

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES
No. 26, March, 1990

東伊豆沖手石海丘の海底噴火†

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***

**SUBMARINE VOLCANIC ERUPTION OF TEISI KNOLL
OFF EASTERN PART OF IZU PENINSULA†**

Shoichi Oshima* and Hydrographic Department Survey Team of Earthquake
and Volcano Off Ito

Joyo Ossaka**, Kazuyoshi Kudo*** and Minoru Sakaue***

Abstract

Since 1978, a series of frequent earthquake swarm have occurred at the sea east of Izu Peninsula, while Japan Meteorological Agency (JMA) observed 12 swarms for the period of 12 years up to 1989. The 12th earthquake swarm began on June 30, 1989. Seismic foci of the swarm were plotted in the sea only a few km north/east of downtown Ito City and its coastal area.

At about 18h 33m (JST) of July 13 1989, a submarine volcanic eruption spontaneously occurred at sea about 4 km northeast of downtown Ito. Japan Hydrographic Department (JHD) Survey Vessel TAKUYO was just around the point of the eruption and was surveying the seismic active area. TAKUYO was hit by frequent very strong shocks of water waves of the eruption at distances of 800m to few km

† Received 25th January 1990

* 水路部 Hydrographic Department

** 岡山大学理学部 Faculty of Science, Okayama University

*** 東京大学地震研究所 Earthquake Research Institute, University of Tokyo

from the newly born volcano. Surveyors and crew members of the vessel took photo, video tape record and audio record of the shock noise caused by the very strong water waves, while the positioning was done by GPS. Water mass gushing phenomena (water dome and/or water jet) occurred five times, and the top of the biggest one was measured 113m high above sea. Estimated time of beginning of the water mass gushing phenomena were 18h 35m 57s, 18h 39m 57s, 18h 40m 40s, 18h 41m 25s and 18h 43m 37s of July 13 1989.

HDJ conducted sea bottom surveys of the area four times. On July 9, a echo sounder and a side scan sonar of S/V MEIYO confirmed sedimented flat bottom at and around the forthcoming eruption point. At 18h 28m of July 13, or only 5 minutes before the eruption, S/V TAKUYO found a knoll of 25m relative height, of about 500m diameter at the base. JMA observed very large amplitude tremor from July 11 through July 13 without any remarkable surface phenomena, which suggest shallow magmatic intrusion beneath the knoll. On July 15, or two days after the eruption, unmanned automated survey craft MANBOU surveyed the knoll and found an about 200m diameter crater in the center of the knoll, which reduced height of the knoll to only 10m. MANBOU's echo sounder recorded a big vertical cloud of volcanic gas welling up from the crater. On October 16 and 17, S/V TENYO surveyed the details of the newly born volcano (the knoll) and the vicinity with her narrow multi-beam echo sounder (Hydrochart). The result shows shallowest water depth 81m of the knoll on its southeast part of the crater rim, and deepest water depth 122m at the southern part of the crater.

1. はじめに

東伊豆には70余の単成火山が分布し、東伊豆単成火山群と呼ばれている。大多数の火山は過去4万年に噴火したもので、これまでは500年に1つの割合で噴火し、噴出量は1000年あたり $6 \times 10^7 \text{ m}^3$ と推定されている(荒牧・葉室 1977, 葉室 1978)。陸上の東伊豆単成火山群の東方沖の海底にも数十の火山が認められる。本論では、これら陸域と海域の火山群をまとめて、伊豆東部火山群と呼ぶ。

伊豆東部火山群の活動は、陸上ではほぼ二千年前までと推定されており、その後の有史時代の活動の記録は見当たらない。陸上の同群の火山の噴出量は 2.5 km^3 、そのうち約 0.93 km^3 は大室山の噴出物であると見込まれている(荒牧・葉室 1977)。第1図に伊豆東部火山群とその周辺を示す。

伊豆東部火山群付近では、1870年及び1930年に群発地震活動があった(気象庁 1984)。1930年の活動は伊東群発地震と呼ばれている。伊東群発地震の震源はNasu et al. (1931)が5台の地震計で観測し決定している。その結果によれば、震源は川奈付近からその北方沖に分布し、鉛直断面内では上下に細長い分布を示した。Kuno (1954)はこの群発地震を大室山火山群のマグマ活動によるものと考えた。大室山火山群には、有史時代の噴火は知られていなかったが、活火山と考えられている(気象庁 1984)。

近年の伊豆半島付近のおもな被害地震は、北伊豆地震(1930年, $M7.3$)、伊豆半島沖地震(1974年, $M6.9$)、伊豆大島近海地震(1978年, $M7.0$)、伊豆半島東方沖地震(1980年, $M6.7$)などである。1975年には伊豆半島中部で微小地震が群発し、冷川峠(第1図のHK)を中心にドーム状の隆起が見られ、中心部の隆起量(1976年—1967年)は15cmに達した。1978年以後は、いわゆる伊豆半島東方沖群発地震(震源域は第1図TG)が断続しており、気象庁の資料によれば1989年までの12年間に12回の群発地震が発生した。この間伊豆半島では地殻の隆起が続き、隆起の中心は1982年6月までは伊豆半島中部にあったが、1983年から伊豆半島東岸の富戸(第1図のFT)付近に移り、1987年以後の隆起はそれ以前より活発となった(石井 1989)。1974年か

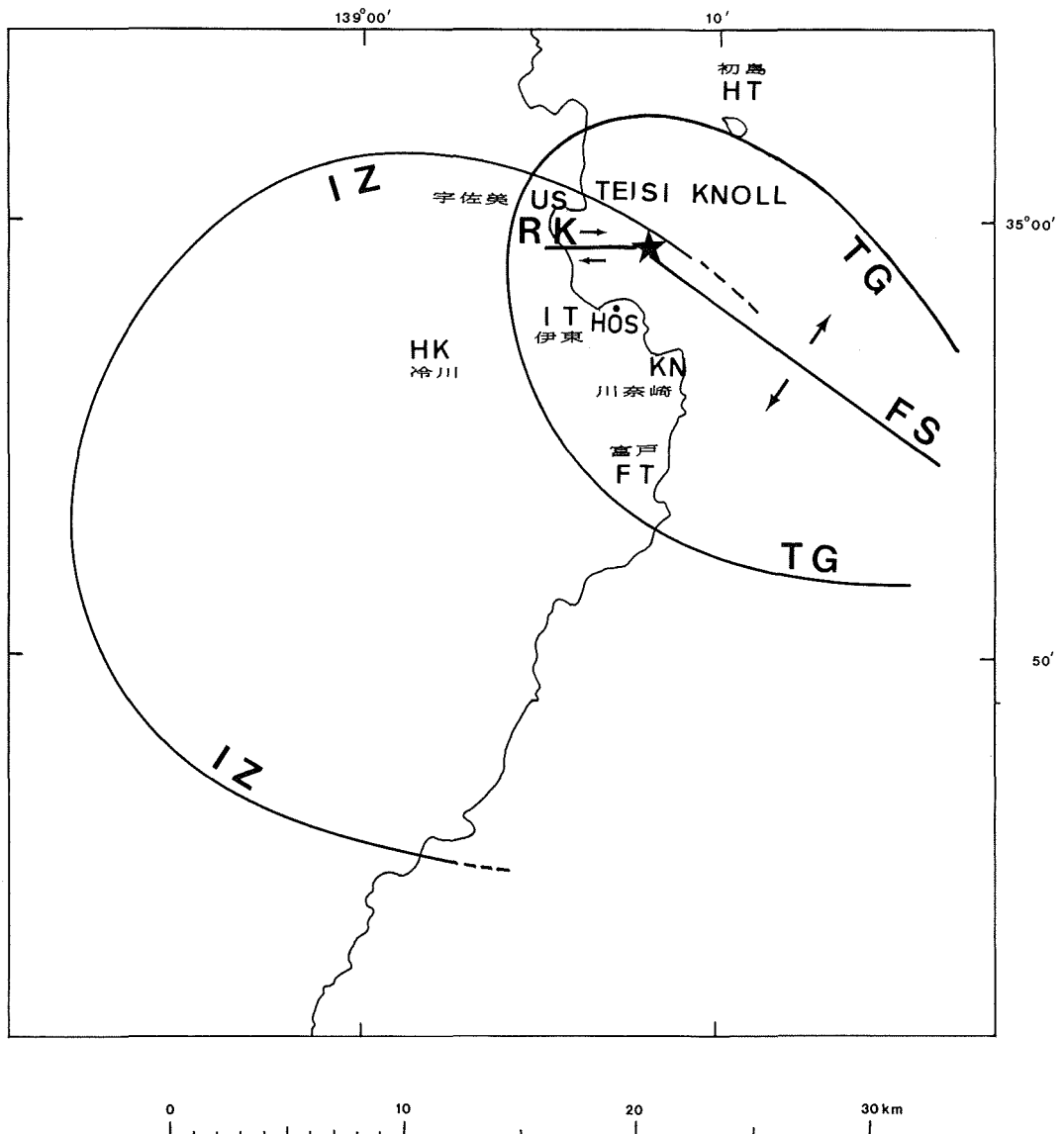


Figure 1. Izu-Tobu Volcano Group and its adjacent area. IZ : Approximate area of Izu-Tobu volcano group, TG : Active area of Izuhanto Tohooki Earthquake swarm since 1978, FS : Fissure by magmatic intrusion suggested by Tada and Hashimoto (1989a~c), RF : Right-Slip Fault associated with M5.5 earthquake of July 9, 1989 After Tada and Hashimoto (1989c), HT : Hatsu sima, US : Usami, HK : Hiekawa, IT : Downtown of Ito City, HOS : Strong motion observation station at Hosenji, KN : Kawana, FT : Futo

ら1989年までの隆起量は、中心部（FT）付近で約50cmに達している。この隆起の原因は地下深部からのマグマの上昇であり、伊豆半島東方沖では地殻が脆性的で地震が発生し、半島中部では地殻が高温で延性的なため地震がおきない（茂木 1989）と解釈されている。伊豆半島東部では、浅発地震の記録に顕著な後続波が見られる。これらの後続波は深さ12~15km程度の反射面による反射波（SxP及びSxS波）であり、地殻内部に溶融体が存在すると解釈され、その分布はかなり広範囲に及んでいると推定されている（溝上ほか 1989a）。

すでに伊豆半島東方沖群発地震に伴い、開口割れ目（第1図FS）が形成されたとの解釈がなされていたが（多田・橋本 1989a）、さらに1989年5月から7月までの一連の群発地震活動の期間にも、初島と伊豆半島の間にはマグマの貫入による開口割れ目及び断層（第1図RF）の形成があったものと考えられている（多田・橋本 1989b, c, 岡田・山本 1989）。岡田・山本（1989）は川奈（第1図のKN）での地殻傾斜連続観測データから、同期間の開口割れ目と断層の形成過程について詳細なモデルを構築した。すなわち、I（5月21日～26日）川奈沖2kmで開口50cm相当のマグマ貫入（長さ3km、深さ10～3km）、II（6月30日～7月4日8時）伊東港沖約2kmで開口50cm相当のマグマ貫入（長さ3km、深さ8～6km）、III（7月4日8時～7月9日11時）前者IIの深部で開口50cm相当、浅部（長さ3km、深さ6～1km）で開口110cm相当のマグマ貫入、IV（7月9日11時09分）M5.5の地震に伴い、宇佐美（第1図US）の沖合いに断層発生（走向N102°E, dip79°, 長さ6km、深さ6～1km、右ずれ成分20cm、逆断層成分10cm）、V（7月9日11時～7月10日）前出IIの深部に開口50cm相当、浅部に開口20cm相当のマグマ貫入、VI（7月11日～）断層の活動は停止、小規模の表面的な火山活動のみが出現、などである。恒石（1989）は、1989年6月30日から7月13日の噴火前までに、伊東～初島（第1図IT～HT）間の距離が20cm以上伸びていた事を観測した。また国土地理院の観測により、7月13日の噴火直前の10日間に伊東市中心部（第1図IT）で9cmの急激な隆起が認められた。

気象庁の観測によれば、同年6月30日からの群発地震活動は7月4日に活発化して有感地震も発生し始め、3時間ごとの地震回数も1,000回を超えた。その後ある程度の消長はあったものの活動度は8日昼頃まで低下したが、8日午後から再び活発化し、9日11時09分に群発地震中最大のM5.5の地震が発生した。その後3時間ごとの地震回数は指数関数的に低下したが、7月11日20時38分到大振巾の微動が発生して1時間程継続、その後も断続的に微動が観測された。7月13日には、大振巾の微動とともに18時33分頃から海底噴火が発生した。

溝上ほか（1989b）は群発地震の震源の時空分布を詳しく検討し、7月4日06時30分頃から震源が北西に移動し、同日21時46分～22時20分にかけてのM4.1, M4.7, M4.3の地震発生とともに震源の移動が停止したこと、震源の移動距離は約2.5kmで停止した位置はのちに手石海丘が形成される位置であること、震源移動に伴い震源の深さが約8kmから4kmに浅くなったこと、震源移動停止後の5日01時55分から低周波地震（卓越周期約1秒）が発生している事などから、この期間の開口割れ目の生成とマグマ貫入を強く示唆するものと報告している。また、その後の5日10時から9日11時にいたる10分毎の地震回数に7つのバーストのピークが見られ、溝上ほか（1989c）はその時空分布の詳細な検討結果から、バーストの間隔は17～18時間とほぼ一定であること、それぞれのバーストの震央域は狭い範囲（直径1km前後）に集中すること、それら各バーストの震央域がのちの噴火点周辺に規則的に配列すること等から、噴火地点ほぼ直下に存在するマグマ溜りから周期的にマグマが貫入し、それらが既存の開口割れ目と噴火点近傍に集中し、手石海丘の形成に至ったと推察している。これらは前述の岡田・山本（1989）の報告とも調和的である。

植木ほか（1989）は震源域を囲む7点で噴火後の7月16日から高感度地震観測を実施した。8月6日までのデータによれば、主要な地震活動域が3か所あり、それらは手石海丘付近、その南東の手石島付近、及び宇佐美付近である。前二者の震源の深さは1～5kmで活動度は時間と共に低下したが、宇佐美付近のものは観測期間を通じ活動的であった。

水路部では、7月8日～9日に測量船「明洋」（450トン、田島修船長）による音響測深、サイドスキャンソナーによる微地形調査及び海底地震計による観測を震源域で実施した。7月13日には測量船「拓洋」（2,600トン、福田泰介船長）による音響測深、3.5kHz表層探査を実施した。18時33分頃からの海底噴火は「拓洋」

の至近距離で発生し、「拓洋」から噴火の目視観察、カメラ、ビデオ撮影、衝撃音の録音等が行われた。噴火後の7月15日には測量船「昭洋」(1,800トン、山本賢一船長)搭載の自航式ブイ「マンボウ」により、海底噴火で形成された火山体の地形調査が行われた。さらに10月16日~17日に測量船「天洋」(430トン、湯山典重船長)による海底地形の精査、スパーカーによる音波探査、プロトン磁力計による全磁力測定が行われた。また、これらの測量船と航空機(第三管区海上保安本部)による気泡、変色水の分布調査、投下式水深水温計(XBT又はAXBT)による水温の測定、海潮流、海上風の観測等が行われた。海底噴火により形成された海丘は、7月20日に手石海丘と命名された。本論では、これらの測量船等による調査結果を整理し、海底噴火の経過とともに記載しておく。

2. 1989年7月13日の海底噴火

2-1 噴火の観測

測量船「拓洋」は7月13日午前から伊豆半島東方沖群発地震の震源域の調査を行っていた。測線は0.2海里(約370m)おきに格子状に設定され、夕刻に調査を終了する予定であったが進行が遅れ、18時28分に噴火直前の手石海丘の直上を西航しながらシービームによりその地形をとらえた。しかしその時点では特段の注意は払われなかった。西航を続けて岸線まで1海里(約1.85km)の地点で左に回頭し、船首を南から東に向けて次の予定測線にのった。ちょうどその頃(18時33分頃)から船底をノックするような「トン」という音が2度聞こえ、その数秒後「ドーン」という「とてつもなく大きなハンマーで船体を叩いたような震動音」が聞こえ、ほんの数秒おいてまた「ドーン」という音がして船体がやや激しく震動した。それから数秒間でさらに音は強く、音の間隔は急速に短くなり、衝撃音が間断なく「ドーン、ドーン」と船底を突き上げ、乗組員は船体及び機器類を破壊されるという恐れを感じた。「拓洋」は予定測線をそのまま東航し続け、乗組員は海面を注意深く観察した。1分間以上海面に何らの異常も認められなかったが衝撃音は間断なく船体を突き上げ続けた。次いで船首左前方数百メートルに、一瞬横一線の白い波頭が見え、さらに白い波頭の両端に青黒い筋が見えた。さらに同じ位置にエアガンを海中で発破させた時のような海面のザワつきと波立ち、あるいは海中で爆雷が爆発した時の海面のしわ立ちのようなものが見られた。船長はただちに右(南)寄りに変針、速力を一杯に上げ、時刻、噴火位置の測定、噴火事象の観測を乗組員に命じた。(以上、主に「拓洋」小沢幸雄観測長による。)

右寄りに変針して舵が効き始めた18時36分頃、同位置に灰黒色のウォータードームが出現した。以後「拓洋」は各種観測を続けながらほぼ南東方向に航走し、18時37分には噴火点に最接近(約800m)し、18時40分に手石島付近を経て18時50分に川奈東方沖の安全な海域に達した。噴火による衝撃音が発生してから安全な海域に至るまでの間、以下の観測が行われた。

イ. GPSによる精密測位

ロ. 多くの乗組員による目視観測及び噴火位置の測定

ハ. 写真撮影(18時37分頃から。小沢幸雄観測長、吉岡真一海洋調査官)

ニ. ビデオ撮影(18時39分33秒~18時42分35秒及び18時43分14秒~18時44分57秒、小林郁也航海士)

ホ. 衝撃音の録音(18時36分05秒~18時44分頃、早水元功機関長、水野公男航海士)

これらのうち、早水機関長の録音は、機関長室の床(海面上約5m)の上に、マイクが下を向くようにカセットテープレコーダーを置いて録音したものである。また、この間の観察内容、操船その他の作業に関する記憶等については、福田泰介船長、宇賀那清二郎業務管理官、佐藤義人航海長、伊藤一美通信長、高梨政

雄主任大陸棚調査官，その他多数の乗組員から詳しく聞き取ってメモを作成した。

これらとは全く別に，東京大学地震研究所では伊東市の3か所の観測点で加速度型の強震計による地震観測を行っている。そのうち伊東市宝専寺観測点（第1図のHOS）における強震計の記録と「拓洋」で録音された衝撃音の記録を並べたものを第2図に示す。図で明らかなように，地震と衝撃音の両事象が，小振巾のものまで1対1に対応している。強震計の記録には正確なタイムマークもあり，従って衝撃音の時刻は秒単位で決定可能である。以上の各種の資料，データから以下の手順で噴火現象の時刻を推定した。

- ① 「拓洋」の航跡をGPS測位のデータにもとずき縮尺35,000分の1の図にプロットした。
- ② 写真に噴火点（独特の白波や灰黒色水柱）と背景の初島や伊豆半島の岬，山が写っている。噴火点と背景の見直し線と航跡の交点の時刻を求め，それを撮影時刻とした（誤差±30秒程度）。
- ③ ビデオの画像の中に上記②の写真と同一の画像をとらえているところが何か所かあり，ビデオ記録の概略の時刻を決定した。
- ④ ビデオテープに撮影者が灰黒色水柱の出現時刻を音声で録音してある。1分単位で40分，42分，44分の3か所が確認できる。また，灰黒色水柱が出現すると「アーッ，あがったあがった」などと独特の喚声があがるのが録音されている。それらによりビデオ記録の時刻を確認した。
- ⑤ 衝撃音の録音テープにもかすかに乗組員の喚声が収録されている。また録音テープの時刻は前述のように強震計の記録と対応させ，秒単位で決定できる。録音テープとビデオテープを対応させ，灰黒色水柱の出現時刻等を決定した。
- ⑥ ビデオテープ（1秒間30コマ）の時間間隔は正確なので，最後にビデオテープをテープ編集機で再生し，各事象の時間間隔をチェックした。

なお，噴火点～宝専寺間約3kmのうち，約2.7kmが海であり，噴火の震動は水中音響として地震計に達したとすると，伝ばんに要した時間は約2秒である。また，灰黒色水柱の上昇速度をビデオ画像で測定したところ，約50m/secであったので，水深約100mの噴火点海底から噴出した水塊が海面に達するまでの時間は約2秒である。

以上の事から，灰黒色水柱又はウォータードームを噴出させる活動は，大別すると5回認められた。各回の噴出活動の継続時間は数秒～30秒弱であり，1回の噴出活動の間に数秒おきのいくつかの水柱が出現する場合もある。それらをまとめて第1表に示す。ただし，第1回目の噴出活動（ウォータードーム）については写真もビデオの記録も無い。しかし船長はじめ乗組員の詳しい証言や記憶にもとづくスケッチなどから，操船の経緯、航跡，強震計の記録等を勘案のうえ確認したものである。

2-2 海面現象及び水柱の噴出

海面上の諸現象について，写真，ビデオ記録，乗組員の証言等を整理した結果を記載する。水柱の大きさ等については，写真フィルム上の像の大きさ，カメラの焦点距離，カメラから対象物までの距離などから算出した。

一連の海面上の現象のうち，最初に現われたのは一筋の白い波紋とその両端の青黒い筋，あるいは海中で爆雷が爆発したような海面のザワつき等である。類似の現象は活動全期間を通じ，ひんぱんに見られた。写真1に，18時37分頃の例を示す。背景の島は初島である。中央の白い筋とその両端の青黒い筋は，同心円状に分布しているもので，船上からはこれを横から望見する形となり，筋のように見えるのであろう。青黒い部分の直径は約250m，中央の白い部分の直径は約100mである。青黒い部分は海底の砂泥（及び岩石？）が噴き上げられ，海面付近まで混濁している範囲，白い部分は噴出の衝撃で海面が波立っている範囲であらう。

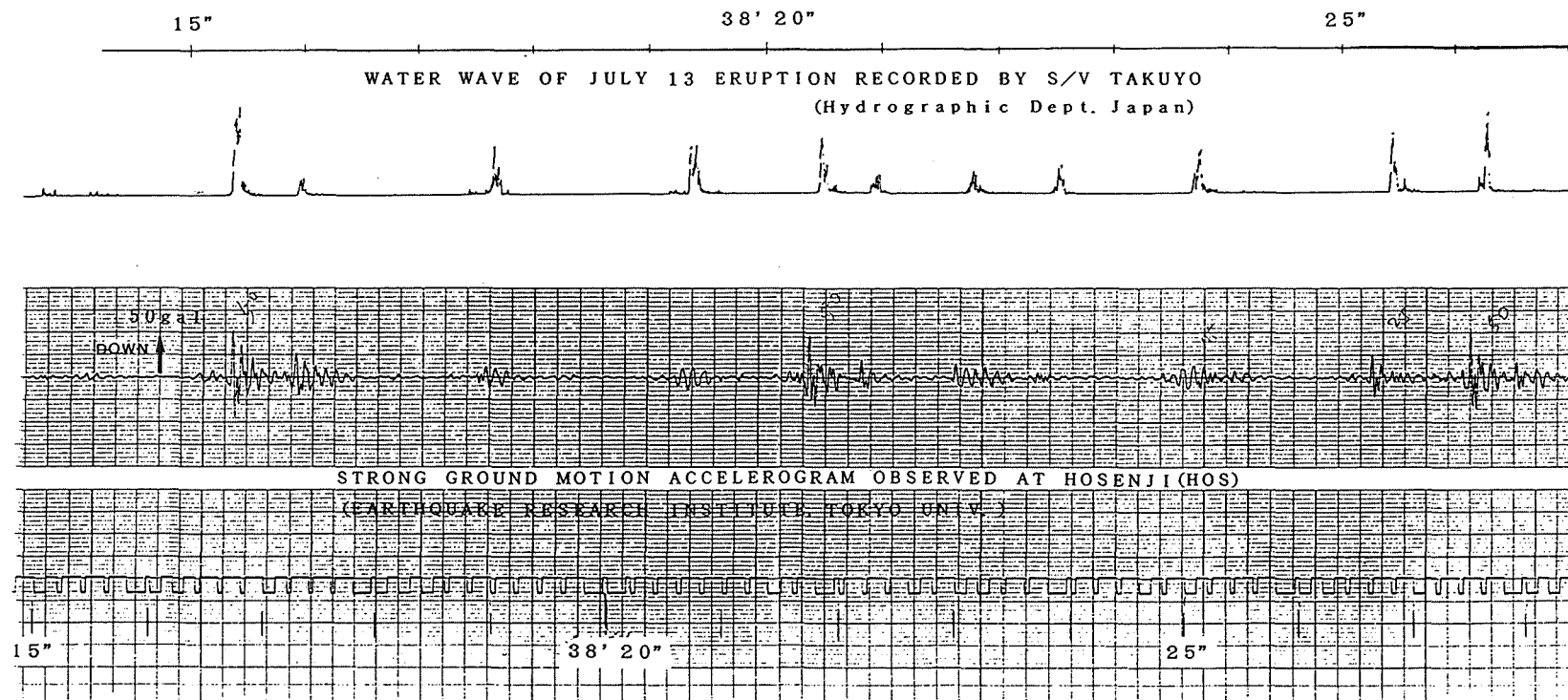


Figure 2. Record of water wave observed in the survey vessel "Takuyo" (upper) and vertical strong motion observed at Hosonji (lower). Location of Hosonji is given in Figure 1. The figure shows an example only for about 13 seconds.

No.	Start Time at sea surface	Duration of a series of gushing(sec)	Size of Water Jet or Dome	
			Height (m)	Width (m)
1	18 ^h 35 ^m 57 ^s	————	——	——
2	18 ^h 39 ^m 57 ^s	25	18	51
3	18 ^h 40 ^m 40 ^s	15	——	——
4	18 ^h 41 ^m 25 ^s	25	113	230
5	18 ^h 43 ^m 37 ^s	20	36	92

Table 1. Water jet phenomena, its time and dimensions.
(July 13 1989 eruption of Teisi Knoll)

また乗組員の証言で、海面が「ビシッ、ビシッ」とザワつくのと「ドーン」と船底を突き上げる衝撃音が同期していたという事と、後述するように水柱噴出に伴って白煙（水蒸気）が相当量海面に漂うこと、海底に形成された火山体（手石海丘）が堆積物の隆起を主体とし（藤井ほか 1989）本質物の噴出量が少ないことなどから、海底での活動は水蒸気を主とするガスの噴射であったものと推定される。

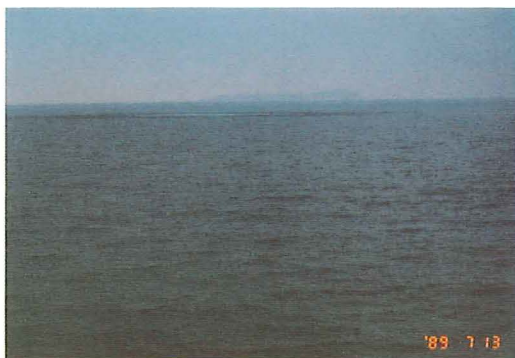
写真2a～2eにはウォータードームを形成した2回目の噴出現象を示す。海面に灰黒色の部分が出現して3秒で写真2aの姿になった。高さ18m、巾51mである。ウォータードームの両側には青黒い筋が見える。さらに3秒後には形が崩れ、海面に白煙（水蒸気）が漂う（写真2b）。さらに白煙の中央、次いで右端、そして左端から別々の細い灰黒色水柱が噴出し（写真2c, 2d）、ウォータードーム出現から19秒後には白煙のみとなった（写真2e）。

18時40分40秒に3回目の噴出現象が見られた。白煙のたちこめた中に出現し、3秒後（40分43秒）に写真3aのようになった。白煙のため水柱の大きさは測定できない。約15秒間にわたり、間欠的な灰黒色水柱の噴出が見られた後、白煙のみが漂うようになった（41分04秒、写真3b）。

18時41分25秒に4回目の噴出現象が始まり、海面から「ミッキーマウスのような」灰黒色水柱がぬっと立上がり、その3秒後の18時41分28秒に写真4aのようになった。高さ94m、巾150mである。ビデオ画像を詳しく検討したところ、海面から急速に立上がる灰黒色水柱が写真4aとほぼ同じ姿になるまでの時間は約2秒間であり、水柱の上昇速度は約50m/sec程度であったものと考えられる。写真4aでは水柱の上面、側面にギザギザと鋭角的なトゲが多数認められる。岩石を先頭に上方、測方に水柱が拡大中であることを示す。次いで2秒後の41分30秒に写真4bの姿になった。この時点での水柱の高さは113m、巾230mで水柱の上面は丸みを帯びて降下が始まった事を示し、側面には鋭角的なトゲが斜め下方に向いているように見え、岩石を先頭に水塊が降下している事を示している。また水柱の周囲に白煙が見え始めている。41分37秒には灰黒色のものはほとんど海面下に没し、白煙のみになりかかっている（写真4c）。

5回目の噴出現象は18時43分37秒に始まった。この瞬間のビデオ画像はピントが合っておらず不鮮明であるが、乗組員の「アーッ、あがったあがった」という喚声がビデオテープに収録されている。水柱はその3秒後の43分40秒に高さ36m、巾92mになった（写真5）。その後も何回かの低い水柱の噴出をくり返し、出現から約20秒で白煙が漂うのみとなった。

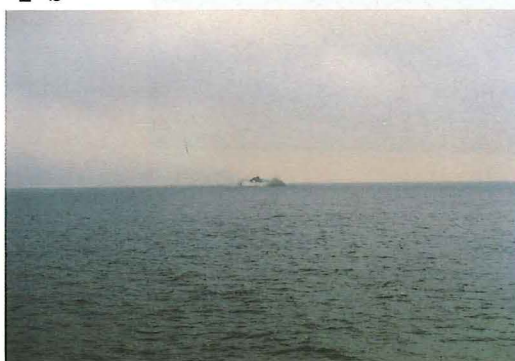
1



2 a



2 b



2 c



2 d



2 e



3 a



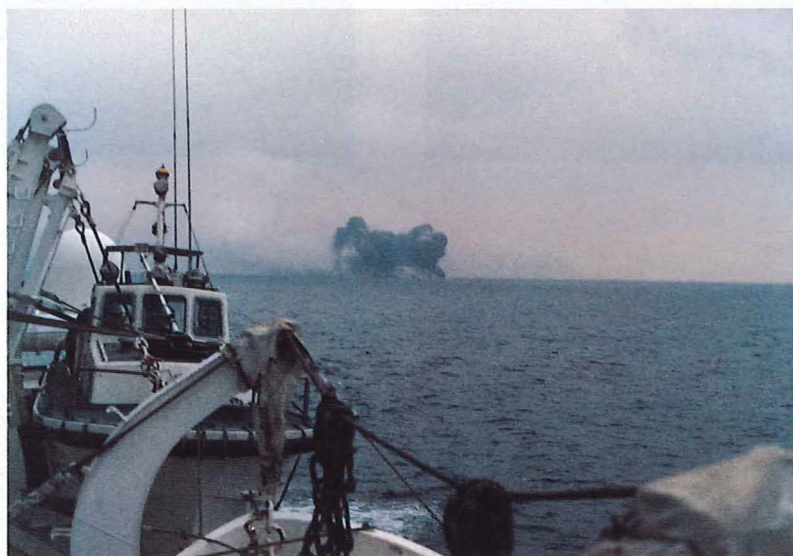
3 b



4 a



4 b



4 c



5



Photo 1

A surface phenomena above the submarine eruption of Teisi Knoll, taken from survey vessel "Takuyo", at 18^h37^m, July 13. A dark colored stripe is muddy water (about 250m diameter), and white surface in the center is ripple caused by shock of the eruption. (Photo. by Sachio Ozawa)

Photo 2a

18^h40^m00^s. Water dome. Hight 18m, width 51m at the base. (Photo 2a through Photo 5 were taken by Shinichi Yoshioka)

Photo 2b

18^h40^m02^s. Falling water dome, with whie vapor around it.

Photo 2c

18^h40^m09^s. The other water jets coming up in the center and right of the vapor.

Photo 2d

18^h40^m13^s. The other water jet coming up in the left end of the vapor.

Photo 2e

18^h40^m16^s. About 20 second from the beginning of a series of water jet phenomena. Only white cloud (vapor) was recognized.

Photo 3a

18^h40^m43^s. Water jet appeared in the right of the white cloud, followed by a series of frequent water jets.

Photo 3b

18^h41^m04^s. White cloud (vapor) remained after a series of water jet phenomena.

Photo 4a

18^h41^m28^s. Water jet. Hight 94m, width 150m.

Photo 4b

18^h41^m30^s. Falling water jet. Hight 113m, width 230m.

Photo 4c

18^h41^m37^s. White cloud afoer the water jet phenomena.

Photo 5

18^h43^m40^s. Water dome. Hight 36m, width 92m at the base.

2-3 衝撃音と地震

測量船「拓洋」の船内で録音した衝撃音のスペクトル分析を行った。スペクトル分布は数十～1kHzにわたりかなり平坦で、200, 300, 400, 500Hzあたりにわずかなピークを示す。録音された5分余のテープを再生し、整流してペンレコーダーに出力した記録を第3図に示す。第3図の鋭いピークの一つ一つが船体を突き上げた衝撃音の各事象に対応する。衝撃音は乗組員に強い恐怖を与え、可変ピッチプロペラー異常、主機冷却海水圧力異常、主機燃料供給圧力異常などの警報が発生、直ちに予備ポンプが自動的に起動した。これらの事から、衝撃音は強力な水中音波が船体及び船内各部を震動させて生じたものであると判断される。次に衝撃音について、事象の累積度数を時間に対して示したのが第4図である。グラフは折れ線に近く、折れ目は18時37分頃、39分頃、40分40秒頃となる。事象発生の間隔は、18時37分頃までは約0.7秒、37分頃～39分

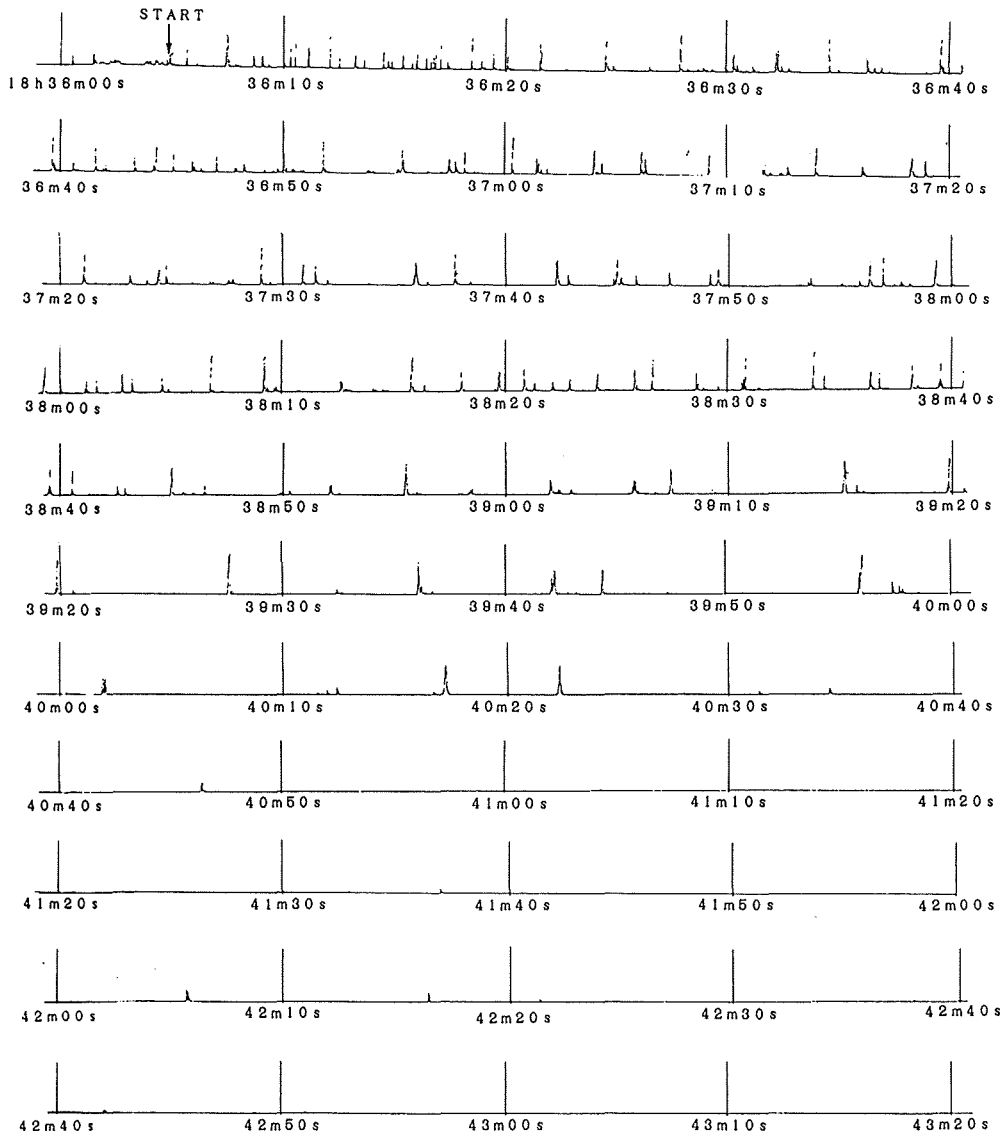


Figure 3. Record of water wave observed in the survey vessel "Takuyo". Start time of the record (0'00") is 18^h36^m05^s of July 13, 1989.

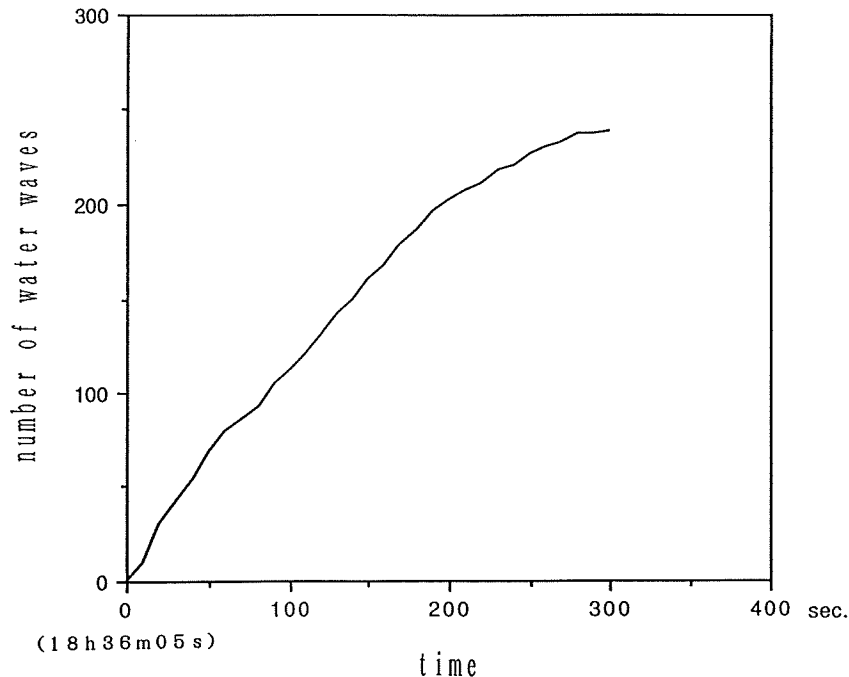


Figure 4. Total number of water waves recorded in the survey vessel
"Takuyo"

頃の間は約1.1秒、39分頃～40分40秒頃の間は約2.4秒でその後はさらに間隔が長い。

第5図に「拓洋」の航跡と地震の発生状況を示す。航跡に直角な羽毛状の線分は、それぞれ東京大学地震研究所宝専寺観測点の地震の事象に、線分の長さは地震の加速度に比例して描いてある。また灰黒色の水柱またはウォータードームの噴出現象の時間も航跡の横に示した。噴出現象の直前10秒間程度は地震活動が低調になる傾向が見られる。また、5回の噴出現象中最大規模であった18時41分25秒からの現象に伴う地震の加速度（最大24Gal）は、1回目（80Gal）、2回目（59gal）、5回目（65Gal）の噴出時よりかなり小さい。

吉井ほか（1989）は宝専寺観測点で記録された震動は海底付近で発生した爆発音が海水中を伝わり観測点に達したものである事、その波形が分散波形であり、群速度は周期0.1秒付近に極小値（約1.4km/sec）をもつこと、震源が浅くなり基盤より上の低速度層内に達した場合は表面波が励起されること、その現象がひん発した7月13日の噴火の場合は地震計（速度型）にいわゆる微動として記録されることなどを報告している。

工藤ほか（1989）は宝専寺の強震計（加速度計）記録等から、7月13日の噴火に伴う震動ではP波が卓越していること、記録（加速度）の数値積分による変位波形は1～1.5秒周期の波が卓越し、連続微動の様相を示すことを報告している。岡元ほか（1989）は伊東市付近の海底地形を差分格子によって表現し、地殻のP波速度を3 km/sとして地表で観測される加速度を2次元の差分法でシミュレートした。その結果では、震源が海底下20mとすると理論波形が観測波形とよく似るが、震源が海底下100mの場合は理論波形が全く観測波形に似ないことを報告している。

水路部では噴火2日後の7月15日に自航式ブイ「マンボウ」で手石海丘の音響測深を行って、直径200mの火口と、火口から盛んに発生している気泡を記録した。

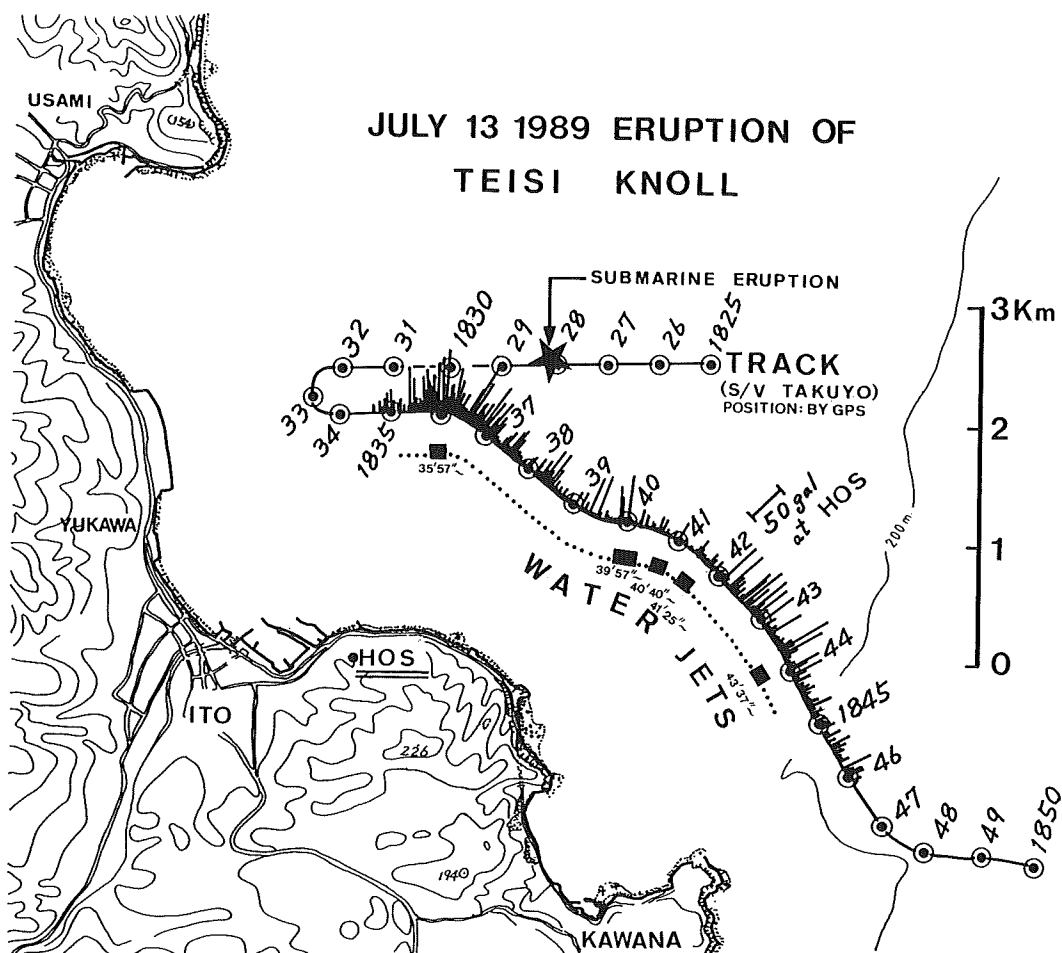


Figure 5. Track of the survey vessel "Takuyo" and amplitude of vertical strong motion at Hosenji (HOS) observation point maintained by Earthquake Research Institute, University of Tokyo (segments of straight lines on the track). Thick dark segments show the time while dark gray colored water jets appeared.

一方、曾屋ら (1989) は噴火で放出され伊東市の海岸に漂着した「チョコボール状の軽石」(白色の軽石の表面に玄武岩が付着しているもの) の分析結果から、7月11日、12日の微動時にマグマが堆積物と下部層の間にレンズ状に貫入し、7月13日になんらかのきっかけでマグマと地層中の間隙水が混合してマグマ水蒸気爆発が始まったと推定している。

以上の事から7月13日の海底噴火では海底下のマグマ水蒸気爆発で発生した水蒸気その他の火山ガスが、海底の火口 (又は噴火で形成された火口底の噴出孔) から0.7~数秒おきに噴射され、その際強い水中音響が発生してこれが速度型地震計に微動として記録されたものと言える。また、第5図で明らかのように、地震計で強い加速度が記録されても水柱等の噴出を必ず伴うわけではない。むしろ10秒程度の地震活動の低い時間の後に噴出する傾向がある。この事は海底下のガスの圧力がやや低下した時間に火口から海底下に海水が流入し、これが再び高压のガスで押し出される事によって灰黒色の水柱が噴出されたのではないと思われる。なお、藤井ほか (1989) によれば、手石海丘本体は堆積物の隆起が主体であるが、その火口内で今回の噴火で噴出した玄武岩のスコリアも採取されており、少量の本質物の噴出が確認された。

衝撃音の発生間隔が不連続に変化し、事象の累積度数が折れ線状（第4図）となった原因としては、火口（及び海底下のガスの通り道）が段階的に拡大した事も考えられる。なお、笠原ほか（1989）は海底地震計に記録されたT相の特徴から、7月11日、12日にも小規模海底噴火があったと報告している。

3. 海丘の形成

伊豆半島東方沖群発地震の震源域、並びに手石海丘を対象とする海底調査は以下の4回実施された。

1989年7月8～9日 測量船「明洋」。音響測深、サイドスキャンソナーによる微地形調査

1989年7月13日 測量船「拓洋」。音響測深（シービーム）、3.5kHz表層探査

1989年7月15日 測量船「昭洋」、自航式ブイ「マンボウ」。音響測深

1989年10月16～17日 測量船「天洋」。音響測深（ハイドロチャート）、音波探査（スパーカー）

7月9日の測量船「明洋」の調査では、のちに手石海丘の形成される位置を通る南北の測線で堆積物の平坦な海底が記録されている。また、サイドスキャンソナーの調査結果（第6図）ものの噴火点付近が平坦である事を示している。

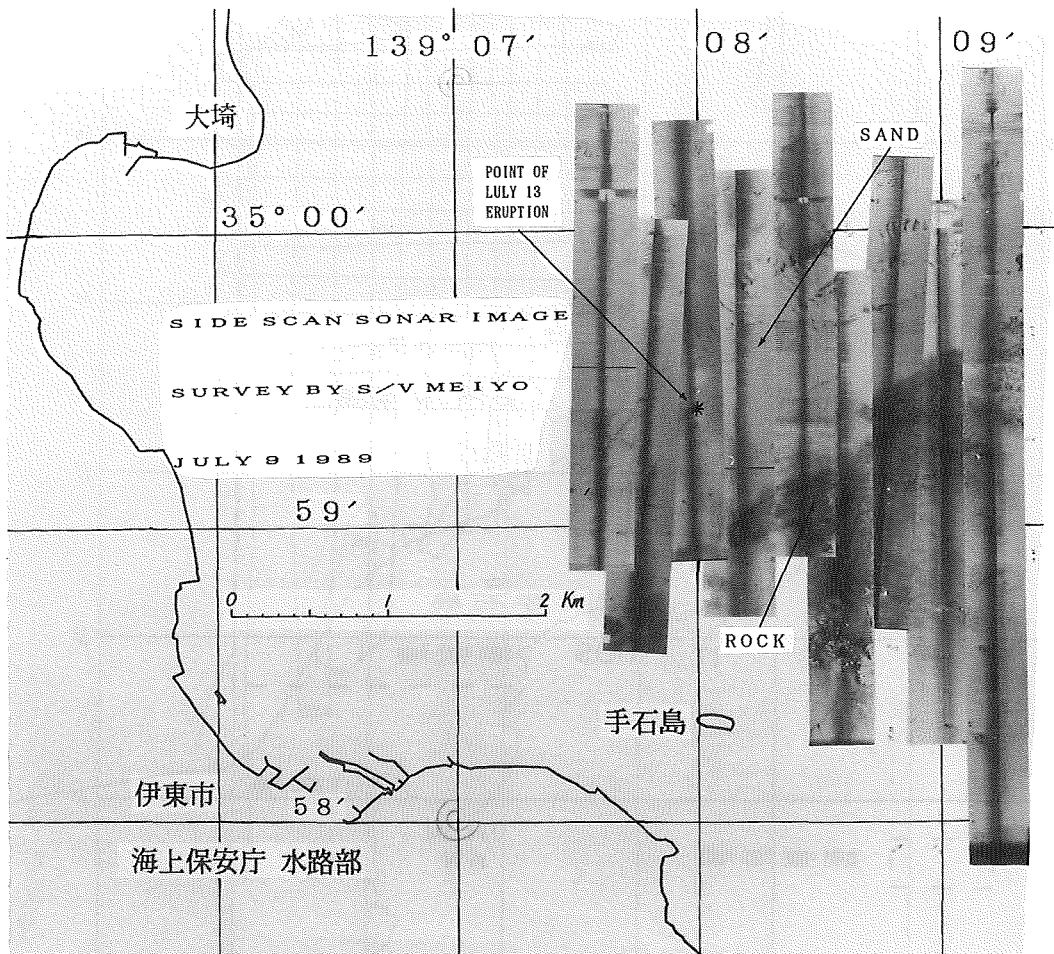


Figure 6. Side-scan sonar image of the sea bottom north of Ito city, surveyed by "Meiyo" on July 9, 1989, four days before the eruption. The bottom where July 13 eruption would occur is flat bottom of sediments at July 9.

7月13日の「拓洋」の航跡を第7図に、その測深データで作成した地形図を第8図に示す。サイドスキャンソナーの記録と表層探査結果から、岩盤が高まり露出している範囲が初島から西へ、及び川奈と手石島から北東へ伸びている。それらに挟まれた海域は海盆状で堆積物で埋められている。その平坦な海底に噴火前の手石海丘が出現しており、海丘の地形はドーム状で比高25mである。音響測深記録（及びシービームの海丘頂上部分のデータ）では、火口は認められない。手石海丘の東北東2.5kmの海丘は比高10mで、すでに昭和5年に海軍水路部測量艦「膠州」が伊東群発地震の調査時に測得しているのと同じ海丘と同われる。

手石海丘は「拓洋」がその地形をシービームでとらえた5分後に海底噴火を開始した。噴火2日後の「マ

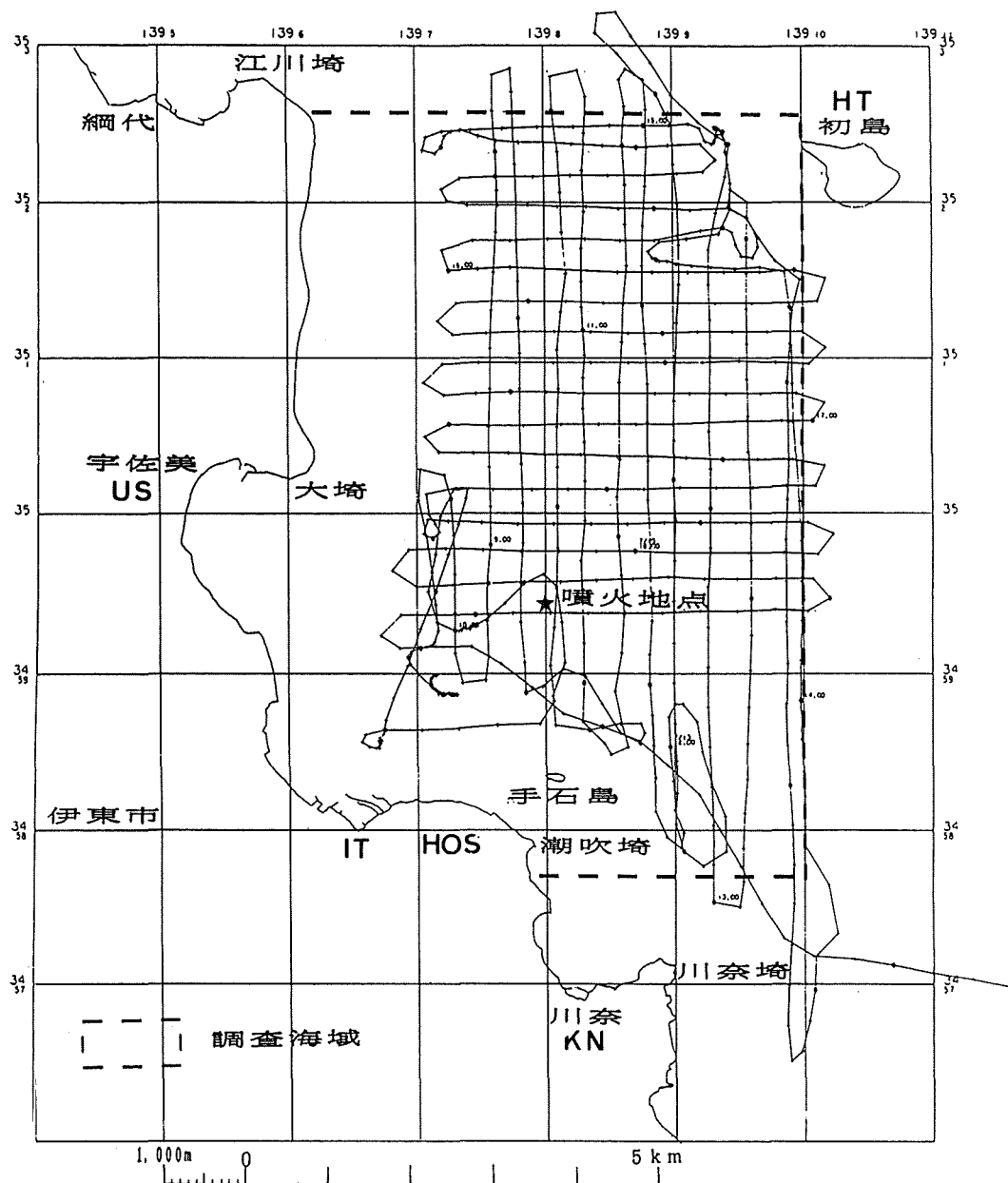


Figure 7. Survey tracks of "Takuyo" for July 13, 1989. Dashed line shows planned survey area.

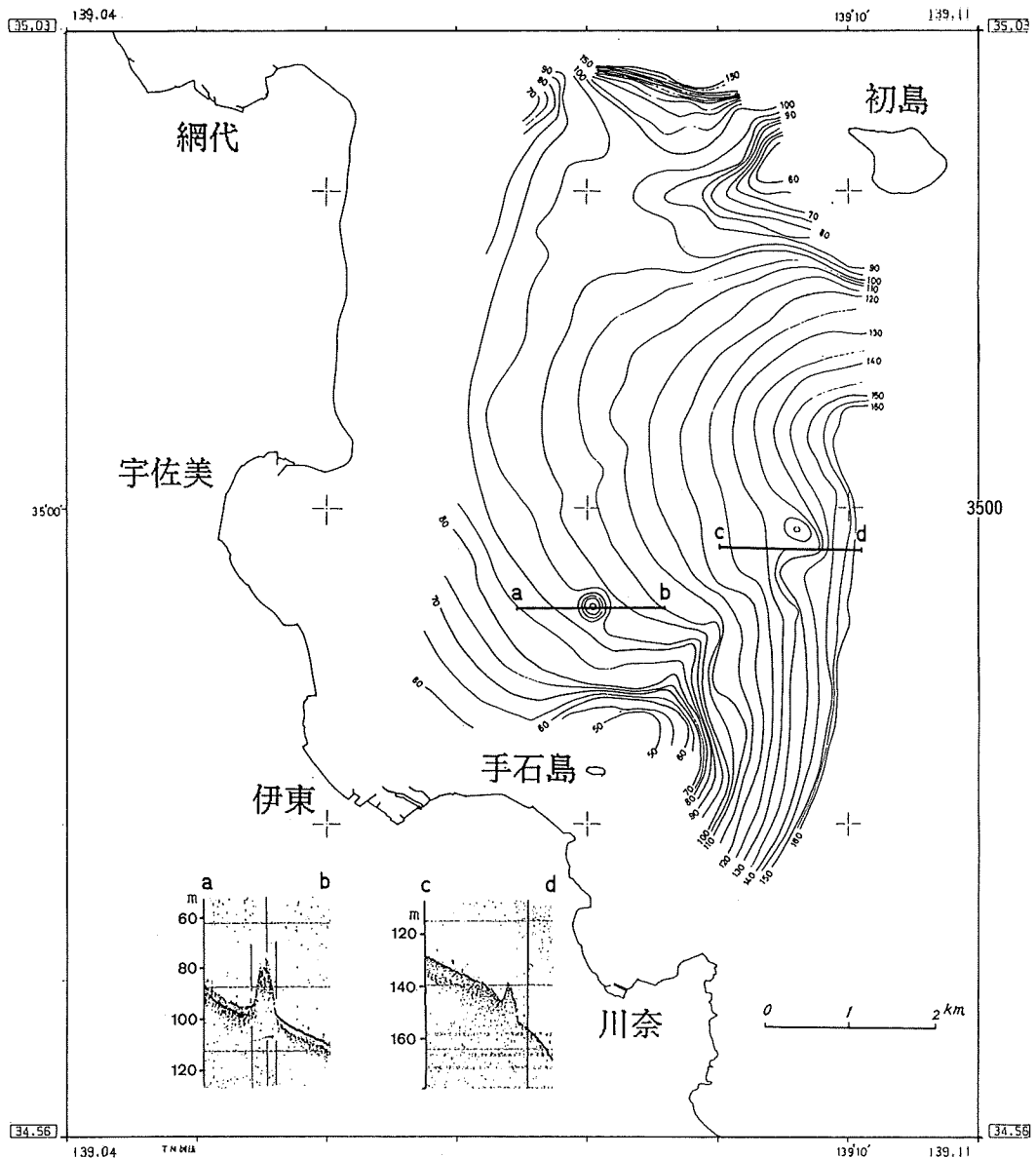


Figure 8. Sea-bottom topography, a result of July 13 survey by "Takuyo". The record a-b shows section of Teisi Knoll, and c-d shows section of an older knoll of volcanic rock.

ンボウ」による音響測深の結果を第9図に示す。手石海丘の比高は約10mで、中央に直径200m程の火口があり、火口内では気泡のため測深不可能であった。火口南部で一点だけ、投下式水深水温計(XBT)のセンサーの着底により、水深105mが確認された。

以上の3回の調査で得られた手石海丘形成の過程を第10, 11図に示す。

10月16~17日の「天洋」のハイドロチャートによる測深データは解析中であるが、第12図に手石海丘の地形を示す。火口の南部にスリバチ状の深みがあり、音響測深による最深水深は122mであった。第13図にこのときの音響測深記録例を示す。気泡は火口内南部と火口縁南東部の高まりの計2か所から発生していた。

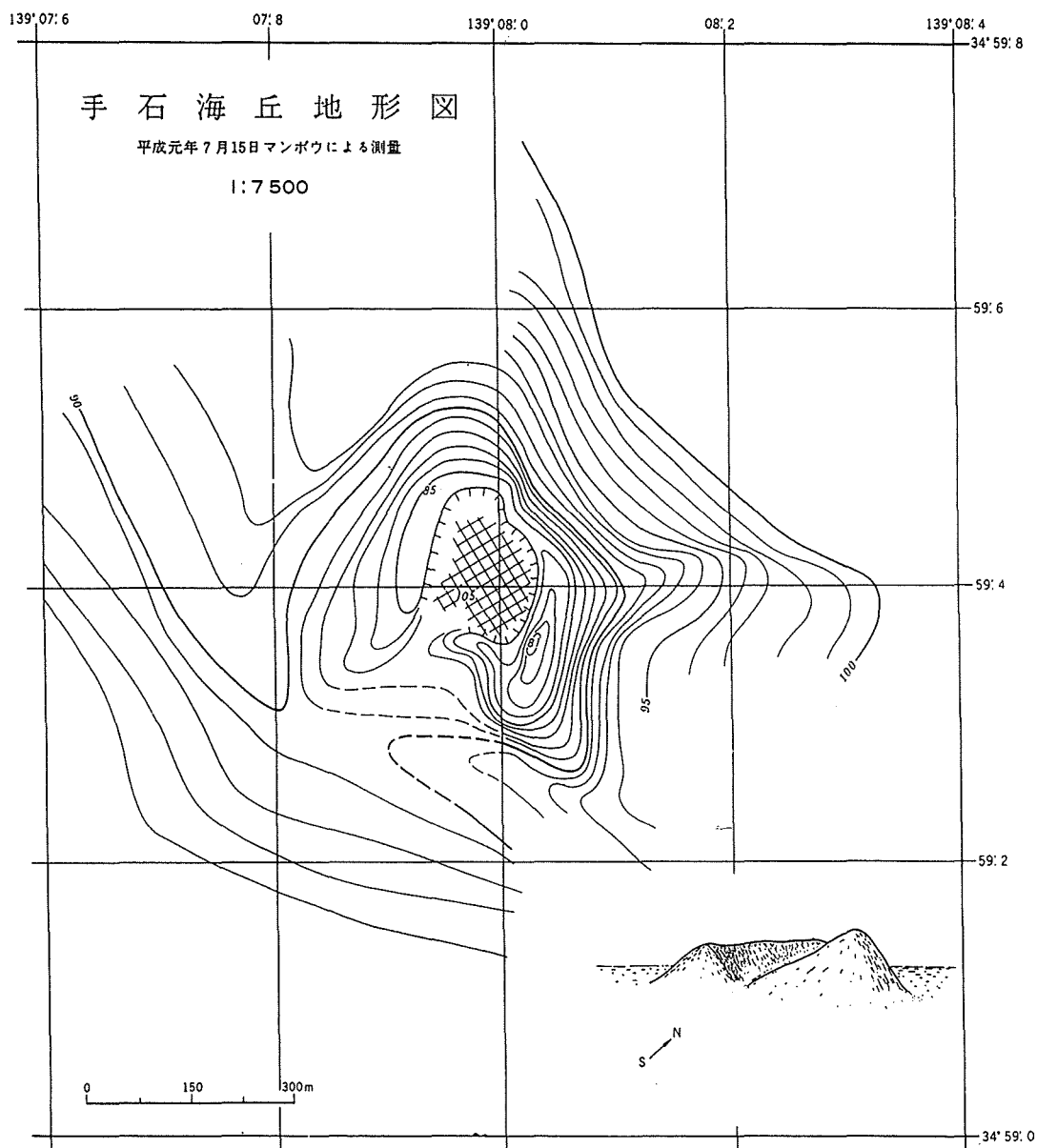


Figure 9. Sea-bottom topography of "Teisi Knoll", a result of July 15 survey by an unmanned automated survey craft "Manbou", specially designed for the survey in the dangerous area. A more precise topography of Teisi Knoll was obtained afterward as is shown in Figure 12. Some distortion, compared to the more precise result in Figure 12, is obvious but this map provided an almost exact image of the newly born volcano, which was vital to estimate possible hazard at that time.

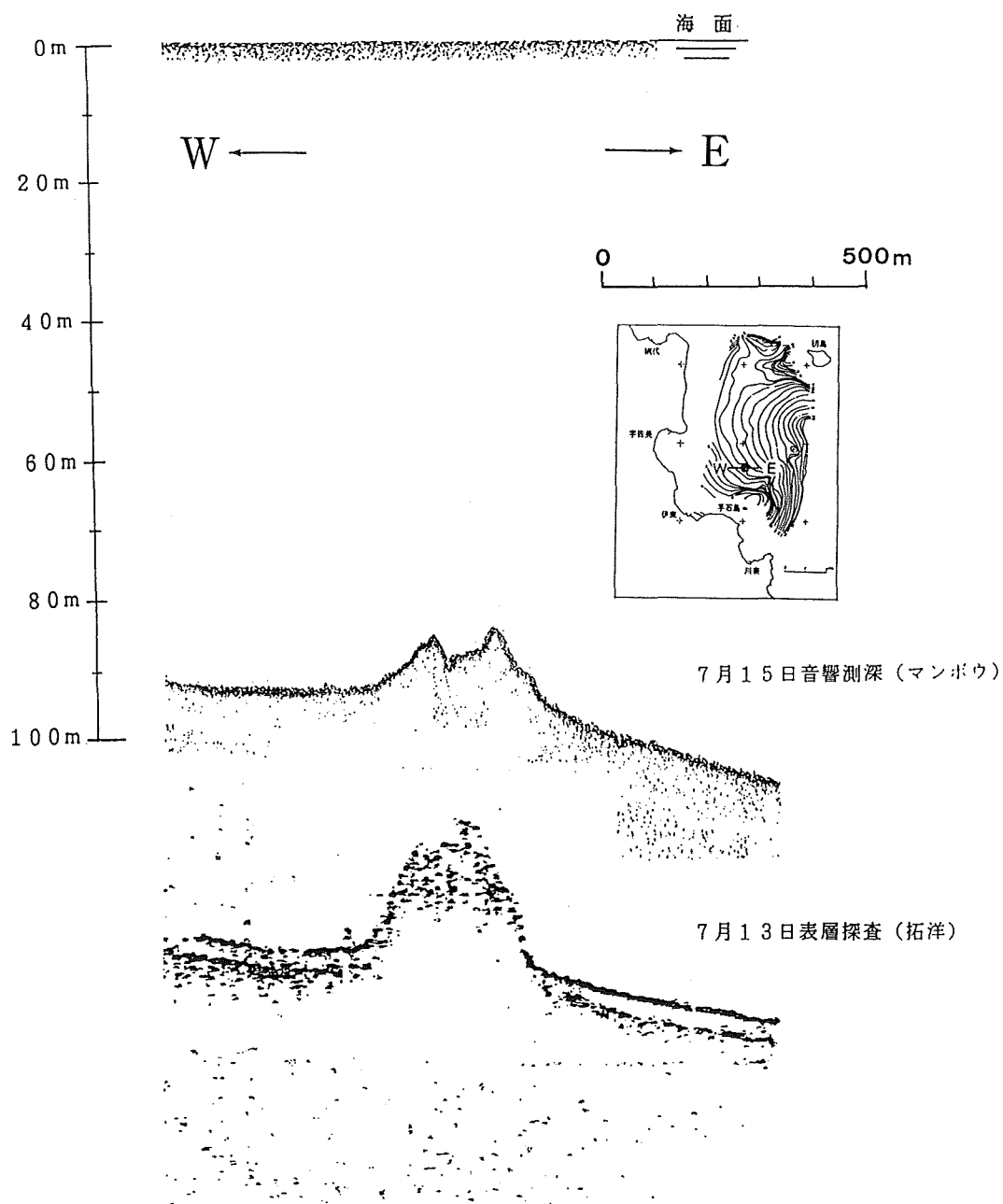


Figure 10. East-west section of Teisi Knoll on July 13 and 15.

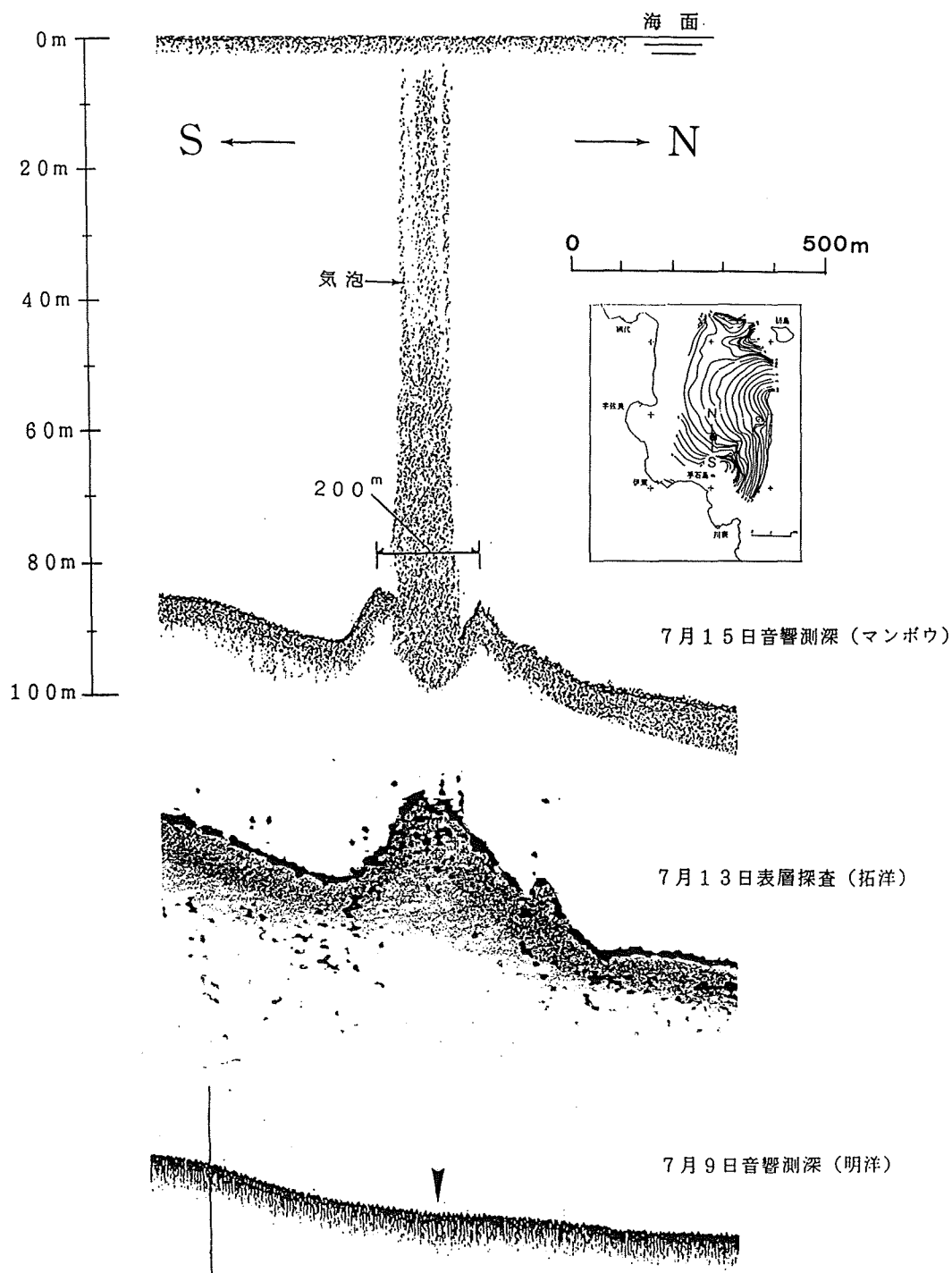


Figure 11. North-south section of flat bottom on July 9 (bottom) , where a new Knoll was built by magma intrusion (middle) and finally the July 13 eruption opened a 200m diameter crater in the center of the Knoll.

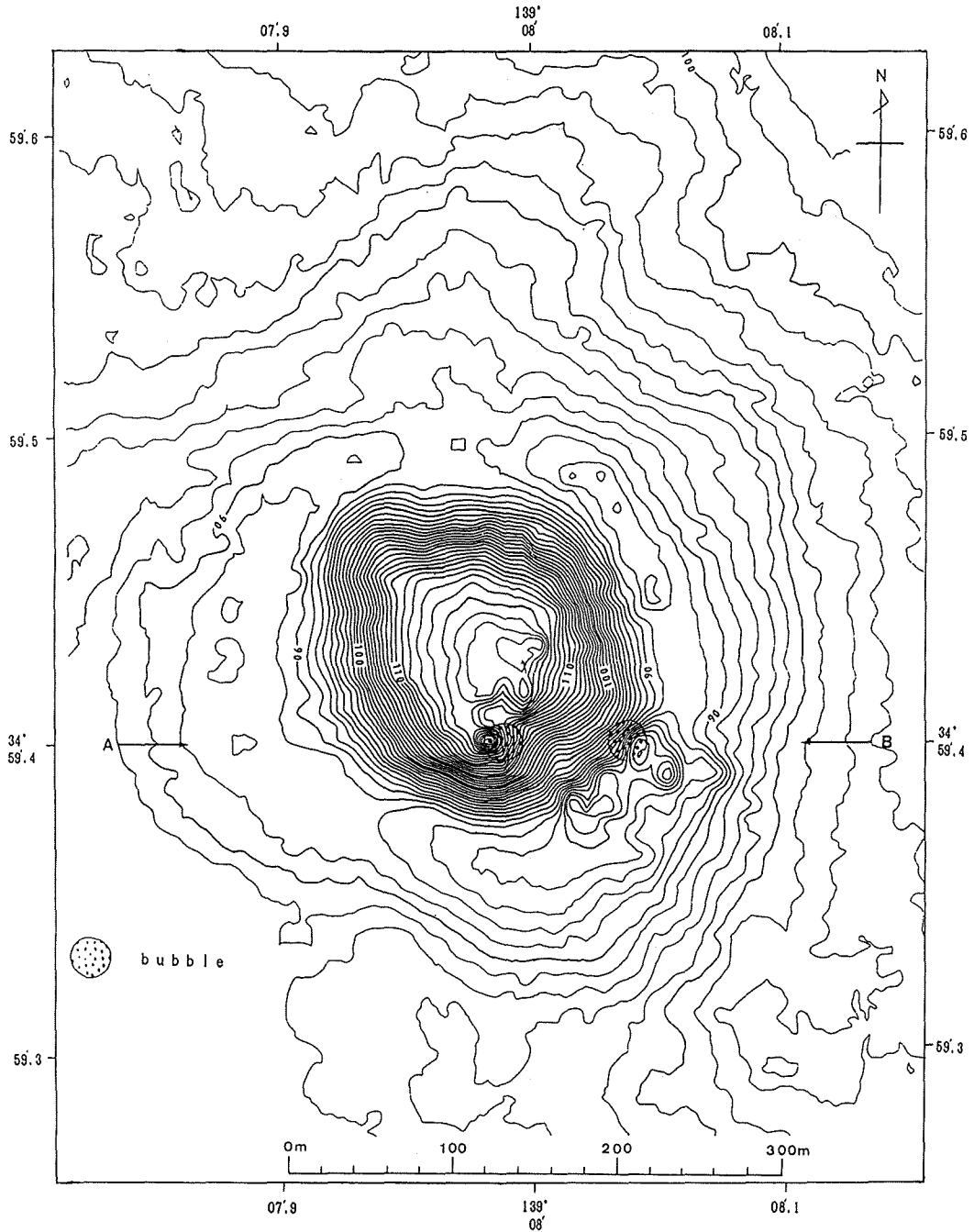


Figure 12. Detailed topography of Teisi knoll, a newly born volcano of Izu-Tobu volcano Group, a result of survey by "Tenyo" on October 16-17, 1989 with her narrow multibeam echo sounder (Hydrochart) . A-B shows location of topographic section in Figure 13.

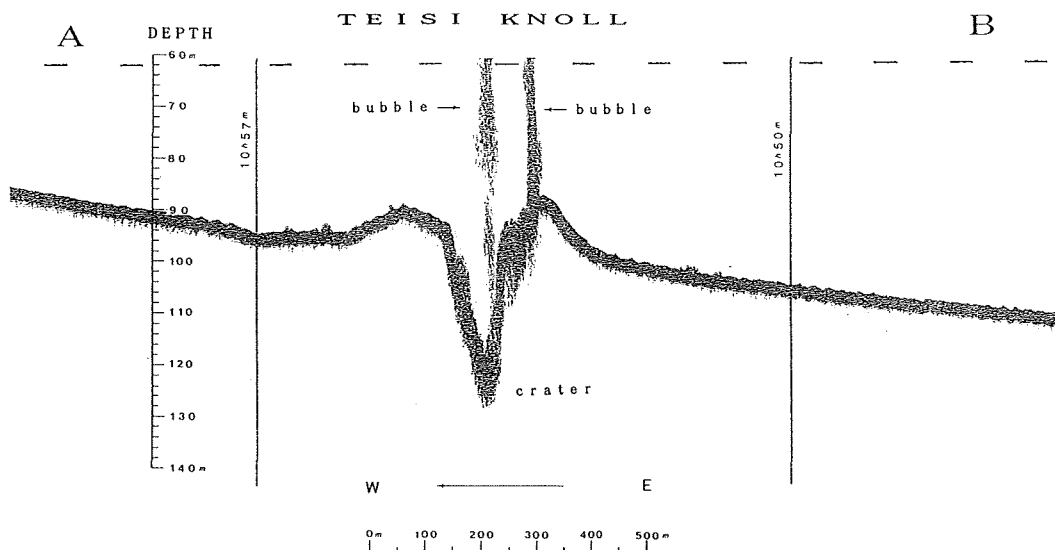


Figure 13. A section of sea bottom topography by echo sounder along A-B shown in Figure 12. A crater in the center of the Teisi Knoll and two vertical columns of volcanic gas bubbles are obvious.

4. 水温分布

1989年7月8日から15日にかけて、投下式水深水温計 (XBT及びAXBT) による水温測定が測量船とヘリコプターから行われた。7月8～9日に測量船「明洋」で行われた結果を第2表、8日及び12日にヘリコプター (MH929号機) で行われた結果を第3表、13日に「拓洋」で行われた結果を第4表、15日に「マンボウ」で行われた結果を第5表に、それらの測点を第14図に示す。さらに1989年10月16, 17日に「天洋」で行われた結果を第6表に示す。

Table 2. Result of water temperature observation by "Meiyo" on July 8 and 9.

7月8日～9日			X B T		(測量船「明洋」)																			
測 番 号	月 日 (時)	緯 度 (N) 經 度 (E)	水																	深				
			0m	10	20	30	40	50	60	70	75	80	90	100	110	120	125	130	140	150m				
X 1	7. 8 (1600)	34-58.9 139-10.0	22.2	21.7	21.1	19.0	17.5	16.3	15.6	15.3	15.2	15.1	15.0	14.4	14.2	13.6 (116)	13.3	13.2	12.8	12.6				
X 2	" (1635)	34-58.8 139-09.4	21.6	21.4	19.8	18.8	17.3	15.8	15.4	15.2	14.9	14.8	14.6	14.0	13.8	*13.8 (116)								
X 3	7. 9 (0840)	35-02.0 139-08.0	22.0	20.8	19.0	18.3	16.5	15.7	14.7	*14.2 (63)														
X 4	" (1154)	34-58.0 139-09.0	21.7	21.0	20.1	19.4	18.7	18.1	17.3	15.8	15.3	15.2	14.7	14.6	*14.4 (105)									
X 6	" (1223)	35-00.0 139-08.8	22.2	21.1	20.6	19.9	18.8	18.3	17.7	16.8	16.3	15.2	14.8	14.5	14.1	13.5	13.4	13.4	*13.3 (133)					
X 7	" (1344)	34-58.9 139-08.2	21.8	20.5	20.0	18.7	18.1	17.5	16.6	*16.0 (70)														
X 8	" (1459)	34-59.0 139-07.6	22.3	20.5	20.0	18.9	18.2	17.9	16.9	15.9	15.6	*15.5 (76)												

* BOTTOM HIT
() DEPTH

**SUBMARINE VOLCANIC ERUPTION OF TEISI KNOLL
OFF EASTERN PART OF IZU PENINSULA**

23

Table 3. Result of water temperature observation by hericopter (MH929) on July 8 and 12.

7月8日、12日 AXBT (MH929)			水 温																	
測 番 号	月 日 (時)	緯 度 (N) 經 度 (E)	0m	10	20	30	40	50	60	70	75	80	90	100	110	120	125	130	140	150m
A 1	7. 8 (1540)	35-00. 0 139-08. 5	21. 4	21. 3	20. 9	19. 4	17. 0	15. 9	15. 4	15. 2	15. 1	15. 1	15. 0	14. 7	14. 0	13. 2	13. 1	*13. 0		
A 2	" (1626)	34-58. 8 139-09. 8	22. 3	21. 7	21. 5	19. 0	17. 0	16. 0	15. 7	15. 1	15. 0	14. 9	14. 6	14. 3	13. 9 (105)	13. 8	13. 5	13. 4	12. 8	*12. 3
A 3	" (1611)	34-58. 0 139-08. 5	22. 4	21. 0	20. 0	18. 8	17. 3	17. 0	16. 2	15. 2	15. 0 (73)	14. 9	14. 6	13. 5	*13. 4					
A 4	" (1621)	34-59. 1 139-07. 5	22. 3	21. 0	19. 7	18. 9	18. 1	17. 0	16. 2	15. 8	*15. 7									
A 5	" (1602)	34-59. 2 139-08. 6	21. 5	21. 3	20. 6	19. 1	18. 1	16. 8	15. 6	15. 3	15. 0	14. 9	14. 3	14. 1	13. 7	*13. 6 (113)				
A 6	" (1636)	34-59. 4 139-09. 0	22. 2	21. 4	20. 8	19. 3	17. 9	16. 5	15. 3	15. 2	15. 1	15. 0	14. 5	14. 4	14. 0	13. 7	13. 4	13. 1	(132) *12. 8	
A 2'	7. 12 (1602)	34-59. 1 139-09. 5	20. 5	20. 5	19. 3	18. 1	17. 5	16. 0	15. 4	14. 4	14. 3	14. 1	*13. 0							
A 4'	" (1616)	34-58. 9 139-07. 5	20. 3	19. 9	19. 1	18. 5	17. 6	16. 3	15. 0	*14. 3										
A 5'	" (1608)	34-58. 9 139-08. 5	20. 1	20. 1	19. 2	18. 2	17. 0	16. 4 (48)	15. 1	14. 4	14. 3	*14. 0								
A 7'	" (1622)	34-59. 0 139-06. 5	20. 2	19. 5	19. 0	18. 4	16. 7	*16. 0												

* BOTTOM HIT
() DEPTH

Table 4. Result of water temperature observation by "Takuyo" on July 13.

7月13日 XBT (調査船「拓洋」)			水 温																	
測点 番号	月 日 (時)	緯 度 (N) 経 度 (E)	0m	10	20	30	40	50	60	70	75	80	90	100	110	120	125	130	140	150m
デ モ	7.13 (0940)	34-58.7 139-08.7	22.1	21.4	20.2	19.1	16.8	15.9	(59) *15.2											
1	" (1038)	34-59.5 139-08.1	22.1	21.5	20.0	19.0	18.1	17.3	15.7	15.8	14.8	14.6	14.1	13.7	(101) *13.7					
2	" (1042)	35-00.5 139-08.1	21.7	21.6	19.5	18.5	17.0	16.6	15.6	14.9	14.5	14.3	13.9	13.5	(105) *13.4					
3	" (1046)	35-01.5 139-08.1	21.7	21.7	20.1	18.9	18.1	17.3	16.6	15.9	14.9	15.2	14.4	*13.6						
4	" (1215)	34-59.0 139-09.0	21.9	21.8	20.2	19.0	18.0	16.6	16.2	15.4	15.1	14.6	13.9	*13.1						
5	" (1219)	35-00.0 139-09.0	21.8	21.7	20.3	18.9	18.1	16.9	16.0	14.9	14.7	14.5	14.2	14.0	13.2	13.1	*13.0			
6	" (1223)	35-01.0 139-09.0	21.6	21.5	20.9	18.5	18.0	16.9	16.4	15.5	14.6	14.5	13.6	13.5	13.2	(120) *13.2				
7	" (1227)	35-02.0 139-09.0	21.7	21.6	20.9	19.0	18.3	17.5	15.5	14.5	*14.2									
8	" (1721)	35-00.4 139-09.8	21.7	21.5	20.5	19.4	18.4	17.5	16.2	15.5	14.8	14.4	14.2	13.9	13.5	13.1	12.9	12.8	12.0	*11.6
9	" (1823)	34-59.4 139-09.8	21.6	21.6	21.5	19.9	19.1	17.7	16.1	15.3	15.2	15.0	14.3	13.9	13.6	13.3	13.2	13.1	12.8	(145) *12.3

* BOTTOM HIT
() DEPTH

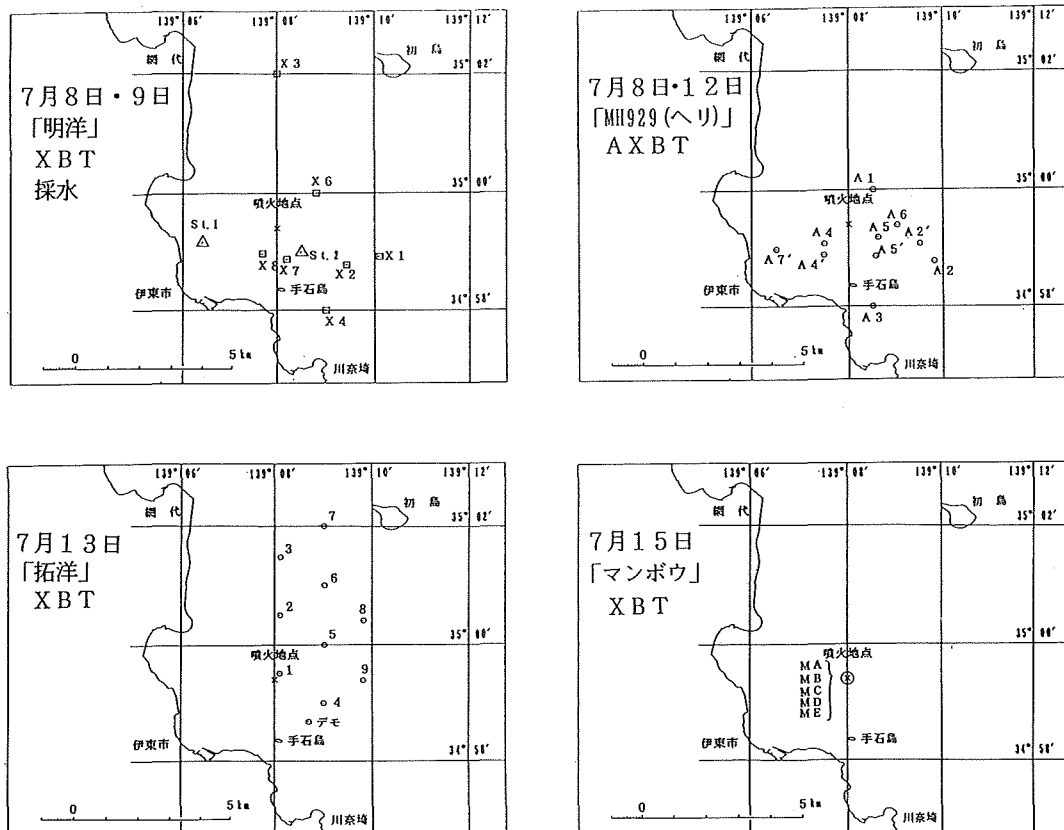


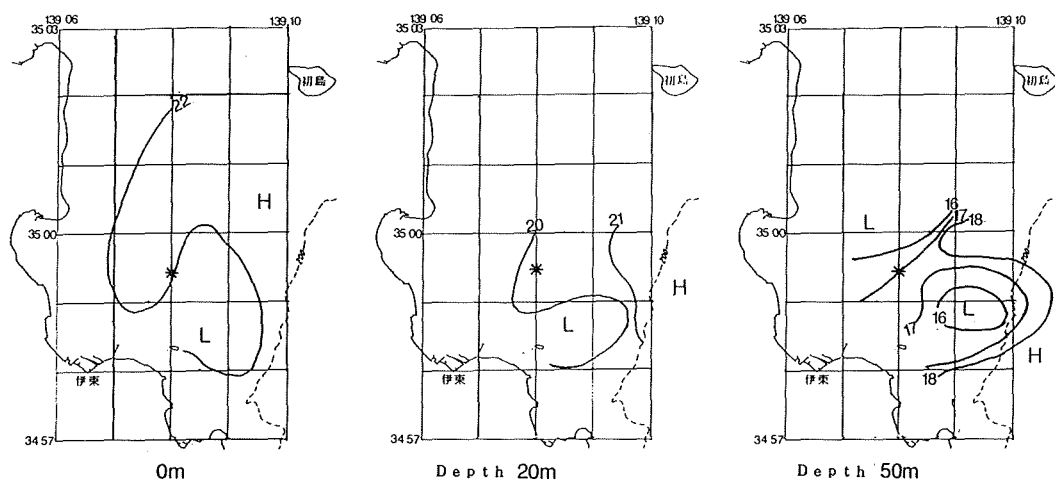
Figure 14. Locations of points for temperature measurement by "Meiyo" on July 8 and 9 (upper left) , by helicopter on July 8 and 12 (upper right) , by "Takuyo" on July 13 (lower left) , and by "Manbou" on July 15 (lower right) .

次に測定結果から、特徴的な事を記述する。7月8, 9日の測定では、第15図に示すように、のちの噴火点の南東に冷水域が見出された。冷水域では水深50mで周囲より最大2℃程度水温が低かった。冷水域での水温測定のおくは8日16時頃行われた。海水の流れは8日午前0時～9時はおおむね南向き0.2ノット (370 m/h) , 10時～16時は東向き0.2ノットと推算されている。冷水域の中心は、のちの手石海丘噴火位置の東南東約2 kmである。

次に「マンボウ」が7月15日に火口直上 (MA～MD点) から投下したXBTの記録を第16図に示す。MD点では水深105mで着底しており、水深80～105mにかけて周辺より最大3℃程高温の水塊が存在することが示されている。この結果は活発な気泡の発生とともに、海底から熱水が湧出していた可能性を示唆するものである。

10月17日の「天洋」の調査では、網代沖から門脇崎沖にかけて、26地点でXBTによる水温測定が実施された。その測点を第17a図に示す。また同図中のA—B及びC—Dに沿う水温の鉛直断面分布を第17b, 17c図に示す。第17b図で、手石海丘の火口底では36.8℃の温度が測得された。また火口直上で等温線が上に凸となる傾向を示す事は、弱い冷水域を形成している事を示している。火口の北 (測点153) では周囲よりやや高温

Water Temperature (°C), July 8, 9 1989



* Position of July 13 eruption

Figure 15. Water temperature measured on July 8 and 9. Low temperature is obvious for the area ENE of Ito, on ESE of forthcoming eruption point.

Vertical Section of Water Temperature above the Crater (July 15, 1989)

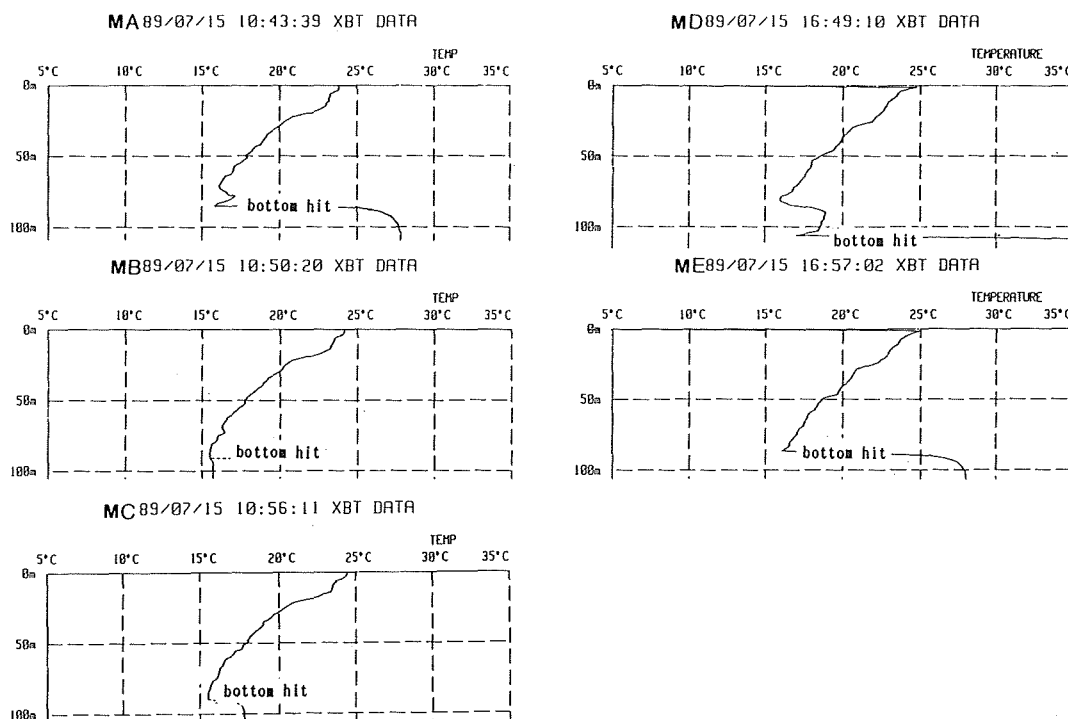


Figure 16. Vertical section of water temperature measured above the crater of Teisi Knoll, measured with XBT from unmanned automated survey craft "Manbou".

