.5 hour |
| data processing interval | 3 hour |
| power | 50 W |
| receiving antenna | vertical monopole (2.5 m) and horizontal 2 crossed loops (2.5m) |
| transmitting antenna | 1 monopole (14.5m) |

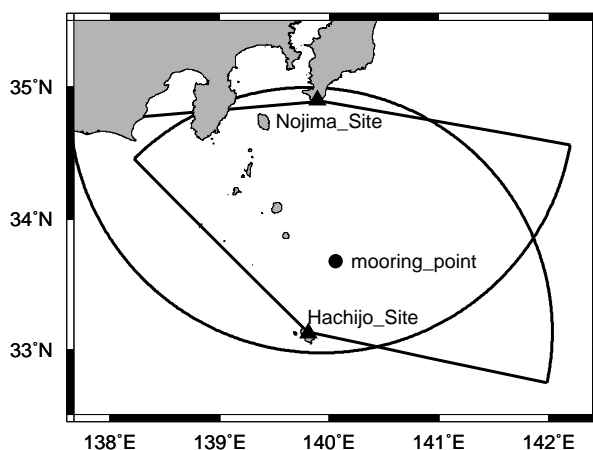


Fig. 1 Map of observation site. Solid triangles indicate locations of HF radar remote site. Coverage of each radar site is shown as a sector form. Solid circle indicates a mooring point of ADCP.

サイトにおける視線方向流速の合成による海流測定方法として確立された (Barrick et al., 1977) . その後 Lipa and Barrick (1983)は、クロスループアンテナ及びモノポールアンテナの計3素子の受信アンテナによる受信信号から、視線方向流速を計算する手法を開発した。視線方向流速の計測では、アンテナから散乱体(海面)までの距離、方位、散乱体の移動速度を決定しなければならない。方位の決定について、従来多く使用されてきたフェイズドアレイアンテナ方式では、狭ビーム電波を走査することにより、特定方位の反射波を受信、視線方向流速を決定している。Lipa and Barrick (1983)の手法では、全方位へ送信し、全方位からの受信信号を後処理するによって方位を計算、分

MergedSST_&_TotalVector_2003-10-19_1200

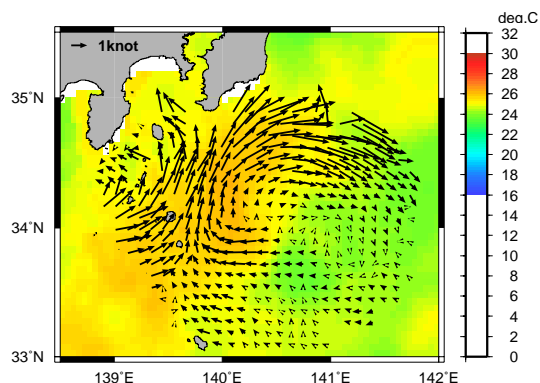


Fig. 2 An example of current vector map by HF radar with sea surface temperature by satellites. Spatial resolution is about 10 km

離している。すなわち、視線方向流速の大きさについては、Bragg 散乱による一次散乱ピークのドップラー-遷移量から計測するが、当該計測値の方位は、各アンテナ素子の受信スペクトル強度比をクロスループアンテナが形成するアンテナパターンへ当てはめることによって決定している。なお、受信信号の遅延時間から決定する散乱体までの距離は、周波数変調した連続波を送受信することで、受信信号と送信信号の周波数差から決定することができる。

海上保安庁が導入した短波レーダーは、Lipa and Barrick (1983)の原理による米国 Codar 社の製品である。Codar 社の製品は、必要とするアンテナ設置面積が比較的狭くて良いため、従来、多く使用されてきたフェイズドアレイアンテナによる短波レーダー観測の大きな障害の一つであったアンテナ設置場所の確保という問題に一つの解決策を提示した。しかし、一方では、設置場所周囲の条件によっては、受信アンテナが形成するアンテナパターンに歪みを生じることがあるため、結果として得られる視線方向流速の位置(方位)に誤差を生じやすいという欠点がある。