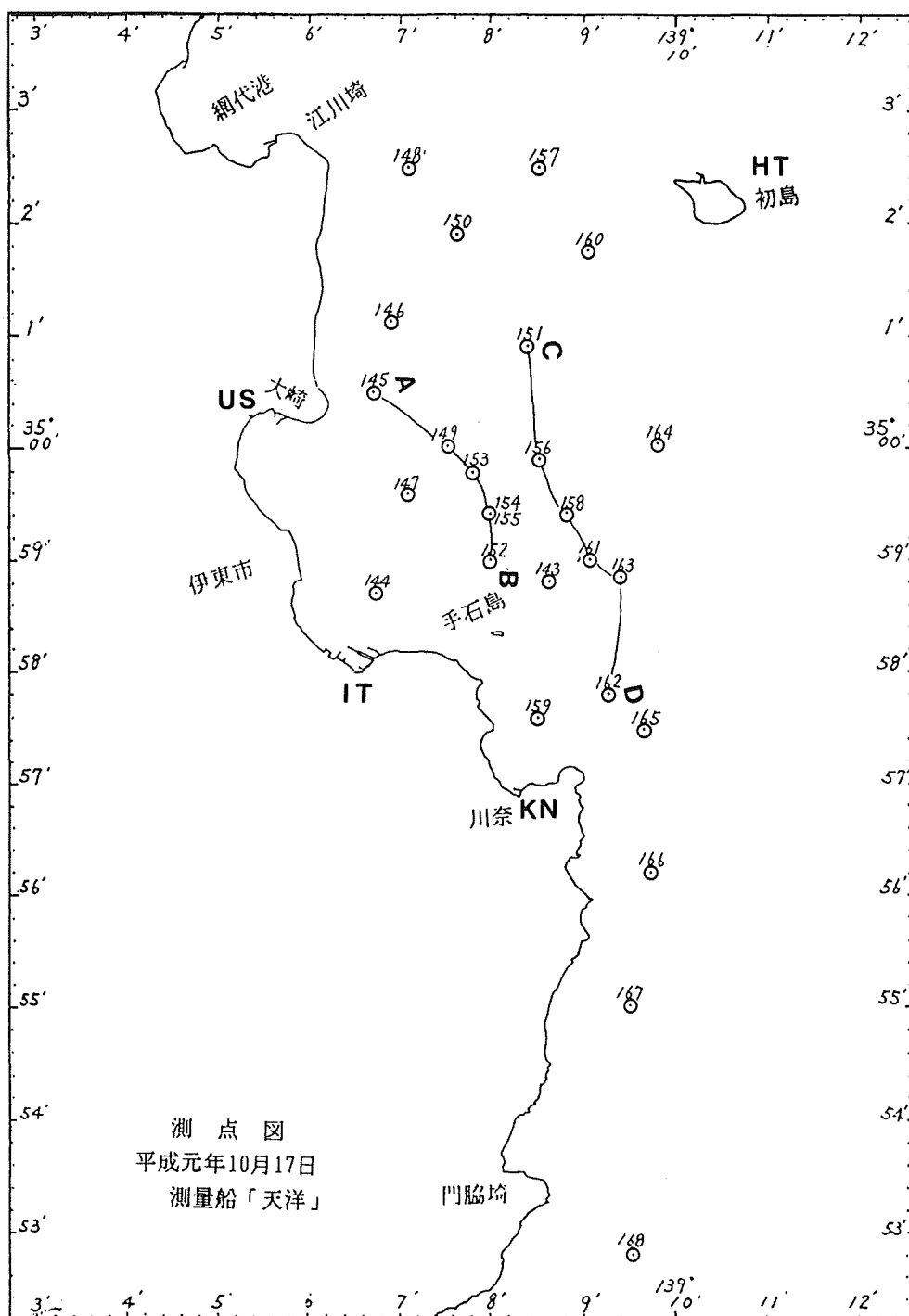


Figure 17 a. Location of Temperature measurement point with XBT, done by survey vessel "Tenyo" on October 17.

となっている。また第17c図では、温度分布がかなり複雑である。これらは海底地形、海潮流、火口から発生する気泡と熱水等が複雑に作用し合った結果と考えられる。なお、海底火山の活動では、気泡、変色水が近傍の海水を上昇させ、冷水域を形成する例も知られている。第17d-j図に、表面から水深90mまで10mないし25m毎の水温水水平分布を示す。

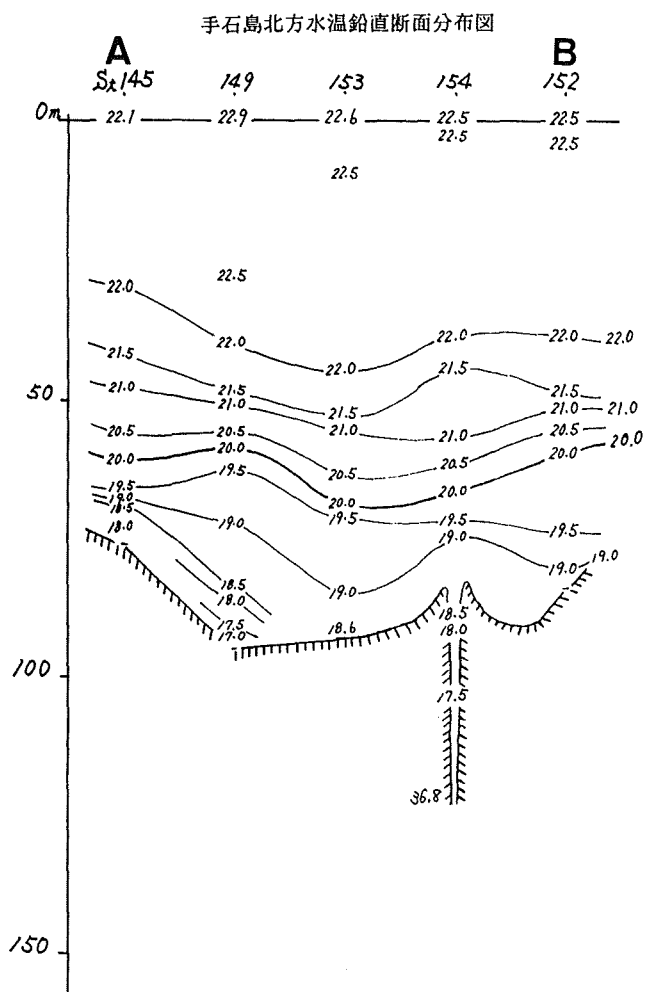


Figure 17 b. Vertical section of water temperature along a line A-B in Figure 17a

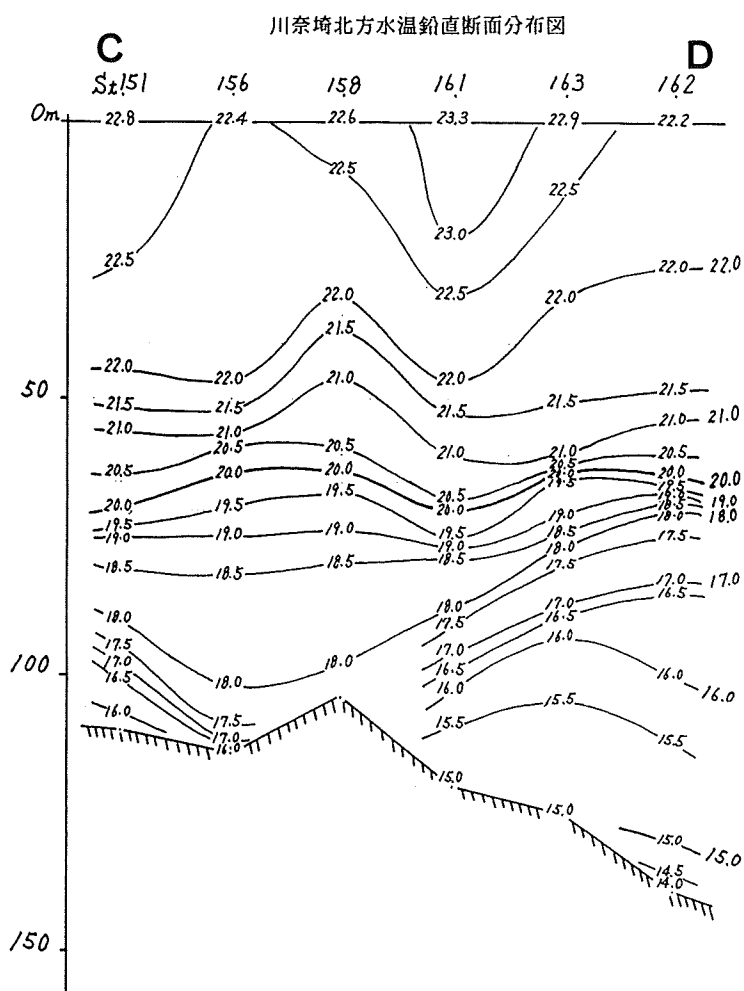


Figure 17c. Vertical section of water temperature along a line C-D in Figure 17a.

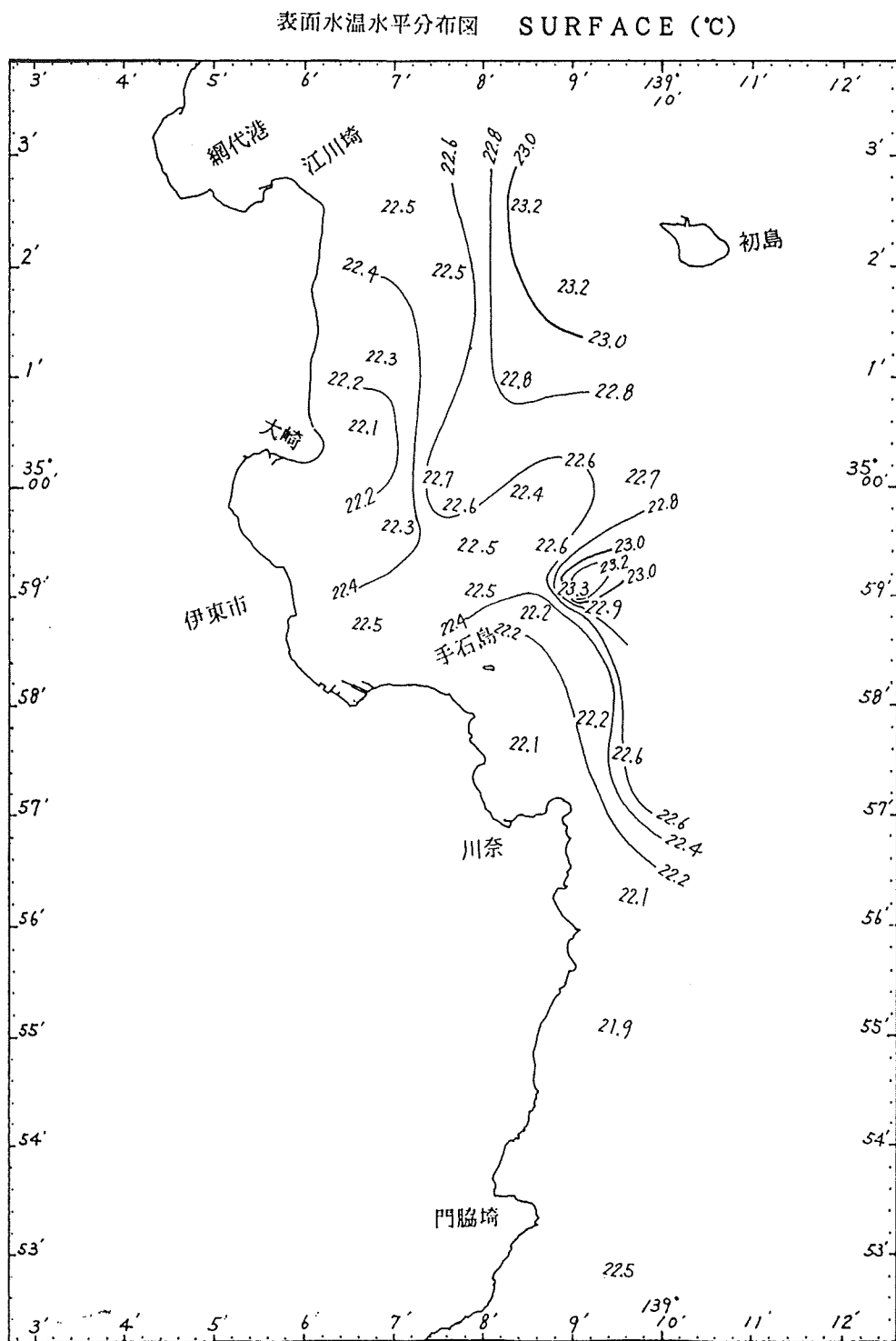


Figure 17d. Horizontal distribution of water temperature for the surface

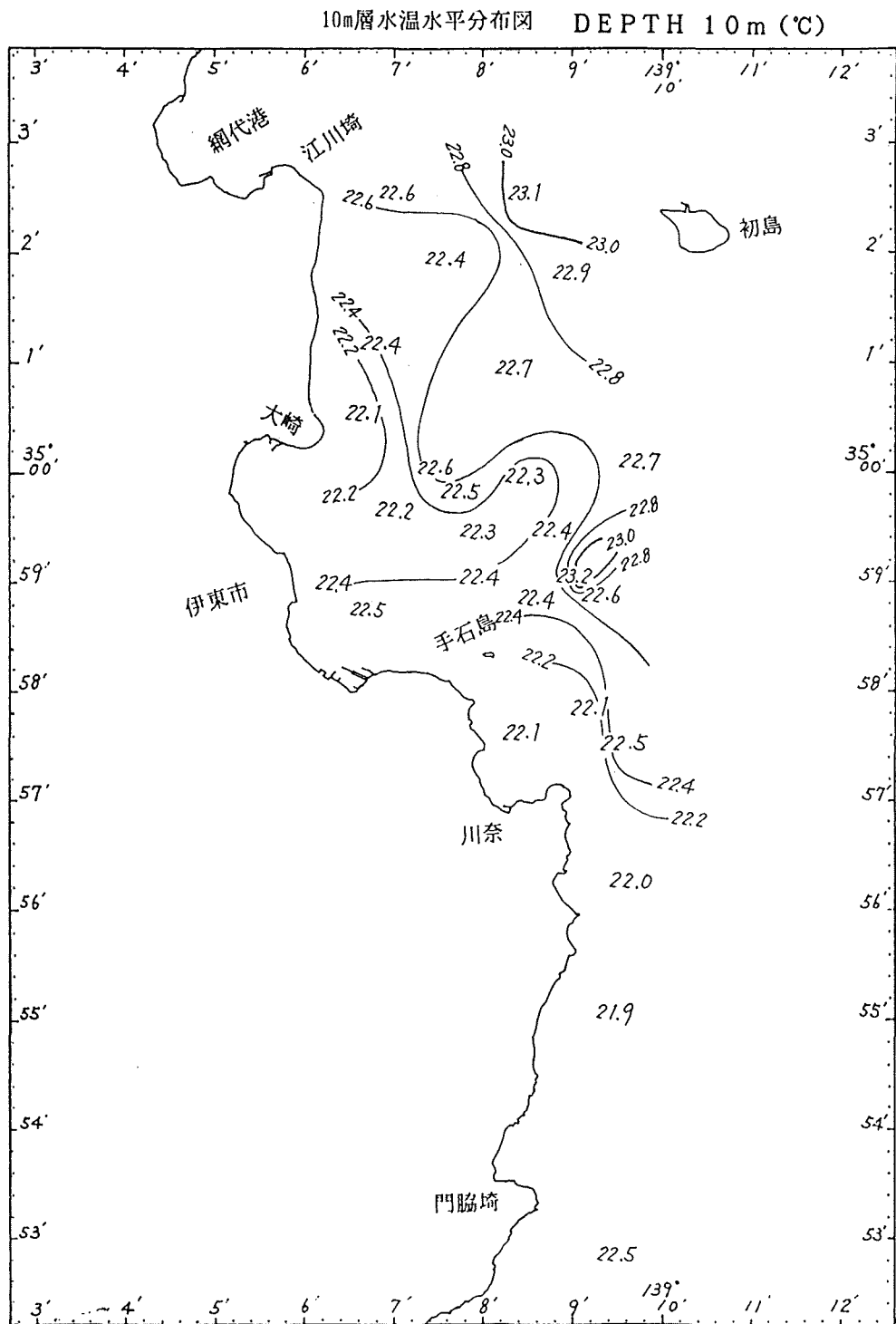


Figure 17 e. Horizontal distribution of water temperature for 10m deep.

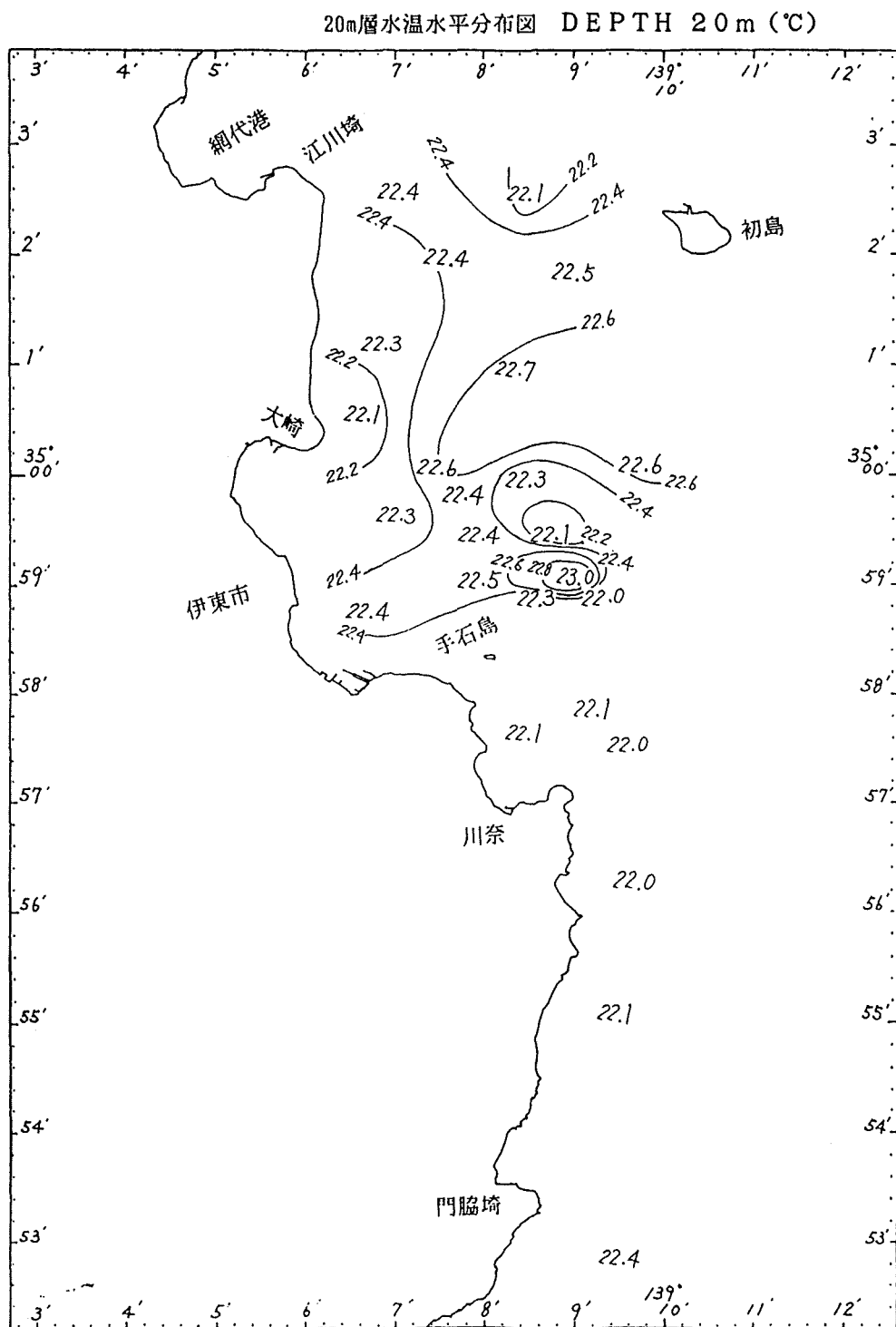
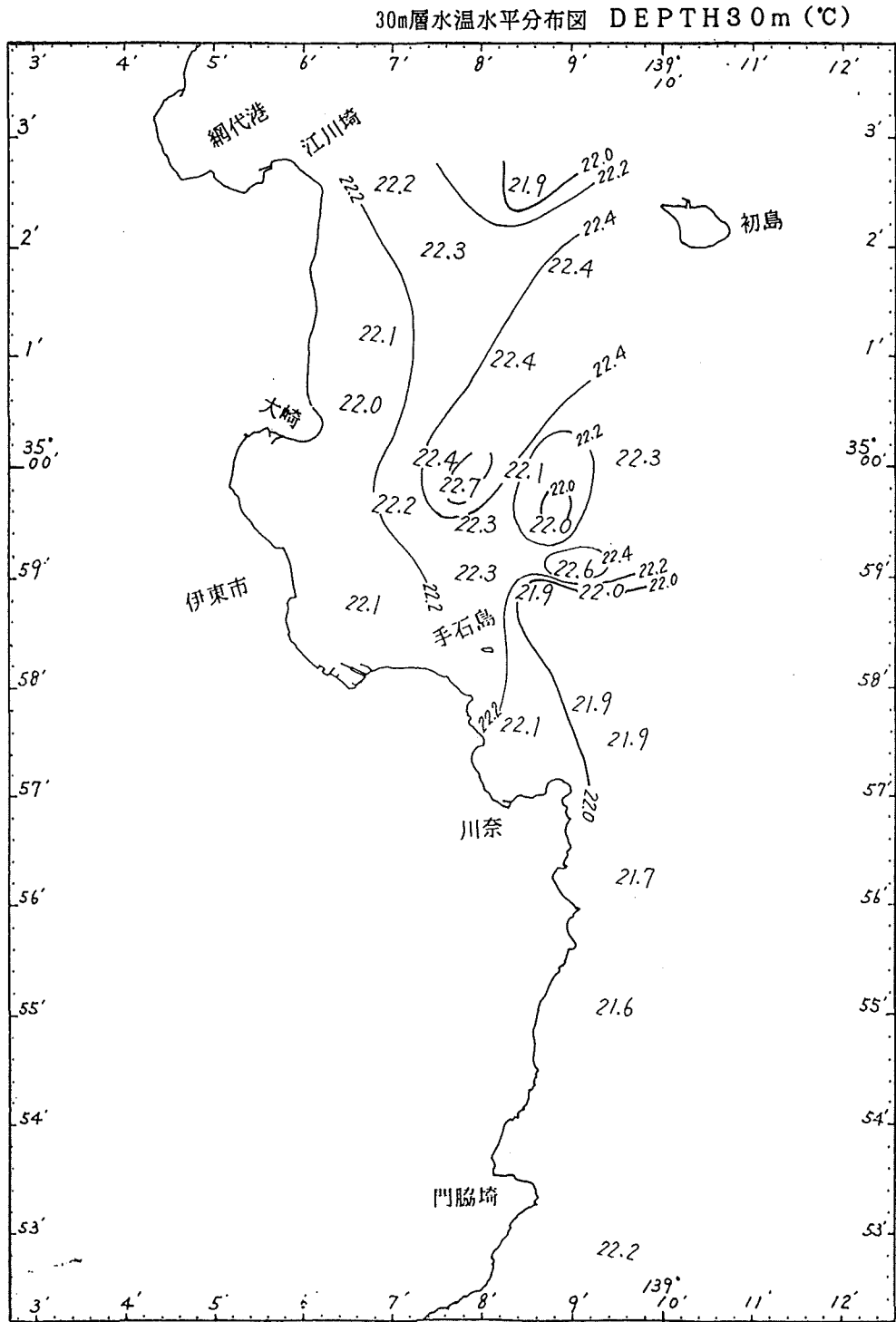


Figure 17 f. Horizontal distribution of water temperature for 20m deep.



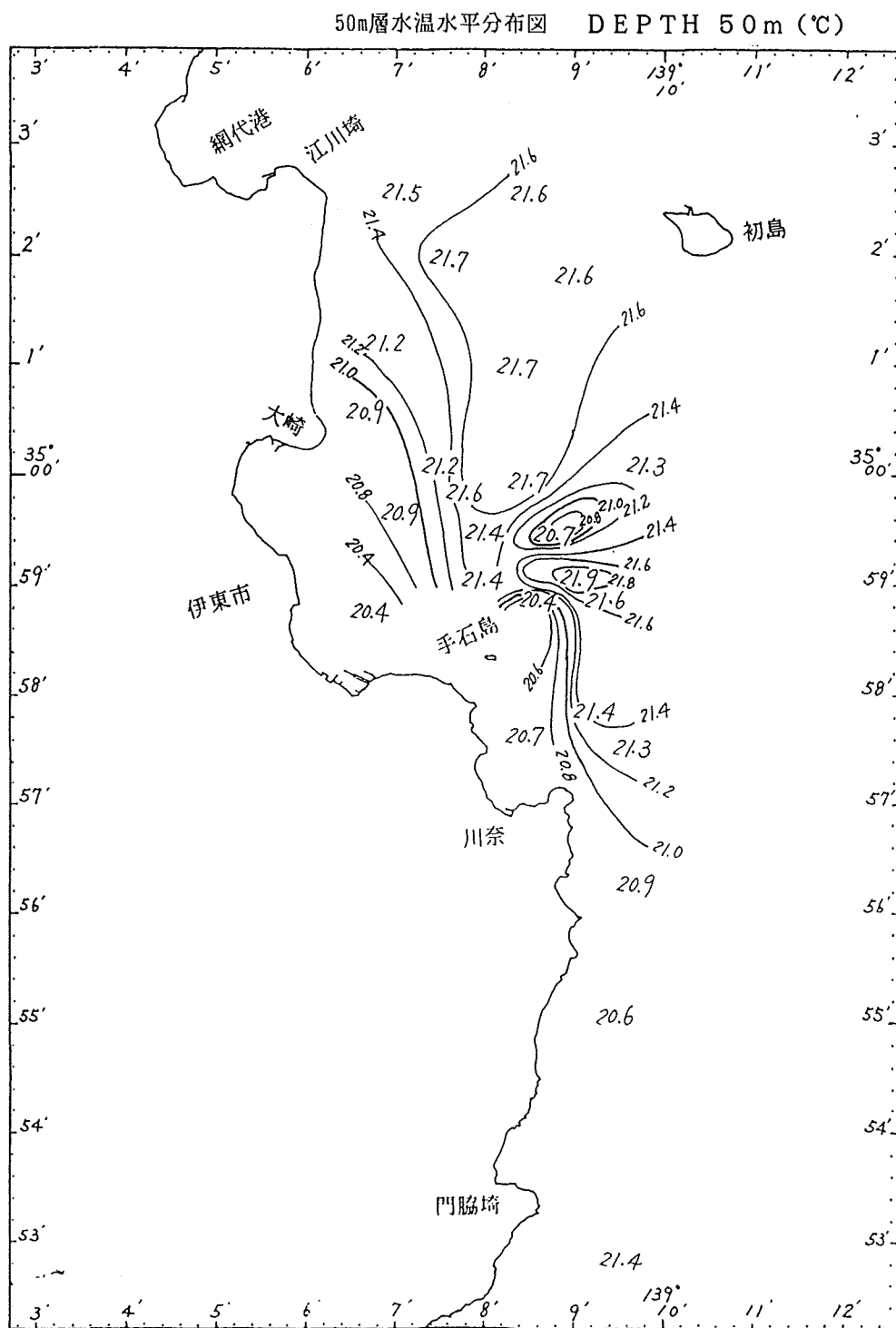


Figure 17h. Horizontal distribution of water temperature for 50m deep.

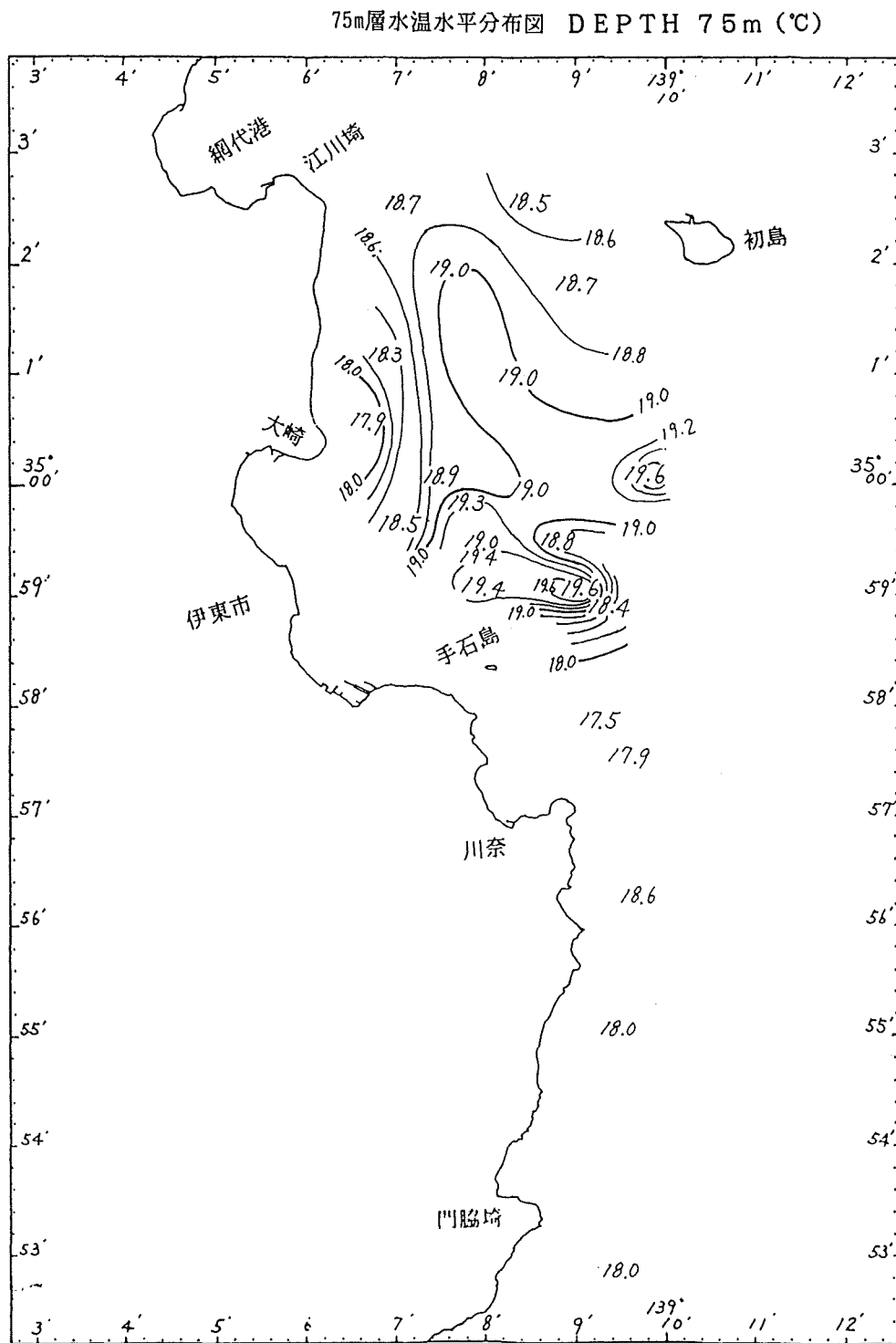


Figure 17 i. Horizontal distribution of water temperature for 75m deep.

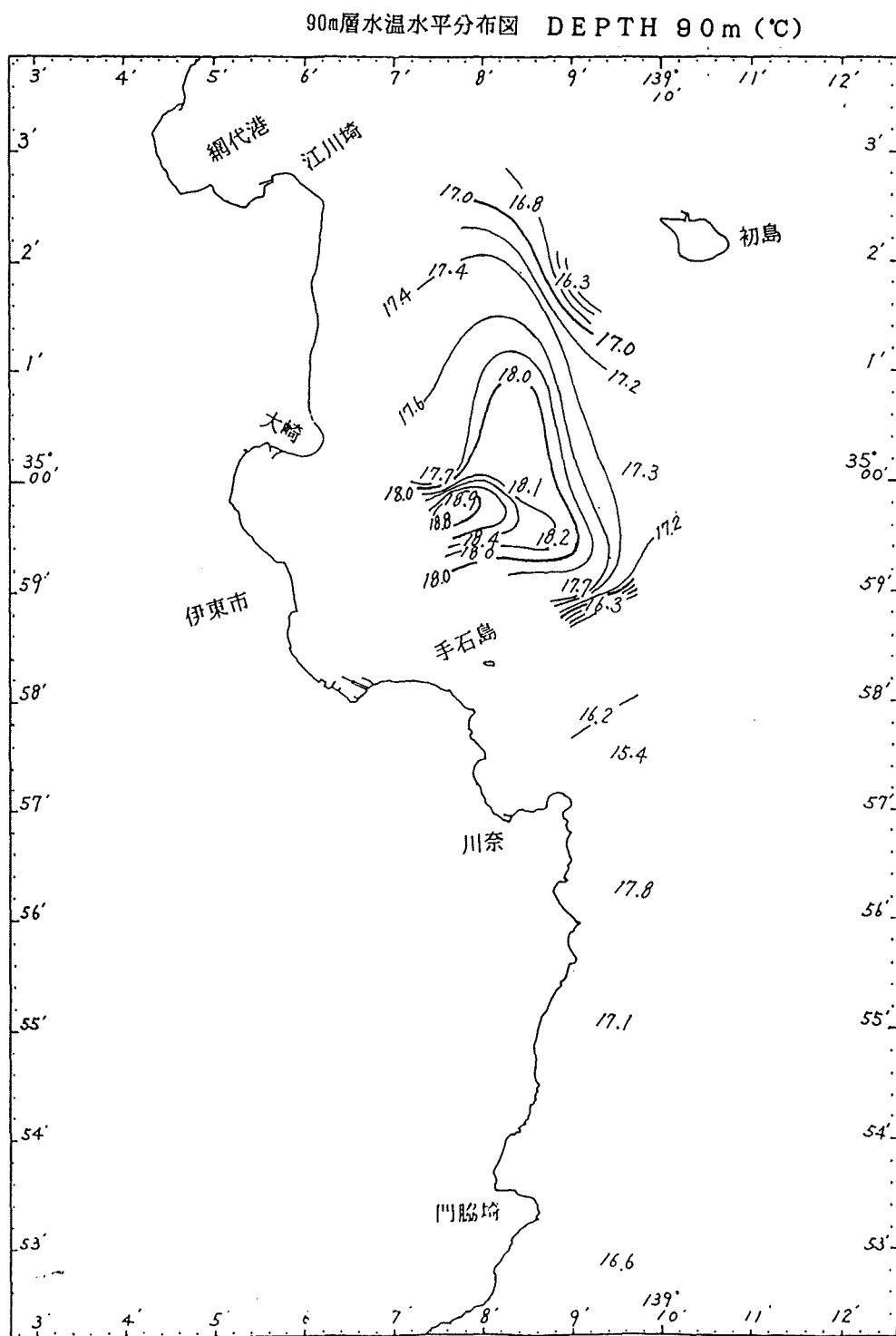


Figure 17 j. Horizontal distribution of water temperature for 90m deep.

5. 海潮流, 軽石の漂流経路

「拓洋」は7月13日に測深とともに超音波流速計(音波ログ)による流れの測定と海上風の測定を行った。そのデータによる流況推定図(恒流成分)を第18図に示す。次に、手石海丘から7月13日18時30分頃出発した漂流物(軽石)の漂流経路を推定した。推定は既存データによる潮流成分を加えた。風によって漂流物が移動させられる風圧流成分(V)の推定には

$$V = k \cdot \sqrt{A/B} \cdot W$$

の経験式を用い、漂流物の海面上と海面下の断面積比A/Bは1.0, 風圧係数kは風圧中心の低い物体の常用値0.0486, 海上風Wは「拓洋」の観測値を採用した。漂流物の漂流経路は風に対する偏角を0として風圧成分と海水の流れ(恒流+潮流)を合成して推定した。

第19図に軽石の漂流推定経路を示す。推定では7月14日早朝04時過ぎに伊東市の海岸(海水浴場付近)に到着することとなる。この結果は7月14日朝、伊東市の海水浴場付近で採集された「チョコボール」状の軽石が7月13日18時33分頃からの手石海丘の噴火で噴出した事を強く支持するものである。

1989年10月16~17日に「天洋」が超音波流速計で測定した結果を第20図に示す。網代より北では時計まわり、南では反時計まわりの流れが見られる。手石海丘付近の流れはたかだか0.2ノット(370m/h)である。次に手石海丘付近の流れを下げ潮の時間帯と上げ潮の時間帯に分けて整理し、第21図、第22図に示す。下げ潮では0.2~0.4ノットの南ないし南東向きの流れが卓越している。上げ潮では流速は0.1~0.2ノットと弱く、図の範囲では反時計まわりの流れが卓越する。

6. おわりに

伊豆半島東部では1989年12月現在、国土地理院の測量でこれまでより急速な隆起が認められている。本論では今後の噴火予知の参考となるよう、手石海丘噴火前後の調査結果を整理し、記載した。1989年10月16~17日の「天洋」による調査データについてはまだ解析中であり、ごく一部のデータを報告するにとどまった。変色水についてはいくつかの情報を得たが、顕著な変色水域は認められなかったもようである。この事は海底の複成火山が活発化して噴火する場合と異なっている。

本論は、測量船の「拓洋」、「昭洋」、「天洋」、「明洋」の各船長以下乗組員諸氏の格段の御努力に負う所大であり、ここに明記して心より感謝いたします。また第三管区海上保安本部及び所属巡視船、航空機の絶大な御支援についても、関係の方々に感謝します。調査実施にあたり、情報提供をして頂いた気象庁地震火山部、東京大学地震研究所、東北大学理学部地震予知観測センターの方々にもお礼申し上げます。報道関係の方々からも情報を提供して頂きました。第三管区海上保安本部下田保安部には連絡調整等で御尽力頂きました。また、水路部長はじめ、多数の水路部職員の御支援を頂きました。関係の方々に心よりお礼申し上げます。

【水路部伊東沖地震火山調査班】

大島章一、菊地真一、土出昌一、加藤茂、近藤忠、浜本文隆、岩淵洋、吉岡真一、浅田昭、岩永義幸、江上亮、高梨政雄、林田政和、長岡信治、山内明彦、本間憲治、深江邦一、谷田仁、桑木野文章、塚本徹、福島秀生、坂本政則、小田巻実、下平保直、神道子、谷伸、小沢幸雄



Figure 18. Current at the sea east of Izu Peninsula, deduced from observed data by Acoustic Doppler Current Plofiler of patrol vessel "Kano" and survey vessel "Takuyo" during July 10 to 15, 1989.

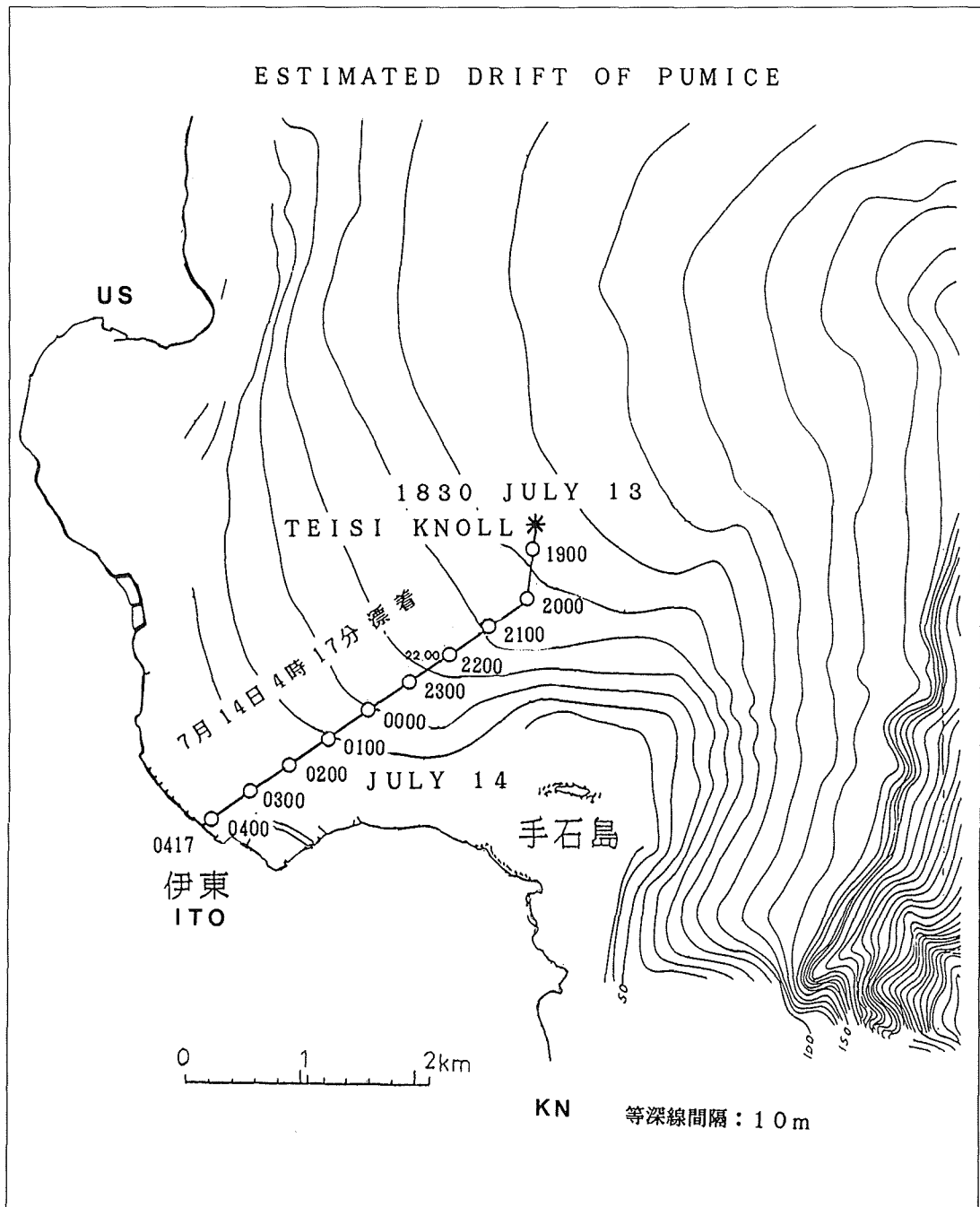


Figure 19. Estimated drift of pumice, starting from Teisi Knoll at 18^h30^m of July 13. Ocean current, tidal current and wind measured by "Takuyo" were taken into consideration. The result of estimation (arrive at the coast of downtown Ito City in the very early morning of July 14) coincides with the fact.

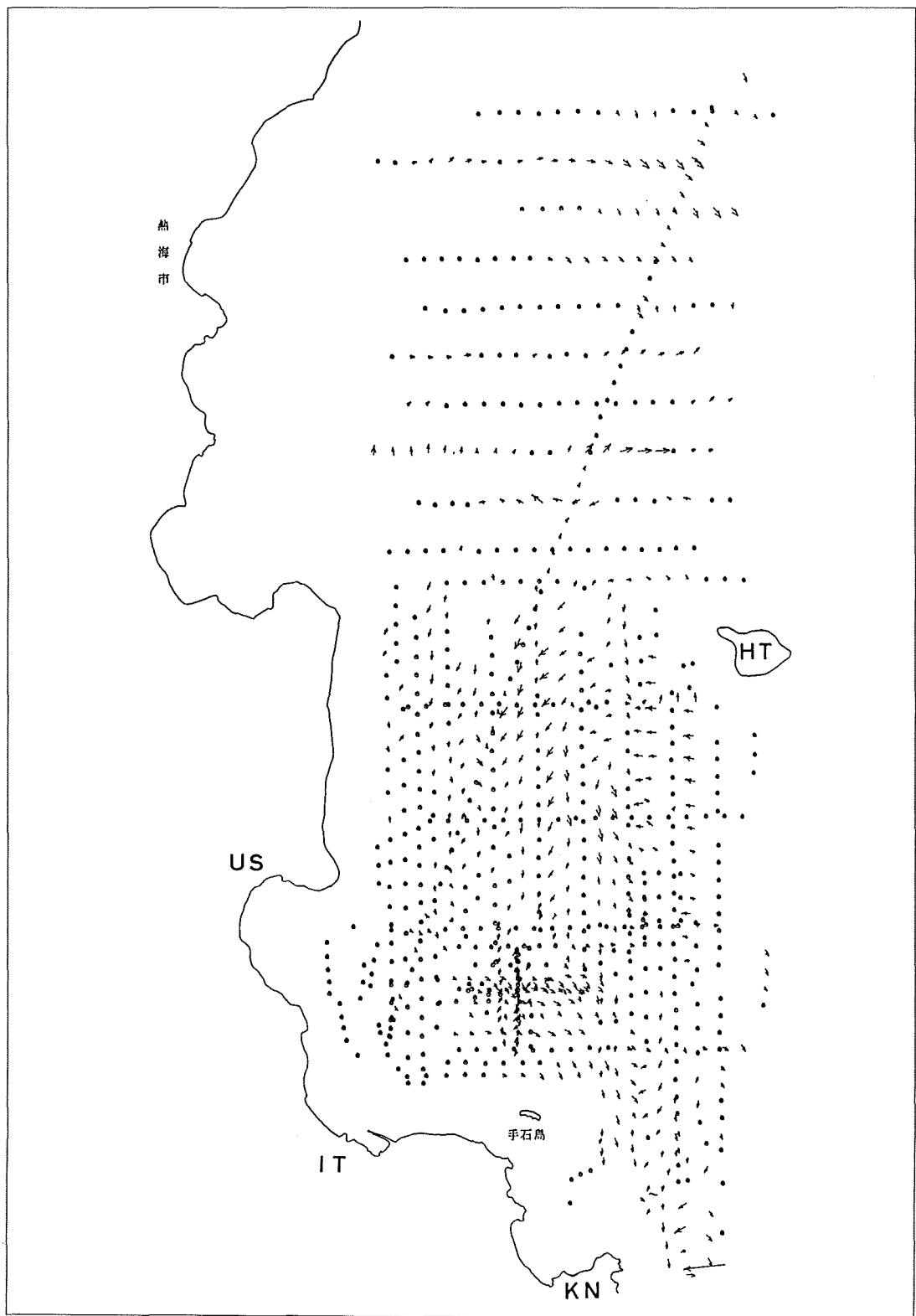


Figure 20. Observed current at the sea east of Izu Peninsula on July 16 and 17, measured by Acoustic Doppler Current Profiler of Survey Vessel "Tenyo".

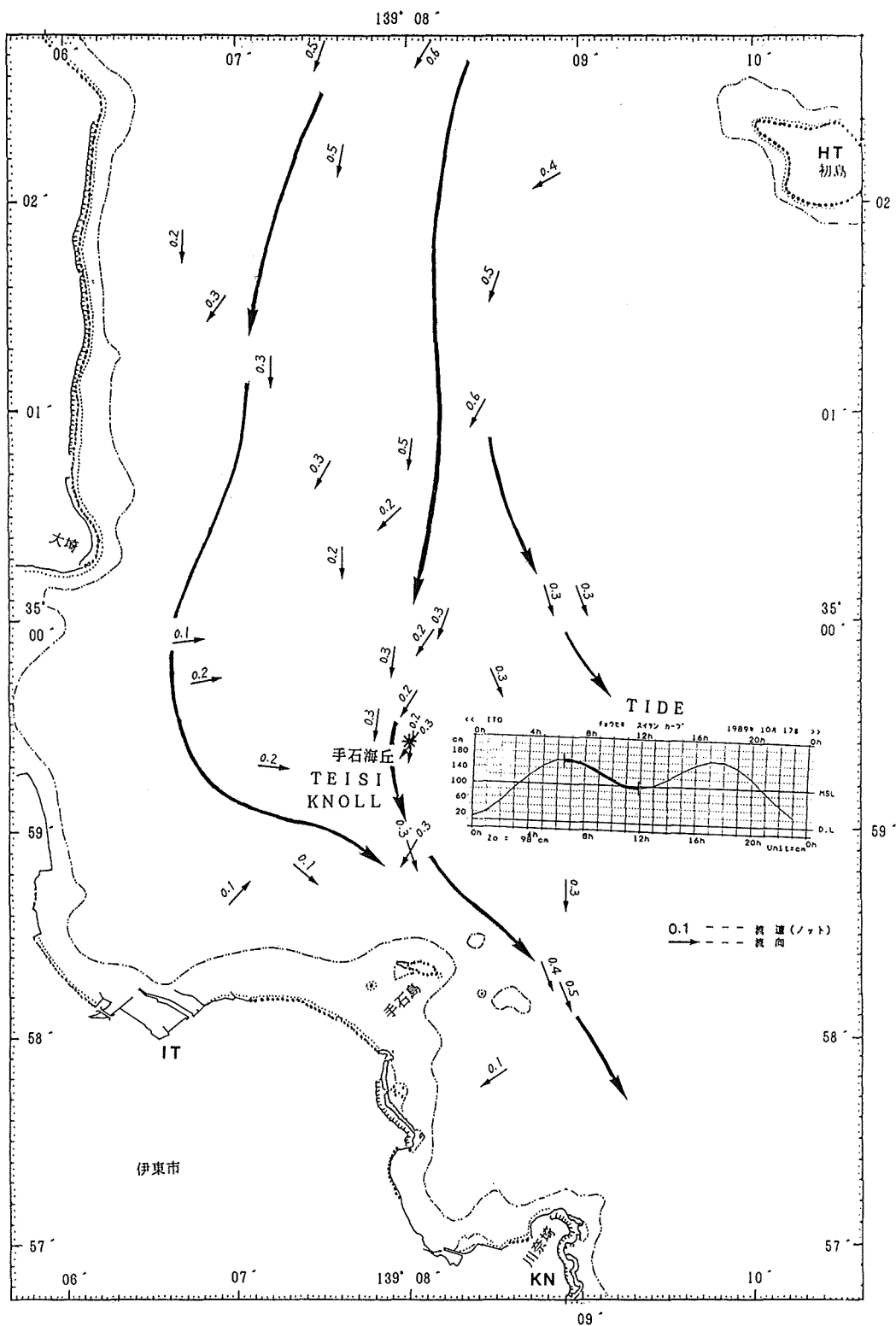


Figure 21. Current for the ebb tide at the sea east of Izu Peninsula.

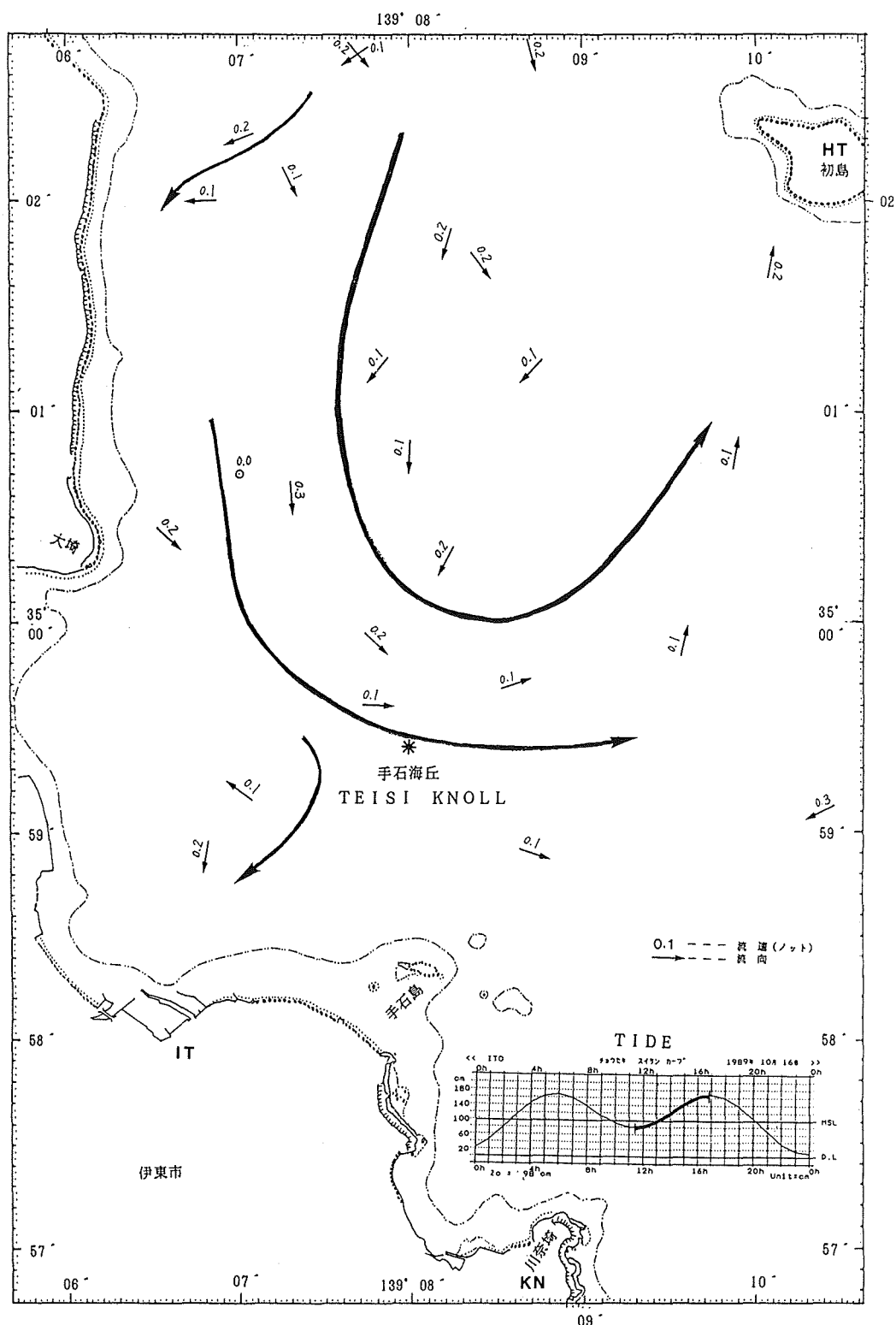


Figure 22. Current for the flood tide at the sea east of Izu Peninsula.

参 考 文 献

- 荒牧重雄・葉室和親 1977: 東伊豆単成火山群の地質, 地震研究所彙報, 52, p.235—278.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・川辺禎久・高橋正樹・中山芳美・平林順一・福岡孝昭 1989: 1989年伊豆半島東方沖海底火山の噴出物, 日本火山学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 葉室和親 1978: 大室山火山群の地質, 地質学雑誌, 84, p.433—444.
- 笠原順三・片尾浩・是沢定之・高橋正義・平田直 1989: 伊東沖海底地震計による1989年伊東沖海底噴火連続モニター, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 気象庁 1984: 日本活火山総覧
- 工藤一嘉・坂上実・宮崎務・沢田宗久・大島章一 1989: 手石海丘で発生した海底噴火の震動, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- Kuno, H. 1954: Geology and Petrology of Ōmuro-yama Volcano Group, North Izu, J. Faculty of Science Univ. of Tokyo, Section II, vol. 9 Part II, p.241—265.
- 溝上恵・中村功・荻野泉・飯高隆 1989a: 伊豆半島東部における地殻深部反射波SxP, SxS波の検出, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 溝上恵・横田崇・千葉平八郎・荻原弘子・荻野泉・飯高隆・中村功・松森敏幸 1989b: 1989年7月伊豆東方沖群発地震におけるマグマ貫入による震源移動について, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 溝上恵・横田崇・中村功・吉田満・荻野泉・飯高隆・加藤孝志 1989c: 1989年7月伊豆東方沖群発地震のバースト活動の特性について, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 茂木清夫 1989: 伊豆半島の地殻異常隆起と群発地震の関係, 月刊地球, 11, p.195—198.
- Nasu, N., F. Kishinouye, T. Kodaira 1931: Recent seismic activities in the Idu Peninsula (Part 1), Bull. Earthq. Res. Inst., 9, p. 22—35.
- 岡田義光・山本英二 1989: 1989年伊東沖の群発地震・火山活動の一解釈, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 岡元太郎・島崎邦彦・工藤一嘉・坂上実 1989: 1989年7月11—13日に伊東市で観測された微動のシミュレーション, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 曾屋龍典・宇都浩三・山元孝広・須藤茂・富樫茂子・中野俊・阪口圭一・吉川清志・水野清秀・高田亮・小野晃司 1989: 1989年7月の伊豆半島東方沖海底火山噴火と噴出物, 地質ニュース, 422, p. 14—26.
- 多田堯・橋本学 1989a: 伊豆半島北東部異常地殻活動の原因について(3), 地震学会講演予稿集 (1989年度春季大会)
- 多田堯・橋本学 1989b: 伊豆半島北東部の地殻活動と海底噴火, 日本火山学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 多田堯・橋本学 1989c: 伊豆半島北東部の異常地殻変動の原因について(4), 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 恒石幸正 1989: 1989年伊豆半島東方沖群発地震による伊東—初島測線の変位, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 植木貞人・森田裕一・堀内茂木・西村太志・田中聡・橋本恵一・浜口博之 1989: 1989年伊東沖海底噴火直後の微小地震の精密震源分布, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)
- 吉井敏尅・工藤一嘉・坂上実 1989: 地殻構造からみた手石海丘の噴火, 地震学会講演予稿集 (1989年度秋季大会)

自航式ブイ「マンボウ」による明神礁調査†

塚本 徹* 福島秀生* 桑木野文章* 坂本政則* 楠 勝治* 大島章一* 菊地真一*

SURVEY OF MYŌZIN-SYŌ USING THE RADIO CONTROLLED BUOY (MANBOU)†

Tooru Tsukamoto*, Hideki Fukushima*, Fumiaki Kuwakino*, Masanori Sakamoto*
Katsuhiro Kusunoki*, Shoichi Oshima* and Shinichi Kikuchi*

Abstract

Since the violent submarine eruption of 1952 to 1953, the survey for the submarine configuration of Myōzin-syō has not been carried out because of its danger.

On May 1989, the Hydrographic Department of Japan (HDJ) could do in details the survey of Myōzin-syō using the radio controlled buoy (MANBOU) which was developed for the research in dangerous waters such as above submarine volcanoes.

According to the results, Myōzin-syō is a conical mountain of which slopes incline about 20 degrees, the shallowest depth of the top is 43m, and the diameter of the crater is about 500m. It is considered that Myōzin-syō is still active on account of high temperature measured at the crater.

Up to the present, topographic features of Myōzin-syō and its adjacent areas have been recognized as a double volcano which is composed with Beyonēsu as west-side of the somma and Myōzin-syō as the central cone.

Previous survey results by Geological Survey of Japan revealed a ring shaped deep inside the somma with a central high (depth 300~350m), and our HDJ survey confirmed that Myōzin-syō situates at the northeast part of the somma.

Previous papers reported basaltic rocks from the somma (Beyonēsu), and dacitic rocks from Myōzin-syō. These results lead to a conclusion that the central high (depth 300~350m) is a central cone which has been called Takane-syō in the previous papers, and Myōzin-syō is a dacitic high on the northeastern somma.

1. はじめに

明神礁は、東京の南方約450km、伊豆七島南縁の青ヶ島の南方約50kmにあるベヨネース列岩の東方に位置する海底火山である（第1図）。明神礁では、明治以来新島の出現・消滅等激しい噴火活動が繰り返し観測され

† Received 16th January 1990

* 沿岸調査課：Coastal Surveys and Cartography Division

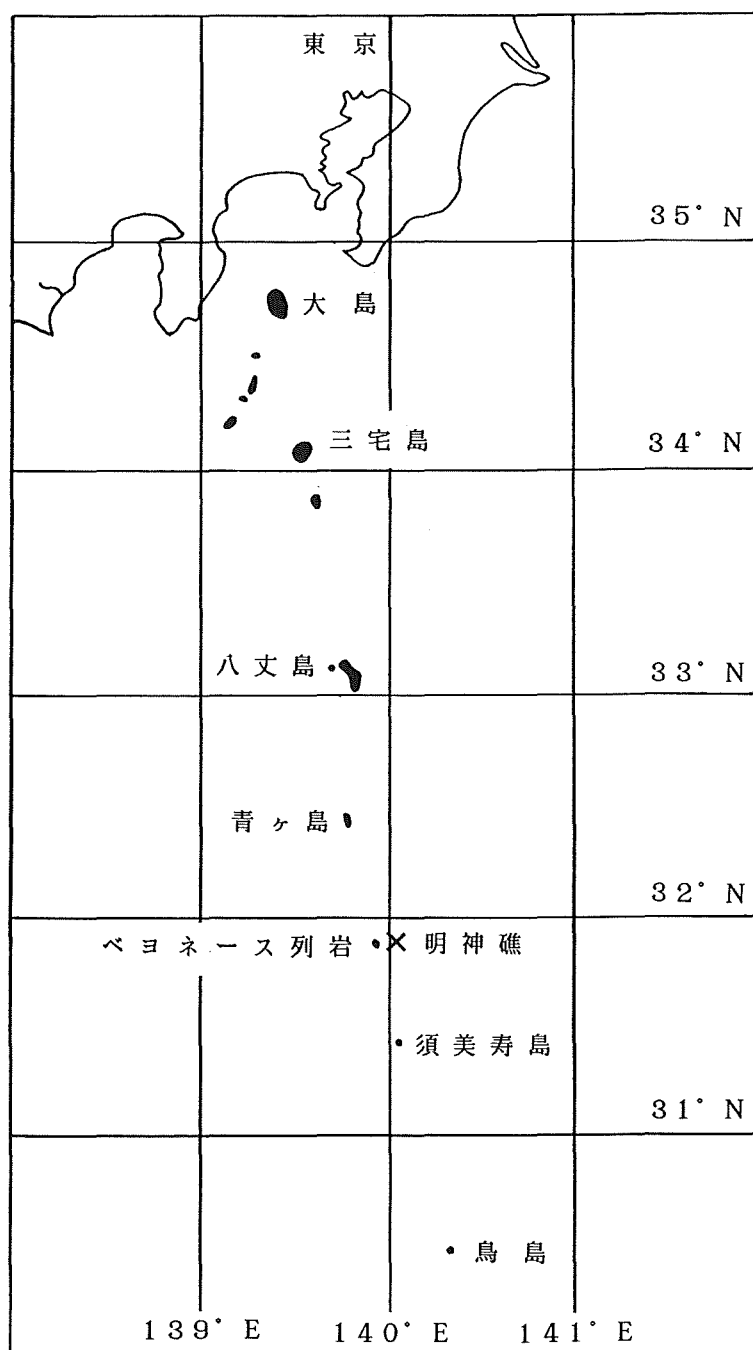


Figure 1. Location of the Myōjin-syō and the Beyonēsu Rocks

てきた。1952年9月の噴火の際には、調査に赴いた海上保安庁の測量船「第五海洋丸」が噴火により遭難し、31名の尊い命が失われた。その後1960年及び1970年にも多量の軽石や変色水を放出するなど活発な活動が続いた。1952年の大噴火以来明神礁では、火山活動が断続しているため測量船が近づくことはできず、その海底地形等は全く謎とされてきたが、1989年5月海上保安庁水路部が開発した自航式ブイ「マンボウ」及び母

船である測量船「昭洋」によりこの海域の調査が実施された。この報告は、これらの調査結果をまとめたものである。

2. 明神礁の海底火山の推移

明神礁は、1896年(明治29年)に英国船が波浪礁を発見したのが最初であるが、それ以前にも噴火を目撃したという記録は多数ある。それ以来噴火、新島の出現・消滅など繰り返して今日に至っているが、これらの報告のうち主なものを第1表に示す。

明神礁の名称は、1952年(昭和27年)9月の噴火で出現した新島を第11明神丸(115トン、船長増田金次郎、船主焼津市昭和漁業KK)が発見したのに因み、船名をとって命名されたものである。1952年の噴火は、約1年間断続的に続き、その都度島の出現・消滅が繰り返されたが、1953年8月末から9月初めに連続した大噴火により島は消滅し、以後今日まで同礁が海面上に現われたことはない。噴火活動は、その後も断続的に続いたが1970年(昭和45年)の噴火活動を最後に今日まで噴火の報告はない。

Table 1. Development of the activities of submarine eruption around the Myōzin-syō

年 月 日	観 測 事 項	観測者・通報者
1896	波浪礁を認める。	リッジ・スティーブン号 (英)
1906	噴火活動を認める。	沖繩丸
1915. 4	海中噴火を認める。	遠江丸
1934. 5	海水黄変色。硫黄臭。	第二昭和丸
1946. 2	△ 火山島を認める。(長さ200m, 幅150m)	Uranus (英艦)
4.13	△ 火山島数個認める。	有馬山丸
12.	▼ 火山島消滅、波浪礁となる。	米国告示
1952. 9.17	△ 海底噴火及び火山島を認める	第11明神丸
9.18	△ 噴火及び火山島を確認 (東西100m, 南北150m, 高さ30m)	巡視船 しきね
9.23	☆▼ 大噴火により火山島消滅、波浪礁となる。	神鷹丸
9.24	測量船「第五海洋丸」、噴火により遭難	
10.11	△ 三つの峰を有する火山島を認める。 (長さ200m, 幅150m, 最高峰80m)	巡視船 むろと
1953. 3.11	▼ 火山島消滅。変色水認める。	読売新聞社機
4. 5	△ 火山島を認める。(高さ60m)	米空軍機
8.27	△ 噴火及び火山島を認める。 (幅約200m, 高さは噴煙のため不明)	海鷹丸
9. 3	☆▼ 大噴火。火山島が消滅。波浪礁となる。	第12富久丸
1954.11. 4	海底噴火を2回目撃。	栄吉丸
1955. 6.25	水中噴火による水柱を目撃。	第2豊進丸
1960. 7.21	海底噴火を目撃。	海鷹丸
1970 1.29	海底噴火を目撃。	第2,12神徳丸
3.25	直径約100mの波浪礁を認める。	海保航空機
4.23	数回の噴火を目撃。	快魚丸
1971 4. 6	波浪礁らしきものを発見。	朝日新聞社機

☆ 大噴火 △ 火山島 ▼ 火山島消滅

3. 測量船「昭洋」及び自航式ブイ「マンボウ」による調査

(1) 概要

海上保安庁水路部は、1989年5月6日から5月10日まで明神礁及び付近の海底地形調査及び水温観測等を測量船「昭洋」及び「マンボウ」により実施した。調査にあたっては第三管区海上保安本部羽田航空基地所属のLA780号機(YS-11)により変色水発生等の異常現象の有無確認及び作業状況のVTR撮影を実施した。

(2) 調査区域及び調査方法

調査区域は、主に第2図に示す海図第81号記載の「明神礁」を中心とする半径10海里の危険区域である。明神礁及び同礁から5海里以内については、5月8、9日の昼間「マンボウ」により調査し、その他の海域について

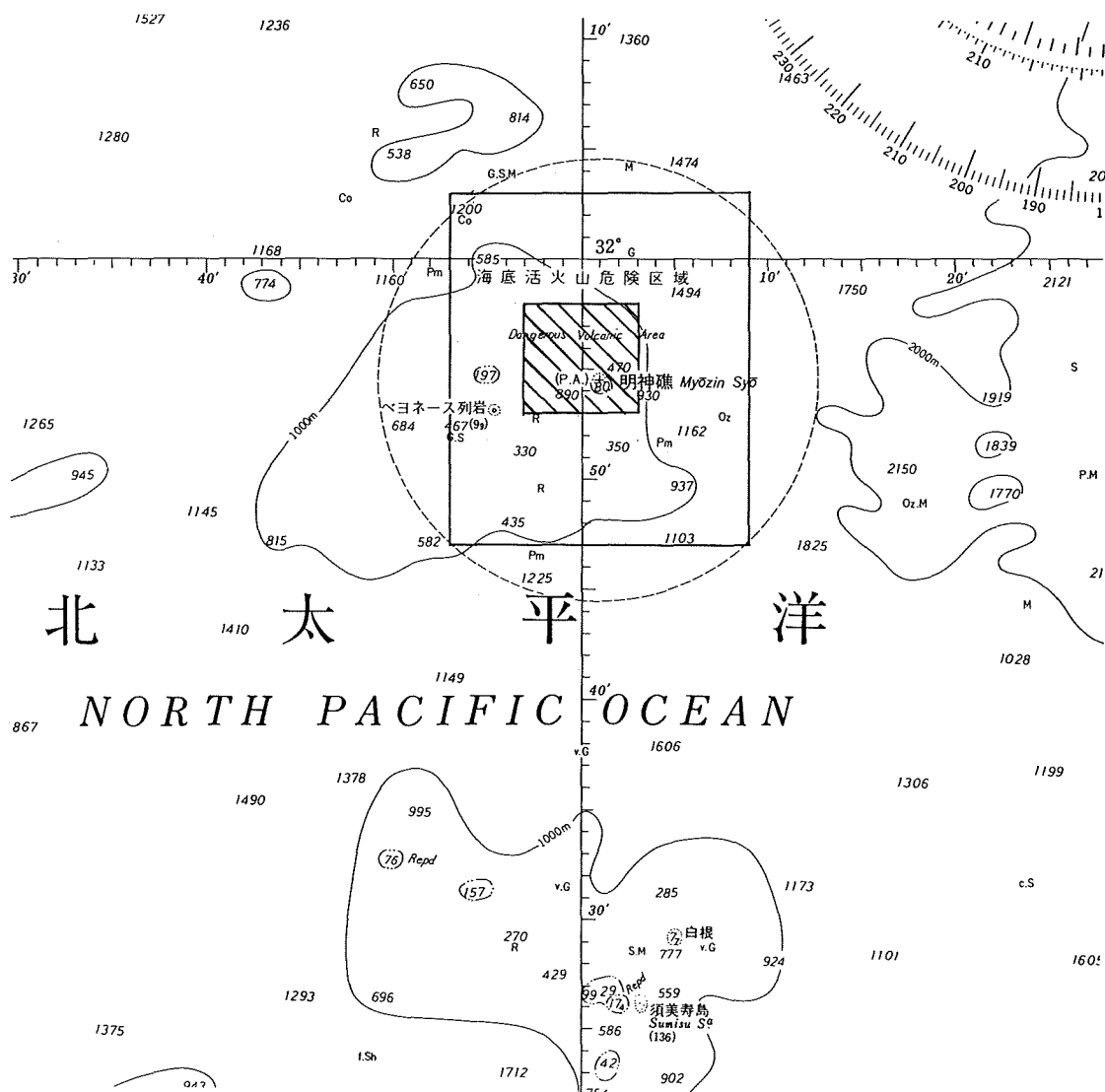


Figure 2. Survey area

by the radio controlled buoy "MANBOU"
by the survey vessel "SHOYO"

は5月7、8日と9日の夜間測量船「昭洋」により実施した。測量船「昭洋」測深総延長は、約114海里である。「マンボウ」は、東西方向を主測線に測線間隔0.5~1.0海里で実施し、明神礁山頂付近は0.25海里間隔で浅所確認調査を行ない、さらに形状把握のためクロス測線を設け測深調査を実施した。「マンボウ」の測深総延長は約85海里である。測量船「昭洋」及び「マンボウ」の航跡を第3図に示す。

水温観測については、表面水温観測を測量船「昭洋」,「マンボウ」とともに測深作業と併行して実施し、またXBTによる鉛直水温観測を「マンボウ」により明神礁山頂付近で、その外側の海域で測量船「昭洋」により実施した。水温観測点を第4図に示す。

測位については、「マンボウ」はハイパボリック方式ロランCを、測量船「昭洋」では長距離電波測位装置によるロランC・ ρ - ρ 方式とNNSSとの複合測位を使用した。なお、「マンボウ」の位置については、測量船「昭洋」から随時レーダ等で測定し、測量船との位置関係を確認した。

測深調査には、測量船「昭洋」では表層探査装置を、「マンボウ」では中深海用音響測深機(PDR102型)を使用した。音速度補正には、カーター表NP139区域53を使用した。測得水深200m以浅に対する潮高改正には、当庁所管八丈島験潮所実測値から潮高比1.0, 潮時差+10分として補正量を求めた。なお、基本水準面は、平均

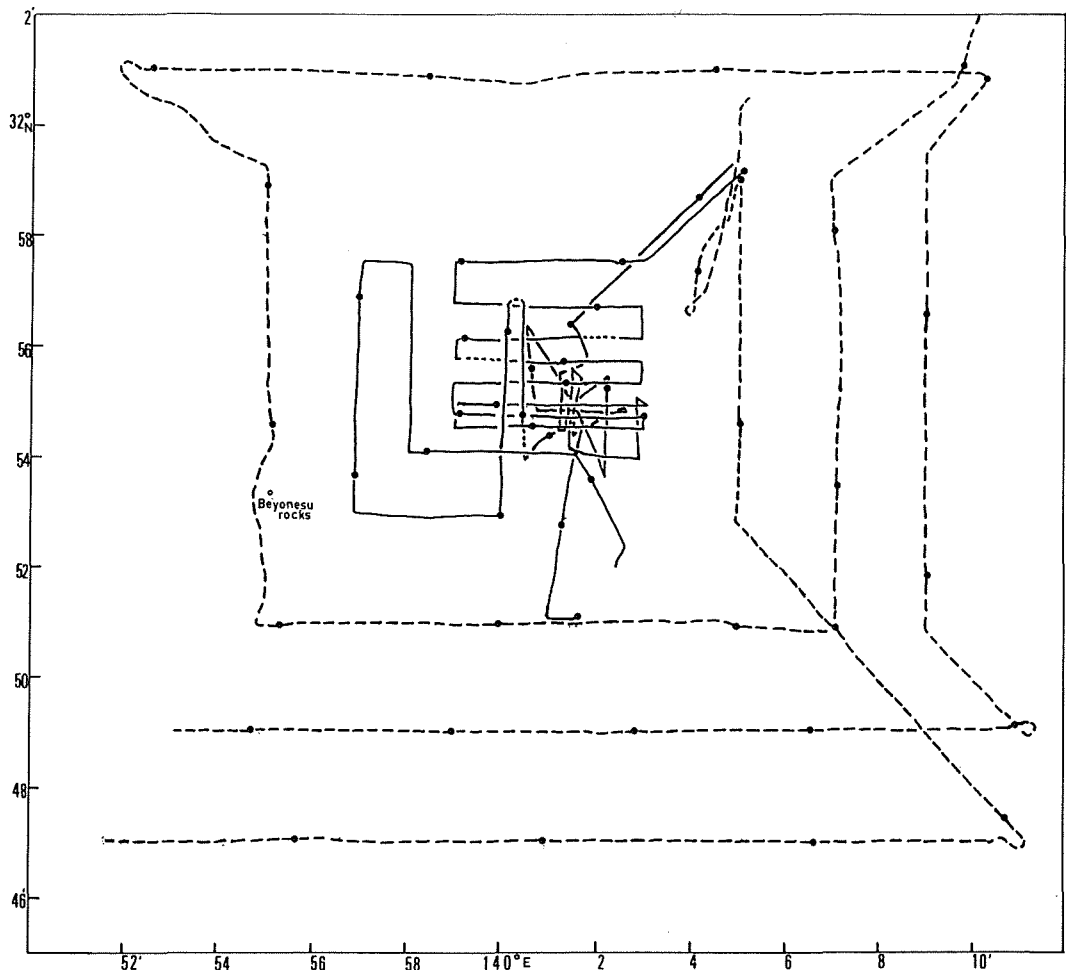


Figure 3. Sounding track lines of survey

- by the radio controlled buoy "MANBOU"
- by the survey vessel "SHOYO"

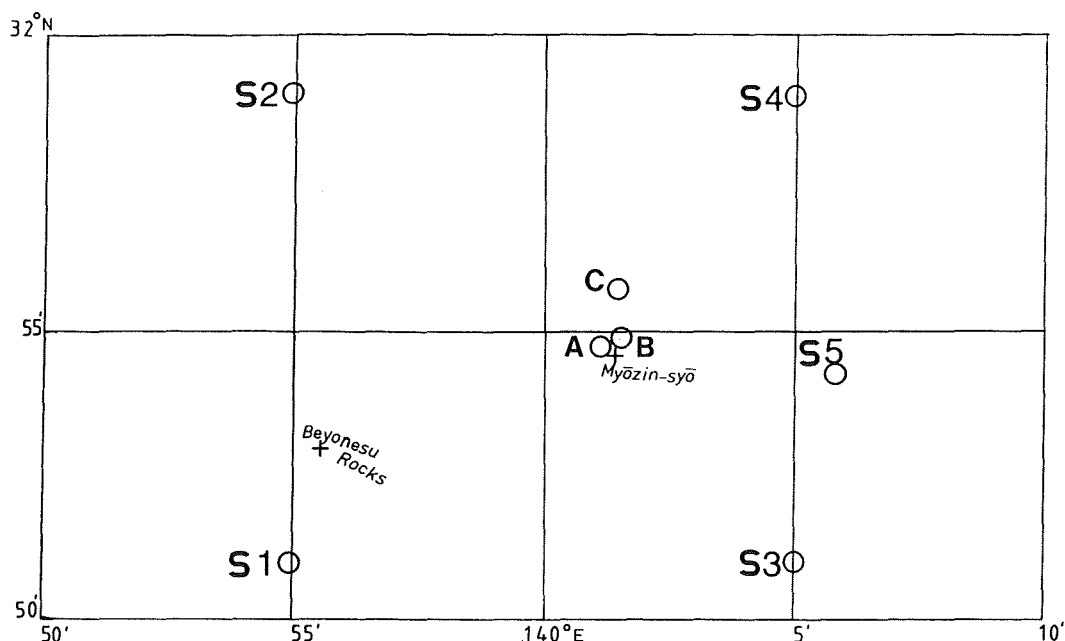


Figure 4. Location of the point observed the temperature of sea water by XBT

A, B, C ...by the radio controlled buoy "MANBOU"

S1, S2, S3

S4, S5 ...by the survey vessel "SHOYO"

水面下0.9mとした。

4. 資料整理

(1) 現地資料整理

「マンボウ」で取得した全てのデータは、データ集録装置に集録されると同時に母船である測量船「昭洋」に搭載されているデータ処理装置にも伝送され集録している。データ集録には、集録ミスを防ぐため8トラックのカートリッジテープ及びメモリーカードの2種類が用いられている。1日の調査終了後、これらの集録媒体を使用しプロットにより航跡図、水深図、水深断面図、XBTデータ作図等の処理作業を実施し、翌日の調査の計画資料とした。測量船「昭洋」におけるデータ処理フローチャートを第2表に示す。

(2) 水路部内での資料整理

測量船「昭洋」及び「マンボウ」で得られた水深データを結合し、明神礁海域の水深図、海底地形図、島瞰図等を作成するため、ハイドロチャート処理装置及び水路部大型電子計算機(ACOS-830)を使用した。各成果図を作成するまでの処理過程を第3表に示す。なお、海底地形図の作成にあたっては、工業技術院地質調査所から提供されたデータ及び資料(斎藤ほか, 1988)も使用した。

5. 調査結果

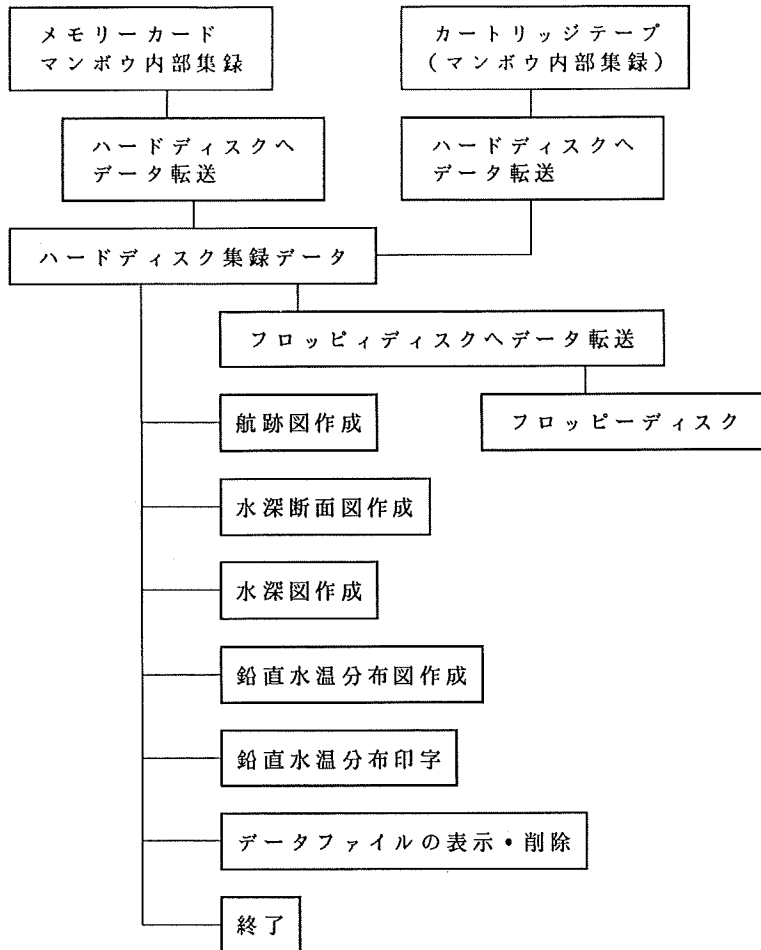
(1) 位 置

今回の調査で測得した明神礁山頂の最浅所(水深43m)の位置は、31°54.9'N, 140°01.4'Eである。明神礁の位置は、1952年9月の噴火時に調査のあった船舶からの報告では、つぎのとおりであった。

巡視船「しきね」 31°56.7'N, 140°00.5'E

東京水産大学「神鷹丸」 31°56.8'N, 139°59.5'E

Table 2. Flow chart of the data-processing of the radio controlled buoy "MANBOU" system on board of the survey vessel "SHOYO"



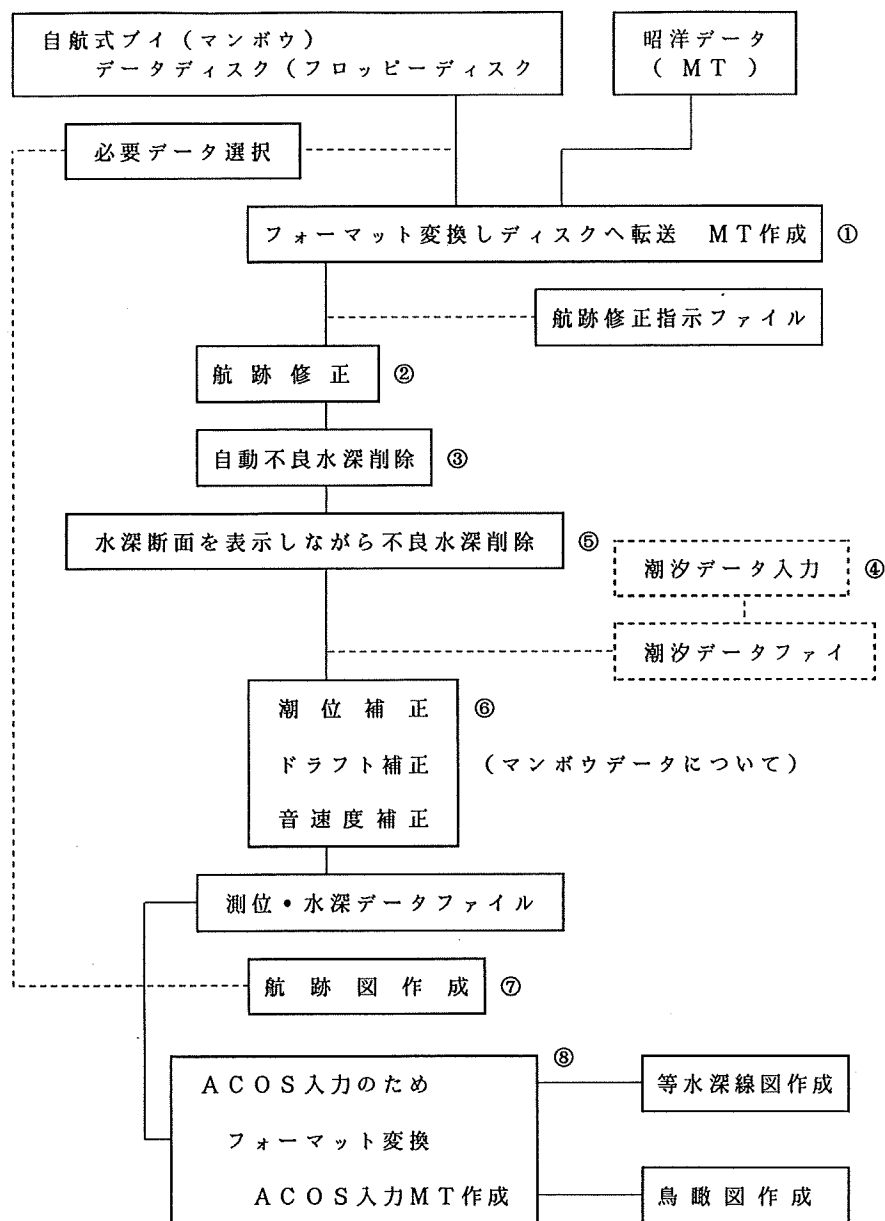
上記処理にかかるソフトは自航式ブイ、データ処理装置、CRT上に次のように示される。

ジコウシキブイ データ ショリ システム

Push Function Key!!

END	CARD READ	TAPE READ	HARD TO FLOPPY	TRACK PLOT
PROFILE PLOT	DEPTH PLOT	XBT PLOT	XBT PRINT	FILE DELETE

Table 3. Flow chart of the data processing for the produce of the Bathymetric contour etc. using the data of "SHOYO" & "MANBOU" at the office of Hydrographic Department



ハイドロチャートデータ処理装置における上記処理プログラム名は次のとおり

① cmd21 ② ctrac2 ③ filt2 ④ mktid ⑤ dep2 ⑥ tide2

⑦ zukxy ⑧ cfm2 この他水深・位置分離 hdata2, 水深・位置結合 comb2等がある。詳細は「ハイドロチャートデータ, 自航式ブイデータ処理」(沿岸調査課技術)を参照のこと。

また、このほかにも漁船等からも多くの報告があったが、いずれも今回測得した最浅所の位置の北北西方約1.8海里のところを中心に集中している。このことは各船舶が測位の際ベヨネース列岩を基点として方位・距離で決めたと仮定すると、つぎのように考えられる。

ベヨネース列岩の位置は、1977年4月水路部編暦課によりNNSSを使用して精測し、 $31^{\circ}53'17''\text{N}$, $139^{\circ}55'04''\text{E}$ と決定された。同年8月に関係海図(No.81)の補正が行われた。しかしこの補正以前の海図上でのベヨネース列岩の位置は、 $31^{\circ}55'.0\text{N}$, $139^{\circ}54'.5\text{E}$ であった。この新旧の位置の差を前述の巡視船「しきね」等の位置データに加味すると今回の調査で得た位置の近くに集中する。

水路部では、明神礁の位置を1979年7月14日に海図第81号(1/500,000)に記載されている水深80mの位置、 $31^{\circ}54'.5\text{N}$, $140^{\circ}00'.9\text{E}$ と公表している。(第2図参照)

(2) 明神礁の水深

今回の調査で明神礁山頂の最浅水深は、43mであった。海図第81号に記載されている水深80mは、1924年(大正13年)7月23日測量艦「満州」の測深によるものである。また、その北側に記載されている暗岩は、1946年12月の米国告示によるものと思われる。

今回測得した水深43mについては、水路通報第25号(1989年6月24日発行)により、つぎのとおり通報された。「 $31^{\circ}54'.9\text{N}$, $140^{\circ}01'.\text{E}$ に水深43mの浅所が存在する。」

(3) 海底地形

イ. 明神礁の海底地形

今回の調査結果に基づく明神礁地形断面図を第5図に示す。明神礁は、これまで船舶からの報告を総合すると山頂は少なくとも2個以上の複数峰からなる地形ではないかと想像されていたが、単純な円錐形の山体の単独峰で、山頂の最浅水深は43mと測定された。山体斜面は、山頂付近の水深110mから500mまで約 20° の傾斜をもつ。そのふもとは、西及び南向きの2方向にのびる水深500m以深の尾根状の高まりが張り出して

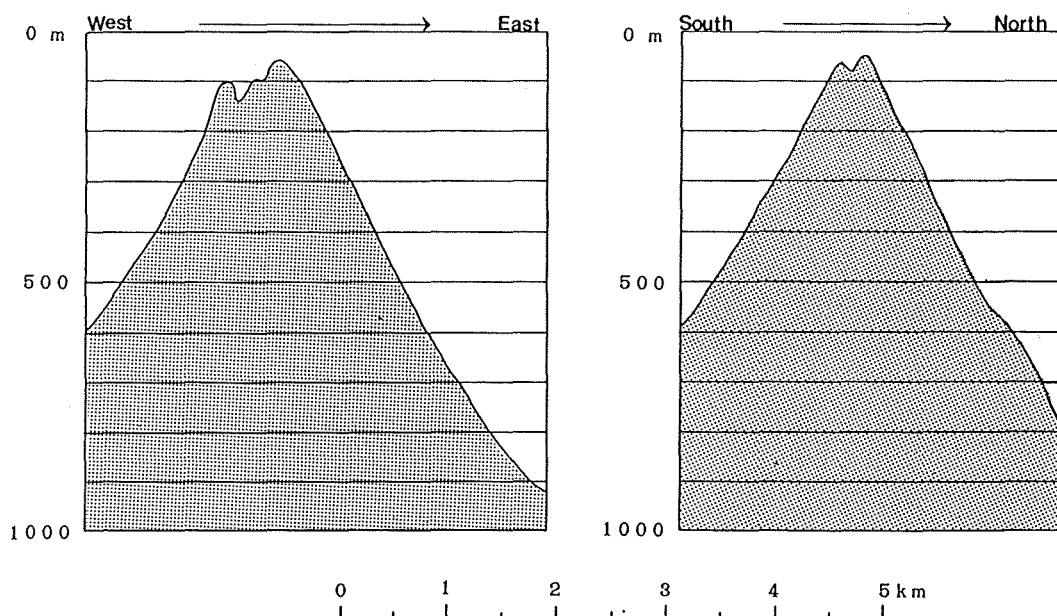


Figure 5. Partial cross section of the Myōzin-syō

いる。明神礁の北側及び東側では、水深500m以深の部分が緩やかな斜面となっており、火山碎せつ物が堆積しているものと考えられる。ふもとの尾根状の高まりは側火山であると考えられる。

ロ、明神礁山頂部の地形

明神礁の山頂部地形図を第6図に示す。明神礁の斜面は、水深約110m以浅ではなだらかになっていることから、110m等深線で囲まれる円形の範囲を山頂部と考えることができる。山頂部の西半分は、水深100m前後の平坦な地形で、その中央部西側より直径約100m、深さ30m程度の凹地があり、その南東側にも深さ10m程度の凹地が存在する。山頂部の東半分には、「コ」の字型の高まり(比高約30~70m)がみられ、火口縁であろうと考えられる。火口縁の一部に最浅部(水深43m)が存在する。「コ」の字形の火口縁に囲まれた部分が、明神礁の火口であろうと考えられる。火口の直径は、約500mである。

ハ、明神礁周辺の海底地形

今回の調査成果及び工業技術院地質調査所の取得データにより作成したこの付近の海底地形図を第7図に示す。一部に測深間隔の広い区域もあるが、この図は明神礁を含む二重式火山の地形をほぼとらえているものと判断される。明神礁及びベヨネース列岩は、800m等深線により囲まれている。その内側に環状の凹地(カルデラ)が存在し、さらにその中心に水深300~350m程度の高まりが存在する。これらの二重式火山全体の直径は、基底部で約25kmである。環状の凹地(カルデラ)の水深は、1000m以深にも達する。明神礁周辺の海底地形の鳥瞰図を第8図に示す。

これまでこの海域の海底地形について、三田(1949)等では、1941年までの調査成果によりベヨネース列岩を外輪山西部とし、明神礁をカルデラ内の中央火口丘と考えられてきた。また、明神礁の岩石も森本・小坂(1953)、小坂(1990)らにより、石英安山岩であると報告されており、外輪山であるベヨネース列岩の玄武岩

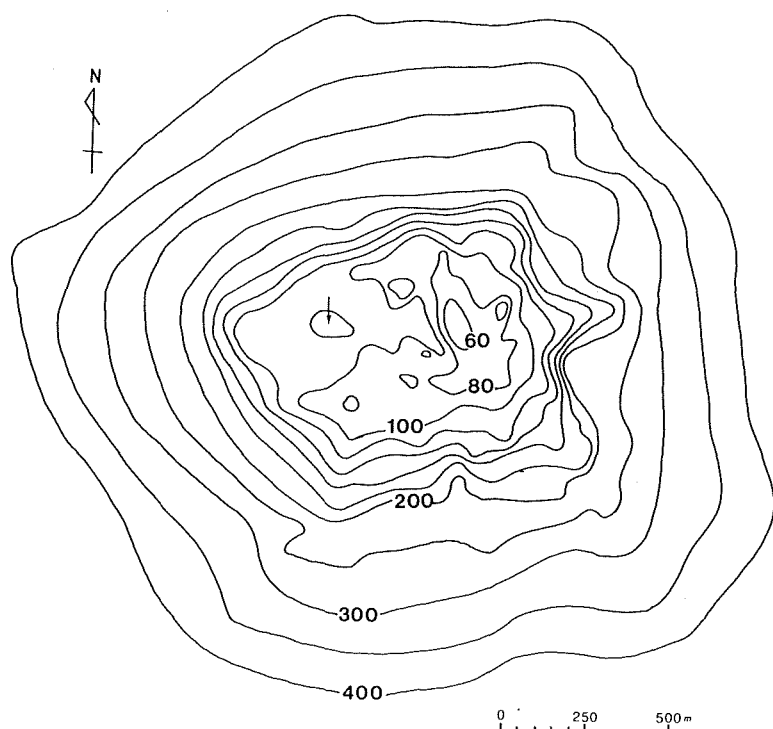


Figure 6. Bathymetric contour chart of the Myōzin-syō

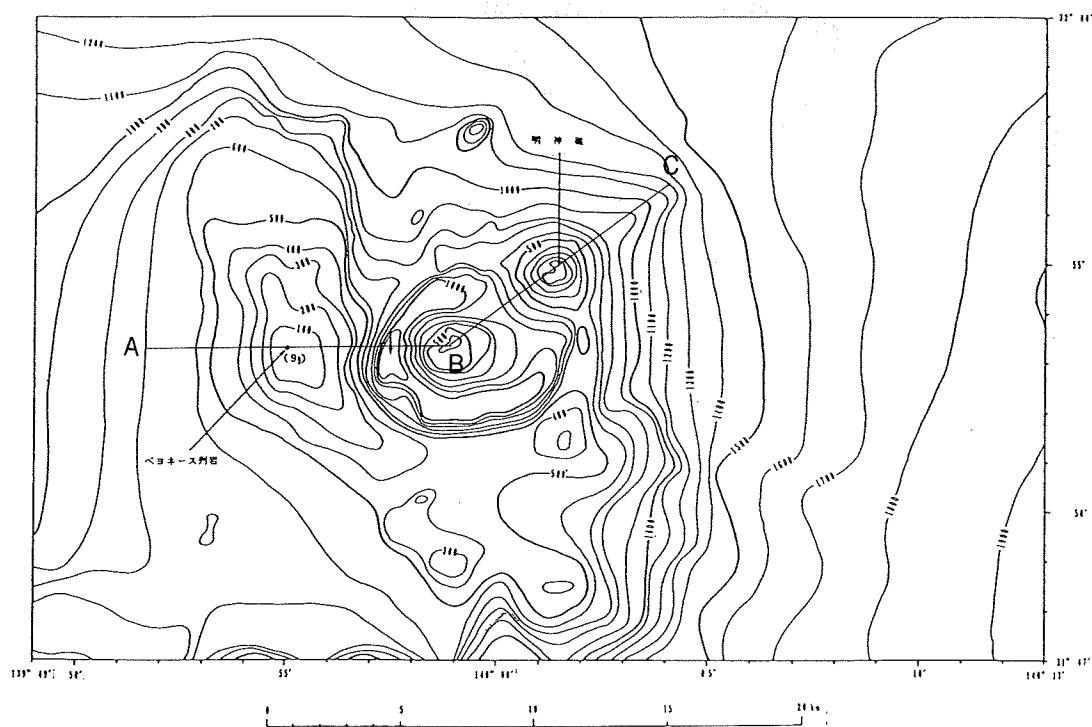
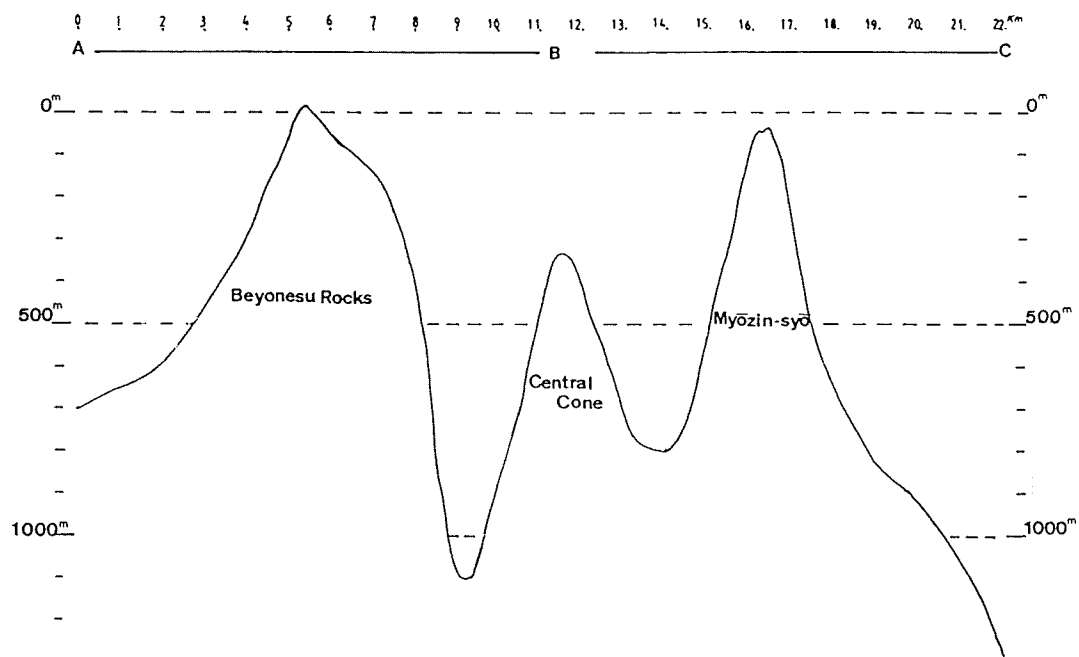


Figure 7. Bathymetric contour chart around the Myōzin-syō and the Beyonēsu Rocks

(Morimoto et al 1955) とは明らかに異なっている。しかしながら今回作成された第7図に示す海底地形からは、明神礁の位置は外輪山の位置であり、地形的には外輪山の一部をなすようにも見える。なお、中尾・湯浅(1988)は、明神礁を外輪山としている。また、今回の成果で中央火口丘と認められるカルデラ中央部の高まりは、従来高根礁と名付けられている(塚本1954)ものに該当するものであろう。

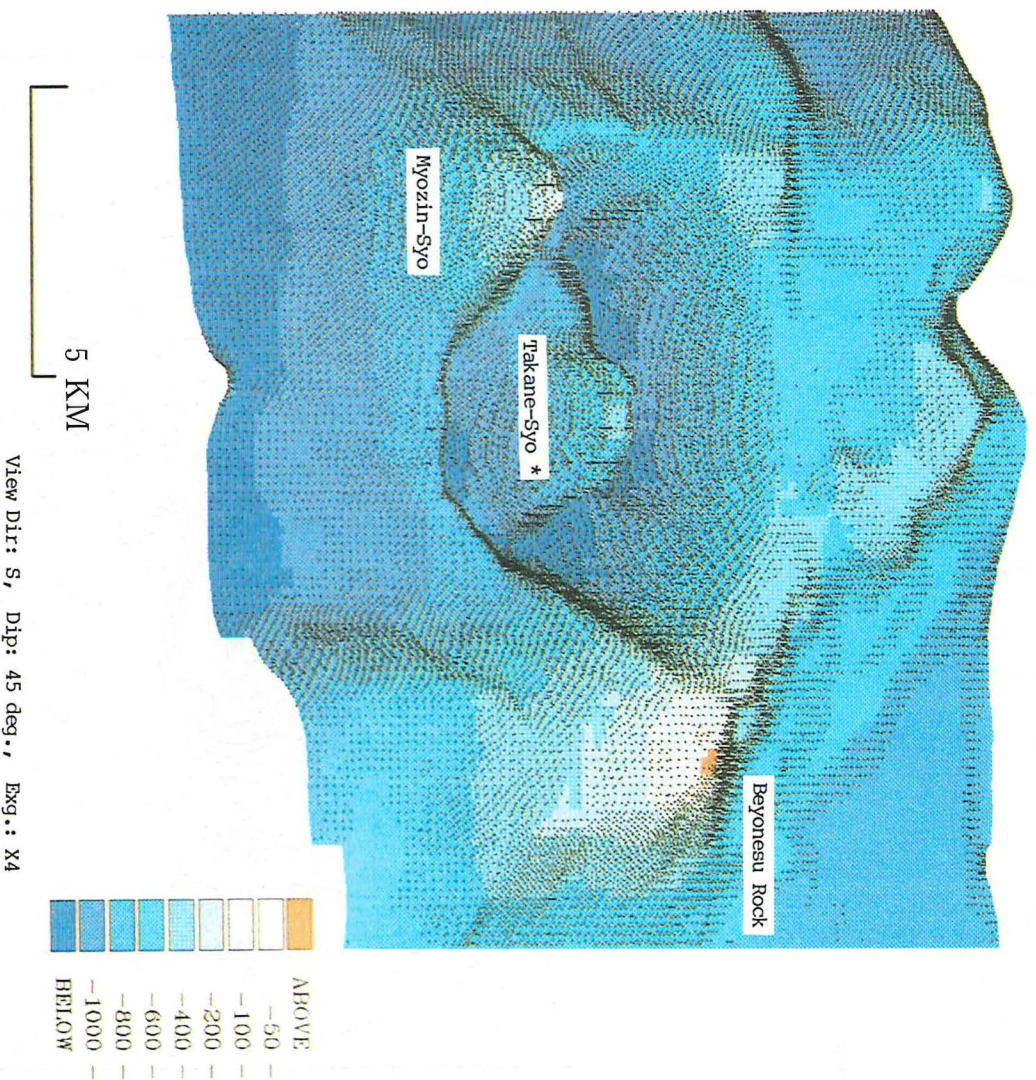


Figure 8. 3-D image view map of the Myozin-syo and the vicinity

View direction : from NE, Elevation angle : 45°, Exaggeration rate of depth : X4

ニ、変色水及び水温

変色水の調査は、5月8日第三管区海上保安本部羽田航空基地所属のLA780号機(YS-11)により実施したが、その存在は認められなかった。明神礁山頂付近の表面水温分布を第9図及び第10図に、XBTによる鉛直水温観測結果を第11図に示す。

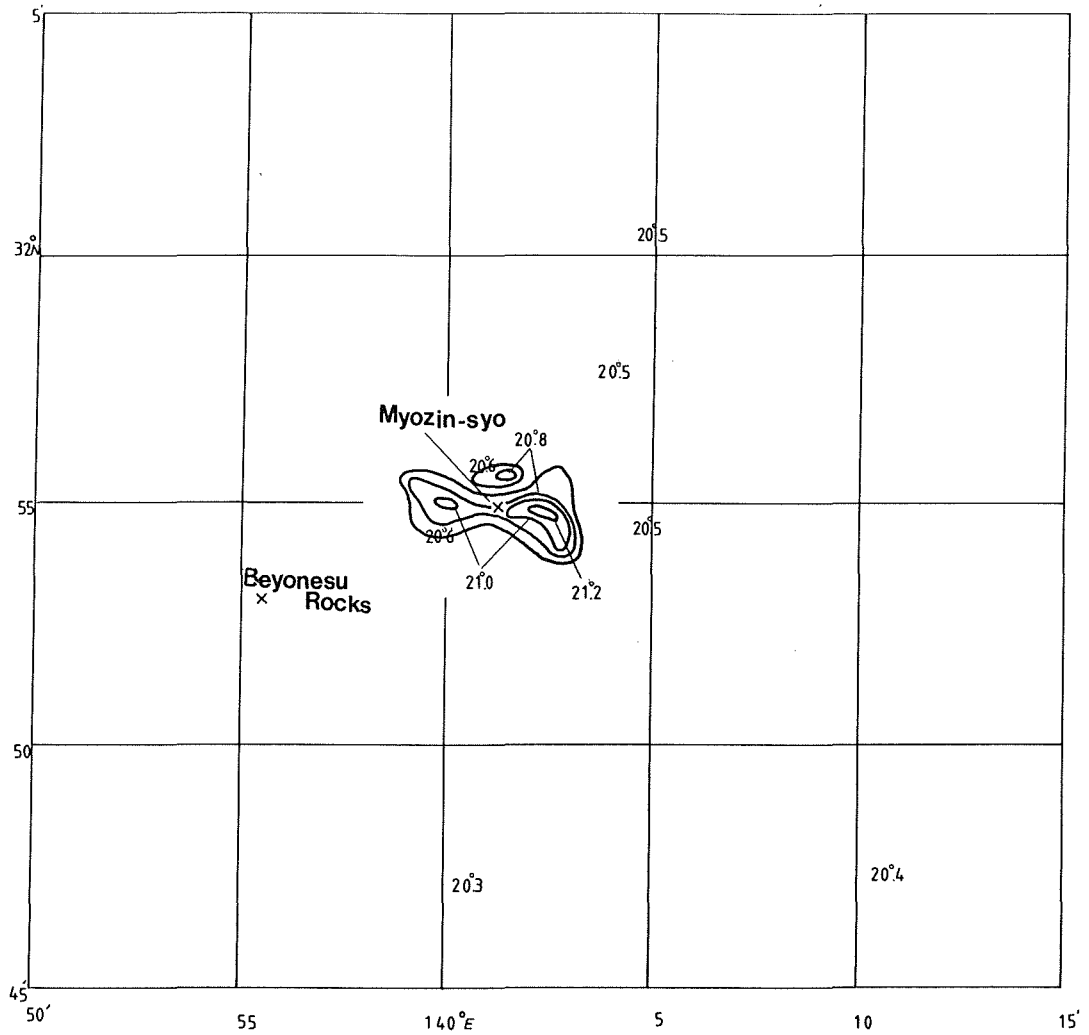


Figure 9. Surface temperature distribution around the Myōzin-syō on May 8th 1989

明神礁山頂付近の表面水温は、その周辺より $0.5^{\circ}\text{C} \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 高いことが2日間にわたって認められた。また、XBTによる測定結果でも山頂付近では、海面から水深約50mまでは $0.5^{\circ}\text{C} \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 程度水温が高いことが認められた。これらの結果から $0.5^{\circ}\text{C} \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 程度の温度差とはいえ、莫大な海水の量を考慮すれば明神礁からの放熱量は大きく、その山体は高温であるものと考えられる。

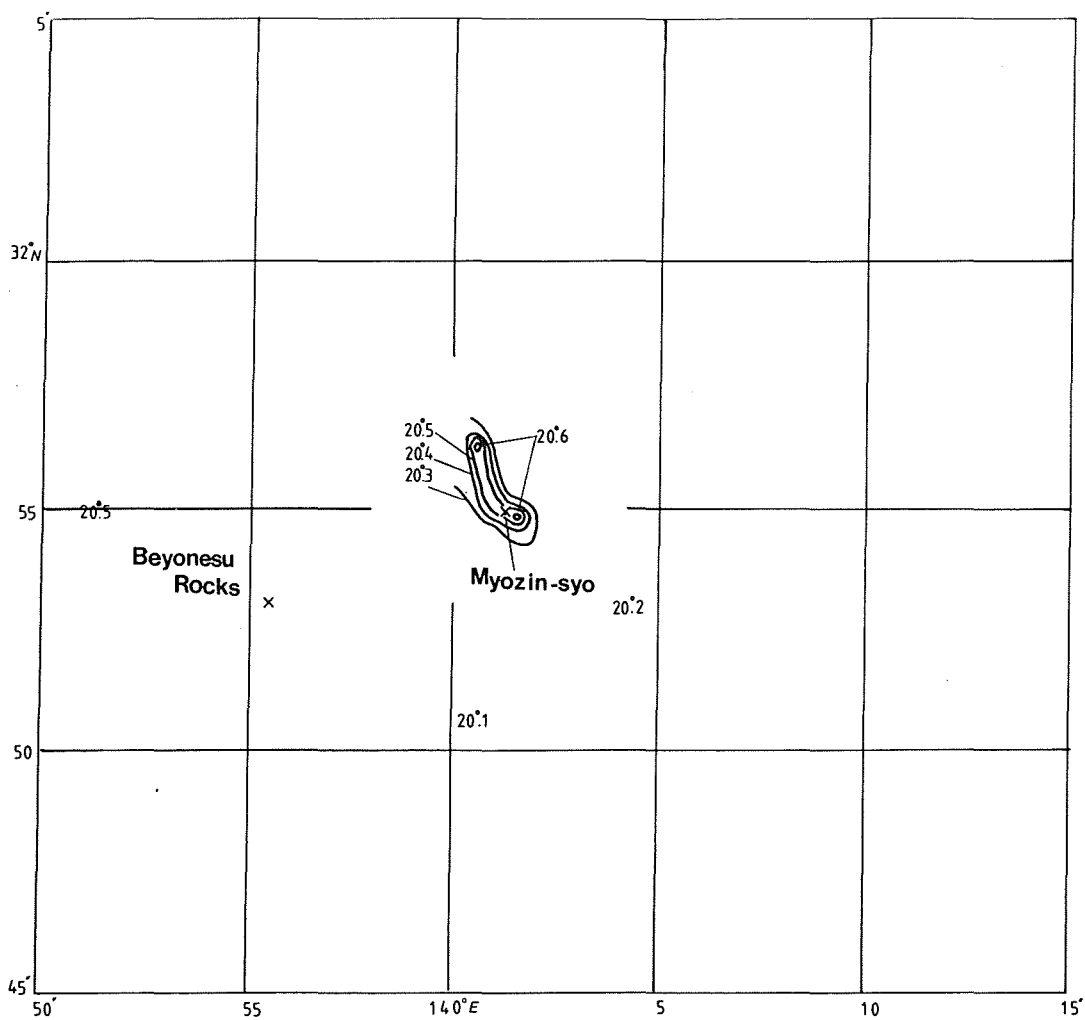


Figure10. Surface temperature distribution around the Myōzin-syō on May 9th 1989

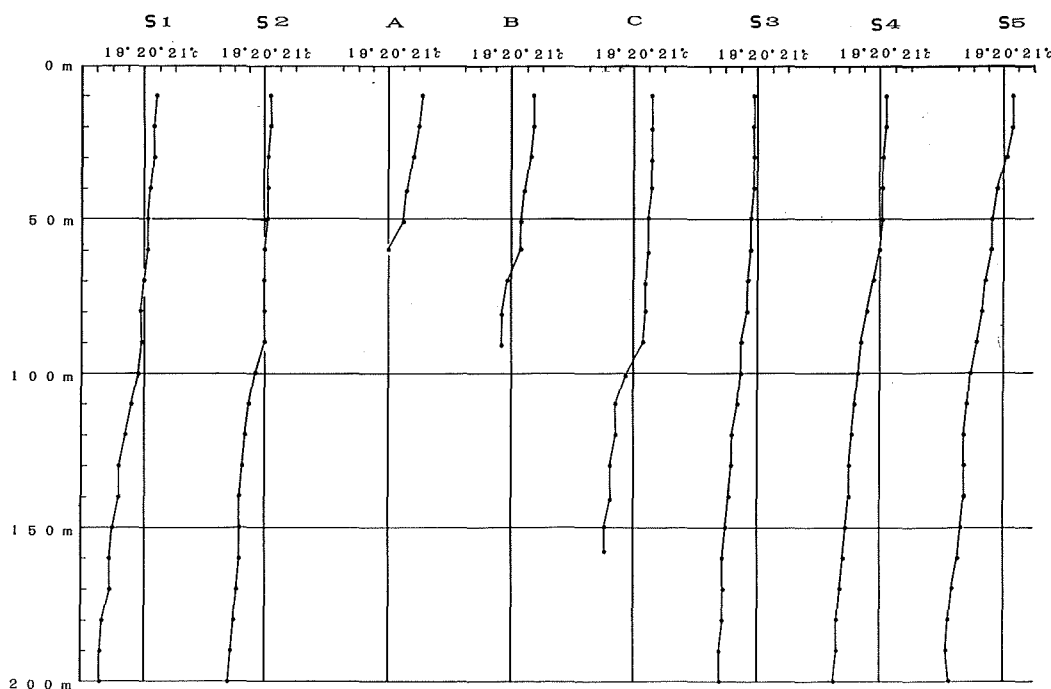


Figure 11. Vertical temperature distribution observed at various points around the Myōzin-syō (refer to Figure 4)

6. まとめ

今回の調査結果から

- (1) 明神礁は、単独峰でその山体は単純な円錐形をなし、斜面の平均傾斜は約20度である。
- (2) 明神礁山頂の最浅水深は、43mで山頂火口の直径は約500mである。
- (3) 従来明神礁は、複成火山の中央火口丘(三田, 1949)との見解があったが、地形的には外輪山の北東部に位置する火山体である。しかしその岩石が石英安山岩であることから、これを中央火口丘とするか外輪山とするかは、さらに今後の検討課題としたい。
- (4) 水温測定の結果から、明神礁はいまなお放熱を続けていると考えられる。

等のことが判明した。明神礁は、1970年以来今日まで約20年間噴火などの活動をしていないが、今後再活動の可能性は否定できないと考えられる。

おわりに、本報告を行うにあたり調査に従事された測量船「昭洋」山本賢一船長ほか乗組員の方々、第三管区海上保安本部羽田航空基地の方々、さらに明神礁周辺の水深データを心よく提供していただいた工業技術院地質調査所湯浅真人、村上文敏氏ほかの方々、また本稿をまとめるにあたり貴重な資料の提供や助言をいただいた小坂丈子岡山大学教授などの方々に深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 三田亮一：ベヨネース列岩附近の海底火山活動(新島出現)について，水路要報 第12号 (1949)
- 斉藤英二・渡辺和明・宮崎純一・村上文敏：伊豆・小笠原弧のカルデラの海底地形，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。昭和62年度研究概要報告書 (中尾征三・湯浅真人(編))，地質
調査所 p. 10-15 (1988)
- 塚本裕四郎：第三高根丸が明神礁付近で遭難した洋上噴火について：水路要報 第50号 (1954)
- R. MORIMOTO, R.L. FISHER and N.NASU : Bathymetry and petrography of the Bayonnaise Rocks,
Japan. proc. Japan Acad., 31, p. 637-641 (1955)
- 森本良平・小坂丈予：Report on the Submarine Eruption of Myozin-syo, The Journal of the Tokyo
University of Fisheries, Vol. XXXX, No. 2 (Spexial Number) p. 16-18 (1953)
- 小坂丈予・平林順一・松田鉦二・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化学成分，本研究報告，p.61-85 (1990)

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化学成分†

小坂文予¹・平林順一²・松田鉦二¹・大島章一³・土出昌一⁴・加藤 茂⁴

CHEMICAL COMPOSITIONS OF ROCKS ERUPTED FROM SUBMARINE VOLCANOES AND OF VOLCANIC ROCKS OCCURRING IN ADJACENT AREAS IN THE IZU-OGASAWARA ARC†

Joyo Ossaka¹, Jun-ichi Hirabayashi², Koji Matsuda¹,
Shoichi Oshima³, Masakazu Tsuchide⁴ and Shigeru Kato⁴

Abstract

This paper reports chemical compositions and chemical characteristics of volcanic rocks erupted from submarine volcanoes in the Izu-Ogasawara arc (from Myozin Reef (Myojin Reef) to Hukuzin Seamount (Fukujin Seamount)).

SiO₂ content of the volcanic rocks ranges from 45 to 70 weight percent. The rocks from the north of Sohu Rock (Sofu Rock) are relatively poor in Na₂O, K₂O and P₂O₅, whereas most of the rocks from the south of Nisi-no-Sima (Nishinoshima) are enriched in these oxides. The alkaline rocks from Iō Sima (Iwojima), Hukutoku-Oka-no-Ba (Fukutokuoka-no-ba) and Minami-Hiyosi Seamount (Minami-Hiyoshi Seamount), which erupted recently, show the further enrichment in Na₂O and K₂O.

1 まえがき

伊豆七島から火山列島に至り、さらにマリアナ諸島に続くいわゆる南方諸島海域では、これまで多くの海底火山活動が記録されている (Fig. 1; 佐藤ほか, 1983; 岩淵, 1989)。しかし、それらの活動に伴う噴出物については、古いものでは1914年の南硫黄島北北東の海底噴火における脇水(1920)らの記載がある程度であったが、1952年の明神礁の噴火に際して噴出物の検討がなされて以後、同海域で活動したほとんどの海底火山の噴出岩の記載が行われてきている。それらのうち、明神礁から福神海山に至る海域の岩石についてこれまで発表されていなかった分析値をはじめとし、これに研究報告、会報等一般に入手困難な資料を加え、またこれと関連した同海域の火山並びにその周辺海域の底質岩石の化学分析値をも含めて雑誌「火山」2集35巻1号に報告する (小坂ほか, 1990)。しかし同誌には既発表の資料は掲載できないので、資料利用者の便も考え、それらの資料も含めてこれまで筆者らの入手し得たほとんどの資料をこのたび本報告に掲載することにした。これらの分析値はいずれも原岩のままのものであり、なかには産状も岩石学的記載や岩石化学的

† Received 30th January 1990

1 岡山大学理学部 Faculty of Science, Okayama University

2 東京工業大学草津白根火山観測所 Kusatsu-Shirane Volcano Observatory, Tokyo Institute of Technology

3 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

4 企画課 Planning Division

検討も不十分なものもあるが、今回併せて報告する。

なお、同海域における近年の海底火山の活動状況等については、水路部研究報告に岩淵（1989）が、これを取りまとめているのでここでは省略する。

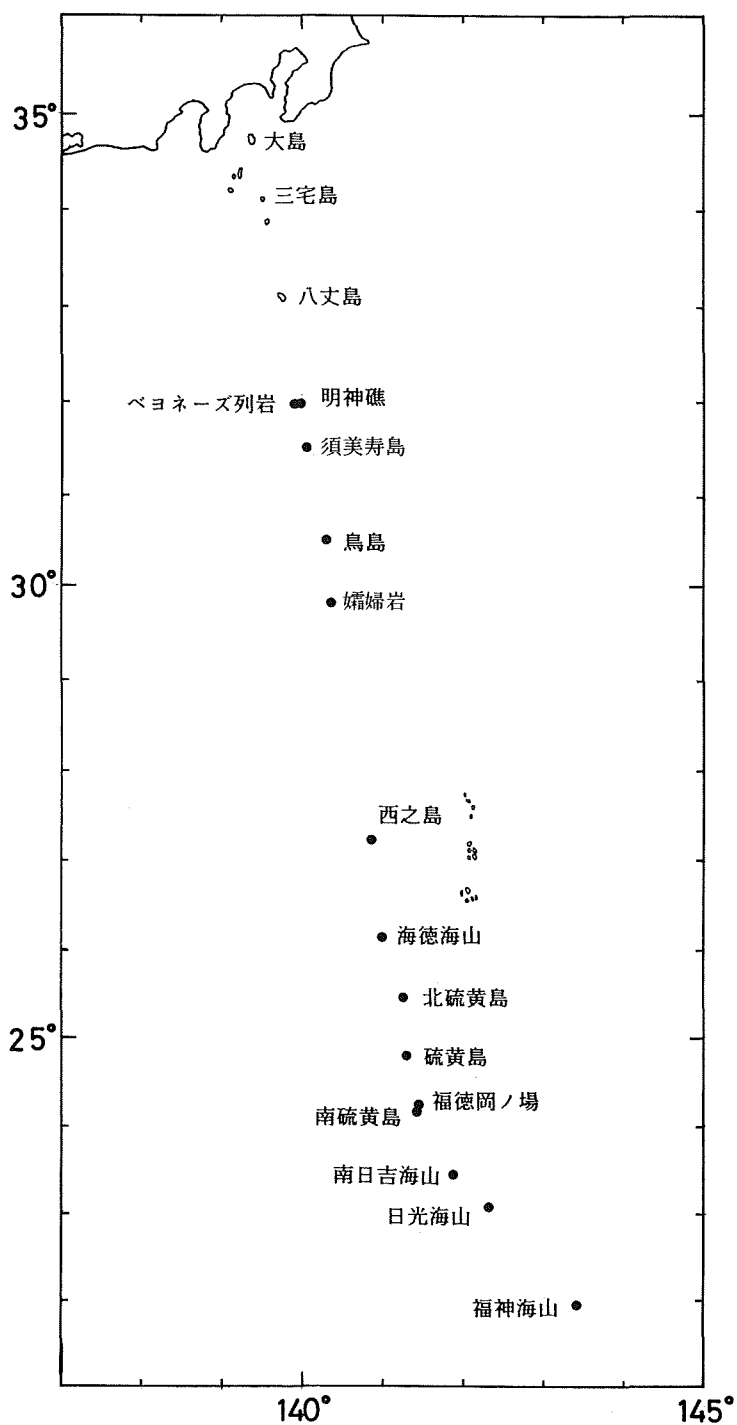


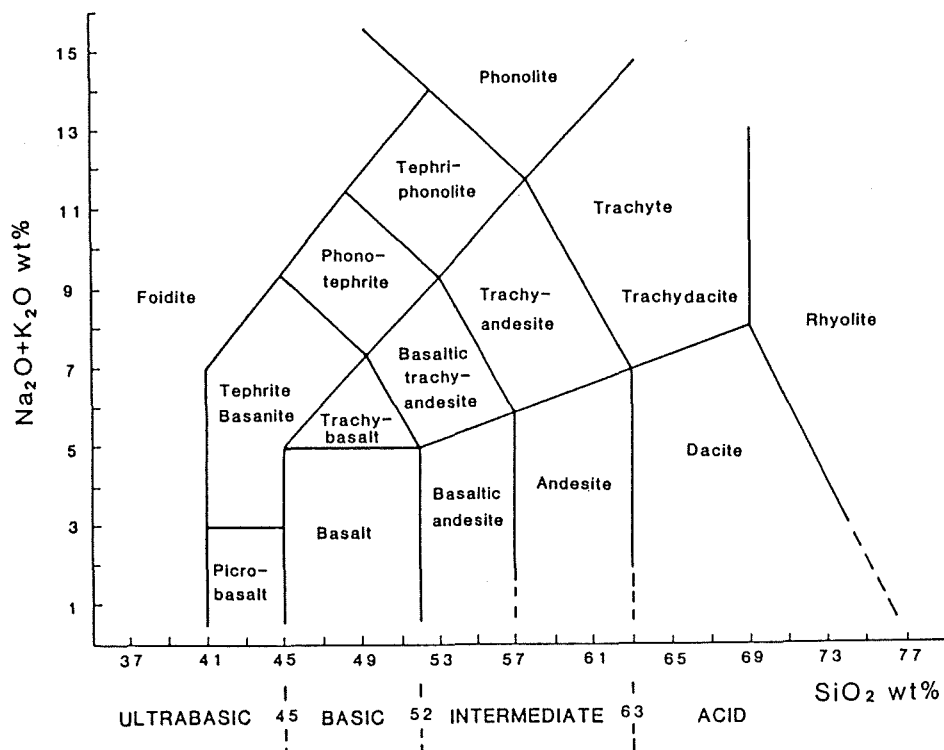
Figure 1. Map showing distribution of volcanoes in the Izu-Ogasawara arc

2 火山岩の化学組成

筆者らの行った化学分析はすべて通常の湿式珪酸塩分析法を用いた。即ち SiO_2 , R_2O_3 , MgO , $\text{H}_2\text{O} +$, $\text{H}_2\text{O}-$ は重量法, CaO , FeO は容量法, TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5 は比色法, Na_2O , K_2O は炎光法, Al_2O_3 は R_2O_3 からの差引により求めた。同海域に産出した火山岩の化学組成について、筆者らが分析をしたものと、これまでに入手した分析値をTable 1に示す。その際、可能なものについては原典における校正ミス等を修正した。またTable 2にはそれらの岩石の産地、噴出年、採取地点、岩石名、分析法、記載文献等を示した。なお原典に岩石名の記載のないものについてはFig. 2-1に示すLe Bas et al. (1986)による火山岩の化学的分類の図にもとづいて分類、命名したものである (Fig. 2-2)。分析値が多く、また岩石の産出する地域差について議論するためにも以下のすべての図に於いてaは孺婦岩以北の岩石、bは西之島以南の岩石に分けてある。

3 化学成分の検討

上記の明神礁から福神海山に至る海域の海底火山並びにその付近の火山岩の分析値から TiO_2 , Al_2O_3 , FeO としての全鉄, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 と SiO_2 との相関図をFig. 3に示した。またAMF三分図をFig. 4に示した。図に用いたすべての値は水分($\text{H}_2\text{O} +$, $\text{H}_2\text{O}-$)を除いて100%に再計算した後プロットした。なおClを含むものについては Na_2O の補正を施してある。



Le Bas et al. (1986)

Figure 2-1. Chemical classification of volcanic rocks by Le Bas et al. (1986)

この海域に産出する岩石は、きわめて広い範囲の組成変化を示し、 SiO_2 が約45wt%の塩基性岩から約70wt%の酸性岩にまで及ぶ。以下ではFig. 3に従って各成分の特徴について述べる。

TiO_2

多くの岩石は0.5~1.0wt%の範囲に入る。全体としては嬬婦岩以北の岩石の方がやや低くなっているが、ペヨネース列岩の海底の岩石には0.5wt%以下から1.0wt%以上のものまでが含まれやや特異である。西之島以南では、福岡ノ場の岩石が明らかに低い含有量を示しており、また西之島の岩石も海底のものと陸上のものとは明瞭な差異がある。

Al_2O_3

全体的に SiO_2 含有量が増加するとともに減少する傾向を示す。ペヨネース列岩および南硫黄島の岩石は SiO_2 含有量の変化が小さいにもかかわらず Al_2O_3 の変化が大きい。また、嬬婦岩の岩石は SiO_2 含有量のほぼ等しい他の岩石よりもかなり低い値を示す。

FeOとしての全鉄

Al_2O_3 と同様に SiO_2 含有量の増加とともに減少する傾向を示す。やはりペヨネース列岩および南硫黄島の岩石は変化が大きい。 Al_2O_3 を含めたこれらのバラツキは、含有される斑晶鉱物の量比の差異が主な原因と考えられる。全体の中では硫黄島および福岡ノ場の岩石が他に比べやや低い含有量を示す。

MnO

全体としては約0.2wt%程度に集中している。嬬婦岩以北の岩石は SiO_2 含有量の増加とともにやや減少する傾向を示すが、西之島以南の岩石ではそれは明瞭ではなく、硫黄島の岩石は他に比べやや高い含有量を持つ。

MgO

SiO_2 含有量の増加とともに減少する傾向がある。 SiO_2 が50wt%程度では大きな差異はないが、 SiO_2 が55wt%以上では嬬婦岩以北の岩石に比べ西之島以南の方がやや低い。さらに西之島以南の岩石の中でも、硫黄島および南日吉海山の岩石がより含有量の低い傾向を示している。

CaO

SiO_2 含有量の増加とともに明瞭な減少の傾向を示している。MgOと同様に、 SiO_2 含有量の高い岩石では嬬婦岩以北の岩石に比べ西之島以南の方がやや低くなっている。西之島以南では硫黄島、南日吉海山、福岡ノ場の岩石が他の岩石に比べ低い傾向を示す。

Na_2O

SiO_2 含有量の増加とともに増加の傾向を示す。嬬婦岩以北の岩石は、ペヨネース列岩の海底の岩石がわずかに高い以外はほぼ一連の変化を示す。西之島以南の岩石では変化が非常に大きく、全般に嬬婦岩以北の岩石よりも高くなっている。北硫黄島や福神海山の岩石は嬬婦岩以北とほぼ同程度であるのに対し、硫黄島の岩石は非常に含有量が高く6wt%以上にもなる。そして、西之島や福岡ノ場、南日吉海山の岩石は中程度の含有量を示すが、それらのうち西之島および南日吉海山の岩石の一部には低い含有量を示すものもありバラツキが大きくなっている。

K_2O

Na_2O と同様に嬬婦岩以北と西之島以南では非常に大きな差異がある。嬬婦岩以北では含有量は低く、 SiO_2 含有量の増加とともにわずかな増加を示すが、明神礁の岩石で SiO_2 が約70wt%のものでも1wt%以下にとどまっている。ただし、ペヨネース列岩の海底の岩石は若干高めである。西之島以南では西之島、海徳海山、

北硫黄島、日光海山の岩石は含有量が低い、婦人岩以北のものよりわずかに高い。一方、硫黄島、福徳岡ノ場、南日吉海山の岩石は著しく含有量が高く、最高5 wt%程度にもなり、 SiO_2 含有量の増加とともに、増加する傾向を示す。ただし、南日吉海山の岩石については非常にバラツキが大きくなっている。

P_2O_5

P_2O_5 についても婦人岩以北と西之島以南で大きな差異が認められる。婦人岩以北の岩石はその含有量が約0.2wt%以下で大きな変化はない。一方、西之島以南の岩石は、全般に婦人岩以北よりも含有量が高く、硫黄島の岩石で最高約0.8wt%にもなる。そのほかでは、南硫黄島、南日吉海山の岩石が高い含有量を示し、全体として K_2O 含有量と比例した関係があるようにみえる。しかし、 K_2O 含有量の最も高い福徳岡ノ場の岩石は P_2O_5 が比較的高くなく、硫黄島の岩石でも SiO_2 含有量の増加とともに減少の傾向が認められ、これらの原因として燐灰石の結晶分別が予想される。

AMF図 (Fig. 4) 上においては全体にほぼ久野 (1965) の境界線 (伊豆箱根のビジョン輝石岩系と紫蘇輝石岩系の境界) に沿った変化傾向を示しており、婦人岩以北と西之島以南の岩石の間に大差はない。ただし、ベヨネース列岩の岩石がやや全鉄に富み、福徳岡ノ場の岩石は全鉄に乏しい傾向が認められる。

以上の化学的性質について要約すると、この海域に産出する岩石は、その噴出する位置とに深い関連があることがわかる。湯浅 (1983) らも指摘しているように、特にアルカリ含有量の差異に特徴がある。すなわち婦人岩以北の岩石はアルカリ含有量が低い、西之島以南の岩石はその含有量が高く、特に硫黄島、福徳岡ノ場、南日吉海山の岩石はアルカリに富み、それらはアルカリ岩に分類される。またそれらのアルカリ岩は P_2O_5 含有量も高く、 SiO_2 の変化に伴う MgO や CaO の変化も他の火山の岩石の一連の変化経路とはやや異なるものとなっている。このような一連の島弧上に産出する岩石の化学的性質の差異は注目すべきことであり、さらに火山フロント上でありながらアルカリ岩が産出するという事実は特に興味あることである。

そのアルカリ岩が存在するのは硫黄島から南日吉海山にかけての海域に限られており、その南北ではすべて非アルカリ岩である。さらに以下の事実は、アルカリ岩の産出する原因が、噴出の位置だけでなく時期との間にも深い関連があることを示唆する。

- ① 西之島の岩石について、海底の岩石よりも1973、1974年の噴出物を含む陸上の岩石の方がアルカリ含有量に富み、 TiO_2 や P_2O_5 含有量も後者の方が非常に高く両者の間には大きな差異がある。
- ② 南日吉海山の岩石は組成のバラツキが大きく、アルカリ岩と非アルカリ岩の両方が産出する。それらは同一のマグマからの分化物とは考えにくく、また両者が同一時期の噴出物であるとは考えにくい。
- ③ 現在は活動の認められない南硫黄島および北硫黄島の岩石が比較的アルカリ含有量の乏しいものであるのに対し、それらの火山に隣接しているにもかかわらず、近年も活発な活動を続けている硫黄島、福徳岡ノ場、南日吉海山に産出する岩石は非常にアルカリ含有量の高いものである。

以上の事項から判明することはより新期に噴出した岩石ほどアルカリに富む傾向があり、しかもそれらは同一の親マグマからの分化物であるとは考えにくい。つまり、火山列島付近においてアルカリに富んだマグマが生成される環境は時間の変化 (おそらくはそれに伴うテクトニック場の変化) と密接な関係があると思われる。

付記：近年、この海域に産出する岩石についての関心が高まり、かなり詳細な研究が進められつつある (吉

田ほか, 1987; Stern et al., 1988; Bloomer et., 1989; Lin et al., 1989など)。特にSternらのグループは、大量のドレッジ試料の微量成分をも含めた分析値を基にアルカリ岩の成因についての考察を試みている。筆者らもこれまでこの海域において、海底火山活動のたびごとに、その噴出試料の採取・分析を行ってきており、この際本報告にそれらの結果もまとめて公表し、参考に供することが出来ればと考えた。

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	68.23	67.71	63.30	65.39	63.57	68.49	57.82	68.31	66.58	68.84	51.95
TiO ₂	0.59	0.68	0.79	0.70	0.59	0.63	0.84	0.52	0.45	0.47	0.86
Al ₂ O ₃	14.31	15.04	16.10	14.99	15.19	15.84	16.89	14.69	14.64	14.68	18.85
Fe ₂ O ₃	1.75	2.91	3.13	1.98	2.40	0.97	2.86	1.79	2.38	2.16	4.21
FeO	2.92	2.70	3.80	3.15	3.72	2.58	5.61	2.54	2.84	2.58	6.72
MnO	0.08	0.14	0.18	0.10	0.10	0.12	0.17	0.11	0.05	0.12	0.18
MgO	1.51	1.64	2.77	1.47	2.62	1.36	3.57	1.64	1.08	1.29	3.96
CaO	4.51	4.95	6.12	5.27	5.55	4.20	7.60	3.44	5.81	5.11	10.85
Na ₂ O	4.18	2.99	2.67	4.02	3.84	4.19	3.08	4.19	4.38	3.88	1.92
K ₂ O	0.75	0.68	0.51	0.63	0.77	0.96	0.65	0.93	0.98	0.63	0.24
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.13	0.14	0.06	0.12	0.14	0.09	0.14	0.11	0.07
H ₂ O+	0.49	0.76	0.52	0.81	0.63	0.89	0.62	1.05	1.24	-	0.21
H ₂ O-	0.18	-	-	0.67	0.37	0.02	0.13	0.29	0.11	-	0.18
Cl	0.32	-	-	0.38	0.47	-	-	0.46	-	-	0.03
Total	99.92	100.31	100.02	99.70	99.88	100.37	99.98	100.05	100.68	99.87	100.23
Loss 0 for Cl	0.07			0.08	0.10			0.10			0.01
Total	99.85			99.62	99.78			99.95			100.22

[illegible]

Table 1. (continued)

[illegible]

Table 1. (continued)

[illegible]

Table 1. (continued)

	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	47.94	55.20	55.55	57.06	48.49	48.74	58.91	58.59	59.92	58.76	58.56
TiO ₂	0.72	0.69	1.30	1.10	0.76	1.02	0.82	0.74	0.88	0.80	0.78
Al ₂ O ₃	18.78	18.12	15.14	14.98	18.72	18.81	17.71	16.54	16.52	18.26	18.13
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	2.77	4.67	2.81	5.46	2.10	2.23	1.80
FeO	9.97	7.82	10.14	10.03	8.18	7.14	2.67	1.11	4.85	3.71	5.13
MnO	0.17	0.22	0.22	0.26	0.22	0.33	0.16	0.20	0.25	0.24	0.20
MgO	7.92	3.32	2.62	2.36	5.17	4.52	0.88	0.97	1.43	1.46	1.01
CaO	13.97	7.68	6.66	6.15	12.47	12.00	3.47	3.44	2.95	2.75	3.37
Na ₂ O	1.61	3.98	3.85	4.18	2.02	2.30	6.01	6.20	6.14	6.21	6.34
K ₂ O	0.16	0.65	1.03	1.15	0.33	0.27	3.94	3.69	4.08	3.91	3.61
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.17	0.18	0.05	0.04	0.49	0.37	0.39	0.46	0.46
H ₂ O+	-	-	-	-	0.38	0.34	0.34	*2.42	0.45	0.39	*0.43
H ₂ O-	-	-	-	-	0.60	-	0.30	-	0.05	0.10	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101.32	97.75	96.68	97.44	100.16	100.21 ¹⁾	100.23 ²⁾	100.40 ³⁾	100.01	99.28	100.02 ⁴⁾
Loss 0 for Cl											
Total											

Table 1. (continued)

	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	58.45	58.83	59.60	58.14	58.01	57.68	58.48	60.55	58.71	56.89	54.57
TiO ₂	0.85	1.02	0.86	0.81	0.83	0.85	0.87	0.85	0.88	0.87	0.80
Al ₂ O ₃	18.05	18.09	16.81	18.01	18.42	18.44	17.22	17.29	16.80	16.94	18.92
Fe ₂ O ₃	3.20	1.57	0.83	1.85	2.00	2.81	2.87	2.72	2.11	2.49	3.57
FeO	3.83	5.23	5.87	4.47	4.28	3.80	3.84	3.22	4.20	4.12	3.05
MnO	0.10	0.30	0.26	0.24	0.25	0.25	0.24	0.19	0.24	0.25	0.24
MgO	1.12	1.07	1.34	1.24	1.47	1.44	1.44	1.12	1.33	1.45	2.22
CaO	3.53	3.12	3.10	2.88	2.90	3.06	2.51	3.22	3.06	3.50	4.79
Na ₂ O	6.19	5.96	6.11	6.14	5.76	6.09	6.67	5.37	6.24	5.89	5.70
K ₂ O	3.81	3.68	4.17	4.24	4.23	4.20	4.33	4.36	4.17	3.68	3.02
P ₂ O ₅	0.42	0.51	0.50	-	-	-	0.51	0.28	0.45	0.57	0.52
H ₂ O+	*0.27	*0.54	0.25	0.88	0.95	0.64	0.87	0.53	0.92	2.46	1.02
H ₂ O-	-	-	0.10	0.22	0.39	0.29	0.22	0.21	0.26	0.51	0.85
Cl	-	-	-	0.01	0.03	0.01	-	-	0.04	0.07	0.07
Total	100.00 ⁵⁾	100.13 ⁶⁾	99.80	99.13	99.52	99.56	100.07	99.91	99.46	99.69	99.34
Loss 0 for Cl				-	0.01	-			0.01	0.02	0.02
Total				99.13	99.51	99.56			99.45	99.67	99.32

	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
SiO ₂	57.45	56.11	54.96	55.72	56.20	57.18	53.06	60.82	62.20	57.22	59.36
TiO ₂	0.88	0.83	0.97	0.92	1.03	0.80	0.93	0.45	0.58	0.50	0.55
Al ₂ O ₃	18.29	18.11	17.36	16.89	16.70	17.37	17.21	16.63	16.62	16.27	16.88
Fe ₂ O ₃	3.93	3.29	4.07	3.56	1.98	4.06	2.28	1.15	1.96	1.66	1.48
FeO	2.74	3.00	3.10	3.16	6.43	3.50	5.06	3.46	2.79	3.06	3.03
MnO	0.25	0.27	0.14	0.28	0.26	0.23	0.23	0.39	0.16	0.13	0.14
MgO	1.43	2.42	2.11	4.29	1.92	1.68	2.94	1.79	1.84	2.63	1.73
CaO	2.71	2.83	3.97	1.54	3.61	3.84	3.88	3.35	3.25	3.91	2.93
Na ₂ O	6.13	5.64	6.19	4.61	6.44	6.11	6.52	5.62	5.27	6.30	6.17
K ₂ O	4.40	4.28	3.05	3.46	3.22	3.16	3.00	4.21	4.60	4.21	4.51
P ₂ O ₅	-	-	0.65	0.60	0.76	0.46	0.60	0.22	0.29	0.20	0.21
H ₂ O+	0.61	1.64	1.29	2.85	1.21	1.16	3.32	11.84	0.75	2.41	1.95
H ₂ O-	0.30	0.72	1.47	1.30	0.10	0.53	0.61	-	0.05	0.59	0.34
Cl	0.12	0.24	0.09	0.15	0.14	-	0.35	-	-	1.73	1.13
Total	99.24	99.38	99.42	99.33	99.98	100.08	99.99	99.93	100.36	100.82	100.39
Loss O for Cl	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03		0.08			0.39	0.25
Total	99.21	99.33	99.40	99.30	99.95		99.91			100.43	100.14

[illegible]

	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99
SiO ₂	45.80	45.39	45.02	45.55	45.75	45.84	45.67	50.34	53.90	62.07	53.36
TiO ₂	0.77	0.70	0.75	0.85	0.70	1.12	0.86	0.78	0.80	0.77	0.68
Al ₂ O ₃	19.54	15.21	19.94	19.31	18.06	15.58	19.01	20.43	19.87	15.63	18.35
Fe ₂ O ₃	6.34	4.34	4.49	5.07	3.40	4.21	6.82	2.65	2.13	1.81	2.85
FeO	5.61	6.60	7.51	7.47	7.67	10.01	5.13	6.48	5.75	4.34	3.92
MnO	0.21	0.18	0.23	0.25	0.18	0.26	0.19	0.19	0.13	0.18	0.17
MgO	6.21	10.63	5.56	5.47	7.91	5.98	5.39	3.40	3.02	2.06	3.94
CaO	12.19	14.01	13.01	12.74	14.04	11.87	12.48	10.64	9.63	4.35	7.27
Na ₂ O	1.89	1.47	1.87	1.94	1.82	2.56	2.31	3.18	2.67	4.87	3.62
K ₂ O	0.54	0.47	0.63	0.67	0.51	1.13	0.83	1.21	0.51	2.87	3.97
P ₂ O ₅	-	0.16	0.21	0.23	0.16	0.31	0.25	0.29	-	-	-
H ₂ O+	0.41	1.04	0.04	0.10	0.31	0.74	0.98	0.44	0.92	0.97	0.97
H ₂ O-	0.22	0.30	0.04	0.04	0.00	0.85	0.62	0.25	0.22	0.25	0.28
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.08	0.16
Total	99.73	100.50	99.30	99.69	100.51	100.46	100.54	100.28	99.57	100.25	99.54
Loss O for Cl									-	0.02	0.04
Total									99.57	100.23	99.50

[illegible]

Table 1. (continued)

	111	112	113	114	115
SiO ₂	52.15	54.87	53.11	52.69	55.40
TiO ₂	0.82	0.98	0.85	0.90	0.97
Al ₂ O ₃	20.13	18.44	18.71	20.82	18.50
Fe ₂ O ₃	2.05	2.09	-	-	-
FeO	6.35	7.57	9.56	8.32	7.96
MnO	0.15	0.19	0.17	0.14	0.15
MgO	4.55	3.26	4.10	3.25	3.24
CaO	10.23	7.78	9.41	11.27	8.83
Na ₂ O	2.51	3.03	2.48	2.22	2.64
K ₂ O	0.89	1.27	1.19	1.01	1.27
P ₂ O ₅	-	-	0.20	0.14	0.17
H ₂ O ⁺	*0.97	*1.15	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-
Total	100.80	100.63	99.78	100.76	99.13
Loss 0 for Cl					
Total					

* : sum of H₂O[±]1) : (Ce, Y)₂O₃=0.004, ZrO₂=0.001, BaO=0.018, S=0.006

2) : S=1.72

3) : (Ce, Y)₂O₃=0.007, ZrO₂=0.005, BaO=0.129, S=0.5274) : (Ce, Y)₂O₃=0.001, ZrO₂=0.010, BaO=0.130, S=0.0545) : (Ce, Y)₂O₃=0.003, ZrO₂=0.009, BaO=0.127, S=0.0436) : (Ce, Y)₂O₃=0.005, ZrO₂=0.013, BaO=0.133, S=0.060

Table 2. Explanations of rock samples

番号	噴出年	採取地点	岩石名	分析法	文献
明神礁					
1	1952	海上	複輝石石英英安山岩	A	森本(1954)
2	"	"	(石英安山岩)	A	森本・小坂(1970)
3	"	"	複輝石石英英安山岩	A	森本(1954)
4	"	"	複輝石中性長石石英英安山岩	A	"
5	1953	"	(石英安山岩)	A	"
6	1960	"	複輝石英安山岩	A	新野ほか(1960)
7	"	"	安山岩	A	"
8	1970	"	両輝石英安山岩	A	森本・小坂(1970)
9	1952	"	普通輝石紫蘇輝石英安山岩	A	諏訪(1953)
10	"	"	両輝石英安山岩	A	Hamaguchi and Tatsumoto(1953)
ベヨネース列岩					
11			斜方輝石普通輝石斜長石玄武岩	A	Morimoto et al.(1955)
12*		31° 59.5' N 139° 51.0' E	ほぼ無斑晶質のガラス質かんらん石玄武岩	B	本多・北野(1974)
13*		"	"	B	"
14*		"	"	B	"
15*		"	"	B	"
16*		"	"	B	"
17*		"	細粒かんらん石玄武岩	B	"
18*		"	紫蘇輝石含有斜長石玄武岩	B	"
19*		"	粗粒かんらん石玄武岩	B	"
20*		"	ほぼ無斑晶質のかんらん石玄武岩	B	"
21*		"	斜長石玄武岩	B	"
須美寿島					
22*			(玄武岩)	A	小坂ほか(1985a)
鳥島					
23		兵庫湾	普通輝石かんらん石玄武岩	A	Tsuya(1937)
24	1939	中央火口丘	普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩	A	田中館(1940)
25		南西海岸	普通輝石かんらん石玄武岩	A	Kuno(1962)
26		火砕丘の北西麓	紫蘇輝石普通輝石安山岩	A	"
27		船見岬	紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩	A	"
28		子持山	無斑晶質玄武岩	A	"
29		南海岸	紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩	A	"
30	1939		かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩	A	"
霧島					
31			(玄武岩)	A	小坂(1973)

Table 2. (continued)

番号	噴出年	採取地点	岩石名	分析法	文献
西之島					
32		旧島溶岩流上層	(安山岩)	A	小坂(1974)
33		" 中層	(")	A	"
34		" 下層	(")	A	"
35	1973	西側噴石丘	複輝石安山岩	A	小坂ほか(1974)
36	"	東側火口の西側	"	A	"
37	"	東西噴石丘の中間	"	A	"
38	1974	新島南東海上	"	A	"
39*			(玄武岩質安山岩)	C	Bloomer et al.(1989)
40*			(")	C	"
41*			(")	C	"
42*			(安山岩)	C	"
海徳海山					
43	1984		石英安山岩	A	小坂ほか(1985a)
44*		26° 17.2' N 140° 59.6' E	(玄武岩)	A	"
45*			(")	C	Bloomer et al.(1989)
46*			(玄武岩質安山岩)	C	"
47*			(安山岩)	C	"
48*			(")	C	"
北硫黄島					
49		北東海岸	かん石輝石灰長石玄武岩	A	津屋(1936)
50		"	(玄武岩)	A	岩崎(1937)
硫黄島					
51		摺鉢山	かん石普通輝石中性長石粗面安山岩	A	津屋(1936)
52		"	普通輝石かん石粗面安山岩	A	岩崎(1937)
53		"	(粗面岩)	D	吉田ほか(1987)
54		" 南西海岸	(")	A	小坂ほか(1990)
55		元山北東海岸	かん石普通輝石粗面安山岩	A	岩崎(1937)
56		元山	"	A	"
57		"	ハリ質かん石普通輝石粗面安山岩	A	"
58		"	かん石普通輝石中性長石粗面安山岩	A	津屋(1936)
59		元山漂流木海岸	かん石単斜輝石粗面安山岩	A	小坂ほか(1985b)
60		" 為八海岸	"	A	"
61		" 金剛岩付近	"	A	"
62		" 飛行場跡付近	(粗面安山岩)	A	小坂ほか(1990)
63			普通輝石閃長岩	A	本間(1925)
64		元山ホーリングコア 32m	(粗面岩)	A	小坂ほか(1985b)
65		" 115m	(粗面安山岩)	A	"
66		" 146m	(")	A	"
67		監獄岩	(")	A	"

Table 2. (continued)

番号	噴出年	採取地点	岩石名	分析法	文献
硫黄島					
68		東岩	(粗面安山岩)	A	小坂ほか(1985b)
69*		海勢南之場	(")	A	"
70*		"	(")	A	"
71*		海底北斜面	(")	A	"
72*		海底東斜面	(")	A	"
73*		"	(")	A	"
福徳岡ノ場					
74	1914		かん石輝石安山岩	A	脇水(1920)
75			普通輝石かん石粗面安山岩	A	福山(1983)
76	1986	海上	(粗面岩)	A	小坂ほか(1986)
77	"	"	(")	A	"
78	"	"	(")	D	吉田ほか(1987)
79	"	小笠原母島沖港	(")	D	"
80	"	沖縄西表島	(")	D	"
81	"	愛媛県宇和海鹿島瀬戸	(")	D	"
82	"	串本	(")	D	"
83	"	渡嘉敷島	かん石単斜輝石含有粗面岩	D	加藤(1988)
84	"	"	"	D	"
85	"	沖縄島南部	"	D	"
86	"	海上	"	D	"
87	"	"	(粗面岩)	A	小坂ほか(1990)
88	"	沖之島島	(")	A	"
南硫黄島					
89			(玄武岩)	A	小坂ほか(1990)
90			(")	A	福山(1983)
91		北岸	普通輝石かん石玄武岩	A	湯浅・玉木(1982)
92		"	"	A	"
93			(玄武岩)	A	福山(1983)
94			(")	A	"
95			(")	A	"
96			(")	A	"
南日吉海山					
97*			(玄武岩質安山岩)	A	小坂ほか(1990)
98*			(粗面岩)	A	"
99*			(玄武岩質粗面安山岩)	A	"
100*			(")	C	Bloomer et al.(1989)
101*			(")	C	"
102*			(粗面安山岩)	C	"
103*			(玄武岩質安山岩)	C	"
104*			(粗面安山岩)	C	"

Table 2. (continued)

番号	噴出年	採取地点	岩石名	分析法	文献
日光海山					
105*			(玄武岩)	C	Bloomer et al.(1989)
106*			(")	C	"
107*			(")	C	"
108*			(")	C	"
109*			(")	C	"
110*			(石英安山岩)	C	"
福神海山					
111*		21° 55.9' N 143° 24.4' E	(玄武岩質安山岩)	A	小坂ほか(1990)
112*		21° 53.1' N 143° 25.6' E	(")	A	"
113*			(")	C	Bloomer et al.(1989)
114*			(")	C	"
115*			(")	C	"

Rock names in parenthese are determined by chemical classification based on the total alkali-silica diagram (Le Bas et al., 1986 ; Fig. 2-1)

* : dredged rocks, A : wet analysis, B : wet analysis (Ion-exchange separation), C : ICP emission spectrochemical analysis, D : X-ray fluoescence analysis.

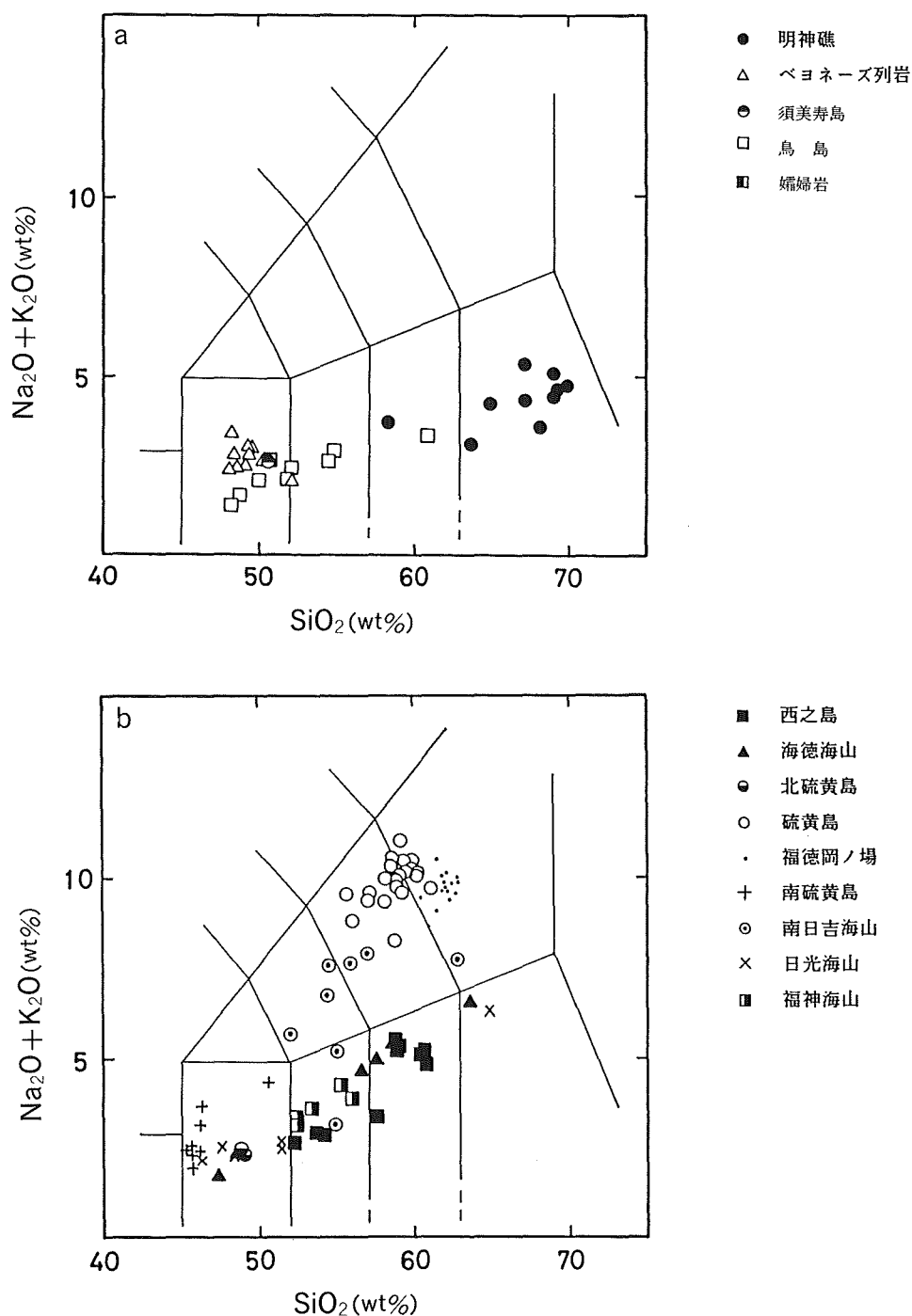


Figure 2-2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram

Na_2O correction was made for analyses including Cl value. All composition was recalculated to anhydrous. Field boundaries are after Le Bas et al. (1986). Sohu Rock is plotted on the same position as Sumisu Sima. a : the north of Sohu Rock, b : the south of Nisi-no-Sima.

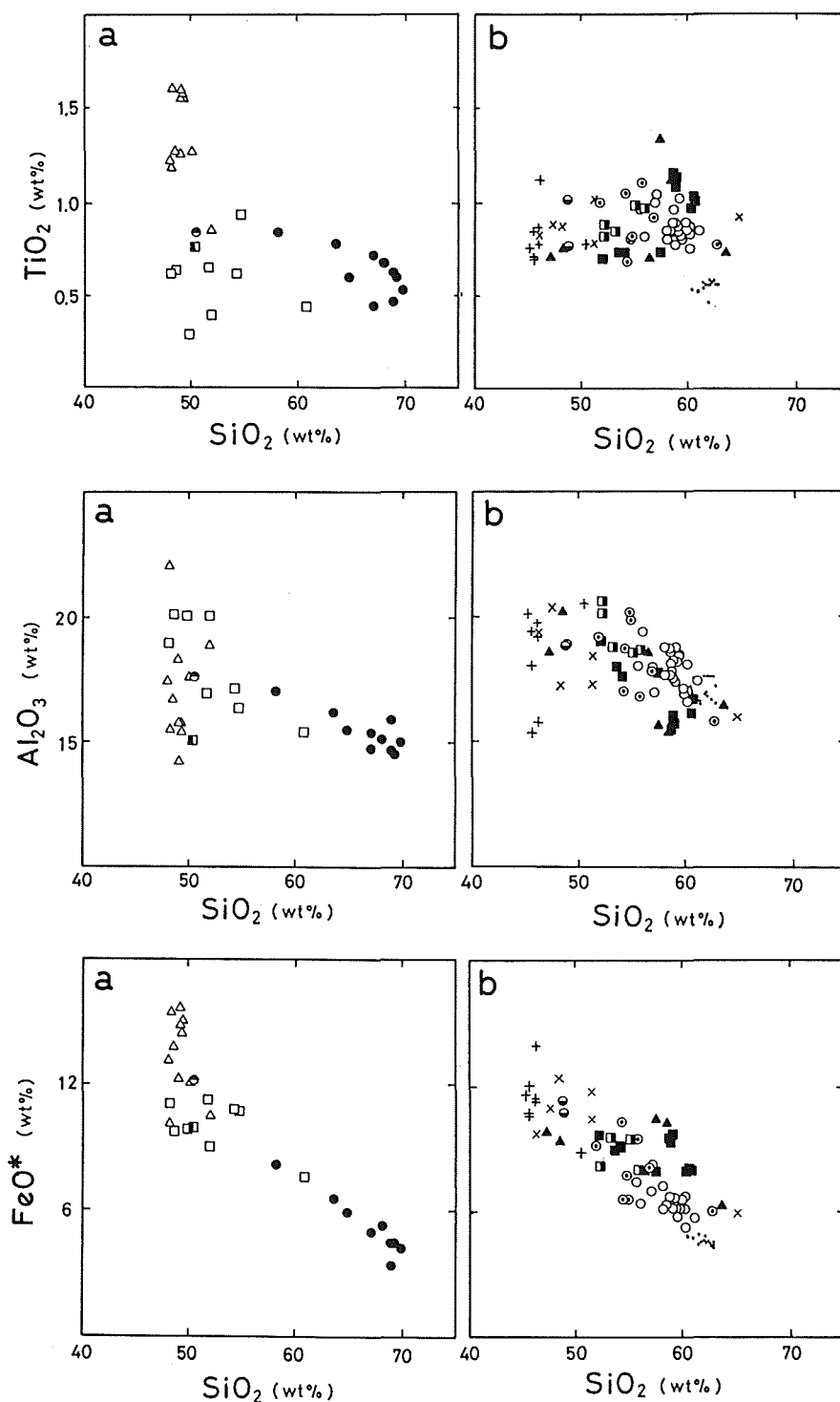


Figure 3. Variation diagram

Na_2O correction was made for analyses including Cl value. All composition was recalculated to anhydrous. Symbols are the same as in Fig. 2-2. * : total iron as FeO

a : the north of Sohu Rock, b : the south of Nisi-no-Sima.

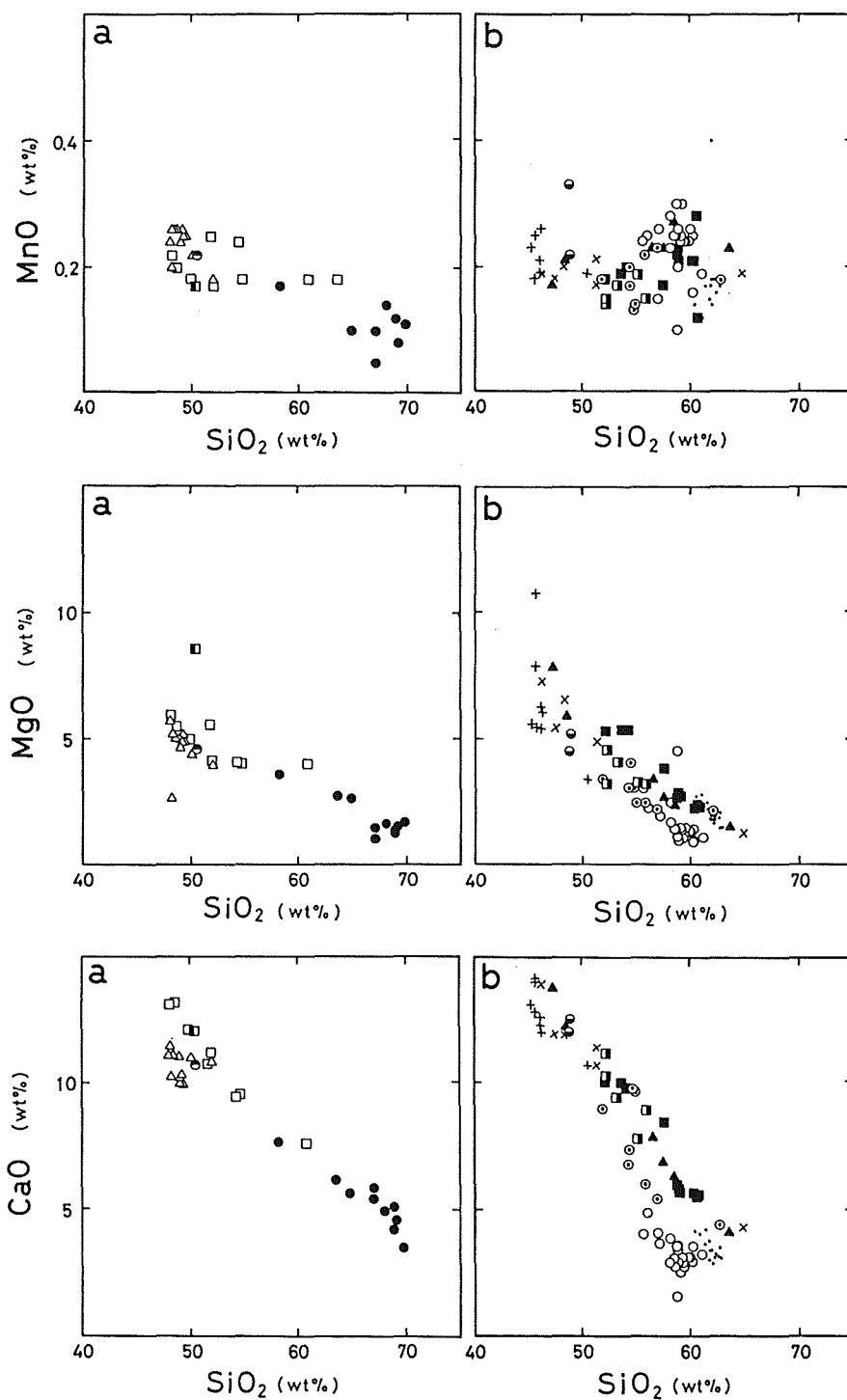


Figure 3. (continued)

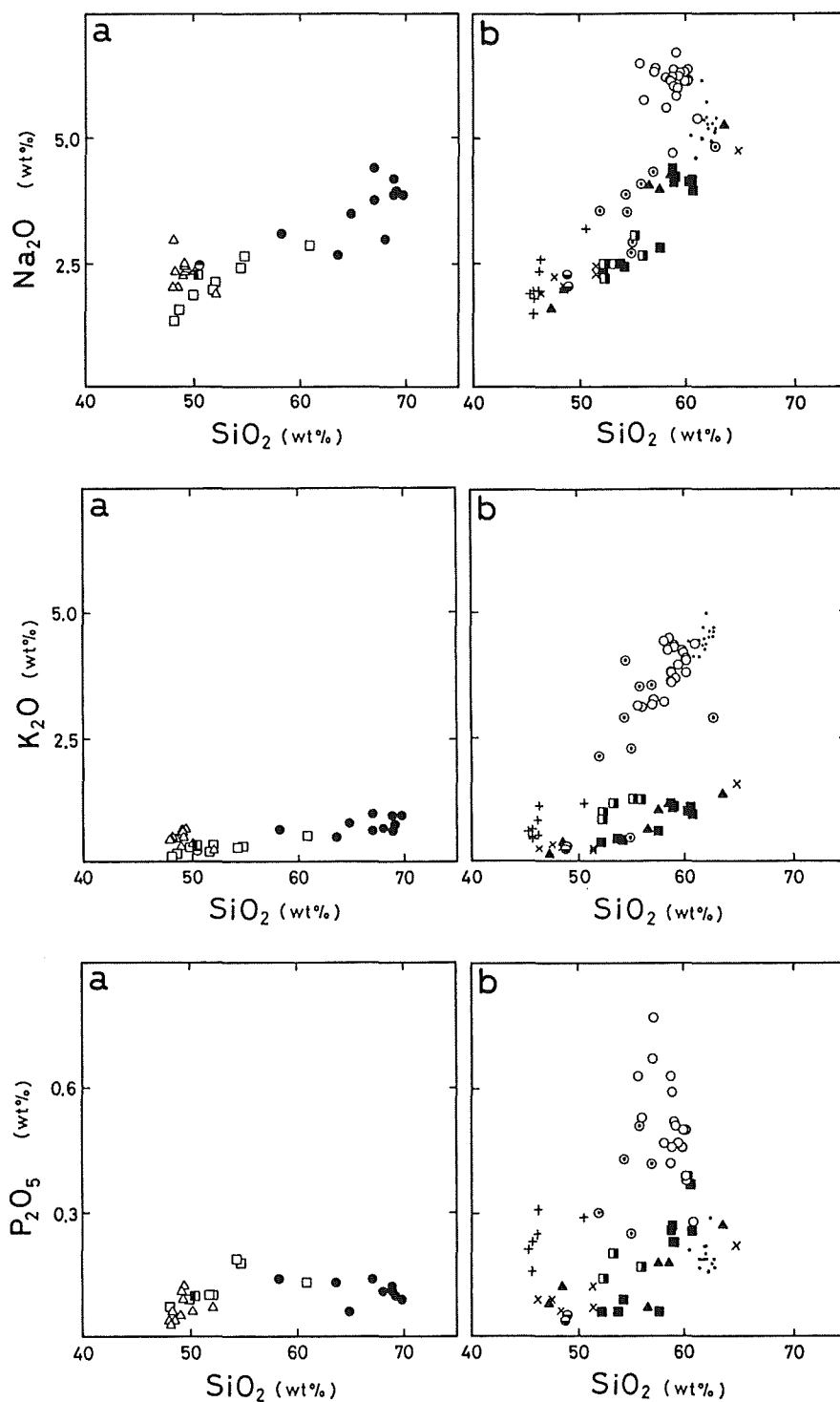


Figure 3. (continued)

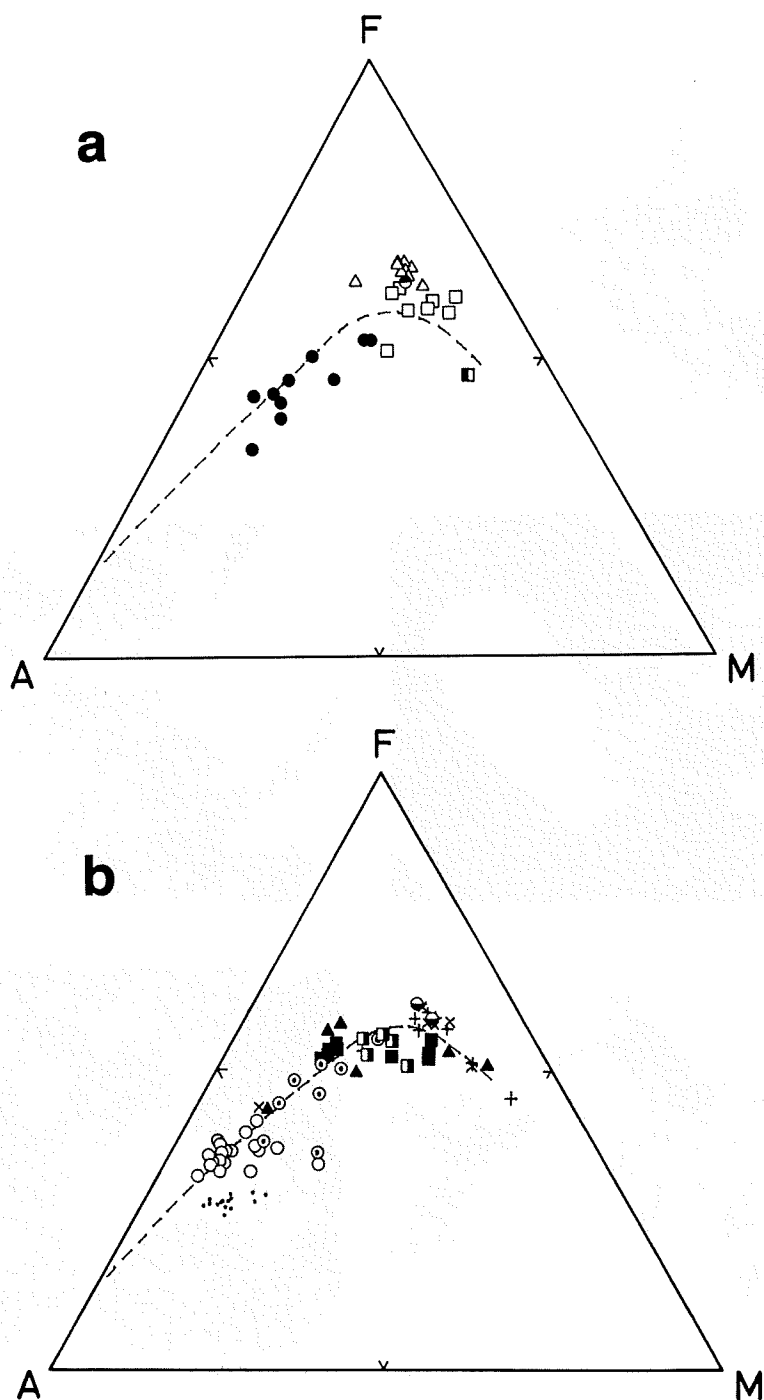


Figure 4. AMF diagram

Na_2O correction was made for analyses including Cl value. Symbols are the same as in Fig. 2-2. Broken line is the dividing line of pigeonitic and hypersthene rock series for the Quaternary aphyric rocks of Izu-Hakone region (after Kuno, 1965)

a : the north of Sohu Rock, b : the south of Nisi-no-Sima.

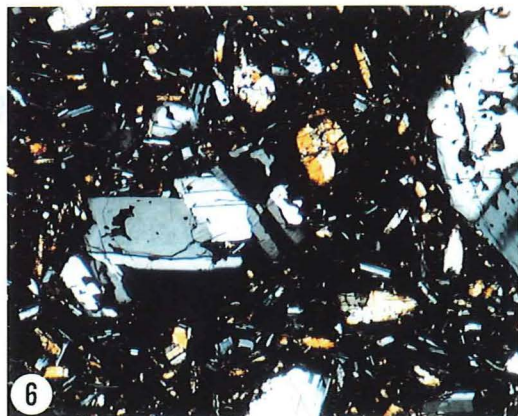
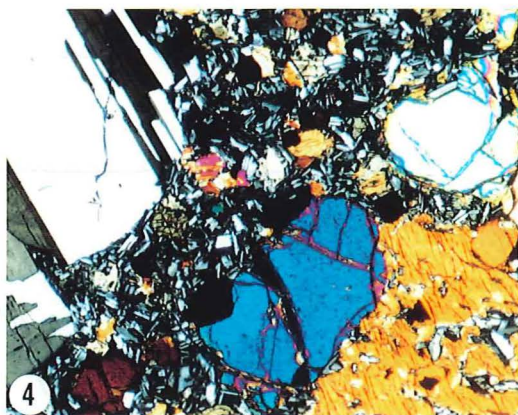
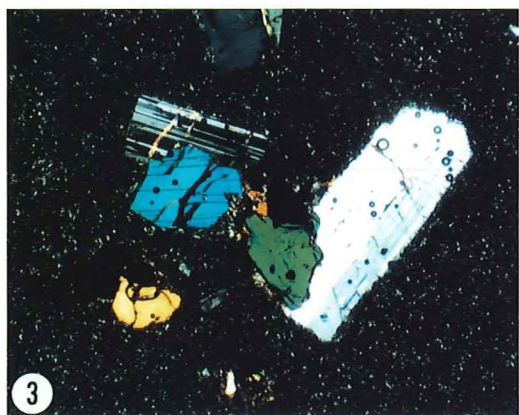
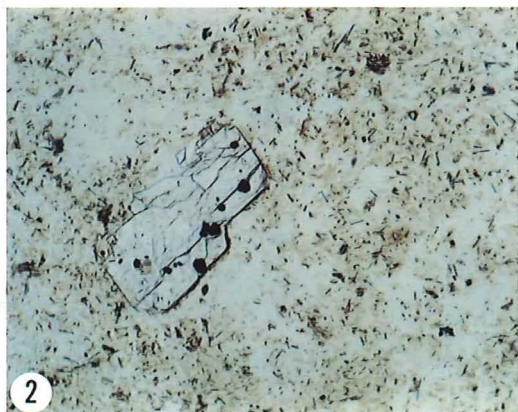


Photo 1. Thin-section photomicrographs

- 1 : Dacite pumice erupted from Myozin Reef (Myojin Reef) in 1952
- 2 : Dacite pumice erupted from Kaitoku Seamount in 1984
- 3 : Trachyandesite lava of Iō Sima (Iwojima)
- 4 : Basalt lava of Minami-Iō Sima (Minami-Iwojima)
- 5 : Trachyte pumice erupted from Hukutoku-Oka-no-Ba (Fukutokuuoka-no-ba) in 1986
- 6 : Basaltic andesite lava of Hukuzin Seamount (Fukujin Seamount)



Photo 2. Photographs of volcanoes and their activities in the Izu-Ogasawara arc

1 : Myozin Reef (Myojin Reef), 2 : Beyonesu Rocks (Bayonnaise Rocks), 3 : Sumisu Rock (Smith Rock), 4 : Sohu Rock (Sofu Rock), 5 : Nisi-no-Sima (Nishinoshima), 6 : Kaitoku Seamount, 7 : Hukutoku-Oka-no-Ba (Fukutokuoka-no-ba), 8 : Minami-Hiyosi Seamount (Minami-Hiyoshi Seamount)

参 考 文 献

- Bloomer, S.H., Stern, R.J., Fisk, E. and Geschwind, C.H. (1989) Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc, 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *J. Geophys. Res.*, 94, P.4469—4496.
- 福山博之 (1983) 火山列島, 南硫黄火山の地質, 地学雑, 92, P.55—67.
- Hamaguchi, H. and Tatsumoto, M. (1953) Chemical investigation on the sea water and the pumice stone. *Jour. Tokyo Univ. Fisher.*, 40, P.20—21.
- 本多俊克・北野国典 (1974) ベヨネース列岩北西海底斜面より採取された玄武岩質およびハンレイ岩質岩片について, 地質雑, 80, P.149—163.
- 本間不二男 (1925) 硫黄島地質見聞記, 地球, 4, P.290—309.
- 岩淵義郎 (1989) 水路部の火山噴火予知計画, 水路部研究報告, 25, P.1—72.
- 岩崎岩次 (1937) 本邦火山の地球化学的研究 (其十) 火山列島硫黄島及び北硫黄島の溶岩の化学組成, 日本化学会誌, 58, P.1269—1279.
- 加藤祐三 (1988) 福徳岡の場から琉球列島に漂着した灰色軽石, 火山, 33, P.21—30.
- Kuno, H. (1962) Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields Part XI, Japan, Taiwan and Marianas., International Association of Volcanology, Rome. 256P.
- 久野 久 (1965) カルクアルカリ岩系に関する問題点, 岩鉱, 53, P.131—142.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, 27, P.745—750.
- Lin, P.N., Stern, R.J. and Bloomer, S.H. (1989) Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc, 2. Large lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *J. Geophys. Res.*, 94, P.4497—4514.
- 森本良平 (1954) 1952—1953年の明神礁の活動経過と第五海洋丸の遭難, 特に第五海洋丸の漂流物に見られた火山岩片について, 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室研究報告, 3, P.5—14.
- Morimoto, R., Fisher, R.L. and Nasu, N. (1955) Bathymetry and petrography of the Bayonnaise Rocks, Japan. *Proc. Jap. Acad.*, 31, P.637—641.
- 森本良平・小坂丈予 (1970) 明神礁最近の活動について, 地学雑, 79, P.301—320.
- 新野 弘・森本良平・小坂丈予 (1960) 明神礁1960年7月21日の噴出岩石, 火山, 5, 134p. (演旨)
- 小坂丈予 (1973) 西之島付近海底噴火について, 火山, 18, P.97—98.
- 小坂丈予 (1974) 小笠原西之島火山の活動とその経過, 地学雑, 83, P.125—133.
- 小坂丈予・平林順一・近藤 忠・土出昌一 (1985a) 南方諸島ならびに同海域海底火山の岩石の化学成分について (続), 火山, 30, 99p. (演旨)
- 小坂丈予・光野千春・柴田次夫・松田敏彦・平林順一・桜井 操・佐藤寛和 (1986) 福徳岡之場1986年の火山活動について—その2 噴出物—, 火山, 31, P.133—134. (演旨)
- 小坂丈予・大平洋子・湊 一郎 (1974) 西之島付近海底噴火について (その3), 火山, 19, P.37—38.
- 小坂丈予・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多加志 (1985b) 硫黄島における地球化学的研究, 地学雑, 94, P.551—563.
- 小坂丈予・松田敏二・平林順一・土出昌一 (1990) 南方諸島海域の海底火山活動に伴って噴出した岩石の化学成分, 火山, 35, 印刷中.
- 佐藤孫七・小坂丈予・加藤 茂 (1983) 南方海域海底火山の活動記録, 関東地区災害科学資料センター資料 (その16).
- Stern, R.J., Bloomer, S.H., Lin, P.N., Ito, E. and Morris, J. (1988) Shoshonitic magmas in nascent arcs: New evidence from submarine volcanoes in the northern Marianas. *Geology*, 16, p.426—430.

諏訪 彰 (1953) 明神礁の海底噴火について. 地学雑, 62, P.100—110.

田中館秀三 (1940) 昭和14年来の鳥島の噴火概報. 地質雑, 47, P.387—403.

津屋弘達 (1936) 火山列島硫黄島に就いて. 火山, 3, P.28—52.

Tsuya, H. (1937) On the volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with special reference to the geology of Idu and the Southern Islands. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp.Univ., 15, P.215—357.

脇水鉄五郎 (1920) 大正三年噴出新硫黄島の消失の経路. 東洋学芸雑誌, 37, P.257—268.

吉田武義・藤原秀一・石井輝秋・青木謙一郎 (1987) 伊豆・小笠原弧, 福德岡の場海底火山の地球化学的研究. 東北大核理研報告, 20, P.202—215.

湯浅真人 (1983) 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立. 月刊地球, 5, P.459—463.

湯浅真人・玉木賢策 (1982) 火山列島, 南硫黄島の玄武岩. 地調月報, 33, p.531—540.

ヤップ海溝北端部の海底地形†

岩淵 洋*・吉岡真一*・浅田 昭*

SUBMARINE TOPOGRAPHY OF THE NORTHERN END OF YAP TRENCH†

Yo Iwabuchi*, Shinichi Yoshioka* and Akira Asada*

Abstract

Hydrographic department conducted narrow multi beam bathymetric survey in the trench junction between the Yap trench and the Mariana trench. The survey area includes the western end of Caroline ridge, the western end of the Mariana trench, and the northern end of the Yap trench.

The Yap trench has no sediment on the trench axis except for its northern end. However, several bench in the water depth of 5000m to 6800m are recognized on the lower trench slope of the Yap arc. The Mariana arc also has a bench on its trench slope. The bench of the Mariana arc is composed from NW-SE trending micro ridges and troughs in echelon. This can be explained by the strike slip motion between the Pacific plate and the Mariana arc. Upper trench slope of the Yap and Mariana arc is simple gradient. However, the Caroline ridge is covered with irregular ups and downs. This feature suggests the geological difference between the Caroline ridge and the Yap or Mariana ridge.

A small ridge locates on the arc junction. The ridge has 30km length and 20km width. The Yap arc and the Mariana arc is connected by the ridge. Normal faults are recognized on the back of the ridge. The largest fault has N20°W trend, and displacement is more than 1500m. These faults are evidence of extension force between the Yap arc and the Mariana arc.

1. はじめに

海上保安庁水路部は、西太平洋共同調査 (WESTPAC) の一環として、フィリピン海を縁どる海溝の海底地形、重力等の調査を行っている。1988年及び89年調査では、ヤップ海溝北端部の調査を行った。ここでは、この測量によって明らかにされた、シービームによる海底地形について報告するとともに、地形について若干の考察を試みる。

2. 調査の概要

調査はいずれも測量船拓洋によって行われた。測深はナローマルチビーム測深機 (シービーム) により、測位はGPS, NNSS, ロランC等からなる複合測位装置により行った。本報告ではふれないが、同時に海上重力計による重力測量も実施している。調査の概要は次のとおり。

† Received 30th January 1990

* 海洋調査課 : Ocean Surveys Division

1988年調査

1988年2月29日～3月2日

現地作業班 班長 橋本堅 (拓洋船長)

班員 拓洋乗組員, 堀健一ほか海洋調査課員4名

測深延長 820哩

1989年調査

1989年2月26日～28日

現地作業班 班長 福田泰介 (拓洋船長)

班員 拓洋乗組員, 石井春雄ほか海洋調査課員4名

測深延長 490哩

測線は東西方向, 測線間隔は2哩である。これにより, 水深4,500m以深の海域はシービームによって完全にカバーされている。調査航跡を第2図に示す。海中における音速度の改正はCarter (1980) により行った。

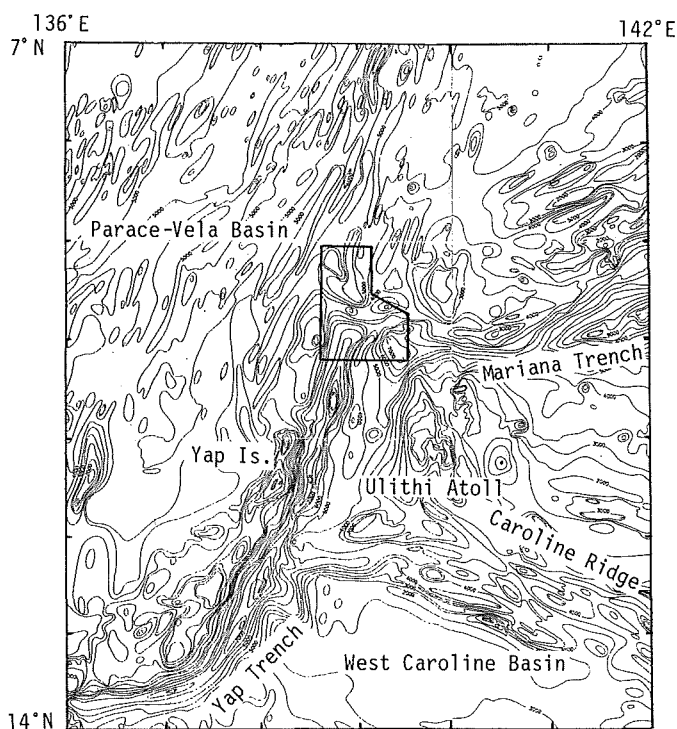


Figure 1. Topography of the Yap-Mariana junction. (JODC, 1984) The box shows the surveyed area.

3. 地形概要

フィリピン海南部の地形 (JODC, 1984) を第1図に示す。ヤップ海溝はフィリピン海を縁どる海溝のうち, 南東部に位置しており, 総延長700kmの比較的小さな海溝である。しかし, 海溝延長はさほど長くはないにもか

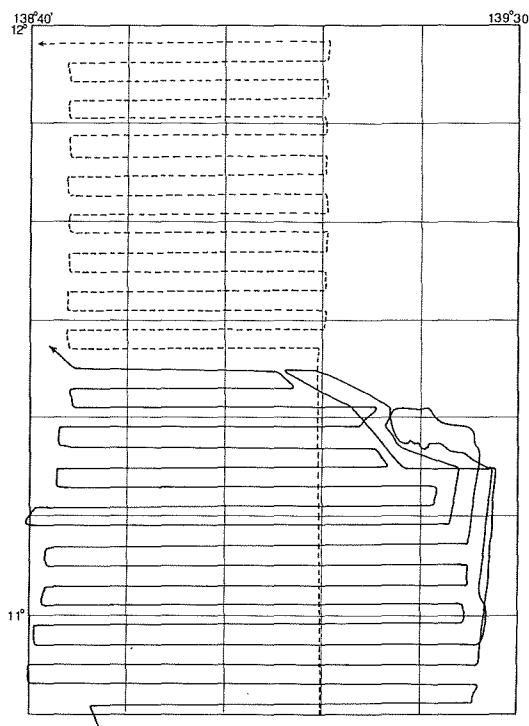


Figure 2. Track lines of the surveys A solid line is in the survey in 1988, and a broken is in 1989.

かわらず、大きく湾曲している。海溝の走行は北端部で $N20^{\circ}E$ 、南西端では $E-W$ と 70° も方向を換える。海溝最深部はヤップ（諸）島の南110kmにあり、水深は理科年表（1989）によると8,527mである。ヤップ海溝はその南西の隣に位置するパラオ海溝とともに、海溝軸と島弧の距離が小さな特異な海溝である。島弧（陸棚）から海溝軸までの距離は、フィリピン海の北西縁である南海トラフや南西諸島海溝、さらには東縁をなす伊豆・小笠原海溝や、中部以北のマリアナ海溝では100~150kmである。ヤップ海溝ではこの距離が35kmしかない。これはパラオ海溝とともに世界で最も海溝までの距離が近い海溝であろう。島棚から海溝軸までの距離が100kmに満たない海溝はフィリピン海溝、ニューブリテン海溝、中米海溝、ペルー・チリ海溝、スング海溝などがある。これらの海溝は、収束速度や収束するプレートの種類、年代などに統一した特徴がないため、海溝軸が陸棚に近いことが何を意味するのかはよくわからないが、いずれにせよヤップ海溝の特異性の一つであることは言えよう。

マリアナ海嶺はフィリピン海の東縁をなす海溝の一つである。この海溝は大きく屈曲しており、北部の走向は $N40^{\circ}W$ であるのに対し、南西端では $N80^{\circ}W$ と 320° も方向を転ずる。この結果、太平洋プレートとの関係は、北部、中部ではプレートの収束境界となっているが、南部ではほとんど収束することなく右横ずれとなる（Plate tectonic map 1981）。

カロリン海嶺は全体としては $N70^{\circ}W$ の走向である。JODCの海底地形図（JODC, 1984）によれば、カロリン海嶺は、その西端の陸地であるウルシー環礁までは600kmにわたって、西北西—東南東に伸びる直線的な一続きの高まりとなっている。ウルシー環礁の西側では海嶺が途切れており、南北性の高まりとなっている。しかしこれは、カロリン海嶺東部では測深データが少ないため、海嶺が連続しているように描かれ、西側では比較的データが多いため、海嶺が切れているように表現されている可能性がある。一つの高まりが、全く切

れ目のない高まりとは限らない。全体の地形から考えて、ヤップ海溝と接する、ウルシー環礁西側の南北の高まりも、カロリン海嶺の一員と考える方が自然であろう。よって本小文では、この高まりもカロリン海嶺と呼ぶことにする。

マリアナ、ヤップ両弧の背弧には西マリアナ海盆（パレスーベラ海盆）がある。この海盆の中央にはパレスーベラリフトと呼ばれる細長い凹地がN20°Eの走向で見られる。Mrozowski and Hayes(1979)はこのリフトを中心として対称な地磁気異常を同定し、これが拡大の中心だとした。このリフトは、彼等によれば、16°N付近で東側に雁行し、ヤップ海溝の延長部に続くものとしている。

4. 調査結果

調査海域は、ヤップ島の北東170kmに位置する。(第1図) この海域は、マリアナ海溝とヤップ海溝が接合しており、全体としては海溝は直角に折れ曲っている。マリアナトラフはその南側が開いているように見え、本調査海域に含まれるマリアナ弧西端部は、田山(1952)によればマリアナ海嶺であるが、Dietz(1954)は、西マリアナ海嶺の延長部としている。ヤップ海溝とマリアナ海溝の接合部の南東にはカロリン海嶺が位置している。

今回の調査の結果作成された海底地形図を第3図に示す。原図の縮尺は1/20万である。等深線間隔は50m、UTM図法で描かれている。また第4図には、同海域の海底地形縮略図を示す。ヤップーマリアナ両海溝接合部を南側55°から俯瞰したもので、深さ方向は3倍に誇張してある。この海域は大まかに、ヤップ弧(YA)、マリアナ弧(MA)、カロリン海嶺(CR)、海溝接合部の北の高まり(WMS)、およびその北側の海域(NB)の5つの地形区に区分できる(第5図)。また、ヤップ弧、マリアナ弧はそれぞれ前弧の部分がさらに区分される(YAfa, MAfa)。各地形区の特徴を次に述べる。

ヤップ弧(YA)

この海域では、ヤップ海溝は水深7,000~8,300mで、調査の範囲内では海溝の北側終点が最も深くなっている。海溝中軸部は南部にはベンチが見られないが、北端部ではわずかにベンチが見られる。この特徴は、南に隣接するパラオ海溝北端の地形(加藤ほか1985)と非常によく似ている。海溝軸に沿った地形プロファイル(第6図)を見ると、海溝北端部で堆積物を取除いたとすると、水深は約8,600mとなる。ヤップ弧側海溝斜面は、水深5,000~5,400m, 5,900~6,000m, 6,700~6,800mにそれぞれベンチが見られる(YAfa)。ヤップ弧側海溝斜面の平均傾斜は、ベンチより上で約17°なのに対し、ベンチから海溝軸までの間は8°と傾きが小さくなっている。

マリアナ弧(MA)

ヤップ海溝との接合部からN80°W~N60°Wの方向で東へ続いている。海溝軸が方向を換えるのは、カロリン海嶺が海溝軸と接しているためである。海溝軸はヤップ海溝よりもやや堆積物が多い。海溝軸に沿ったプロファイル(第6図)を見るとマリアナ海溝でも、海溝の終点が深くなっている。陸側海溝斜面には水深6,000~6,500mの間にベンチが見られる(MAfa)。このベンチは、雁行する細長い高まりと、その間の凹地からなっている。この細長い高まりの走向は、海溝の西端ではN45°Wであるが、次第に方向を換え調査海域東端では、N30°Wとなる。ベンチより上の海溝斜面は、調査を行った水深1,000m付近までの間、単調な傾斜となっている。その平均傾斜は約17°である。今回の測量では確認できなかったが、海図には11°18'N, 139°20'Eに、水深32mの浅所が記載されており、その付近には54mの報告水深もある。この浅所が存在するとすれば、海水準低下期には海面上にあり、マリアナ弧の最西端の島だったことになる。この島は海溝軸までわずか28

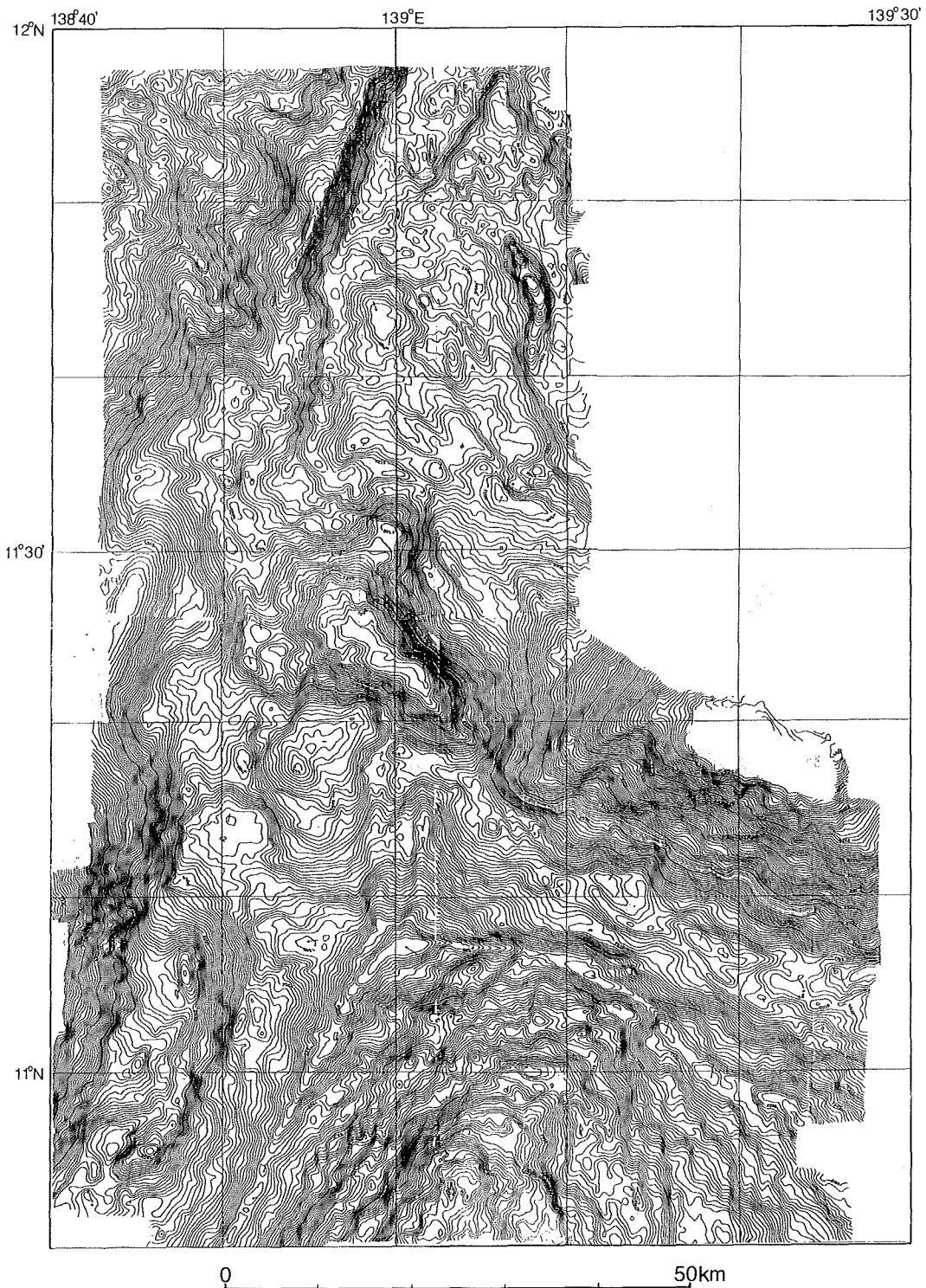


Figure 3. Detailed bathymetry of the northern end of Yap Trench. Contour interval is 50m.