本研究では、短波レーダーによる観測データの精度検証のために海上保安庁が2001年から2003年までに実施した測量船による ADCP 観測、係留

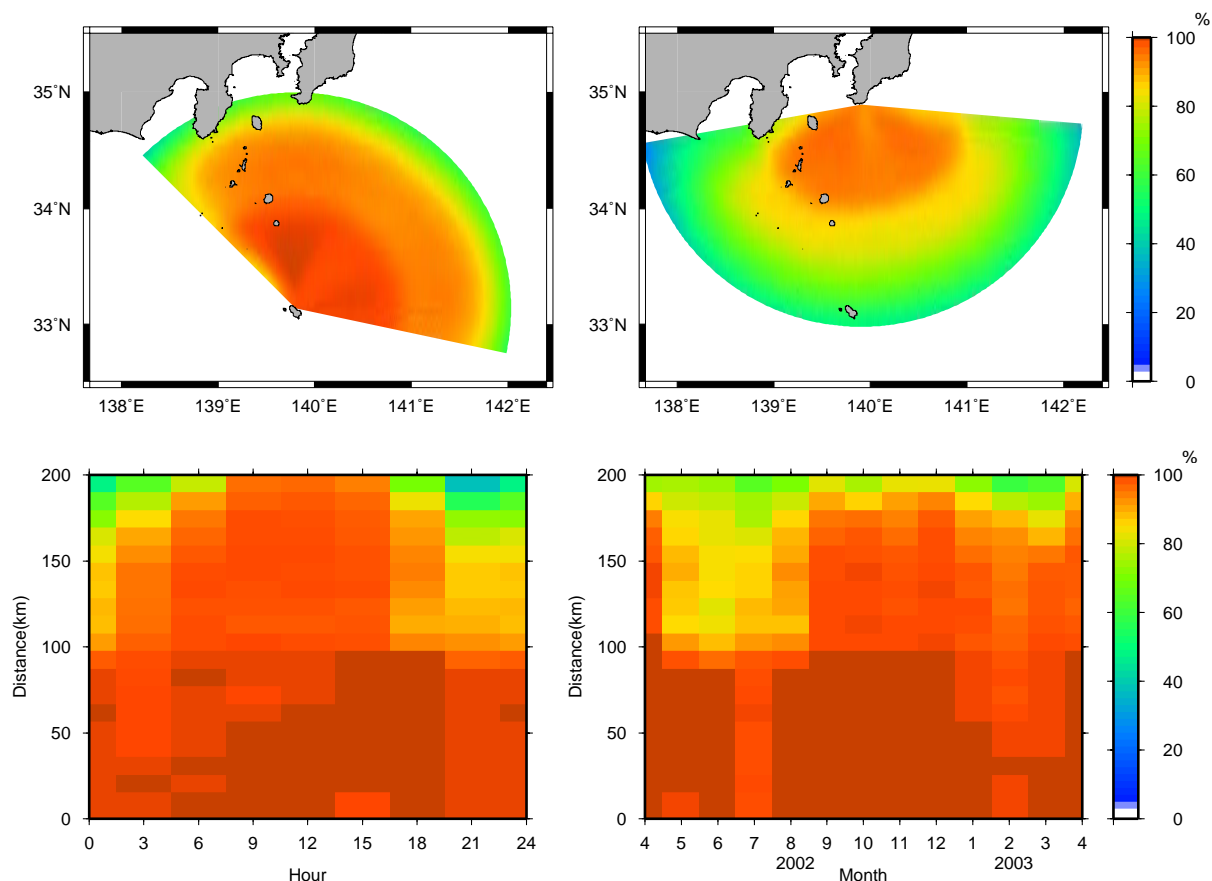


Fig. 3 Map of acquisition rate of radial speed measurement by each remote site during FY2002. (a) Hachijo site. (b) Nojima site. (c) Hourly acquisition rate at Hachijo site. (d) Monthly acquisition rate at Hachijo site.

ADCP 観測等による測定結果と各送受信局が測定している視線方向流速を比較する等の方法によって、海洋短波レーダーによる海流測定結果の特性を明らかにすることを目的としている。

2. 各送受信局におけるデータの取得状況

(1) 各送受信局の測定データ

各送受信局では、30分に1回、視線方向流速を計測している。測定データの距離分解能は10.24kmであり、方位分解能は5度である。視線方向流速の各測定点は、測定セルと呼ぶこととする。本システムでは、3時間毎に6個の測定データの平均及び標準偏差(RMS)を出力している。

以下、本項では、各送受信局で3時間毎に出力

される測定セルまでの距離、方位、視線方向流速、RMSを利用して、測定値を統計的に処理することによって、観測海域の特性及び測定データの取得状況について論じる。解析の期間は、2002年4月から2003年3月までとした。各送受信局からの方位について、北を起点、時計回りを正として、八丈島局については-45度~102度、野島崎局については95度~260度の測定データを対象とした。

(2) データ取得率

短波レーダーによる測定では、周囲の電波環境によっては、受信信号強度に対してバックグラウンドノイズが大きくなるなどして、測定セルの位置によっては出力データが得られない場合もある。2002年4月から2003年3月について、各測定セ