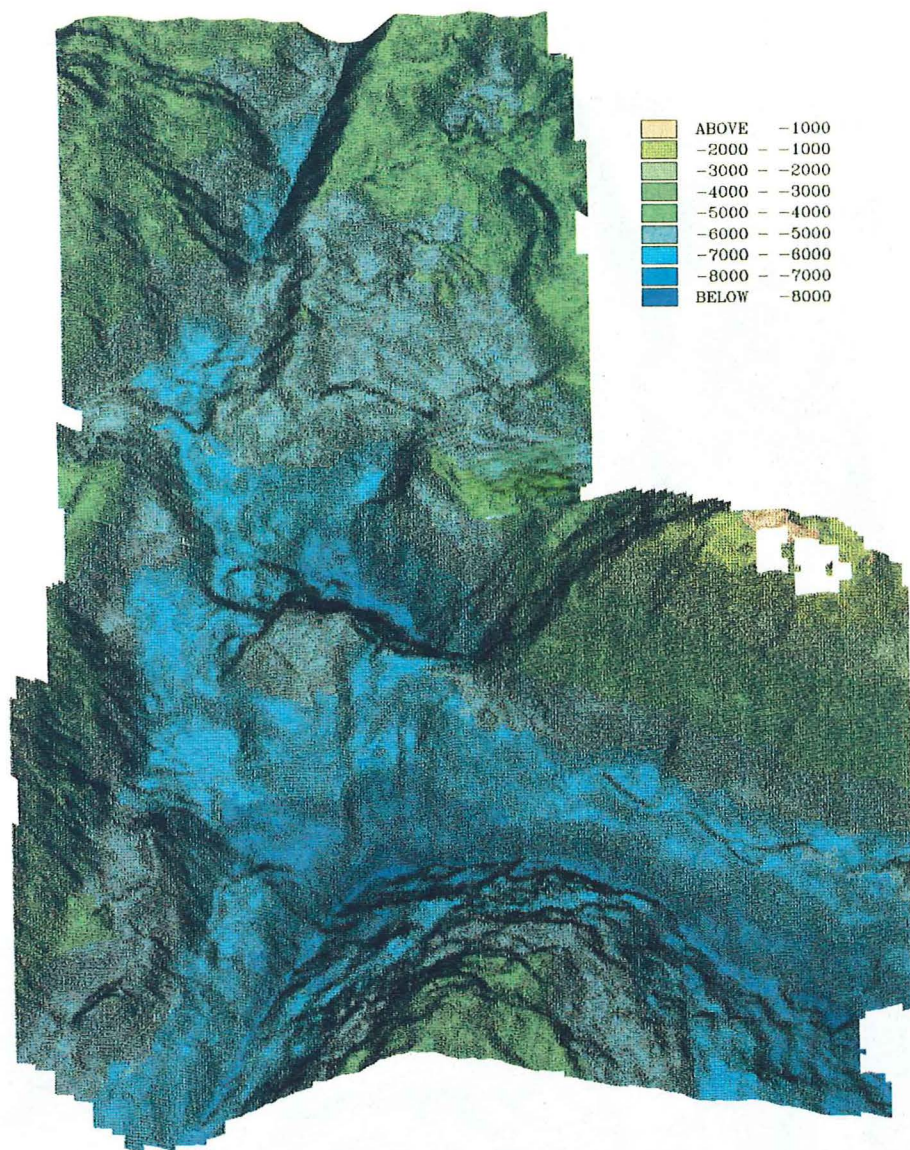


Figure 4. Whale-eye's view map of the northern end of Yap Trench. Vertical exaggeration is 3×.

kmの距離に在り、おそらく島弧と海溝が、世界中で最も接近している場所であろう。

カロリン海嶺 (CR)

ヤップ、マリアナ両海溝の大洋側に相当する所にカロリン海嶺が位置する (本論ではこの高まりはカロリン海嶺の一員であるとしている)。この高まりはKimura et al. (1989)は, "outer swell" と表現している。これが水深8,000mの海溝底から、少なくとも調査を行った水深3,500m付近までは追跡される。大洋底側の比高は約1,500m, 傾斜も約5°とかなり急である。海洋プレートのベンディングによる"outer swell" (海溝周縁隆起帯) の大洋底側の傾斜は、一般的にはきわめて傾斜が小さいものであるで、この高まりは、プレー

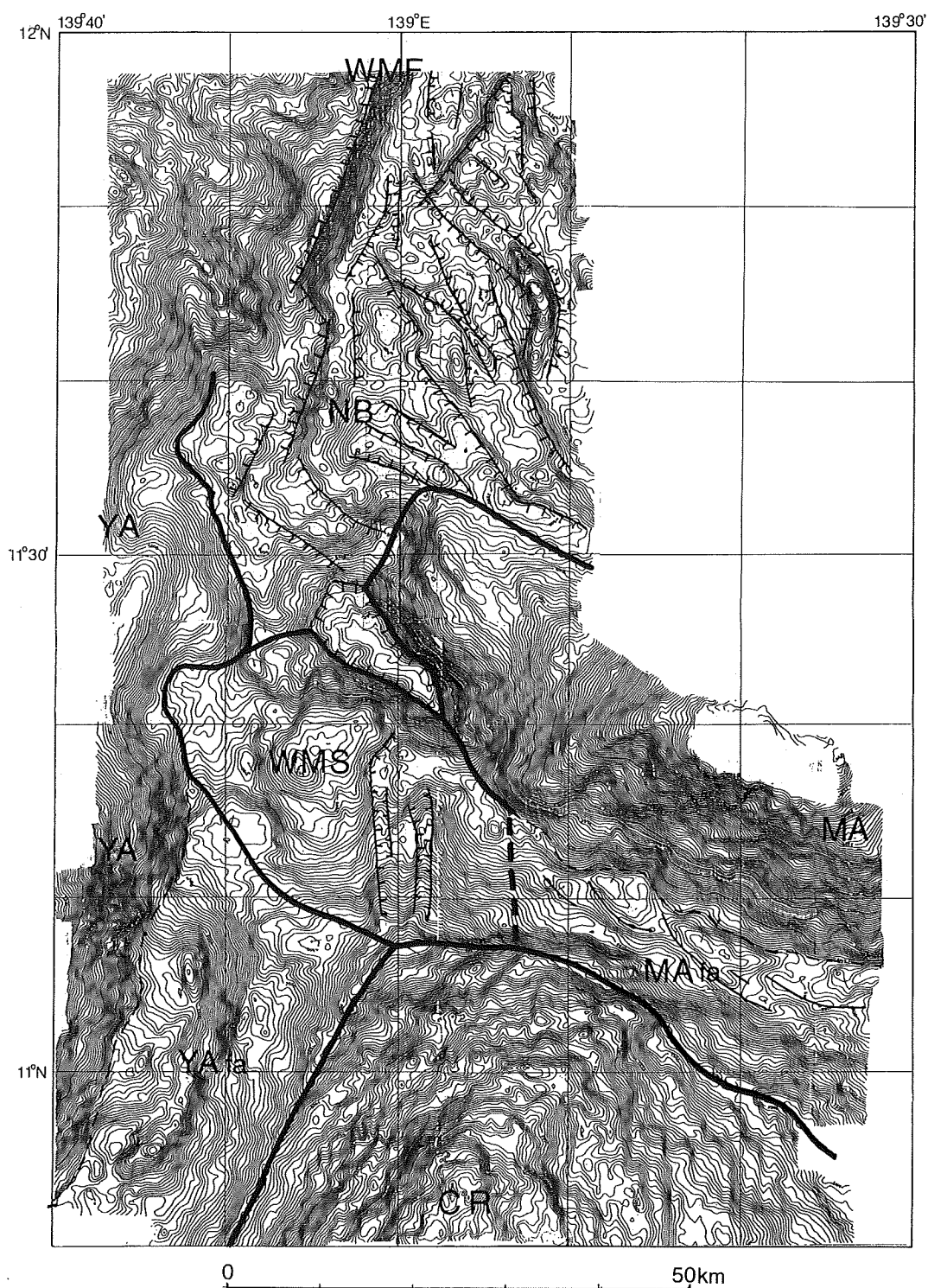


Figure 5. Landform classification. YA : Yap arc. YAfa : Yap forearc. MA : Mariana arc. MAfa : Mariana forearc. CR : Caroline Ridge. WMS : West Mariana saddle*. WMF : West Mariana Fault*. NB : Northern Basin. (* tentative name)

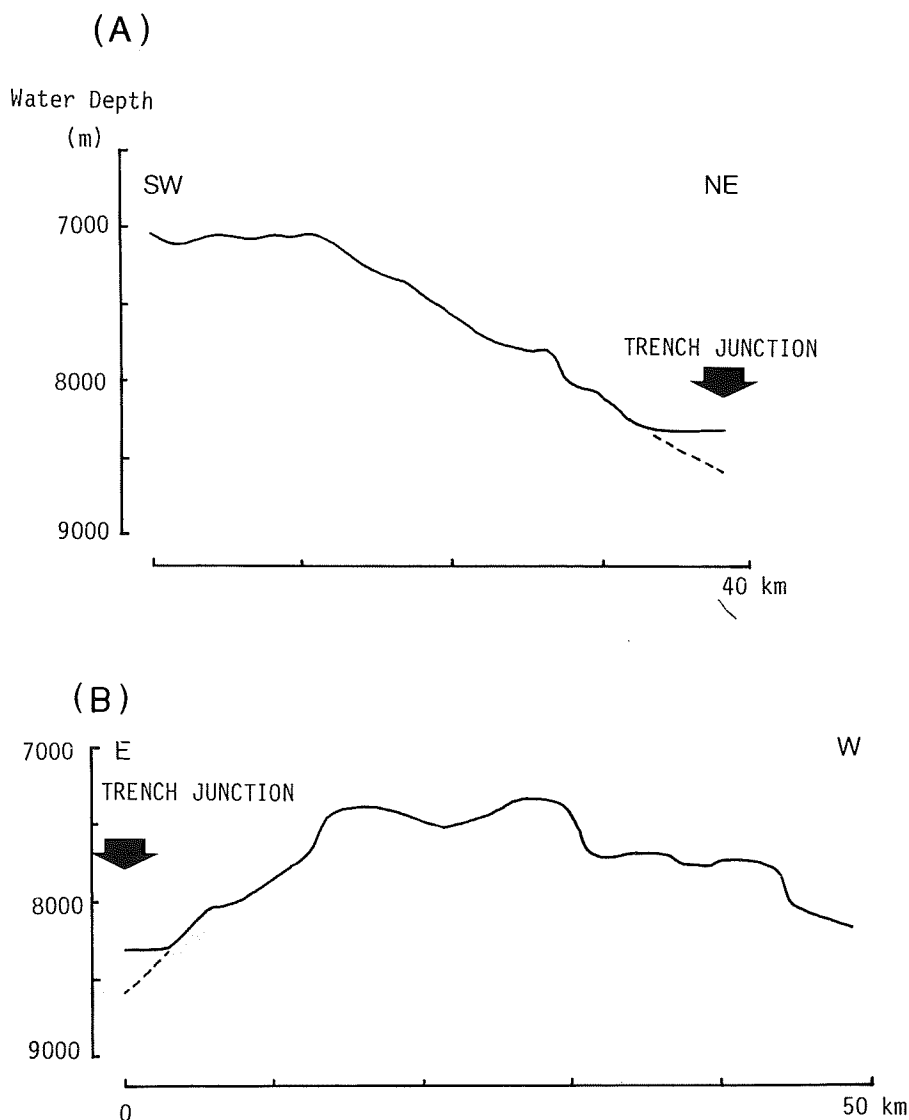


Figure 6. Topographic profiles along the trench axis. Broken lines show hypotheses profiles below the sediment. (A): Yap Trench (B): Mariana Trench

トのベンディングにより形成されたものではなく、前述のとおりカロリン海嶺の一員であろう。カロリン海嶺はまさに海溝接合部では海溝と接しているらしい。この海嶺の斜面は比高100m程度の、不規則な起伏に覆われている。この地形は、比較的単調なヤップやマリアナの海溝斜面とは著しい対比を見せている。地形の違いは、両者の地質の違いを反映しているものと思われる。

海溝会合部北側の高まり (WMS)

海溝接合部の北側は、比較的傾斜の小さな東西に伸びた高まりとなっている (WMS)。この高まりは、長さ30km、幅20km、比高1,000~1,500m程度である。WMSによってヤップ弧とマリアナ弧が繋がっている。WMSの頂部は平坦面となっており、中央には南北20km、東西15kmの高まりがある。この高まりの南東斜面には、南北方向の地溝が見られる。海溝の定義を「水深6,000m以深の細長い深み」とすると、ヤップ海溝或

いはマリアナ海溝は、両者の会合部を越えてさらに北に伸びていることになる。

海溝接合部北側 (NB)

WMSの北側のエリアで最も顕著な地形は、調査海域北端に見える断層崖(WMF)である。この断層の走向はN20°E、西落の落差は1,500m以上に達する。断層が25km以上にわたり極めて直線的に伸びていることから、WMFは正断層であろう。断層の上盤にあたる、マリアナ弧の背弧のエリアは東に傾動し、断層地形がその他にも数多く見られる(第5図)。これら断層群の走向は、北部ではN30°Wだが、11°40'N付近ではN—S方向のものが多く、その南側ではNW—SWのものが卓越する。それに対し、WMFの西側では断層地形は認められない。このエリアで次に目に付くのは、WMSの北西側の凹地である。特にその北東斜面は平均傾斜40°、比高2,500mに及ぶ急崖となっている。凹地の底は水深7,680mである。

5. 考 察

ヤップ島に変成岩が見られることは、田山(1935)によって報告されていた。その後1970年代になって、ヤップ島付近の海底からも、変成岩や超塩基性岩がドレッジされた(Bagdanov, et al. 1977, Hawkins and Batiza 1977)。1986, 87年に、東京大学海洋研究所「白鳳丸」の航海(KH86-1, KH87-3)で、ヤップ周辺海域のドレッジ、音波探査等の調査が行われた。この結果から、藤岡ほか(1989)は、ヤップ海溝陸側斜面の3,800mと6,000mの所に傾斜の不連続が認められ、これによって海溝斜面は3つの地形区に分けられるとした。さらにこの地形区それぞれ、ドレッジされる岩種が異なると指摘した。藤岡ほか(1989)は、42Maに太平洋プレートの運動方向が変わった結果、ヤップ弧側のフィリピン海プレートが太平洋側のプレートに衝突し、ヤップ弧側海溝斜面でフィリピン海の地殻の断面が見られるのだと説明した。今回の測量では、ヤップ弧海溝斜面の水深約4,000m以深のエリアしか調査していないため、藤岡らの言う地形区のうち、下部の2区しか観察されていないことになる。このため、水深3,800mに傾斜の不連続があるかどうかはわからないが、水深5,000~6,800mの間には明瞭なベンチが認められた。パラオ海溝でも同様に海溝斜面にベンチが認められる(加藤ほか, 1986)。パラオ海溝では、海溝底に堆積物が多い部分(海溝底の平坦部が広い所)にはベンチが発達し、海溝底に堆積物が見られない南部では、ベンチも小さくなっていることから、プレートの沈み込みにともなう付加帯と考えられる(加藤ほか, 1986)。ヤップ海溝では、海溝底に堆積物がほとんど認められないにもかかわらずベンチが発達している。ヤップ海溝でも、かつては海溝軸を堆積物が埋めており、付加帯を形成していたのか、あるいは、このベンチは付加帯ではなく、藤岡ほか(1989)の想像するかつての下部地殻が露出しているのかもしれない。

NBでは、Nishiyama et al. (1986)によってマルチチャンネル音波探査が行われている。この結果から彼らは、マリアナ弧がヤップ弧の延長部の下に沈み込んでいるとした(Nishiyama et al. 1986, 瀬野ほか, 1987)。今回の調査の結果、これは誤りで、東側(ヤップ側)が正断層で落ちていることが明らかになった。WMSの北東側の凹地も、陥没凹地であろう。ヤップ弧とマリアナ弧の間は、マリアナ弧あるいはマリアナ前弧が、ヤップ弧の下に沈み込む圧縮の場でなく、正断層を作る場にある。マリアナ弧がヤップ弧に対し、相対的に後退しているため正断層が形成されている。この原因についていくつかの仮説を立てた(第7図)。1)カリリン海嶺の衝突によるヤップ弧の後退。2)フィリピン海スラブの沈み込みによる西側からのスラブ・ブルのため、応力の集中しやすいプレートの角の部分に裂け目を作った。あるいはかつての拡大軸が弱線となって断層を作った。3)マリアナ弧が大きく屈曲して行き、マリアナ弧中部以北は反時計回りに、マリアナ弧西端部は時計回りに少し回転した。このためマリアナ弧西端は東に動きヤップ弧との間にすきまを生じた。4)マリ

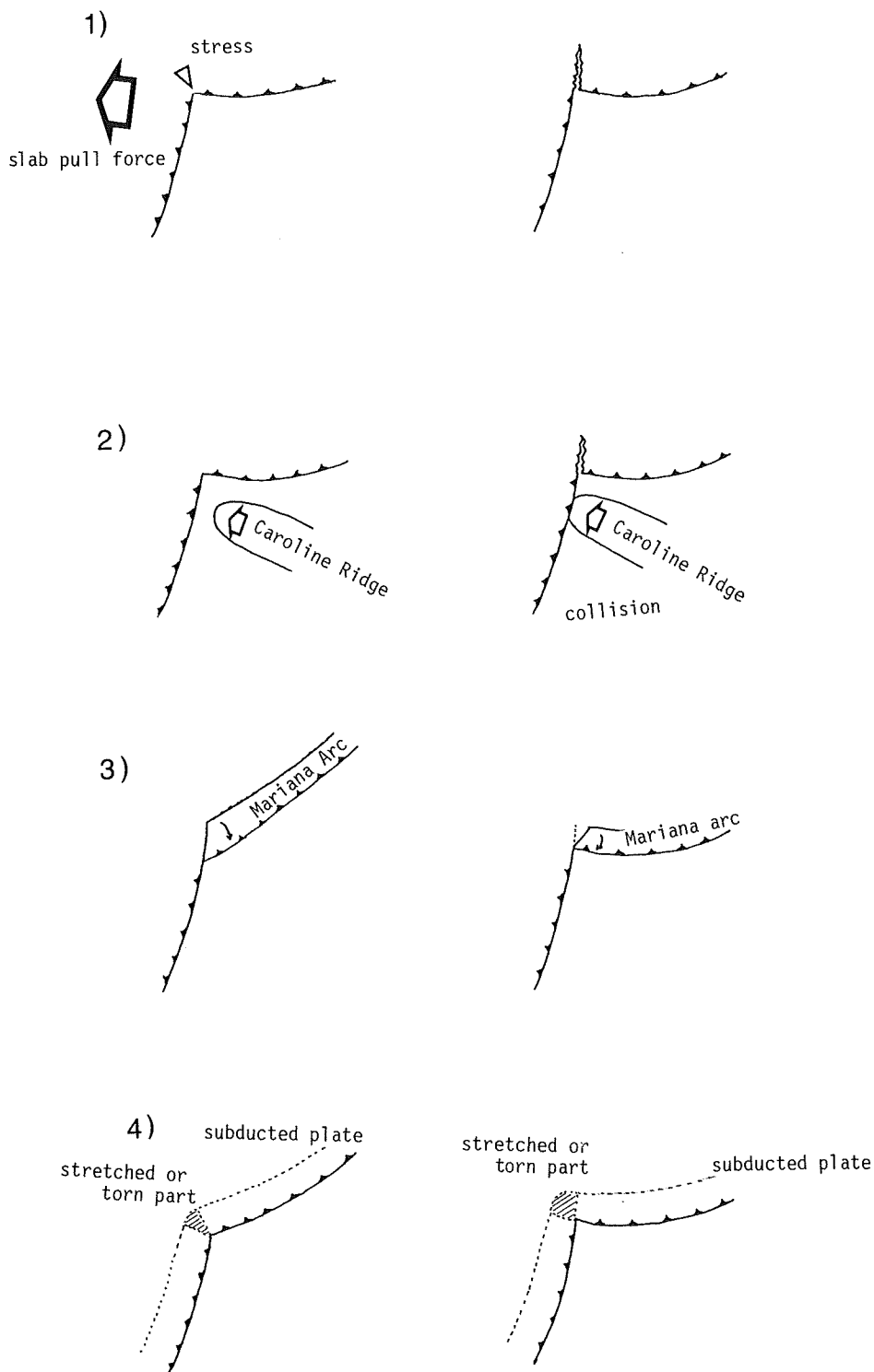


Figure 7. Supposed models of West Mariana Fault. 1) : Concentration of the stress by slab pull force of the Philippine sea plate. 2) : Collision of the Caroline Ridge. 3) : Clockwise rotation of the Mariana arc. 4) : stretched or torn oceanic plate because of convex subduction.

アナ弧の屈曲に伴い、海溝会合部では沈み込んだスラブが、マリアナ側とヤップ側とに引伸され、あるいは裂けて上盤の地殻が陥没した。ただし現在の海底地形では、カロリン海嶺はヤップ弧と衝突しておらず、ヤップ弧の海溝斜面にも過去の衝突を示唆するような地形は認められない。このため 1) の仮説については、その前提条件に問題があるかもしれない。マリアナ海溝斜面に見られる雁行する高まりは、太平洋プレートとの左横ずれによって形成された forearc sliver (Kuramoto and Konishi, 1989) であろう。マリアナ海溝西端では、海溝部は右横ずれの運動が卓越するプレート境界となっている。著しい横ずれのため forearc sliver が形成されるのであろう。3) の仮説では太平洋プレートとの右横ずれだけでなく、さらにマリアナ弧西端部の回転による shear も地形の形成に関与していることになる。マリアナ前弧の雁行する地形が、東に向かうにつれて方向をかえるのはマリアナ弧西端部の回転の現れとも考えられる。

マリアナ前弧が、マリアナ弧に対しても右横ずれに西進するとすれば、当然ヤップ弧と衝突することになる。Nishiyama et al. (1986) はこれを解消するために、マリアナ前弧がヤップ弧の下に沈み込んでいるとした。今回の調査の結果このような動きではなく、マリアナ前弧はヤップ弧の下に沈み込むことなく、その前縁にかき寄せられ、WMS に見られる高まりとなった。その後ヤップ弧が相対的に後退する動きが卓越したため、WMS を南北に切る正断層すら形成されたと考えられる。

苫小牧沖や宮崎沖の海溝会合部では、低重力異常帯が海溝の延長上に陸側に向って線いている。苫小牧沖の海溝会合部では、千島弧の前弧部分が西進し、東北日本弧の下に沈み込んでいるという考えがある (Kimura, 1986, 瀬野ほか, 1986 など)。苫小牧沖や宮崎沖では堆積物の供給が多いため、もとの構造が埋没してしまい、テクトニクスを解明することは容易ではない。しかしヤップ弧やパラオ弧では堆積物も少ないため、構造の解明がより容易であろうと思われる。ヤップ海溝での知見から考えられた、海溝会合部の延長上にある凹地の成因についての仮説を、苫小牧沖や宮崎沖にあてはめると、1) 島弧側のプレートの西進、2) 海嶺の衝突、3), 4) 背弧海盆 (日本海) の拡大に伴う島弧の回転と、それぞれ言換えることとなる。苫小牧沖や宮崎沖に、共通の背景として適するモデルは、島弧の回転に理由を求めることがこの中では良いとは思われるが、それ以外にもたくさん可能性があると思われる。海溝会合部の構造発達史を類推するためには、海溝会合部の知見を増やし、もっと別のモデルを用意する必要があるのかも知れない。

謝 辞

今回の調査に従事された、橋本堅、福田泰介の両拓洋船長をはじめ、拓洋乗組員、海洋調査課堀健一、石井春雄、小田勝之、井本泰司、伊藤敦史、田中和人、寄高博行の各官に深く感謝します。

参 考 文 献

- Bagdanov, L. et al. : Initial reports of the geological study of oceanic crust of the Philippine sea floor, Ophiolite, Vol. 2, p.137—168. (1977)
- Carter, D. J. T. : Echo-sounding Correction Table, NP139, 3rd. ed., Hydrog. Dep., Ministry of Defence, Taunton. (1980)
- Circum-Pacific Map Project : Plate tectonic map of the Circum Pacific region, A. A. P. G., Oklahoma. (1981)
- Dietz, R. S. : Marine geology of Northwestern Pacific : Description of Japanese bathymetric chart 6901,

- Bull. Geol. Soc. America, Vol. 65, p. 1199—1954. (1954)
- 藤岡換太郎・木村学・竹内章：ヤップ島の形成史とフィリピン海プレート南端部のテクトニクス—試論—, 地学雑誌, Vol. 98, p. 66—74. (1989)
- Hawkins, J. and R. Batiza : Metamorphic rocks of the Yap arc-trenchi system, Earth Planet. Sci. Letter., Vol. 37, p. 216—229. (1977)
- 加藤茂・加藤剛・浅田昭：パラオ海溝北部の詳細な海底地形, 水路部技報, No. 4, p. 8—16. (1986)
- Kimura, G. : Oblique subduction and collision : Forearc tectonics of the Kurile arc. Geology, 14, p. 404—407. (1986)
- Kuramoto, S., Konishi, K. : The Southwest Rhykyu Arc is a migrating microplate (forearc sliver). Tectonophysics, 163, p. 75—91. (1989)
- Mrozowski, C. L., Hayes, D. E. : The evolution of the Parece Vela Basin, Eastern Philippine sea, Earth. Planet. Sci. Letters, 46, p. 49—67. (1979)
- 日本海洋データセンター：北西大西洋海底地形図, JODC SP No. 2, 海上保安庁水路部.
- Nishiyama, E., Tokuyama, E., Tamaki, H., Katao, H., Kuramoto, S., Syehiro, K. : Seismic Reflection Survey, Preliminary Report of the Hakuho-Marui Cruise KH86—1, 18—29. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo. (1986)
- 瀬野徹三・木村学・小林洋二：島弧会合点は三重会合点か？, 地震学会昭和61年度秋期大会講演予稿集. (1986)
- 瀬野徹三・木村学・徳山英一・西山英一郎：マリアナーヤップ, ヤップ—パラウ会合点のテクトニクス, 地震学会昭和61年度秋期大会講演予稿集. (1986)
- 田山利三郎：ヤップ群島 (Yap Islands) の地形・地質並びにサンゴ礁, 東北帝大理地質古生物研究部邦文報告, Vol. 19, p. 1—43. (1935)
- 田山利三郎：南洋群島の珊瑚礁, 水路部報告, Vol. 11, p. 1—292. (1952)

STUDY OF THE EARTH'S DYNAMICS BY MEANS OF SATELLITE LASER RANGING TECHNIQUES

Minoru Sasaki

CONTENTS

ABSTRACT

I. INTRODUCTION

II. DEVELOPMENT OF SLR SYSTEMS, SPECIFICATIONS OF SLR SATELLITES AND SLR OBSERVATIONS

1. SLR System Installed at the Kanozan Geodetic Observatory
2. SLR System Installed at the Simosato Hydrographic Observatory
 - (1) Hardware and software of the system
 - (2) Improvements of the system
3. Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station (HTLRS)
 - (1) Mount and transmitting/receiving optical subsystems
 - (2) Laser subsystem and electronics
 - (3) Other specifications and software
4. Specifications of SLR Satellites
5. Observations Made by the Fixed SLR System at the Simosato Hydrographic Observatory
 - (1) Operation
 - (2) Calibration
 - (3) Data preprocessing
6. Observations Made by the HTLRS
 - (1) Test and collocation at Simosato
 - (2) Operations at isolated islands

III. DEVELOPMENT OF AN ORBITAL PROCESSOR/ANALYZER

1. Algorithm of Data Processing and Analysis
 - (1) Basic relation
 - (2) Linearlization
 - (3) Minimum variance estimate
 - (4) Extention to the sequential estimation algorithm
 - (5) Estimation of precision of a baseline length
2. Dynamical Models and Their Formulation
 - (1) Time systems
 - (2) Coordinate systems
 - (3) Acceleration due to the perturbation force
 - (4) Expression of A-matrix
 - (5) Formulation of observational variables
3. Programing
 - (1) Formation

- (2) Capability and computation

IV. RESULTS OF DATA PROCESSING AND ANALYSIS

1. Short Arc Solutions

- (1) Successive Passes Orbit Revising Technique (SPORT)
- (2) Station coordinates and baseline determination

2. Global Solutions

- (1) Geophysical parameters
- (2) Earth rotation parameters
- (3) Station coordinates
- (4) Changes of baseline lengths and plate motions

3. Discussions on Solutions

- (1) On the short arc solutions
- (2) On the treatment of the permanent tide
- (3) On the geophysical parameters
- (4) On the earth rotation parameters
- (5) On the station coordinates
- (6) On the changes of baseline lengths and plate motions

V. SUMMARY AND CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGMENTS

REFERENCES

Abstract

Since mid-1970's three Satellite Laser Ranging (SLR) systems were completed in Japan. An experimental system was developed by the Hydrographic Department of Japan (JHD) and the Geographical Survey Institute (GSI) in cooperation and was installed at an observatory of GSI. Another SLR system was installed at the Simosato Hydrographic Observatory and observations have been continued there since 1982. A transportable SLR system was also developed by JHD and field observations in isolated islands have been continued since early 1988. The author has been deeply involved in planning, development, observation and data preprocessing for the three systems.

An orbital processor/analyzer based on the linear estimation theory has been developed by the author and was named HYDRANGEA. Applying the HYDRANGEA to SLR data, the earth rotation, coordinates of SLR stations, baseline lengths among SLR stations and some geophysical parameters as GM, J_2 , and so on were determined.

Namely, it is shown that a specific short arc method with use of SLR data obtained simultaneously at plural stations for successive passes of a satellite is extremely effective to determine baseline lengths among SLR stations. The precisions of the resultant lengths of straight baselines of Simosato-Titi Sime (938km) and Simosato-Minamitori Sima (2025km) determined by using the processor/analyzer with use of LAGEOS and AJISAI SLR data attain to 4 mm and 7 mm, respectively.

The semi-long arc method is also applied. By using a number of LAGEOS five-day-arcs and GEM-T1 gravity field, two geophysical parameters are derived as $GM = 398600.4453 \pm 0.0003 \text{ km}^3/\text{s}^2$ and $J_2 = (1082.571 \pm 0.015) \times 10^{-6}$.

The pole position (x_p, y_p) and excess rotation per day $(\Delta\omega)$ of the earth in five day intervals from September 1983 to October 1984 are estimated by means of 85 five-day-arcs of LAGEOS SLR data. The mean systematic difference of this result from a result of ERP (CSR) 85L07 derived by the Center for Space Research (CSR) of the University of Texas at Austin is $(\delta x_p, \delta y_p, \delta\omega) = (-0.51 \text{ milliarc-seconds (mas)}, -0.13 \text{ mas}, -0.87 \text{ ms/d})$ and the standard deviation of each five-day-result is $(\Delta x_p, \Delta y_p, \Delta\omega) = (\pm 1.1 \text{ mas}, \pm 1.4 \text{ mas}, \pm 0.42 \text{ ms/d})$.

The coordinates of worldwide SLR stations at epochs of 1984.80, 1986.76 and 1988.11 are derived from LAGEOS SLR data. The internal errors of three dimensional rectangular coordinates determined for positions of 14 stations at 1984.80 are (2.6 cm, 2.4 cm, 2.9 cm) and the systematic difference of the result from the set of CSR coordinates of LSC 85L07 and mean individual difference between the result and the CSR result are (+0.5 cm, +0.5 cm, +3.1 cm) and (3.4 cm, 3.1 cm, 5.1 cm), respectively.

From the differences of each corresponding baseline arc lengths on the earth's surface between several SLR stations for three epochs above, plate motions among Simosato, Hawaii, Monument Peak (California) and so on are derived as Simosato-Hawaii : -11.9 cm/y, Simosato-Mon. Peak : -5.7 cm/y, Simosato-Quincy : -1.1 cm/y, Simosato-Wettzell : -3.1 cm/y, Simosato-Yaragadee : -6.2 cm/y, Hawaii-Mon. Peak : +1.3 cm/y, Hawaii-Quincy : +0.6 cm/y, Hawaii-Wettzell : -7.0 cm/y, Hawaii-Yaragadee : -10.9 cm/y, Mon. Peak-Wettzell : 0.0 cm/y and Mon. Peak-Yaragadee : -9.6 cm.

Almost all the results except for the baseline between Simosato and Wettzell well coincide with the estimation of AM0-2model given by Minster/Jordan [1978].

The change of arc length between Simosato and Wettzell is estimated as -3.1 cm (contraction) despite of the both stations being believed on the same Eurasian plate. This phenomenon is considered to be the result of the movement of the Philippine Sea plate which is underthrusting the Japanese Islands.

I. INTRODUCTION

In order to establish the origin of the Geodetic Coordinate System of Japan (Tokyo Datum), astronomical observations were started in 1874 at an observatory of the former Hydrographic Department of Japan (JHD) in Tokyo.

The Japanese geodetic triangulation network was extended from the origin to almost all over Japan in the late 1800's and early 1900's. However the network could not reach many isolated islands around the mainland of Japan. Therefore astronomical measurements to determine latitude and longitude were made on those isolated islands, but the results obtained usually included errors of several hundred meters [Takemura and Kanazawa 1983, Takemura and Kanazawa 1984, Takemura 1985, Takemura 1986] because of observation error and the deflection of the vertical at each observation point.

As for the effect of the deflection of the vertical, the situation is the same for the datum origin. In most countries the definitions of latitude and longitude for datum origins of the geodetic reference coordinates were determined by means of astronomical method and there were also local errors caused by the effect of the deflection of the vertical at each origin. For the case of Japan, such an error at the datum origin was not small because the origin at the central part of Tokyo is located at an area of large deflection of the vertical between both of the specific edges of mountainous district and of deep trench. Even if except such an effect of the deflection of the vertical at the origin, it is also known today that there are systematic distortion of more than 10 m at the north and south edges of the triangulation

network in Japan [Takemura and Kanazawa 1983, Takemura and Kanazawa 1984].

There had been no effective way to correct these kinds of discrepancy of definitions of datum origins, nor local errors before the first launch of an artificial satellite in 1957. The geodetic surveys using satellites were started after the launch and many other research works of orbital determination, estimation of geodetic values of the radius, flattening and dynamical form factor, J_2 , of the earth and global geocentric coordinate systems were continued by using observation data of satellites in the world [e.g. Lundquist and Veis 1966, Veis 1967, Lundquist 1967].

On the early stage of the "Satellite Geodesy" in 1960's the relative positions of the distant observation points were measured mainly by using a geometrical method of simultaneous photographing of a satellite rather than the dynamical method because of lower accuracy of satellite dynamics than geometrical method in those days. In Japan some U.S. balloon satellites of diameters from 30 m to 40 m were used for determination of the position of isolated islands [Yamazaki 1971]. The discrepancies for the positions of some isolated islands on nautical charts were discovered and corrected by such satellite observations [Yamazaki *et al.* 1967, Yamazaki *et al.* 1972, Sasaki 1980].

The LASER (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) technique was discovered in 1960. A set of retroreflectors for laser light reflection was installed on BEACON-B satellite at first soon after the discovery and launched in 1964. The retro-reflectors were equipped on geodetic satellites consequently launched as BEACON-C, GEOS-A, DIADEM-C, DIADEM-D and GEOS-B. The Satellite Laser Ranging (SLR), namely, the round trip time of laser pulse between the ground and a satellite is measured and converted to distance by multiplying the velocity of light, was started and continued after the installation of laser reflectors in some satellite observatories which belong to the Smithsonian Astrophysical Observatory (SAO), the Goddard Space Flight Center (GSFC) and the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) [Gaposchkin and Lambeck 1970]. In Japan the SLR observation was originated by the Tokyo Astronomical Observatory (TAO) in late 1960's. A SLR system of TAO has been located at the Dodaira Observatory and the system was improved several times [Kozai *et al.* 1973].

The analysis of satellite dynamics was originated and developed by Kozai [e.g. Kozai 1962] in Japan just after the first launch of a satellite, and Kinoshita [1976] completed the 3rd-order-theory of analytical expansion for satellite dynamics. Applications of satellite dynamics to geodetic researches have been made and a datum correction between the Tokyo Datum and a global geodetic coordinate system was estimated [Kozai 1981].

In 1969, the Space Activities Commission of Japan decided to start a basic research of the Japanese Geodetic Satellite which has functions to be optically observed from the ground both by photographing for direction determination and by laser ranging. There was no such a kind of satellite in the world before.

At the early stage of the basic research for the Japanese Geodetic Satellite, the original design of the satellite was a balloon type of 10 m diameter of which surface reflects solar light for direction observation by photographing at the ground sites and also reflects laser light back toward the incident direction to each ground laser site for ranging. Small glass beads stuck on all the balloon surface of thin film were considered as the laser reflector. However because of a large diffraction effect by such small glass beads [Sasaki 1975] the design of the reflector was changed to the corner cube reflector (CCR)'s. The feasibility of this type of satellite was investigated.

The next stage of research work for development of the satellite was started by the National

Space Development Agency of Japan (NASDA) in 1977 and the formal name of the satellite as "Geodetic Satellite-one (GS-1)" was given. The evaluations for specifications of laser reflectivity and solar light reflectivity and for launch orbit of the satellite were made. The outline of resultant optimum orbit was given as circular, 1500 km of altitude and 50 degrees of inclination by applying simulations for observation opportunity in the Japanese territory [Sasaki 1979]. The body of the balloon was planned to be made of aluminum-coated polyethylene film. However the thin film was too weak to support such CCR reflectors on the surface certainly without damaging the film, especially at the instant of expansion of the balloon into space from the rocket. Although the trials and tests to make thick and strengthen the balloon surface using firm materials and multi-layers were practiced, the sufficient reliability at the expansion to space with many CCR's on its surface could not be obtained. This problem was remained.

Following the long term SLR observation at the Dodaira Observatory of the Tokyo Astronomical Observatory a development of a satellite laser ranging system was started under cooperation with the Hydrographic Department of Japan (JHD) and the Geographical Survey Institute (GSI) of Japan in 1973. The system was intended to track the first Japanese Geodetic Satellite which would be launched later and be named "AJISAI".

In mid-1970's a new era for satellite geodesy came. A French satellite, STARLETTE, to use exclusively for laser ranging was launched in 1975 and a U.S. Laser Geodynamics Satellite, LAGEOS, was also launched in 1976. According to advance of electronics, the high precision measurement of time interval and the very narrow laser pulse were realized as SLR techniques. The numerical technique was started to be used well for the satellite dynamics instead of analytical method in the past owing to rising up of computation speed and size of memory and to decreasing cost of computation. The SLR work was to be advanced and its accuracy was raised up after the ages of the new era.

In the following Chapters the subjects on SLR work made mainly by the author after mid-1970's to solve the earth's dynamics as developments of SLR systems, SLR observations, development of an orbital processor/analyzer and results of processing and analysis of SLR data by using the developed processor/analyzer are presented.

II. DEVELOPMENT OF SLR SYSTEMS, SPECIFICATIONS OF SLR SATELLITES AND SLR OBSERVATIONS

1. SLR System Installed at the Kanozan Geodetic Observatory

The development of a satellite laser ranging system started in 1973 and the developed system was installed at the Kanozan Geodetic Observatory of GSI in 1976. The new trial of the development are as follows [Sasaki 1977]:

- i) An electro-optical shutter is attached to the laser transmitter to make the width of the output laser pulse narrow;
- ii) A high resolution oscilloscope is linked to investigate the forms and patterns of transmitted and received laser pulse;
- iii) An electro-optical equipment for automatic satellite tracking is attached to track bright satellites such as a balloon type.

The system is composed of a mount, transmitting and receiving telescopes, a laser transmitter, receiving electronics, a mount controller, clock and a data processor. The mount of the system has three

axes of the satellite tracking axis, the elevation axis for pointing the maximum elevation of a satellite path, and the azimuth axis on which other two axes are installed.

The receiving telescope of the system is of a Cassegrain with 40 cm diameter set on the tracking axis. The laser transmitter assembly having transmitter telescope of 7.6 cm diameter on the top is mounted on the same frame of the receiving telescope with another telescope of 12.5 cm diameter for TV tracking.

The rotation of each axis of the mount is given by a pulse motor and an encoder. The system is driven in any of three modes. The tracking velocity is controlled using a key board of a hand box in the manual mode. In the computer mode, numerical input from a computer can be accepted. In the automatic mode a satellite image brighter than seven star magnitude can be tracked by the TV camera with an image intensifier and an X-Y analyzer. Once the satellite image is tracked in the center of a CRT screen, the X-Y analyzer and mount controller keep the image center.

The receiving electro-optical subsystem consisting of ND filters, a rotating shutter, an iris, an interference filter, a PMT with 2.1 ns rise time in a Peltier cooler and a pre-amplifier, is involved in the backside of the receiver telescope. The height of the mount with telesooes is 2.3 m high and the mount weighs 2 tons.

The laser transmitter transmits pulses of 3.3 Joules of 21 ns width in the repetition rate of once per 5 seconds. An electro-optical shutter can be applicable to make the pulse width narrow to 6 ns. In this case the output energy decreases to 0.2 Joules. The system has a 500MHz oscilloscope with a camera remotely controlled. The set of oscilloscope and camera make it possible to analyze the wave forms of transmitted laser pulse and the received wave forms in order to realize a higher range precision. A Loran C receiver was manufactured for the time comparison.

A computer (Data General Nova 01) was prepared. However, because of insufficient memory in comparison with larger operating system for data I/O, the computer control could not be realized at the first duration of the development.

The block diagram of the system is shown in Figure II-1.

A typical range test for long range calibration by uning a target installed at 18.511 km ahead gives an result as

$$18522.44 \text{ m} \pm 0.1 \text{ m}.$$

The value includes the internal delay time of the system. The amount is 78 ns. [Mori *et al.* 1977].

The staff of the Kanozan Geodetic Observatory started to range a satellite, BEACON-C, after some improvements of the computer and control subsystems. The observations were succeeded in late 1982 and early 1983. Total passes and shots observed in the duration are 10 and 66, respectively. The mean residual for polynomial fitting is around 3.5 m [Hosono 1983]. After several ranging observations were made by using this system, no more ranging activities were realized.

2. SLR System Installed at the Simosato Hydrographic Observatory

(1) Hardware and software of the system

In 1980 the Hydrographic Department of Japan (JHD) started a project to determine the location of the mainland referred to a global geocentric coordinate system by using SLR technique, and to expand a geodetic control network to major isolated islands around the Japanese mainland by means of SLR technique employing a transporatable SLR station and the satellite Doppler technique. Eventually all the mainland and islands within Japanese territory are to be determined referring to a global

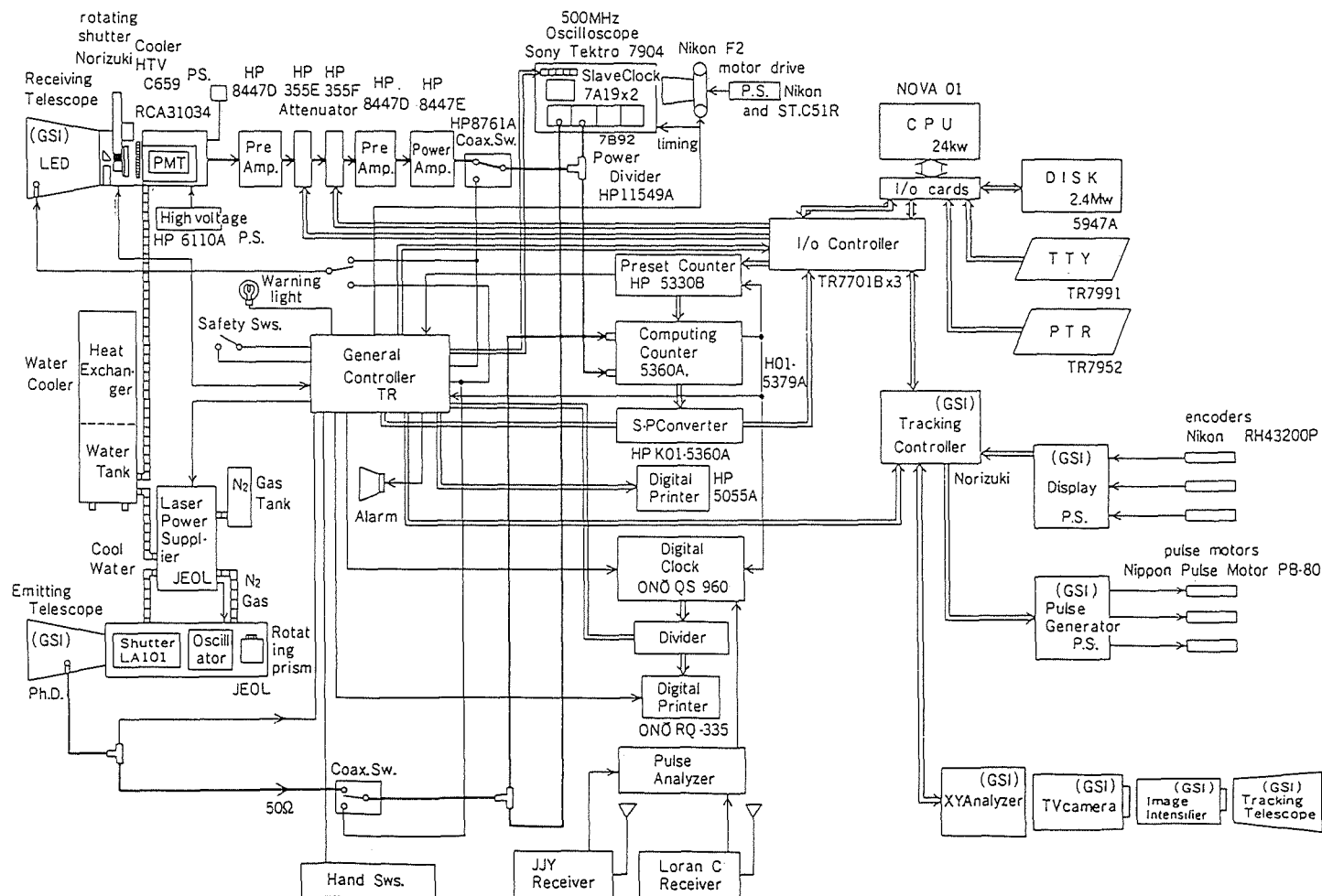


Figure II - 1. Block diagram of the experimental satellite laser ranging system installed at the Kanozan Geodetic Observatory in 1976.

geocentric coordinate system [Yamazaki and Mori 1983 ; Sasaki 1987].

As a major subject of the project, a satellite laser ranging system was installed at the Simosato Hydrographic Observatory (Nachi-Katsuura Cho, Wakayama Prefecture) in March 1982 by JHD [Sasaki *et al.* 1983]. The mount of the system is a type of gimballed elevation over azimuth. Each axis is controlled by a DC-torque motor, a tachometer and a 20 bits encoder. A Galilean transmitter telescope of 17 cm diameter and a Cassegrain receiver telescope of 60 cm are on the elevation axis. The output laser pulse is transmitted through Coudé path from the laser transmitter set up under the mount.

The laser subsystem is a type of Neodymium YAG (Nd : YAG) frequency doubled and mode locked type which transmits pulses of 150 mJ energy and 0.2 ns width each. The repetition rate of laser output is 4 pps. The transmitter assembly is located on the laser table in a clean booth area. The laser subsystem has a continuous wave oscillator and four amplifiers. An initial mode-locked pulse of the energy of around 6 nJ grows to 0.5 J at the wavelength of 1064 nm going through the amplifiers and the final output energy for green light after a second harmonic generator is 0.15 J. All the optical block diagram except the laser assembly is given in Figure II-2.

The receiving electronics attached behind the receiving telescope consist of a sun shutter, a computer controlled field of view adjustment and optical attenuator, a temperature controlled spectral filter and a photo-multiplier-tube (PMT) with the quantum efficiency of 29% and the rise time of 0.14 ns. The range counter has the resolution of 20 ps. As for the control subsystem, the manual operation adding to the computer control for tracking is capable with a joystick. The I/O rate from the computer to the mount controller is 30 Hz. The divergence control, start and stop threshold change, range gate position and width control, and offset time change to the orbital prediction are remotely controlled.

A clock integrating Rubidium frequency standard is monitored by receiving four Loran C waves of the North West Pacific Chain within the precision of 1 μ s. The delay time in the Loran C receiver is monitored by receiving the self transmitted simulation signal. A computer, PDP 11/60, with 64 kW memory, having peripheral equipments of two 5 Mbyte disks, a MT drive, a PTR/PTP and a CRT console is prepared. The ground targets for range calibration were set up. The transmitted laser output power to a ground target is decreased to the energy level from 10^{-5} to 10^{-11} by using an attenuator adaptor.

The total system except the clock subsystem was manufactured by G.T.E. Sylvania, California and the clock subsystem was made by Hitachi Ltd. The installation was made by G.T.E. Sylvania and Hitachi.

The basic software was prepared with the hardware at first. However a number of programs were additionally developed. The computer programs of the SLR system are divided into three groups as

- i) ephemeris calculation, preset of the initial status of the system, ranging operation, range calibration, tests and diagnostics;
- ii) preprocessing procedure for SLR data obtained;
- iii) star tracking and correction of the pointing error of the mount.

The first group of the software is made to have a tree structure unifying many small programs [Sasaki 1983]. The ephemeris calculation and satellite tracking are made by means of analytical method using the SAO formatted orbital elements. The corrections for distortion of the mount are added to original azimuth and elevation file of the satellite ephemeris.

As the second group, programs for a scheduling of monthly observation, a daily pass table plan

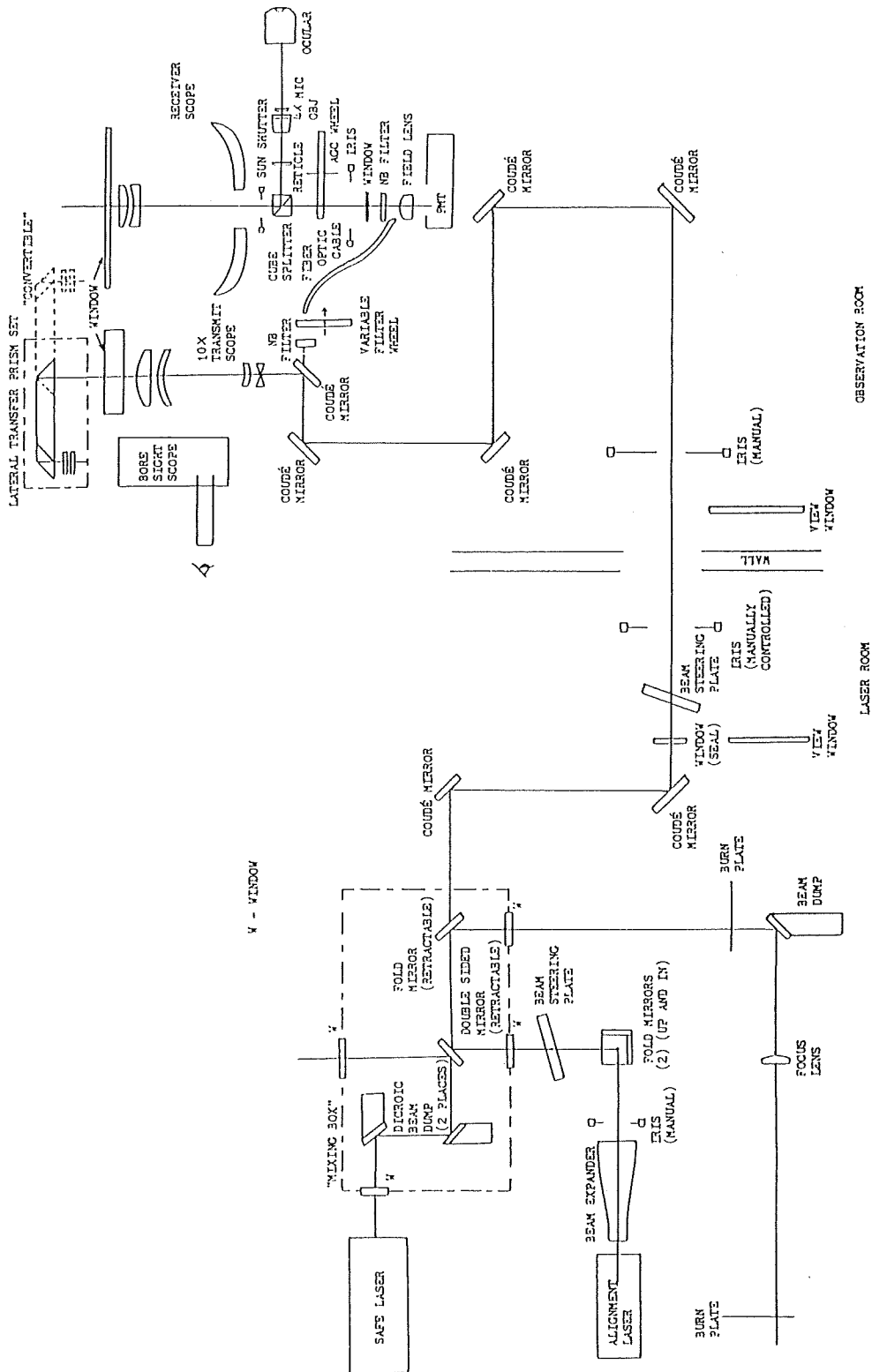


Figure II - 2. Block diagram of the optical subsystems of the Simosato fixed SLR system installed in 1982.

with route chart on the hemisphere, an atmospheric correction to observed SLR data, a rough noise rejection on CRT screen, a polynomial fitting to range residuals for precise noise rejection, a graphic display of range residuals, a quick-look data selection, telex data output to PTP, a full rate data output to MT, were made.

The third group includes an apparent place calculation for fixed star, an azimuth elevation pointing direction, a real time star tracking and an estimation of pointing error. The pointing error of the mount of the SLR system can be detected by tracking fixed stars, and by applying a least squares method to all the measured angle to the fixed stars.

(2) Improvements of the system

The efforts of several improvements for the system as follows have been made since 1983 [Sasaki and Suzuki 1986]. After the use of the photo-multiplier-tube (PMT, Varian VPM 154s) for one and a half years, measurements of the sensitivity and gain of the PMT gave the values of 16% of quantum efficiency and 10^3 of gain. As the gain had decreased much from the nominal gain of 10^5 , the trial use of another micro-channel-plate PMT (Hamamatsu R-2024U) was started.

The existence of pointing error of the mount in a low atmospheric temperature was supposed in winter. The collimation procedures by star tracking, ground target aiming and laser light transmissions toward stars were repeated and it became clear that the distortion of the bore sight scope, caused by the combined part of iron of primary mirror tube and aluminum of its holder, was over 2 minutes of arc at maximum at temperature under 3—5 degrees of Centigrade. After that, the collimation procedure of the optical axis of the telescope and beam direction of laser transmission was made not by using the cross hair of the bore sight scope but by using the centering of tracking star of main telescope and laser transmission directing to the same star.

An analytical program was used for calculation of satellite ephemeris. To verify the availability of the program, another tracking program using numerical integration was developed and was compared with. The results show that the analytical ephemeris deflects from numerical ephemeris. Checking of the analytical program was made and an insufficient treatment of acceleration caused by solar force was found. After that, however, the new numerical program was only used when the SAO orbital elements became old and the hitting rate decreased because of longer calculation time than analytical one and complicated procedure to use the numerical program.

In order to increase the reliability of a system clock, an additional atomic frequency standard (NEATOMIC Rb-3100E) was added as the second clock. Recently a GPS receiver/timer of Trimble 5000A was also adopted as another time comparison system.

In late 1987, an additional telescope with 20 cm diameter was attached on the 60 cm telescope to measure the timing of flickering of the Japanese Geodetic Satellite, AJISAI. The timing data are used for the photographing of AJISAI, which will be made near the SLR system to determine the direction of satellite from the ground simultaneously. Behind the new telescope a photo detector was involved and timing of the rising and falling of AJISAI's flickerings were measured with a precision of 0.1 ms.

The electronic circuits of the fixed SLR system were checked and around one twentyth of signal loss at a discriminator (Motolola MC1651) inserted after the PMT output was found. The loss is caused by lower band width of the integrated circuit than the pulse width of the PMT output. Two amplifiers (B & H DC-3002A) with the bandpass from DC to 3.15 GHz and the gain of 23.5 dB were added. Much improvement for only faint return light signals was recognized owing to a smallness of maximum input limit of the amplifiers. To improve the still lower sensitivity of the system for return

signal and to increase range precision from current 10 cm level to a few centimeters level, the testing of constant fraction discriminators (CFD-Tennelec TC453 and TC454) has been trying to use at the Simosato Hydrographic Observatory since early 1989.

The maintenance of the system has been made by the staff of the Simosato Hydrographic Observatory and also the staff of Hitachi Ltd. according to a contract with the observatory. The efforts above were made by both the staff and the author.

3. Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station (HTLRS)

(1) Mount and transmitting/receiving optical subsystems

A transportable laser ranging system of JHD named the Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station (HTLRS) was completed in late 1987 [Sasaki 1988a]. The mount of the system has a specific feature as shown in Figure II-3. The elevation axis control is fully on a bench in a horizontal plane which rotates around the azimuth axis.



Figure II — 3. Overview of the Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station (HTLRS). (in late 1987 at the yard of the Simosato.)

A large mirror measuring 50 cm x 35 cm is rotated around the elevation axis and is used both for reflecting the output laser beam from the Coudé path to a satellite and for reflecting the return signal from the satellite to a receiver telescope. The optical block diagram of the system is shown in Figure II-4. The output laser beam propagates going up through the Coudé path along the azimuth axis. The beam is reflected by a small azimuth control mirror and goes in a horizontal plane to the central part of the large mirror. The beam is also reflected by the large mirror toward a satellite. The diameter of the transmitting beam is around 10 cm. The return signal from the satellite comes to the whole part of the same large mirror and goes to a receiver telescope with 35 cm diameter set up at the other side

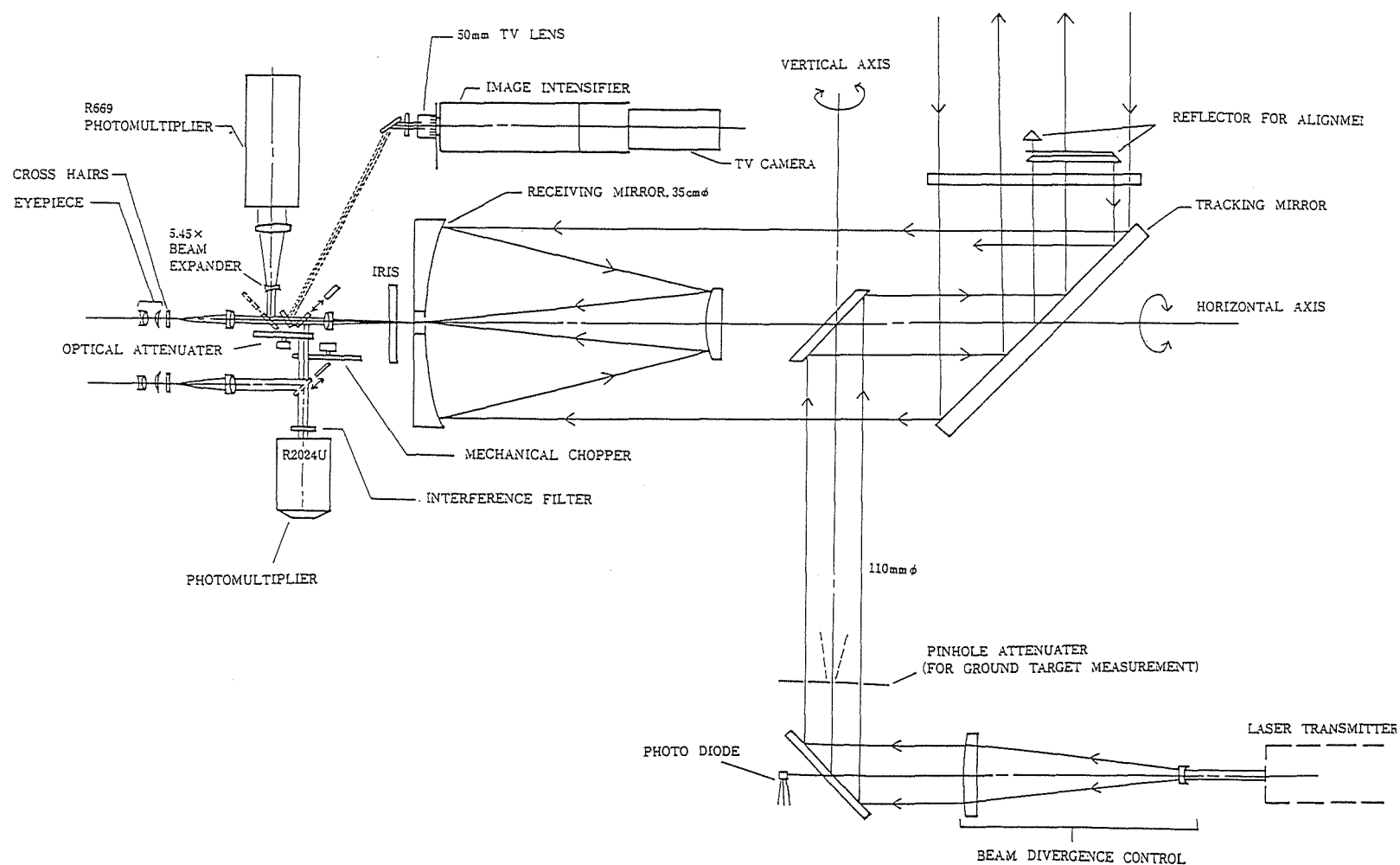


Figure II — 4. Block diagram of the transmitting and receiving optical subsystems of the HTLRS.

on the bench. The receiver telescope is originally an ordinary telescope with the diameter of 14 inches, Celestron (C-14), having improved holding part of the primary mirror.

The parallel beam to the optical axis of the telescope makes a point image at the focus, where a remote controlled iris limits the field of view with a range from 100 μ rad to 5 mrad. The light is splitted into two directions by using a dichroic mirror with 99.5% reflectivity for the wave length of 532 nm. The reflected green light is guided to a micro-channel-plate photo multiplier tube (MCP-PMT) through a remotely controlled optical attenuator with a range from 0 to 40 dB, a mechanical chopper to protect the PMT from the strong scattered transmitting laser light and an interference filter with 1.0 nm bandpass and 45 % transparency. This light is also led to an eyepiece. The path of the remaining splitted light without green spectrum is changable by some mirrors. In one case all the remaining light goes to a television guide having an image intensifier with a tracking capability of upto 6.5 star magnitude. In another case the light goes to a photo-multiplier tube to detect the timing of flickers of reflected solar light from the Japanese Geodetic Satellite, AJISAI.

(2) Laser subsystem and electronics

The laser is a frequency doubled and mode-locked Neodymium YAG (Nd:YAG) system and transmits laser pulses of 50 mJ energy each and 50-100 ps width with a repetition rate of 5 pps. The transmitter assembly consists of a pumping oscillator followed by a pulse slicer, one stage of a double-passing amplifier and an second-harmonic generator. The oscillator transmits a mode-locked pulse train which includes seven to nine pulses of 7.5 ns interval and the slicer selects one pulse from the pulse train. The selected narrow pulse is amplified by the double-passing amplifier. The diameter of the output laser beam is 7 mm and beam divergence is 0.6 mrad.

The start pulse is detected by a fast photodiode (Hamamatsu S-2381 with 200 ps risetime. The receiving electronics to detect the returned signal and to measure the flight time, consist of a MCP-PMT (Hamamatsu R2024U with gating function), two amplifiers (NEPA 1001AA with 50 MHz - 3 GHz bandpass and 20dB gain, each), a fast dual comparator (Plessey SP9687), a receiver control unit and a time interval counter with 20 ps resolution. The PMT has a gain of 5×10^5 and a risetime of 300 ps. The quantum efficiency of the PMT is 6 % at 532 nm of wavelength. The position and width of range gate are controlled within the range from 0.6 μ s to 0.1 s and from 200 ns to 30 ms, respectively.

The each axis of the mount is driven by a DC-torque motor, a tachometer and a 20 bits encoder. The pointing direction is controlled by a servo controller and an amplifier according to value of computer output at an I/O rate of 20 Hz. The tracking angular velocity for each axis is from sidereal to 13 deg/s. The estimate tracking accuracy is within 10 arcseconds.

Almost the same clock subsystem with that of the fixed SLR system including a Rubidium frequency standard, a Loran C receiver/transmitter is adopted. A Hitachi B16/FX (8087) microcomputer with a 5 inch - and a 3.5 inch-floppy disk drive is used for system control and ephemeris calculation. Another Hitachi B16/FX (8086) is used to record the timing of AJISAI flickers. The rising and falling timing of the AJISAI flickering of the brightness from 4.5 to 1.0 star magnitude can be detected by another PMT, and the timings are recorded independently of laser ranging. The each time of AJISAI flash is observed by a monitor lamp on the console panel with sound and the threshold level for timing can be adjusted by using the monitor functions.

(3) Other specifications and software

Meteorological equipments of a thermometer, a humidity meter, a pressure meter, a wind direction and speed meter are prepared and these are set up outside of the housing. Most part of the

system is housed in two air-conditioned shelters. The sizes of the shelters are 2.1 m x 2.3 m x 3.3 m for mount/optics/laser subsystems and 2.1 m x 2.3 m x 3.8 m for other control subsystems. The total weight is around 5 tons. The total system housed in the shelters can be transported by a transport plane. The system can be operated by using two power generators on two carts with capability of 20 kW in AC 200V and 50 Hz and 7.5 kW in 100V, 50Hz, respectively. The outline of the specifications of HTLRS are given in Table II-1. The HTLRS was manufactured by Hitachi Ltd. according to the precise specifications of JHD.

The computer programs similar to the fixed SLR system were made as ephemeris calculation, ranging operation, range calibration, preprocessing for obtained SLR data, star tracking and pointing error correction. However much improvements for easy procedure and use by using graphic display function were realized. Especially for tracking and preliminary signal data selection from a number of noises, some programs give good operability on the CRT screen using the joystick like some computer games.

4. Specifications of SLR Satellites

An important new era in satellite geodesy began in February 1975 with the launch of a French satellite in order to use entirely for laser ranging. In 1976 another satellite only for SLR was launched by NASA in an orbit of higher altitude. The specifications of these satellites and others are given in this section.

The French satellite was launched by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and named STARLETTE. This satellite was the first satellite specially designed to minimize the effects of non-gravitational forces and to obtain the highest possible accuracy for laser range measurements [Marsh *et al.* 1985]. The satellite has the aspect of a specularly reflecting sphere of diameter of 24 cm. It has a core which is largely uranium 238 covered by an aluminum alloy shell containing 60 corner cube reflectors. The mass of the satellite is 47.3 kg. The orbit has perigee and apogee heights of 810 km and 1105 km, respectively, and inclination of 49.8 degrees.

The NASA satellite named the *Laser Geodynamics Satellite* (LAGEOS) was launched in May 1976. The satellite is a sphere, 60 cm in diameter, having a mass of around 407 kg (See Figure II-5). The spherical aluminum outer portion of the satellite has a mass of 117 kg. Embedded within it are 422 corner cube reflectors made of fused silica and four reflectors made of germanium. A cylindrical brass inner core of the satellite is 27.5 cm long and 31.8 cm in diameter and has a mass of 175 kg. LAGEOS was launched into a nearly circular orbit at altitude of 5900 km to reduce the effects of atmospheric drag and uncertainties in the orbit due to unmodeled short-wavelength gravity signals. Its spherical shape and high density minimize the sensitivity of the orbit to radiation pressure [Cohen and Smith 1985].

The Japanese Geodetic Satellite, AJISAI, was launched in August 1986 by the National Space Development Agency (NASDA) of Japan. The functions of AJISAI are 1) to reflect input laser light back toward the ground for precise ranging and 2) to reflect solar light to determine the direction to the satellite from an observation site [Sasaki 1986a]. The satellite is a hollow sphere, 2.15 m diameter, and weighs 685 kg (Figure II-6). The surface is covered with corner cube reflectors and separate solar light reflectors. The launch orbit is circular with an inclination of 50 degrees and altitude of 1500 km [Sasaki 1986b]. The center of mass correction of AJISAI which is necessary to process and to analyze AJISAI SLR data, is given as 1010 ± 13 mm by a simulation calculation [Sasaki and Hashimoto 1987]. The major specifications of these three SLR satellites are tabulated in Tables II-2, II-3 and II-4.

Table II — 1. Specifications of the Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station(HTLRS)

Subsystem	Specification
Laser	
Oscillator	mode-locked Nd:YAG with an amplifier
Wavelength	532 nm
Output energy	50 mJ
Pulse width	50 - 100 ps
Repetition rate	5 pps
Mount	
Configuration	elevation over azimuth / Coude path
Angular resolution	20 bits(1.2 arcsec)
Tracking control	computer / TV guide
Tracking rate	from sidereal to 13 deg per second
Tracking accuracy	less than 10 arcsec
Transmitter/receiver	
Type	a common flat plate for elevation control
Telescope	Galilean for transmitter and Coude for receiver
Diameter	10 cm for transmitter and 35 cm for receiver
Beam divergence	80 μ rad - 2 mrad
Field of view	0.1 - 5 mrad
Spectral filter	1.0 and 3.0 bandpass(changeable)
Optical attenuator	0 - 40 dB
Electronics	
Start pulse detector	photo diode with 200 ps rise time
Receiving detector	Micro-Channel-Plate PMT with 300 ps rise time
Discriminator	fast dual comparator
Flight time counter	20 ps resolution
Gate range	0.6 μ s - 0.1 s shift with 200 ns - 30 ms width
Control	
Mount control	DC servo using torque motor/tachmeter/encoder
Data flow rate	20 Hz with computer and servo system
Clock	
Frequency standard	a Rubidium oscillator with 2×10^{-11} rate
Comparison	multi-Loran C wave
Computer	
CPU	two 16 bits micro computer
Peripherals	a hard disk, a 5 inch- and two 3.5 inch-floppy disks, printer/recorder, two CRTs and a modem
Ajisai flash timing recorder	
Detection	rise/fall time measurements by using a PMT
Meteorological sensors	
Functions	temperature, humidity, pressure wind speed and wind direction
Shelters	
Size	2.1 m x 2.3 m x 3.5 m and 2.1 m x 2.3 m x 3.8 m
Weight	5 tons for two shelters including contents
Air condition	two air conditioners for cooling and heating
Power generator	
Output power	20 kw for AC 200 V and 7.5 kw for AC 100 V
Oil consuming	9 liters per hour for two generators

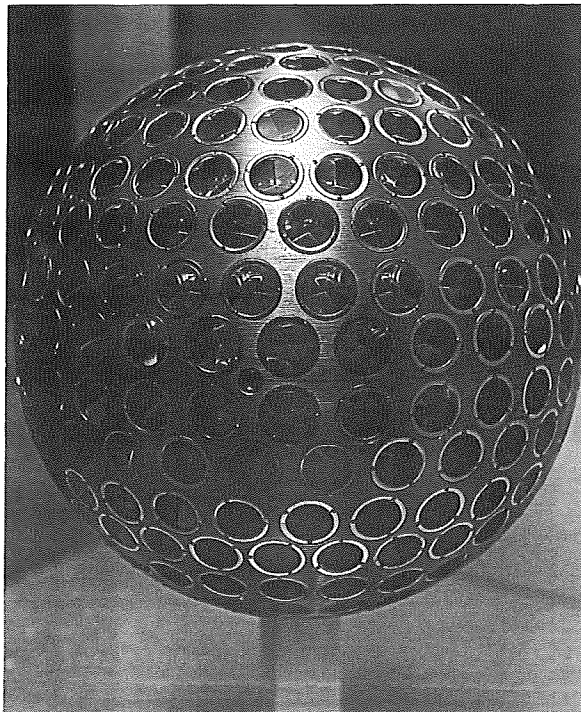


Figure II — 5. Laser Geodynamics
Satellite(LAGEOS).
(60cm of diameter and 5900km of orbital height).



Figure II — 6. Japanese Geodetic Satellite, AJISAI.
(215cm of diameter and 1500km of orbital height).

Table II—2. Major specifications of STARLETTE

Configuration	An alminum alloy shell with inner core of uranium 238		
Diameter	24 cm		
Weight	47.3 kg		
Laser reflector	60 CCRs		
Orbit	Perigee height	:	810 km
	Apogee height	:	1105 km
	Inclination	:	49.8 deg
Launch	Feb. 1975		

Table II—3. Major specifications of LAGEOS

Configuration	Spherical alminum outer portion with cylindrical brass inner core		
Diameter	60 cm		
Weight	407 kg		
Laser reflector	422 fused silica CCRs and 4 germanium CCRs		
Orgit	Perigee height	:	5858 km
	Apogee heght	:	5958 km
	Inclination	:	109.8 deg
Launch	May 1976		

Table II—4. Major specifications of AJISAI

Configuration	Spherical alminum outer portion with cylindrical brass inner core		
Configuration	Polyhedron inscribed in a sphere		
Diameter	215 cm		
Weight	685 kg		
Laser reflector	Number of reflectors : 120 sets, 1436 CCR's		
	Effective area : 91.2 cm ²		
Solar light reflection	Number of mirrors : 318 pieces		
	Curvature of mirrors : 8.4—9.0 m		
	Reflectivity efficiency : 0.85		
	Brightness : approx. 1.5—3.5 star mag.		
	Duration of a flicker : approx. 5 ms		
Spin rate	Rate of flickers : approx. 2 Hz		
	40 rpm		
	Altitude : 1500 km		
Launch orbit	Inclination : 50 deg.		
	Eccentricity : 0.000		
Launch	August 1986		

Table II—5. Geodetic positions of the reference point of the fixed SLR system and the fiducial stone marker at Simosato (Tokyo Datum).

[after Takemura 1983]

Location	Site ID	Coordinates (Tokyo Datum)
Cross point of Az. and El. axes, the SLR system at Simosato Hydrogr. Obs.	International	33° 34' 27".496N
	7838	135 56 23.537E
	Domestic SHO—L	62.44 m
Cross line, the fiducial stone marker at Simosato Hydrogr. Obs.	Domestic	33° 34' 28".078N
	SHO—HO	135 56 23.236E 58.36 m

In addition to these SLR satellites, BEACON-C had been observed till mid-1986 in the world-wide satellite laser tracking stations. This satellite, launched by NASA in 1965, was a complexed satellite for radiowave and laser ranging. The altitude of its orbit was 1150 km.

5. Observations Made by the Fixed SLR System at the Simosato Hydrographic Observatory

(1) Operation

The installation of the fixed SLR system was started in early February 1982 at the Simosato Hydrographic Observatory. The mount and laser subsystem were placed on a large concrete pier extended over the observation room and the control room. A fiducial stone marker as a reference point and three ground targets for range calibration were set up around the observatory. The distances to three targets from the intersecting point of the axes of elevation and azimuth (the reference point of the system) are 1414.70 m, 1442.37 m and 2359.27 m, respectively. The geodetic positions of the intersection of the azimuth and elevation axes of the SLR system and the cross point of the stone marker, based on nearby reference triangulation stations [Takemura 1983] are given in Table II-5.

The test observation was started just after completion of installation and the first return was obtained soon after the start of observation from STARLETTE on March 8, 1982. The rangings to BEACON-C (BE-C) and LAGEOS were attained within four days after that [Sasaki 1982]. The routine ranging observation was started in April 1982. The target satellites were LAGEOS, STARLETTE and BE-C. The orbital elements of these satellites were supplied for around a year by, at first, Smithsonian Astrophysical Observatory (SAO) and by Goddard Space Flight Center (GSFC) of NASA later.

The observation schedule is made by selecting passes of more than 30 degrees of maximum elevation for daytime and night passes of LAGEOS, and more than 40 degrees of maximum elevation for daytime passes and more than 45 degrees for night passes of other satellites. The precise predictions for observable satellite paths are computed by using the mini-computer of the SLR system and stored on the disk. The atmospheric temperature, pressure and relative humidity are measured just before and after each tracking.

The tracking is carried out for elevation above 20 degrees. The operation is made by at least two persons, one is a console operator in the control room and the other is sky watcher standing near the mount on the top of the building. Sometimes one more operator for laser status control is added in

the control room.

The along-track manual search of a target satellite by using offset value change of prediction time of the current tracking satellite and joystic corrections for azimuth and elevation can be added to the current computer control from console in real time. The measured range (Observed) minus predicted range (Calculated), (O-C), range gate position and width, pointing azimuth and elevation and joystic corrections are also displayed on the CRT screen in real time. The divergence of laser transmission, field of view, start and stop thresholds and receiver attenuation can be remotely controlled by the operator. The transmitted time of laser pulse, measured range, O-C, pointing direction and functions above are recorded on a magnetic tape at every laser transmitting time.

A narrow-band optical filter and suitably selected tracking functions enable daytime observation. The capability largely depends on the condition of transparency of the sky. Usually the beam divergence for observation of LAGEOS, STARLETTE and BE-C are controlled within 0.1-0.2, 0.3-0.7 and 0.4-1.0 milliradians, respectively. The field of view at daytime observation is set to less than 0.3 milliradians to protect the PMT [Sasaki *et al.* 1984].

From just after the launch of AJISAI at early morning on August 13, 1986 (JST) the tracking of AJISAI was started at the Simosato Hydrographic Observatory.

The status of ranging observation at the observatory in 1988 with change of the status from 1982 are listed in Table II-6. The rates of return signals per transmitted shots and the mean numbers of return signals per a successive pass and mean range precision are given in Tables II-7 and II-8, respectively.

(2) Calibration

Several calibrations are applied to obtain range data properly. The beam divergence is calibrated by illuminating the laser beam on a screen placed some 1 km ahead. The alignment of mirrors in the Coudé path for output laser beam is often regulated by using a lateral transfer prism attached on the top of the transmitter telescope which leads the beam to a bore sight scope. The star-tracking is used for the calibration of pointing direction of the mount and for the collimation of the transmitter telescope, receiver telescope, bore sight scope, the telescope for AJISAI flicker timing and the laser beam. The characteristic errors in the both axes caused by each eccentricity between the center of the encoder and the axis of rotation are obtained in this process. The pointing corrections and the effect of atmospheric refraction are added to the satellite ephemeris file for tracking.

The clock of the system is always monitored by receiving several Loran C waves of the Northwest Pacific Chain. The calibration of the Loran C monitor was made by the comparison with a portable clock traveled from the Tokyo Astronomical Observatory [Ono 1983]. Recently a GPS receiver for time comparison is also used for current time comparison.

To obtain a systematic range correction of the SLR system at a moment, the ground target ranging is carried out. In order to evaluate the system delay included in the electronic circuits the true distance and the atmospheric effect for ground target ranging are necessary. The atmospheric effect is estimated by applying the measured values of the atmospheric temperature, pressure and relative humidity to a formula given by Abshire [1980] as follows :

The group velocity of light in the air is given by

$$v = c (1 + 10^{-6} N)^{-1},$$

were

Table II — 6. Status of ranging observation at Simosato 1982—1988

():daytime observation

satellite	operated pass number in 1988	successful pass number in 1988	ratio of successful- per operated passes (%)						
			1988	1987	1986	1985	1984	1983	1982
LAGEOS	167(44)	102(2)	61(5)	78(54)	72(34)	77(57)	54(34)	36(22)	28(18)
AJISAI	311(103)	271(82)	87(80)	86(87)	93(96)	---	---	---	---
STARLETTE	111(48)	78(37)	70(77)	63(63)	84(84)	82(81)	64(57)	54(49)	42(5)
BEACON-C	---	---	---	---	67(63)	77(74)	59(56)	62(50)	40(32)

Table II — 7. Ratio of return signals per transmitted shots

(1988)

satellite	return signal (a)	transmitted (b)	ratio (%) (a)/(b)
LAGEOS	40,718	1,048,200	3.9
AJISAI	142,152	838,000	17.0
STARLETTE	14,850	168,100	8.8

Table II — 8. Mean number of return signals in a successful pass and range precision

satellite	number of mean return signal							precision(cm)
	1988	1987	1986	1985	1984	1983	1982	1986
LAGEOS	399	440	658	815	418	221	221	9.5
AJISAI	525	616	822	--	--	--	--	9.3
STARLETTE	190	240	275	359	320	268	94	10.3
BEACON-C	--	--	274	440	374	454	175	10.3

$$N = 80.343 \left(0.9650 + \frac{0.0164}{\lambda^2} + \frac{0.00028}{\lambda^4} \right) \frac{P}{T} - 11.3 \frac{e}{T},$$

$$e = 6.11 \frac{Rh}{100} 10^{7.5(T-273.15)/(237.3+(T-273.15))},$$

c : the vacuum speed of light,

P : atmospheric pressure (in millibars),

T : atmospheric temperature (in degrees Kelvin),

Rh : relative humidity (%),

λ : wavelength of the light (in microns).

The range precision of ground target ranging is a few centimeters level and variation of mean range to the ground target is changed in 10 cm level at maximum according to the change of intensity of output laser and returned signal. Some testings indicate that the variation of range mainly depends on the change of pulse height emitted from PMT and start and stop threshold levels of the discriminator used.

(3) Data preprocessing

The range data to a satellite include some false ranges caused by optical noises especially in the case of daytime observation. Such false data are manually rejected consulting a graph of range residuals to prediction ranges on a CRT screen at first. Next, to remove the atmospheric effect from raw range data for filtering process by curve fitting to the range residuals, an atmospheric range correction is applied to range data by using Marini-Murray formula [1973] given as follows :

The range correction to add to the measured range is

$$dR = -\frac{g(\lambda)}{f(\phi, H)} \frac{A+B}{\sin E + \frac{B/(A+B)}{\sin E + 0.01}},$$

where

$$g(\lambda) = 0.9650 + \frac{0.0164}{\lambda^2} + \frac{0.000228}{\lambda^4},$$

$$f(\phi, H) = 1 - 0.0026 \cos 2\phi - 0.00031H,$$

$$A = 0.002357P + 0.000141e,$$

$$B = (1.084 \times 10^{-8}) PTK + (4.734 \times 10^{-8}) \frac{P^2}{T} \frac{2}{(3 - 1/K)},$$

$$K = 1.163 - 0.00968 \cos 2\phi - 0.00104T + 0.00001435P,$$

$$e = 6.11 \frac{Rh}{100} 10^{7.5(T-273.15)/((237.3+(T-273.15)))},$$

dR : range correction (in meters),

E : true elevation of satellite,

P : atmospheric pressure at the site (in millibars),

T : atmospheric temperature at the site (in degrees Kelvin),

Rh : relative humidity at the site (in %),

λ : wavelength of the laser (in microns),

ϕ : latitude of the site,

H : altitude of the site (in kilometers).

Polynomials of 1st to 9th order in time expansion are used in the on-site minicomputer for the filtering of noise signal. Waving residuals sometimes appear owing to inaccurate orbital elements used for prediction or owing to the low order of the polynomials. In some cases, the residuals are separated into two or three groups with some one meter difference. Such results may be caused by multi-pulses

of output laser light. The range data whose residuals are larger than three times of the root mean square are rejected as bad data.

Because of insufficient memory of the on-site computer, the maximum order of data fitting is limited within 9th order. However data processing experience gives us that around 25th order polynomials are necessary for a lower satellite at maximum. In order to obtain more accurate range precision a larger computer at the Headquarters of JHD is used for similar polynomial fitting but applicable to higher order. As the example of mean range precision calculated at the JHD Headquarters, range precisions for the data obtained at Simosato in 1987 are 10.0 cm for LAGEOS, 11.5 cm for STARLETTE and 9.5 cm for AJISAI [Kanazawa *et al.* 1989].

A part of range data obtained, named quick-look (QL) data, is sent soon after the preprocessing to the Goddard Laser Network at GSFC through telex or GE MARK III communication line. The LAGEOS QL data are transferred to the Center for Space Research at the University of Texas at Austin and are used for estimation of the earth rotation parameters as the IERS activity. The full rate data on magnetic tapes are also sent to GSFC. The data are stored in the Crustal Dynamics Database and are used to detect plate motions and crustal movements. The range data of all the SLR stations are also delivered to each SLR station.

6. Observations Made by the HTLRS

(1) Test and collocation at Simosato

The Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station (HTLRS) was installed on a concrete base prepared at the front yard of the Simosato Hydrographic Observatory in September 1987. The positions of the center of the reference marker on the center of the concrete base almost just under the station, the brass marker on the east side of the base and the intersection of the azimuth and elevation axes of the HTLRS at the moment of December 1987 were measured based on the nearby fiducial stone marker and the brass marker on the roof of the office. The locations referred to the Tokyo Datum are (33° 34' 26".2895N, 135° 56' 23".5855E, 57.587 m H) [Sasaki 1988a], (33° 34' 26".296N, 135° 56' 23".655, 57.59 m H) and (33° 34' 26".290N, 135° 56' 23".586E, 59.52 m H) [Sengoku 1989]. Two ground targets were prepared for range calibration. An example of the precision of ranging to the ground target installed 2.3 km ahead is 2.4 cm (rms) for 188 return signals (Figure II-7). The range test to satellites was started after installation of the HTLRS and return signals from AJISAI, LAGEOS, and STARLETTE were obtained. The mean range precision was 3-5 cm level. An example of the range residuals of LAGEOS to raw range minus range fitted by polynomials is given in Figure II-8.

After finalizing total tuning up of the HTLRS, the first collocation observation of the station with the fixed SLR system at the Simosato Hydrographic Observatory was made from December 13 to December 18, 1987 and the SLR data of six passes of LAGEOS and three passes of AJISAI were obtained. According to an analysis of Sengoku [1989], who used both geometrical method using polynomial fitting and dynamical method using the orbital processor/analyzer, HYDRANGEA, developed by the author, the resultant systematic range difference between the fixed SLR system and the HTLRS was 1.1 cm and the range data of the fixed SLR system is larger than those of the HTLRS. He says more data are necessary for precise analysis.

(2) Operations at isolated islands

After the collocation, the HTLRS was shipped to Titi Sima island of Ogasawara (Bonnin) Islands, in early January 1988. The HTLRS was installed at a yard of a facility of the Nippon Telephone

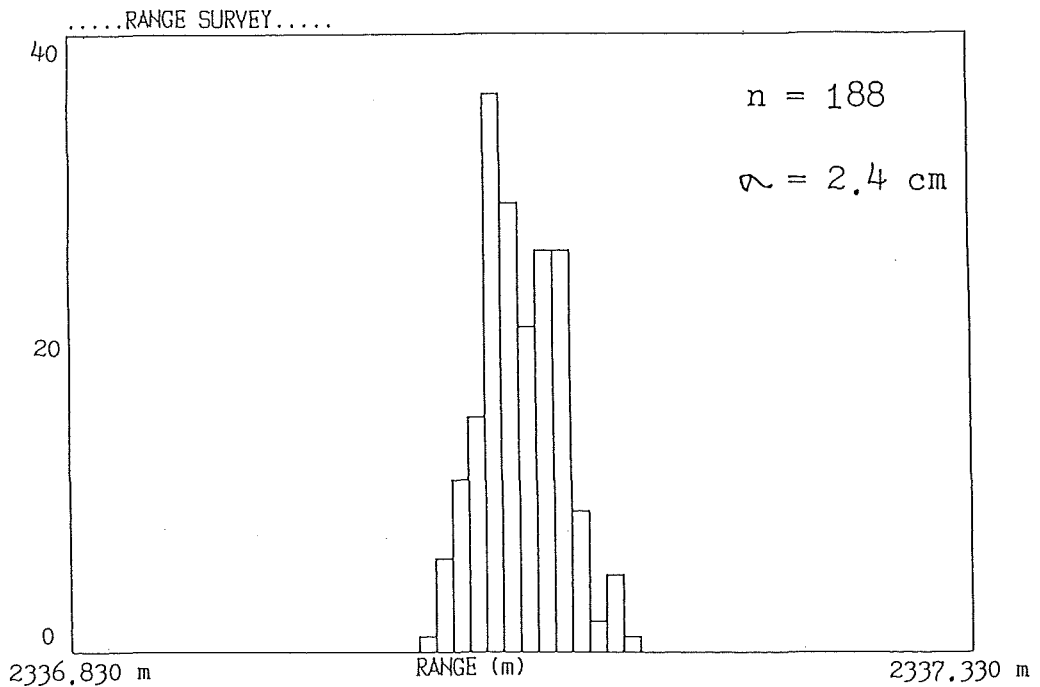


Figure II — 7. A histogram of ground target ranging made by the HTLRS.

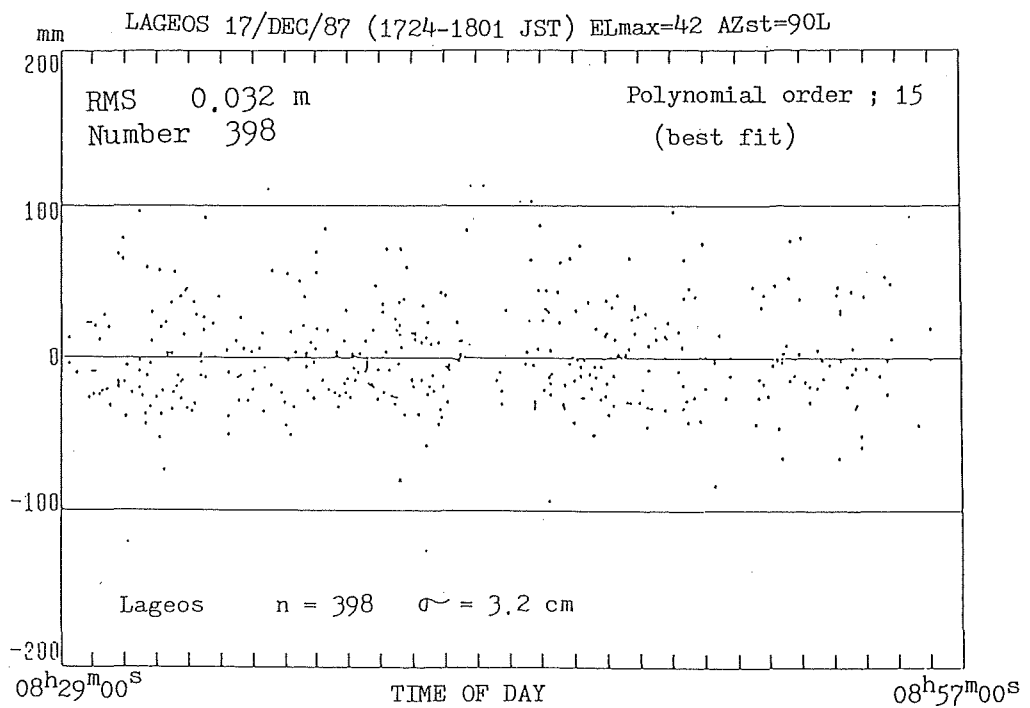


Figure II — 8. An example of LAGEOS SLR data residuals after polynomial fitting(HTLRS).

Table II—9. Range data obtained in the first field work of HTLRS at Titi Sima
(Jan. —Mar. 1988)

satellites	Titi—sima (HTLRS)		Simosato (fixed—SLR system)	
	passes	shots	passes	shots
AJISAI	38	19,700	94	36,400
LAGEOS	11	5,500	22	1,500
STARLETTE	4	600	22	2,900
mean precision	3.6 cm		9 cm	

Table II—10. Range data obtained at the second field work of HTLRS at Isigaki Sima
(Jul. —Sep. 1988)

satellite	Isigaki—sima (HTLRS)		Simosato (fixed—SLR system)	
	passes	shots	passes	shots
AJISAI	28	17,400	36	21,800
LAGEOS	22	15,700	16	6,000
STARLETTE	2	500	9	1,900
mean precision	4 cm		10 cm	

Table II—11. SLR data acquisition table
Hydrographic Department 1982—1988

Simosato fixed SLR station (passes/shots)				
	LAGEOS	AJISAI	STARLETTE	BEACON—C
1982	47/11,000	—	36/4,700	59/11,900
1983	137/29,900	—	116/29,400	199/92,200
1984	223/93,300	—	118/37,800	150/56,100
1985	297/242,200	—	108/38,900	155/68,300
1986	224/147,500	169/139,000	92/25,300	56/15,400
1987	162/71,300	277/170,700	77/18,500	—
1988	102/40,700	271/142,000	78/14,900	—
Transportable SLR station (passes/shots)				
	LAGEOS	AJISAI	STARLETTE	
1988 Titi—sima isl.		11/5,500	38/19,700	4/600
1988 Isigaki—sima isl.		22/15,700	28/17,400	2/500
1989 Minamitori—sima isl.		31/12,800	46/16,400	0/0

and Telegram (NTT) company near Yoake-yama mountain. The observation was continued from mid-January to mid-March and range data of 19,700 shots in 38 passes of AJISAI, 5,500 shots in 11 passes of LAGEOS and 600 shots in 4 passes of STARLETTE were obtained at the temporary station. The mean range precision of these data is 3.6 cm. These numbers and the SLR data obtained by the fixed SLR system at the Simosato in the same duration are given in Table II-9. After the HTLRS was returned to Simosato from the island and was tuned up again at Simosato, the collocation observation was made there again. In late-July 1988, the HTLRS was shipped to Isigaki Sima (island) in the Nansei Islands and SLR observation was made till late-September 1988. The data obtained are shown in Table II-10.

In early January 1989, the HTLRS was transported with four crews to Minamitori Sima (Marcus) island by two transport air planes and all the transportation, installation and observation was completed well by mid-March 1989. The total range data obtained at Simosato from 1982 to 1988 and obtained by the three field works at the isolated islands are given in Table II-11.

The method and procedure of data preprocessing of the HTLRS are almost the same for the case of the fixed SLR system. The similar process to make SLR data file in floppy base is made by using the on-site microcomputer.

III. DEVELOPMENT OF AN ORBITAL PROCESSOR/ANALYZER

1. Algorithm of Data Processing and Analysis

To process and analyze SLR data, several orbital processors were developed as, e.g. UTOPIA [McMillan 1983], GEODYN [Martin *et al.* 1976] or KOSMOS [Murata 1978]. Early versions of these processors had no new astro-geodetic constants and dynamical models, e.g. IAU (1976) System of Astronomical Constants [JHD 1984] and the first draft of the MERIT STANDARDS [Melbourne *et al.* 1980] in the days of 1980. So, the author started to make an orbital processor/analyzer in early 1981 [Sasaki 1981] based on a linear estimation theory [Tapley 1973] with the new constants and dynamical models to estimate satellite orbits, station coordinates and geophysical parameters. The processor/analyzer has been revised several times [Sasaki 1984a; Sasaki 1984b; Sasaki 1988b] after that to obtain more geophysical parameters and precise results. A set of station coordinates, named JHDSC-1 later in e.g. the Japanese Ephemeris for 1988, were obtained [Sasaki 1984b]. Though the precision (range residuals) of early versions of this orbital processor was 40 to 50 cm level, recent precision reaches 5 cm level.

In this chapter, the algorithm for estimation of a satellite orbit and geophysical parameters is summarized.

(1) Basic relation

The equations of motion of a satellite around the earth expressed in an inertial and non-rotating coordinate system are given by two first order differential equations as

$$\dot{\mathbf{r}} = \mathbf{v}, \quad \dot{\mathbf{v}} = -\mu \frac{\mathbf{r}}{r^3} + \mathbf{R}(\mathbf{r}, \mathbf{v}, \boldsymbol{\alpha}, t) \quad (1)$$

where $\mathbf{r}$: position vector of the satellite, $\mathbf{v}$: velocity vector, μ : geocentric constant of gravitation ($= GM$), $\mathbf{R}$: perturbation acceleration which is a function of $\mathbf{r}$, $\mathbf{v}$, a set of model parameters $\boldsymbol{\alpha}$ and time t . If the unmodeled error can be ignored, $\mathbf{R}$ can be expressed explicitly. When some constant

parameters as constant part of station coordinates, earth rotation parameters, GM , earth gravity coefficients and so on whose values should be estimated in the estimation procedure are denoted by a vector β , the equation of motion is given as

$$\dot{\beta} = 0. \quad (2)$$

Equations (1) and (2) can be rewritten as following using an n -dimensional state vector X , which denotes all the unknown parameters of number of n to be estimated as the position and velocity of the satellite and geophysical parameters:

$$\dot{X} = F(X, t), \quad \text{initially } X(t_0) = X_0. \quad (3)$$

Usually the state vector is related to observed values non-linearly. The observations are also influenced by random observation errors. In order to estimate the state vector, observations are made. If observations of m -kinds are made at an instant of time, t_i , the m -dimensional i -th vector of observation values, Y_i , is expressed with an error vector, ε_i , as

$$Y_i = G(X_i, t_i) + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, \ell, \quad (4)$$

where $G(X_i, t_i)$ is a m -vector of a non-linear function relating the state and the observation.

(2) Linearization

To estimate the state of a non-linear dynamical system the linearization is one of the most effective method. In such a linearization method it is necessary to find a good approximation and to consider errors due to the linearization assumption.

If the difference between (true) $X(t)$ and a reference trajectory (approximation) $X^*(t)$ is sufficiently small in the duration $t_0 < t < t_{max}$, equations (3) and (4) can be expanded around the reference trajectory as

$$\begin{aligned} \dot{X} &= \dot{X}^* + [\partial F / \partial X]^* (X - X^*) + \dots, \\ Y_i &= G(X_i^*, t_i) + [\partial G / \partial X]_i^* (X_i - X_i^*) + \dots + \varepsilon_i. \end{aligned} \quad (5)$$

If the terms of $(X - X^*)^2$ are neglected and the definitions

$$\begin{aligned} x(t) &= X(t) - X^*(t), \quad A(t) = [\partial F / \partial X]^*, \\ y_i &= Y_i - G(X_i^*, t_i), \quad \tilde{H}_i(t_i) = [\partial G / \partial X]_i^*, \end{aligned} \quad (6)$$

are used, equations (3) and (4) can be rewritten as

$$\dot{x} = A(t)x, \quad \text{initially } x(t_0) = x_0, \quad t_0 < t < t_{max} \quad (7)$$

and

$$y_i = \tilde{H}_i(t_i)x_i + \varepsilon_i, \quad i = 1, 2, \dots, \ell. \quad (8)$$

If a state transition matrix, $\Phi(t_i, t_k)$, is introduced into the linear estimation theory, the equation

$$x_i = \Phi(t_i, t_0)x_0 \quad (9)$$

is the solution of equation (7), and equation (8) becomes

$$y_i = \tilde{H}_i(t_i)\Phi(t_i, t_0)x_0 + \varepsilon_i. \quad (10)$$

The state transition matrix satisfies the following relations [e.g. Liebelt 1967] :

$$\begin{aligned} \text{a) } \Phi(t_i, t_k) &= \frac{\partial x(t_i)}{\partial x(t_k)}, \\ \text{b) } \Phi(t_i, t_i) &= I = \Phi(t_k, t_k), \\ \text{c) } \Phi(t_i, t_k) &= \Phi(t_i, t_j)\Phi(t_j, t_k), \\ \text{d) } \Phi(t_i, t_k) &= \Phi^{-1}(t_k, t_i), \\ \text{e) } \dot{\Phi}(t, t_k) &= A(t)\Phi(t, t_k), \end{aligned} \quad (11)$$

If definitions,

$$y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_l \end{bmatrix}, \quad H = \begin{bmatrix} \tilde{H}_1 \Phi(t_1, t_0) \\ \tilde{H}_2 \Phi(t_2, t_0) \\ \vdots \\ \tilde{H}_l \Phi(t_l, t_0) \end{bmatrix}, \quad \varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_l \end{bmatrix},$$

are used, all the observation equations can be expressed as

$$y = Hx_0 + \varepsilon. \quad (12)$$

(3) Minimum variance estimate

To solve n -unknowns, x_0 , and $(l \times m)$ -unknowns, ε , from $(l \times m)$ -observations, y , in equation (12), is the proposition of this problem. As the number of unknowns is greater than the number of observations, some constraint condition is necessary. In this estimation, to minimize the diagonal elements of the covariance matrix,

$$P = E[(\hat{x} - E[\hat{x}])(\hat{x} - E[\hat{x}])^T], \quad (13)$$

is adopted as the constraint condition, where E means to take expecting value and $\hat{x}$ denotes the solution of this static process. It is assumed that the observation error ε_i satisfies the a priori statistics as

$$E[\varepsilon_i] = 0, \quad E[\varepsilon_i \varepsilon_j^T] = R_i \delta_{ij}, \quad (14)$$

where δ_{ij} is the Kronecker delta and R_i is an element of a positive definit matrix, R . R can be given depending on the characteristics of error structure. If the diagonal elements of the expectation value of $\varepsilon_i \varepsilon_j^T$, R_i , can be given by the standard deviation associated with the i -th observation, namely, $R_i = \sigma_i^2$, the following procedure reduces to the least square method.

As the solution of equations (7), (9) and (12), the best linear unbiased minimum variance estimate, $\hat{x}_0$, of state x_0 is obtained by satisfying the conditions described above, namely :

- a) linearity expressed as $x = My$,
- b) unbiased $E[\hat{x}] = x$,
- c) minimum variance $\partial P_{ii} / \partial x = 0$.

The expression of the solution is given [e.g. Liebelt 1967] as

$$\hat{x}_0 = (H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} y. \quad (15)$$

The solution $\hat{x}_0$ is best estimate for unknown x at initial time $t = t_0$.

The best estimate $\hat{x}_0$ of x at $t = t_0$ obtained from the observations $y_1, y_2, \dots, y_l$ at $t = t_1, t_2, \dots, t_l$ is also expressed as

$$\hat{x}_0 = E[x_0 | y_1, y_2, \dots, y_l]. \quad (16)$$

The expression of the covariance matrix of x_0 is rewritten using equations (13), (12) and (14) as

$$\begin{aligned} P_0 &= E[(\hat{x}_0 - x_0)(\hat{x}_0 - x_0)^T] \\ &= E[(H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (Hx_0 + \varepsilon) - x_0] [(H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (Hx_0 + \varepsilon) - x_0]^T \\ &= ((H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1}) E[\varepsilon \varepsilon^T] ((H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1})^T \\ &= (H^T R^{-1} H)^{-1}, \end{aligned} \quad (17)$$

namely

$$\hat{x}_0 = P_0 H^T R^{-1} y. \quad (18)$$

Next, let us consider as follows ; after we obtained the initial values for unknowns like above, if we observe one more observation, what kind of new result can be obtained?

So, we add one observation, Y_{t+1} for the time, $t_{t+1} > t$ as,

$$y_{t+1} = \tilde{H}_{t+1}(t_{t+1}) x_{t+1} + \varepsilon_{t+1}. \quad (19)$$

Using similar relation with equation (9), equation (19) can be written as

$$y_{t+1} = \tilde{H}_{t+1}(t_{t+1}) \Phi(t_{t+1}, t_0) x_0 + \varepsilon_{t+1},$$

or using new definition, $H_{t+1} = \tilde{H}_{t+1} \Phi(t_{t+1}, t_0)$,

$$y_{t+1} = H_{t+1}x_0 + \varepsilon_{t+1}.$$

If we write this equation in matrix form using equation (12) of old observation set, the new expression for all the observations is

$$\begin{bmatrix} \dots \\ y_{t+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \dots \\ H_{t+1} \end{bmatrix} x_0 + \begin{bmatrix} \dots \\ \varepsilon_{t+1} \end{bmatrix}. \quad (20)$$

If we write equation (20) with primes as $y' = H'x'_0 + \varepsilon'$, the solution and the new best estimate of x_0 can be expressed similarly to equation (15) using definition $r_{t+1} = E[\varepsilon_{t+1}, \varepsilon_{t+1}^T]$ as

$$\begin{aligned} \hat{x}'_0 &= (H'^T R'^{-1} H')^{-1} H'^T R'^{-1} y' \\ &= \{ (H^T | H_{t+1}^T) \begin{pmatrix} R^{-1} & \dots \\ O & r_{t+1}^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \dots \\ H_{t+1} \end{pmatrix} \}^{-1} (H^T | H_{t+1}^T) \begin{pmatrix} R^{-1} & \dots \\ O & r_{t+1}^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \dots \\ y_{t+1} \end{pmatrix} \\ &= (H^T R^{-1} H + H_{t+1}^T r_{t+1}^{-1} H_{t+1})^{-1} (H^T R^{-1} y + H_{t+1}^T r_{t+1}^{-1} y_{t+1}) \\ &= (H_{t+1}^T r_{t+1}^{-1} H_{t+1} + P_0^{-1})^{-1} (H_{t+1}^T r_{t+1}^{-1} y_{t+1} + P_0^{-1} \hat{x}_0). \end{aligned} \quad (21)$$

If equation (15) is used for computation of the best estimate at an initial time of t_0 , $\hat{x}_0$ can be obtained through one inverting process of an $n \times n$ matrix. However if equation (21) is used for estimation $\hat{x}_0$, sequential procedure to make P_0^{-1} and $P_0^{-1} \hat{x}_0$ and to add one more observation can be realized.

The solution given by equation (15) or (21) will agree with the weighted least square solution if the weighting matrix, W , equals to the inverse of observation noise covariance matrix, R , namely, $W = R^{-1}$. Actually the precision of range data or weight for each observation can not be clear and usually we can use mean (root mean square) values of the range residuals for the case of final convergence. In such a case the diagonal elements of the covariance matrix, P , reduce to close values of true standard deviation (variance) of each unknown parameter.

It has been considered to estimate the unknowns at an initial instant of time $t = t_0$. However we can estimate a status at some time, $t = t_k > t_0$, just after the end of the last observation, y_{t_0} , in subsequent, observations, $y_1, y_2, \dots, y_l$. In this case we can use x_k at $t = t_k > t_0$ instead of x_0 at $t = t_0 < t_l$ through the procedure after equation (9). Namely,

$$\begin{aligned} x_i &= \Phi(t_i, t_k) x_k, \\ H &= \begin{bmatrix} \tilde{H}_1 \Phi(t_1, t_k) \\ \tilde{H}_2 \Phi(t_2, t_k) \\ \vdots \\ \tilde{H}_l \Phi(t_l, t_k) \end{bmatrix} \\ P_k &= (H^T R^{-1} H)^{-1} \end{aligned}$$

and

$$\hat{x}_k = P_k H^T R^{-1} y. \quad (22)$$

If $\bar{x}_k$ denotes a future prediction of x at $t = t_k$,

$$\bar{x}_k = E[x_k | y_1, y_2, \dots, y_l].$$

The similar relation of equation (9) to the best estimate x_j at a past time $t = t_j < t_k$ follows that

$$E[x_k | y_1, y_2, \dots, y_l] = \Phi(t_k, t_j) E[x_j | y_1, y_2, \dots, y_l],$$

and the prediction $\bar{x}_k$ of x at $t = t_k$ is given by the equation,

$$\bar{x}_k = \Phi(t_k, t_j) \bar{x}_j, \quad (23)$$

or for the case to estimate x at the initial time, t_0 , from the estimated x_k at $t = t_k > t_0$ using equation (22),

$$\begin{aligned} \bar{x}_0 &= \Phi(t_0, t_k) \hat{x}_k \\ &= \Phi^{-1}(t_k, t_0) \hat{x}_k. \end{aligned} \quad (24)$$

If a future prediction of the covariance matrix at $t = t_k$ is defined by

$$\bar{P}_k = E[(x_k - \bar{x}_k)(x_k - \bar{x}_k)^T | y_1, y_2, \dots, y_l], \quad (25)$$

this equation can be rewritten as followings using a determined - or a priori covariance matrix P_j at a past time,

$$\begin{aligned}\bar{P}_k &= E[\Phi(t_k, t_j) (x_j - \hat{x}_j) (x_j - \hat{x}_j)^T \Phi^T(t_k, t_j) | y_1, y_2, \dots, y_l] \\ &= \Phi(t_k, t_j) P_j \Phi^T(t_k, t_j).\end{aligned}\quad (26)$$

(4) **Extention to the sequential estimation algorithm**

It is also expected to estimate unknown parameters just after each observation sequentially instead of the estimation procedure made once after gathering all the observation date like the batch estimation method described in the previous section.

The next problem is, when an estimate of x_j , $\hat{x}_j$, and covariance matrix, P_j , for the time at t_j were already obtained, how to estimate the $\hat{x}_k$ and P_k after an observation, Y_k , at $t=t_k$.

The best estimate $\hat{x}_j$ and P_j can be propagated as equations (23) and (26).

The problem can be solved similarly to the end of the previous section. Considering that if $\hat{x}_j$ is unbiased, $\bar{x}_j$ will also be unbiased since $E[\bar{x}_k] = \Phi E[\hat{x}_j]$, Hence, $\bar{x}_k$ can be interpreted as an observation and following relations will hold

$$\begin{aligned}y_k &= H_k x_k + \varepsilon_k \\ \bar{x}_k &= x_k + \eta_k\end{aligned}\quad (27)$$

were $E[\varepsilon_k] = 0$, $E[\varepsilon_k \varepsilon_k^T] = R_k$, $E[\eta_k] = 0$ and $E[\eta_k \eta_k^T] = \bar{P}_k$.

Using following definitions,

$$y = \begin{bmatrix} \bar{x}_k \\ y_k \end{bmatrix}, \quad H = \begin{bmatrix} I \\ \bar{H}_k \end{bmatrix}, \quad \varepsilon = \begin{bmatrix} \eta_k \\ \varepsilon_k \end{bmatrix}, \quad R = \begin{bmatrix} \bar{P}_k & 0 \\ 0 & R_k \end{bmatrix},\quad (28)$$

equation (27) is expressed as

$$y = Hx_k + \varepsilon$$

and the solution can be obtained similarly to equation (22) as

$$\hat{x}_k = (H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} y.$$

Using definition in equation (28) and the similar expansion procedure to equation (21),

$$\begin{aligned}\hat{x}_k &= \left\{ (I | \tilde{H}_k^T) \begin{pmatrix} \bar{P}_k^{-1} & 0 \\ 0 & R_k^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I \\ \bar{H}_k \end{pmatrix} \right\}^{-1} \left\{ (I | \tilde{H}_k^T) \begin{pmatrix} \bar{P}_k^{-1} & 0 \\ 0 & R_k^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \bar{x}_k \\ y_k \end{pmatrix} \right\} \\ &= (\tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k + \bar{P}_k^{-1})^{-1} (\tilde{H}_k^T R_k^{-1} y_k + \bar{P}_k^{-1} \bar{x}_k),\end{aligned}\quad (29)$$

Namely the equation (29) also gives the best estimate of x in the case to add new observation to an a priori information as $\bar{x}_j$ and $\bar{P}_j$.

The discussion above indicates that the covariance matrix P_k associated with estimate x_k is expressed as

$$P_k = (\tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k + \bar{P}_k^{-1})^{-1},\quad (30)$$

or

$$P_k^{-1} = \tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k + \bar{P}_k^{-1},\quad (31)$$

Pre-multiplying to equation (31) by P_k and then post-multiplying by $\bar{P}_k$ lead to

$$\bar{P}_k = P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k \bar{P}_k + P_k\quad (32)$$

or

$$P_k = \bar{P}_k - P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} \tilde{H}_k \bar{P}_k.\quad (33)$$

Post-multiplying to equation (32) by $\tilde{H}_k^T R_k^{-1}$, the following expression is given as :

$$\begin{aligned}P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} &= P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} \cdot [\tilde{H}_k^T \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} + I] \\ &= P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k] R_k^{-1},\end{aligned}\quad (34)$$

and $P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1}$ is solved as

$$P_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} = \bar{P}_k \tilde{H}_k^T [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1}. \quad (35)$$

The equation (35) is inserted to the right hand side of equation (33), then P_k is expressed as

$$P_k = \bar{P}_k - \bar{P}_k \tilde{H}_k^T [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} \tilde{H}_k \bar{P}_k. \quad (36)$$

The equation (36) means that to obtain the covariance matrix P_k , the matrix to be inverted is of dimension $m \times m$ (m : number of observation set at an instant of time, t_k), e.g., the same as the observation error covariance matrix. If only a scalar observation as laser ranging data is involved, the inverse is obtained through only one scalar division. If the weighting matrix, K_k , is defined as

$$K_k = \bar{P}_k \tilde{H}_k^T [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} \quad (37)$$

then, equation (36) can be expressed as simple form as

$$P_k = [I - K_k \tilde{H}_k] \bar{P}_k. \quad (38)$$

If equation (38) is substituted into (29), then the sequential form for computing x_k can be obtained as

$$\hat{x}_k = [I - K_k \tilde{H}_k] \bar{P}_k [\tilde{H}_k^T R_k^{-1} y_k + \bar{P}_k^{-1} \bar{x}_k].$$

Rearranging leads to

$$\hat{x}_k = [I - K_k \tilde{H}_k] \bar{x}_k + [I - K_k \tilde{H}_k] \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} y_k. \quad (39)$$

The coefficient of y_k in equation (39) can be reduced to K_k , namely,

$$\begin{aligned} [I - K_k \tilde{H}_k] \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} &= \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} - \bar{P}_k \tilde{H}_k^T [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} \tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} \\ &= \bar{P}_k \tilde{H}_k^T (R_k^{-1} - [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} \{ \tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T R_k^{-1} + R_k R_k^{-1} - I \}) \\ &= \bar{P}_k \tilde{H}_k^T (R_k^{-1} - [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k] R_k^{-1} + [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1}) \\ &= \bar{P}_k \tilde{H}_k^T [\tilde{H}_k \bar{P}_k \tilde{H}_k^T + R_k]^{-1} \\ &= K_k \end{aligned}$$

and substituting this result into equation (39), the following result is lead,

$$\hat{x}_k = \bar{x}_k + K_k [y_k - \tilde{H}_k \bar{x}_k]. \quad (40)$$

Equation (40) can be used recursively with equations (23), (26), (37) and (38) to compute the estimate of x_k , incorporating the observation, y_k .

(5) Estimation of precision of a baseline length

By using the procedure described in the previous sections, station coordinates for unknown SLR sites can be obtained with the covariance matrix P . The error estimate for the unknown parameters is given by the diagonal elements of the covariance matrix of the well converged case when the range residuals for each station is applied to the observation noise covariance matrix, R , in equation (14). The variance/covariance information for three diagonal components of each determined station coordinates is involved in the associated elements of the covariance matrix.

According to the error estimation theory [e.g. Tajima and Komaki 1986], the propagation of error is treated as follows :

At first let us consider the case that there is a linear relation as

$$Y = a + BX \quad (41)$$

with a k -dimensional random variable Y and an n -dimensional random variable X , where a is a k -dimensional constant column vector and B is a $(k \times n)$ dimensional constant matrix. If the mean value of X is defined by μ and the covariance matrix of X is defined by P , the following relations are given :

$$\begin{aligned} E(X) &= \mu \text{ and } E[(X - \mu)(X - \mu)^T] = P, \\ E(Y) &= a + B E(X) = a + B\mu \end{aligned} \quad (42)$$

and

$$E[(Y - E(Y))(Y - E(Y))^T] = [B(X - \mu)] [B(X - \mu)]^T$$

$$\begin{aligned}
 &= B E \{ (X - \mu) (X - \mu)^T \} B^T \\
 &= B P B^T.
 \end{aligned} \tag{43}$$

Therefore if there is a relation as equation (41) with Y and X , the mean value of Y becomes $a + B\mu$ and the covariance matrix of Y becomes $B P B^T$.

The relation between two covariance matrix as given in equation (43) is called the propagation law of error. If the relation between two random variables is non-linear as $Y = f(X)$, the similar relation with equation (41) as

$$Y = f(\mu) + \left(\frac{\partial f}{\partial X} \right)_\mu (X - \mu)$$

can be formed approximately and the relation between the covariance matrices of X , P_x , and of Y , P_y , becomes

$$P_y = \left(\frac{\partial f}{\partial X} \right)_\mu P_x \left(\frac{\partial f}{\partial X} \right)_\mu^T.$$

The propagation law of error above gives a result for error estimate of baseline length. For the simplicity, the case of a baseline between a fixed station $X_0(x_0, y_0, z_0)$ and an unknown station $X_1(x_1, y_1, z_1)$ is considered.

As the mean baseline length is given as

$$\bar{r} = \{ (\bar{x}_1 - x_0)^2 + (\bar{y}_1 - y_0)^2 + (\bar{z}_1 - z_0)^2 \}^{1/2}$$

and

$$dr = \frac{(\bar{x}_1 - x_0)}{\bar{r}} dx_1 + \frac{(\bar{y}_1 - y_0)}{\bar{r}} dy_1 + \frac{(\bar{z}_1 - z_0)}{\bar{r}} dz_1,$$

the error budget can be obtained from the 3 x 3 covariance matrix, P_x , of the associated part of P by the following expression,

$$\begin{aligned}
 P_r &= \left(\frac{\partial f}{\partial X} \right) P_x \left(\frac{\partial f}{\partial X} \right)^T \\
 &= \left(\frac{\bar{x}_1 - x_0}{\bar{r}}, \frac{\bar{y}_1 - y_0}{\bar{r}}, \frac{\bar{z}_1 - z_0}{\bar{r}} \right) P_x \left(\frac{\bar{x}_1 - x_0}{\bar{r}}, \frac{\bar{y}_1 - y_0}{\bar{r}}, \frac{\bar{z}_1 - z_0}{\bar{r}} \right)^T.
 \end{aligned}$$

The similar formulation can be made for other necessary relations.

2. Dynamical Models and Their Formulation

In the processor/analyzer to estimate the position and velocity of a satellite, station coordinates, earth rotation parameters and geophysical parameters, many time and coordinate systems and dynamical models are used. The principal dynamical models adopted in the processor/analyzer are given in Table III-1 and description on the systems and models are given in the following sections.

(1) Time systems

There are some time systems to express dynamical models conveniently. As the basic time of the processor/analyzer it is expected to use a precise-, invariable-, continuous- and widely observable time system. In such purpose *TAI* (International Atomic Time) is adequate and used in this processor/analyzer. To express the independent variable of motion of the earth, moon, sun and planets, *TDT* (Terrestrial Dynamical Time) is used. *UT1* (Universal Time one) is used to denote the earth rotation phase and *UTC* (Coordinated Universal Time) is used for time of observation. The relation,

$$TDT - TAI = 32.184^s,$$

is used. For *UT1* - *TAI* and *UTC* (BIPM, BIH or USNO) - *TAI* at each observation time the values are provided by IERS, BIPM, (BIH) or USNO.

Table III — 1. Adopted dynamical systems of HYDRANGEA

Astronomical constants	after : IAU1976 system (1976)
Precession	: Lieske, et al. (1977)
Nutation	: Wahr (1979)
Definition of UT	: Aoki et al. (1982)
Geopotential	: GEM L2 (1983)/GEM-T1(1987)
Earth model	: 1066A(Gilbert and Dziewonski 1975)
Solid earth tide and its site displacement	: Shen and Mansinha (1976), Sasao et al. (1977) and Wahr (1979)
Ocean tide and its loading site displacement	: Goad (1980), Sasao and Kikuchi(1982),
Tidal variation in UT1	: Yoder et al. (1981)
Air drag	: exponential atmosphere
Radiation pressure	: MERIT Standards (1983)
Satellite constants	: ibid.
Luni-, solar- and planetary position	: Japanese Ephemeris(1983)

(2) Coordinate systems

The equation (1) with a true perturbation acceleration, R , caused by true forces is a correct expression for the motion of a satellite in the non-accelerating (inertial) and non-rotating frame in the solar system. This frame is realized to take the origin of a coordinate system at the center of mass of the solar system having non-rotating coordinate axis. However an earth centered non-rotating coordinate system to the inertial space can be used to express the equation of motion of a satellite moving around the earth simply if the perturbation acceleration due to the moon, the sun and the planets is not given by direct n -body accelerations but given by the difference of the n -body accelerations to the satellite from the n -body accelerations to the center of mass of the earth. Namely, if we take the origin of a coordinate system at the center of mass of the earth, the equation (1) of the motion of a satellite holds good only by subtracting the (apparent) n -body acceleration at the center of the earth due to the sun, the moon and planets from the original n -body acceleration of the satellite.

Considering the subject above, as the basic coordinate system to denote a motion of an earth-centered artificial satellite, the geocentric rectangular coordinates on the basis of J2000.0 mean equator is adopted. The direction of the X -axis is taken to the equinox of J2000.0 from the center of mass of the earth and Z -axis is to the axis of the mean equator. The Y -axis is to be taken to make a right hand system by the X , Y and Z axes. This coordinate system and other associated coordinate systems to express positions on the earth or in the space are as followings :

$X_{20}(X_{20}, Y_{20}, Z_{20})$ or simply $X(X, Y, Z)$: Geocentric rectangular coordinates of the J2000.0 Mean equator,

$X_{TM}(X_{TM}, Y_{TM}, Z_{TM})$: Geocentric rectangular coordinates of the Mean equator of Date,

$X_{TT}(X_{TT}, Y_{TT}, Z_{TT})$: Geocentric rectangular coordinates of the True equator of Date,

$U_P (U_P, V_P, W_P)$: Pseudo earth-fixed geocentric rectangular coordinates which does not account for the pole motion,

$U_E (U_E, V_E, W_E)$: Earth-fixed geocentric coordinates whose reference plane is perpendicular to a line passing from the center of mass of the earth to the Conventional International Origin (CIO) and with U -axis passing through the Greenwich meridian (rigorously saying, the direction of the axis is defined by the coordinate values of fixed stations of SLR sites as shown later),

$\Phi_G (\varphi, \lambda, h)$: Conventional geodetic coordinates referred an ellipsoid, namely, latitude, longitude and height from the ellipsoid,

$\Phi_L (R, A_z, El)$: Topocentric spherical coordinates where R is distance from a local origin, A_z is eastward azimuth from north and El is elevation from the horizontal plane.

An example for a transformation matrices from one coordinates to another for position and velocity are given as the case between geocentric rectangular coordinates of the J2000.0 Mean equator and geocentric rectangular coordinates of the Mean equator of Date as :

$$\begin{cases} \dot{X}_{TM} = P \dot{X}_{20} \\ \dot{X}_{TM} = P \dot{X}_{20} \end{cases} \quad \begin{cases} \dot{X}_{20} = P^T \dot{X}_{TM} \\ \dot{X}_{20} = P^T \dot{X}_{TM} \end{cases}$$

where it is assumed that $\dot{P}$ can be neglected practically and the expression of P is

$$P = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} \\ P_{31} & P_{32} & P_{33} \end{bmatrix},$$

and precise expression is given by e.g. Sasaki [1984a].

The precise definition, expression and transformation matrices for other coordinates are given also by e.g. Sasaki [1984a]. It should be careful to treat velocity transformation between a rotating coordinate system and other coordinates because of rotating effect of the coordinates. It is expected to adopt recent results for the numerical corrections introduced by Herring *et al.* [1986] or Kubo [1989] to the nutation terms of Wahr [1979].

(3) Acceleration due to the perturbation force

The acceleration due to the perturbation force, R , in equation (1) is divided into a modeled term, R_m , and an unmodeled term, η , as

$$R(r, v, t) = R_m(r, v, t) + \eta(r, v, t).$$

If the unmodeled term is small enough to be ignored or it can be assumed to be random and unbiased, the algorithm described above can be applied. The modeled terms are given as followings :

$$R_m = \alpha_{NS} + \alpha_{NB} + \alpha_{RP} + \alpha_{AD} + \alpha_{TD}$$

where α_{NS} : non-spherical acceleration due to the earth gravity field, α_{NB} : difference of two-body accelerations due to the sun, the moon and planets (= n -body forces) to the satellite from the n -body accelerations to the center of mass of the earth, α_{RP} : acceleration due to the radiation pressure, α_{AD} : acceleration due to the atmospheric drag and α_{TD} : acceleration due to the solid earth tide and the ocean tide.

If Q -matrix defined by $U_E = Q X_{20}$ and $X_{20} = Q^T U_E$ is the direct expression of the relation between X_{20} and U_E , the non-spherical acceleration due to the earth gravity field expressed in the non-rotating coordinates, α_{NS} , and in the earth-fixed coordinates, $\alpha_{NS,E}$, is given as follows

$$\alpha_{NS} = Q^T \alpha_{NS,E}$$

$$\alpha_{NS,E} = -grad U$$

where U is the non-spherical gravity potential as defined as

$$U = -\frac{\mu}{r} \left(\sum_{n=2}^N \left(\frac{A_e}{r} \right)^n J_n P_n(\sin \phi) + \sum_{n=2}^N \sum_{m=1}^n \left(\frac{A_e}{r} \right)^n P_n^m(\sin \phi) (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) \right).$$

The precise expression and interrelations for the modeled terms are also given by e.g., Sasaki [1984a] which mostly based on the MERIT Standards [Melbourne *et al.* 1983] and Sasaki [1988b]. Several improvements and corrections for the former papers above are given in this paper.

The acceleration due to solar radiation pressure including effect of solar eclipse by the moon is given as

$$\alpha_{RP} = \nu P_s A_A^2 \frac{r A_s}{m} \frac{X - X_s}{|X - X_s|^3}$$

where X , X_s : position vectors of the satellite and the sun from geocenter and

$P_s = 4.5605 \times 10^{-6}$: solar radiation pressure at $|X - X_s| = A_A$,

$A_A = 1.49597870 \times 10^{11}$ m : astronomical unit,

γ : reflectivity coefficient,

A_s : cross section area of the satellite to $(X - X_s)$,

m : mass of the satellite

$\nu = 1$: the satellite is located at out of umbrae and penumbrae of the earth and the moon,

$0 < \nu < 1$: the satellite is located in the penumbrae of the earth or the moon,

$\nu = 0$: the satellite is located in the umbrae of the earth or the moon.

The estimation of ν is given as follows :

If we give names E , M , S and O for the centers of masses of the earth, the moon, the sun and the satellite considering in the space and also θ_e , θ_m and θ_s for parallax angles of the earth, the moon and the sun seen from the satellite as given Figure III-1. If we define angles as

$$\alpha_{ES} = \angle SOE = \cos^{-1} \left\{ \frac{(-X) \cdot (X_s - X)}{|X| \cdot |X_s - X|} \right\}$$

and

$$\alpha_{MS} = \angle SOM = \cos^{-1} \left\{ \frac{(X_m - X) \cdot (X_s - X)}{|X_m - X| \cdot |X_s - X|} \right\},$$

the effect of shadow of the solar light by the earth gives values of ν as

$$\nu = 0, \text{ if } \alpha_{ES} < \theta_e - \theta_s,$$

$$\nu = 1, \text{ if } \alpha_{ES} < \theta_e + \theta_s \text{ and}$$

$$0 < \nu < 1 \text{ if others see Figure III-2 and consider eclipse seen from the satellite as follows.}$$

If we define the area of the surface of the sun covered with the earth or the moon as f and put the angles expressed in radian as $\angle AES = A$ and $\angle ASE = B$,

$$f = (r_e^2 A / \pi + r_s^2 B / \pi) - (r_e^2 \cos A \sin A + r_s^2 \cos B \sin B),$$

where

$$A = \cos^{-1} \left(\frac{\alpha_{ES}^2 + r_e^2 - r_s^2}{2 r_e \alpha_{ES}} \right) \text{ and } B = \cos^{-1} \left(\frac{\alpha_{ES}^2 + r_s^2 - r_e^2}{2 r_s \alpha_{ES}} \right).$$

And ν is given as

$$\nu = 1 - f / \pi r_s^2.$$

For the shadow by the moon, the same procedure as above but changing the earth to the moon should be applied.

(4) Expression of A-matrix

The unknowns in this estimation procedure are denoted by X as already described. For the unknowns, satellite position, X , satellite velocity, v , and any astrogeodetic parameters which are associated with satellite orbit can be taken, e.g., geocentric constant of gravitation ($\mu = GM$), dynamical

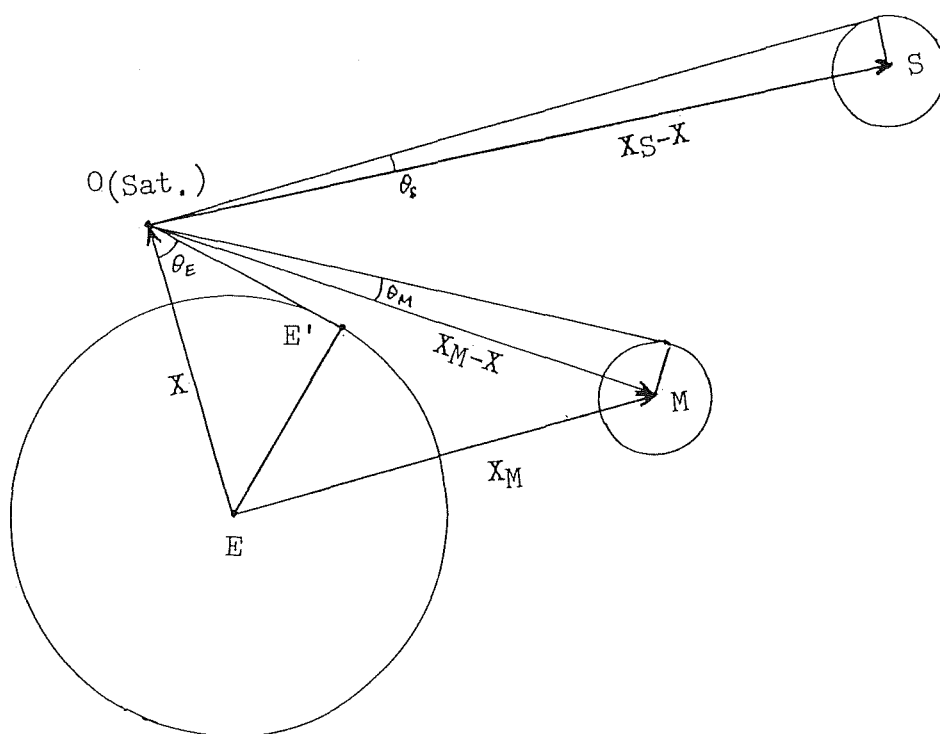


Figure III — 1. Positional relation of the earth, moon, sun and satellite.

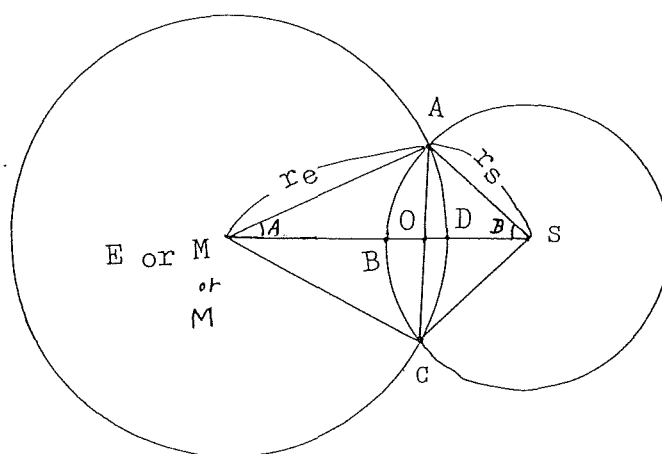


Figure III — 2. Ratio of covered surface at an eclipse.

form factor of the earth, $J_2 (= -\sqrt{5} C_{2,0} > 0)$, ballistic coefficient, $\beta (= C_d A_s / 2m)$, reflectivity coefficient of satellite surface, γ , pole position of the earth (x_p, y_p), excess rotation per day (minus sign of the excess length of day) ($\Delta\omega$), constant air drag acceleration ($\Delta\alpha$), arbitrary degrees and orders of earth gravity potential coefficients, $C_{n,m}$, $S_{n,m}$, arbitrary number of three dimensional coordinates of observation stations, and latitude, longitude and height expression for other stations.

To express the relation for all the unknowns, if all the parameters are taken as the unknowns,

$$X = [X, v, \mu, J_2, \beta, \gamma, x_p, y_p, \Delta\omega, \Delta\alpha, C_{n,m}, S_{n,m}, U_1, U_2, \dots, U_M, \varphi_{M+1}, \lambda_{M+1}, h_{M+1}, \dots, \varphi_N, \lambda_N, h_N]^T \quad (44)$$

$$\dot{X} = F = [v, \alpha, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, \dots, 0, 0, 0, 0, \dots, 0]^T. \quad (45)$$

The expression of the A -matrix in equation (6) is :

$$A = \left[\frac{\partial F}{\partial X} \right]^* = \begin{bmatrix} O_3 & I_3 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & O_3 & O_3 & \dots & O_3 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \frac{\partial \alpha}{\partial X} & \frac{\partial \alpha}{\partial v} & \frac{\partial \alpha}{\partial \mu} & \frac{\partial \alpha}{\partial J_2} & \frac{\partial \alpha}{\partial \beta} & \frac{\partial \alpha}{\partial \gamma} & 0 & 0 & 0 & \frac{\partial \alpha}{\partial \Delta\alpha} & \frac{\partial \alpha}{\partial C_{nm}} & \frac{\partial \alpha}{\partial S_{nm}} & O_3 & O_3 & \dots & O_3 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ O_3 & O_3 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & O_3 & O_3 & \dots & O_3 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \end{bmatrix}$$

where

$$\alpha = \alpha_{2B} + (\alpha_{NS} + \alpha_{TD}) + \alpha_{NB} + \alpha_{RP} + \alpha_{AD},$$

$$\alpha_{2B} = -\mu \frac{X}{r^3},$$

$$O_3 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad I_3 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}.$$

The expression of $\frac{\partial \alpha}{\partial r}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial C_{n,m}}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial S_{n,m}}$ are given as

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \gamma} = \frac{1}{\gamma} \alpha_{RP},$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \Delta\alpha} = \frac{1}{\Delta\alpha} \alpha_{AD},$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial C_{n,m}} = \text{Real} [A_e^n \text{grad } U_{nm}],$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial S_{n,m}} = \text{Real} [-i A_e^n \text{grad } U_{nm}],$$

where the expression of α_{RP} , $\text{grad } U_{nm}$ and other terms are also given by e.g. Sasaki [1984a] and Sasaki [1988b].

The other expression including corrections to the former paper of Sasaki [1984a] and additional descriptions of A -matrix are given here (where (i, j) expression is the i - j component of (3×3) A -matrix):

$$\left. \frac{\partial \alpha_{2B}}{\partial X} \right|_{ij} = \frac{\partial \alpha_{2B}}{\partial X_j} = \frac{\mu}{r^3} \left\{ \frac{3X_i X_j}{r^2} - \delta_{ij} \right\},$$

$$\frac{\partial \alpha_{NS}}{\partial X} = Q^T \frac{\partial \alpha_{NS,E}}{\partial U} Q$$

and $U : (U, V, W)$ earth fixed coordinates of the satellite

$$\frac{\partial \alpha_{NS,E}}{\partial U} = -\frac{\partial}{\partial U} \frac{\partial U}{\partial U} \text{ where } U \text{ is geopotential,}$$

$$\frac{\partial \alpha_{NS,E}}{\partial U} = -\frac{\partial^2 U}{\partial U_j \partial U_i} = \text{Real} \sum_{n=2}^N \sum_{m=0}^n A_e^n (C_{n,m} - i S_{n,m}) \frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial U_i \partial U_j}$$

where $\frac{\partial^2 U_{n,m}}{\partial U_i \partial U_j}$ is given in Sasaki [1984a],

$$\frac{\partial \alpha_{NB}}{\partial X} \Big|_{ij} = \mu \sum_{k=1}^6 \frac{M_k}{M} \frac{1}{R_k^3} \left\{ \frac{3(X_i - X_{ki})(X_j - X_{kj})}{R_k^2} - \delta_{ij} \right\},$$

where $R_k = \{(X_1 - X_{k1})^2 + (X_2 - X_{k2})^2 + (X_3 - X_{k3})^2\}^{1/2}$,

$$\frac{\partial \alpha_{RP}}{\partial X} \Big|_{ij} = \nu P_s A_h^2 \frac{\gamma A_s}{m} \frac{1}{R_k^3} \left\{ \delta_{ij} - \frac{3(X_i - X_{2i})(X_j - X_{2j})}{R_k^2} \right\},$$

$$\frac{\partial \alpha_{AD}}{\partial X} \Big|_{ij} = -\beta \rho \left\{ -\frac{K v_r}{r} (v_{ri} X_j) + \frac{1}{v_r} v_{ri} (\omega \times v_r)_j + v_r \Omega_{ij} \right\},$$

where $r = (X_1^2 + X_2^2 + X_3^2)^{1/2}$ and

$$\Omega = \begin{bmatrix} 0 & \omega_z & -\omega_y \\ -\omega_z & 0 & \omega_x \\ \omega_y & -\omega_x & 0 \end{bmatrix}$$

$v_{ri} = (V - \omega \times X)_i$ and $v_r = (v_{r1} + v_{r2} + v_{r3})^{1/2}$,

$$\frac{\partial \alpha}{\partial V} \Big|_{ij} = \frac{\partial \alpha_{AD}}{\partial V} \Big|_{ij} = -\beta \rho \frac{1}{v_r} (v_{ri} v_{rj} + \delta_{ij} v_r^2)$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \mu} = -\frac{X}{r^3} + \frac{1}{\mu} \alpha_{NS},$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial J_2} = \frac{1}{J_2} \alpha_{J2}$$

where α_{J2} is obtained by the J_2 term of α_{NS} and

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \beta} = \frac{1}{\beta} \alpha_{AD}.$$

(5) Formulation of observational variables

If the unknown parameters are estimable from observed values, the observed values as range data should have relations with dynamical systems described above. We limit for simplicity that the observation to combine the earth dynamical system and satellite motion is only range measurement made from the ground stations to the satellite.

Roughly saying, the positions of the ground stations seem to be fixed. But if we see precisely, the real station positions on the ground are vibrated periodically by the solid earth tide and ocean tide loading site displacement. In order to make the treatment simple, not moving station coordinates are considered. As we know that the tidal motion includes permanent tide [Melbourne *et al.* 1983], we remove the tidal effect and consider constant station coordinates for observation stations. If we use the concept of such not-moving station positions in the frame of the earth fixed coordinates, we can express a j -th observation stations by using constant values as (U_j, V_j, W_j) in the earth fixed geocentric rectangular coordinates and distance from these not-moving stations to the center of mass of the satellite considering, whose rectangular coordinates are expressed as (U, V, W) , can be given as

$$R_j = \{(U - U_j)^2 + (V - V_j)^2 + (W - W_j)^2\}^{1/2}.$$

The distance is also expressed by using non-rotating (space fixed) coordinates of the j -th station, (X_j, Y_j, Z_j) , and of the satellite, (X, Y, Z) as

$$R_j = \{(X - X_j)^2 + (Y - Y_j)^2 + (Z - Z_j)^2\}^{1/2}.$$

On the other hand, the measured raw range data to the satellite obtained at a j -th station contain the effects of the atmospheric refraction, the positional difference between the center of mass of the satellite and reflector, the individual range offset of each ranging system and the effect of the solid earth tide and ocean tide loading site displacement. So, if the raw range obtained at j -th station is denoted by Y_j^* in the equation (4) and the algorithm given in the previous sections, Y_j^* is expressed with range error, ϵ_j , as

$$Y_j^* = R_j + \Delta R_{DPj} + \Delta R_{RFj} + \Delta R_{CM} + \Delta R_{ROj} + \epsilon_j$$

where

- ΔR_{DPj} : component of tidal displacement along the direction from j -th site to the satellite,
- ΔR_{RFj} : change of range by the atmospheric refraction,
- ΔR_{CM} : center of mass correction of the satellite,
- ΔR_{ROj} : range offset of the laser ranging system at j -th site obtained by each system calibration.

The expression of R_{DPj} using upward-, northward- and eastward unit vectors, $\mathbf{h}$, $\mathbf{n}$, $\mathbf{e}$, is

$$\Delta R_{DPj} = [\Delta U_j + (\delta h_j^{(2)} + \delta h_j^{(1)} + \delta h_j^{(0)}) \mathbf{h}_j + (\delta n_j^{(2)} + \delta n_j^{(1)} + \delta n_j^{(0)}) \mathbf{n}_j + (\delta e_j^{(2)} + \delta e_j^{(1)} + \delta e_j^{(0)}) \mathbf{e}_j] \frac{(\mathbf{r}_j - \mathbf{r})}{|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}|}$$

where

- ΔU_j : frequency independent vector displacement of the j -th site due to tidal deformation of the solid earth,
- $\delta h_j^{(2)}$: frequency dependent upward displacement,
- $\delta n_j^{(2)}$: frequency dependent northward displacement,
- $\delta e_j^{(2)}$: frequency dependent eastward displacement,
- $\delta h_j^{(1)}$: zero frequency permanent deformation to upward,
- $\delta n_j^{(1)}$: zero frequency permanent deformation to northward in the horizontal plane,
- $\delta e_j^{(1)}$: zero frequency permanent deformation to eastward in the horizontal plane,
- $\delta h_j^{(0)}$: ocean tide loading site displacement to upward,
- $\delta n_j^{(0)}$: ocean tide loading site displacement to northward in the horizontal plane,
- $\delta e_j^{(0)}$: ocean tide loading site displacement to eastward in the horizontal plane.

For the concrete expression for tidal displacements and other effects, see Sasaki [1984a]. The center of mass corrections of LAGEOS and STARLETTE referred to the MERIT Standards are -0.24 m and -0.075 m, respectively. The center of mass correction of AJISAI is investigated by Sasaki and Hashimoto [1987] and -1.01 m given is recommended to use.

The explicit expression of $\partial G_i / \partial \mathbf{X}$ or $\tilde{H}_i(t_i)$ is also necessary in the estimation procedure of unknowns, $\mathbf{X}$.

If we chose the component of $\mathbf{X}$ as equation (44), the $\tilde{H}_i(t_i)$ for the i -th observation made at j -th station is given as

$$\tilde{H}_i(t_i) = \left[\frac{\partial G_i}{\partial \mathbf{X}} \right]^* = \left[\frac{\partial (R_j + \Delta R_{DPj} + \Delta R_{RFj} + \Delta R_{CM} + \Delta R_{ROj})}{\partial \mathbf{X}} \right]^*.$$

The effects of small corrections of ΔR_{DPj} , ΔR_{RFj} , ΔR_{CM} and ΔR_{ROj} to the selected set of unknowns, $\mathbf{X}$, is nothing or very small and these terms can be ignored from the expression of $\partial G_i / \partial \mathbf{X}$ in this estimation procedure, namely,

$$\frac{\partial G_i}{\partial \mathbf{X}} = \frac{\partial R_j}{\partial \mathbf{X}}.$$

To make expression simple, the suffix " i " for i -th observation is removed here and $H(t)$ is given as

$$\hat{H}(t) = \left[\frac{\partial G_i}{\partial X}, \frac{\partial G_i}{\partial V}, \frac{\partial G_i}{\partial \mu}, \frac{\partial G_i}{\partial J_2}, \frac{\partial G_i}{\partial \beta}, \frac{\partial G_i}{\partial \gamma}, \frac{\partial G_i}{\partial x_p}, \frac{\partial G_i}{\partial y_p}, \frac{\partial G_i}{\partial \Delta \omega}, \frac{\partial G_i}{\partial \Delta \alpha}, \frac{\partial G_i}{\partial C_{nm}}, \frac{\partial G_i}{\partial S_{nm}}, \frac{\partial G_i}{\partial U_1}, \right. \\ \left. \frac{\partial G_i}{\partial U_2}, \dots, \frac{\partial G_i}{\partial U_M}, \frac{\partial G_i}{\partial \varphi_{M+1}}, \frac{\partial G_i}{\partial \lambda_{M+1}}, \frac{\partial G_i}{\partial h_{M+1}}, \dots, \frac{\partial G_i}{\partial \varphi_N}, \frac{\partial G_i}{\partial \lambda_N}, \frac{\partial G_i}{\partial h_N} \right]^T,$$

where

$$\frac{\partial G_i}{\partial X} = \frac{X^T - X_j^T}{R_j},$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial V} = 0^T,$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial \mu} = \frac{\partial G_i}{\partial J_2} = \frac{\partial G_i}{\partial \beta} = \frac{\partial G_i}{\partial \gamma} = \frac{\partial G_i}{\partial C_{nm}} = \frac{\partial G_i}{\partial S_{nm}} = 0,$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial x_p} = \frac{1}{R_j} \left\{ (X_j - X) \frac{\partial X_j}{\partial x_p} + (Y_j - Y) \frac{\partial Y_j}{\partial x_p} + (Z_j - Z) \frac{\partial Z_j}{\partial x_p} \right\},$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial y_p} = \frac{1}{R_j} \left\{ (X_j - X) \frac{\partial X_j}{\partial y_p} + (Y_j - Y) \frac{\partial Y_j}{\partial y_p} + (Z_j - Z) \frac{\partial Z_j}{\partial y_p} \right\},$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial \Delta \omega} = \frac{1}{R_j} \left\{ (X_j - X) \frac{\partial X_j}{\partial \Delta \omega} + (Y_j - Y) \frac{\partial Y_j}{\partial \Delta \omega} + (Z_j - Z) \frac{\partial Z_j}{\partial \Delta \omega} \right\},$$

The coordinate transformation from the non-rotating rectangular coordinates of J2000.0 to the earth fixed rectangular coordinates is given by 3 x 3 matrices as $U = B \cdot S \cdot N \cdot P \cdot X$ or $U_j = B \cdot S \cdot N \cdot P \cdot X_j$ and $X = P^T \cdot N^T \cdot S^T \cdot B^T \cdot U$ or $X_j = P^T \cdot N^T \cdot S^T \cdot B^T \cdot U_j$ where the concrete expression of B , S , N and P is given in [Sasaki 1984a].

The partial derivatives in equations above are given by differenciating the transformation matrices as

$$\frac{\partial X_i}{\partial x_p} = P^T N^T S^T \frac{\partial B^T}{\partial x_p} U_j,$$

$$\frac{\partial X_i}{\partial y_p} = P^T N^T S^T \frac{\partial B^T}{\partial y_p} U_j,$$

$$\frac{\partial X}{\partial \Delta \omega} = P^T N^T \frac{\partial S^T}{\partial \Delta \omega} B^T U_j,$$

$$\frac{\partial B^T}{\partial x_p} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad \frac{\partial B^T}{\partial y_p} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 0 \end{bmatrix},$$

$$\frac{\partial S^T}{\partial \Delta \omega} = \begin{bmatrix} -t^* \sin \theta^* & -t^* \cos \theta^* & 0 \\ t^* \cos \theta^* & -t^* \sin \theta^* & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix},$$

where $\omega = \omega_0 + \Delta \omega$, $\theta = 12^h + UT1 + \alpha_m + \Delta \psi \cos \epsilon t + \Delta \omega t^* = \theta^* + \Delta \omega t^*$.

When θ is given by a unit of radian/day, t^* is the elapsed time from the start of integration in fraction of day.

As for the geocentric coordinates of an arbitrary k -th site, $(\varphi_k, \lambda_k, h_k)$, if one of the current i -th observation is made at the j -th site, $\frac{\partial G_i}{\partial \varphi_k}$, $\frac{\partial G_i}{\partial \lambda_k}$ and $\frac{\partial G_i}{\partial h_k}$ are given by using the chain rule of partial derivative and Kronecker's delta as followings:

$$\frac{\partial G_i}{\partial \varphi_k} = \left(\frac{\partial G_i}{\partial U_k} \frac{\partial U_k}{\partial \varphi_k} + \frac{\partial G_i}{\partial V_k} \frac{\partial V_k}{\partial \varphi_k} + \frac{\partial G_i}{\partial W_k} \frac{\partial W_k}{\partial \varphi_k} \right) \delta_{jk},$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial \lambda_k} = \left(\frac{\partial G_i}{\partial U_k} \frac{\partial U_k}{\partial \lambda_k} + \frac{\partial G_i}{\partial V_k} \frac{\partial V_k}{\partial \lambda_k} + \frac{\partial G_i}{\partial W_k} \frac{\partial W_k}{\partial \lambda_k} \right) \delta_{jk},$$

$$\frac{\partial G_i}{\partial h_k} = \left(\frac{\partial G_i}{\partial U_k} \frac{\partial U_k}{\partial h_k} + \frac{\partial G_i}{\partial V_k} \frac{\partial V_k}{\partial h_k} + \frac{\partial G_i}{\partial W_k} \frac{\partial W_k}{\partial h_k} \right) \delta_{jk},$$

By using relations of (U_k, V_k, W_k) and $(\varphi_k, \lambda_k, h_k)$ as

$$\begin{aligned} U_k &= (N_k + h_k) \cos \varphi_k \cos \lambda_k, \\ V_k &= (N_k + h_k) \cos \varphi_k \sin \lambda_k, \\ W_k &= \{N_k (1 - e^2) + h_k\} \sin \varphi_k, \end{aligned}$$

where

$$N_k = A / (1 - e^2 \sin^2 \varphi_k)^{1/2},$$

the expression of $\frac{\partial U_k}{\partial \varphi_k}$ is given as

$$\frac{\partial U_k}{\partial \varphi_k} = -(N_k + h_k) \sin \varphi_k \cos \lambda_k + \frac{\partial N_k}{\partial \varphi_k} \cos \varphi_k \cos \lambda_k,$$

where

$$\frac{\partial N_k}{\partial \varphi_k} = \frac{e^2 N_k \sin \varphi_k \cos \varphi_k}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi_k)}.$$

Other expression as $\frac{\partial V_k}{\partial \varphi_k}$, $\frac{\partial W_k}{\partial \varphi_k}$, $\frac{\partial U_k}{\partial \lambda_k}$, ... and $\frac{\partial W_k}{\partial h_k}$ are given in Sasaki [1988b].

For $\frac{\partial G_1}{\partial U_k}$, $\frac{\partial G_1}{\partial V_k}$ and $\frac{\partial G_1}{\partial W_k}$, a vector expression is given as

$$\frac{\partial G_1}{\partial U_k} = -\frac{\mathbf{U}^T - \mathbf{U}_k^T}{R_k} \delta_{jk}.$$

3. Programing

The programing to make an early version of the developed orbital processor/analyzer, HYDRANGEA, for satellite laser ranging data was originated in early 1981 when the author stayed at the University of Texas at Austin. The principle of the formation is given in lectures of Tapley for graduate students and papers of Tapley [1973], Tapley and Schutz [1973], Murata [1978] and Matsushima *et al.* [1978]. Some questions of the author were solved by a co-researching staff at the University, He Miaofu. However the programing was originally started from a small testing program and developed larger and larger later and the contents of the program developed have been made independently by the author since then. Intermediate status and preliminary results were published several times [Sasaki 1981, Sasaki 1984a, Sasaki 1984b, Sasaki 1988b].

In January 1988, a computer network system with four HP9000-825Ss (one of them was replaced later by HP9000/835S), four HP9000/350Cs, two HP9000/318Ms, several terminals of NEC PC9801 and several peripherals of two MT drives, several hard disc drives, plotters and printers were introduced in the Satellite Geodesy Office of Geodesy and Geophysics Division, JHD and the author converted the developing program from one for the current ACOS-650 to one for the new system being given many technical supports by staffs of the Office and in mid-1988 the processor/analyzer were revised including many additional functions and improvements. The developed orbital processor/analyzer was named the **HYdrographic Department RANGE data Analyzer**, ...HYDRANGEA... Some description on the HYDRANGEA is given in this section.

(1) Formation

The major structure of the processor/analyzer is as follows : There is a short main program mainly to take dimension area, to open files as astronomical ephemeris file, a priori earth rotation parameter file for initial use, geopotential coefficients file, initial station coordinate file, parameter index file and SLR data file. An arbitrary combination of unknown parameters and station coordinates can be selected in simple procedure. In the first subroutine many common areas are taken and necessary

constants are defined. Many index parameters are read from index file. Initializations of all the processes are made next according to the selected set of parameters and the current time for integration is set.

At the initial time for integration a subroutine named "ephemeris" is called, and every environmental conditions including time dependent space-earth dynamical system which any observers can not affect, are set. Just after the current time is advanced for integration, the subroutine "ephemeris" is always called to set such environments. Once the current time and environmental conditions of the space-earth dynamical system are fixed, all the forces and their derivatives concerned with the satellite are calculated.

The integrator is a type of a single step with no stepsize control and no interpolation process. However the stepsize is changed shorter to adjust the current time to any observation times to make the environmental conditions at each observation time if observation is given within the current step. A subroutine was made for this processor/analyzer according to the algorithm of 7-th order Runge-Kutta formulas given by Fehlberg [1968].

Once the current time reaches to an observed time, procedures for the range data correction, estimation and accumulation are made. And when the current time reaches to the end of integration, unknown parameters are estimated and improved. If the current number of convergence does not reach a limit, all the procedures are restarted using the improved unknown parameters.

Next, the computation procedure is summarized simply here for the batch estimation algorithm. The equations from (1) to (21) in this Chapter are used in the programing of this batch estimation algorithm as follows :

- A. Initialize geophysical parameters and set the number of current convergence, $iconv=1$.
- B. Initialize $X(t_0) = X_0^*$, $\hat{x}=0$, $\Phi(t_0) = I$, $P_0 = \sigma I$
 $(\sigma \sim 10^{25} \gg I)$ and set $t_{k-1} = t_0$.
- C. Read observation Y_k obtained at $t = t_k$.
- D. Integrate $\dot{X} = F(X^*, t)$ and $\dot{\Phi}(t, t_0) = A(t) \Phi(t, t_0)$ calculating $A(t) = [\frac{\partial F}{\partial X}]^*$ from t_{k-1} to t_k and set $t = t_k$.
- E. Calculate $y_k = Y_k - G(X_k^*, t_k)$, $\tilde{H}_k = [\frac{\partial G}{\partial X}]_k^*$, $H_k = \tilde{H}_k \Phi(t_k, t_0)$.
- F. Test that if $iconv$ not equals to 1, is $y_k > y_{limit} = 3 * y_{rms}$ at $iconv-1$? If yes, reject the observation Y_k and go to C.
- G. Compute and accumulate

$$L_k = L_{k-1} + H_k^T R_k^{-1} H_k,$$

$$N_k = N_{k-1} + H_k^T R_k^{-1} y_k,$$
- H. Test that is Y_k the last observation or is $t > T_{end}$? If yes, go to I. If no, set $k \rightarrow k+1$ and go to C.
- I. Estimate $P = L_k^{-1}$, $N = L_k$ and $\hat{x}_0 = PN$.
Calculate $X_0 = X_0^* + \hat{x}_0$ and print out the results.
- J. Test that does $iconv$ equal to the convergence limit? If no, set $X_0^* = X_0$ and go to B.
- K. End.

Major geodetic or geodynamic results which will be given in the following Chapters of this paper are obtained by using this procedure.

However on the stage of early versions of the programing and testing the author made another

program using the sequential estimation algorithm and checked the availability of both programs each other. The results of both algorithm for the same initial conditions are well coincided with. A sequentially estimable program for each observation is made based on the algorithm given in III-1-(4). The simplified programing procedure is :

- A. Initialize geophysical parameters, $X(t_0) = X_0^*$, $x=0$, $\Phi(t_0) = I$, $P_0 = \sigma I$ ($\sigma \gg I$) and set $t_{k-1} = t_0$,
- B. Read observation Y_k obtained at $t = t_k$,
- C. Integrate $\dot{X} = F(X^*, t)$ under initial condition of $X^*(t_{k-1}) = X_{k-1}$ and $\dot{\Phi}(t, t_{k-1}) = A(t)\Phi(t, t_{k-1})$, initially $\Phi(t_{k-1}, t_{k-1}) = I$ calculating $A(t) = [\frac{\partial F}{\partial X}]^*$ from t_{k-1} to t_k and set $t = t_k$,
- D. Propagate $\tilde{x}_k = \Phi(t_k, t_{k-1}) \tilde{x}_{k-1}$,
 $\tilde{P}_k = \Phi(t_k, t_{k-1}) P_{k-1} \Phi^T(t_k, t_{k-1})$,
- E. Compute $y_k = Y_k - G(X_k^*, t_k)$,
 $H_k = \frac{\partial G(X_k^*, t_k)}{\partial X}$,
 $H_k = \tilde{P}_k H_k^T (H_k \tilde{P}_k H_k^T + R_k)^{-1}$,
- F. Estimate $\hat{x}_k = \tilde{x}_k + K_k (y_k - H_k \tilde{x}_k)$,
 $P_k = (I - K_k H_k) \tilde{P}_k$,
 $X_k = X_k^* + \hat{x}_k$,
- G. Test that is Y_k the last observation or $t > t$ and ?
 If yes, go to End, If no, go to B,
- H. End.

(2) Capability and computation

The capability of estimation of this orbital processor/analyzer is as followings :

As for the estimable parameters, six elements of satellite position (3 elements) and initial velocity (3) expressed in geocentric rectangular coordinates of J2000.0 are fixed. Other estimable parameters as GM (1), J_2 (1), the atmospheric drag coefficient, C_d (1), the reflectivity coefficient of satellite, γ (1), the earth rotation position (x_p, y_p) (2), the excess rotation per day of the earth, $\Delta\omega$ (1), the empirical drag acceleration, $\Delta\alpha$ (1) and arbitrary number of three dimensional station coordinates are selectable. The selection procedure in the processor/analyzer is only to keep dimension size according to the number of unknown parameters and to set flags to define unknown parameters.

In this processor the effect of the ocean loading site displacement can be treated. However recently many new sites started SLR observation and the information on the amplitudes of the effect on these new sites could not obtained. So, in the results derived from recent version of the HYDRANGEA given in the following Chapters, the effect of the ocean tide site displacement is not included. The mean effect of this treatment can be almost cancelled and the resultant effect to the results of station coordinates will be a level of 1 cm at most.

The computation time depends on the computation duration of integration of an arc, step size, the number of data, adopted degrees of geopotential and partial derivative of the geopotential. In the case of a five-day-arc of LAGEOS which includes around 10,000 range data, 30 s step size, 20 degrees of geopotential and 7 degrees of partial derivatives, the rough estimate of the CPU time for one conversion driven by HP9000/935S is 8 hours. If the observation data are decreased to 1000, it becomes less than half of that. For the case of a three-day-arc of AJISAI with 10,000 range data, 30 sec step size, 36 degrees

of geopotential and 7 degrees of partial derivatives, the CPU time of HP9000/935s for one conversion is around 16 hours.

IV. RESULTS OF DATA PROCESSING AND ANALYSIS

1. Short Arc Solutions

(1) Successive Passes Orbit Revising Technique (SPORT)

The range precision of SLR technique reaches one centimeter level today by some NASA high precision systems as given in a NASA GSFC report of the Summary of Laser Quick-Look Data [Decker 1989]. An observation table with estimated range precisions in the report is summarized in Table IV-1. However the accuracy of ordinary orbital determination of a semi-long arc and five-day-arc remains around 7 to 9 centimeters level [Tapley 1987] as given in a CSR (Center for Space Research at the University of Texas at Austin) report [Schutz 1986]. The status of precision of orbital determination is summarized in Table IV-2. It is clear that such high precision ranging data supplied by good SLR hardware have not been effectively used in the current SLR data analysis. And if we use longer arc technique to estimate precise baseline lengths, worldwide SLR data should be used and it takes time to obtain almost all the worldwide SLR data until a distribution of later version of SLR data made by the data center of the Crustal Dynamics Project at Goddard Space Flight Center (GSFC). To save these problems in the case of precise baseline length estimation in a region of a diameter of a few kilometers like the U.S. West Coast, southern Europe and Japan area, it can be shown that a specific short arc technique is very effective.

Namely the author and his colleagues of JHD tried to use two successive passes obtained both at two or more nearby SLR stations for estimation of baseline lengths between two of them and named the technique as the **Successive Passes Orbit Revising Technique**, SPORT [Sengoku and Kubo 1986, Sengoku *et al.* 1988, Sasaki *et al.* 1989]. The concept is given in Figure IV-1. For the estimation of baseline between two nearby SLR stations, the developed orbital processor/analyzer, HYDRANGEA is used.

(2) Station coordinates and baseline determination

The precise determination of baseline length between Quincy and Monument Peak of around 883.6km which crosses San Andreas fault, can show the efficiency of the SPORT [Sasaki *et al.* 1989]. The LAGEOS SLR data of 65 sets of successive passes observed at the two stations of Quincy and Monument Peak from August 1984 to July 1987 are used. Around a thousand of range data are included in a set of the simultaneously observed data at the two stations in average. In order to solve the baseline length, the coordinates of one station is fixed and the initial position and velocity of LAGEOS and the three dimensional coordinates of the other station are solved.

The estimated baseline length between Quincy-Monument Peak in the duration of observation is shown in Figure IV-2. The values given in the left side of the figure are for the straight line length between the reference points of each hardware system. The most of the plotted points are nearly on a straight line and best fit of the straight line has a slope of -31mm/year and the mean residual of each point from this line is 11mm.

Next, the SPORT is applied to the baseline determination between Simosato and Titi Sima. The SLR data to determine this baseline were obtained by the fixed SLR station at the Simosato

Table IV—1. Observation pass table with range precision

—November 1988— [after Decker 1989]

SLR station	satellite					
	LAGEOS		AJISAI		STARLETTE	
	Passes	RMS (cm)	Passes	RMS (cm)	Passes	RMS (cm)
Potsdam, GDR	4	22.2	3	10.0	—	—
Riga, USSR	11	22.0	—	—	—	—
Sant. de Cuba, Cuba	16	22.4	1	10.8	1	15.9
Mt. Fowlkes, Texas	32	2.0	—	—	—	—
Yarragadee, Australia	25	1.0	1	1.3	4	0.8
Easter Isl., Chili	5	2.8	—	—	—	—
GSFC, Maryland	15	0.9	12	1.3	16	0.7
Quincy, Calif.	13	0.8	8	1.0	13	0.7
Mon. Peak, Calif.	26	1.0	14	1.3	12	0.9
Mazatlan, Mexico	16	0.8	12	1.2	2	0.8
Haleakala, Hawaii	6	2.7	4	3.5	—	—
Metsahovi, Finland	—	—	3	15.1	—	—
Zimmerwald, Switz	30	6.0	11	6.6	12	6.1
Borowiec, Poland	—	—	1	4.7	—	—
Wettzell, FRG	16	5.8	8	7.1	11	5.0
Grasse, France	59	2.0	49	1.9	41	1.7
Shanghai, PRC	11	5.4	5	4.6	—	—
Simosato, Japan	12	2.6	28	3.6	8	5.8
Graz, Austria	12	2.0	17	2.4	10	2.4
RGO, United Kingdom	65	3.8	48	5.5	43	3.5
Orroral, Australia	21	1.4	—	—	—	—
Owens Valley, Calif.	13	4.9	—	—	—	—
Arequipa, Peru	13	14.2	15	9.1	11	10.9
GSFC, Maryland	21	*	16	*	22	*
Total stations/passes	22/442		19/256		14/206	
Weighted average (cm)	4.5		4.0		3.2	

Table IV—2. Range residuals to determined orbits — case of CSR quick-look analysis —
[after Schutz 1986 and 1988]

CSR : Center for Space Research at Univ. of Texas at Austin

Five-Day-arcs (Quick-look data)						Monthly arcs (Full-rate data)			
1987 M D	data (shots)	RMS (cm)	1987 M D	data (shots)	RMS (cm)	1985 M	data (shots)	RMS (cm)	rejected (%)
5 4	606	9.7	6 28	545	7.7	Jan	458,296	10.2	4.2
5 9	684	8.5	7 3	613	8.9	Feb	387,215	8.8	6.5
5 14	555	10.5	7 8	715	8.6	Mar	634,238	10.2	6.5
5 19	424	10.7	7 13	586	8.8	Apr	871,175	9.2	5.6
5 24	458	11.1	7 18	472	11.4	May	1,860,305	9.3	5.2
5 29	325	7.9	7 23	842	8.0				
6 3	466	7.6	7 28	795	7.1				
6 8	492	7.4	8 2	739	9.3				
6 13	759	8.6	8 7	904	8.3				
6 18	756	7.8	8 12	717	8.5				
6 23	479	9.0	8 17	778	9.6				
total/average				(623)	8.86				

Successive Passes Orbit Revising Technique (SPORT)

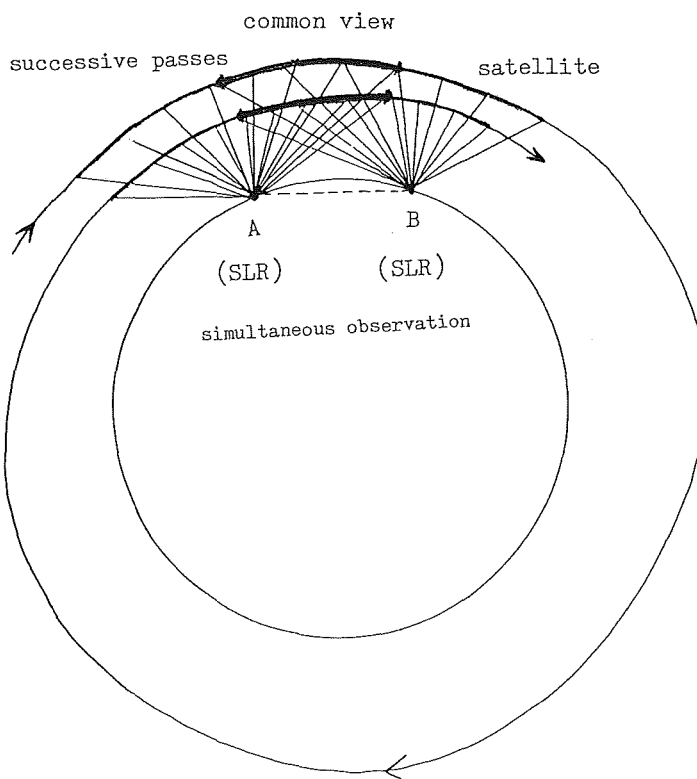


Figure IV — 1. Concept of the Successive Passes Orbit Revising Technique (SPORT).

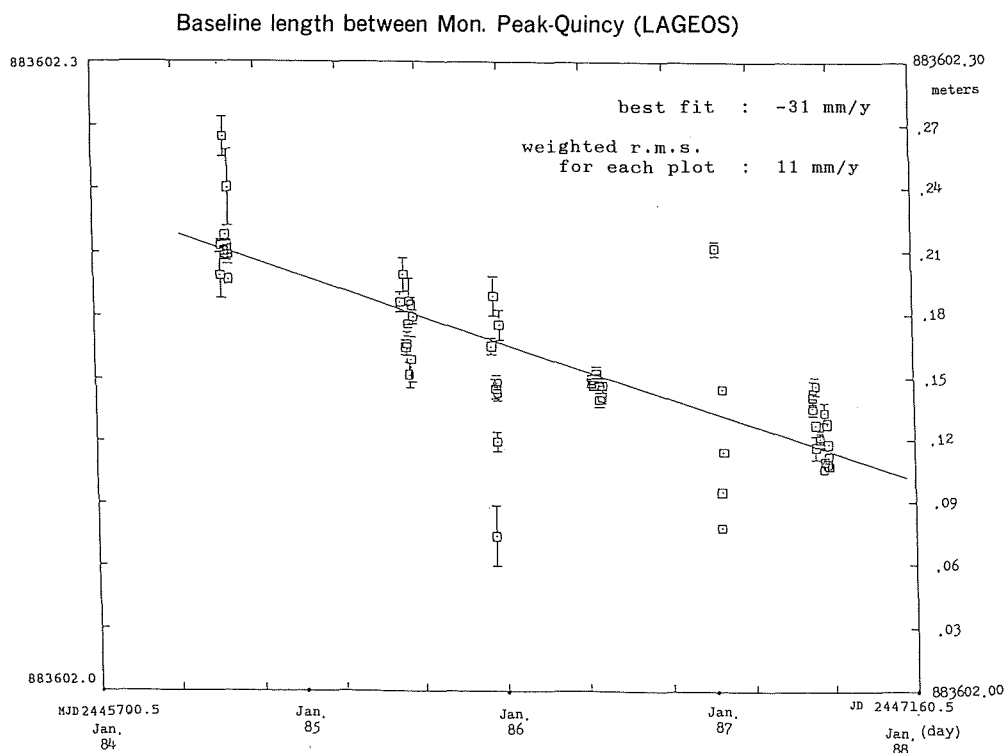


Figure IV — 2. Baseline length between Monument Peak and Quincy across San Andreas Fault (August 1984—July 1987). Results of the specific short arc technique, SPORT. <HYDRANGEA results>

Table IV — 3. Analyzed passes for SPORT to estimate the baseline between Simosato and Titi Sima. <HYDRANGEA results>

No.	date (UT)	number of returns			r.m.s.						
		HTLRS	SHO	total	HTLRS	SHO					
		d	h	m	h	m			cm		
1	1988 Jan. 24	18	48	-	19	01	493	326		4.7	9.0
		20	49	-	21	06	349	495	1663	5.2	9.7
2	25	11	42	-	11	55	776	184		5.2	9.7
		13	44	-	13	57	255	428	1648	5.2	10.1
3	Feb. 4	17	01	-	17	16	1125	641		3.5	10.3
		19	06	-	19	16	568	11	2345	3.7	2.2
4	5	16	07	-	16	21	58	622		3.4	9.4
		18	10	-	18	24	1092	537	2309	3.3	9.7
5	12	13	55	-	14	05	271	115		3.0	10.6
		15	54	-	16	09	543	343	1272	3.8	10.8
6	14	14	06	-	14	20	971	288		3.5	11.3
		16	09	-	16	22	15	141	1415	2.4	10.7
7	22	10	57	-	11	06	68	189		3.4	8.8
		13	00	-	13	13	179	161	597	3.7	8.9

Hydrographic Observatory and by the HTLRS in the duration from mid-January to mid-March in 1988 described in Chapter II.

Titi Sima is an isolated island which is around 940km southeast from Simosato and is supposed to be on the Philippine Sea plate while Simosato is believed to be located on the east edge of Eurasian plate. The SLR observations were made by the HTLRS at Titi Sima obtaining 25,818 shots in 38 passes of AJISAI, 11 passes of LAGEOS and 4 passes of STARLETTE as seen in Table II-9.

The SPORT is applied to the first baseline determination within Japan between Simosato and Titi Sima by using AJISAI SLR data taken only by both the fixed system at Simosato and the HTLRS at Titi Sima. The three dimensional solution of LSC8402 [Tapley *et al.* 1985] of Simosato

$$(-3,822,388.295\text{m}, 3,699,363.512\text{m}, 3,507,572.967\text{m})$$

is used for the fixed station coordinates. Seven sets of successive passes simultaneously observed at two stations within a month are used for the analysis of the SPORT. These data sets used are summarized in Table IV-3. The adopted center of mass correction of AJISAI is 1.01m [Sasaki and Hashimoto 1987]. The resulting values for the station coordinates of Titi Sima and the baseline length between Simosato and Titi Sima are given in Table IV-4. The range residuals for determined orbits are the level of each hardware precision as shown in the table. The results indicate a very good stability and repeatability of the determined baseline lengths for each set of the successive passes comparing with the values of station coordinates. Namely, the estimated precision of the rectangular coordinates of Titi Sima is around 4cm and, on the other hand, the baseline length is determined in the precision of 4mm as ten times better than the station position.

The next application of the SPORT is made to the baseline between Simosato and Minamitori Sima (Marcus island located at around 2000km southeast from Tokyo) [Sengoku *et al.* 1989]. The SLR observation was made from early January to mid-March in 1989 and observed data by the HTLRS in the duration were already given (Table II-10). The data used for the estimation of the baseline length are four sets of simultaneously observed passes as shown in Table IV-5. The estimation procedure and adopted values are the same as the case of the baseline determination of Simosato-Titi Sima. The estimated results are given in Table IV-6. The internal error estimate for the determined baseline length is 7mm.

The precision is extremely good in comparison with any other methods, especially in this kind of low orbit satellite, AJISAI, and also in such a short number of data used.

2. Global Solutions

(1) Geophysical parameters

The developed orbital processor/analyzer, HYDRANGEA, can determine the unknown parameters of GM , J_2 , reflectivity coefficient, γ , atmospheric drag coefficient, Cd , along track acceleration, $\Delta\alpha$, earth rotation parameters, $(x_p, y_p, \Delta\omega)$ and station coordinates, (U_i, V_i, W_i) , $i=1,2,\dots,n$. If we call these parameters except the earth rotation parameters and station coordinates as "geophysical parameters" here, any combination of geophysical parameters can be obtained by using the HYDRANGEA. At first, to estimate GM , J_2 , γ , $\Delta\alpha$, the HYDRANGEA is applied to a set of LAGEOS compressed SLR data named "normal point data" made by the Center for Space Research of the University of Texas at Austin (CSR) and supplied through Goddard Space Flight Center (GSFC). The number of the normal point data used are 5965 and the data span is in successive 8 five-day-arcs from late September to early November in 1984. The dynamical models and constants for LAGEOS adopted

Table IV-4. Estimated station coordinates of Titi Sima and baseline length between Simosato and Titi Sima. <HYDRANGEA results>

No.	x_t		y_t		z_t		r		residuals
	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	-4491072.416	$\pm .006$	3481527.856	$\pm .013$	2887391.639	$\pm .012$	937665.029	$\pm .006$	.048
2	.542	$\pm .011$	.842	$\pm .010$	.748	$\pm .013$	.050	$\pm .010$	.046
3	.464	$\pm .015$	.946	$\pm .022$	.656	$\pm .014$	.031	$\pm .006$	.045
4	.479	$\pm .013$	.824	$\pm .015$	.689	$\pm .012$	.048	$\pm .006$	.049
5	.527	$\pm .014$	.879	$\pm .024$	.723	$\pm .014$	.047	$\pm .006$	.046
6	.352	$\pm .022$	.865	$\pm .017$	.559	$\pm .016$	.034	$\pm .007$	.045
7	.213	$\pm .036$	.731	$\pm .052$	.433	$\pm .065$	.049	$\pm .020$	.058
mean	m	m	m	m	m	m	m	m	m
mean	-4491072.427	$\pm .043$	3481527.849	$\pm .025$	2887391.635	$\pm .041$	937665.041	$\pm .004$	.048

Table IV-5. Analyzed Passes for SPORT—Simosato-Minamitori Sima—

	date (UT)				satellite	SHOLAS	HTLRS	total
1	1989	1	20	16 : 36—18 : 50	AJISAI	693	845	1539
2		2	14	10 : 18—12 : 33	AJISAI	2213	310	2524
3		2	15	9 : 25—11 : 39	AJISAI	703	334	1038
4		3	9	12 : 16—16 : 24	LAGEOS	300	791	1091

Table IV-6. Estimated station coordinates of Minamitori Sima and baseline length between Simosato and Minamitori Sima.

<HYDRANGEA results>

	x	y	z	baseline length	residual
1 *	-5227189.507	2551881.121	2607610.396	2024874.049	.065
2	.992	2.236	09.716	.055	.076
3	.828	.211	.519	.040	.074
4	90.084	.381	.749	.022	.044
1.2.3.4	-5227189.853	2551881.987	2607609.845	2024874.042	.065
2.3.4	.968	2.276	.661	.039	.065

* insufficient separation of parameters.

Table IV—7. Dynamical models and constants for LAGEOS orbit determination
(assumed values or initially adopted values)

Light velocity	;	c	$= 2.99792458 \times 10^8 \text{ m/s}$
Atmospheric density at $h=5000$ km	;	ρ_o	$= 3.98 \times 10^{-8} \text{ kg/km}^3$
Scale constant of the atmospheric density at $h=5000$ km	;	k	$= 1.61 \times 10^{-3} / \text{km}$
LAGEOS mass	;	m	$= 407.0 \text{ kg}$
LAGEOS cross section area	;	A_s	$= 0.283 \text{ m}^2$
LAGEOS reflectivity coefficient	;	γ	$= 1.17$ (initially assumed)
LAGEOS atmospheric drag coefficient	;	C_d	$= 3.8$ (initially assumed)
LAGEOS center of mass correction	;	R_{cm}	$= -0.24 \text{ m}$
LAGEOS empirical along track acceleration	;	$\Delta\alpha$	$= -2.9 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$

for this estimation are tabulated in Table IV-7. The gravity field model used is the lower degrees and orders than (21×21) of GEM-T1. The resulting geophysical parameters are :

<HYDRANGEA results>

GM (geocentric constant of gravitation : GEM-T1)

$$= 398600.4453 \pm 0.0003 \text{ km}^3/\text{s}^2$$

J_2 (dynamical form factor of the earth which does not include the permanent deformation)

$$= (1082.571 \pm 0.015) \times 10^{-6}$$

γ (solar reflectivity coefficient of LAGEOS)

$$= 1.111 \pm 0.008$$

$\Delta\alpha$ (mean along track acceleration of LAGEOS)

$$= (-2.5 \pm 3.7) \times 10^{-12} \text{ m/s}^2,$$

where error estimate of each parameter is given by standard deviation of the 8 estimates of arcs. The mean range residual (observed range minus range to the determined orbit : O-C) for normal point range data is 7.1cm. The earth rotation parameters and station coordinates for 16 sites are also solved with these geophysical parameters in this case. The values of SSC (CSR) 85L07 given by Tapley *et al.* [1985] are used for the station coordinates of several a priori fixed stations. The description of estimation of other parameters are given in the following sections.

The reflectivity coefficient of LAGEOS and mean along track acceleration are also estimated using 49,576 LAGEOS normal point data in 85 five-day-arcs from September 1983 to October 1984. The gravity field model used is the lower orders and degrees than (21×21) of GEM-L2. The results obtained are :

<HYDRANGEA results>

$$\gamma = 1.121 \pm 0.01$$

$$\Delta\alpha = (-3.4 \pm 0.9) \times 10^{-12} \text{ m/s}^2,$$

where error estimates are given by standard deviation of the 85 estimates of the arcs. The mean range residual for each normal point is 9.77cm. In this case only the earth rotation parameters with these parameters are estimated, but all the station coordinates are fixed as the station coordinates of the SSC (CSR) 85L07.

The estimation of geophysical parameters similarly to the case above is made by using LAGEOS raw data of 8 five-day-arcs with 87275 ranges from mid-September to late October in 1986 and of 9 five-day-arcs with 91634 ranges from early January to mid-April in 1988. The results are shown in

Table IV-8. The error estimates in the table are given by the standard deviation of each mean value derived from 8 and 9 estimates of respective arcs. The range residuals for the case of 1986 and 1988 are 5.3 and 4.7cm, respectively. The earth rotation parameters and station coordinates are also solved with these parameters as given later.

Some geophysical parameters of AJISAI can be also estimated. Since the altitude of AJISAI is 1500km, the effect of atmospheric drag is not so stable as that of LAGEOS. So, shorter arc than LAGEOS is better to estimate unknown parameters as reflectivity coefficient, along track acceleration and earth rotation parameters. On the other hand, sufficient number of data to determine the orbit and parameters are also necessary. Therefore the three-day-arcs are selected for the duration of computation of AJISAI in this case. Basic constants of AJISAI [Sasaki and Hashimoto 1987] are shown in Table IV-9.

Table IV—8. Geophysical parameters estimated by LAGEOS SLR
—— case of GEM-L2 gravity field used ——
〈HYDRANGEA results〉

	average of 8 arcs in 1986	average of 9 arcs in 1988	weighted mean
GM	398600.44755 ± 0.00059	398600.44811 ± 0.00087	$398600.44773 \text{ km}^3/\text{s}^2$
J_2	$(1082.532 \pm 0.031) \times 10^{-6}$	$(1082.657 \pm 0.021) \times 10^{-6}$	1082.618×10^{-6}
γ	1.144 ± 0.015	1.129 ± 0.026	1.140
$\Delta\alpha$	$(-4.4 \pm 2.3) \times 10^{-12}$	$(-0.9 \pm 5.3) \times 10^{-12}$	$-3.8 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$

Table IV—9. Dynamical models and constants for AJISAI orbit determination
(assumed values or initially adopted values)

Atmospheric density at $h=1500 \text{ km}$	:	$\rho_0 = 3.55 \times 10^{-7} \text{ kg/km}^3$
Scale constant of the atmospheric density at $h=1500 \text{ km}$	:	$k = 1.73 \times 10^{-3} / \text{km}$
AJISAI mass	:	$m = 685.2 \text{ kg}$
AJISAI cross section area	:	$A_s = 3.631 \text{ m}^2$
AJISAI reflectivity coefficient	:	$\gamma = 1.3$ (initially assumed)
AJISAI atmospheric drag coefficient	:	$C_d = 3.8$ (initially assumed)
AJISAI empirical along track acceleration	:	$\Delta\alpha = 0$
AJISAI center of mass correction	:	$R_{\text{CM}} = -1.01 \text{ m}$

The AJISAI SLR data used are 136369 ranges in 35 three-day-arcs from August 16, 1986 at just after the launch of AJISAI to November 28, 1986. The gravity field model used is 36×36 (full coefficients) of GEM-T1. The reflectivity coefficient (γ) and atmospheric drag coefficient (C_d) estimated are given in Table IV-10. The mean range residual is 18.2cm.

Table IV—10. Ballistic parameters of AJISAI estimated by SLR
—— case of GEM-T1 used ——

	〈HYDRANGEA results〉
Reflectivity coeff. (γ)	: 1.01 ± 0.07
Atmospheric drag coeff. (C_d)	: 3.5 ± 0.6

(2) Earth rotation parameters

The earth rotation parameters are estimated by using the LAGEOS SLR data. As a test, a

five-day-arc with 749 normal point data in the duration from 12h (UTC), October 8 to 12h (UTC) October 13, 1984 is used. The estimated parameters are the pole position (x_p, y_p) , the excess rotation per day (*ex. RPD* : minus sign of the excess length of day), reflectivity coefficient and along track acceleration. The input parameters for dynamical models and constants of LAGEOS are the same as given in the previous section. The resultant values for earth rotation parameters are :

<HYDRANGEA results>

$$(x_p, y_p) = (296.2 \pm 0.3 \text{ milliarcsec [= mas]}, 206.1 \pm 0.2 \text{ mas}),$$

$$(\text{ex. RPD}) = (-1.80 \pm 0.02 \text{ milliseconds of time/day [= ms/d]}).$$

Next, all the earth rotation parameters in the MERIT Campaign are estimated. The SLR data used are 49,576 LAGEOS normal point data of 85 five-day-arcs from September 1983 to October 1984. The gravity field used is GEM-L2 and the reference station coordinates adopted are SSC (CSR) 85 L 07 [Tapley *et al.* 1985]. The simultaneously estimated parameters are initial satellite position and velocity, pole position, excess rotation per day, reflectivity coefficient and along track acceleration. The mean residual for all the normal point data is 9.77cm and most of the internal errors for the derived pole positions and excess rotation per day are less than 0.5mas. The number of data used, range residual, resultant pole position, excess rotation per day, reflectivity coefficient and their standard deviations are given in Table IV-11. The resulting pole position and excess rotation per day are given in Figures IV-3 and IV-4. The result of the earth rotation parameters well coincides with ERP (CSR) 85 L 07. The mean systematic difference of this result from the result of ERP (CSR) 85 L 07 is $(\delta x_p, \delta y_p, \delta \omega) = (-0.51 \text{ milliarcseconds (mas)}, -0.13 \text{ mas}, -0.87 \text{ ms/d})$ and the standard deviation of each five-day-result is $(\Delta x_p, \Delta y_p, \Delta \omega) = (\pm 1.1 \text{ mas}, \pm 1.4 \text{ mas}, \pm 0.42 \text{ ms/d})$.

The pole position of the earth is also solved by using worldwide AJISAI SLR data of three-day-arcs. The dynamical models, constants of AJISAI and SLR data used are the same as the case of the previous section. 136369 ranges in 35 three-day-arcs from mid-August to late-November in 1986 are used. The gravity field model used is full model of GEM-T1. The number of range data used and observed station, range residuals, resulting pole positions, reflectivity coefficients and their standard deviations for each arc are given in Table IV-12. The resultant pole position are shown in Figure IV-5 with VLBI results of IRIS [Campbell *et al.* 1987] for a reference in solid line.

(3) Station coordinates

The geocentric station coordinates of the reference point of hardware of the SLR system in each observation station are also estimated. As the first case, the LAGEOS normal point data of 5965 ranges in the successive 8 five-day-arcs from late-September to early-November in 1984 are used. The solved for parameters are 61 unknowns of LAGEOS initial position and velocity, GM, J_2 , reflectivity coefficient, γ , along track acceleration, $\Delta \alpha$, earth rotation parameters $(x_p, y_p, \Delta \omega)$, and three dimensional station coordinates for 16 sites, (U_i, V_i, W_i) , $i = 1, 2, 3, \dots, 16$. The gravity field model used is GEM-T1 of the lower degrees and orders than 21×21 . The other parameters for dynamical models and constants of LAGEOS are the same as previous sections. The number of normal point data used and their observation station, mean range residuals are given in Table IV-13.