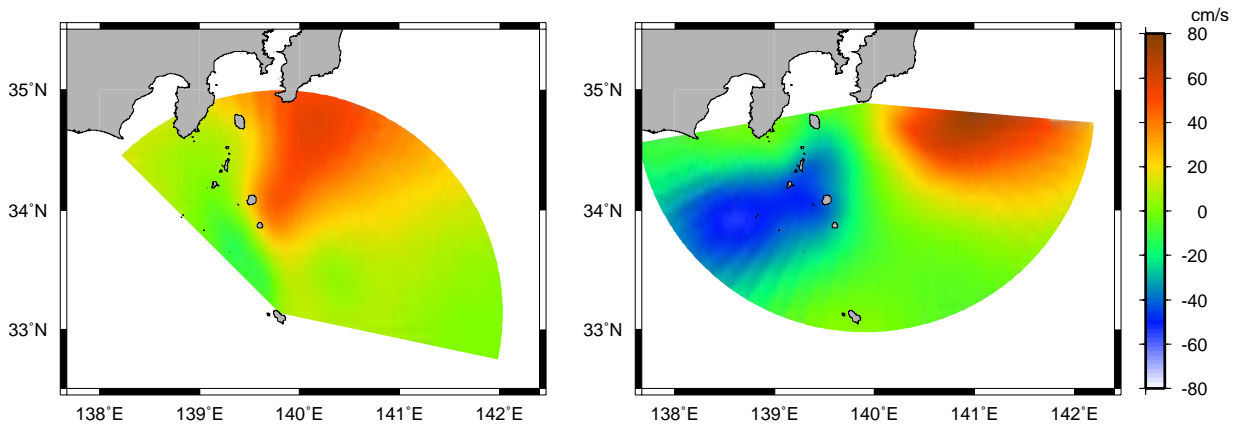


Fig. 4 Map of yearly averaged radial speed by each remote site during FY2002. Left: Hachijo site. Right: Nojima site.

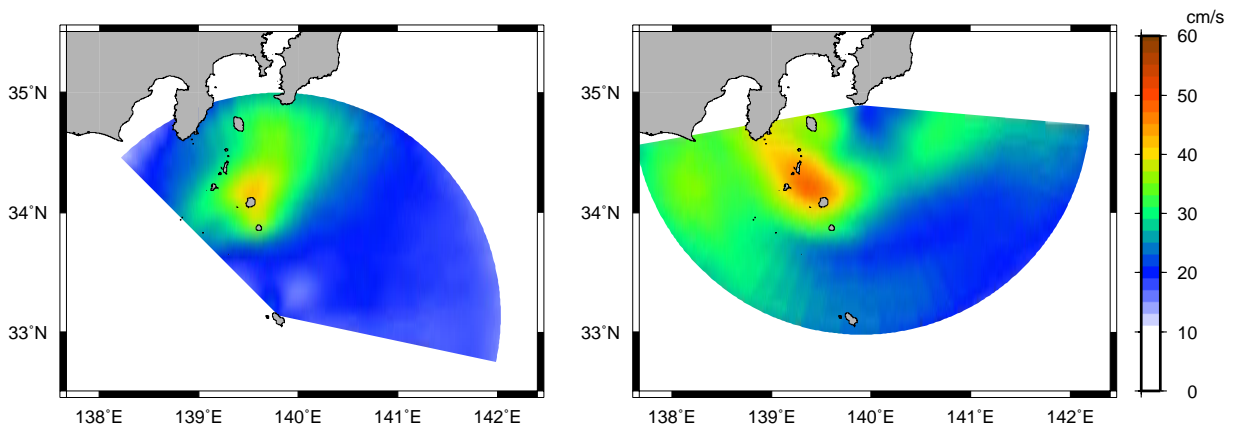


Fig. 5 Map of yearly averaged root mean square (RMS) of radial speed measurements in 3 hours at each remote site. Left: Hachijo site. Right: Nojima site.

ルで平均視線方向流速が測定された割合を百分率で表したものを Fig.3 に示す。八丈島局では、約 180km までの範囲で 80%のデータ取得率が確保されていたのに対して、野島崎局では、80%のデータ取得率を確保できたのは約 120km までであった。八丈島局におけるデータ取得率は、時間帯別にみると夜間に、月別では 5~7 月に低くなっていた。

遠方で取得率が低下するのは、電波の伝搬経路が長くなることによる信号の減衰に起因すると考えられる。また、上空の電離層反射は、夜間や夏季の日中に混信を増加させることが知られている。夜間及び 5~7 月の取得率の低下は、電離層反射

が主要因と考えられる。2つの送受信局で 80%取得率が確保された距離が異なるのは、電波の受信方位の違いによる混信量の違いや設置環境の違いが影響していると考えられる。