Since the pole position and excess rotation per day of the earth are also solved simultaneously with station coordinates, the longitude of one station and latitudes of two SLR stations, of which longitudes are expected to be different by around 90 degrees for good geometrical separation of station location and pole position, should be fixed numerically in principle in the procedure for each five-day-arc. However such numerically fixed and defining three stations which produce sufficient amount of

Table IV —11. Pole position and excess rotation per day (LAGEOS SLR)

—from September 1983 to October 1984—

<HYDRANGEA results> JHDERP-L1 [Sasaki]

UNITS : MILLI ARCSECOND(mas)FOR POLE POSITION AND MILLISECOND PER
DAY(ms/d)FOR EXCESS ROTATION PER DAY(ex-RPD=minus LOD)

D A T E			M J D		RANGE		S I G M A		
					DATA	RESIDUAL	Xp	Yp	ex-RPD
					(npt)				
y	m	d	d		cm	mas	mas	mas/d	mas mas ms/d
1983	SEP	7.56	45584.56	408	11.3	287.0	144.7	-1.69	0.5 0.7 0.03
1983	SEP	12.56	45589.56	333	9.1	273.1	125.7	-2.08	0.5 0.7 0.02
1983	SEP	16.74	45593.74	520	10.0	263.8	109.5	-1.86	0.4 0.6 0.02
1983	SEP	21.82	45598.82	495	11.1	249.2	94.0	-1.73	0.5 0.6 0.02
1983	SEP	27.50	45604.50	392	8.3	227.4	75.6	-2.20	0.4 0.5 0.02
1983	OCT	2.55	45609.55	263	10.7	208.2	60.9	-2.15	0.5 1.0 0.03
1983	OCT	6.60	45613.60	655	11.3	197.1	51.2	-2.24	0.4 0.5 0.02
1983	OCT	12.34	45619.34	555	9.2	176.7	37.7	-2.55	0.3 0.4 0.02
1983	OCT	16.94	45623.94	544	9.5	157.9	31.0	-2.03	0.4 0.5 0.01
1983	OCT	21.96	45628.96	529	9.9	137.2	24.1	-2.32	0.4 0.5 0.02
1983	OCT	27.21	45634.21	829	10.5	112.4	17.2	-2.67	0.3 0.4 0.02
1983	NOV	1.24	45639.24	559	10.5	89.4	12.1	-2.55	0.5 0.4 0.02
1983	NOV	6.19	45644.19	466	10.9	67.8	14.5	-2.89	0.6 0.5 0.02
1983	NOV	10.73	45648.73	559	11.3	45.5	11.8	-2.66	0.5 0.4 0.02
1983	NOV	16.40	45654.40	473	10.2	21.6	13.3	-2.39	0.4 0.5 0.03
1983	NOV	21.70	45659.70	460	16.0	-1.5	17.0	-2.66	0.7 0.6 0.03
1983	NOV	25.17	45663.17	299	9.2	-19.6	23.2	-2.38	0.5 0.5 0.03
1983	DEC	1.14	45669.14	424	12.0	-42.4	27.9	-2.08	0.5 0.6 0.02
1983	DEC	6.57	45674.57	473	10.1	-63.3	36.5	-2.33	0.4 0.4 0.03
1983	DEC	10.90	45678.90	426	11.9	-76.5	41.9	-2.02	0.5 0.5 0.02
1983	DEC	15.83	45683.83	392	13.1	-92.3	53.6	-2.06	0.6 0.5 0.03
1983	DEC	21.13	45689.13	345	10.0	-107.8	62.9	-2.24	0.5 0.5 0.03
1983	DEC	25.45	45693.45	221	9.0	-118.6	70.7	-2.17	0.5 0.7 0.03
1983	DEC	30.71	45698.71	366	7.6	-132.0	85.1	-2.22	0.4 0.4 0.02
1984	JAN	5.35	45704.35	380	9.5	-149.7	99.1	-2.32	0.6 0.5 0.03
1984	JAN	11.24	45710.24	385	6.3	-165.7	117.2	-1.69	0.4 0.3 0.03
1984	JAN	15.41	45714.41	440	10.0	-173.3	127.7	-1.66	0.4 0.4 0.02
1984	JAN	19.67	45718.67	530	11.1	-180.1	143.0	-1.90	0.4 0.4 0.03
1984	JAN	25.77	45724.77	620	7.6	-197.1	164.5	-1.34	0.3 0.4 0.02
1984	JAN	30.18	45729.18	381	7.5	-205.1	179.0	-1.62	0.4 0.5 0.02
1984	FEB	3.23	45733.23	267	7.3	-210.6	191.6	-1.60	0.7 0.8 0.03
1984	FEB	9.01	45739.01	628	7.9	-223.7	209.7	-1.73	0.4 0.4 0.02
1984	FEB	14.05	45744.05	313	9.5	-230.9	223.9	-2.08	0.5 0.6 0.04
1984	FEB	19.15	45749.15	456	11.9	-235.5	242.7	-1.63	0.5 0.5 0.03
1984	FEB	23.60	45753.60	397	11.7	-239.9	259.1	-1.69	0.7 0.5 0.03
1984	FEB	29.49	45759.49	476	12.4	-243.8	282.6	-2.02	0.5 0.5 0.03
1984	MAR	4.55	45763.55	281	10.6	-247.9	300.3	-1.84	0.6 0.5 0.04
1984	MAR	9.74	45768.74	289	10.0	-248.6	319.7	-2.07	0.5 0.6 0.04
1984	MAR	14.58	45773.58	329	13.3	-242.9	342.1	-2.05	0.6 0.9 0.04
1984	MAR	20.77	45779.77	442	11.7	-233.5	368.6	-1.86	0.5 0.5 0.05
1984	MAR	24.78	45783.78	425	11.6	-232.6	382.5	-2.17	0.5 0.5 0.04
1984	MAR	29.79	45788.79	512	8.5	-222.3	401.4	-2.30	0.3 0.4 0.03
1984	APR	4.39	45794.39	447	9.8	-210.8	420.1	-1.79	0.5 0.6 0.02
1984	APR	8.81	45798.81	524	8.8	-196.6	437.3	-2.11	0.4 0.4 0.02
1984	APR	14.31	45804.31	824	10.1	-182.6	459.0	-2.12	0.3 0.4 0.02

—from September 1983 to October 1984—

(continued)

DAY(ms/d)FOR EXCESS ROTATION PER DAY(exRPD)

D A T E			M J D	RANGE RESIDUAL Xp			Yp	exRPD	S I G M A Xp Yp exRPD		
y	m	d	d		cm	mas	mas	ms/d	mas	mas	ms/d
1984	APR	18.80	45808.80	578	10.5	-170.6	473.2	-1.87	0.5	0.5	0.03
1984	APR	24.82	45814.82	791	10.0	-154.8	490.7	-2.25	0.3	0.3	0.02
1984	APR	28.37	45818.37	658	10.8	-142.9	501.2	-1.83	0.4	0.4	0.02
1984	MAY	3.99	45823.99	607	10.1	-121.5	511.4	-2.08	0.4	0.3	0.02
1984	MAY	8.91	45828.91	577	8.5	-102.3	529.2	-1.83	0.3	0.3	0.02
1984	MAY	14.61	45834.61	582	10.5	-84.4	540.2	-1.43	0.4	0.3	0.02
1984	MAY	19.03	45839.03	896	9.0	-67.9	545.5	-1.62	0.3	0.3	0.01
1984	MAY	24.01	45844.01	1086	9.3	-48.8	552.2	-1.45	0.3	0.2	0.01
1984	MAY	30.02	45850.02	646	8.5	-22.7	556.7	-1.15	0.3	0.3	0.02
1984	JUN	2.84	45853.84	1014	8.5	-4.6	559.1	-1.55	0.2	0.2	0.01
1984	JUN	8.24	45859.24	689	9.9	19.4	556.5	-1.16	0.4	0.3	0.02
1984	JUN	13.18	45864.18	759	10.3	40.0	556.4	-1.13	0.4	0.3	0.02
1984	JUN	18.27	45869.27	818	8.0	60.2	554.1	-1.23	0.2	0.2	0.01
1984	JUN	22.79	45873.79	503	9.6	78.4	552.1	-0.94	0.4	0.4	0.03
1984	JUN	27.87	45878.87	868	9.8	98.9	546.6	-1.03	0.3	0.3	0.02
1984	JUL	3.24	45884.24	451	7.3	125.7	540.6	-0.69	0.3	0.4	0.02
1984	JUL	8.24	45889.19	594	7.8	145.3	531.2	-0.36	0.3	0.3	0.02
1984	JUL	12.48	45893.48	651	8.2	161.9	520.0	-0.77	0.3	0.3	0.03
1984	JUL	18.57	45899.57	581	7.5	183.7	504.2	-0.75	0.3	0.3	0.02
1984	JUL	23.25	45904.25	623	8.5	202.3	493.2	-0.14	0.4	0.3	0.02
1984	JUL	27.97	45908.97	563	10.5	218.3	479.4	-0.97	0.4	0.4	0.03
1984	AUG	2.07	45914.07	968	10.8	237.2	464.8	-1.53	0.3	0.3	0.02
1984	AUG	7.92	45919.92	706	8.1	255.9	446.4	-0.91	0.3	0.3	0.02
1984	AUG	12.03	45924.03	735	7.1	268.5	432.5	-1.29	0.2	0.2	0.01
1984	AUG	16.65	45928.65	710	7.4	280.5	417.7	-1.16	0.3	0.2	0.02
1984	AUG	22.35	45934.35	1016	8.3	291.6	396.5	-1.33	0.3	0.2	0.02
1984	AUG	27.45	45939.45	729	9.9	294.4	374.2	-1.49	0.4	0.3	0.02
1984	AUG	31.80	45943.80	855	10.1	297.2	360.1	-1.26	0.4	0.3	0.02
1984	SEP	6.05	45949.05	786	9.8	300.8	340.1	-1.53	0.3	0.3	0.02
1984	SEP	11.73	45954.73	772	7.6	304.4	317.5	-1.42	0.3	0.2	0.01
1984	SEP	15.94	45958.94	617	10.1	306.6	299.9	-1.36	0.4	0.3	0.02
1984	SEP	21.00	45964.00	899	9.5	310.1	280.5	-1.71	0.3	0.2	0.02
1984	SEP	26.00	45969.26	841	9.5	310.7	259.9	-1.58	0.3	0.3	0.02
1984	OCT	1.57	45974.57	569	8.5	308.9	241.3	-1.84	0.3	0.3	0.02
1984	OCT	5.51	45978.51	623	9.2	304.0	225.2	-1.97	0.4	0.3	0.02
1984	OCT	10.71	45983.71	750	9.2	296.4	204.9	-1.57	0.4	0.3	0.02
1984	OCT	16.37	45989.37	821	10.6	286.6	186.2	-1.56	0.3	0.3	0.02
1984	OCT	20.57	45993.57	639	10.7	281.0	173.2	-1.85	0.4	0.3	0.02
1984	OCT	25.71	45998.71	821	11.2	273.8	157.5	-1.48	0.3	0.3	0.02
1984	OCT	31.31	46004.31	901	9.0	259.3	138.8	-1.75	0.3	0.2	0.02

(mean 9.77cm)											

Pole Position (HYDRANGEA) LAGEOS 5-day-arcs

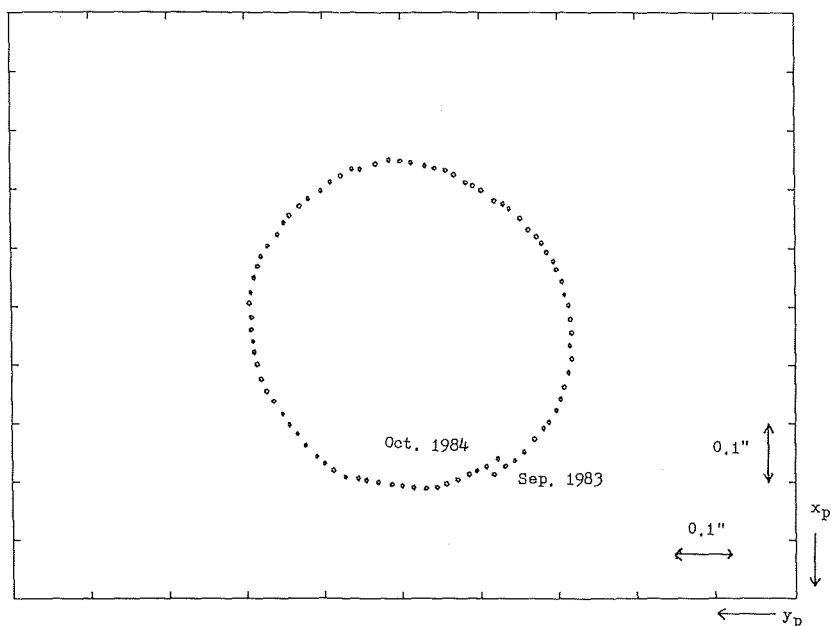


Figure IV — 3. Pole position derived from LAGEOS SLR data by using HYDRANGEA.

Excess Rotation per Day (HYDRANGEA) LAGEOS 5-day-arcs

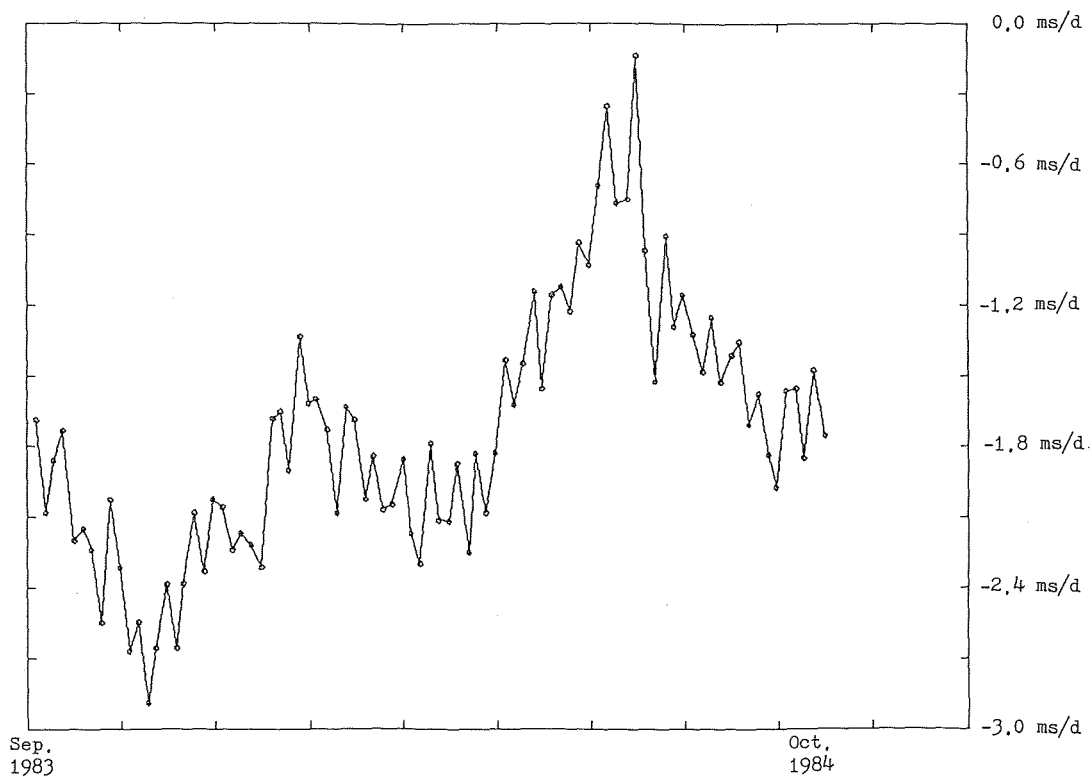


Figure IV — 4. Excess rotation per day derived from LAGEOS SLR data by using HYDRANGEA.

<HYDRANGEA results> JHDERP-A1 [Sasaki]

D A T E			M J D	DATA STN		RANGE RESID.	Xp	Yp	γ	S I G M A		
				(RAW)						Xp	Yp	γ
y	m	d	d			cm	mas	mas		mas	mas	
1986	AUG	17.10	46659.10	2780	6	13.0	4.7	400.1	-0.476	0.4	0.5	0.018
1986	AUG	20.07	46662.07	9846	8	26.7	-8.3	379.6	0.726	0.3	0.3	0.005
1986	AUG	22.33	46664.33	3293	6	11.7	11.3	389.1	0.752	0.6	0.9	0.009
1986	AUG	26.77	46668.77	2499	10	17.4	11.4	387.8	1.078	0.4	0.4	0.005
1986	AUG	29.28	46671.26	4100	9	18.2	9.5	392.9	0.944	0.4	0.3	0.003
1986	SEP	1.72	46674.72	1744	6	17.3	18.3	393.6	0.930	0.6	0.5	0.005
1986	SEP	4.23	46677.23	8946	10	26.0	19.7	394.2	1.016	0.3	0.2	0.002
1986	SEP	7.81	46680.81	3877	11	28.5	17.3	397.8	0.904	0.6	0.6	0.004
1986	SEP	10.97	46683.97	6666	8	23.9	35.6	397.0	0.958	0.4	0.3	0.003
1986	SEP	12.76	46685.76	854	6	8.9	43.3	393.9	0.902	0.7	0.7	0.005
1986	SEP	15.81	46688.81	965	6	9.7	61.8	411.9	1.566	1.3	1.4	0.048
1986	SEP	19.32	46692.32	2457	5	18.4	47.0	394.5	1.090	0.5	0.5	0.003
1986	SEP	22.85	46695.85	4435	8	20.6	34.9	399.5	1.001	0.4	0.3	0.004
1986	SEP	25.72	46698.72	7742	12	23.9	43.6	393.8	1.029	0.3	0.3	0.002
1986	SEP	28.35	46701.35	2929	6	17.1	65.0	383.0	1.222	0.4	0.3	0.006
1986	OCT	1.50	46704.50	2889	8	19.8	56.0	378.5	1.105	0.5	0.4	0.004
1986	OCT	3.55	46706.55	2579	6	16.8	51.1	393.5	0.773	0.6	0.5	0.027
1986	OCT	7.84	46710.84	7253	10	15.7	56.1	393.2	0.970	0.3	0.2	0.002
1986	OCT	10.43	46713.43	4009	9	15.8	54.9	390.8	1.032	0.4	0.3	0.002
1986	OCT	13.89	46716.89	4367	9	23.0	72.0	392.0	0.940	0.4	0.3	0.004
1986	OCT	16.74	46719.74	5059	11	29.7	75.3	391.9	0.924	0.5	0.3	0.004
1986	OCT	20.06	46723.06	2167	7	14.7	80.6	383.0	0.970	0.5	0.3	0.003
1986	OCT	22.69	46725.69	4380	9	17.3	82.7	387.0	1.139	0.3	0.2	0.002
1986	OCT	25.05	46728.05	3933	7	11.5	85.0	377.1	1.107	0.3	0.5	0.003
1986	OCT	28.18	46731.18	3643	8	19.1	86.0	378.0	1.112	0.4	0.4	0.003
1986	OCT	30.07	46733.07	1558	5	13.6	104.0	386.4	1.076	0.6	0.4	0.008
1986	NOV	3.16	46737.16	4873	11	30.2	101.8	368.3	0.982	0.5	0.4	0.003
1986	NOV	6.16	46740.16	3806	10	21.1	106.2	361.1	0.913	0.5	0.4	0.003
1986	NOV	9.59	46743.59	2740	10	15.9	101.8	371.3	1.063	0.3	0.3	0.003
1986	NOV	11.78	46745.78	4275	11	22.7	107.9	381.4	0.977	0.4	0.4	0.005
1986	NOV	15.04	46749.04	3509	7	11.1	111.0	367.5	0.894	0.3	0.2	0.008
1986	NOV	17.54	46751.54									

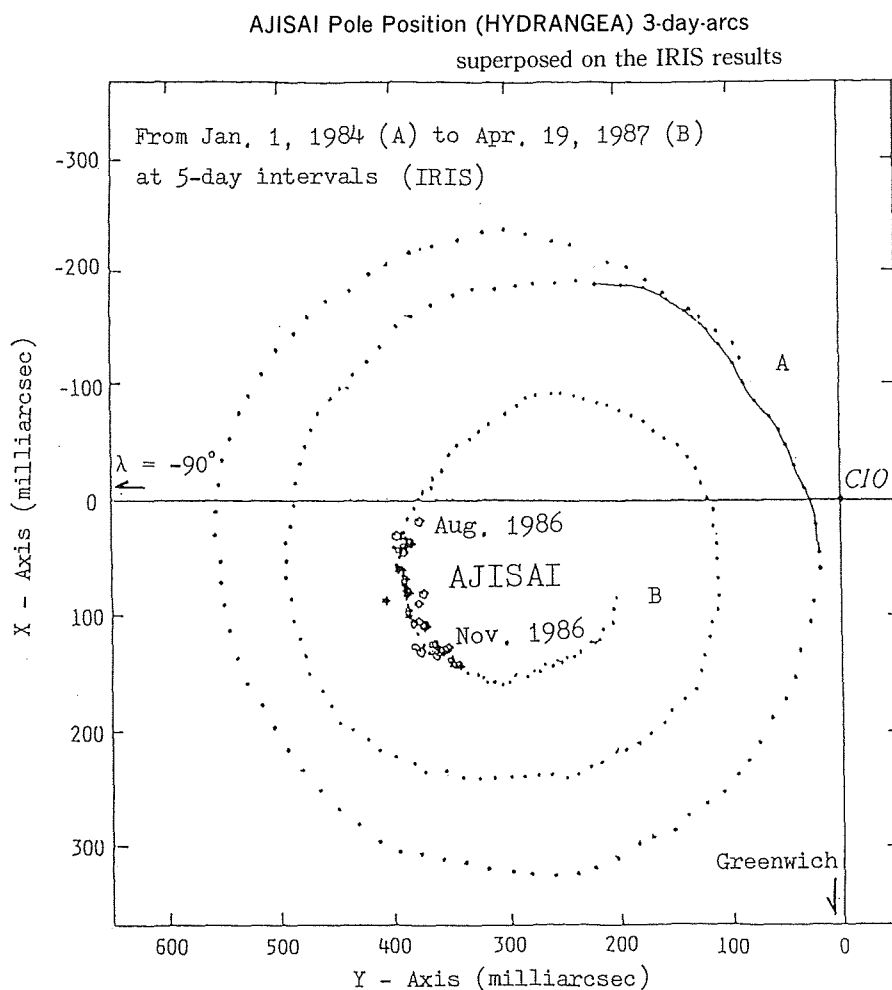


Figure IV — 5. Pole position derived from AJISAI SLR data by using HYDRANGEA.

Table IV—13. Data table for JHDSC-2 and range residuals
<HYDRANGEA results>

mean	date	MJD	station number	ranges (normal point)	rms
1984		244			cm
SEP	26.26	5969.26	10	841	7.3
OCT	1.53	5974.53	12	569	5.6
OCT	5.51	5978.51	13	623	5.9
OCT	10.71	5983.71	16	750	6.8
OCT	16.37	5989.37	12	821	7.8
OCT	20.57	5993.57	13	639	7.2
OCT	25.71	5998.71	13	821	8.9
OCT	31.31	6004.31	12	901	6.9
(total/mean)				5965	7.1

SLR data for determination of unknown parameters in every five-day-arcs can not be selected from the station file because no station can obtain ideally sufficient SLR data for every five-day-arcs owing to weather- and operational conditions. Therefore the four major station coordinates of Yaragadee, in Australia (station ID 7090), Quincy, California (7109), Wettzell, West Germany (7834) and Matera, Italy (7939) are fixed to construct the frame of the geocentric coordinate system to make coincide with LSC (CSR) 85 L 07, (which was defined for the mean time of a half year before the epoch date of this estimation), as an original reference. Several station coordinates, of which numbers of ranges observed in the 40 days are small, are also fixed and the coordinates of 15 stations (16th station (Platteville, Colorado) has no sufficient data) are solved freely. The fixed station coordinates with a mark of "0" and the solved for stations with "1" for the first column are tabulated in Table IV-14. The resulting station coordinates named as JHDSC-2 (L84) are given in Table IV-15.

Table IV —15. JHD SLR station coordinate set 2 (JHDSC-2) for 1984. 80

<HYDRANGEA results>

STATION ID	U	V	W	SU	SV	SW	DU	DV	DW
							(diff. from LSC(CSR)8507)		
	m	m	m	mm	mm	mm	mm	mm	mm
FRF105 7105	1130720.328	-4831352.954	3994108.568	28	32	55	+45	+59	-73
MNPEAK 7110	-2386279.158	-4802356.889	3444883.211	14	6	13	-15	+9	0
HUAHIN 7121	-5345868.277	-2958248.487	-1824625.026	14	14	25	-30	+97	-63
MAZTLN 7122	-1660090.188	-5619103.211	2511639.243	16	21	19	+37	-6	+22
HOLLAS 7210	-5466007.043	-2404428.299	2242188.416	24	9	29	-13	-2	+5
METFIN 7805	2892595.259	1311808.051	5512609.850	468	347	307	+80	-125	-87
ZIMERW 7810	4331283.534	567549.240	4633140.238	18	41	18	+14	-1	+1
GRASSE 7835	4581691.869	556159.276	4389359.474	32	13	11	+59	-23	+29
SHANHI 7837	-2831087.666	4676203.584	3275172.901	43	24	43	+96	-69	+160
SIMOST 7838	-3822388.330	3699363.577	3507573.186	27	40	29	-31	+46	+39
GRAZ 7839	4194426.797	1162693.822	4647246.852	41	60	61	+5	-7	+196
RGO 7840	4033463.840	23662.263	4924305.153	18	11	14	-28	+23	+12
ORRLR 7843	-4446476.890	2678127.310	-3696252.010	35	26	43	-56	-74	+101
QUINC3 78863	-2517244.864	-4198552.155	4076572.977	17	7	12	+22	+5	+16
AREQPA 7907	1942791.901	-5804077.812	-1796919.276	30	35	38	-33	+9	-5

* averaged values of eight 5 day arcs

* the values above are for the reference point of each SLR hardware

* other derived parameters: $(X, Y, Z, V_x, V_y, V_z), (x_p, y_p, ex-RPD), GM: 398600.4453 \pm 0.0003 \text{ km}^3/\text{s}^2$, reflectivity coeff. : 1.111 ± 0.008 , mean empirical acceleration: $-2.5 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$

Table IV —14. An input file for estimation of station coordinates

[after Tapley *et al.* 1986, SSC (CSR)85L07]

(averaged epoch:1984. 25)

"0" in the first column means fixed station,

"1" in the first column means free adjustment station

0	1	1181	3800.62133980	882.00530920	5028.85973880
0	2	7062	-2428.82645109	-4799.75197452	3417.27267390
0	3	7082	-1735.99714938	-4425.05163362	4241.43222929
0	4	7086	-1330.12100349	-5328.53225482	3236.14692650
0	5	7090	-2389.00748085	5043.33186767	-3078.52712417
1	6	7105	1130.72028300	-4831.35301273	3994.10864126
0	7	7109	-2517.23599413	-4198.55833712	4076.57182528
1	8	7110	-2386.27914274	-4802.35687951	3444.88321147
1	9	7112	-1240.67891517	-4720.46591694	4094.48299310
1	10	7121	-5345.86824739	-2958.24858418	-1824.62496221
1	11	7122	-1660.09022497	-5619.10321667	2511.63922112
1	12	7210	-5466.00703029	-2404.42829680	2242.18841078
0	13	7220	-2386.29249008	-4802.34964553	3444.88389930
0	14	7265	-2356.47824914	-4646.61993915	3668.42728893
0	15	7400	1769.70037043	-5044.61486135	-3468.26315879
0	16	7401	1815.51795893	-5213.46688609	-3188.00239597
0	17	7599	4075.51748510	931.75404810	4801.63040520
1	18	7805	2892.59517860	1311.80817580	5512.60993670
1	19	7810	4331.28351980	567.54924120	4633.14023710
0	20	7831	4728.28301690	2879.66963200	3156.89419850
0	21	7833	3899.22428920	396.74280480	5015.07400130
0	22	7834	4075.53018840	931.78123020	4801.61839170
1	23	7835	4581.69191040	556.15929930	4389.35944520
1	24	7837	-2831.08756980	4676.20365280	3275.17274110
1	25	7838	-3822.38829880	3699.36353070	3507.57314720
1	26	7839	4194.42679160	1162.69382910	4647.24665570
1	27	7840	4033.46386750	23.66224000	4924.30514080
1	28	7843	-4446.47694560	2678.12738440	-3696.25211100
0	29	7882	-1997.24221570	-5528.04259884	2468.35586606
0	30	78861	-2517.24252593	-4198.55420953	4076.57228296
0	31	78862	-2517.24253049	-4198.55420352	4076.57227541
1	32	78863	-2517.24484244	-4198.55214964	4076.57296010
1	33	7907	1942.79193440	-5804.07782100	-1796.91927060
0	34	7935	-3910.42362630	3376.35799700	3729.23900670
0	35	7939	4641.96518490	1393.06984770	4133.26234580
0	36	7940	4595.21695840	2039.46449720	3912.61323340
0	37	8833	3899.23788300	396.76913070	5015.05538700

The mean internal error of the station coordinates for 14 stations determined except a Finland station (Metsahovi) with much larger range residuals than other stations is (2.6cm, 2.4cm, 2.9cm). A comparison with the original SSC (CSR) 85L07 for the same 14 stations gives good coincidence as (+0.5cm, +0.5cm, +3.1cm) for the systematic difference of the coordinates and as (3.4cm, 3.1cm, 5.1cm) for the mean individual difference. The internal error is very small despite of the derived results from averaging of 8 five-day-arcs. A part of the reason of the external difference from original SSC (CSR) 85L07 might be explained by the half year difference of epoch of time of determination. These facts show a semi-long arc method as such five-day-arcs is powerful to determine dynamical parameters well because there is usually no large dynamical error owing to short duration of integration as five days, and mean range residual is kept small in a five-day-arcs.

As for the station coordinates of the Simosato Hydrographic Observatory, the resulting value of the reference point of the fixed SLR system is ;

<HYDRANGEA results>

SIMOSATO ($-3822388.330 \pm 0.027\text{m}$, $3677363.822 \pm 0.040\text{m}$, $3507573.186 \pm 0.029\text{m}$) [JHDSC-2 (L84)]
 or $+33^{\circ} 34' 39.6994^{\circ}\text{S}$ (Lat.), $135^{\circ} 56' 13.3384^{\circ}\text{E}$ (Lon.), 101.652m(H) (semi-major axis = 6378137.0m , flattening = $1/298.257$).

On the other hand, the surveyed coordinates for the same point referring to the Tokyo Datum is

$+33^{\circ} 34' 27.496^{\circ}\text{S}$ (Lat.), $135^{\circ} 56' 23.537^{\circ}\text{E}$ (Lon.), 62.44m (H) .

The geoid height of the Tokyo Datum at Simosato area is estimated as 0 meter by using a geoid map of Ganeko [1977]. The three dimensional coordinates of the reference point are calculated and therefore the interrelation of the global geocentric coordinates, JHDSC-2 and the Tokyo Datum is given as

<HYDRANGEA results>

$$U_{\text{JHDSC2}} - U_{\text{TOKYO}} = -146.28\text{m},$$

$$V_{\text{JHDSC2}} - V_{\text{TOKYO}} = +507.56\text{m},$$

$$W_{\text{JHDSC2}} - W_{\text{TOKYO}} = +681.87\text{m}.$$

The similar procedures are made for 8 five-day-arcs of LAGEOS in mid-1986 and 9 five-day-arcs of LAGEOS in early-1988 by using not the normal point data but raw range data. The 61 solved-for parameters are the same as previous case. However the earth gravity field model is GEM-L2 in these case. Other dynamical models and constants of LAGEOS are the same. The date of the central point of each duration of arc, raw range data used, number of stations involved in the data used, range residuals for determined orbit are given in Table IV-16 for the year 1986 and Table IV-17 for the year 1988. Total numbers of range data and mean range residuals are 87275, 5.3cm for 1986 and 91634, 4.7cm for 1988, respectively. The fixed stations are the same as previous case but the station positions are slightly shifted by using the plate motion model of AM0-2 given by Minster and Jordan [1978]. The calculation procedure is given by a subroutine supplied by Minster [1988] in IERS Standards [McCarthy *et al.* 1988]. The resulting station coordinates are named JHDSC-3 and JHDSC-4 and are given in Table IV-18 and Table IV-19, respectively.

The determination of the baseline length for Simosato-Titi Sima by using not short arcs but semi-long arc of a five-day-arc of worldwide LAGEOS SLR data is made. The number of solved-for unknowns are 61 and three dimensional station coordinates of Simosato and Titi Sima are simultaneously solved as unknown parameters. Only one set of five-day-arc can be used to determine the both station coordinates because of insufficient number of data. The duration of the one arc is from 12th to 16th of

Table IV—16. Data table for JHDSC-3 and range residuals
 <HYDRANGEA results>

	mean	date	MJD	station number	ranges (raw data)	rms
	1986		244			cm
	SEP	17.37	6690.37	10	9033	4.0
	SEP	23.98	6696.98	11	8462	5.0
	SEP	29.32	6702.32	13	7665	7.8
	OCT	2.72	6705.72	13	11046	5.1
	OCT	8.51	6711.51	12	6062	5.1
	OCT	14.25	6717.25	13	16561	4.3
	OCT	18.16	6721.16	12	14436	6.2
	OCT	22.88	6725.88	10	14010	4.5
	(total/mean)				87275	5.3

Table IV—17. Data table for JHDSC-4 and range residuals
 <HYDRANGEA results>

	mean	date	MJD	station number	ranges (raw data)	rms
	1988		244			cm
	JAN	12.58	7172.58	14	11638	3.9
	JAN	19.33	7179.33	10	3887	4.0
	JAN	25.73	7185.73	14	9865	5.1
	JAN	30.75	7190.75	11	9391	4.1
	FEB	4.21	7195.21	11	17370	5.2
	FEB	9.77	7200.77	11	12228	5.3
	FEB	14.11	7205.11	12	12817	7.0
	FEB	18.96	7209.96	12	9885	3.1
	APR	13.01	7264.01	9	4553	4.3
	(total/mean)				91634	4.7

Table IV—18. JHD SLR station coordinate set 3 (JHDSC-3) for 1986.76

<HYDRANGEA results>

STATION	ID	U	V	W	SU	SV	SW
		m	m	m	mm	mm	mm
GRF105	7105	1130720.392	-4831353.012	3994108.478	46	30	60
MNPEAK	7110	-2386279.216	-4802356.794	3444883.240	27	18	21
MAZTLN	7122	-1660090.204	-5619103.192	2511639.131	53	24	40
HOLLAS	7210	-5466007.001	-2404428.137	2242188.454	47	69	46
SIMOST	7838	-3822388.362	3699363.594	3507573.190	31	48	44
GRAZ	7839	4194426.800	1162693.823	4647246.696	28	66	39
RGO	7840	4033463.875	23662.353	4924305.137	42	71	47
AREQPA	7907	1942791.795	-5804077.799	-1796919.213	35	38	48

* averaged values of eight 5 day arcs

* the values above are for the reference point of each SLR hardware

* other derived parameters : $(X, Y, Z, V_x, V_y, V_z), (x_p, y_p, ex-RPD), GM : 398600.4475 \pm 0.0005 \text{ km}^3/\text{s}^2, J_2 : (1082.532 \pm 0.03) \times 10^{-6}$, reflectivity coeff. : 1.144 ± 0.015 , mean empirical acceleration : $(-4.4 \pm 2.3) \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$

Table IV—19. JHD SLR station coordinate set 4 (JHDSC-4) for 1988.11

<HYDRANGEA results>

STATION	ID	U	V	W	SU	SV	SW
		m	m	m	mm	mm	mm
GRF105	7105	1130720.259	-4831353.100	3994108.475	70	49	70
MNPEAK	7110	-2386279.222	-4802356.792	3444883.277	22	32	25
MAZTLN	7122	-1660090.255	-5619103.286	2511639.256	20	25	27
HOLLAS	7210	-5466007.127	-2404427.947	2242188.711	17	37	50
GRASSE	7835	4581691.850	556159.423	4389359.610	47	34	59
SIMOST	7838	-3822388.307	3699363.540	3507573.232	21	60	50
GRAZ	7839	4194426.760	1162693.831	4647246.703	20	15	21
RGO	7840	4033463.833	23662.357	4924305.282	28	36	34

* averaged values of nine 5 day arcs

* the values above are for the reference point of each SLR hardware

* other derived parameters : $(X, Y, Z, V_x, V_y, V_z), (x_p, y_p, ex-RPD), GM : 398600.4481 \pm 0.0009 \text{ km}^3/\text{s}^2, J_2 : (1082.657 \pm 0.02) \times 10^{-6}$, reflectivity coeff. : 1.129 ± 0.026 , mean empirical acceleration : $(-0.9 \pm 5.3) \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$

Table IV—20. Station coordinates of Simosato and Titi Sima and

baseline length between them <HYDRANGEA results>

— case of a five-day-arc —

arc date 1988 FEB 12-16

Simosato			Titi Sima		
U	V	W	U	V	W
m	m	m	m	m	m
-3822388.250	3699363.676	3507573.084	-4491072.572	3481528.024	2887391.731
± 0.011	± 0.011	± 0.016	± 0.009	± 0.009	± 0.009
Simosato-Titi Sima baseline length : 937665.185 m					

February 1988. The parameters simultaneously determined are GM , J_2 , reflectivity coefficient, earth rotation parameters, along track acceleration and 16 unknown stations as same as described for estimation of JHDSC-4. The SLR data used are 154 of Simosato, 847 of Titi Sima and 13762 in total of 13 stations for the arc from Feb. 12 to 16th. The mean range residuals for SLR data of Simosato, Titi Sima and all stations are 10.9cm, 5.2cm and 6.8cm, respectively. The determined coordinates of both sites and baseline length are given in Table IV-20.

(4) Changes of baseline lengths and plate motions

As described in the previous section, the station coordinate estimation by using continuous 8 five-day-arcs from late-September to early-November of 1984 determined good U-, V- and W-components in several centimeters level for 14 stations.

The baseline lengths between any two stations of these stations and four major fixed stations of Yragadee, Quincy, Wettzell and Matera are to be determined in the precision of several centimeters level. Even if some of these stations have errors for vertical (height) direction, the horizontal component, especially baseline lengths, can be determined well. Similar to the station coordinate determination for mid-1984, baseline determination can be done for the results derived by 8 five-day-arcs in mid-1986 and also for the results derived by 9 five-day-arcs in early 1988. There are many common baselines. However several station coordinates can not be determined well because of insufficient amount of SLR data. There are also some unstable stations for their station coordinates. At these stations there might be changes of their hardware systems, displacements of hardware or local crustal movements. The number of data is also not sufficient to estimate every baselines. Therefore stable stations as Monument Peak (International station ID : 7110) in California which is estimated to be on the Pacific plate, Hollas (7210) at Hawaii on the Pacific plate, Simosato (7838) at south edge of Kii Peninsula which is estimated to be on the Eurasian plate are selected as stations of completely free adjustment. The changes of baseline lengths between one of these free adjustment stations and one of fixed stations are also considered.

Before to consider a baseline length between two SLR stations, the angle which is made by two lines from the geocenter to a station and from the geocenter to another station is considered. If the angle is multiplied by a mean earth radius, the value expresses length of arc on the mean radius of the earth. As the amount of change of baseline length is a little more than 10cm level per year at most, the difference of the length of the arc above coincides with the change of the baseline length on a reference ellipsoid in sufficient precision. So, we only consider the change of the angles or length of arc on mean radius of the earth made by two lines from geocenter to a station and geocenter to another station for each pair of two observation stations.

The three epochs of station coordinate determinations in 1984, 1986 and 1988 are 1984.80, 1986.76 and 1988.11 and each time intervals from 1984 are 1.96 years and 3.31 years. The arc lengths between any of two stations freely determined and also arc lengths between a station freely determined and a fixed station are calculated for each year of 1984.80, 1986.76 and 1988.11.

To estimate yearly change of each arc length, the addition of the value of subtraction as the arc length for the year of 1986.76 minus the arc length for the year of 1984.80 and the other value of subtraction as the arc length for the year of 1988.11 minus the arc length for the year of 1984.80 is divided by the total years, 5.27. This is equivalent to give a constant error to measurements of any length of baseline, or in the other words, the weight for the measurement of yearly change rate of baseline length is proportional to the measurement interval.

The derived results are shown in Figures IV-6, IV-7 and IV-8 as followings : the amounts of arc

LAGEOS SLR PLATE MOTIONS (HYDRANGEA RESULTS) ... 1 ...

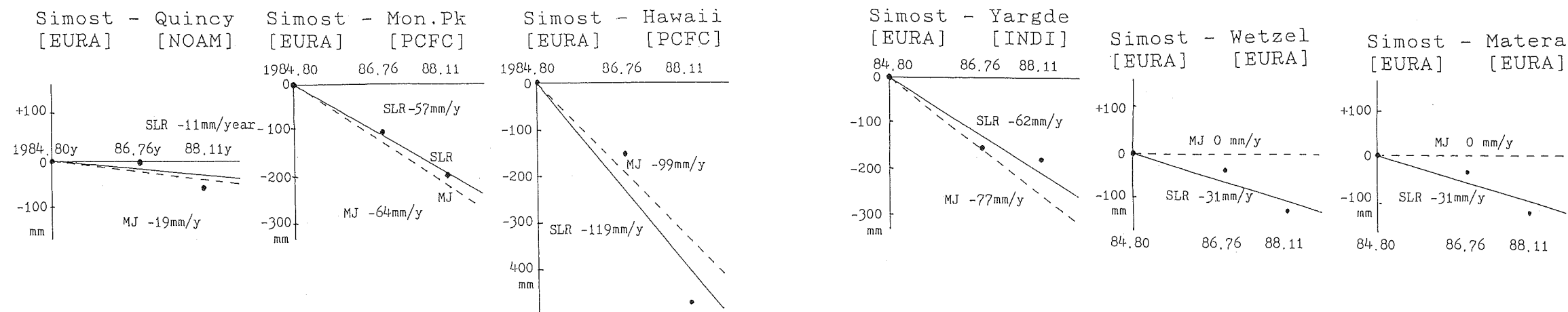


Figure IV - 6. Plate motions derived from LAGEOS SLR data by using HYDRANGEA(1).

LAGEOS SLR PLATE MOTIONS (HYDRANGEA RESULTS) ... 2 ...

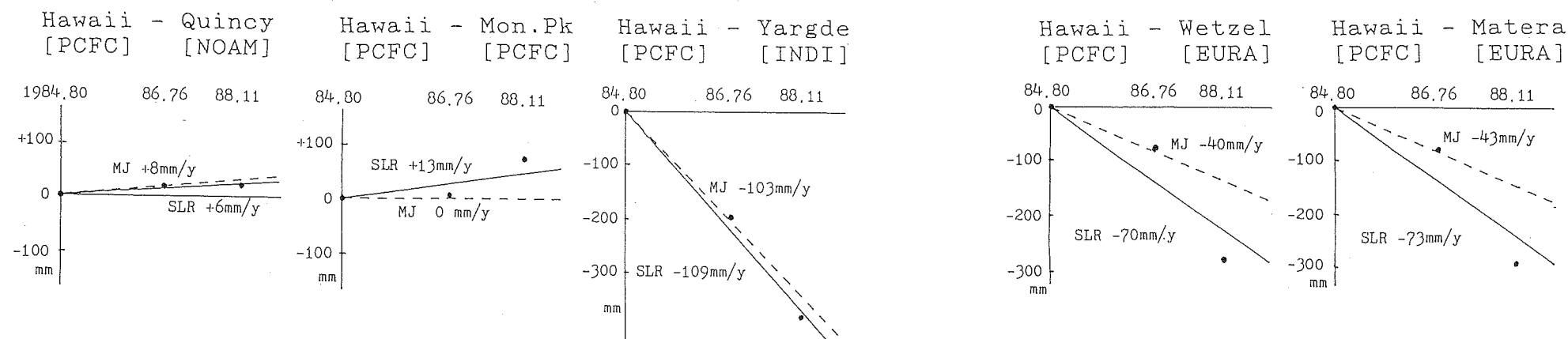


Figure IV - 7. Plate motions derived from LAGEOS SLR data by using HYDRANGEA(2).

LAGEOS SLR PLATE MOTIONS (HYDRANGEA RESULTS) ... 3 ...

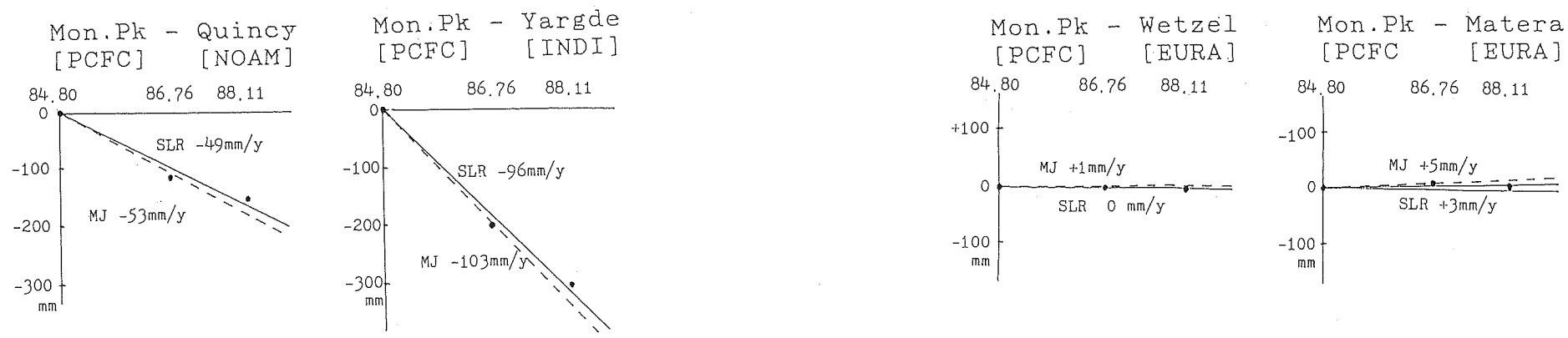


Figure IV - 8. Plate motions derived from LAGEOS SLR data by using HYDRANGEA(3).

length changes from 1984.80 to 1986.76 and from 1984.80 to 1988.11 are shown in two dots for each arc line ; the weighted yearly change rate is shown for each arc by a solid line and a value with "SLR" ; the calculated value of the AM0-2 model for each arc is given by a broken line and a value with "MJ" for comparison. These changes of arc lengths in the Figures indicate plate motions.

The results of yearly change of each arc length, namely the derived plate motions, are tabulated with the AM0-2 plate motions of Minster and Jordan [1978] in Table IV-21 as JHDPMTN-1 and also the results are shown on the worldwide map in Figure IV-9.

Table IV-21. JHD SLR derived plate motions 1 (JHDPMTN-1) from 1984.80 to 1988.11
<HYDRANGEA results>

				JHD <HYDRANGEA> mm/y	M/J mm/y
Simost	[EURA]	— Quincy	[NOAM]	-11	-19
Simost	[EURA]	— Mon. Pk	[PCFC]	-57	-64
Simost	[EURA]	— Hawaii	[PCFC]	-119	-99
Simost	[EURA]	— Yargde	[INDI]	-62	-77
Simost	[EURA]	— Wetzel	[EURA]	-31	0
Simost	[EURA]	— Matera	[EURA]	-31	0
Hawaii	[PCFC]	— Quincy	[NOAM]	+6	+8
Hawaii	[PCFC]	— Mon. Pk	[PCFC]	+13	0
Hawaii	[PCFC]	— Yargde	[INDI]	-109	-103
Hawaii	[PCFC]	— Wetzel	[EURA]	-70	-40
Hawaii	[PCFC]	— Matera	[EURA]	-73	-43
Mon. Pk	[PCFC]	— Quincy	[NOAM]	-49	-53
Mon. Pk	[PCFC]	— Yargde	[INDI]	-96	-103
Mon. Pk	[PCFC]	— Wetzel	[EURA]	0	+1
Mon. Pk	[PCFC]	— Matera	[EURA]	+3	+5

3. Discussions on Solutions

(1) On the short arc solutions

To avoid the effect of error of dynamical models for low altitude satellites as BEACON-C, once a method as named the "baseline estimate from simultaneous tracking-BEST [Christodoulidis and Smith, 1981] was used. This method is to use many simultaneously observed data in narrow region for an arc of around five days. An estimation between Quincy and Monument Peak was made but the very stable results were not obtained.

However as shown in the previous section, the specific very short arc method, the SPORT, looks much powerful to determine baseline lengths within a few thousands of kilometers despite of simple concept. The concept was once shown by a simulation using very simple model (Kepler motion) for the case of baseline between Simosato - Titi Sima first by Sengoku and Kubo [1986] according to discussions in JHD. The efficiency of the SPORT was proved by obtaining result of -31mm/year for the real estimation of baseline change for Quincy-Monument Peak using LAGEOS raw data. For the estimation of the contraction rate of this baseline, a recent NASA estimate of SL7.1 [Smith 1988] gives -24mm/year and the result of Murata [1988] is -32mm/year. The plate motion between the two

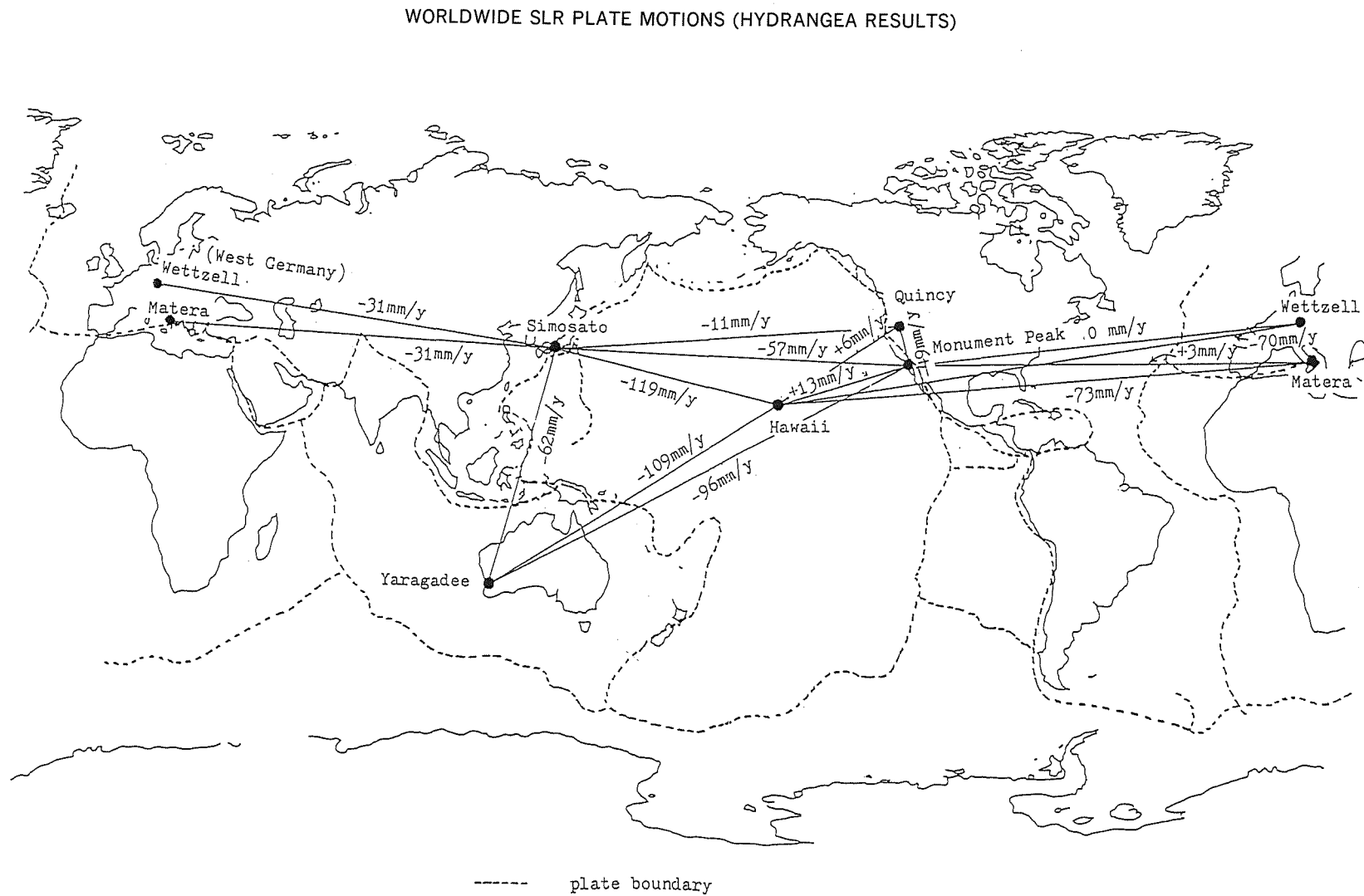


Figure IV — 9. Worldwide plate motions derived from LAGEOS SLR data.

stations estimated by Minster and Jordan [1978] is -53mm/year .

The results on the figure and comparison with other results show that the stability and repeatability of the SPORT for this baseline is good enough to detect a plate motion. Similarly each error estimate of actual baseline length determination for Simosato-Titi Sima gives 4mm and also for Simosato-Minamitori Sima gives 7mm. As was shown in Tables IV-4 and IV-6, the precision of the baseline length is determined better than three dimensional coordinates because of the geometrical effect among the orbit, geocenter, earth rotation axis and site location. The following considerations give an interpretation for this effect. Namely if an orbit of a satellite is polar orbit and the station configuration concerned is near north pole, absolute direction of the baseline can not determine well, but because of shape of orbit baseline length will be determined much better than direction.

The SPORT can not determine the direction of the baseline very well when the satellite orbit passes almost parallel to the direction of the baseline, however the baseline length can be determined very well. When the orbit passes almost perpendicular to the direction of the baseline, the baseline length can not be determined by the SPORT. The azimuth of the baseline is determined by the effect of the earth rotation within the subsequent passes and the gravitational force to geocenter. However the baseline length is determined by the effect of curvature of the orbit from both stations, caused by the gravitational acceleration. This can be also understood to consider a specific baseline almost on the equator and ranging to satellite of which orbit has zero inclination. In this case the direction of the baseline cannot determine well but the baseline length will be determined well.

For the Simosato- Titi Sima baseline, a semi-long arc estimate is treated as described in 2-(3) of this Chapter. The data used are five-day-arcs of LAGEOS. The difference of baseline length with the SPORT result given in Tables IV-4 is 14.4cm. The large difference is supposed to come from the insufficient number of LAGEOS passes and data obtained at Simosato and Titi Sima for the case of the five-day-arc. The discussion on the comparison with results of baseline lengths derived from both SPORT and semi-long arc technique should be continued.

(2) On the treatment of the permanent tide

The solid earth tide model used in the orbital processor/analyzer, HYDRANGEA, is based on an abbreviated form of the Wahr model [Wahr 1979]. The free space potential induced by the earth tide is modeled as variations in the geopotential coefficients C_{nm} and S_{nm} by using the Love number, k , for the induced free space geopotential. The Wahr model is computed in two steps.

The first step uses a frequency independent Love number k_2 and an evaluation of the tidal potential in the time domain from a lunar and solar ephemeris. The second step corrects those arguments of a harmonic expansion of the tide generating potential [Melbourne *et al.* 1983].

In order to estimate J_2 , a careful treatment for the solid earth tide including permanent tide is necessary. The change in a normalized second degree geopotential coefficients J_2 for step 1 is

$$\Delta \bar{J}_2 = -k_2 \frac{A_e^3}{GM} \sum_{j=2}^3 \frac{GM_j}{r_j^3} P_2(\sin \phi_j)$$

where

k_2 : nominal second degree Love number

A_e : equatorial radius of the earth

GM_j : gravitational parameter for the moon ($j=2$) or sun ($j=3$)

r_j : distance from geocenter to the moon or sun

ϕ_i : body fixed geocentric latitude of the moon or sun.

The mean value of J_2 in the equation above is not zero and this non-zero-term is called the permanent tide and the deformation of the earth concerned this non-zero mean value is named the permanent deformation. The early ages in the field of the satellite dynamics, the practical situation was not so clear to derive J_2 term in the meaning above. To make geopotential coefficient sets, there has been a mixture of method to apply or not to apply the permanent tide. However it may be assumed that the more recent data has most of the weight in the determination of J_2 and the permanent deformation is not included in the J_2 term of recent derived geopotential coefficient sets as GEM-L2 [Melbourne *et al.* 1983] and GEM-T1. If it is true the total tidal effect denoted by J_{2T} concerned J_2 at an instant of time is given by addition of the term J_2 given in a geopotential coefficient set denoted by $\bar{J}_2$ which does not include permanent tide and $\Delta\bar{J}_2$ as $J_{2T} = \bar{J}_2 + \Delta\bar{J}_2$.

The zero frequency change in J_2 can be removed by computing $\Delta\bar{J}_2$ [See Melbourne *et al.* 1983 or Sasaki 1984a] as

$$\Delta\bar{J}_2^* = \Delta\bar{J}_2 \text{ (in the equation above)} - \langle \Delta\bar{J}_2 \rangle$$

where

$\langle \Delta\bar{J}_2 \rangle$: time-independent, permanent tidal deformation caused by the moon and sun

$$= -\sqrt{5} A_0 H_0 k_2$$

$$= -\sqrt{5} \frac{1}{A_e \sqrt{4\pi}} \cdot (\text{amplitude in meter}) \cdot k_2$$

$$= -\sqrt{5} (4.4228 \times 10^{-8}) \cdot (-0.31455) \cdot k_2$$

$\Delta\bar{J}_2^*$: zero-mean time dependent tide caused by the moon and sun

Namely, the total tidal effect concerned J_2 is given by

$$\begin{aligned} J_{2T} &= [\bar{J}_2 + \langle \Delta\bar{J}_2 \rangle] && \text{: constant term} \\ &+ \Delta\bar{J}_2^* && \text{: zero-mean time dependent term.} \end{aligned}$$

For the case of GEM-L2, value of $\bar{J}_2$ is 1082.6258×10^{-6} and does not include the permanent deformation. The tidal corrections employed in the computations leading to GEM-L2 were equivalent to equation above with $k_2 = 0.29$ [Lerch *et al.* 1985]. However this paper and the MERIT Standards adopt the value of 0.30 for k_2 . If GEM-L2 is used in this stage, non tidal term $\bar{J}_2$ does not seem to concern with k_2 and only tidal term, $\Delta\bar{J}_2$, depends on k_2 . However the permanent tide, $\langle \Delta\bar{J}_2 \rangle$, is not direct observable in the process for determination of k_2 and actual observable is only zero-mean time dependent term, $\Delta\bar{J}_2^*$. The constant term of $[\bar{J}_2 + \langle \Delta\bar{J}_2 \rangle]$ should be considered as one term to use with different k_2 value. Namely if $k_2 = 0.30$ is used with GEM-L2 geopotential coefficient set, only $\Delta\bar{J}_2^*$ term should be changed to the case from $k_2 = 0.29$ to $k_2 = 0.30$ as followings;

$$\begin{aligned} J_{2T}(\text{GEM-L2}; k_2 = 0.29) &= [\bar{J}_2(\text{GEM-L2}) + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.29) \rangle] + \Delta\bar{J}_2^*(k_2 = 0.29) \\ &= 1082.6258 \times 10^{-6} + \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.29) , \\ J_{2T}(\text{GEM-L2}; k_2 = 0.30) &= [\bar{J}_2(\text{GEM-L2}) + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.29) \rangle] + \Delta\bar{J}_2^*(k_2 = 0.30) \\ &= \bar{J}_2(\text{GEM-L2}) + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.29) \rangle - \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \rangle \\ &\quad + \Delta\bar{J}_2^*(k_2 = 0.30) + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \rangle \\ &= \bar{J}_2(\text{GEM-L2}) + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.29) \rangle - \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \rangle + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \rangle \\ &= 1082.6258 \times 10^{-6} + 9.0213 \times 10^{-9} - 9.3324 \times 10^{-9} + \langle \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \rangle \\ &= 1082.6254 \times 10^{-6} + \Delta\bar{J}_2(k_2 = 0.30) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
J_{2T}(\text{GEM-T1}; k_2=0.30) &= [\bar{J}_2(\text{GEM-T1}) + \langle \Delta \bar{J}_2(k_2=0.30) \rangle] + \Delta \bar{J}_2^*(k_2=0.30) \\
&= \bar{J}_2(\text{GEM-T1}) + \Delta \bar{J}_2(k_2=0.30) \\
&= 1082.6258 \times 10^{-6} + \Delta \bar{J}_2(k_2=0.30).
\end{aligned}$$

In order to use GEM-L2 for the case of $k_2 = 0.30$, the second equation is better to be used. To estimate k_2 or better value for J_2 (GEM-L2) and J_2 (GEM-T1), the attention above is necessary for treatment of the permanent tide.

(3) On the geophysical parameters

As for the geocentric constant of gravitation derived from LAGEOS, the derived GM , 398600.4453(km³/s²) in use of GEM-T1 earth gravity model is a little larger than the formal value of 398600.436, but in the case of use of GEM-L2, the derived value of 398600.4477 is reasonable comparing with the formal value of 398600.448.

The derived values of J_2 , 1082.571×10^{-6} for the case of GEM-T1 used and 1082.618×10^{-6} for the case of GEM-L2, seem a little smaller than the formal values for both models as 1082.626×10^{-6} , and 1082.625×10^{-6} which is revised in the previous section.

The weighted mean value of the solar radiation reflectivity coefficient of LAGEOS, γ , derived in this paper as 1.111 ± 0.008 , 1.121 ± 0.010 , 1.144 ± 0.015 and 1.129 ± 0.026 becomes 1.123. Once Murata [1988a] gave 1.121 for this value of LAGEOS. The first draft [1980] and last one [1983] of the MERIT Standards [Melbourne *et al.*] gave 1.17 and 1.14. The derived value in this paper, 1.123, well coincides with the result of Murata.

For the along track acceleration, $\Delta\alpha$, the weighted mean value of residuals in this paper, -2.5 ± 3.7 , -3.4 ± 0.9 , -4.4 ± 2.3 and -0.9 ± 5.3 (unit: 1×10^{-12} m/s²), is -3.26×10^{-12} m/s². The first draft and the last publication of the MERIT Standards gave -2.9×10^{-12} m/s², -3.1×10^{-12} m/s² and Murata [1988a] gave -3.524×10^{-12} m/s². The resulting value in this paper, -3.26×10^{-12} looks reasonable.

A recent draft of IERS Standards [McCarthy *et al.* 1989] adopted $398600.440 \text{ km}^3/\text{s}^2$ for GM and 1082.626×10^{-6} for J_2 . The fluctuation of the last digit seems unavoidable at present. It is difficult to determine absolute values of GM and J_2 independently much better than other error source level by satellite dynamics because errors of many other force models and values cause errors of estimation of GM and J_2 .

Murata [1988b] made a preliminary analysis for the AJISAI SLR data obtained in 1986, and the mean range residual in the case of adoption of five-day-arcs, GEM-T1 gravity model, Jacchia-Robert 71 model [Jacchia 1971] daily estimation of atmospheric drag coefficient was 27cm. However there is no determined value for along track acceleration in his paper. The resultant values given by the author of 1ic01 for the reflectivity coefficient (γ) and 3.5 for the atmospheric drag coefficient (C_d) of AJISAI with smaller mean range residuals of 18.2cm look good in comparison with the results of LAGEOS case in the first draft of MERIT Standard as 1.17 and 3.8, respectively.

More precise measurements of GM in the future may realize the change effect of gravitation constant, which might be caused by the relativity effect. The direct measurement of time variation of J_2 also will support the change of earth's shape as given by Rubincam [1984].

(4) On the earth rotation parameters

Comparisons of the results of earth rotation parameters estimated by using 49576 LAGEOS normal point data in 85 five-day-arcs, in the MERIT Campaign with the results of BIH (Bureau International de l'Heure) [smoothed one: Circular-D, 1983 and 1984; Figure IV-10] and ERP (CRS) 85L07 [raw values: Tapley *et al.* 1986: Figure IV-11] are made. If there is a mean difference between the

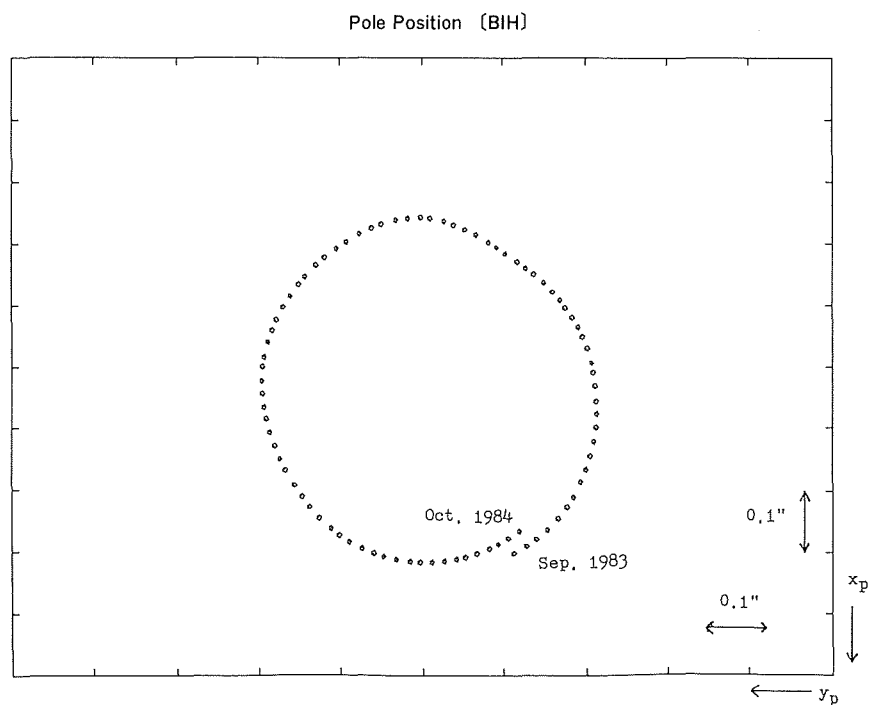


Figure IV —10. Pole position derived from LAGEOS SLR data(BIH results).

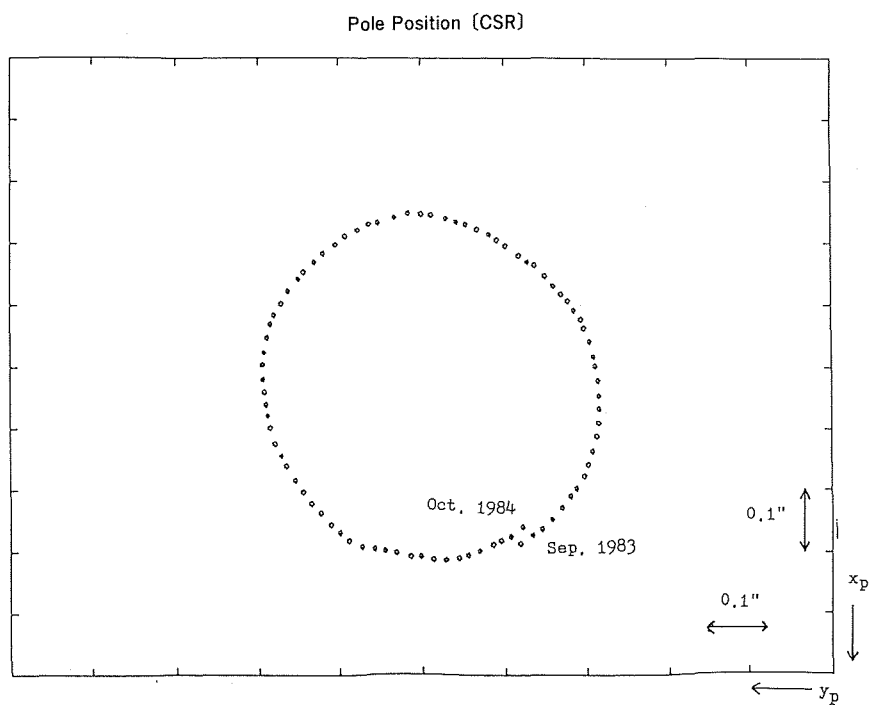


Figure IV —11. Pole position derived from LAGEOS SLR data(CSR results).

HYDRANGEA results in this paper and the interpolated BIH results for all the 85 five-day-arcs, it suggests an existence of a systematic difference of the pole position coordinates. The systematic differences expressed by dx_p and dy_p for x_p , and y_p components are given as followings. The standard deviations [s.d.] for each five day pole position are also shown in the following parentheses :

〈HYDRANGEA results〉

pole position (x_p , y_p)

(Sasaki-BIH)

$$dx_p = -8.6 \pm 0.2 \text{ milliarcseconds [mas] (4.1 mas of standard deviation [s.d.])}$$

$$dy_p = -1.8 \pm 0.1 \text{ mas (2.3 mas s. d.)}$$

(Sasaki-CRS)

$$dx_p = -0.56 \pm 0.01 \text{ mas (1.1 mas s. d.)}$$

$$dy_p = -0.13 \pm 0.02 \text{ mas (1.4 mas s. d.)}$$

The results above mean that there is almost no systematic difference between Sasaki and CSR pole positions, however the systematic differences of pole position coordinates with Sasaki/CSR system and BIH system are 8.9mas for x_p and 2mas for y_p . The author's Sasaki pole position coincides with CSR pole position in the level of almost 1mas for each five-day result.

As for the excess rotation per day the similar comparison is made. The results are :

〈HYDRANGEA results〉

excess rotation per day (ex.RPD) : $\Delta\omega$

(Sasaki-BIH)

$$\text{ex. RPD} = -0.08 \pm 0.02 \text{ millisecond per day [ms/d] (0.20ms/d s.d.)}$$

(Sasaki-CSR)

$$\text{ex. RPD} = -0.10 \pm 0.05 \text{ ms/d (0.42ms/d s.d.)}$$

The results for ex. RPD show the existence of a systematic difference between Sasaki results and BIH (smoothed one, Figure IV-12) / CSR (raw value, Figure IV-13) results in a level of 0.1ms/d. However the visual comparison of Sasaki in Figure IV-4 with Figure IV-13 gives an impression that the derived results show smaller deviation than CSR. This might be caused by the reason that the earth rotation parameters are not estimated directly like CSR but only the smaller differences with a reference earth rotation parameters (e. g. BIH results are used originally) are estimated in a arc in the HYDRANGEA.

The resultant excess rotation per day are plotted in Figure IV-14 roughly superposing with the atmospheric "excess rotation per day" estimated by Naito and Yokoyama [1985] from wind data supplied by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the U. S. National Meteorological Center (NMC). The comparison shows a good correlation with the excess rotation per day and angular momentum of wind on the earth. According to Naito and Yokoyama [1985], the mass contribution is at most ten percent of the total effect of the angular momentum and most part of the change of the angular velocity of the earth is explained by the wind effect of the earth.

The more precise measurements of pole position and angular velocity of the earth by advanced SLR or VLBI technique in the near future will produce the detections of phenomena of a big earthquake, short time excitation of earth rotation by the atmosphere change, ocean currents or the core-mantle interaction in the inner side of the earth.

(5) On the station coordinates

The position of the earth rotation axis on the earth's surface and the SLR stations were determined by using the SLR technique in the precision of a few centimeters level today as already

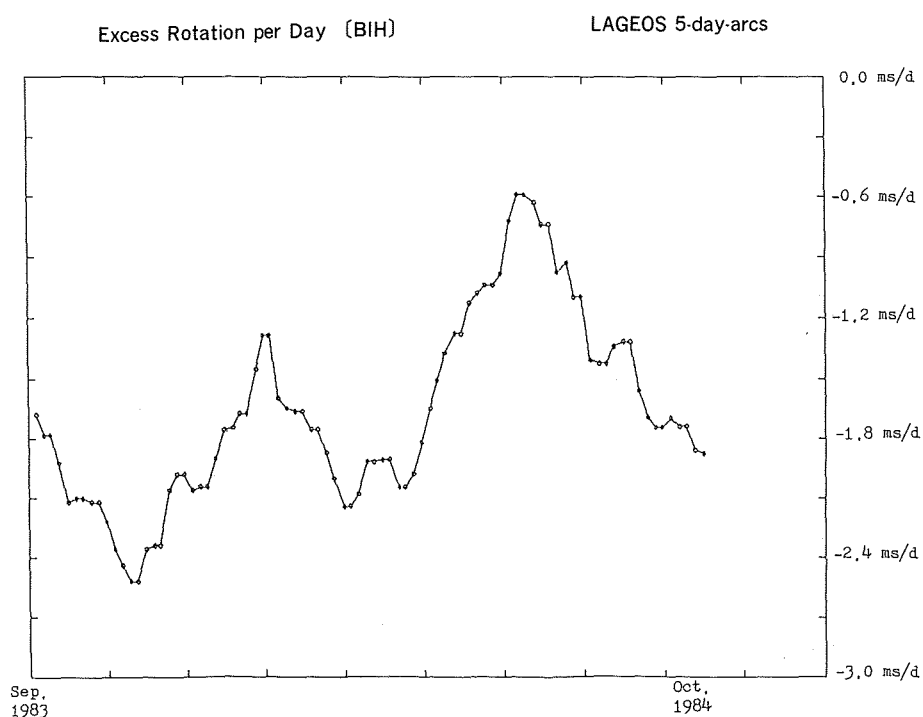


Figure IV —12. Excess rotation per day derived from LAGEOS SLR data(BIH results).—smoothed—

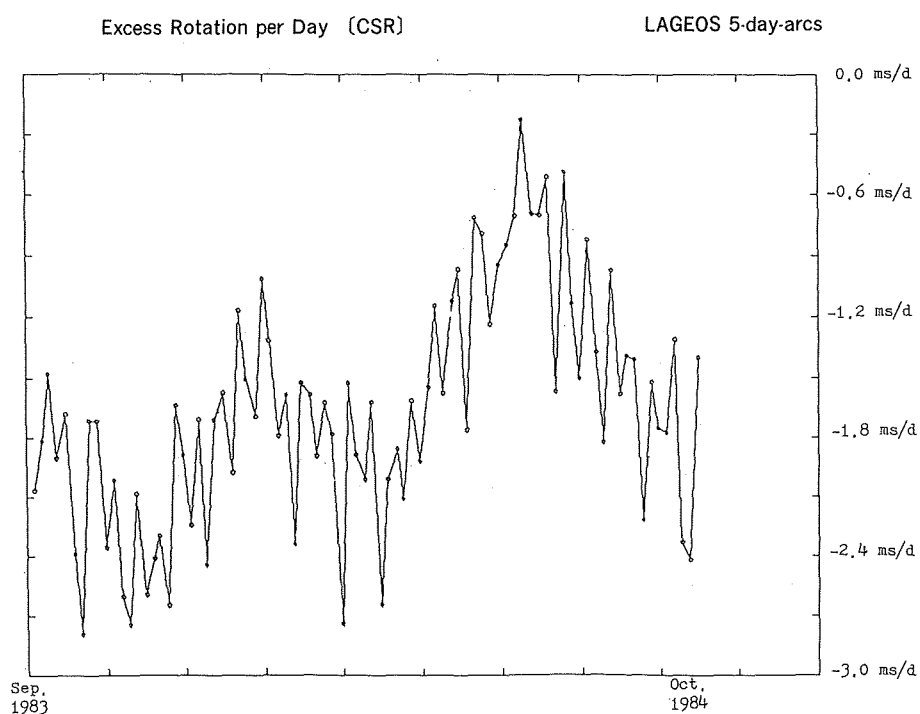


Figure IV —13. Excess rotation per day derived from LAGEOS SLR data (CSR results).—raw—

Excess Rotation per Day (HYDRANGEA) LAGEOS 5-day-arc and wind effects on earth rotation

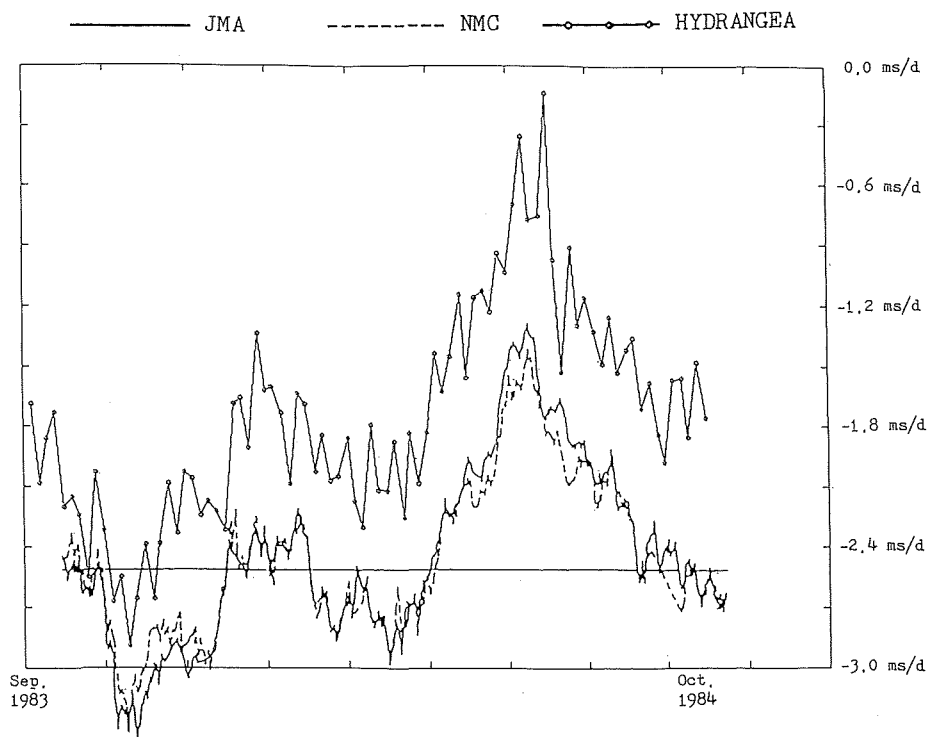


Figure IV —14. Comparison with excess rotation per day and wind effects on earth rotation [Naito and Yokoyama 1985] .

mentioned. At this kind of high precision determination of global positions, some attention should be paid, especially for the case of comparison with similar results obtained by other techniques or the same technique but different analysis systems.

One major merit of satellite-derived station coordinates is that the origin of the derived coordinate system can be based on the center of the mass of the earth, whereas the VLBI technique for fixed star, for instance, can only determine an interrelation of station positions relatively to a specific station. The VLBI technique can not make any relation between observation stations and the earth center but the SLR technique can show the actual position of the geocenter based on the positions of SLR stations.

Next, for the nominal values of expression of station coordinates, the largest discrepancy in some different results for the same point of a ground marker near observation facilities may occur because of a different definition of the longitude. As everyone knows the definition of the zero meridian is completely artificial in principle. Actually almost every zero meridian of the earth centered terrestrial coordinate systems might go through the "yard" of Greenwich Observatory, but these do not penetrate the same point. For instance the difference of longitude between WGS-72 and WGS-84 is 0.54 arcseconds (around 16 meters on the equator)[Leroy 1982]. There is no authorized definition of longitude in the

precision of several meters level and analysts can chose the definition freely at present (e. g. CSR longitude is combined with a lunar laser ranging (LLR) result.

The plate motions also should be considered for global precise positioning. Even if a precise coordinate system defined at an instant of time, interrelation of location of the observation stations may change by the plate motions at a rate of ten centimeters per year at most. This is the major problem for the definition of a static terrestrial reference frame. On the case of SLR technique it is sufficient to fix only one longitude of one defining SLR station in principle if the rotation axis of the earth is fixed on the surface of the earth. However in actual the earth rotation axis moves, and the latitude of two SLR stations, of which longitudes are expected to be different by around 90 degrees, should be fixed to solve and denote the pole position. In order to fix these values originally, the interrelation between the two defining stations for latitude should be known at first precisely. Even if one knows the interrelation of them at an instant of time, for the estimation of the future or past station coordinates the relative plate motions should be known precisely in a few centimeters level. Actually this is difficult except an assumption of plate motions.

Here is also a problem to determine the pole position by using SLR technique. As for the nominal values for expression of the pole position the largest discrepancy in some different results for the same time also occurs because of a different station coordinate system used for SLR stations. The expression of the pole position directly depends on the reference coordinate system, as CIO, BIH, CSR or other reference coordinate systems. There exist differences among them as described in the previous section.

Another problem is the effect of the earth gravity field. To develop a gravity field model for precise satellite orbital determination as GEM-T1 [Marsh *et al.* 1987] only the satellite tracking data were used. In such a process, a priori selection of station coordinates, pole position and earth rotation phase (UT1) is made, and the resultant earth gravity model contains the effect of such a priori selection a little. Namely there is a possibility that the earth rotation parameters estimated by using a specific gravity model contain some proper bias. Actually GEM-T1 caused some bias between a priori earth rotation parameters and resulting earth rotation parameters derived by using the same SLR data set. The systematic error of the SLR station coordinates also comes from the dynamical model used.

As the example of expression of station coordinates, Simosato station is adopted here. The three dimensional values are given with name of authors or coordinate systems in Table IV-22. The table Table IV-22. Three dimensional geocentric coordinates for the reference point of Simosato SLR system derived by several authors

U	V	W	authors
m	m	m	
-3822388.295	3699363.512	3507572.967	LSC 8402 [Tapley <i>et al.</i> 1985]
388.2988	363.5307	573.1472	SSC (CSR) 85L07 [Tapley <i>et al.</i> 1986]
388.419	367.939	567.617	SL6 [Smith <i>et al.</i> 1986]
388.551	363.359	573.188	Murata [1988a]
384.82	366.73	572.34	STALAS longitude definition [Sasaki 1984b]
388.5	363.1	572.3	McDonald LLR longitude definition [Sasaki 1984 b]
388.330	363.577	573.186	JHDSC-2 [Sasaki 1989]

shows that the direct comparison of station coordinates with some other results is not meaningful. However, the baseline lengths among stations which are independent from the expression of adopted station coordinate systems are rather significant for comparison and detection of the motions of stations.

The discussion above indicates that in order to establish a terrestrial reference frame, it is expected to complete a precise and accurate plate motion model and other dynamical models by using several techniques recurring convergence of determination of the station coordinates and the earth rotation.

(6) On the changes of baseline lengths and plate motions

The local baseline change between Quincy-Monument Peak is considered here at first. The value of semi-long arc result of HYDRANGEA as 49mm/y which is derived from three sets at 1984.80, 1986.76 and 1988.11, is close to the Minster-Jordan AM0-2 plate motion of 53mm/y and is larger than recent results of SL7.1 [NASA GSFC 1987] as $-26 \pm 5\text{mm/y}$, Murata's result of $-32 \pm 11\text{mm/y}$ and also the previous SPORT result of -31mm/y . However the semi-long arc result of HYDRANGEA seems smaller than the early result of Tapley *et al.* [1985] as $-64 \pm 9\text{mm/y}$ and the result of the "BEST" as $-61 \pm 25\text{mm/y}$ [Christodoulidis *et al.* 1985]. The change of the same baseline length derived by four year VLBI observation [Ma *et al.* 1989] for the duration from mid-1983 to mid-1987 is $-29.6 \pm 5.6\text{mm/y}$.

The results of five-day-arcs derived by the HYDRANGEA and several other results are given for comparison in Table IV-23. The table shows a little bit large difference from the AM0-2 model of Minster-Jordan for the baselines of Simosato-Wettzell, Simosato-Matera, Hawaii-Wettzell and Hawaii-Matera. But other changes of arc lengths almost coincide with the motion derived from the AM0-2 model.

The coincidence of changes of arc lengths given by the author with the AM0-2 model except Simosato and Hawaii, is not self-evident in spite of the assumption that the fixed stations are slightly shifted according to the AM0-2 model. Because there are many freely solved stations in this procedure and only a little influence for positioning of the many solved-for stations is caused directly from the positional relation of the fixed stations. This point should be emphasized. The coincidence of results of this paper with the AM0-2 model are rather lead from the fact that natural plate motions agree well with the AM0-2 model as given by the following NASA results [e.g. NASA GSFC SL-7 solution].

According to a private communication [Bosworth 1988] a recent NASA results show that the position of Simosato has been approaching to Europe by 38mm/y in spite of being believed that the both locations are within the Eurasian plate. A paper read by N. Douglas and C. Harrison [1988] at the NASA Crustal Dynamics Project 15th Principal Investigators Meeting held at Munich in October 1988 strongly suggests that Simosato is moving to the azimuth of -44 degrees by 4cm/y according to their SLR analysis. These subjects support the result given by the HYDRANGEA this time as baselines from Simosato to Wettzell or Matera are decreasing by 31mm/y . For the result of Murata [1988] as he describes in his paper, he fixed the latitude of Simosato and the latitude and longitude of the Goddard station at Maryland and solved other station coordinates in a 3.3year long arc first. So, the position of Simosato was adjusted for only the longitude element. Next, in order to estimate the change of baseline lengths he also fixed the latitude of Simosato as same as the latitude of Goddard and longitude of Yaragadee fixed. Therefore if there is contraction of baseline length toward the direction of -45 degrees of azimuth which directs to Europe on the globe of the earth, the north-south component of the

Table IV—23. JHD SLR DERIVED PLATE MOTIONS 1 (JHDPMTN-1)

from 1984.80 to 1988.11

				JHD (HYDRANGEA)	M/J	SL7, 1(1987)	Murata(1988)
				mm/y	mm/y	mm/y mm/y	mm/y mm/y
Simost	[EURA]	— Quincy	[NOAM]	−11	−19	−28 ± 14	−25 ± 18
Simost	[EURA]	— Mon. Pk	[PCFC]	−57	−64	−52 ± 17	−46 ± 17
Simost	[EURA]	— Hawaii	[PCFC]	−119	−99	−87 ± 13	−94 ± 19
Simost	[EURA]	— Yargde	[INDI]	−62	−77	−72 ± 9	−69 ± 15
Simost	[EURA]	— Wetzel	[EURA]	−31	0	—	−19 ± 25
Simost	[EURA]	— Matera	[EURA]	−31	0	—	−4 ± 29
Hawaii	[PCFC]	— Quincy	[NOAM]	+6	+8	0 ± 5	−7 ± 15
Hawaii	[PCFC]	— Mon. Pk	[PCFC]	+13	0	+4 ± 3	+1 ± 16
Hawaii	[PCFC]	— Yargde	[INDI]	−109	−103	−96 ± 7	−77 ± 11
Hawaii	[PCFC]	— Wetzel	[EURA]	−70	−40	—	−33 ± 33
Hawaii	[PCFC]	— Matera	[EURA]	−73	−43	—	−3 ± 27
Mon. Pk	[PCFC]	— Quincy	[NOAM]	−49	−53	−26 ± 5	−32 ± 11
Mon. Pk	[PCFC]	— Yargde	[INDI]	−96	−103	−91 ± 7	−43 ± 5
Mon. Pk	[PCFC]	— Wetzel	[EURA]	0	+1	—	+1 ± 45
Mon. Pk	[PCFC]	— Matera	[EURA]	+3	+5	—	−20 ± 42

change of position of Simosato referring to latitude of Goddard still might be suppressed. The resultant contraction rates of -19mm/y for the baseline of Simosato-Wettzell and -4mm/y for the Simosato-Matera derived by Murata might be too much smaller than the result of -31mm/y of this paper.

The results of the author show there exists a contraction of baseline length between Simosato and Europe in the rate of 3cm/y . The baseline arc from Simosato to Wettzell or Matera goes northwest through the north part of China, Lake Baikal, Ural mountain range, northern from Moscow and south edge of Balt Sea as shown in Figure IV-15. So, there might be specific contraction zones between Simosato and Europe. There may be many microplates on the line from Simosato to Europe and it is considered that simple plate model can not be applied, especially on land usually. However roughly saying, according to Seno [1989] and Molnar [1988], the northward penetration of India on the Indian plate toward Siberia causes thrust faulting at Himalaya and Tien Shan, and strike-slip faulting, primarily left-lateral, on faults emanating from Tibet and cross Mongolia. The effect thrusts the crust of North China eastward. In this sense the baseline arc length should be rather expanded than contraction because there seems no specific contraction zone of microplate in the north part of Europe on the line of arc from Simosato to Europe. Next considering that the motion of the Philippine Sea plate referring to the Eurasian plate is a level of several centimeters of the direction to almost the northwest, the contraction may be caused by the force of the Philippine Sea plate underthrusting toward northwest direction.

Generally speaking, the northwest-ward motion of Simosato area being underthrust by the Philippine Sea plate can be certified from the accumulation of contraction after the release of stress energy by a big earthquake. The effective area of stress beyond a subduction zone being underthrust is estimated as the area within 300km to 500km , or 1000km at most from the edge of the plate facing to the next plate, in general [Seno 1986]. Simosato is located at around 100km northwest from Nankai



Figure IV —15. Simosato centered location of SLR stations projected on the globe.

Trough and sometimes neighboring point near subduction zone may be withdrawn with a sinking plate but Simosato is sufficiently far from the subduction zone in this sense. Seno [1986] considers that there is no reason for the existence of the stress to the direction of eastwest-ward in the Southwest Japan because of the direction of the motion of Philippine Sea plate is toward westnorthwest or northwest. According to Seno [1977], the Philippine Sea plate moves to northwest in the rate of 4.4cm per year referring to the Eurasian plate near Simosato.

The discussion above shows that there is no specific contraction between Simosato and Europe. Therefore the major reason of the contraction of baseline arc of Simosato-Europe may be caused by the stress induced by the Philippine Sea plate underthrusting at the area of southeast of Simosato toward northwest direction.

As for the change of baseline length of Hawaii-Wettzell and Hawaii-Matera, if there is a slip by 40mm to north direction at Hawaii station because of a little bit larger error estimate of z-component for the year 1988 than others, the deflection from AM0-2 model can be explained. There is a possibility

that the result on Hawaii-Europe baseline can be narrowly explained.

V. SUMMARY AND CONCLUSIONS

After a new era in satellite geodesy in mid-1970s, developments of Satellite Laser Ranging (SLR) systems and the Japanese Geodetic Satellite advanced in Japan. An experimental system of SLR was installed at the Kanozan Geodetic Observatory of the Geographical Survey Institute of Japan (GSI) under cooperation with the Hydrographic Department of Japan (JHD) and GSI. A fixed SLR system was installed at the Simosato Hydrographic Observatory of JHD in 1982 and SLR observation has been continued since then. In 1986 the Japanese Geodetic Satellite, AJISAI, was launched successfully on a circular orbit of 1500km altitude. AJISAI has been tracked by worldwide SLR stations, especially in the precision of a centimeter level at some high precision SLR stations. In early-1988 a transportable SLR station, named HTLRS, was completed, and the field work using the station has been continued since then. The author has been deeply involved in these plannings, developments and other subjects above since mid-1970's in Japan.

The development of an orbital processor/analyzer to treat SLR data for geodynamic purposes has also been continued since 1981, and it has been almost completed recently and named **HYDROGRAPHIC DEPARTMENT RANGE DATA ANALYZER (HYDRANGEA)**. The HYDRANGEA is based on the linear estimation theory and a numerical integration technique. The dynamical systems adopted were almost based on the MERIT Standards [Melbourne *et al.* 1983]. Derivation of a number of formulas of partial derivatives, expression of forces and almost every programing including formation of the processor/analyzer were made independently by the author. The estimable geodynamical parameters are the geocentric constant of gravitation (GM), the dynamical form factor of the earth (J_2), a ballistic coefficient of a satellite concerned, a reflectivity coefficient of the satellite, along track acceleration of the satellite, the pole position of the earth, the excess rotation per day (minus sign of the excess length of day), and arbitrary number of three dimensional station coordinates. The description on the development of the orbital processor has been given in Chapter III.

The processor/analyzer, HYDRANGEA, was applied to a specific short arc technique named SPORT (Successive Passes Orbit Revising Technique). The SLR data of two successive passes simultaneously obtained at a few nearby SLR stations are used to estimate baseline lengths between the stations in high precision.

To estimate validation of the SPORT at first, the SLR data of 65 sets for LAGEOS successive passes observed simultaneously both at Quincy and Monument Peak around 883.6Km apart crossing San Andreas Fault, California, from August 1984 to July 1987 were used. In average, around a thouthand of range data are included in a data set. The estimated straight baseline lengths are around 883602.21m in August 1984 and 883602.12m in July 1987 and so on as given in Figure IV-2. The plotted points show a linear baseline change of which slope is -31mm/year .

The SPORT is applied to the AJISAI SLR data obtained in early 1988 by the fixed SLR station at Simosato and the transportable SLR station, HTLRS, located at Titi Sima in Ogasawara Islands. The SPORT is also applied to AJISAI and LAGEOS SLR data obtained by the fixed SLR station at Simosato and the HTLRS located at Minamitori Sima in early 1989. The estimated baseline lengths are $937665.041 \pm 0.004\text{m}$ for Simosato-Titi Sima and $2024874.042 \pm 0.007\text{m}$ for Simosato-Minamitori Sima. It has been verified that the specific short arc technique, SPORT, is very effective technique to determine baselines

between nearby SLR stations, especially for the data of low altitude satellites as AJISAI. It is supposed that the powerful efficiency of the SPORT comes from rather geometrical effect among the satellite orbit, geocenter, earth rotation axis and station location.

Next, the HYDRANGEA is applied to semi-long arcs (8 five-day-arcs) of LAGEOS SLR data obtained at worldwide SLR stations in late September to early November in 1984. The derived results of the geophysical parameters using GEM-T1 geopotential are as follows :

$$GM = 398600.4453 \pm 0.0003 \text{ Km}^3/\text{s}^2,$$

$$J_2 \text{ (which does not include the tidal permanent deformation)} = (1082.571 \pm 0.015) \times 10^{-6},$$

$$\text{solar reflectivity coefficient of LAGEOS} = 1.111 \pm 0.008,$$

$$\text{mean along-track acceleration} = (-2.5 \pm 3.7) \times 10^{-12} \text{ m/s}^2.$$

In the developed orbital processor/analyzer, HYDRANGEA, the earth rotation parameters are not estimated directly, but only the smaller differences of x and y components with reference earth rotation parameters in each arc are estimated. Therefore pole positions are treated as if moving with reference pole motion with a small constant differences which are to be estimated. The earth rotation parameters in the MERIT Campaign from September 1983 to October 1984 are also estimated by using LAGEOS SLR data. The LAGEOS normal point data used are 49,576 of 85 five-day-arcs. The gravity field used is GEM-L2. The reference station coordinates adopted is SSC (CSR : Center for Space Research, the University of Texas at Austin) 85L07 [Tapley *et al.* 1985]. The resulting mean range residual for all the normal point data is 9.77cm, and most of the internal errors for the derived pole positions and excess rotation per day are less than 0.5 milliarcseconds (mas). The resultant values are given in Table IV-11 and Figure IV-3. The comparison of the derived results with BIH (Bureau International de l'Heure) and CSR results is made. The BIH results have a systematic difference of the expression compared with the derived results. by $(dx_p, dy_p) = (-8.7\text{mas}, -1.8\text{mas})$ with the standard deviation of (4.1mas, 2.3mas). The derived results coincide well with CSR results as the systematic difference of $(-0.56\text{mas}, -0.13\text{mas})$ and the standard deviation of (1.1mas, 1.4mas). This means that the accuracy of coincidence of the derived results with CSR results is 3 - 4cm level for each five-day-arc.

The results of the excess rotation per day (minus sign of excess length of day) are also shown in Figure IV-4. The results well coincide with change of angular velocity of the earth rotation mainly caused by the atmospheric wind effect estimated by Naito and Yokoyama [1985] and the fluctuation of the derived results seems a little smaller than a results derived from the difference of UT1 of ERP (CSR) 85L07 given by Tapley *et al.* [1985, 1987].

The pole position is also solved by using worldwide AJISAI SLR data of three day arcs. 136369 range data in 35 three-day-arcs from mid-August to late November in 1986 are used. The gravity field used is full model of GEM-T1. The results are given in Table IV-12 and Figure IV-5. The fluctuation of the pole position derived from AJISAI SLR data seems a few times larger than LAGEOS results.

The estimation of the station coordinates and determination of the baseline arc lengths have been made. The three dimensional station coordinates are determined coinciding the origin with the center of mass of the earth whereas the VLBI technique, for instance, can not make any positional relation between observation stations and the geocenter.

The positions of observation stations are also solved simultaneously with geophysical parameters and the earth rotation parameters. For the same case of 8 five-day-arcs of LAGEOS SLR data from late September to early November 1984, described in the paragraph of geophysical parameter estimation, 61 unknowns including three dimensional coordinates of 16 stations are solved. The mean range

residual for each normal point data is 7.1cm. Since the station coordinates are solved with pole position and excess rotation per day of the earth, the following parameters of the earth rotation phase (UTI) at an initial time, the longitude of one station and the latitudes of two SLR stations, (of which longitudes are expected to be different by 90 degrees for a good geometrical separation of station location and pole position,) should be fixed numerically in principle in the procedure for each five-day-arc. However such numerically fixed and defining stations which produce sufficient amount of SLR data for determination of unknown parameters in every five-day-arcs can not be selected from the station file because no station can obtain ideally sufficient SLR data owing to weather-and operational conditions in every short arcs. Therefore several but sufficient station coordinates should be fixed in advance in this kind of semi-long arc method. As the a priori fixed coordinate set, several station coordinate values of SSC(CSR) 85L07 are adopted. The derived station coordinates are given in Table IV-15. The mean internal error of the three dimensional station coordinates from 14 freely determined stations except a station (Metsahovi, Finland) with large residuals and another station (Platteville, Colorado) of very few SLR data is (2.6cm, 2.4cm, 2.9cm), and the comparison with the coordinates of the same stations include in SSC(CSR) 85L07 gives good coincidence as (3.4cm, 3.1cm, 5.1cm) for the mean individual difference (r.m.s). The internal error for the results solved freely in a partial frame of SSC (CSR) 85L07 in 8 five-day-arcs is very small and mean external difference is only a little larger than the internal error. The facts show that the average of multi semi-long arc results is powerful method to determine the dynamical parameters and station coordinates well because there is no large integrated dynamical error owing to short duration of integration as five days, and mean range residual is kept small as 7.1cm in this case and other cases given below as 5.3cm for the data of 1986 and 4.7cm for 1988 whereas range residuals for one-month-arcs or longer arcs are usually 10cm level [Tapley 1986].

The similar procedures have been made for other 8 five-day-arcs of LAGEOS at the mean epoch of 1986.76 and 9 five-day-arcs of LAGEOS at 1988.11. The mean range residuals for two data sets are 5.3cm and 4.7cm, respectively. The resultant station coordinates are given in Table IV-17 and IV-18. The treatment of the a prior fixed station for these cases is the same for the previous case of 1984 but the positions are slightly shifted from the values of SSC (CSR) 85L07 by using the plante motion model of AM0-2 given by Minster and Jordan [1978].

In order to estimate plate motions in horizontal plane on the surface of the earth, the change of arc lengths on the surface of a reference ellipsoid has been considered. The baseline arc lengths for each epoch of 1984.80, 1986.76 and 1988.11 between two of freely determined SLR stations, Simosato, Hawaii and Monument Peak, and between one of freely determined stations and one of the fixed stations of Yragadee, Quincy, Wettzell and Matera, are evaluated, and the changes of arc lengths for the same baselines at three epochs are estimated. The estimated results are tabulated in Table IV-21 and are shown in Figures IV-6, IV-7 and IV-8 with Minster-Jordan AM0-2 results. The derived worldwide plate motions are also given on a map in Figure IV-9.

The coincidence of changes of arc lengths given by the author with the AM0-2 model except Simosato, is not self-evident in spite of the assumption that the fixed stations are slightly shifted according to the AM0-2 model. Because, there are many freely solved stations in this procedure and only a little influence for positioning of the many solved-for stations is caused directly from the positional relation of the fixed stations. This point should be emphasized. The coincidence of the results of this paper with the AM0-2 model is rather lead from the fact that natural plate motions agree well with the AM0-2 model as given by some NASA results.

The results of HYDRANGEA show that the baseline between Simosato and Europe seems to be contracted in the rate of 3.1cm per year whereas Simosato is believed on the edge of the Eurasian plate as same as Europe.

According to Douglas and Harrison [1988] and a worldwide SLR analysis made by NASA [Bosworth 1988], the major SLR stations except Simosato seem to move on the plate motions of the AM0-2 model and Simosato seems to be moving to the direction of 44 degrees of azimuth in the rate of 4cm/year. The author's result almost coincides with this value.

The northward penetration of the Indian plate toward Siberia causes thrust faulting at Himalaya and Tien Shan area, and strike-slip faulting, primarily left-lateral, on faults emanating from Tibet and across Mongolia. The effect thrusts the crust of North China eastward. In this sense the baseline length between Simosato and Europe should be rather expanded.

The motion of the Philippine Sea plate referring to the Eurasian plate is around 4cm level to northwest [Seno 1977] and Simosato is located at around 100Km northwest from Nankai Trough which is believed as the subduction zone of the Philippine Sea plate. Therefore the contraction of arc length between Simosato and Europe seems to be caused by the stress of the Philippine Sea plate underthrusting Simosato area toward northwest.

As a future prospect of SLR, it seems advancing today. A Soviet SLR satellite, named ETALON with a diameter of 1.3m and weight of 1400kg was launched in early 1989 in an extremely high orbit of altitude of 19000km. ETALON is really expected to be used for the geodynamic purpose because of its high altitude.

The European Remote Sensing satellite, ERS-1, with a major purpose for altimetry will be launched in early 1991 [Ganeko 1989]. The satellite is equipped with a set of laser reflectors for precise orbit determination and calibration of the altimeter. The NASA altimeter satellite, TOPEX/POSEIDON, will also be launched in an orbit of 1300km altitude in 1992 [Segawa 1989]. The worldwide SLR stations will track ERS-1 and TOPEX/POSEIDON satellites. The SLR tracking will contribute much to researches of the gravity field of the earth, the effect of ocean to the earth rotation, estimation of earth's interior, tidal effects and the ocean circulation of the current in the both satellite altimetry projects. The second LAGEOS will be launched in cooperation with Italy and NASA in the future and also the plan of the third LAGEOS has been investigated.

For these laser ranging satellite projects, NASA has started the development of an advanced multi-color SLR system of which precision will reach a level of a few millimeters. The spaceborne laser ranging project named the Geoscience Laser Ranging System, GLRS, is also planned in NASA. The SLR system is not based on the ground but based on a spacecraft and many laser retroreflectors are distributed on the ground. The changes of the baseline lengths between retroreflectors are to be detected in the precision of less than one centimeter.

As has been described, in order to elucidate the dynamics of the earth, the efficiency of the SLR technique at present has been proved to be excellent and the future prospect of the technique is very promising.

ACKNOWLEDGMENTS

The author wishes to thank Prof. J. Segawa for his encouragement and advice during the preparation of this paper. He also expresses his gratitude to Dr. Y. Ganeko for his long time support and

encouragement to the author for this work. The author thanks so much Mr. A. Sengoko for having discussions on many subjects in this work. He also appreciates help of Mr. T. Kawai for computer operation. Dr. Y. Kubo, Mr. K. Inoue, Mr. T. Kanazawa and Dr. T. Fukushima contributed to many useful discussions and comments on this work. This work is also indebted to the discussions and suggestions given by Dr. E. C. Silverberg, Prof. B. D. Tapley and Prof. B. E. Schutz while the author was stayed in the University of Texas at Austin in early 1980s. He finally expresses his gratitude to many observers at Simosato and other SLR stations in the world of which SLR data were used in this work.

This paper is the author's dissertation submitted to the University of Tokyo as a fulfilment of the requirements for the doctorate of science.

REFERENCES

- Abshire, J.B. : Plan for investigating atmospheric errors in satellite laser ranging systems. NASA Rep. (1989), 11pp.
- Aoki, S., B. Guinot, G. H. Kaplan, H. Kinoshita, D. D. McCarthy and P. K. Seidelmann : The new definition of Universal Time. *Astron. Astrophysics*, **105**, (1982), 359-361.
- BIH : Circular D, (1983-1984).
- Campbell, J. W., W. Carter, N. Kawajiri, B. Ronnang, S. Ye : IRIS Bulletin A, No.40, June, (1987).
- Christodoulidis, D. C. and D. E. Smith : Prospects for TLRs baseline accuracies in the western USA using LAGEOS. NASA Tech. Memo., TM 82133, April (1981).
- Christodoulidis, D. C., D. E. Smith, R. Kolenkiewicz, S. M. Klosko, M. H. Torrence and P. J. Dunn : Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging. *J. Geophys. Res.*, **90**, (1985), 9294-9263.
- Cohen, S. C. and D. E. Smith : LAGEOS scientific results, Introduction. *J. Geophys. Res.*, **90**, (1985), 9217-9220.
- Decker, W. M. : Summary of laser quick-look data-Nov. 1988. Monthly Rep. Goddard Laser Tracking Network, GSFC. Greenbelt, Feb. (1989).
- Fehlberg, E. : Classical fifth-, sixth-, seventh-, and eighth-order Runge-Kutta formulas with stepsize control. NASA TR-R-287, (1968), 82pp.
- Geneko, Y. : An astrogeodetic geoid of Japan. *J. Geophys. Res.*, **82**, (1977), 2490-2500.
- Ganeko, Y. : European Remote Sensing Satellite ; ERS-1. Gekkan Chikyu (The earth monthly), Vol.11, No.8, (1989), 454-461, (in Japanese).
- Gaposchkin, E. M. and K. Lambeck, (eds.) : 1969 Smithsonian Standard Earth (II). *SAO Special Rep.* 315, SAO, (1970), 93pp.
- Gilbert, F. and A. M. Dziewonski : An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanism from seismic spectra. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* **278**, (1975), 187-269.
- Goad, C. C. : Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's functions. *J. Geophys. Res.*, **86**, (1980), 2679-2683.
- Hashimoto, H. : private communication, (1986).
- Herring, T. A., C. R. Gwinn and I. I. Shapiro : Geodesy by radio interferometry : Studies of the forced nutations of the earth, 1. Data analysis., *J. Geophys. Res.*, **91**, (1986), 4745-4754.

- Hosono, T. : Satellite ranging by the Kanozan laser tracker. Prog. of Symposium on Space Techniques in positional astronomy, A. Tsuchiya (ed.), Tsukuba, (1983) 19-26, (in Japanese).
- Jaccia, L. G. : Revised static models of the thermosphere and exosphere with empirical temperature profiles, *SAO Spec. Rep.*, (1971), 322pp.
- JHD : *Japanese Ephemeris for 1983, for 1984, for 1985 and for 1988*. (1982), (1983), (1984), (1987).
- Kanazawa, T., A. Sengoku and M. Nagaoka : Satellite laser ranging observations in 1987. *Data Rept. Hydrogr. Obs. Series of Satellite Geodesy*, JHD, No.2, (1989), 1-27.
- Kinoshita, H. : Third order solution of an artificial satellite theory. *Rep. Center for Astrophys. Preprint Series*, Harvard College Obs. and SAO, 594, (1976).
- Kozai, Y. : Second order solution of artificial satellite theory without air drag. *Astron. J.*, 67, (1962), 446-461.
- Kozai, Y. : Correction to geodetic coordinates in Japan. *J. Geod. Soc. Japan*, 26, (1981), 267-269.
- Kozai, Y., A. Tsuchiya, K. Tomita, T. Kanda, H. Sato, N. Kobayashi and Y. Torii : Satellite laser ranging instruments operated at Tokyo Astronomical Observatory. *Tokyo Astronomical Bulletin*, TAO, 223, (1973), 2597-2605.
- Kubo, Y. : Friction in the rotation of the earth and the nutation. Japanese Sympo. on Earth Rotation, Astrometry and Geodesy, M. Miyamoto (ed.), Tokyo, Jan. (1989), 59-66.
- Lerch, F. J., S. M. Klosko, G. B. Patel and C. A. Wagner : A gravity model for Crustal Dynamics (GEM-L2). *J. Geophys. Res.*, 90, (1985), 9301-9311.
- Leroy, C. F. : The impact of GRS 80 on DMA products. Defense Mapping Agency Report, (1982).
- Liebelt, P. B. : *An introduction to optimal estimation*, Addison-Wesley, Reading, Mass., (1967), 273pp.
- Lieske, J. H., T. Lederle, W. Fricke and B. Morando : Expressions for the precession quantities based upon the IAU (1976) system of astronomical constants. *Astron. Astrophys.*, 58, (1977), 1-16.
- Lundquist, C. A. (ed.) : Geodetic satellite results during 1967. *SAO Special Rep.* SAO, 264, (1967), 344pp.
- Lundquist, C. A. and G. Veis (eds.) : Geodetic parameters for a 1966 Smithsonian Institution Standard Earth. *SAO Special Rep.* SAO, 200, Vol. I, II and III, (1966), 690pp.
- Ma, C, J. W. Ryan and D. Caprette : Crustal Dynamics Project Data Analysis-1988, VLBI geodetic results 1979-87. NASA technical Memorandum 100723, (1989).
- Marini, J. W. and C. W. Murray, Jr. : Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevation above 10 degrees. NASA Report, X-591-73-351, GSFC, (1973), 39pp.
- Marsh, J. G., F. J. Lerch, B. H. Putney, D. C. Chistodoulidis, T. L. Felsentreger, B. V. Sanchez, D. E. Smith, S. M. Klosko, T. V. Martin, E. C. Pavlis, J. W. Robbins, R. G. Williamson, O. L. Colombo, N. L. Chandler, K. E. Rachlin, G. B. Patel, S. Bhati and D. S. Chinn : An improved model of the earth's gravitational field : GEM-T1. NASA Technical Memorandum 4019, NASA GSFC, Greenbelt, MD, (1987), 354pp.
- Marsh, J. G., F. J. Lerch and R. G. Williamson : Precision geodesy and geophysics using STARLETTE laser ranging. *J. Geophys. Res.*, 90, (1985), 9335-9345.
- Martin, T. V., I. H. Oh, W. F. Eddy and J. A. Kogut : Geodyn system description, EG&G/Washington Analytical Center, Inc., Maryland, (1976).
- Matsushima, K., T. Shiho, M. Murata and S. Takeuchi : Space trajectory and mission analysis program "STANPS". Technical Memorandum of National Aerospace Laboratory, TM-359, National Aerospace Laboratory, Tokyo, (1978), 106pp.

- McCarthy, D., C. Boucher, T. Fukushima, T. Herring, J. Lieske, C. Ma, H. Montag, P. Paquet, C. Reigber, B. Schutz, E. Standish, C. Veillet and J. Wahr : International Earth Rotation Service Standards, Dec. 1988, (private communication). (1989).
- McMillan, J. D. : Mathematical Specifications of the University of Texas orbit processor and application to the laser observations of the BEACON EXPLORER-C satellite. Univ. of Texas Applied Mechanics Research Laboratory Report, 1052, Austin (1973), 77pp.
- Melbourne, W., R. Anderle, P. Bender, M. Feissel, D. McCarthy, P. Shelus, D. Smith, B. Tapley and R. Vicente : Standards for the MERIT campaign-first draft Nov. 1980, (private communication), (1981).
- Melbourne, W., R. Anderle, M. Feissel, R. King, D. McCarthy, D. Smith, B. Tapley and R. Vicente : Project MERIT Standards. Circ. No.167, U. S. Naval Observatory, Washington, D. C., Dec. (1983).
- Mister, J. B. : Subroutine ABSMOV. in Chap. 9, IERS Standards, Melbourne *et al.* Dec. 1988, (private communication), (1989).
- Minster, J. B. and T. H. Jordan, Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, **83**, (1978), 5331-5354.
- Molnar, P. : Continental techtonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, **335**, (1988), 131-137.
- Mori, T., Y. Ganeko, E. Nishimura and M. Sasaki : Report on the study for development of a satellite laser ranging system. Research Coordination Bureau, Science and Technology Agency, Tokyo, May (1977), 43-75, (in Japanese).
- Murata, M. : Filtering theory applied to near-earth satellite orbit determination. Technical Report of National Aerospace Laboratory, TR-555, National Aerospace Laboratory, Tokyo, (1978), 50pp.
- Murata, M. : Station coordinates, Earth rotation and plate motions from LAGEOS laser ranging : 1983-1986. *J. Geod. Soc. Japan*, **34**, (1988a), 33-57.
- Murata, M. : Preliminary orbital analysis of SLR data of the Geodetic Satellite, AJISAI. Proc. on Earth Rotation, Astrometry and Geodesy. I. Okamoto (ed.), Tokyo, (1988b), 191-195, (in Japanese).
- Naito, I. and K. Yokoyama : A computation of atmospheric excitation functions for the earth's rotation based on JMA global analysis data. Proc. International Conf. on Earth Rotation and Terrestrial Reference Frame, I.I.Mueller (ed.), July 1985, Columbus, Ohio, (1985), 434-439.
- NASA GSFC : SL7 yearly global station coordinate solutions. Crustal Dynamics Data Information Systems, (1987).
- Oon, F : Development of precise time device. *Rep. Hydrogr. Researches*, JHD, No.18, (1983), 121-135, (in Japanese).
- Rubincam, D. P. : Postglacial rebound observed by LAGEOS and the effective viscosity of the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, **89**, (1984), 1077-1087.
- Sasaki, M. : Report on the study for basic research of laser reflecting balloon. Research Coordination Bureau, Science and Technology Agency, Tokyo, (1975), (in Japanese).
- Sasaki, M. : An experimental system for satellite leaser ranging. *Rep. Hydrogr. Researches*, JHD, No.12, (1977), 95-106.
- Sasaki, M. : Optimum orbit of the Geodetic Satellite GS-1, *Rep. Hydrogr. Researches*, JHD, No.14, (1979), 131-144, (in Japanese).

- Sasaki, M. : Geodetic position of Minami-tori Sima (Marcus) by PAGEOS. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.14 (1980), 73-81.
- Sasaki, M. : On a baseline measurement by satellite laser rangings. *J. Geod. Soc. Japan*, 27, (1981), 333-337.
- Sasaki, M. : On a laser ranging system at Simasato Hydrographic Observatory. Proc. General Meeting of IAG, I. Nakagawa (ed.), Tokyo, May, (1982), 173-178.
- Sasaki, M. : On the software of the satellite laser ranging system. *Technical Bull. on Hydrography*, JHD, No.1, (1983), 42-45, (in Japanese).
- Sasaki, M. : Algorithm for determination of satellite orbit and geodetic parameters by using laser ranging data and preliminary results of its application. *Rep. Hydrogr. Researches*, No.19, (1984a), 107-133.
- Sasaki, M. : Satellite laser ranging at the Simosato Hydrographic Observatory and its preliminary results. *J. Geod. Soc. Japan*, 30, (1984b), 29-40.
- Sasaki, M. : Completion of the Japanese Geodetic Satellite, GS-1. *Technical Bull. on Hydrography*, JHD, No.4, (1986), 1-4, (in Japanese).
- Sasaki, M. : Japanese Geodetic Satellite "AJISAI" launched in August 1986. Proc. Sixth International Workshop on Laser Ranging Instrumentation, Sept. 1986, Antibes, J. Gaignebet and F. Baumont (eds.), (1986), 527-546.
- Sasaki, M. : Japanese Geodetic Satellite for expansion of marine control. *Proc. International Symp. on Marine Positioning, INSMAP86*, Oct. 1986, Reston, Va., M. Kumar and G. A. Maul (eds.), D. Reidel, Dordrecht, (1987), 77-85.
- Sasaki, M. : Completion of a transportable laser ranging station (HTLRS). *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Satellite Geodesy*, JHD, No.1 (1988a), 59-69.
- Sasaki, M. : Algorithm for determination of the earth rotation parameters and geodetic coordinates by using satellite laser ranging data. *Rep. Hydrogr. Researches*, No.24, (1988b), 59-64.
- Sasaki, M. and H. Hashimoto : Launch and observation program of the Experimental Geodetic Satellite of Japan. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-25, (1987), 526-533.
- Sasaki, M. and M. Nagaoka : Satellite laser ranging observations in 1982. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.18, (1984), 55-67.
- Sasaki, M., Y. Ganeko and Y. Harada : Satellite laser ranging system at Simosato Hydrographic Observatory. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No. 17, (1983), 49-60.
- Sasaki, M., A. Sengoku, Y. Kubo and T. Kanazawa : Baseline determination by a short arc satellite laser ranging technique. *J. Geod. Soc. Japan*, 35, (1989), 117-126.
- Sasaki, M. and Y. Suzaki : Satellite laser ranging system at the Simosato Hydrographic Observatory and the transportable system, HTLRS. Proc. Sixth International Workshop on Laser Ranging Instrumentation, Sept. 1986, Antibes, J. Gaignebet and F. Baumont (eds.), (1986), 45-58.
- Sasao, T., S. Okubo and M. Saito : A simple theory on the dynamical effects of a stratified fluid core upon nutational motion of the earth. Proc. IAU Sympo. No.78, Kiev, May, (1977), 165-183.
- Sasao, T. and I. Kikuchi : private communication, (1982).

- Segawa, J. : An outline of the Japan Geodetic TOPEX/POSEIDON plan. *Gekkan Chikyu* (The earth monthly), Vol.11, No.8, (1989), 449-453, (in Japanese).
- Sengoku, A. : Collocation observation between two SLR stations at the Simosato Hydrographic Observatory in 1987. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Satellite Geodesy*, JHD, No.2, (1989), 28-49.
- Sengoku, A. and Y. Kubo : Simulations on SLR translocation method. *Proc. Japanese Symposium on Earth Rotation, Astrometry and Geodesy*, Dec. 1986, Tokyo, I. Okamoto and T. Hara (eds.), (1986), 19-24, (in Japanese).
- Sengoku, A., M. Sasaki and T. Kawai : Detection of the plate motion using satellite laser ranging, *Proc. Japanese Sympo. on Earth Rotation, Astrometry and Geodesy*, I. Okamoto (ed.), (1988), 115-118, (in Japanese).
- Sengoku, A., M. Sasaki and T. Kanazawa : Determination of the baseline length between Minamitori Sima and Simosato by satellite laser ranging. 71th Meeting Program and Abstracts, May (1989), 59, (in Japanese).
- Seno, T. : The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42, (1977), 209-226.
- Seno, T. : Middle Pleistocene of Japan Islands : What happened at 0.5 Mega d'annees?. *Gekkan Chikyu* (The earth monthly), Vol.8, No.12, (1986), 708-715, (in Japanese).
- Seno, T. : private communication, (1989).
- Schutz, B. E. : Analysis of LAGEOS laser ranging data : full rate data analysis, from Jane-May. CSR, Univ. Texas at Austin, (1985).
- Schutz, B. E. : Analysis of LAGEOS laser ranging data, from May-Aug., CSR, Univ. Texas at Austin, (1987).
- Schwiderski, E. W. : Global ocean tides, part I, A detailed hydrodynamical model, Rep. TR-3866, U.S. Naval Surface Weapons Center, Dahlgren, (1978).
- Shen, P. Y. and L. Mansinha : Oscillation, nutation and wobble of an elliptical rotating earth with liquid outer core. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 46, (1976), 467-496.
- Tajima, M. and K. Komaki : *Theory of least square method and its applications*. Toyo Publishing (Shoten), Tokyo, (1986), 477pp., (in Japanese).
- Takemura, T. : Positions of geodetic and astronomical reference points at Simosato Hydrographic Observatory. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No. 17, (1983), 44-48, (in Japanese).
- Takemura, T. : Satellite Doppler positioning of off-lying islands in 1983. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.19, (1985), 85-98, (in Japanese).
- Takemura, T. : Satellite Doppler Positioning of off-lying islands in 1984. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.20, (1986), 72-85, (in Japanese).
- Takemura, T. and T. Kanazawa : Satellite Doppler positioning of off-lying islands in 1980-1981. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.17, (1983), 61-87, (in Japanese).
- Takemura, T. and T. Kanazawa : Satellite Doppler Positioning of off-lying islands in 1982. *Data Rep. Hydrogr. Obs., Series of Astronomy and Geodesy*, JHD, No.18, (1984), 42-54, (in Japanese).
- Tapley, B. D. : Statistical orbit determination theory. *Recent Advances in Dynamical Astronomy*, B. D.

- Tapley and V. G. Szebehely (eds.), D. Reidel, Dordrecht, (1973), 396-425.
- Tapley, B. D. : private communication, (1987).
- Tapley, B. D., R. J. Eanes and B. E. Schutz : Earth rotation from laser ranging to LAGEOS : ERP (CSR) 85L07. Rept. MERIT-COTES Campaign on Earth Rotation and Reference Systems, Part III, M. Feissel (ed.), IHB, Paris (1986), B67-B73.
- Tapley, B. D. and B. E. Schutz : A comparison of estimation methods for the reduction of laser range observations. Proc. Sympo. Earth's Gravitational Field & Secular Variations in Position, R. S. Mather and P. V. Angus-Leppan (eds.), Univ. New South Wales, Sydney, (1973), 489-508.
- Tapley, B. D., B. E. Schutz and R. J. Eanes : Station coordinates, baselines and earth rotation from LAGEOS laser ranging : 1976-1984. *J. Geophys. Res.* 90, (1985), 9235-9248.
- Van Gelder, B. H. W. : (private communication), (1988).
- Veis, G. (ed.) : *The use of artificial satellites for geodesy, Vol. II.* National Technical University, Athens, Greece, (1967), 647pp.
- Wahr, J. M. : The tidal motion of a rotating, elliptical, elastic and oceanless earth. Ph. D. thesis, Univ. Colorado, Colorado, (1979). 216pp.
- Yamazaki, A. : Determination of relative geodetic position from simultaneous observations of artificial satellites. *Rep. Hydrogr. Researches*, JHD, No.7, (1971), 1-22.
- Yamazaki, A. and T. Mori : Marine Geodetic Controls around Japan, *Marine Geodesy*, 7, (1983), 331-344.
- Yamazaki, A., T. Mori and T. Takemura : Geodetic positions of Tori Sima by the Echo-II. *Rep. Hydrogr. Researches*, JHD, No.3, (1967), 49-56.
- Yamazaki, A., T. Mori and Y. Ganeko : Geodetic position of Titi Sima. *Researches in Hydrography and Oceanography, in commemoration of the centenary of the Hydrographic Department of Japan*, D. Shoji (ed.), JHD, Tokyo, (1972), 251-269.
- Yoder, C. F., J. G. Williams and M. E. Parke : Tidal variations of earth rotation. *J. Geophys. Res.*, 86, (1981), 881-891.

衛星レーザー測距法による地球力学の研究(要旨)

佐々木 稔

1970年代中期以降, 日本において3台の衛星レーザー測距(SLR)装置が製作された。1台目は, 試作機として水路部と国土地理院とが共同で開発し, 国土地理院の測地観測所に設置された。2台目は, 下里水路観測所に設置され(固定式), 1982年以来, 同装置を用いて衛星レーザー測距観測が続けられている。可搬式レーザー測距装置は, 3台目として水路部で開発され, 1988年初期から海洋測地の一環として, 年に2カ所ずつ離島における観測が同装置を用いて実施されている。初めに, これらの装置についての計画, 開発, 観測並びにデータ処理について述べた。

線型推定理論に基づく衛星軌道プロセッサ/アナライザの開発を1981年以降行ってきたが, このたび, 一応完成させ, これをHYDRANGEAと名づけた。次に, このアルゴリズムについて及びこれを衛星レーザー測距データに適用して求めた地球自転, 観測局位置及び局間距離並びに地心重力定数(GM), 地球形状力学係数(J_2)等の地球物理パラメーターについての諸成果について述べた。

すなわち, HYDRANGEAにより行ったデータ処理及び解析結果については, まず, レーザー測距局間距離(基線長)を正確に求めるのに, 複数の観測局で同時に, 連続したパスについて得たデータのみを用いた短アーク法が, 極めて有効であることが示され, 下里の固定式観測装置と, 可搬式装置により得たLAGEOS, AJISAIの測距値からこの方法を用いて求めた下里-父島間及び下里-南鳥島間の直線距離は, $937665.041 \pm 0.004\text{m}$ 及び $2024874.042 \pm 0.007\text{m}$ となった。

次にHYDRANGEAを3~5日間の長さのアークに適用した。地球重力場としてGEM-T1を用い, LAGEOSの8つの5日アークの平均から2つの地球物理のパラメーターの値は,

$$\text{GM} : 398600.4453 \pm 0.003 \text{km}^3/\text{s}^2 \text{及び}$$

$$J_2 : (1082.571 \pm 0.015) \times 10^{-6}$$

と求まった。

地球の極位置(X_p, Y_p)及び自転角速度過量($\Delta\omega$)については, 1983年9月から1984年10月までの14カ月の, 85個の5日アーク(総データ数49576)から算出した。これらのHYDRANGEAの結果は, テキサス大学オースチン校と宇宙研究センター(CSR)が求めて発表したERP(CSR)85L07とは, $(\delta X_p, \delta Y_p, \delta \Delta\omega) = (-0.51 \text{milliarcsecond} (\text{mas} \sim 3 \text{cm}), -0.13 \text{mas}, -0.87 \text{ms/d})$ の系統差及び個々の5日値については, $(\pm 1.1 \text{mas}, \pm 1.4 \text{mas}, \pm 0.42 \text{ms/d})$ のr. m. sで一致した。このとき, 全期間について求めた軌道までの距離と実際の測距値との差の平均値は9.8cmであった。

また, 1984.80, 1986.76及び1988.11の3つの時期についてのSLR観測局の地心3次元座標をLAGEOSの8~9個の5日アークの平均から求めた。1984.80年について得られた14の観測局の位置の内部誤差は, (2.6cm, 2.4cm, 2.9cm), LSC85L07との座標系の系統差は, (+0.5cm, +0.5cm, +3.1cm), LSC85L07の各々の観測局との差の平均は, (3.4cm, 3.1cm, 5.1cm)であった。上記の3つの時期の観測局の位置を地球楕円体に投影した場合の楕円体上の局間距離の差から, 下里, ハワイ, モニュメントピーク(カリフォルニア)他の局間のプレート運動を算出した。結果は, +を伸び, -を縮みとして,

下里-ハワイ:	-11.9cm/年,
下里-モニュメントピーク:	-5.7cm/年,
下里-クインシー(カリフォルニア):	-1.1cm/年,
下里-ヴェッツェル(西独):	-3.1cm/年,
下里-ヤラガデ(オーストラリア):	-6.2cm/年,
ハワイ-モニュメントピーク:	+1.3cm/年,
ハワイ-クインシー:	+0.6cm/年,
ハワイ-ヴェッツェル:	-7.0cm/年,

ハワイヤラガデ:	-10.9cm/年,
モニュメントピークーヴェッツェル:	0.0cm/年,
モニュメントピークーヤラガデ:	-9.6cm/年,

であった。下里ーヴェッツェル以外は、ミンスター／ジョルダン (1978) AM 0-2 モデルによるプレート運動とほぼ一致する。

下里, ヴェッツェルはともにユーラシアプレート上にあるとされるが, この間の基線長の変化は, 年間3.1 cmの縮小と求められた。これは, 下里の南東方の南海トラフ域においてフィリピン海のプレートが日本列島を北西方に押し上げているために生じたものと考えられる。

日本列島とその周辺海域の航空磁気異常の特徴と地殻の磁氣的構造に関する予備的考察†

植田 義夫*

PRELIMINARY STUDY OF THE GEOMAGNETIC STRUCTURE OF THE JAPANESE ISLANDS ARCS AS INFERRED FROM AEROMAGNETIC ANOMALIES†

Yoshio Ueda*

Abstract

Hydrographic Department of Japan (hereafter referred as JHD) conducted airborne magnetic surveys from 1984 to 1985 a part of whole Japan magnetic survey project. The magnetic anomaly profiles crossing the Japanese islands and their adjacent areas reveal the characteristic feature of anomalies related with crustal structures, thermal conditions, and subducting plates etc. Automated analysis method of magnetic anomaly profile is developed based on an inversion method outlined by Kato (1975, a, b). This method is capable of estimating top and bottom undulations directly from anomaly profile. In magnetic analyses, magnetic anomalies of wavelengths longer than 160km are ascribed to the undulation of the lower magnetic boundary from the fact that the terrains whose wavelengths are longer than 160km should be correlated with isostasy of crust.

The magnetic models of the representative crosssection are obtained using the above method and their geophysical and geological implications are considered. The conspicuous magnetic massives are estimated beneath the forearc areas of the Kuril, Japan, and Izu-Bonin arcs. In southwest Honshu, the large magnetic massif comparable to them is estimated beneath the inland area of Sanin district. The large amplitude linear anomalies over the forearc area of the northeast Honshu, and southwest Honshu coincide well in distribution with that of granitic bodies of magnetite series (Okubo et. al., 1985). The similarity of the magnetic structures of NE Honshu and SW Honshu may imply the continuity of lineation in the original form, and then, are separated by the spreading of Japan Sea. The origin of these magnetic massives occurring in the continental crust are significant for considerations of tectonic development and the process of crustal formation. Two alternative explanations for the origin of these magnetic massives are presented. One is to ascribe them to igneous activity occurring in the Cretaceous time, which may be correlated with ridge descent as proposed by Kinoshita and Ito (1988), and the other is to the formation of the lower crustal layer due to accretional process of the oceanic crust, seamounts, and overlying edifices during the plate subduction.

はじめに

水路部では、1984年から1985年にかけて第12回全国磁気測量の一環として日本列島とその周辺海域の航空

† Received 28th December 1989

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

磁気測量をYS-11機により実施した。この測量は日本周辺の磁場分布モデルの係数を求め、正確な磁気図を作成することで、その結果はすでに水路部観測報告全国磁気測量編第5号 (JHD, 1988) に報告されている。本論文では、航空磁気測量の成果をもとにそれから推定される日本列島とその周辺海域の磁気構造について報告する。

水路部以外の機関では、国土地理院や地質調査所でもプロトン磁力計による航空磁気測量を実施している。

Tanaka et. al (1984, 1986) は国土地理院の実施した航空磁気測量の成果をまとめ日本列島の陸域部を中心とする全磁力分布図を作成し、その特徴について論じている。また、地質調査所の大久保ほか (1985) は日本列島と大陸棚付近の縮尺 1/20万の全磁力異常図をとりまとめ日本列島全域をカバーする全磁力異常図を作成している。これらの成果に比べて、水路部の航空磁気測量の特徴は、陸域部を横断する長距離の磁気異常断面にかんする情報が得られるところにある。このような成果は地磁気の時間変化の補正誤差の影響を除去した波長数十kmから数百kmの中規模波長の磁気異常の研究にとって重要な情報をあたえる。

1. 水路部による航空磁気測量の概要

1-1 観測方法

航空磁気測量に使用する航空機は、航空磁気測量用に改造されたYS-11型機で、測量実施の際の標準飛行速度は200ノット、航続距離は1200n.m.である。機体の尾部には機体磁気雑音の影響を避けるため、地磁気センサーの設置用に円錐形のテイルステインガーが取り付けられている。また、機体前部の上部には魚眼カメラ設置用の取り付け窓が設けられている。航空機の位置はVLFオメガ測位装置で連続測定される。

3成分測定の場合には、航空機に固定した3軸方向の地磁気成分、航空機の姿勢角（機首方位、ロール、ピッチ）を同時に測定しなければならない。地磁気成分の測定はリングコア型フラックスゲート磁力計により測定し、姿勢角は3軸ジャイロから構成される運動測定装置により測定される。磁力計の分解能は1nT、で姿勢角のそれは0.1度である。測定値はVLFオメガの測位出力値と同時にカセットMTに毎秒毎にデジタル収録される。このほか、機首方位角については1分毎に魚眼カメラによる太陽の撮影が行なわれ、運動測定装置からの機首方位角の較正に用いられる。

全磁力の測定の場合には、リングコア型フラックスゲート磁力計により測定された直交3軸成分値を幾何学的に合成して求める方法とプロトン磁力計により直接測定する方法がある。後者の場合では2秒毎の測定値がVLFオメガ測位値とともにカセットMTにデジタル収録される。全磁力測定の相対誤差は1nTであるが、成分測定の場合には10nT以上となる。このため、本論文では全磁力異常のプロファイルデータをもとに地殻の磁氣的構造の解析を行なった。

1-2 データ処理

(1) 器差の決定

実際のフラックスゲート型磁力計の3軸は完全な直交軸からずれており、また、各軸の感度も微妙に異なるため、航空磁気測量の実施の前後には、気象庁柿岡磁気観測所において磁気儀の比較観測を実施し器差を求めている。実際の方法は柿岡の絶対観測台上の回転台に磁気儀を取りつけ、5度毎に磁気儀を回転させながら3軸方向の測定値と柿岡の観測値との比較から、最小二乗法により3軸歪の係数を決定する。

磁気儀の3軸成分測定値をA (X, Y, Z) とし、磁気儀に仮想した直交3軸方向の測定値をA' (X', Y', Z') とすると、両者の関係は3軸歪の係数行列 (3 × 3) により次式であたえられる (JHD, 1988)

$$(A') = (3 \times 3) (A).$$

(2) 座標系の変換

磁気儀に固定した直交3軸成分から、地理学的座標系にもとづく地磁気3成分値を求めるには、航空機の姿勢角を用いて磁気儀に固定した座標系を地理的座標系に変換する必要がある。航空機のロール、ピッチ、ヘディングをR, P, Hとし、磁気儀に固定した3軸成分値をA'(X', Y', Z'), 地理学的座標系に変換した値をA''(X'', Y'', Z'')とすると、相互の関係式は次式で与えられる。

$$(A'') = B (3 \times 3) \cdot (A')$$

ここで3行3列の変換行列の各要素は飛行機の姿勢角の関数である (JHD, 1988)。

(3) 機体磁気雑音の補正

航空機の機体磁気雑音の方位依存性を求めるため、測量の前後において紀伊半島潮岬ビーコン上空を8方位に飛行し機体磁気雑音を測定した。第1a図はプロトン磁力計で実施した場合の結果で振幅約40nTのsin曲線状の磁気雑音特性がみとめられる。実際の補正量は機体磁気雑音を方位角のフーリエ級数で展開し各測線の補正量をもとめている。

3成分測量の場合の機体磁気雑音は、プロトン磁力計の場合のような明瞭な周期依存性をしめさず、その雑音量も数百nTにもたつする (Oshima et al., 1978)。しかし、3成分測定の場合でも、全磁力の機体磁気雑音は比較的明瞭な方位角依存性をしめすことが認められる (第1b図)。このことから、3成分の機体磁気雑音が大きいの機体磁気の影響よりもむしろ座標変換の際の誤差に起因するものと考えられる。そのため、今回のデータ処理では全磁力についてのみ機体磁気雑音の方位依存性の補正を行なった。

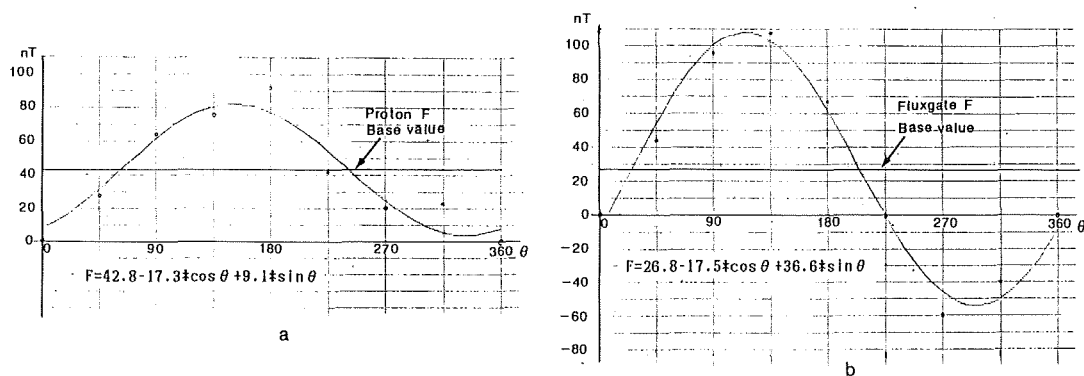


Figure 1. Azimuth-dependence of artificial magnetic field.

a: Total force of proton magnetic survey. b: Total force of three component aeromagnetic survey.

(4) 外部磁場変化の補正

a 日変化の補正

航空磁気測量期間中の日変化の補正は測線に近接した地磁気観測所の時間平均値を用いて実施した。実際には、24時間分の時間平均値記録をフーリエ級数で展開し、観測所と航空機のローカル時間差の補正を行なって外部磁場変動分の補正を行なった。

b 経年変化の補正

磁気図の作成におけるEpoch化成に相当するものである。実際には、陸上の地磁気観測所の経年変化曲線を求め、複数の観測所の値から、その変化量の空間分布を求め、経年変化補正量を算出した。

c 地磁気異常の計算

地磁気異常の計算には12次の球関数係数によるUS-UK1985モデルを用いた。IAGAでは標準磁場モデルとして10次のDGRF1985モデルの採用を勧告している。しかし、MAGSAT衛星による地球磁場モデルの研究では、地球のコアによる磁場分布を近似するには次数12—13の球関数モデルによる地球磁場の展開が必要であることが明らかになった (Langel and Estes, 1982)。本論文では波長数百kmの中規模波長の異常を主要な研究対象としているため、コアフィールドを正確に除去した磁気異常を求める必要がある。そのため、US—UK1985モデル (Quinn et al., 1986) を標準磁場として用いた。なお、本モデルはIHO (国際水路局) により小縮尺の海図、航空図に記載する磁針偏差の算定モデルに指定されているものである。

1—3 航空磁気異常の特徴

第2図は第12回全国磁気測量の一環として実施した航空磁気測量の測線を示したものである。飛行高度は南鳥島付近の測量が6000ft (約1810m)、そのほかはすべて12500ft (3810m) である。1984年の測量は10月から12月にかけて、又1985年は9月から11月にかけて実施した。1985年では日本列島周辺の測量とともに、南鳥島付近の航空磁気測量を実施した。

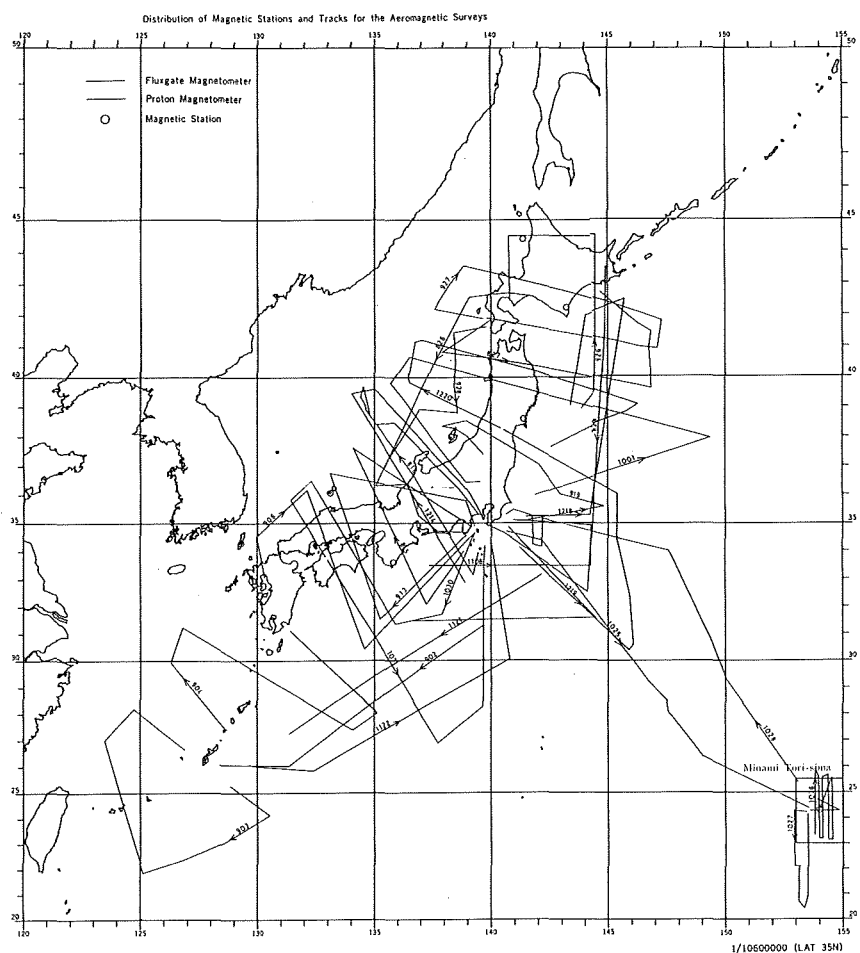


Figure 2. Track lines of aeromagnetic survey from 1984 to 1985 conducted by JHD (JHD, 1988).

今回の航空磁気測量成果により各測線に沿った地磁気全磁力異常のプロファイルを作成した。その結果を第3図a, b及び第4図に示した。第3図は日本列島とその周辺海域の地磁気異常図で、島弧を横断する地磁気異常の特徴や西太平洋、四国海盆、日本海の海洋性地磁気異常や伊豆一小笠原東方海域から南島島付近の地磁気静穏帯にいたる地磁気異常の特徴が表されている。また第4図は南島島付近の地磁気異常断面である。これらの磁気異常プロファイル図には中生代のM系列の地磁気異常や海山の地磁気異常の特徴などがみとめられる。

地磁気異常の定性的考察を行うにあたっては日本列島の地体区分図(地質調査所, 1982)を参考にするとともに(第5図)、日本列島周辺の海底地形図、フリーエア重力異常図(Ganeko and Koyama, 1981; Ganeko and Harada, 1982)、ブーゲー動力異常図(GSI, 1985)を参考とした。海底地形図(第6図)は米国NOAAが作成した10'x10'メッシュの水深デジタルデータをもちいて作成したものであり、等深線間隔は500mである。

日本列島とその周辺大陸棚海域に関する地磁気異常の特徴については、大島ほか(1975)、大島(1987)、Ogawa and Suyama(1975)、Segawa and Oshima(1975)、Segawa and Furuta(1978)、Tanaka et al.(1984, 1986)、植田(1986)、大久保ほか(1985)等による詳細な報告がなされており、それらを参考にしながら、航空磁気異常の特徴を以下に述べる。

北海道から東北日本付近にかけては、釧路沖の陸棚から陸棚斜面にかけて分布する磁気異常帯(L1)、及び神居古湛帯に対応する磁気異常帯(L2)、石狩一三陸沖の磁気異常(L3)、が特徴的である。またL3の磁気異常帯にはば並行して日本海側(L4)と大洋側(L5)にも磁気異常帯が認められる。東北日本の火山列による磁気異常も認められるが、その振幅はL1-L3のそれと較べて非常に小さい。L3の磁気異常帯の原因については、中生代白亜期の火山フロントによる磁気異常とする説、北上花こう岩によるもの、深部地殻に起因する異常等の諸説がある。また、地磁気異常の構造解析からは、磁化方向が西偏していると推定されており、東日本の反時計回りの回転を示唆するものと考えられている。中部日本から西南日本にかけては、L6, L7の正異常に卓越した磁気異常帯、その外側に分布する波長数百kmの負の磁気異常帯(L8)が特徴的である。L6の磁気異常帯は山陰地方に分布する磁鉄鉱系の花こう岩の分布域とよく対応している。紀伊半島沖から四国沖の陸棚付近には正の磁気異常帯(Z1)が分布しており、中新世の酸性岩の分布とよい対応を示す。

西南日本の領家帯から四万十帯にかけては、磁気的には非常に静穏な特徴を示している。三波川帯や秩父帯の黒瀬川構造帯には層状や塊状の蛇紋岩が分布しており、これに対応するとみられる小振幅の正異常域が認められる。しかし、磁気異常の規模は小さく地下に大規模な塩基性岩体の存在は推定されない。

伊豆一小笠原弧周辺については、Z2からZ4でしめす正異常帯の分布が特徴的である。これらは、陸棚から陸棚斜面にかけて分布し、その規模も数百kmにも及ものである。振幅や波長の特徴は北海道釧路沖(L1)や三陸沖(L3)の磁気異常帯と類似しており大変興味深い。

南西諸島弧では、大陸側から、東海陸棚外縁部に沿う磁気異常帯(L9, L9')、沖縄トラフの磁気異常域、トカラ火山列の磁気異常帯(L10)、陸棚斜面に分布する正異常帯(Z6)などが特徴的である。沖縄トラフの磁気異常の振幅は日本海や四国海盆の磁気異常と比べても小さく、海洋性地殻の発達が未熟な段階にあることを示唆する。陸棚斜面にみられる磁気異常帯(Z6)は先に述べた、L1, L3, Z2-Z4と同じように沈み込み帯の陸側斜面に位置しており、また重力の正異常域に対応する。これらの磁気異常の原因岩体については未知点が多いが、海山などの付加体の磁気異常とも考えられる。

海洋性地殻に伴う磁気異常では、東日本の東方沖から伊豆一小笠原島弧の東方海域に分布するENE-WSWの異常や四国海盆のNNW-SSEに雁行状に配列する異常、日本海の大和海盆にみられるNE-SW方向の

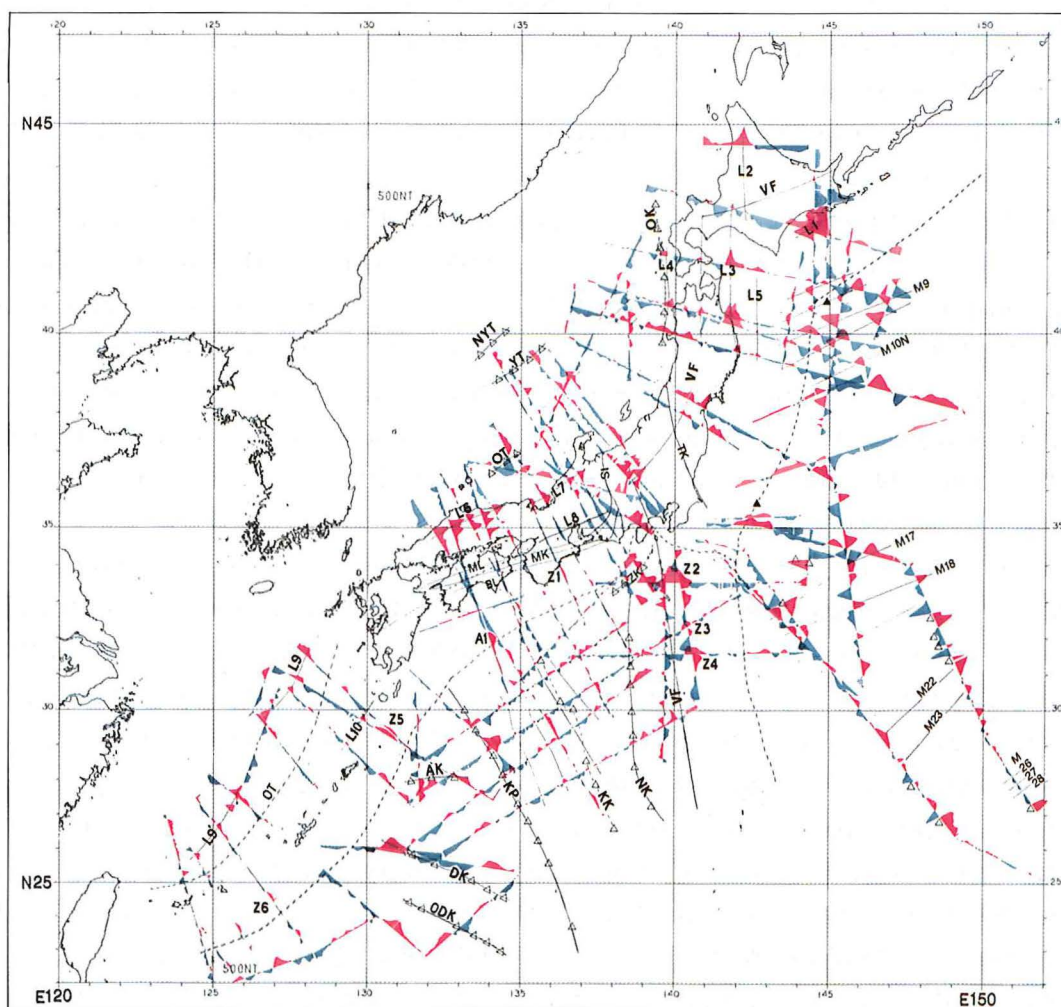
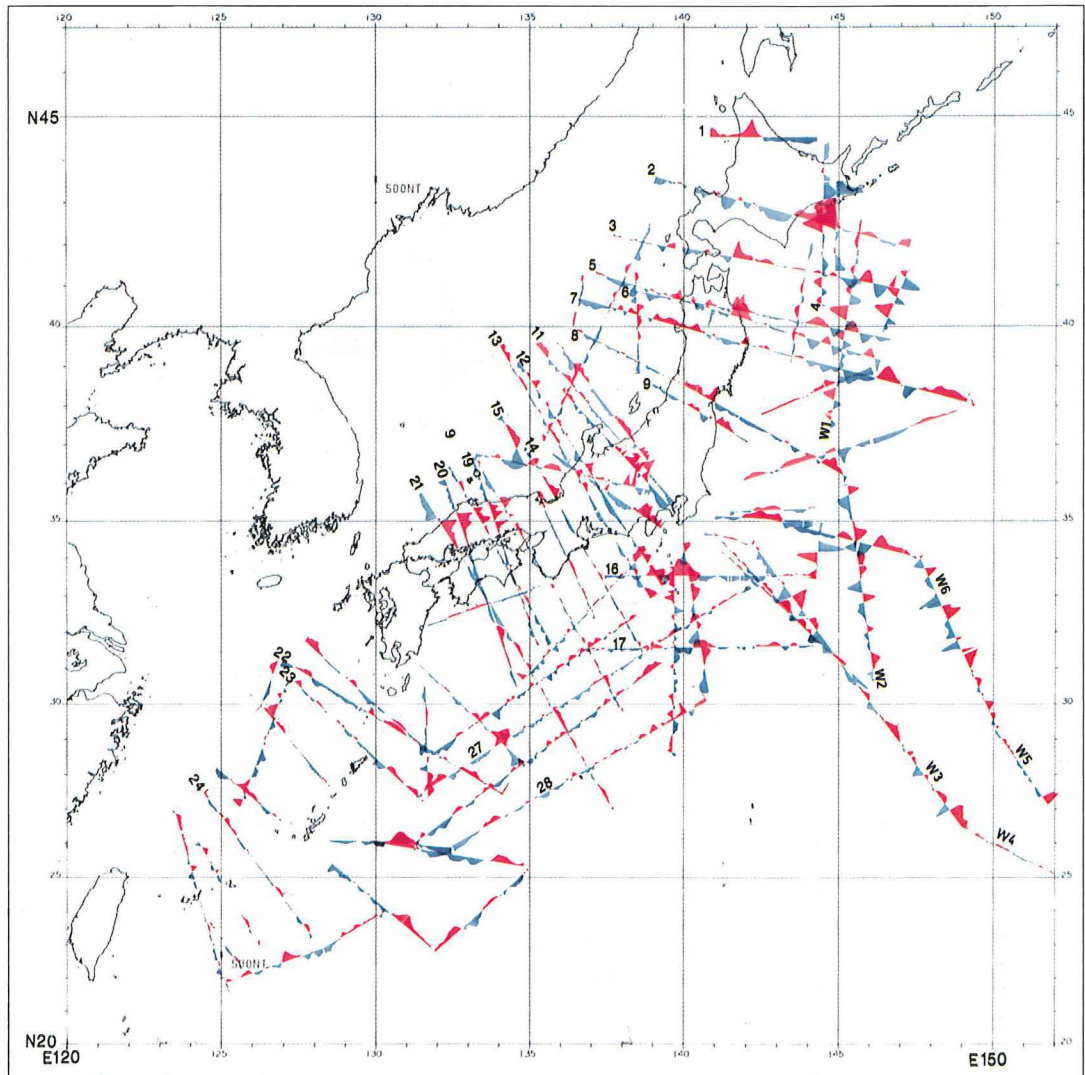


Figure 3. Total intensity magnetic anomaly profile along track lines.

3 a : Magnetic anomaly profile and tectonic features of/around Japanese Island. VF, volcanic front; OK, Okusiri ridge; NYY, Kita Yamato Bank; VT, Yamato Bank; OT, Oki Bank; AK, Amami plateau; DK, Daito ridge; ODK, Oki Daito ridge; KP, Kyusyu palau ridge; KK, Kinann seamount chains; NK, Sisi sitito ridge; ZK, Zenisu ridge; TK, Tanakura tectonic line; ML, Median tectonic line; MK, Mikabu tectonic line; BL, Butsuzo tectonic line.



3 b : Magnetic anomaly profile of total force along track lines. Figures and capitals show the index of track lines.

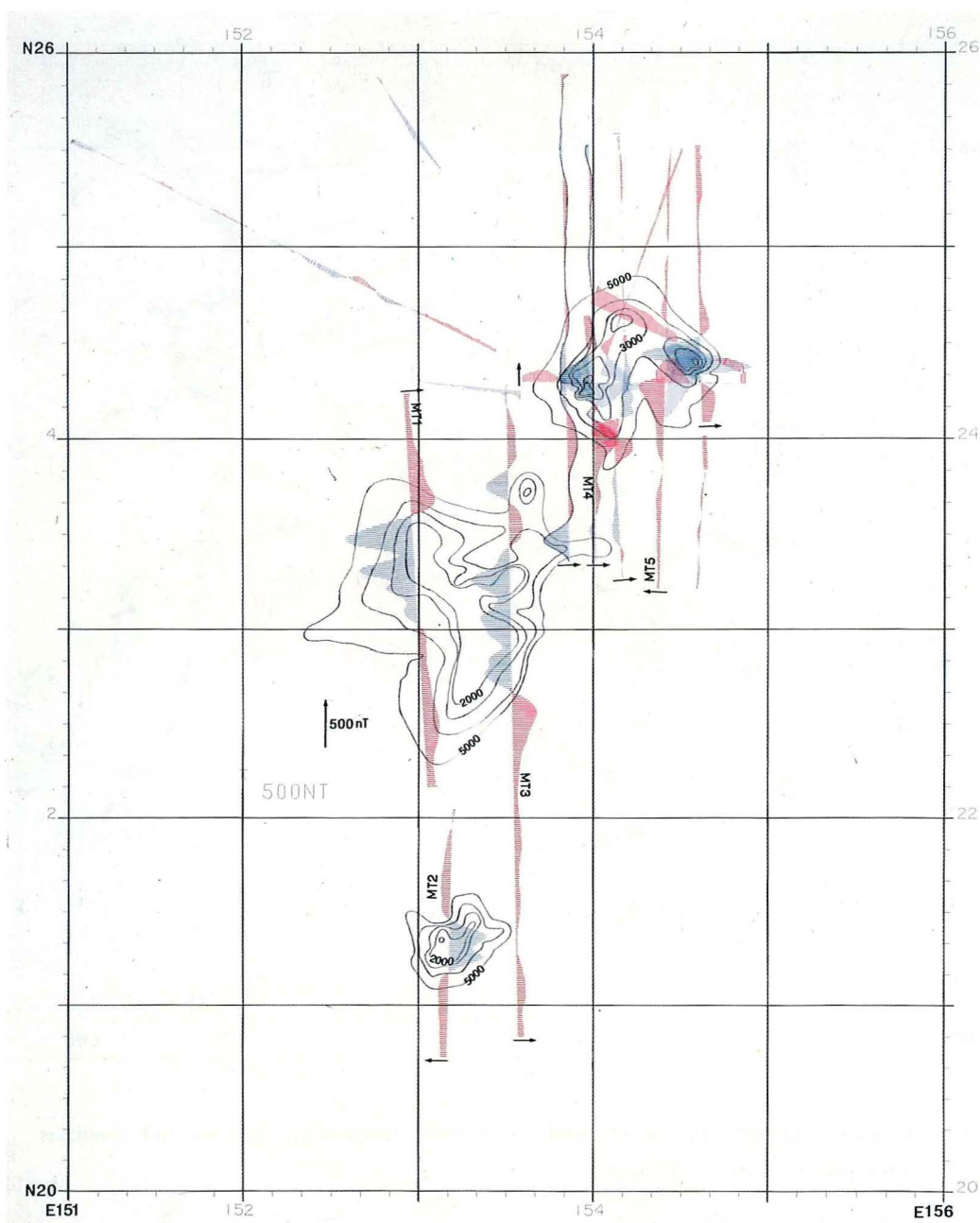


Figure 4. Magnetic anomaly of total force around Minami-Tori sima (Marcus) Island.

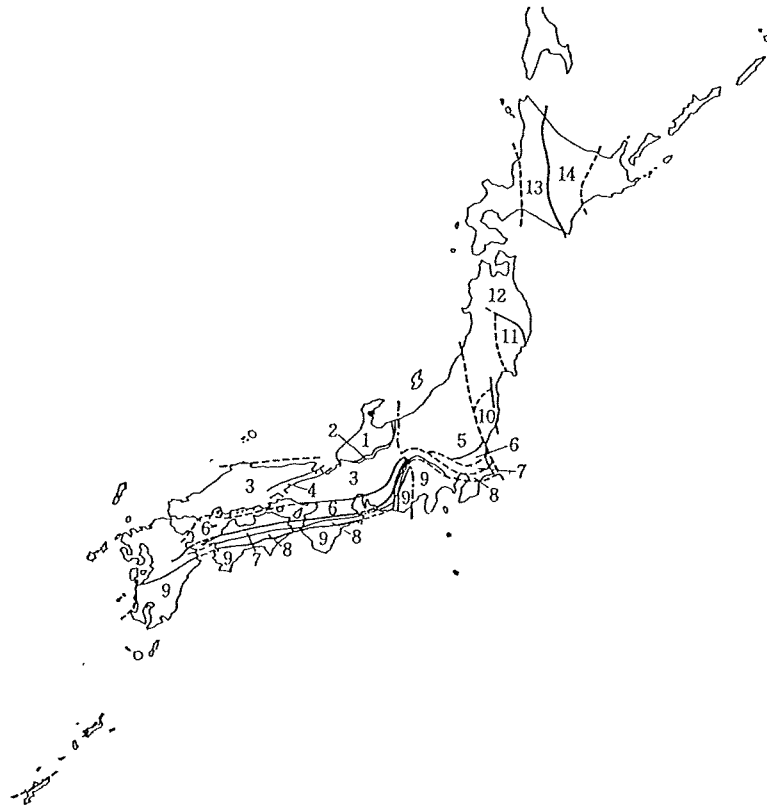


Figure 5. Tectonic map of the Japanese Islands and the adjacent regions. 1, Hida belt; 2, Hida marginal belt; 3, Sangun, Mino and Tamba belts; 4, Maizuru belt; 5, Asio block; 6, Ryoke belt; 7, Sambagawa belt; 8, Chichibu belt; 9, Shimanto belt; 10, Abukuma belt; 11, The southern part of Kitagami block; 12, The northern part of Kitagami block, 13, Ishikari, Kamuikotan belts; 14, Hidaka, Tokoro belts (Geological survey of Japan, 1982).

磁気異常等の特徴が認められる。

東北日本沖の西太平洋の縞異常はUyeda et al. (1967), Hilde et al. (1976) らによって明らかにされたもので, Japanese Lineation Setsと呼ばれている。第3図の磁気異常プロファイル図には, M6—M11, M17—M28の縞異常が認められる。Hilde et al. (1976) では縞異常の方向がNE-SWとされていたが, 今回の航空磁気異常図ではほぼENE-WSWの方向性をもつことが明らかとなり Isezaki and Miki (1979) の示した方向性を支持する結果が得られた。

伊豆—小笠原東方沖の縞異常では海山の異常のため必ずしも明瞭でないがM17—M20までの同定が可能である。また, ここでも, N32°付近で縞異常の方向性に変化が認められる。

第3図のN25°付近はジュラ紀の磁気静穏帯で, M26—M28の縞異常が認められる (Cande et al., 1978)。また縞異常の振幅が静穏帯に近づくにつれて次第に減衰する特徴が認められる。西太平洋の海底地殻の磁気的性質が均一と仮定すれば, このような振幅の減衰は海底地殻の生成時の地球磁場強度が相対的に弱かったことを示唆するものとする見方もあり (Cande et al., 1978), ジュラ紀の磁気静穏帯の成因を考察するうえで重

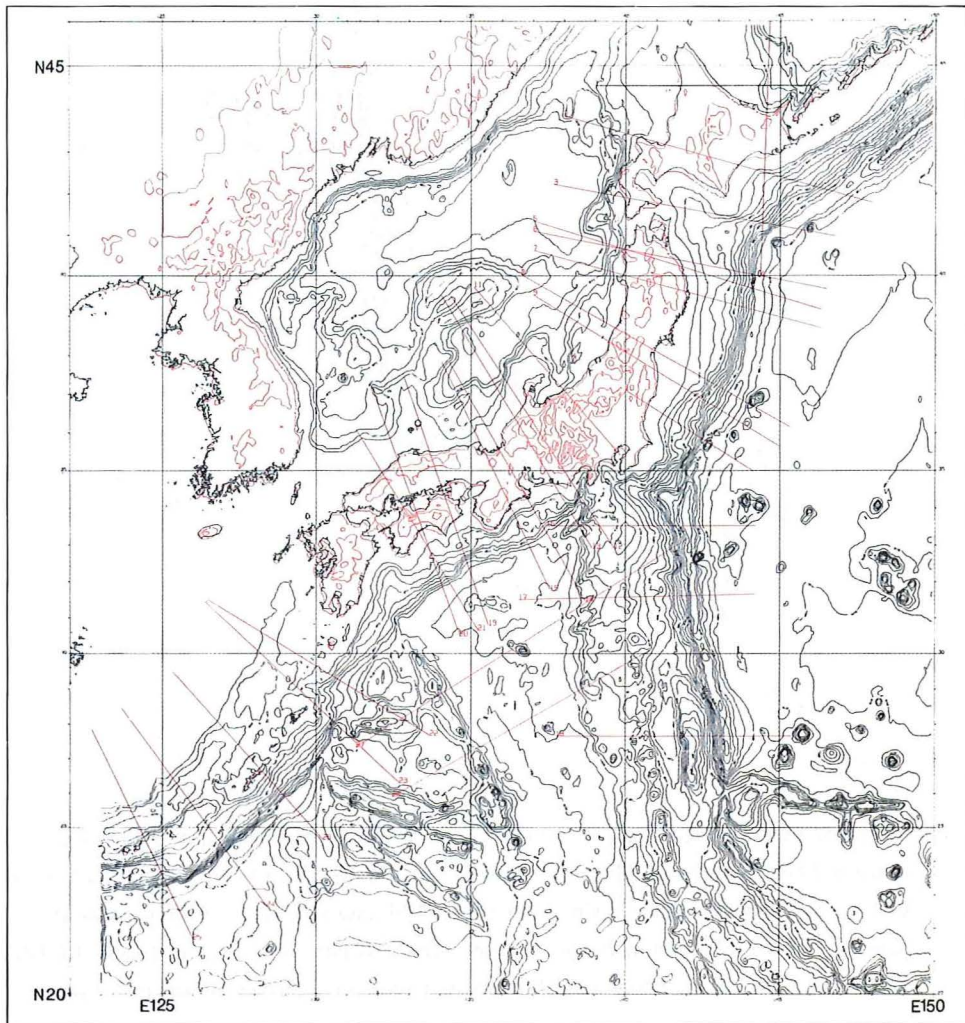


Figure 6. Bathymetric map around Japanese Islands. Contour interval is 500m. Straight lines are positions of magnetic anomaly profiles in Fig. 3.

要と思われる。第4図は南島島付近の地磁気異常プロファイル図を示したものである。この付近の海域は磁気静穏帯に属するが、海山の磁気異常は数百nTにたっており、これらの海山の磁化が大変強いものであることを示唆する。また海山の磁気異常は負の異常が卓越するとともに、その頂部では上に凸のパターンを示しており、海山の磁氣的構造を考察するうえで興味深い。

四国海盆の地磁気異常についてはTomoda et al. (1975) やKobayashi and Nakada (1979) の研究成果がある。後者によると、四国海盆の縞異常は新生代の5D (18.5MYBP) から (24.8MYBP) までの地磁気反転史に対応するものであるとされている。第3図の四国海盆の磁気異常にもほぼ、NNW—SSE方向の方向性をもつ縞異常が雁行状に配列する様子が認められる。磁気異常の振幅は200nT前後で東日本沖のJapanese Lineation Setsと比べて半分以下である。

日本海の地磁気異常については、Isezaki (1986)、Kono (1986) により報告されている。Isezaki (1986) は、日本海盆の南側には、15Maに完了した両側拡大モデルで説明できる縞異常が存在することを指摘するとともに、日本海盆には逆磁化の海山や隆起帯が多く認められることを述べている。一方、Kono (1986) はシホテアリンの海岸線付近に拡大中心をもつ、10—15Maの片側拡大モデルで説明した。以上述べたように日本海の縞異常のモデルについては不確定な面も多いが、拡大様式については中央海嶺型の拡大様式ではなく、海山や隆起帯の形成を伴うオフリッジ型の火成活動であった点についてはほぼ共通な認識となっている。第3図に見られる、大和海盆の磁気異常プロファイルにもNE-SW方向の磁気異常の配列が認められ、また隠岐堆、大和堆に逆向磁化の特徴を示す磁気異常が認められる。

九州—パラオ海嶺から西側のフィリピン海盆では、奄美海台や大東海嶺付近に大振幅の磁気異常が認められる。又、九州—パラオ海嶺でも海山に対応する顕著な磁気異常が認められる。これらの海台や海嶺は大陸性の地殻をもつことが爆破地震探査などから知られており、大陸性地殻付近の地磁気異常の方が海洋性地殻の磁気異常よりも振幅、波長ともに規模が大きいことを示している。Isezaki and Miki (1979) は大東海嶺と奄美海台のあいだにも縞異常が存在するとしているが、磁気異常プロファイルではそのような縞異常の同定は困難である。

2. 地磁気異常の自動解析法

2-1 解析方法の数学的表現

地磁気異常から地下構造を推定する方法については、今までに数多くの方法が開発、発表されている。電子計算機やパソコンが現在ほど普及していなかった頃には、解析方法としては、磁気異常曲線の特異点での勾配や各特異点間の距離にもとずき、地下の磁性岩体の深度や大きさを推定する方法(Grant and Martin, 1966) や、地下の2次元モデルによる標準的な磁気異常曲線を求め、それとの比較から磁性岩体の構造を推定する方法(Gay, 1963) などが代表的なものであった。しかし、これらの方法は推定誤差が大きくまた解析に手間がかかる等の問題があった。特に地下の構造が複雑な場合には事実上適用すること自体が不可能となる。Johnson (1969) は2次元の任意断面による地磁気異常の計算法を応用し、最小2乗法による構造解析法を開発した。また、McGrath and Hood (1970) はダイクモデルによる磁気異常の構造解析法を開発した。これら以外にも計算機を用いて直接、構造にともなう磁気異常を計算し、実際の観測磁気異常と一致するような地下構造を求める方法が広く用いられるようになった。このような方法は従来の方法にくらべて、解析精度を向上させるとともに、より複雑な構造の解析を可能にした。しかしこの方法では、構造モデルをあらかじめ作成する必要があるためこの作業にかなりの時間と労力が必要である。

一方、磁気異常から直接地下構造を推定する方法としては、地磁気異常分布をフーリエ展開し、その係数のインバージョンから地下の磁性岩体の起状を求める方法が開発されている。この方法としては、Nagata (1938), Hahn (1965), Kato (1975a,b) などが代表的な方法である。Kato (1975a,b) は磁気ポテンシャルの磁化方向への積分関数として擬重力ポテンシャルを定義し、擬重力ポテンシャルから地下の磁気基盤構造を求める方法を開発している。また、Blakely and Cox (1972) や Schouten and McCamy (1972) はフーリエ変換の方法を応用して、海洋性縞異常から極磁気異常や磁化密度分布を求める方法を開発している。今回、筆者が開発した方法は解析的方法と直接法の長所を取り入れた方法で、初期構造を直接法で推定し、その構造をもとに解析的方法により磁性岩体の構造や磁化強度、磁化方向等の未知数を精度よく求める方法である。

本論文で用いた直接法は、Kato (1975a,b) により開発された2次元フーリエ級数係数の、インバージョンにより、擬重力ポテンシャルから磁気基盤を求める方法を1次元の断面解析に応用したものである。ここでは、地磁気異常プロファイルの1次元フーリエ展開係数から磁気基盤をもとめる方法の概要を述べる。

体積 V 内に $\vec{u}$ 方向に一樣に磁化した磁気モーメントが分布する場合、磁気ポテンシャル ϕ_M は、

$$\phi_M = \int_V \vec{J} \cdot \vec{u} \cdot \text{grad} (1/r) \cdot dv \text{ で与えられる。}$$

擬重力ポテンシャル ψ_M 、及び擬重力 F_{MG} を

$$\psi_M = \int_V J/r \cdot dv, \quad F_{MG} = \partial \psi_M / \partial z$$

として定義すると、磁気ポテンシャル (ϕ_M)、磁気異常 (F_M) との間には

$$\phi_M = \partial \psi_M / \partial u, \quad F_M = \partial \phi_M / \partial v = \partial^2 \psi_M / \partial u \partial v$$

が成立つ。ここで、 u 、 v は磁化方向、磁場方向の単位ベクトルである。

この関係から、磁気異常分布 F_M を磁化方向と磁場方向に積分すると擬重力ポテンシャルが求まり、さらに z 方向に微分すると擬重力が求まる。

重力と擬重力の関係は以下のようになる。

重力	擬重力
$\phi_G = G \cdot \int_V \rho/r \cdot dv$	$\psi_M = \int_V J/r \cdot dv$
$g = \partial \phi_G / \partial z$	$F_{MG} = \partial \psi_M / \partial z$
$\delta g_{(P-Q)} = 2\pi G \rho(Q)$	$\delta F_{MG(P-Q)} = 2\pi J(Q)$

これから、厚さ $\delta\zeta$ の薄い水平板 S の直上における擬重力 δF_{MG} は $\delta F_{MG} = 2\pi J \cdot \delta\zeta$ で与えられる。

今、第7図のような地下構造を仮想し、磁気モーメントが一樣に分布すると仮定したときの擬重力を求める。

深さ $\delta\zeta$ による板直上の擬重力は $\delta F_{MG}(\zeta) = 2\pi J(\zeta) \cdot \delta\zeta$ となり、この式よりフーリエ級数の波数 m ($m = \frac{2\pi M}{\lambda_0}$, M は整数, λ_0 は基本波長) の項では $\delta F_{MG}^m(\zeta) = 2\pi J^m \cdot \delta\zeta$ となる。この擬重力は地表 ($z=0$) においては

$$\delta F_{MG}^m(0) = 2\pi J^m \cdot \exp(-m\zeta) \cdot \delta\zeta \text{ となる。}$$

実際には深さ ζ_1 から ζ_2 までの各層の影響の重ね合わせとして、擬重力が得られるから

$$F_{MG}^m(0) = 2\pi \cdot \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} J^m \cdot \exp(-m\zeta) \cdot d\zeta = 2\pi (\exp(-m\zeta_1) - \exp(-m\zeta_2)) / m \cdot J^m \text{ となる。}$$

上式より磁気モーメント J^m は

$$J^m = m \cdot F_{MG}^m(0) / (2\pi (\exp(-m\zeta_1) - \exp(-m\zeta_2))) \text{ となる。}$$

厚さ $\delta\zeta = \zeta_2 - \zeta_1$ の水平層凝縮モデルによる磁気モーメントの分布を磁気モーメント J_0 の磁気基盤の起伏に変換する場合、基盤の起伏 $h(x)$ は $h(x) = \delta\zeta \cdot J(x) / J_0$ により近似的に求めることができる。

この方法では、カットオフ波長を設定しそれより短い波長成分の磁気異常を磁気基盤の上面深度の起伏に、

また、それより長い波長を磁気基盤の下面深度の起伏に変換することが可能である。

上記の直接法で求めた磁気基盤の上面と下面の深度をもとにデータサンプリング間隔の整数倍の幅をもつ2次元直方体を水平方向にならべて磁気基盤の起伏を近似し初期解析モデルを自動的に作成した。

このモデルをもとに、最小2乗法により磁気モーメントの強度を求め、観測された磁気異常 (δF_i) と計算磁気異常 ($\delta F_i'$) との残差 (ϵ_i), 標準偏差 (σ_i), 及び $GFR = \sum |\delta F_i| / \sum |\epsilon_i|$ で定義される Goodness of fitting ratio (Uyeda and Richards, 1966) を計算した。

2-2 解析法のアプローチ

地磁気異常断面の分布を $F(x)$ とし、このフーリエ級数展開を

$F(x) = \sum_m (a_m \cdot \cos(mx) + b_m \cdot \sin(mx)) \cdot \exp(mz) \big|_{z=0}$ と表す、ただし $m=0$ のとき $a_0 = 1/2$, $b_0 = 0$ とする。上式は行列式を用いて次式のように表すこともできる。

$$F(x) = \sum_m (a_m, b_m) \cdot (\Delta_m), \quad \text{ここで } (\Delta_m) = (\cos(mx), \sin(mx))^T, \{A_m\} = (a_m, b_m)^T$$

$F(x)$ を方向余弦 $V(L, M, N)$ 方向に微分すると、 $\partial F / \partial y = 0$ であるから、

$$\begin{aligned} \partial F / \partial v &= \partial F / \partial x \cdot L + \partial F / \partial z \cdot N \\ &= \sum_m \left\{ (L \cdot b_m + N \cdot a_m) \cdot \cos(mx) + (-L \cdot a_m + N \cdot b_m) \cdot \sin(mx) \right\} \cdot \exp(mz) \big|_{z=0} \\ &= \sum_m \{A'_m\} \cdot \{\Delta_m\} \end{aligned}$$

上式から、 $\{A'_m\}$ と $\{A_m\}$ との関係式は

$$\begin{aligned} \{A'_m\} &= m \cdot \begin{Bmatrix} N & L \\ -L & N \end{Bmatrix} \cdot \{A_m\} \\ &= \{D_m\} \cdot \{A_m\} \quad \text{となる。} \end{aligned}$$

この変換行列を微分演算子 $\{D_m\}$ と定義する。

磁場方向を D_0 , I_0 , プロファイルの方位角を AGL とすると、 $N = \sin I_0$, $L = \cos I_0 \cdot \cos(AGL - D_0)$ となる。

また、有効伏角 (I'_0) と方向余弦 (N, L) との関係として

$$\tan I'_0 = N/L, \quad N^2 + L^2 = (\sin I_0 / \sin I'_0)^2 \quad \text{が成立つ。}$$

これらの関係式を用いると微分演算子は振幅を $m |\sin I_0 / \sin I'_0|$ 倍し、位相を $\delta\theta = \frac{\pi}{2} - I'_0$ だけシフトすることとなる。

一方、方向余弦 $V(L, M, N)$ 方向の積分演算子 $\{I_m\}$ は $\{E\} = \{D_m\} \cdot \{I_m\}$ から求められ、

$$\{I_m\} = \frac{1}{m(N^2 + L^2)} \cdot \begin{Bmatrix} N & -L \\ L & N \end{Bmatrix}$$

となる。積分演算子は振幅を $|\sin I'_0 / m \sin I_0|$ 倍し、位相を $\delta\theta = I'_0 - \frac{\pi}{2}$ だけシフトさせることを意味する。

特別な場合として Z 方向の微分演算子は $m \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} = m$ となる。

磁気異常分布を磁化方向 (u , 方向余弦 L, M, N) と磁場方向 (v , 方向余弦 l, m, n) に積分し、 Z 方向に微分することにより擬重力 F_{MG} のフーリエ係数 $\{A_{MG}^m\}$ が得られる。この関係式を演算子を用いて表わすと次式のとおりとなる。

$$\{A_{MG}^m\} = m \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \{I_m\}_{N,L} \cdot \{I_m\}_{n,l} \cdot \{A_m\} \quad (13)$$

この演算により振幅は $|\sin I'_0 \cdot \sin I'_r / (m \cdot \sin I_0 \cdot \sin I_r)|$ 倍し、位相を $\delta\theta = I'_0 + I'_r - \pi$ シフトすることとなる。

水平凝縮層モデルの場合の磁気モーメント密度のフーリエ展開係数 $\{A_{MD}^m\}$ は擬重力の係数 $\{A_{MG}^m\}$ から次式により求めることができる。

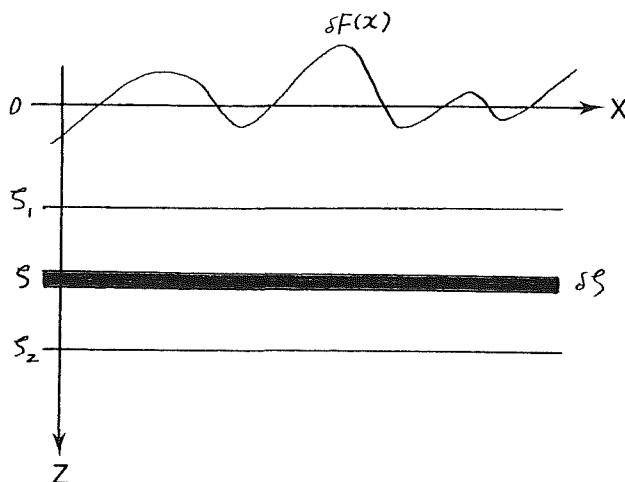


Figure 7. Coordinate system for derivation of magnetic basement from magnetic anomalies.

$\{A_{MD}^m\} = m \cdot \{A_{MG}^m\} / (2\pi \cdot (\exp(-m\xi_1) - \exp(-m\xi_2)))$ 。この係数より、磁気モーメントの分布 $J(x)$ は

$J(x) = \sum_m \{A_{MD}^m\} \cdot \{\Delta_m\}$ で求めることができる。

また、磁気モーメントの分布を以下の関係式により磁気基盤の起伏に変換することができる。

上面の平均深度を UP_0 、下面の平均深度を BT_0 とし、波長帯、 $\lambda_{U0} < \lambda_{up} < \lambda_{U1}$ を上面の起伏、波長帯、 $\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$ を下面の起伏による磁気異常とすると、上面 (DU)、下面 (DL) の起伏は

$$DU(x) = UP_0 - \delta\xi \cdot J(x) / J_0 \quad (\lambda_{U0} < \lambda < \lambda_{U1})$$

$$DL(x) = BT_0 + \delta\xi \cdot J(x) / J_0 \quad (\lambda_{L0} < \lambda < \lambda_{L1})$$

で求めることができる。

このようにして決定した磁気基盤の上下面の深度を、データサンプリング間隔の整数倍の幅をもつ2次元直角モデルの水平方向の並びで近似し、初期構造解析モデルとする。

磁気異常は各々の2次元直角モデルによる磁気異常の合成で計算することができ、最小2乗法をもちいた曲線照合法による解析を行うことができる。

2-3 解析例と本論文で用いるパラメーターの定義。

2次元断面の地磁気異常の計算では、構造モデル以外に次の五つのパラメーターが必要である。即ち、

1 地球磁場の方向 (D_0 , I_0)、2 断面プロフィール(x軸)の方位角 (AGL)、3 2次元断面内の有効磁化強度 (J_{eff})、4 2次元断面内の磁化ベクトルの有効伏角 (I_r) である。又、インバージョン法で構造モデルを推定する場合には、磁化層上面の平均深度 (UP_0) とそれに対応する磁気異常の波長帯 ($\lambda_{U0} < \lambda_{up} < \lambda_{U1}$) 及び、磁化層下面の平均深度 (BT_0) とそれに対応する磁気異常の波長帯 ($\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$) をあらかじめ入力する必要がある。

各断面の解析結果の説明では 断面番号と 1: 測量高度 (km)、2: 化成面高度 (km)、3: 2次元断面の方位角 (AGL)、4: 外部磁場の有効伏角、5: 磁化ベクトルの有効伏角、6: 有効磁化強度、7: UP_0 、 $\lambda_{U0} < \lambda_{up} < \lambda_{U1}$ 、8: BT_0 、 $\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$ 、9: Goodness-of fitting ratio (GFR) (Uyeda and Richards, 1966),

Standard deviation (σ) nTのパラメーターを示した。

3. 大陸性地殻の磁氣的構造

大陸地殻の磁氣的構造を求めることは、日本列島の地質構造や深部構造の解明とともに、テクトニクスを議論する上で不可欠の課題である。地殻の磁氣的構造は火成活動の歴史や地殻岩石の磁氣的性質、変成作用、キューリー一点深度、等により規制されるもので、それを解明することは地殻内部の化学組成や物性条件を推定することにも寄与するものである。本章では第1章第3図の地磁気異常プロファイルのうち、代表的な断面について第2章の方法により磁気構造モデルを求めるとともに、日本列島の地質図(GSJ, 1982)や地質構造、地震波速度構造、熱流量分布、震源分布等との対比をおこなった。

3-1 北海道とその周辺海域

(1) 断面-1の磁気構造(第8図)

北海道北部の天塩、北見山地をほぼ東西に横断しているのが本断面である。北海道の地質構造区はほぼ南北の方向を有する帯状の構造区に区分される。それらは、西側から、中新世火山帯、石狩低地帯、神居古潭帯、日高帯へと配列する。

磁気異常断面では神居古潭帯に対応する300nTに達する正異常帯が顕著である(第8A図のa)。石狩低地帯の延長部は磁氣的にも凹状の特徴を示す。その西側の+150nTの正異常は天売島、焼尻島などに分布する中新世中・後期の安山岩、玄武岩に対応する異常と考えられる(第8A図のb)。

神居古潭帯に対応する正異常帯の東側は-100nT程度の負の平坦な異常域となっている(c)。この負異常域は地質構造区としては日高帯に対応するが、中新世のグリーンタフ活動域でもありこれとの関連も注目される。

第8図は本断面の磁気異常断面から求められた磁気構造モデルである。解析にあたっては磁化強度が5.0~5.5A/mで現在の磁場方向に磁化していると仮定した。第8A図(モデルA)は波長160km以下の磁気異常が磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長を有する磁気異常の原因が磁気基盤の下面深度の起伏によると仮定した場合の構造モデルである。一方、第8B図(モデルB)は磁気異常の原因が磁気基盤の上面深度の起伏に起因すると仮定した場合である。モデルAによると磁化層の下面深度は神居古潭帯の東縁部付近を境にその東側では、4~6km程浅くなっており磁化層がその部分で薄くなっていることがわかる。このような磁気基盤の下面深度を規制するものとしてはキューリー一点温度の分布や物質境界としての可能性が考えられる。磁気基盤の上面深度からは、神居古潭帯付近に比高約3kmの磁気基盤の隆起部が推定される。また、中新世の火山フロントに対応する磁気基盤の隆起はこの神居古潭帯のそれに比べて規模は小さい。モデルBでは日高帯付近から東側にかけては、その西側の平均的深度に比べて磁気基盤の上面深度が4~5km程度落ち込んでいる。また、神居古潭帯の磁気異常は磁気基盤上面の傾斜部と幅数kmの隆起部により説明できる。

本断面のブーゲー重力異常は神居古潭帯をはさんでその西側では東側に比べて約20~30mgal正の異常となる。

最近の北海道のテクトニクスによると白亜紀の初期には神居古潭帯の東側はプレートの沈み込み帯となっていたとされている(木村, 1985)。そして、中新世頃に現在の北海道西南部にあたる東日本陸塊とプレートの沈み込みにもなって移動してきた日高山脈以東のオホーツク陸塊とが衝突し、日高山地の隆起帯を形成したとされている。第8図の磁気構造モデルには衝突域を境に地殻の磁氣的構造が東西で異なっており大変興味深い。

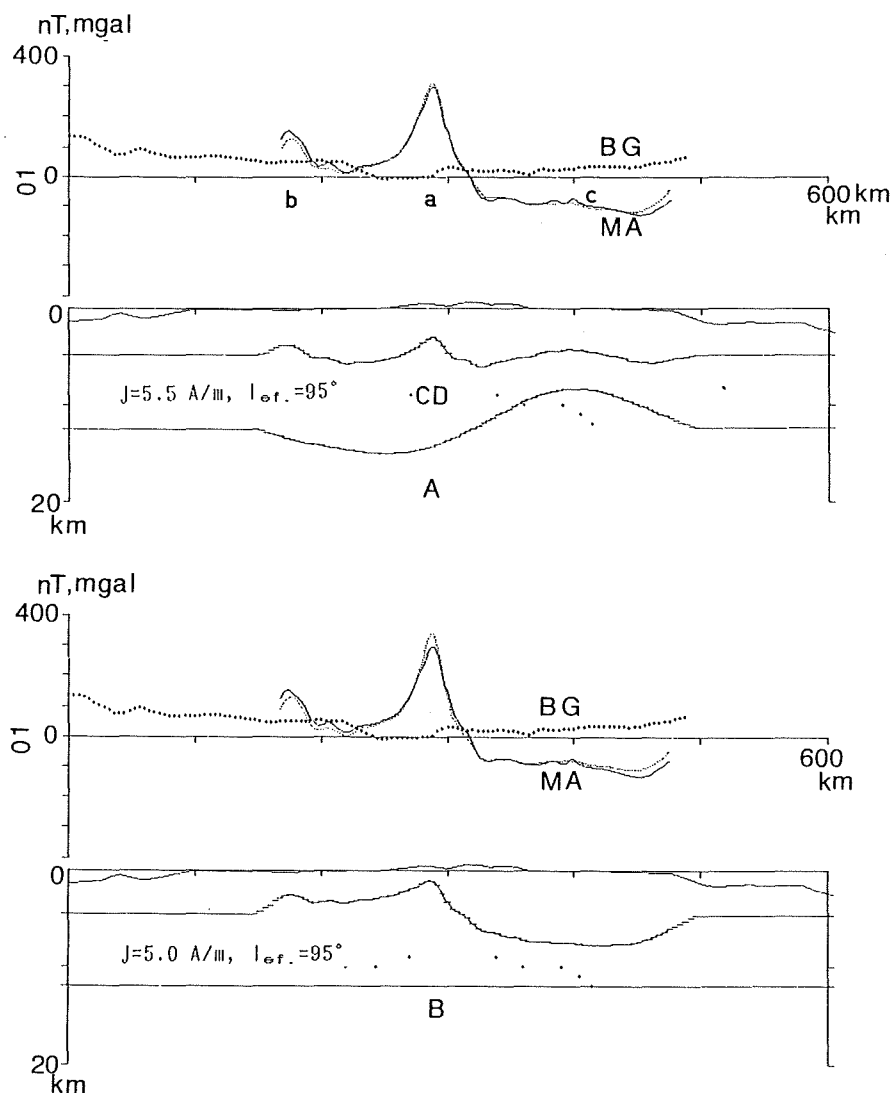


Figure 8. Magnetic basement model along profile 01. Solid line is observed anomaly of total force(MA), and Broken line calculated one. Dotted line is bouguer gravity anomaly(BG). Curie isotherm depth calculated by Okubo(1984) is shown by dot point(CD) in the topographic coordinate.

Parameters for model A and model B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 95°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 95°, 6 Intensity of magnetization 5.5 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 5.0$ km, $20 \text{ km} < \lambda_{UP} < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR = 6.4$, $\sigma = 19.8 \text{ nT}$

B : 6 Intensity of magnetization: 5.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 5.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda_{UP}$ 9 $GFR = 5.0$, $\sigma = 24.4 \text{ nT}$ Other parameters are same as in model A.

(2) 断面—2の磁気構造 (第9図)

断面2は積丹半島沖の日本海側から奥尻海嶺の隆起帯、中新世火山帯、石狩低地帯、神居古潭帯、日高帯、常呂帯をへて釧路沖の海底へと至る。磁気異常断面では西側からa, b, c, d, eで示す凸状の磁気異常が認められる。a, bの磁気異常帯はそれぞれ奥尻海嶺と中新世火山帯に対応した異常である。cの異常帯は石狩一北上磁気異常帯と呼ばれる総延長500km以上に及ぶ磁気異常帯の北方延長部にあたる。dの異常は神居古潭帯に対応した異常である。その原因岩体としては神居古潭帯に分布する超塩基性岩によるものと考えられる。一方、日高帯にも深成岩体を構成するハンレイ岩や花こう岩体が分布しているが、磁気的には静穏な負の異常域である。北海道東岸の釧路沖の海域には+400nT、幅160kmに及ぶ磁気異常帯(e)が認められる。この異常帯は釧路一根室沖磁気異常帯と呼ばれているもので、先の石狩一北上磁気異常帯に匹敵する大規模な異常帯である。

第9図下段は本断面の磁気構造モデルである。解析にあたっては磁化強度を3.4 A/m、磁化方向を現在の磁場方向と仮定した。また、波長160km以下の磁気異常成分を基盤の上面の起伏、それ以上の波長を基盤の下面の起伏に起因するとした。このモデルによる計算異常を破線でしめした。観測異常値と計算異常値とは全体的によく一致しており、G-ratioは5.9、標準偏差は21.1nTである。この構造モデルによると、磁気基盤の上面深度にはAからDの磁気異常帯に対応した基盤隆起部が認められる。磁気基盤のこのような波状構造の凹部は推積盆地状の構造となっている。石狩一北上磁気異常帯に対応する基盤の構造は約3kmの隆起帯となっている。石狩平野においては美唄市と岩見沢市の近郊において基盤試錘が実施されており、地下3713m、及び4265mにおいて、古第3紀層の直下に白亜紀の変玄武岩の存在が確かめられている (Segawa and Furuta, 1978)。採取された岩石の帯磁率は、前者が5.94 A/m、後者が1.67 A/mであり、値のバラツキが大きい。日高帯に対応する磁気基盤の上面深度の起伏は非常に平坦であるが、磁気基盤の下面はやや上に凸の特徴をしめし、その東側にむけて急激に落ち込む構造となっている。このような下面の起伏はキューリー一点深度の分布傾向と比較的よく一致する。微小地震の分布では石狩低地帯の西側と神居古たん帯付近に震源が集中する傾向がみとめられる。

(3) 断面—3の磁気構造 (第10図)

本断面は日本海の奥尻海嶺付近から、渡島半島を横断し日高沖に至るWNW-ESE方向の断面である。磁気異常断面には、西からa, b, c, dの異常帯が認められる(第10図)。さらに、その東側には海洋性縞異常の一部が海溝軸を越えた陸側斜面付近まで認められる。

aは奥尻海嶺に対応する異常帯、bは火山フロントによる異常帯、cは石狩一北上磁気異常帯である。dは深海平坦面付近に分布する異常帯である。

第10A図は磁化強度を $J=3$ A/m、磁化方向を現在の磁場方向と仮定した場合の磁気構造モデルである。有効伏角が 102° となるため、磁気異常と基盤上面の起伏とは比較的よい対応をしめす。磁気基盤の上面深度では、磁気異常と対応する4列の隆起帯(A-D)が認められる。火山フロントに対応する基盤の隆起部(B)は幅100kmの緩やかな隆起帯であるが、石狩一北上異常帯のそれは(c)、幅約20km、比高4~6kmのダイク状の構造をしめす。大島ほか(1975)は下北半島沖の本磁気異常帯について、 $J=10$ A/mで西向の伏角 55° に磁化した幅4km、上面深度10km、底面深度40kmの2次元直方岩体モデルで説明している。一方、Segawa and Furuta(1978)は $N41^\circ$ の東西断面についてモデル解析を実施し、 $J=3.0$ A/m、伏角 53° 、偏角 $N45^\circ W$ 方向に磁化した幅20km、厚さ10km、上面深度5kmの2次元直方岩体で観測磁気異常を説明している。これらのいずれのモデルでも西偏磁化のモデルで説明されている。これら、西偏磁化の仮定は主に地表付近の花こう岩の残留磁

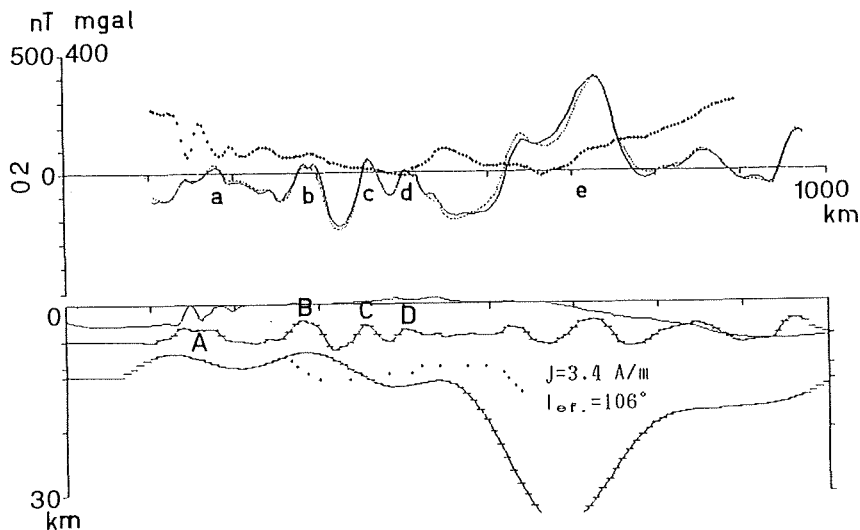


Figure 9. Magnetic basement model along profile 02.