(3) 平均流速

各測定セルにおける平均視線方向流速を Fig.4 に示す。八丈島局の測定では局から遠ざかる方向の視線方向流速が房総半島沖を中心として観測された。一方、野島崎局では、八丈島局と野島崎局を結ぶ線の西で主に局に近づく方向、東で主に局から遠ざかる方向の視線流速成分が卓越していた。これは、解析期間中にわたり黒潮の流路は非大蛇行接岸流路で比較的安定していたことと整合する。

(4) 平均 RMS

各測定セルにおける3時間内 RMS の1年平均の分布を Fig.5 に示す。八丈島局の RMS 分布について、八丈島から見て御蔵島及び三宅島の後方に RMS 極大が広がっている。一方、野島崎局の RMS 分布では、三宅島と新島の間には顕著な極大が存在し八丈島局による観測の RMS 極大が分布する海域とほぼ一致している。ただし、月毎の RMS 分布によれば、八丈島西側の海域等1年平均とは異なる海域に極大が見られることもある。

RMS が大きくなる原因としては、受信信号にノイズが多く測定毎の精度が十分ではないこと、平均操作を行う3時間内の流れの変化が激しいことが挙げられる。測定原理から受信信号のホワイトノイズは特定方位のデータのみではなく、特に等距離のデータに影響を与えると考えられることから、後者の理由が有力と考えられる。

3. 観測データの検証

(1) 船舶搭載 ADCP データとの比較

短波レーダー観測の検証のための測量船による海流観測は、2001年9月、12月、2002年7月、2003年4月の合計4回実施されている。ADCP による10m 深流速を短波レーダー各送受信局の測定セル内視線方向に射影したものを短波レーダー測定セル毎に平均し、送受信局で測定した視線流速との比較を行った結果を Fig.6 に示す。2003年4月に実施した観測は、観測海域に偏りがあり、特に八丈島局との比較結果が極めて悪い。ADCP 観測結果を真値とした場合の平均二乗誤差は、2003年4月の観測を除いた3回の観測をあわせると、八丈島局で37.6cm/s、野島崎局で35.6cm/s である。測量船は一つの測定セル内を数十分で直線的に通過するため、ADCP データと短波レーダー・データとは、取得データの時間、空間及び深度の代表性は必ずしも同じではないが、両者の相違は概ね30cm/s 台と見積もることができる。

(2) 潮位差との比較

短波レーダーの観測対象海域のうち、神津島と

三宅島には験潮所が設置されており、2島を結ぶ線は野島崎からの視線方向にほぼ直交していることから、神津島と三宅島の潮位差から算出した地衡流と2島間における野島崎局の視線方向流速計測値(4点の平均)を比較した。験潮所の位置と野島崎局からの計測セルの中心位置を示した図及び双方のデータに25時間移動平均を施して比較した結果を Fig.7 に示す。両者の相関係数は0.70、両者の差の標準偏差は16.6cm/s であり、潮流等の短周期変動成分を除いた比較では、短波レーダーによる流速は潮位差による地衡流とよく一致している。

(3) 係留 ADCP による定点時系列観測との比較

短波レーダーの時系列データの検証を目的として、2003年6月19日から8月5日まで、北緯33度40.6分、東経140度03.7分(Fig.1丸印)深度約100mの地点にRD社製WorkHorse ADCP を設置し、表層から水深約100mまでの海流の連続観測を行った。測定は鉛直5m 間隔、時間間隔は20分とした。設置点の水深は約350m であり、観測データの時系列によれば、潮流によるものと考えられる1日周期の変動が卓越している。

短波レーダー視線方向流速との比較のために、ADCP 観測データは、水深約10m の流速を抽出し、3時間間隔で3時間平均した後、2つの送受信局からの視線方向成分を計算した。短波レーダー・データと比較した結果を Fig.8 に示す。ADCP による測定結果を真値とした場合、短波レーダー視線方向流速の平均二乗誤差は概ね30cm/s である。

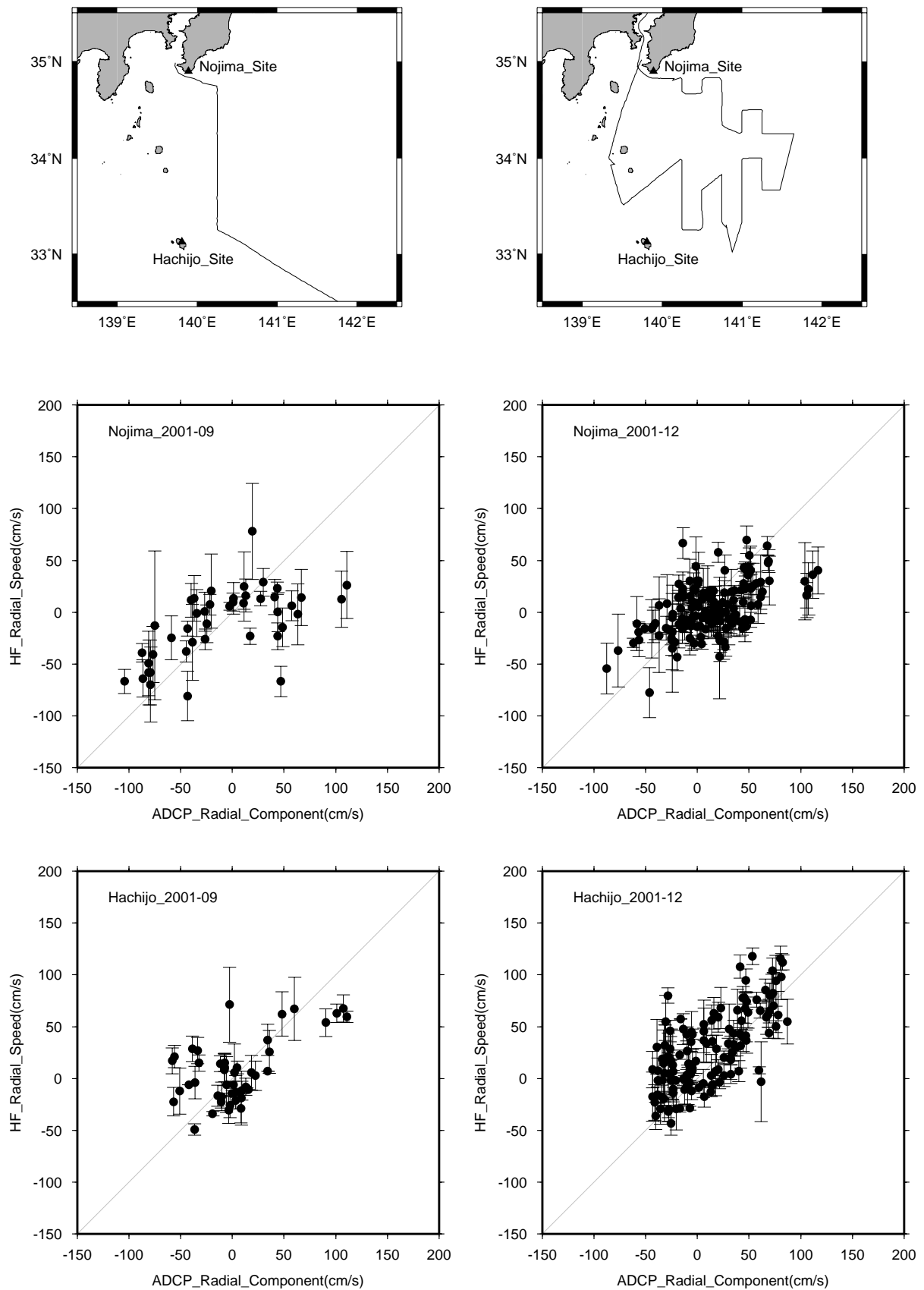


Fig. 6 Results of comparison between radial velocity by HF radar and radial component of velocity at 10m in depth by shipboard ADCP. Top: Cruise Track, Middle: Scatter plots of the radial velocity at HF radar Nojima site (vertical axis) and the ADCP velocity (horizontal axis), Bottom: Scatter plots of the radial velocity at HF radar Hachijo site and the ADCP velocity. Left: September, 2001, Right: December, 2001. Vertical bars in scatter plots are indicate RMS of radial velocity measurement by HF radar.

Validation of Ocean Current Observation with High-Frequency Radar

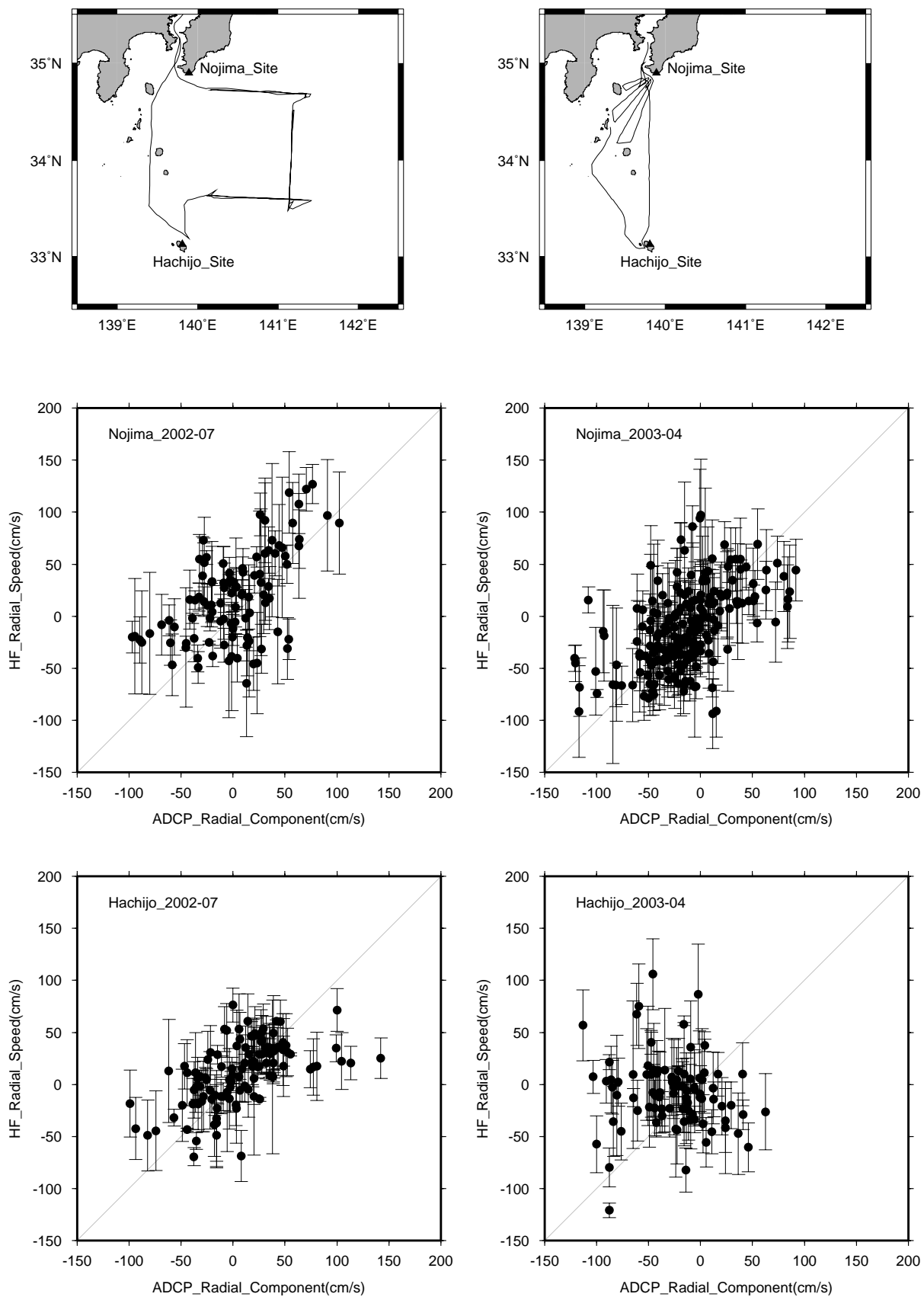


Fig. 6 Continued. Left: July, 2002, Right: April, 2003.

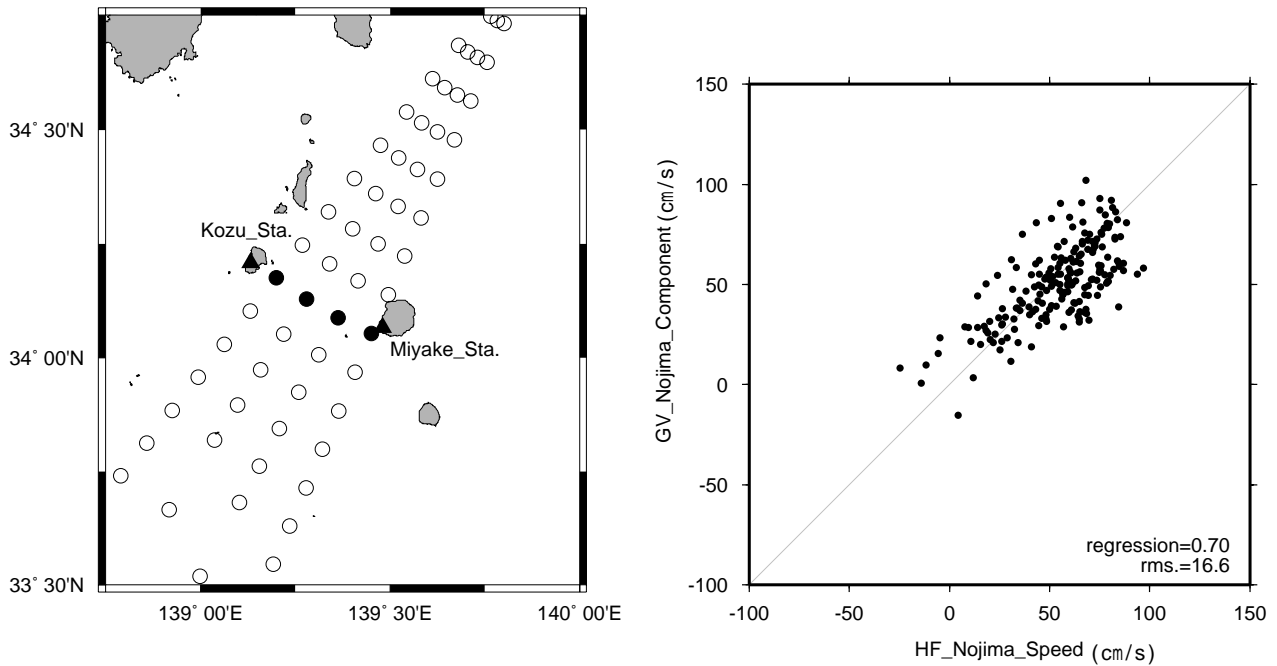


Fig. 7 A result of comparison between radial velocity by HF radar at Nojima remote site and geostrophic velocity calculated from sea level difference between Miyake tide station and Kozu tide station. Left: Location map. Triangles indicate tide stations. Circles indicate observation cells by HF radar Nojima site. Radial velocities of HF radar are averaged among solid circle cells. Right: Scatter plots of the radial velocity at HF radar Nojima site (vertical axis) and the geostrophic velocity (horizontal axis).

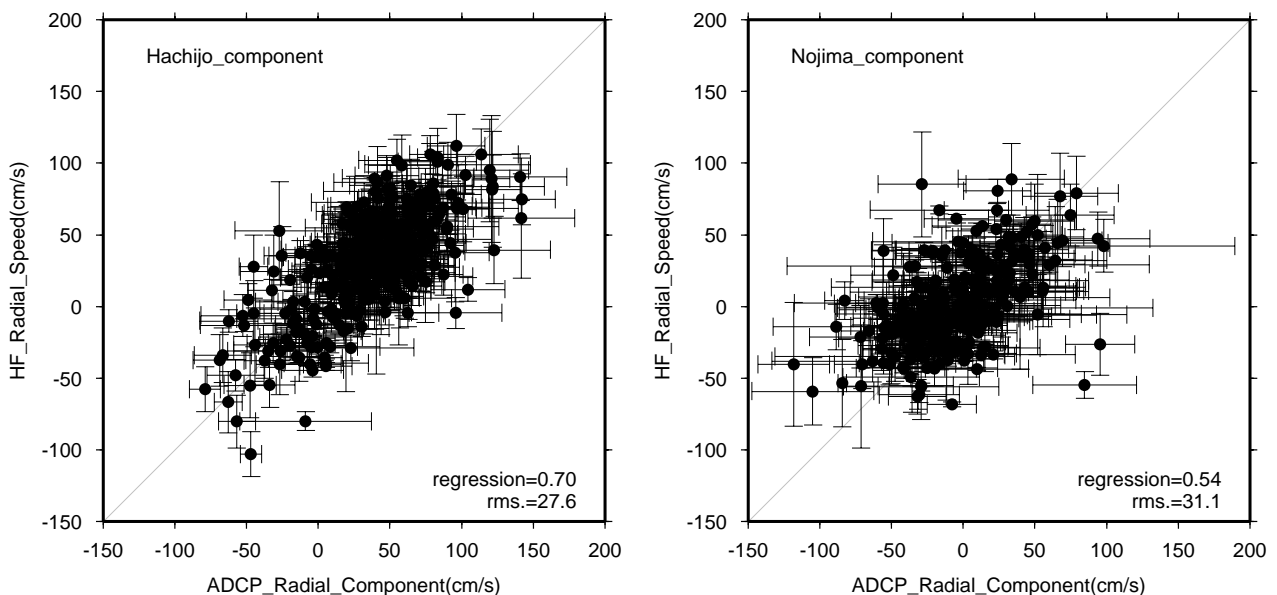


Fig. 8 A result of comparison between radial current velocity by HF radar and radial component of current velocity at 10m in depth by ADCP mooring observation. Each radial component of ADCP velocity is averaged in 3hours. Vertical bars indicate RMS of radial velocity measurements by HF radar. Horizontal bars indicate standard deviations of averaged velocity by ADCP. Left: Hachijo Site. Right: Nojima Site.

4. まとめ

2001年8月に八丈島-野島崎間で開始した海洋短波レーダーによる海流観測データについて、その観測精度を検証するために実施した船舶等による海流観測結果との比較を行った。各送受信局による視線方向流速データは、電波の混信等の影響によって時間的、空間的に取得が不十分となる場合があること、三宅島周辺で3時間内RMSが大きいう問題があるものの、10m深流速との比較では、約30cm/s前後の相違であった。また、海域によっては、極端に比較結果が悪くなる場合があった。受信アンテナパターンに歪みが生じている場合、アンテナパターンを実測し、結果を視線方向流速の計算に反映することで、測定精度が改善すると言われている。アンテナパターンの計測による精度向上は、今後の課題である。

八丈島局の潮位差から算出した地衡流との25時間平均の比較では、両者の差の標準偏差が16.6cm/sと良い一致を示したことから、今回対象とした海洋短波レーダーによる海流観測は、現状でも、日平均値を使用することによって、黒潮等の比較的強い海流の日々の変化を追うことは十分可能であると考えられる。海洋短波レーダーは、従来の船舶による観測と比較して、時間的にも空間的にも飛躍的に高密度の観測を可能とするものであり、観測データの特徴及び特性を十分に理解することにより、今後の海洋モニタリングに活用することが期待できる。

謝辞

本研究で使用した海洋短波レーダーの無線免許は、加藤弘紀氏、並木正治氏及び朝日航洋株式会社の電気通信監理局との長く粘り強い交渉の結果、取得できたものである。比較のための観測は、「拓洋」、「天洋」、「海洋」各測量船によって行われた。ここに記して関係各位に感謝する。

要約

海上保安庁は、八丈島-野島崎間の海域におけ

る海洋短波レーダーによるリアルタイム表層海流観測を2001年8月に開始した。本研究では、短波レーダー・データの特性を理解するために、2つの送受信局で測定した視線方向流速と、船舶搭載 ADCP、係留 ADCP による海流データ及び三宅島-神津島間の潮位差から計算した地衡流との比較を行った。その結果、短波レーダーで計測した表層流速は、10m深における ADCP 観測データと約30cm/sの相違があった。25時間平均した潮位差から計算した地衡流とは15.5cm/sの残差であった。その結果、八丈島-野島崎間の短波レーダー観測は、日平均に関する限り、黒潮のモニタリングに有効である。

参考文献

- Crombie, D. D. : Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s., *Nature*, **175**(4459), 681-682, (1955).
- Barrick, D. E., M. W. Evans and B. L. Weber : Ocean surface currents mapped by radar., *Science*, **198**(4313), 138-144, (1977).
- 伊藤友孝: 海洋短波レーダーによる表層流観測, *海洋調査技術*, **14**(1), 33-36, (2002).
- Lipa, B. J. and D. E. Barrick : Least-squares method for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data; Application at ARSLOE, *IEEE J. Oceanic Eng.*, **OE 8**, 226-253, (1983).

REPORT OF HYDROGRAPHIC AND OCEANOGRAPHIC RESEARCHES

No.40, March, 2003

CONTENTS

- 1 . 日本周辺海域火山通覧(第3版)
・ ・ ・ ・ ・ 大谷康夫, 土出昌一, 芝田 厚, 加藤 茂, 岩淵義郎 **1**
The List of Volcanoes and Their Activities Records in the Adjacent Seas of Japan -3rd Edition-
・ ・ ・ ・ ・ OTANI Yasuo, TSUCHIDE Masakazu, SHIBATA Atsushi, KATO Shigeru
and IWABUCHI Yoshio
- 2 . 山体崩壊による津波シミュレーション - 1792年眉山 -
・ ・ ・ ・ ・ 笹原 昇 **63**
Numerical Simulation of the Tsunami caused by the sector Collapse of Mt.Mayuyama, Shimabara
Peninsula, Kyushu in 1792
・ ・ ・ ・ ・ Noboru SASAHARA
- 3 . SLR 観測により求めた島嶼等の水平運動
・ ・ ・ ・ ・ 佐藤まりこ, 福良博子, 藤田雅之 **73**
Horizontal Motions derived from Satellite Laser Ranging Observations.
・ ・ ・ ・ ・ Mariko SATO, Hiroko FUKURA and Masayuki FUJITA
- 4 . 海底地殻変動観測における局位置決定再現性の評価
・ ・ ・ ・ ・ 藤田雅之, 佐藤まりこ **85**
Examination on Repeatability of Precise Seafloor Positioning
・ ・ ・ ・ ・ Masayuki FUJITA and Mariko SATO
- 5 . 海洋短波レーダーによる海流観測データの検証
・ ・ ・ ・ ・ 木下 秀樹, 寄高 博行, 高芝 利博, 伊藤 友孝 **93**
Validation of Ocean Current Observation with High-Frequency Radar
・ ・ ・ ・ ・ Hideki KINOSHITA, Hiroyuki YORITAKA, Toshihiro TAKASHIBA
and Tomotaka ITO

JAPAN COAST GUARD
TOKYO, JAPAN

Older issues: <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>