Parameters for magnetic basement model are as follows : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 106° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 106° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 106° , 6 Intensity of magnetization : 3.4A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=16\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=5.9, $\sigma=21.1\text{nT}$.

化方向の測定値から推定されたものである。Kawai et al. (1971) は東北日本の花こう岩の残留磁化方向を決定し、それが $N45^\circ W$ に西偏することを発見した。そしてそれにもとずき東日本が反時計回りに 45° 回転したとする仮説を提唱した。この古地磁気学的論拠となった花こう岩体の磁化強度は 2 A/m程度であり、構造モデルで推定された値よりも小さい。また、花こう岩体が構造モデルで推定されるような鉛直岩体状の構造をもちうるかどうかについても疑問が残る。第10B図は磁化方向を $Dec=-41.2^\circ$, $Inc=56.5^\circ$ と仮定してもとめた磁気構造モデルである。磁化ベクトルの有効伏角は、現在の磁場方向の場合が 102° 、西偏磁化の場合が 118° で、その差は僅か 16° である。そのため両者の磁気構造モデルに大きな差はないが石狩一北上磁気異常帯の磁気基盤の基底部が前者では著しい非対象であるのにたいし後者では対象性が増すような特徴がみとめられる。ちなみに、有効伏角 135° ではほぼ完全な対象性が認められる(第10C図)。このような結果は西偏磁化の仮定を磁気構造の面から支持するものと言えよう。

八戸沖の深海平坦面で実施されたDSDPによると石英安山岩の礫が発見されており白亜紀初期にはそこが陸地であったことが推定されている。Von Huene et al. (1982) はこの陸地を親潮古陸となすけた。第10A図に示した基盤の凸部(D)はこの親潮古陸に対応する位置にあたる。

本断面の震源分布図によると石狩一北上磁気異常帯に対応した磁気基盤の隆起部はちょうどアサイスミックスフロントに一致する。また奥尻海嶺付近と火山フロントに対応する磁気基盤の隆起部にも震源の集中する傾向が認められる。

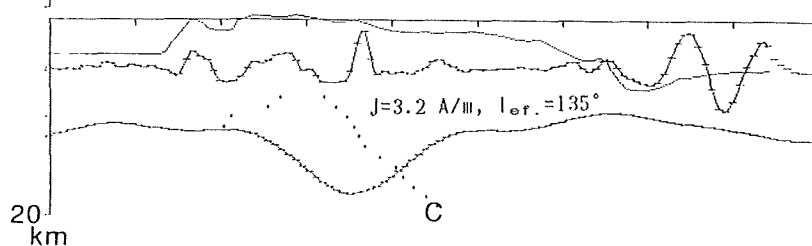
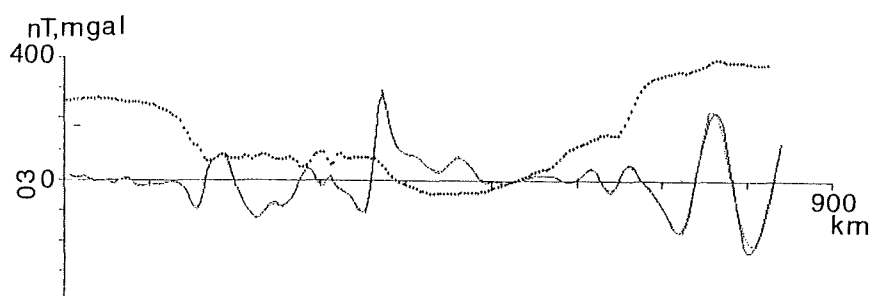
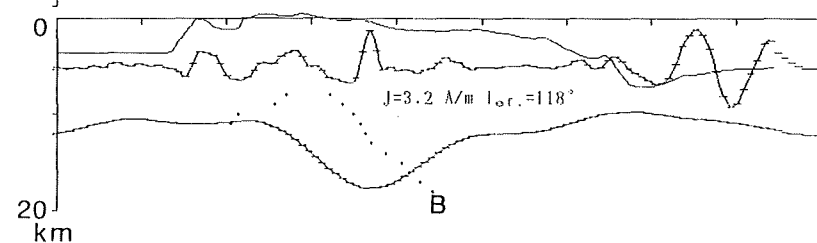
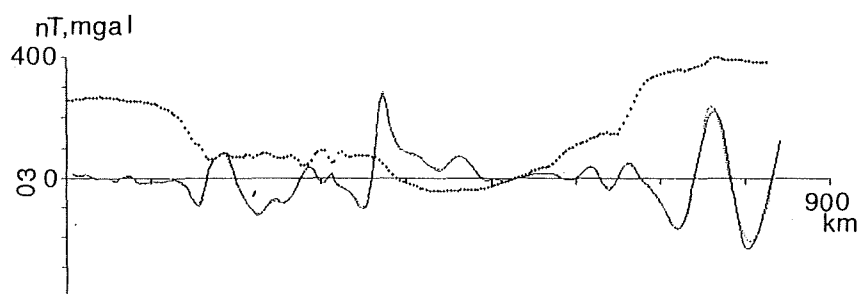
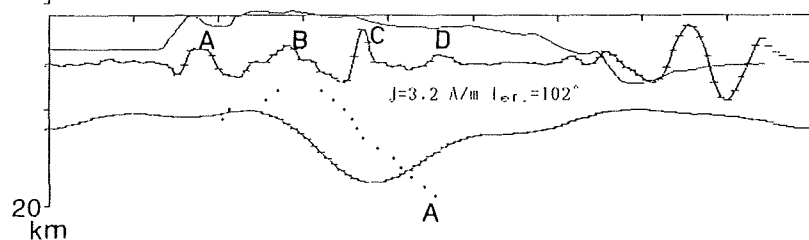
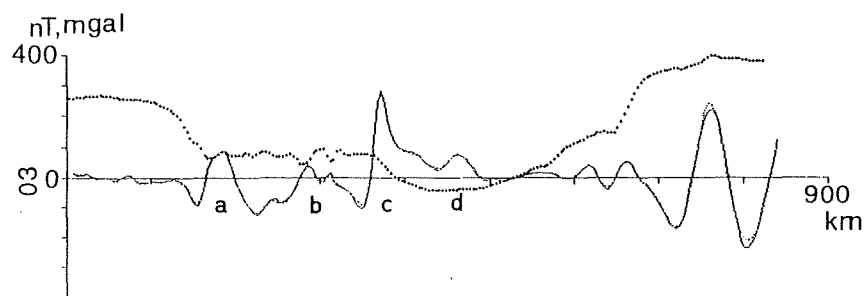


Figure 10. Magnetic basement model for profile 03.

Parameters for model A, B, and C are as follows;

A : 1 Height of survey: 3.81 km, 2 Reduced level: 5.0 km, 3 Azimuth of profile: 100° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 102.5° , 5 Effective inclination of magnetized vector: 102.5° , 6 Intensity of magnetization: 3.2 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 5.0$ km, $20 \text{ km} < \lambda_{UP} < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 12$ km, $160 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR = 9.9$, $\sigma = 8.5 \text{ nT}$

B : 5 Effective inclination of magnetized vector: 118° , 9 $GFR = 10.1$, $\sigma = 8.6 \text{ nT}$. Other parameters are same as in model A.

C : 5 Effective inclination of magnetized vector: 135° , 9 $GFR = 10.1$, $\sigma = 8.8 \text{ nT}$ Other parameters are same as in model A.

(4) 断面—4の磁気構造 (第11図)

本断面には北海道沖の海洋縞異常 (M7, M8) の一部が分布し、大陸斜面から陸棚付近にかけて (a) および、釧路沿岸付近 (b) に $+400 \text{ nT}$ に及ぶ大振幅の正異常帯が認められる。また、千島弧の火山フロントに対応する磁気異常 (c) も認められるが、振幅、波長とも a, b に比べ規模は小さい。a の磁気異常は道東磁気ベルト (Ogawa and Suyama, 1975) とか、釧路—根室磁気異常帯 (大島ほか, 1975) と呼ばれている。b の異常帯は根室半島に沿う隆起帯に対応する異常帯であり、この付近の白亜紀の火山岩体によるものと考えられる。

第11A図は本断面の磁気構造モデルの一例である。ここでは、磁化方向を現在の磁場方向とし、有効伏角を 56° 、磁化強度を $J = 3.3 \text{ A/m}$ とし、波長 160 km 以下の磁気異常成分を磁気基盤の上面深度の起伏とそれ以上を磁気基盤の底面深度の起伏によると仮定した場合の結果である。また、第11B図は、磁化強度を 5 A/m と仮定し磁気異常の原因がすべて磁気基盤の上面深度の起伏に起因するとした場合の結果である。

重力異常との対比では、根室半島沖の磁気構造 (a) には、ほとんど異常が認められないが、内側の b については、高異常帯となっており、それぞれの構造岩体として前者では、仮定密度 2.67 g/cc に近い花コウ岩体、後者では、それよりも密度の大きい塩基性岩体が推察される。

また、火山フロントに対応した磁気基盤の隆起部は釧路—根室磁気構造帯に比べ規模ははるかに小さい。モデルA (第11A図) では、釧路—根室磁気構造帯の磁気基盤底面深度が下に凸の構造を示し、地殻下部層の上面付近から地殻上部層にかけて磁性岩体が分布していることを示唆する。

Ogawa and Syuama (1975) は地震探査の結果や釧路炭田の第3紀層にみられる超塩基性岩の礫などから、釧路—根室磁気異常に対応する地質構造として白亜紀の初期に生じたとされる大規模な蛇紋岩の貫入岩体の存在を推定している。他方、大島ほか (1975) は本異常帯を厚さ $2 - 3 \text{ km}$ 、上面深度 $6 - 7 \text{ km}$ の水平板モデルで磁気異常を説明し、地質的には白亜紀後期から暁新世の根室層群に対比できるとしている。千島海溝を横断する爆破地震探査によると陸棚から大陸斜面付近の海面下 $5 - 10 \text{ km}$ に $4.5 - 5.0 \text{ km/sec}$ 層の存在が確かめられており (Weizman, 1966) 釧路—根室沖磁気異常帯との関連が注目される。

第11A図の磁気構造モデルから推察すると局地的な蛇紋岩の貫入による構造と考えるよりも、白亜紀における広域の塩基性火成活動による構造と考えたほうが自然であろう。また全く別の可能性としては海洋性地殻の付加体構造により形成された構造の可能性もあろう。いずれにしても、磁性岩体の深度は地殻下部層の

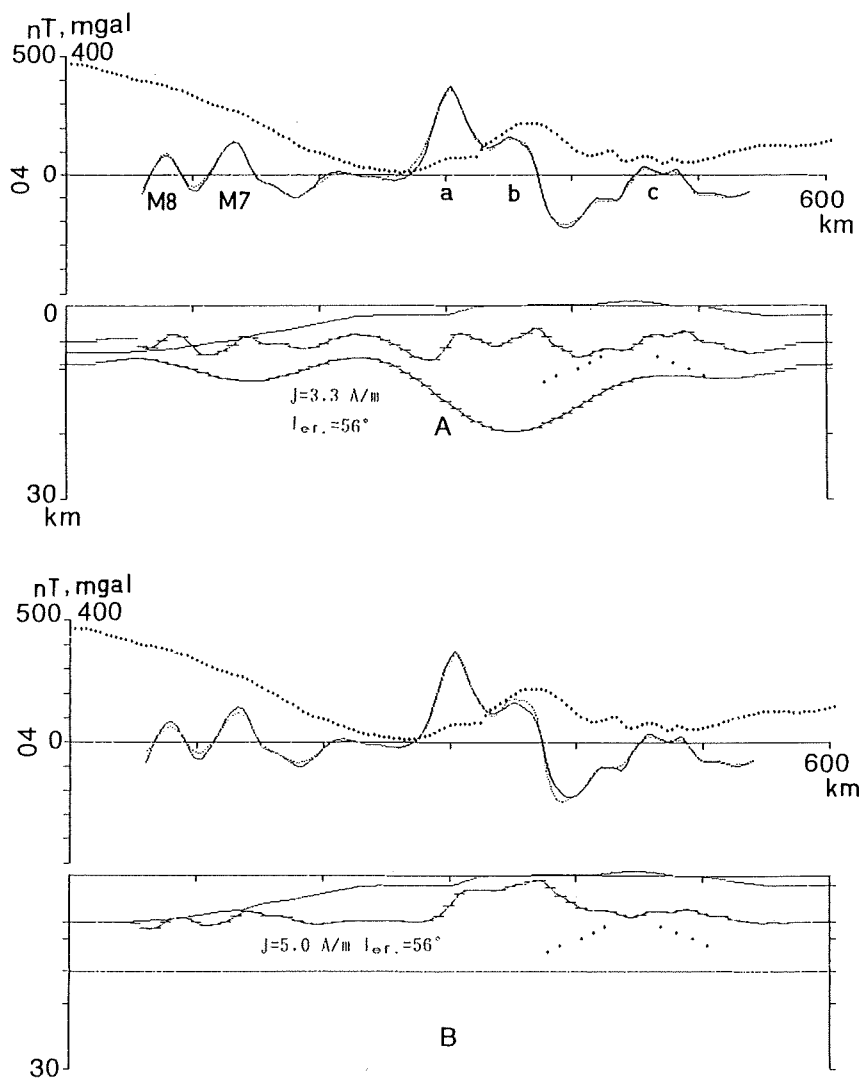


Figure 11. Magnetic basement model along profile 04.

- A : 1 Height of survey: 3.81 km, 2 Reduced level: 5.0 km, 3 Azimuth of profile: 1° , 4 Effective Inclination of magnetic field: 56° , 5 Effective inclination of magnetized vector: 56° , 6 Intensity of magnetization: 3.3 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_o = 6.0$ km, $20 \text{ km} < \lambda_{UP} < 160$ km, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_o = 12$ km, $160 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000$ km, 9 GFR=10.2, $\sigma = 10.1$ nT
- B : Intensity of magnetization: 5.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_o = 6.0$ km, $20 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000$ km, 9 GFR=7.9, $\sigma = 14.1$ nT

上面にまで及ぶものと推察される。

本断面に対応する震源分布図(付図-1)によるとS1, S2, S3の空白域が認められる。S2の空白域は磁気基盤の隆起部に対応しており、また火山フロント付近にも空白域が認められる。磁気構造と震源分布との間に認められるこのような対応関係は地殻内部で発生する地震の予知にとって重要であろう。

3-2 東北日本とその周辺海域(断面6, 7, 8)

東北日本では断面5から断面9について磁気異常断面が求められている。ここでは、東北日本の北部を代表する断面6, 7及び南部の断面8について磁気構造モデルを作成した。

(1) 断面-6の磁気構造(第12図)

断面6は東北日本をほぼ東西に横断する断面で、断面-3と同じく、日本海側からaからdの4列の磁気異常帯が認めらる(第12A図)。ここでも最大規模の磁気異常帯はcに示した石狩-北上帯の異常である。しかし、断面-3の場合と比べ、磁気異常の幅は80kmにも及んでいる。本断面については、爆破地震による地殻構造が求められており(Yoshii and Asano, 1972) 磁気構造モデルとの対比が可能である。第12A図は、波長160km以下の磁気異常を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長の磁気異常を磁化層の下面深度の起伏に起因すると仮定して求めた磁気構造モデルである。なを、磁化は $J = 2.0A/m$ で現在の磁場方向とした。ここに示した構造モデルでは、磁気異常帯に対応して4列の磁気基盤の隆起帯が認められる。火山フロントに対応する基盤の高まり(B)は幅100kmに及ぶ隆起帯となっている。石狩-北上磁気異常帯(C)の構造は基底部の幅が約50kmで比高が20-30kmの隆起帯となっている。磁気基盤上面の隆起部は爆破地震による地殻下部層の隆起部とよい対応を示す。特に、石狩-北上磁気異常帯の構造はプーゲー重力異常の凸部とよく一致している。また日本海側の地殻下部層の隆起部にもそれに対応する磁化層上面の隆起帯(A)が認められる。第12B図は波長100kmから600kmの磁気異常を磁化層の上面深度の起伏によるものと仮定して求めた磁気構造モデルである。地震波速度構造による地殻下部層の上面の隆起部と磁化層の上面の隆起部が非常によく一致していることがわかる。このことは地殻下部層の上面付近が磁化を有することを示唆するものであろう。

石狩-北上磁気異常帯の磁気構造をより詳しく検討するため、磁気異常の波長が160km以下の成分について、磁化方向が現在の磁場方向($Dec = -8^\circ$, $Inc = 54^\circ$)と西偏磁化($Dec = -41.2^\circ$, $Inc = 56^\circ$)のそれぞれの場合について磁気構造モデルを求めた(第12C, D図)。有効伏角はそれぞれ、 103° , 118° で本断面では 15° 程度の差しかなく、磁気構造モデルにも大きな違いは見出せない。しかし、石狩-北上磁気異常帯に対応する磁気基盤の構造では西偏磁化のモデルのほうが断面-3の場合と同じく基底深度の対象性がよく、構造としてより自然である。

このように、本断面の波長160km以上の磁気異常は地殻下部層の正帯磁により、またそれ以下の短波長の磁気異常は地殻下部層の上面から地殻上部層に及ぶ貫入岩体の西偏磁化で説明できそうである。

第12A図の磁気構造モデルに見られる日本海沿岸付近の磁気基盤の隆起部も地殻下部層の隆起部とよい一致を示している。本異常帯は北海道西岸沖から秋田沖付近まで連続しており、その原因については地殻下部に求める以外にもいくつかの説が提唱されている。奥尻海嶺の斜面からは日本海の海洋底地殻が付加したと思われる岩石が採取されており、そのような付加体による磁気異常帯と考えることも可能である。また、日本海沿岸域では中新世前期から中期にかけて安山岩や玄武岩の噴出をもたらした火成活動が知られており、これにともなう異常とも考えられる。それ以外にも例えばプレートの境界による異常とする説もだされている(Tanaka et al., 1984, 1986)。このような諸説のうち、どれが正しいかは今後の実証的調査による検証が必要であろう。

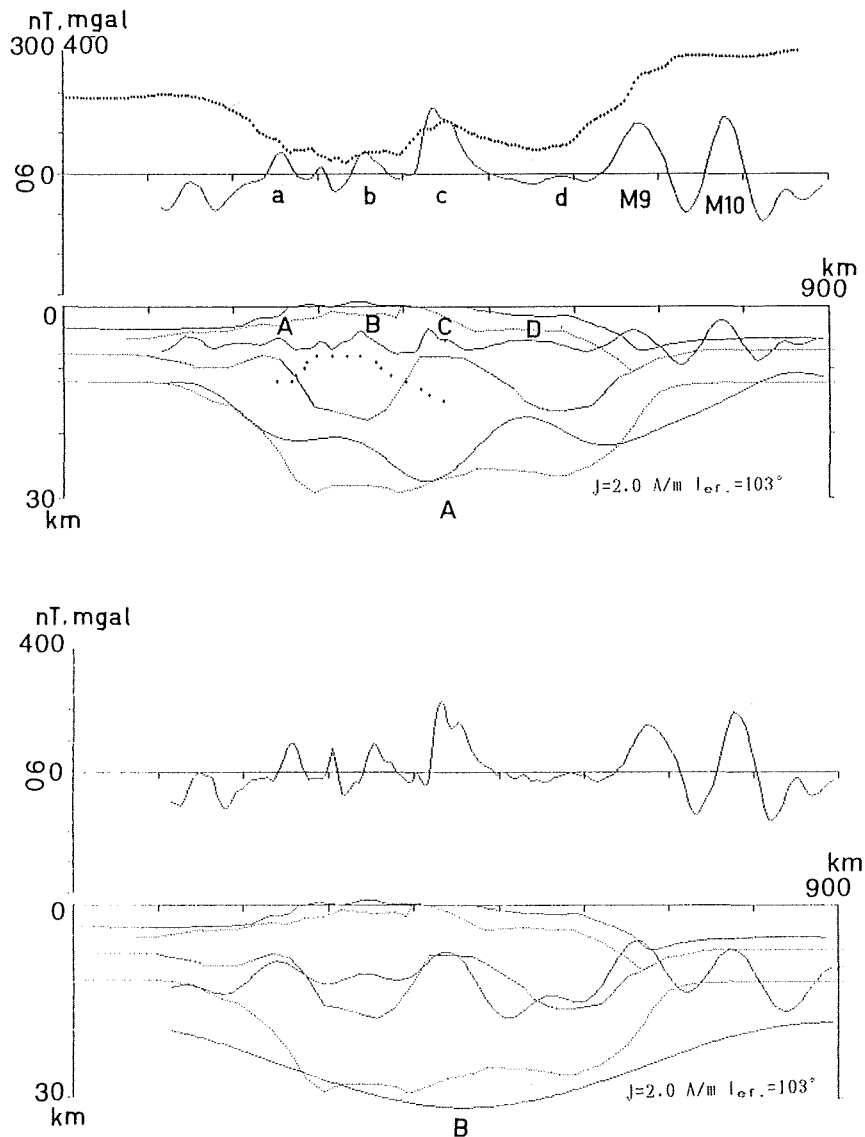


Figure 12. Magnetic basement model for profile 06.

Parameters for model A,B,C,D are as follows;

- A : 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level: 10.0km, 3 Azimuth of profile: 101°, 4 Effective Inclination of magnetic field: 103°, 5 Effective inclination of magnetized vector: 103°, 6 Intensity of magnetization: 2.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 18\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,
- B : 2 Reduced level: 5.0km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 12.0\text{km}$, $100\text{km} < \lambda_{UP} < 600\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 25\text{km}$, $600\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model A.

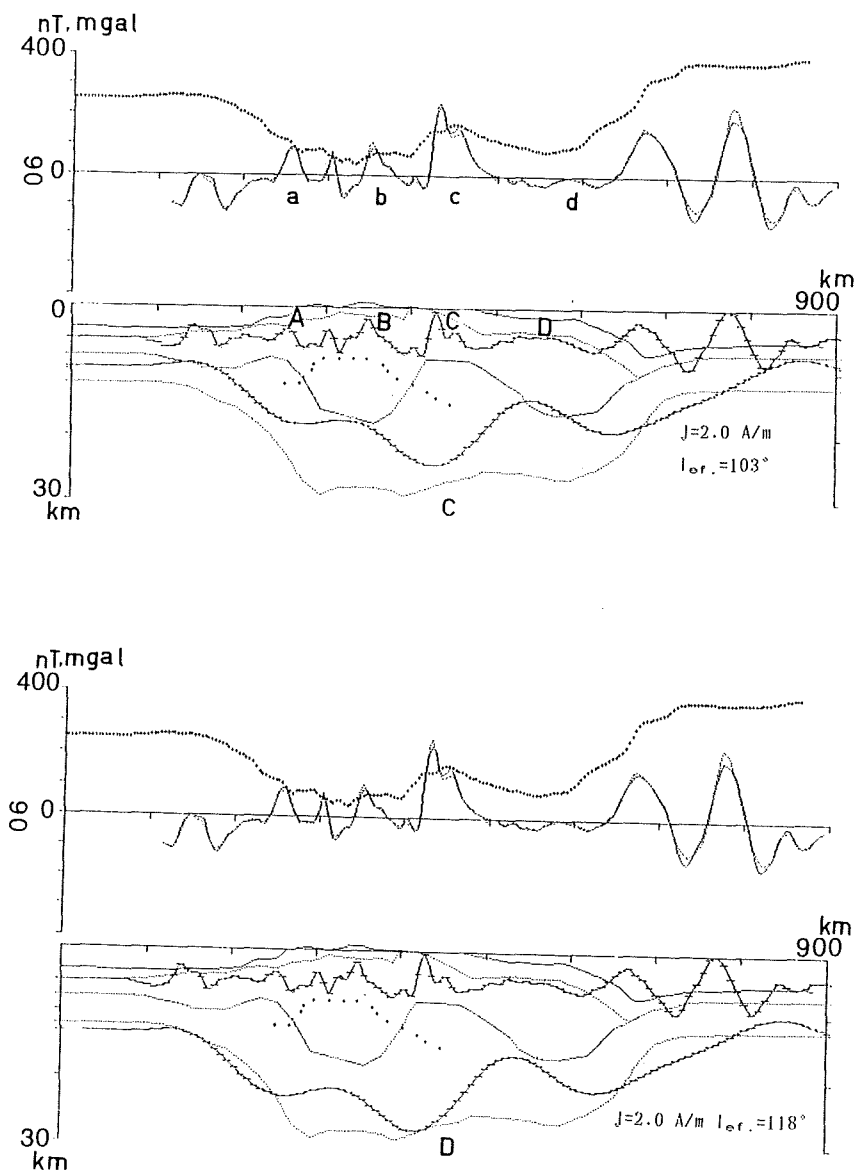


Figure 12. Magnetic basement model for profile 06. (Continued)

C : 2 Reduced level: 5.0km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 15\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR = 7.3$, $\sigma = 11.3\text{nT}$. Other parameters are same as in model A.

D : 2 Reduced level: 5.0km, 5 Effective inclination of magnetized vector: 118° , 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 18\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR = 7.2$, $\delta = 11.6\text{nT}$. Other parameters are same as in model A.

断面—6の震源分布図(付図—2)との比較では石狩—北上帯に対応する磁気基盤の隆起部は断面—3の場合と同様に地震の空白域となっている。また火山フロント付近も比較的地震活動が少ないことがわかる。日本海側では、日本海中部地震による震源域の集中がみとめられる。構造的にはこの付近は下部地殻の隆起部に相当している。

(2) 断面—7の磁気構造(第13図)

断面—7は南部北上山地を横断する断面である。ここでは、石狩—北上磁気異常帯は+100nTで幅30—40kmの正異常帯となっている。また、日本海沿岸付近には断面—6から連続する正異常帯が認められる。図13は、磁気異常の原因を磁化層の上面深度の起伏によると仮定して求めた本断面の磁気構造モデルである。ここでも断面—6と同様に、磁化層の上面深度の起伏は地殻下部層の隆起部とよく対応しているようすがわかる。

ただし、石狩—北上帯に対応した磁気基盤の隆起は断面—6と比べて規模が小さい。

(3) 断面—8の磁気構造(第14図)

断面8は北上山地と阿武隈山地の間をほぼ東西に横断する断面である。磁気異常断面では仙台湾に面した沿岸部付近に+300nT幅30km弱の異常域がみとめられる(a)。その西側の+150nTの正異常域は第4紀火山フロントに対応した異常である(b)。図中TKで示した位置は磁気異常の顕著な境界となっている。この付近は地質構造としては棚倉構造線に対応しているようであり、そこを境に岩石の磁気的性質が異なることを示唆するものであろう。陸棚から陸棚斜面になっても振幅数+nT、幅60—70kmの異常帯が認められる。大久保ほか(1985)の磁気異常図によると、この異常帯は石狩—北上磁気異常帯に連続するように見える。第14図は $J = 3 \text{ A/m}$ 、磁化方向を現在の磁場方向と仮定して求めた磁気構造モデルの例である。なを、ここでは、300km以下の異常を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の異常を磁化層の下面深度の起伏によるものと仮定した。このモデルによると、AからTKの間は磁気基盤の隆起部となっており、棚倉構造線がその西側の境界線となっているようにみえる。aの磁気異常に対応する磁気基盤上面の隆起部(A)は東側で約8kmの急峻な断差、西側は3—4kmの落差となっている。この形状からは幅数kmの鉛直状の貫入構造が推察される。火山フロントに対応する磁気基盤の隆起はAと比べて規模は小さい。

本断面の震源分布図との比較では、磁気異常aに対応した磁気基盤の隆起部の東側が震源の空白域となっていることが認められる。またAからTKまでの基盤隆起部は全般的に地震活動が活発な領域である。日本海側の沿岸部付近にも震源域の集中域が認められるが磁気基盤構造との関連は明らかでない。

3—3 北陸・東海地方とその周辺海域(断面11, 12, 13)

(1) 断面—11の磁気構造(第15図)

第15図は日本海の大和堆から富山トラフ、三国山脈を横断し関東平野にいたる磁気異常断面とそれから求めた磁気構造モデルである。本断面の陸部では火山フロント沿の磁気異常(a)が顕著である。能登半島沖の大陸棚は幅100km以上の静穏な負異常域とそれに重畳する小振幅・短波長の異常(b)で特徴づけられる。富山トラフはプレート境界と考えられているが、磁気的には平坦である。磁気構造モデルを求めるに際しては、波長160km以下を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合(モデルA)と磁気異常の原因が磁化層の上面深度の起因すると仮定した場合(モデルB)について磁気構造モデルを求めた。モデルAによれば火山フロント付近に磁気基盤の隆起部が推定されるが、それ以外のところでは、上面深度の起伏は日本海側を除いて極めて平坦である。下面深度は火山フロント付近と能登半島沖の陸棚付近で上に凸の構造を示す。モデルBでは磁気基盤の上面深度は火山フロント付近から日本海沿岸部にかけて緩やかに傾斜しているが、このような構造は重力異常の特徴とは調和的でない。本断面に対応した震

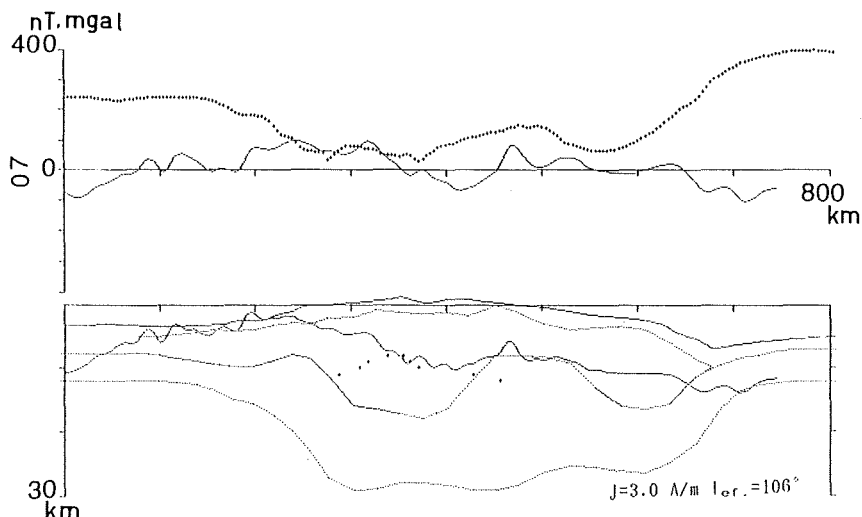


Figure 13. Magnetic basement model for profiles 7.

Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 10.0 km, 3 Azimuth of profile : 105° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 106° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 106° , 6 Intensity of magnetization : 3.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$.

源分布面によると、火山フロント付近の基盤の隆起部は地震の空白域に対応しているようである。これについては、火山フロントにともなうマグマの発生により地殻の弾性が減少し、そのために生じた空白域とする考えもあるが、典型的な島弧である東日本ではそのような空白域は認められない。磁気基盤の下面については、火山フロント付近で浅くなる傾向が認められる。大和海盆では基盤上面に波長数十kmの凹凸が認められる。大和海盆の縞異常は、日本海の拡大によって生じたものとする考えが普通であるが、最近実施された地震探査では、音響基盤にもNE方向の起伏が認められるとのことであり（佐木，1988），日本海の縞異常の同定に際しては、そのような基盤の構造も考慮する必要があるだろう。

(2) 断面—12, 13の磁気構造（第16, 18図）

断面—12は日本海側から北陸，中部山岳地帯を横断し伊豆小笠原海嶺北部に至る断面である。本断面の磁気異常の特徴としては、日本海沿岸部の磁気異常(a)，銭州海嶺付近の短波長異常(b)などが認められる。また、東海沿岸部から中部山岳地帯にかけては、幅200km以上にわたる負異常域(c)が特徴的である。中央構造線（図中 ML）はこの負異常域の傾斜変換部にほぼ一致するが構造線に対応する磁気異常は明瞭でない。日本海の大和海盆では振幅100nT以上の三列の磁気異常が認められる。本断面の磁気構造モデルについては断面11の場合と同様に、モデルAとモデルBを求めた。前者のモデルAでは図中、A'，B'や大和海盆地を除いては磁化層の上面は非常に平坦である。一方、磁化層の下面深度は東海沿岸部から駿河トラフ付近で深くなっている。しかしこのモデルでは海溝付近の深部に磁化層の存在を仮定する必要がありこのような構造は地質的にはまだ確認されていない。

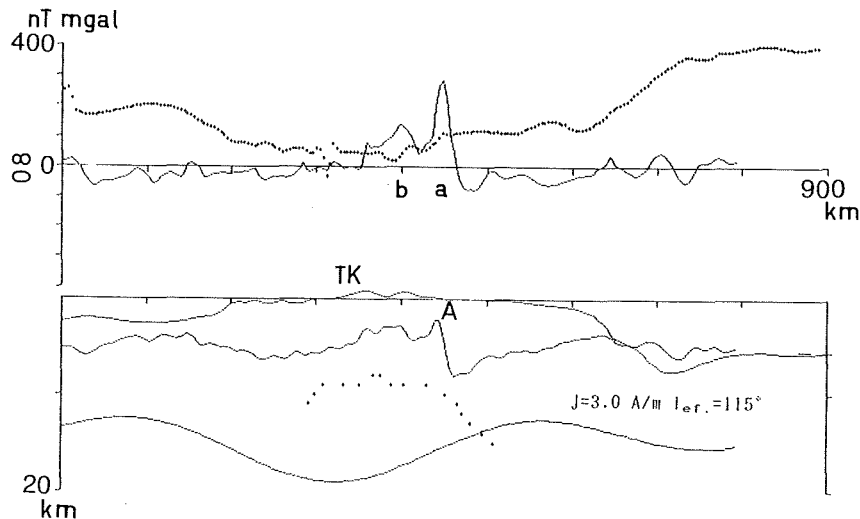


Figure 14. Magnetic basement model for profile 8. TK means Tanakura tectonic line.

Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level: 5.0km, 3 Azimuth of profile: 119° , 4 Effective Inclination of magnetic field: 115° , 5 Effective inclination of magnetized vector: 115° , 6 Intensity of magnetization: 3.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 300\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0=15\text{km}$, $300\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$.

モデルBでは磁気基盤の上面は駿河トラフ付近から内陸部にかけて傾斜しており、それが負異常の原因となっていることがわかる。本断面付近の爆破地震探査によると (Aoki et al., 1972), 地殻下部層に相当する 6.6km/sec 層が東海沿岸部付近から内陸部にかけて傾斜しており (第17図), 磁気構造モデルで求めた基盤上面の起伏と定性的によく一致している。ここで示した磁気基盤上面の傾斜は沈み込むプレートの磁気異常を反映している可能性もあり、今後の詳しい検討が必要であろう。

第18図は断面—13の磁気構造モデルである。この断面についても断面—12について求めた磁気構造モデルとほぼ同じ特徴がみとめられる。大和海盆にめんした陸棚斜面から陸棚付近には海盆から連続する磁気基盤の隆起部 (A') がみとめられるが、このような構造は日本海の海洋底地殻が陸棚斜面下にまでおよんでいることを示唆するものとして興味深い。

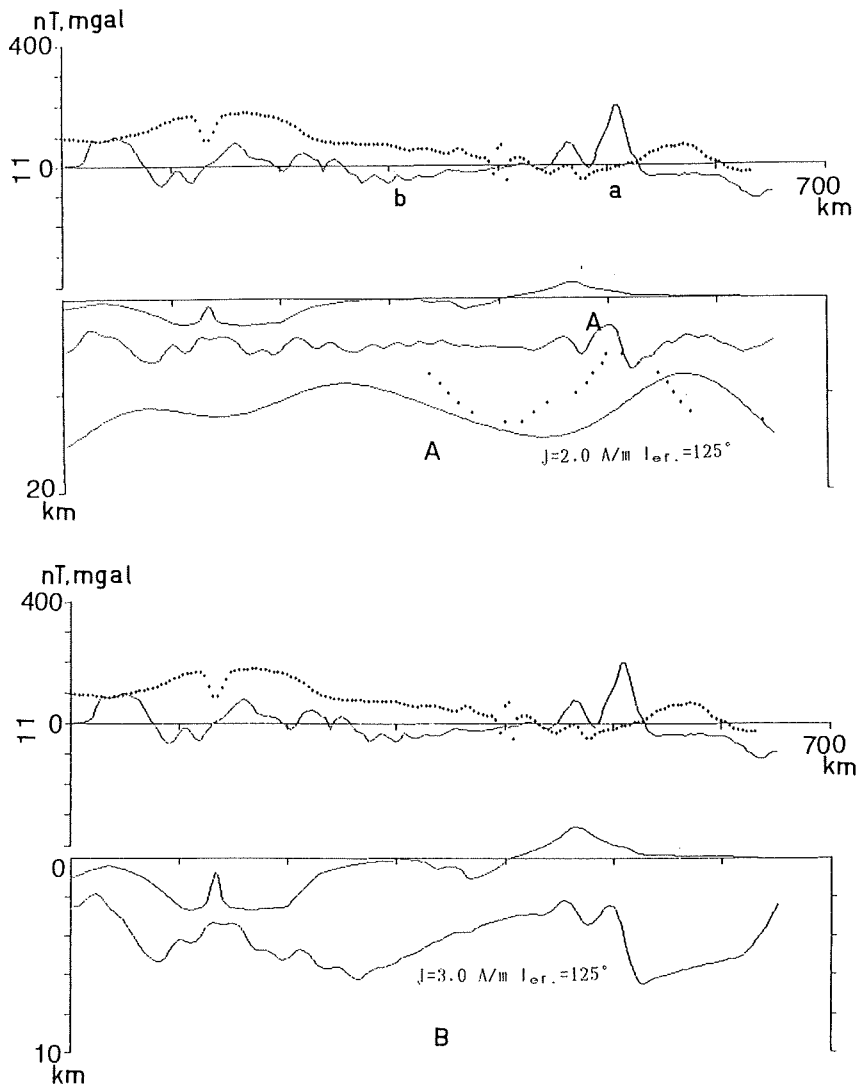


Figure 15. Magnetic basement model for profile 11.

Parameters for model A and B are as follows;

- A : 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 139° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 125° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 125° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 5.0$ km, $20\text{ km} < \lambda_{UP} < 160\text{ km}$ 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12\text{ km}$, $160\text{ km} < \lambda_{LW} < 1000\text{ km}$,
- B : 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : , $UP_0 = 4.0\text{ km}$, $25\text{ km} < \lambda_{UP} < 1000\text{ km}$,

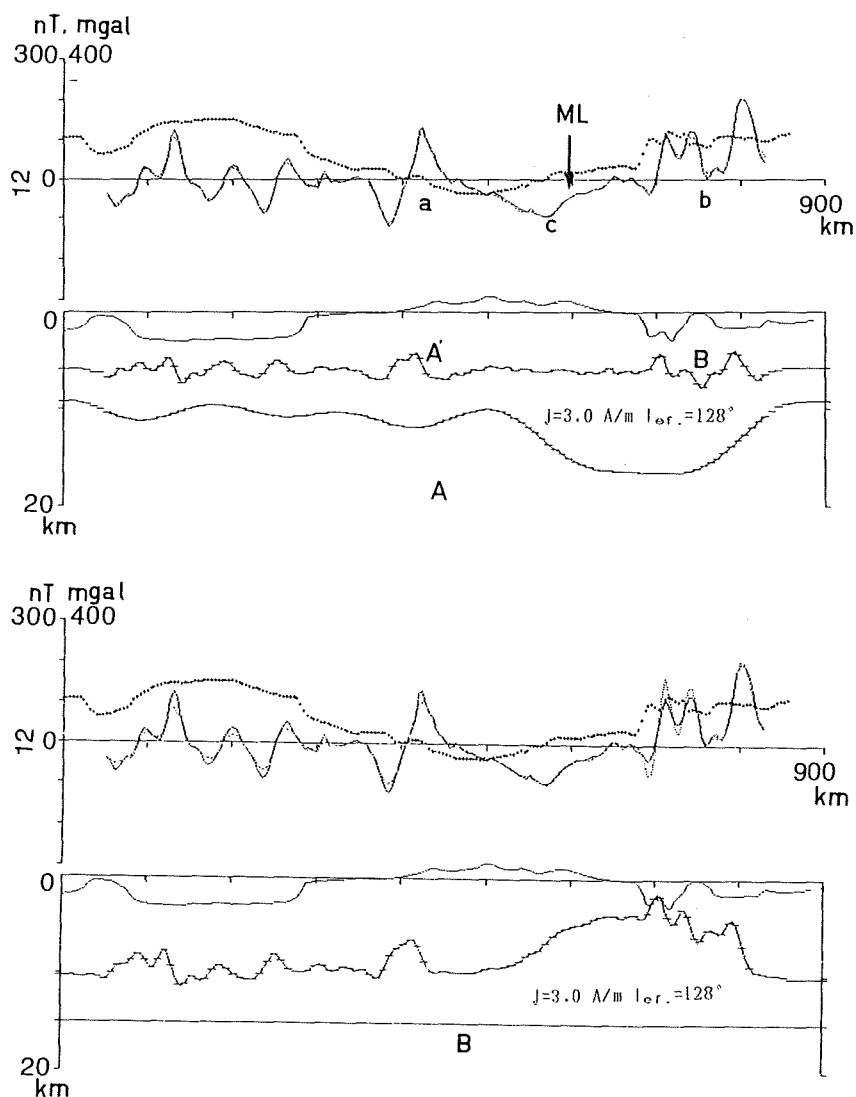


Figure 16. Magnetic basement model for profile 12. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 147° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 128° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 128° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 6.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda_{UP} < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR = 8.8$, $\sigma = 6.2 \text{ nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 8.0 \text{ km}$, $25 \text{ km} < \lambda_{UP} < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR = 6.1$, $\sigma = 11.0 \text{ nT}$

3-4 西南日本弧とその周辺海域 (断面14, 15, 19, 20)

西南日本は北から三郡変成帯、領家帯、三波川帯、四万十帯がほぼ東西に並走する帯状構造からなる。中央構造線は領家帯と三波川帯の境界で西南日本を代表する地質構造線である。このような地質構造がどのような磁気的特徴を示すかは西南日本のテクトニスを考慮する上で重要である。西南日本弧については断面14, 15, 19, 20, 21について磁気異常が求まっている。ここではそのなかの、断面14, 15及び19, 20について磁気構造モデルを求めた。

(1) 断面14, 15の磁気構造 (第19, 22図)

断面14, 15は紀伊半島をNEWからSSE方向にそれぞれ横断する断面で、日本海側の沿岸部の+180nTに及ぶ正異常(a)や、近畿地方の内陸部に分布する幅160kmに及ぶ静穏な負の異常帯(b)などが特徴的である。前者の異常は海底下のため地質構造との対比は困難であるが、陸上地質部を参考にすると、中新世前期から中期の安山岩の分布域に対応するようである。紀伊半島沿岸部から深海平坦面にかけては幅80kmの正異常域 (断面14, 15-c) が認められる。紀伊半島の熊野灘沿岸部には中新世前期から中期の酸性火成活動による熊野酸性岩が広範囲に分布しており、この異常に対応したものと考えられる。南海トラフに面した外縁隆起帯付近には小振幅の正異常域 (断面15-c) や四国海盆の縞異常 (断面15-d) の一部が認められる。日本海の隠岐堆の磁気異常 (断面15-e) は逆磁化の特徴を示す振幅350nTにも及ぶ異常である。また、断面14では中央構造線に対応する凸状の異常が認められるがその振幅は数nTから数十nTにしかすぎない。断面14の磁気構造モデルを (第19A, 19B図) に示した。第19A図は160km以上の波長を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合 (モデルA) で、第19B図は磁気異常の原因を磁化層の上面深度の起伏によると仮定した場合 (モデルB) である。

モデルBでは日本海側の沿岸部付近の磁気基盤上面に6km以上の段差構造が生じるが、このような構造に対応するような重力異常は認め難い、一方、モデルAでは磁気基盤上面の起伏は3~4kmで比較的平坦で、下面深度は琵琶湖付近で最も浅くなる。両モデルとも、深海平坦面付近は磁気基盤の隆起部となっている。

第20図は磁気異常の原因が磁気基盤上面の起伏によるとして求めた断面15の磁気構造モデルである。本断面では一部にデータの欠測部分がありその部分を補間して構造モデルを求めている。磁気基盤の上面深度は紀伊半島沿岸部から内陸部にかけて緩やかに落ち込んでいる。紀伊半島沿岸部の磁気基盤隆起部は熊野酸性岩で代表される西南日本の酸性火成活動に対応した構造であろう。また、深海平坦面の外縁部付近にも断面14の場合と同じく磁気基盤の隆起部が推定される。また、隠岐堆付近では磁気基盤上面が10km近く落ち込んでいる構造を示す。このような構造は爆破地震の構造では認められておらず、逆向磁化による見かけの構造と推察される。第20図は有効伏角が -45° 、 $J = 3.0 \text{ A/m}$ と仮定した場合の磁気構造モデルで、隠岐堆の地形的高まりと磁気基盤の隆起部がよく一致していることがわかる。また、磁気基盤の構造は地形に比べ、広がり、比高とも数倍の規模を示す。隠岐堆からは凝灰岩や流紋岩、石英斑岩などが採取されているが、その基盤には磁化の大きい磁性岩体の存在が推察される。

(2) 中国四国地方とその周辺海域 (断面19, 20)

第21, 22図は西南日本を横断する断面19, 20の磁気異常プロファイルとそれから推定される磁気構造モデルである。両断面とも山陰側の幅60~100km、振幅200~300nTの正異常帯(a)が特徴的で、その延長は400km以上にも及ぶ。この正異常帯は二つのピークに分れるがこのような特徴は断面6に示した石狩一北上帯の特徴とよく似ている。ここではこの磁気異常帯を西南日本磁気異常帯と呼ぶこととする。断面19ではこの正異常帯の南側に、もう一つの正異常帯 (断面19-b) が認められる。地質図との対比によるとこの異常は舞鶴帯

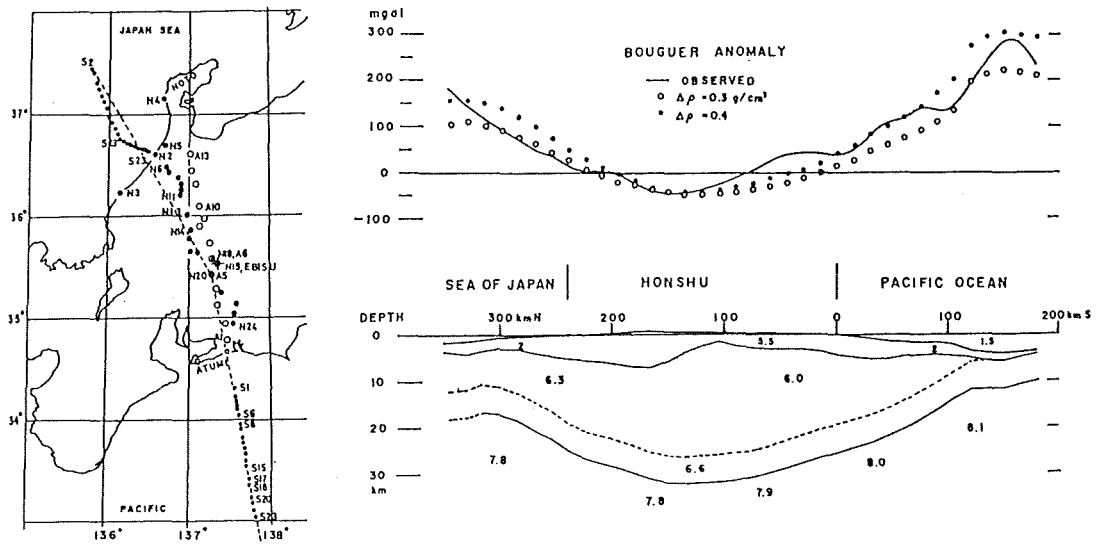


Figure 17. Crustal structure beneath central part of Japan (Aoki et al., 1972).

に分布する夜久野塩基性岩に対応するものと推察される。一方、領家帯から四万十帯にかけては全体的に静穏な負異常域となっており、中央構造線やそのほかの地質構造線に対応する顕著な異常は認めがたいが、秩父帯の黒瀬川構造帯については振幅数+nT、幅+数kmの磁気異常（断面19—c）がみとめられる。南海トラフから大陸斜面にかけては四国海盆の縞異常の一部と沈み込んだ海山によると見られる磁気異常（断面20—d）が認められる。

磁気構造モデルを求めるに際しては波長160km以上の磁気異常を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合（モデルA）と磁気異常の原因がすべて磁気基盤の上面深度の起伏によると仮定した場合（モデルB）についてそれぞれ構造モデルを求めた。第21A、22A図のモデルでは磁気基盤上面の起伏は3～4kmで、磁化層の下面は山陰沿岸部で最も深くなる。一方、熱流量の分布からは、日本海沿岸部は高熱流量域で、キュリー一点深度はこの付近では比較的浅くなるものと推察されており、磁気構造モデルとは必ずしも調和的であるとは言えない。第21B、22B図に示した構造モデルでは西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤の隆起部は $J=2\text{ A/m}$ のとき比高10kmにも達する大規模な構造となる。しかし重力異常にはその構造に対応するような異常はほとんど認められない。この原因としては、磁気異常の原因岩体の密度が地殻の平均密度 2.67 g/cc とくらべて大きな差がないことが考えられる。第22A図のモデルでは西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤上面の起伏が二つのピークに分れることを示しているが、このような構造は断面—6の石狩—北上帯の磁気基盤構造と非常によく一致しており興味深い。Ishihara (1979)によると、西南日本の白亜紀の花こう岩には磁鉄鉱系とチタン系の2系列があり、磁鉄鉱系は帯磁率が強いことが報告されている。このことから、磁鉄鉱系の花こう岩が本磁気異常帯の原因と考えられる。しかし、このような大規模な構造は地震探査ではまだ確められておらず今後の調査が必要であろう。西南日本の中新世以前の火成岩の古地磁気測定の結果では、磁化の平均方位は $\text{Dec}=66^\circ$ の値となる。このことから、日本海の拡大に伴い、西南日本は時計回りに約 54° 回転し

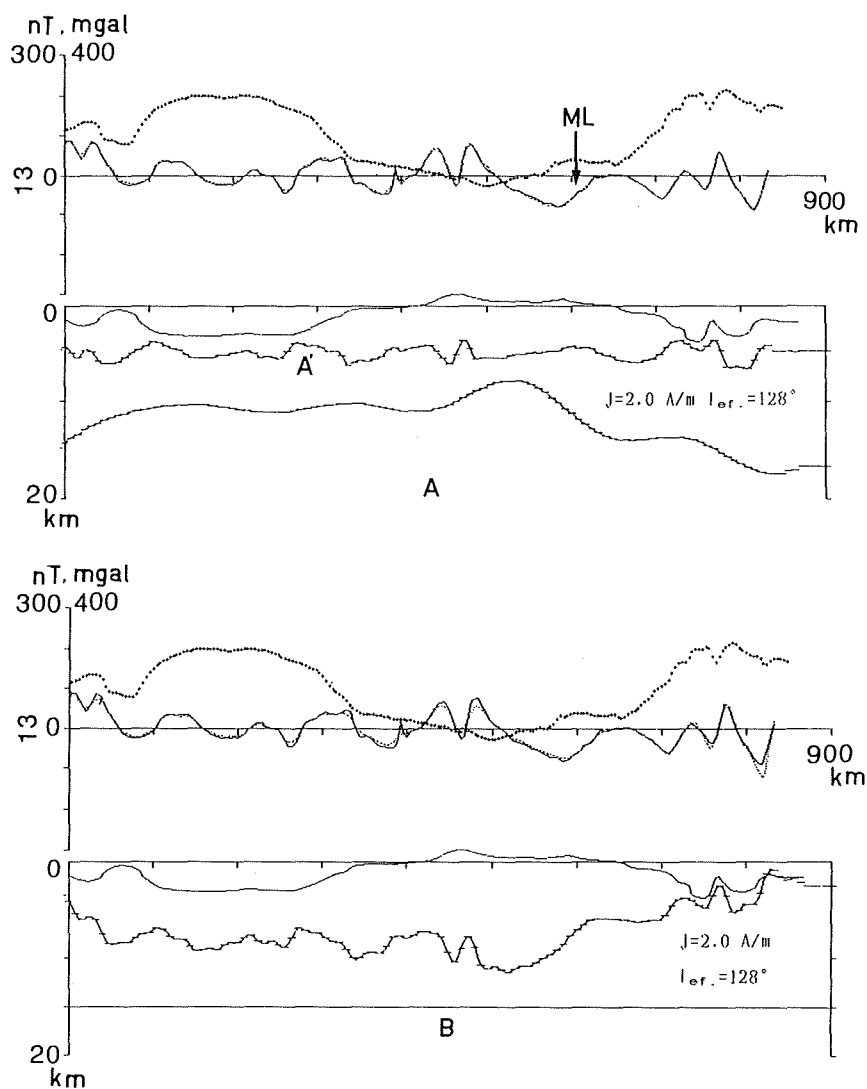


Figure 18. Magnetic basement model of profile 13. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 149° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 128° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 128° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, $GFR = 7.8$, $\sigma = 6.8\text{nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 7.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR = 5.7$, $\sigma = 8.5\text{nT}$

Other parameters are same as in model A.

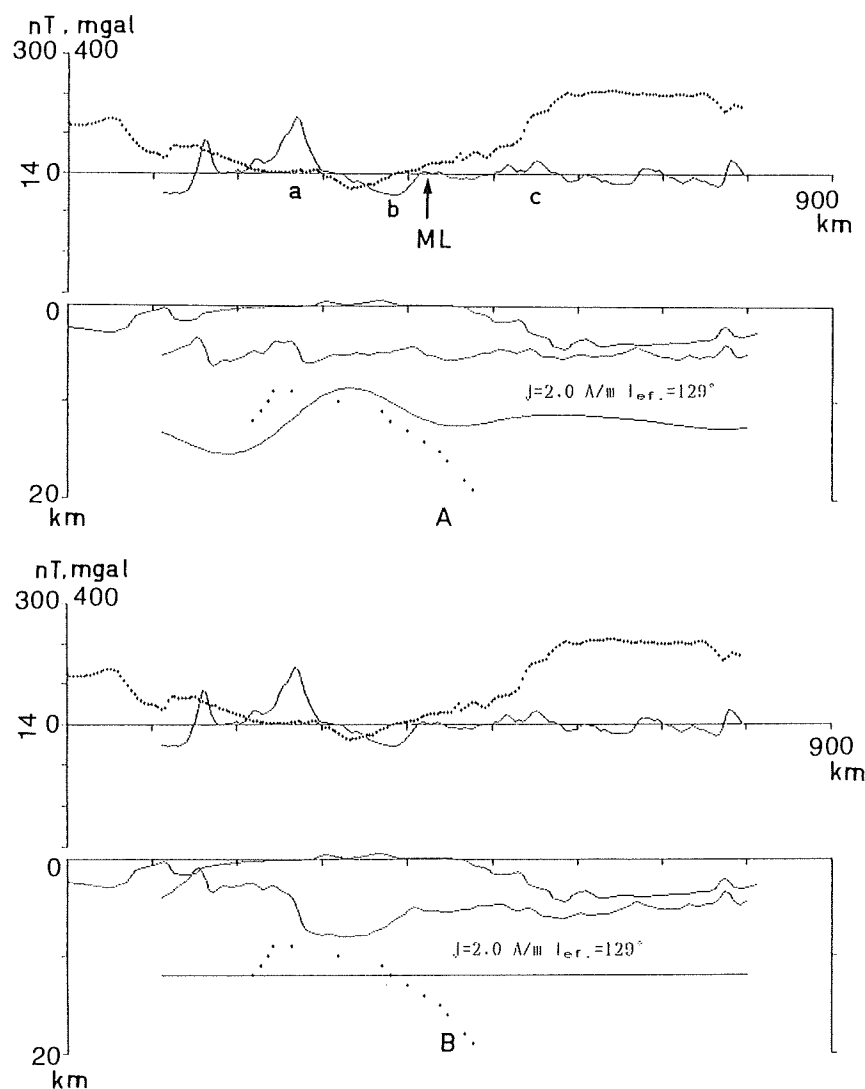


Figure 19. Magnetic basement model for profile 14. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 150° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 129° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 129° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model A.

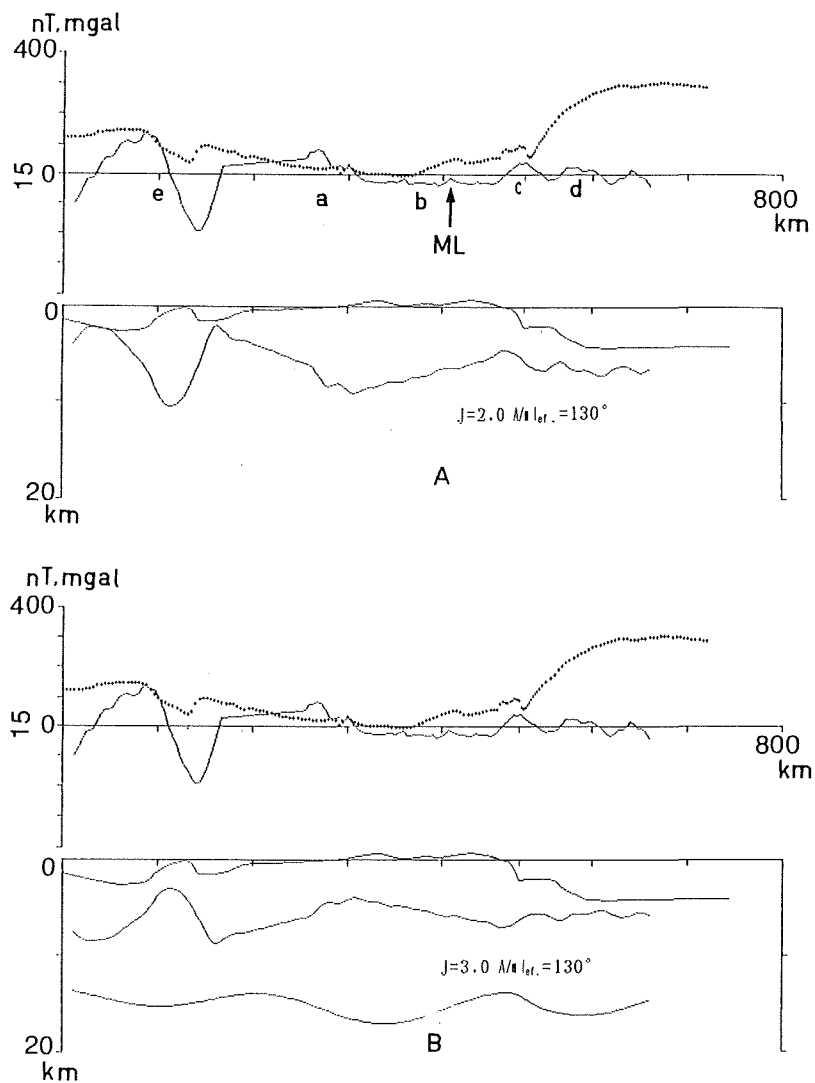


Figure 20. Magnetic basement model for profile 15. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

- A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 3.81km, 3 Azimuth of profile : 154° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$,
- B : 5 Effective inclination of magnetized vector : -45° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$,

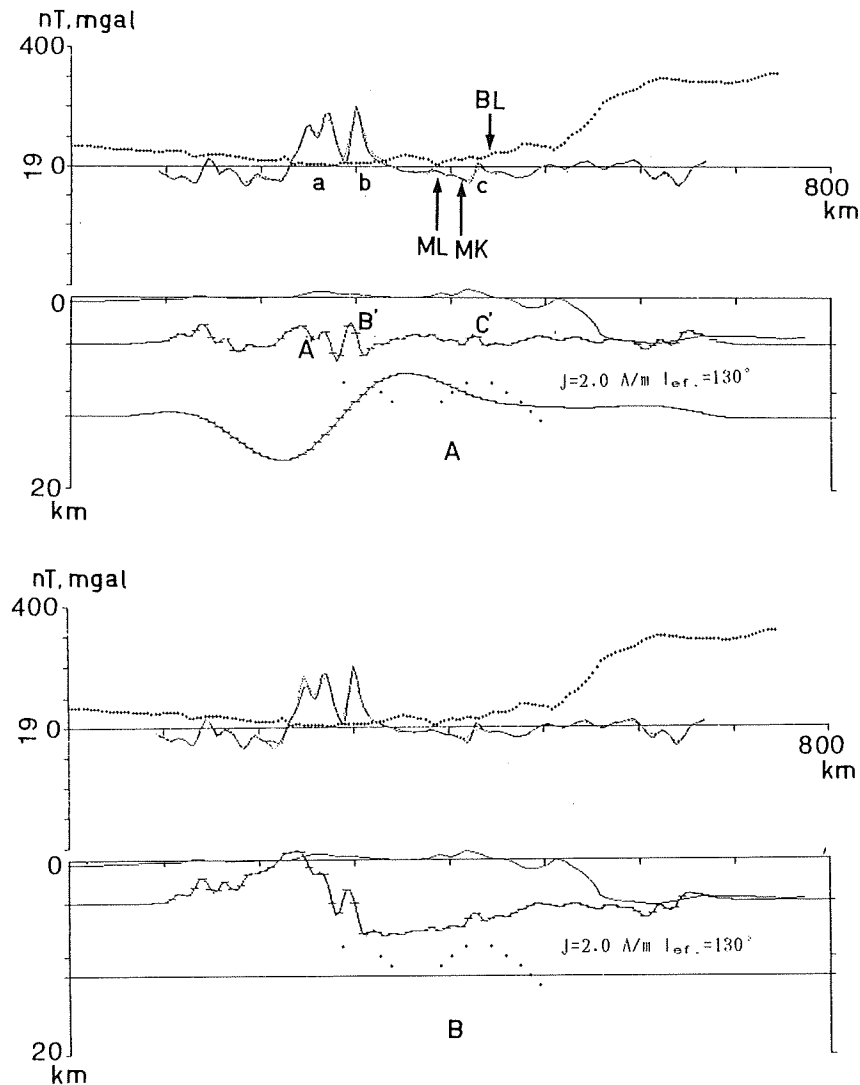


Figure 21. Magnetic basement model for profile 19. ML is the Median tectonic line and MK is the Mikabu tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 161° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.5\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=6.1$, $\sigma=8.7\text{nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.5\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=5.9$, $\sigma=10.3\text{nT}$,

Other parameters are same as in model A.

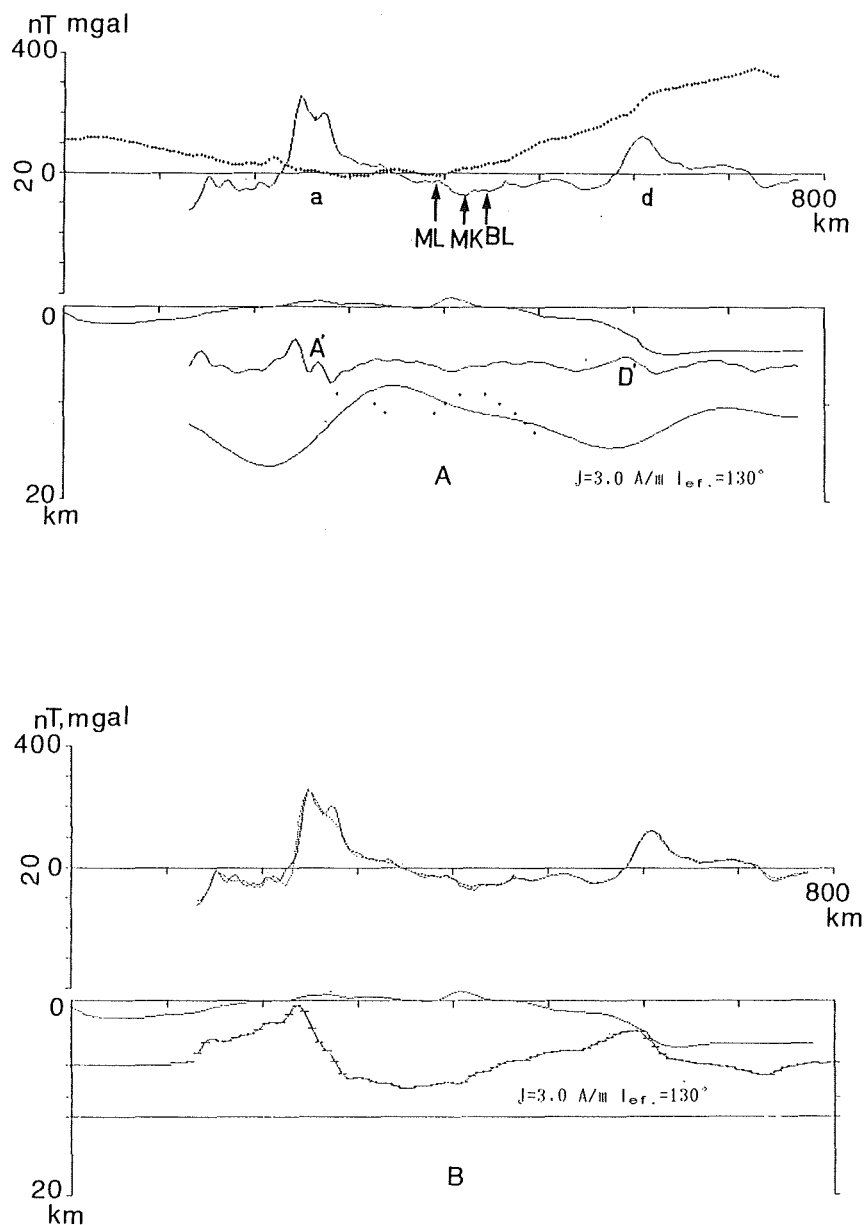


Figure 22. Magnetic basement model for profile 20. BL is the Butsuzo tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 160° , Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,

B : 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $30\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=7.4$, $\sigma=11.2\text{nT}$,

Other parameters are same as in model A.

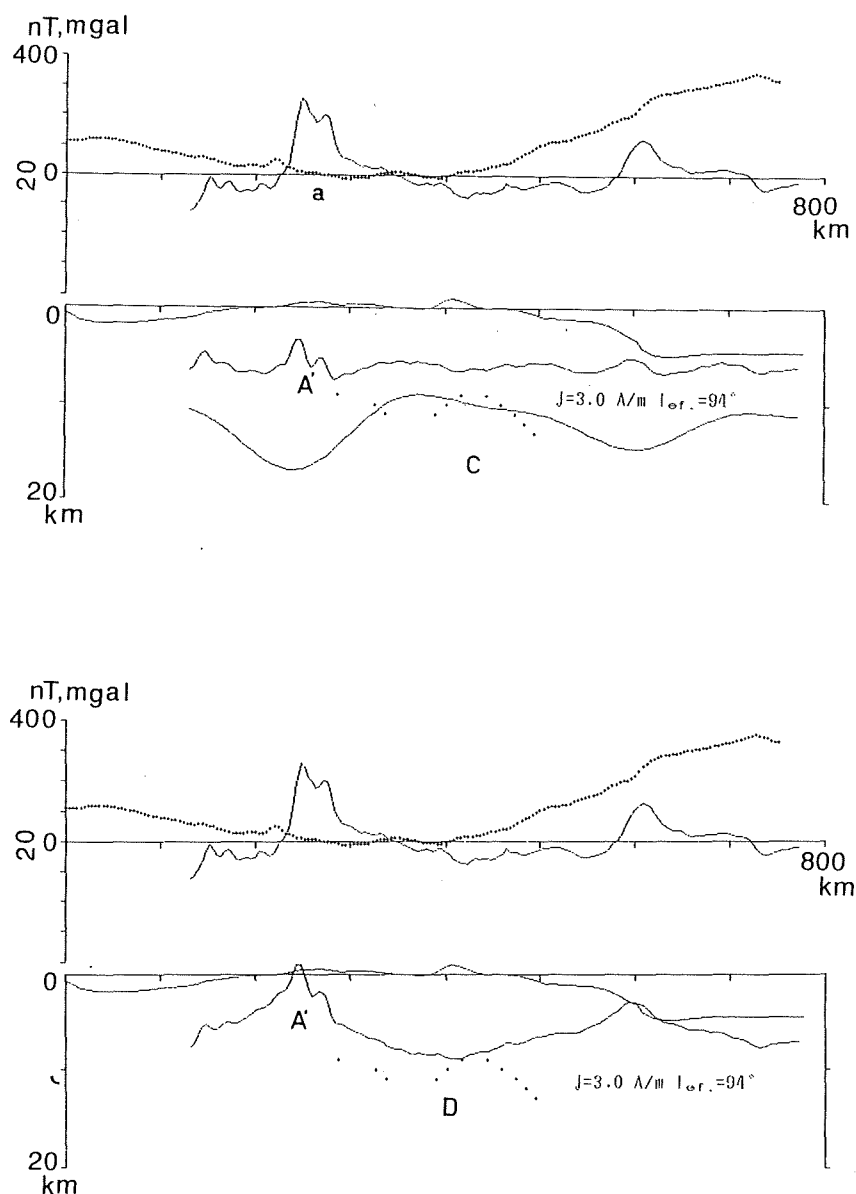


Figure 23. Magnetic basement model for profile 20.

- C : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 160° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 94° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$
- D : 5 Effective inclination of magnetized vector : 94° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model C.

たとえられている (Otofuji et al., 1986)。磁化方向を古地磁気方位の方向とすると、有効伏角はほぼ 94° となる。断面20について、このような仮定にもとずき磁気構造を求めたのが第23図の磁気構造モデルである。基本的な特徴は第22図の構造モデルと変らないが第23A図に示した西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤の隆起部 (A') のほうが第22A図の構造に比べて対称性がよいようにみえる。

中央構造線から南側では磁気基盤の起伏は極めて平坦である。この中では、黒瀬川構造帯に対応する比高約1.5～2 kmの磁気基盤の隆起部が特徴的である (第21図—C')。断面20の構造モデルでは大陸斜面下に幅約40 km、比高2～3 kmの磁気基盤の隆起部 (第22図—D') が認められる。このような構造は海山の沈み込みによるものと思われる。

3-5 伊豆一小笠原弧とその周辺海域 (断面16, 17)

伊豆一小笠原弧のN33°30' (断面16) 及びN31°40' (断面17) に沿う東西断面についての磁気異常断面とそれから求めた磁気構造モデルを第24, 25図に示した。断面16では、陸棚付近に振幅320 nT、幅数十kmの正異常帯が認められる(a)。この付近は黒瀬堆、新黒瀬堆の隆起部にあたる。またこの異常帯の西側にあたる御蔵海盆にも振幅150 nTの磁気異常(b)が認められる。一方、大陸斜面付近には振幅100 nT、幅50 kmの異常(c)が認められる。

断面17でも陸棚—陸棚斜面上部 (a'), 大陸斜面脚部 (c') に磁気異常域が認められる。これらは、断面16における a, c の異常に対応するものである。両断面とも、海溝付近は負の磁気異常域となっている。火山フロントに対応する磁気異常は本断面では明瞭でなく、その海溝側の正異常帯の方がはるかに顕著である。火山フロントの西側には、西七島海嶺に沿って小振幅、短波長の磁気異常 (d, d') が認められる。伊豆一小笠原海嶺と四国海盆とは西七島断層で境されるが、断層に対応する異常の同定は困難である。磁気構造モデルを求めるに際しては波長160 km以上の磁気異常を磁化層の下面深度によると仮定した。各断面の磁気構造では、a, a' に対応した基盤の隆起部 (A, A') がもっとも特徴的な構造である。この計算では $J = 3 \sim 5 \text{ A/m}$ と仮定して求めたものであるが、基盤上面の隆起は5～8 kmにも達する。この西側にも西七島海嶺の基盤に対応するとみられる隆起部が認められる。火山フロントの位置は磁気基盤の凹部かその傾斜部に対応しており、この付近が熱のため消磁している可能性を示唆している。また、大陸斜面脚部にも比高数kmの基盤の隆起部が認められる (C, C')。このような磁気構造が島弧の火成活動によるものか、それ以外の原因によるものかはまだ明らかにされていないが、島弧の形成過程にとって重要な意義をもつものと思われる。

伊豆一小笠原弧については、Hotta (1970) により爆破地震探査の地殻構造モデルが報告されている (第26図)。

それによると、地殻の厚さは東北日本の地殻の厚さに比べて薄く、その半分の厚さしかないことが確かめられている。速度構造の特徴としては陸棚から陸棚斜面の地下にある5.5 km/sec層のレンズ状の構造があげられる。磁気基盤構造との対比からは、このレンズ状の構造がちょうど磁気基盤の隆起部に対応しているように見える (第25図)。震源分布図 (付図—3) との比較ではこの隆起部付近は相対的に地震活動が少ないようにみえる。断面17では火山フロント付近が震源の空白域となっており、磁気基盤の落込みと定性的によく一致している。

3-6 琉球弧とその周辺海域 (断面22, 23, 24)

琉球弧は内側から沖縄トラフ、火山列、地背斜区、第三系の堆積区、海溝部の構造单元からなり、また、深発地震面の存在も確かめられていることから、島弧としての特徴を有するが、縁海の発達はまだ未成熟で島弧としては初期の発達段階にあるものと考えられている (小林, 中村, 1983)。本島弧においては、北部の断

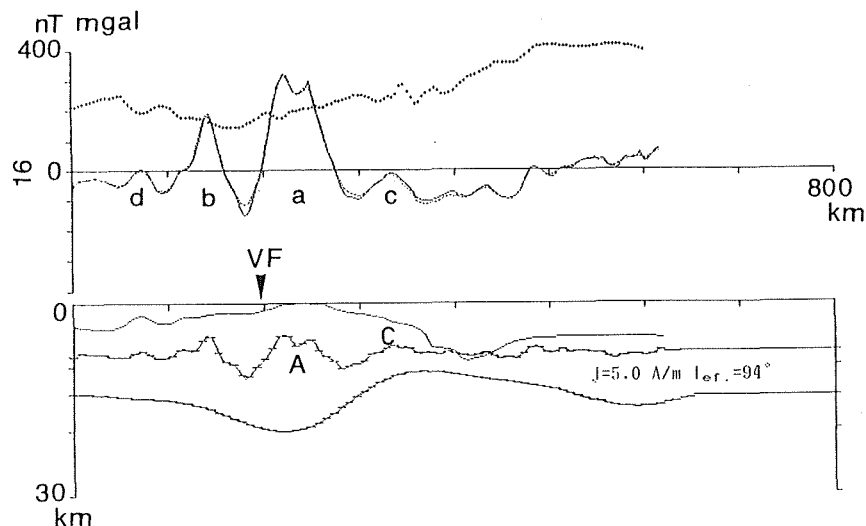


Figure 24. Magnetic basement model for profile 16.

Parameters for the model are as follows ; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 95° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 94° , 6 Intensity of magnetization : 5.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=15\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=10.5, $\sigma=8.5\text{nT}$.

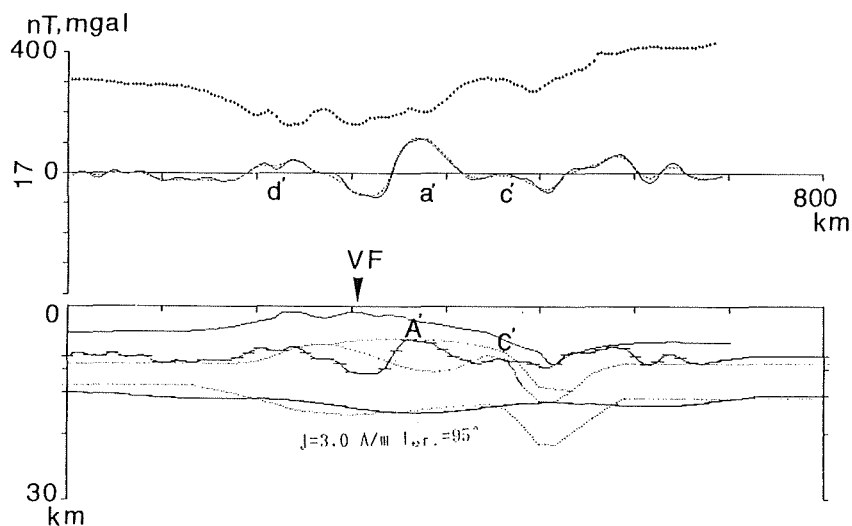


Figure 25. Magnetic basement model for profile 17. Solid line is observed anomaly of total force, and Broken line calculated one. Dotted line is bouguer gravity anomaly. Crustal structure derived from seismic velocity is shown by dot lines super-imposed on magnetic basement model. Parameters for the model analysis are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 95° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 95° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $30\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=15\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=5.0, $\sigma=6.5\text{nT}$.

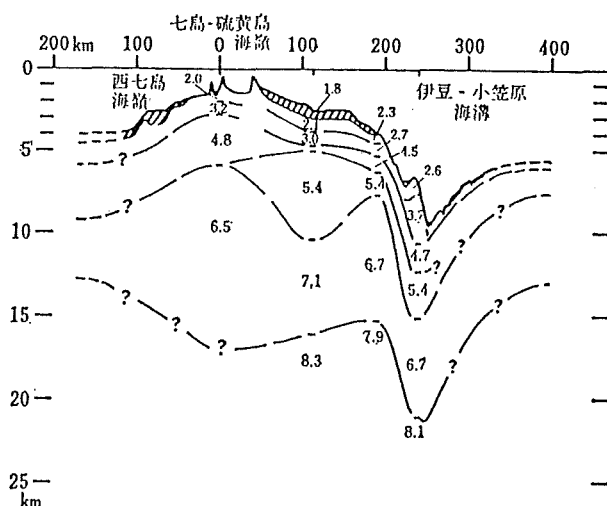


Figure 26. Crustal structure beneath Izu-Ogasawara ridge (Hotta, 1970).

面22, 23および, 南部の宮古島付近の断面24について磁気異常の特徴とそれから求めた磁気構造断面について述べる。

(1) 琉球弧北部の磁気構造

第27, 28図はそれぞれ北部の断面22, 23の磁気構造モデルである。北部の断面22では, 西から東海陸棚外縁部に伴う異常(a), 沖縄トラフの負異常(b), トカラ火山列の異常(c)が認められる。また, 海溝側の陸棚斜面付近にも火山列の異常を上まわる幅100kmにおよぶ正異常域(d)が分布する。断面23でも, 断面22と同じような特徴が認められる。特に, 陸棚斜面付近にみられる異常(d')は振幅, 波長とも北部を代表する異常であろう。しかし, 琉球弧全体の特徴としては他の島弧の磁気異常断面と比べて磁気異常の振幅は小さい。磁気構造モデルの作成にあたっては波長160km以上の磁気異常の原因が磁化層の下面深度によるものとした。断面22の構造モデル(第27図)によると, トカラ火山列に対応する磁気基盤の隆起部(C)と陸棚斜面下の隆起部(D)が顕著である。また, 東海陸棚外縁部にも比高3—5kmの磁気基盤の隆起部が推定される。断面23でも, 陸棚斜面下に比高5kmに及ぶ磁気基盤の隆起部(D)が推定される(第28図)。この隆起帯の規模は火山フロントや東海陸棚外縁部のそれよりも大きいのである。磁化層の下面深度は沖縄トラフ下で浅く, 琉球弧の側で深くなる傾向が認められる。このような特徴は沖縄トラフの高熱流量と調和的である。

(2) 琉球弧南部の磁気構造

琉球弧南部の磁気異常の断面24(第29図)では, 西側から, 東海陸棚外縁部の異常(a), 西琉球海丘列に対応した異常(b), 深海平坦面の外縁部付近の異常(c), 等が特徴的である。ここでも, 沖縄トラフは負の異常域となっている。磁気構造モデルにも, このような磁気異常に対応する隆起部が推定される。東海陸棚の外縁部には幅80km, 比高3kmの磁気基盤の隆起帯(A)が推定される。また沖縄トラフ下にも磁気基盤の隆起部(B)が認められる。隆起部の中心は西琉球海丘列の西縁部にあたり, この付近が最も火成活動の活発な地域であることを示唆する。西琉球丘列については, 地形や地磁気異常分布の連続性から第4紀火山フロントの延長部とする説が提唱されている。(加藤ほか, 1982; 植田, 1986)しかし, 磁気基盤の隆起部のひろがり

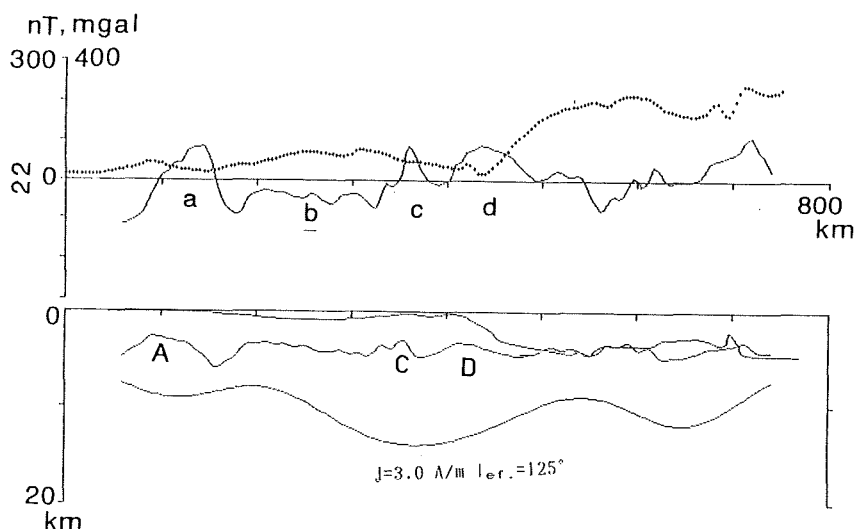


Figure 27. Magnetic basement model for profile 22.

Parameters for the model are as follows ; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 122°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 125°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 125°, 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=10\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$.

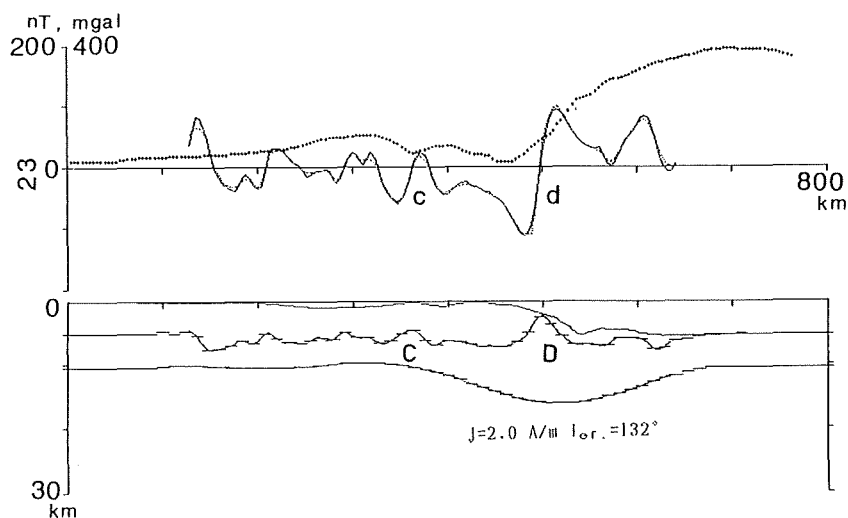


Figure 28. Magnetic basement model for profile 23.

Parameters for the model are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 133°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 132°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 132°, 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 200\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=8.5, $\sigma=5.3\text{nT}$.

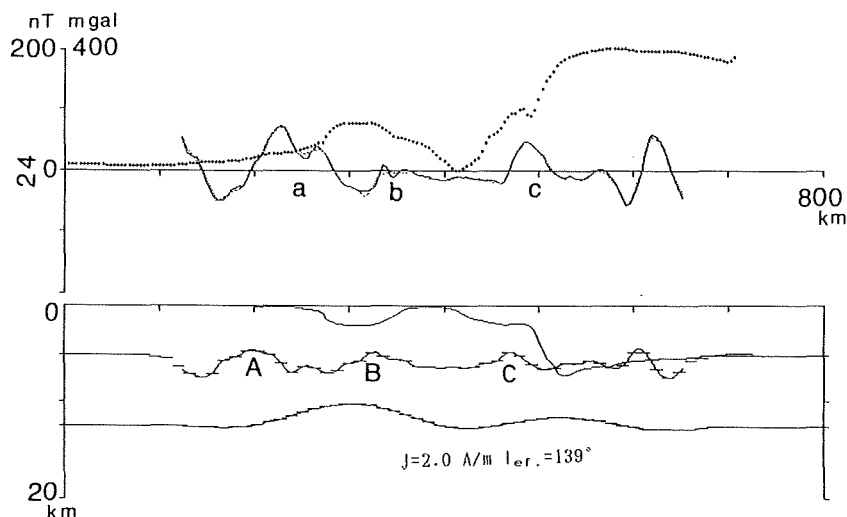


Figure 29. Magnetic basement model for profile 24. Parameters for the model are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 144° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 139° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 139° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 200\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=7.6, $\sigma = 4.0\text{nT}$.

は沖縄トラフ下に延びている。このように、ここでは火山フロントの活動と縁海の火成活動とが非常に近接しており、ほかの島弧とは異なる特徴を示している。深海平坦面の外縁部には比高約 2 km の磁気基盤の隆起帯 (C) が推定される。この隆起帯は正の重力異常を伴うことが認められる。このような深海平坦面下の深部構造は平坦面の成因を考察するうえで重要な意味を持つものと思われる。磁化層の下面深度の起伏では沖縄トラフ下で浅くなっており、この付近が高熱流量を伴う拡大初期の海底であることと調和的である。爆破地震探査によると、琉球弧から沖縄トラフ付近の地殻の厚さは約 14km で、伊豆一小笠原弧の地殻の厚さに近い。

4. まとめ

今回の航空磁気異常の解析から日本列島を構成する千島弧、西南日本弧、伊豆一小笠原弧、琉球弧の各島弧について磁気構造モデルを作成し、地質構造、震源分布、地殻熱流量分布等との関連について考察を行なった。本論文で提起した磁気構造モデルは島弧の火成活動やテクトニクスの解明にとって一つの制約条件として重要であるとともに、地殻深部の構造を解明する上でも重要な示唆を与えるものである。これからの実証的調査により島弧の磁気的構造に関する理解から深まることを期待する。特に今回の研究で明らかとなったのは、各島弧に共通して、現在の火山フロントよりも海溝側にあたる陸棚斜面付近の深部に磁性岩体が分布することで、このような構造は、今後の島弧のテクトニクスを議論するうえで重要な意義を持つものと考え

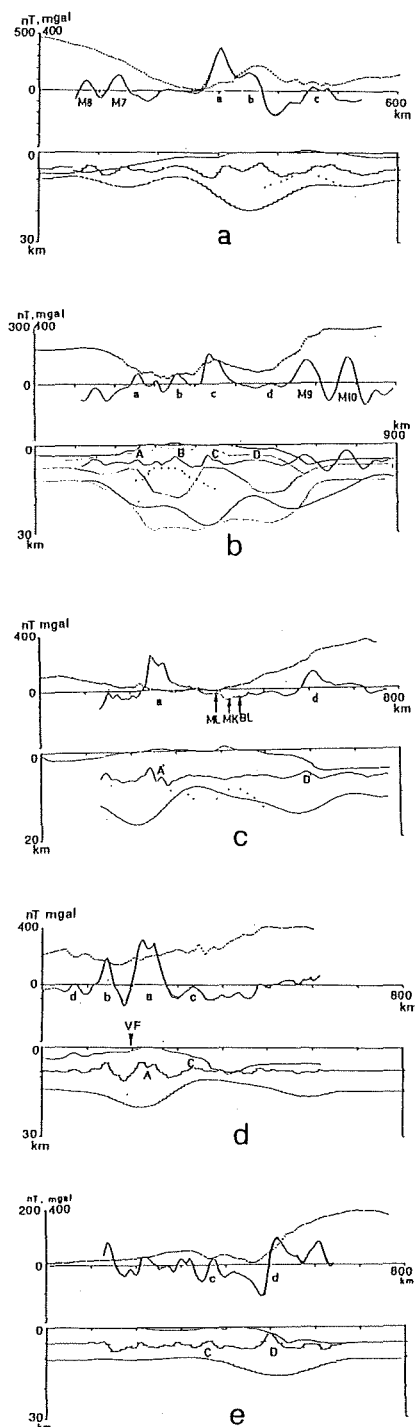


Figure 30. Magnetic basement model for the representative cross-section of Japanese Island Arcs. a : Eastern part of Hokkaido (profile 04), b : Northeast of Honsyu (profile 06), c : Western part of Honsyu (profile 20), d : Izu-Bonin Arc (profile 16), e : Ryukyu-Island Arc (profile 23).

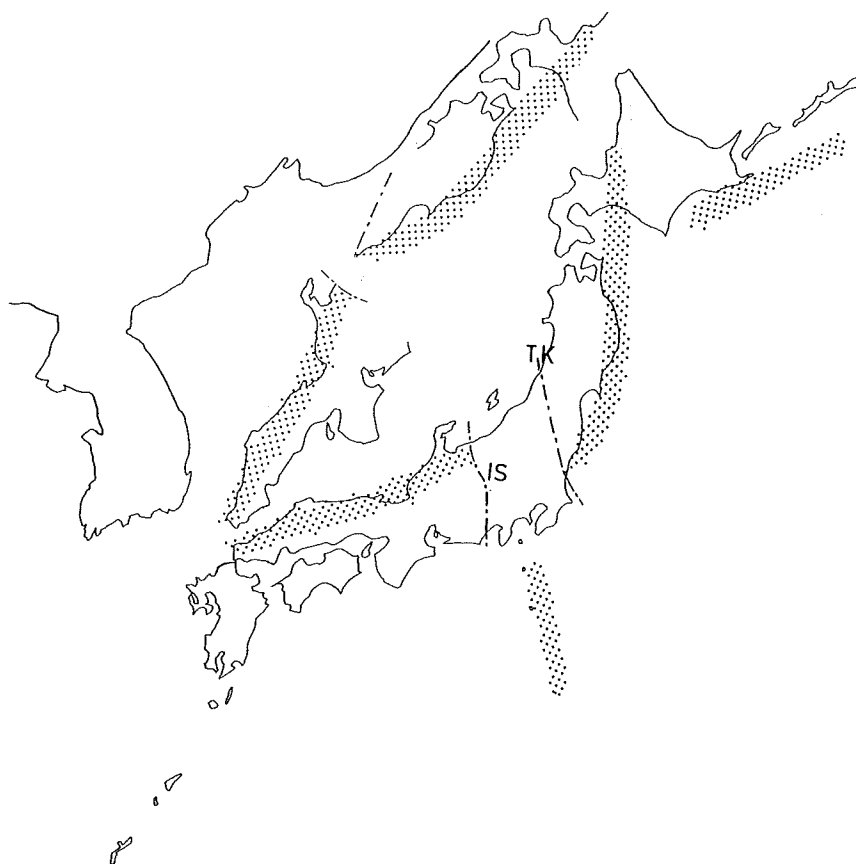


Figure 31. The representative continental magnetic lineatic lineations and their arrangement before and after opening of Japan Sea. TK: Tanakura tectonic line, IS: Itoigawa-sizuoka toctonic line.

られる。

第30図は本論文で求めた各島弧の代表的な磁気構造モデルを示したものである。ここに示した構造には各島弧に共通に認められる構造とともに島弧の発達段階に対応した特徴的な構造も認められる。プレートテクトニクスにもとづく島弧の発達モデルについてはKanamori (1977), Uyeda and Miyashiro (1974), Niizuma and Akiba (1986) などの研究があり、プレートの沈みのサイクルをもとに島弧の段階論を提唱している。それらによると、東北日本弧、千島弧は典型的なプレートの沈み込み帯であるのに対し、西南日本では沈み込んだプレートの長さも短く、沈み込みの初期の段階にあるものと考えられる。また、琉球弧ではプレートの沈み込み面は深度300kmまで達しており、東北日本弧と西南日本弧のほぼ中間段階にある。これに対し伊豆—小笠原弧では沈み込み角も90°に近く、沈み込みの段階としては後期の段階にあると考えられている。地殻の厚さを意味するモホ面深度については、Mikumo (1966), Kanamori and Abe (1968), Hotta (1970), Yoshii and Asano (1972), Horiuchi et al. (1982), Hurukawa (1983) 等によりまとめられている。それによると北海道、東北日本では30—35km、中部日本では40kmにも達する。一方、伊豆—小笠原弧では地殻の厚さは15kmで東北日本のその約半分でしかない。

千島弧、東北日本弧、伊豆—小笠原弧の磁気構造モデルによると、陸棚から陸棚斜面の地下に磁気基盤の隆起部が認められる。ここでは、この磁気基盤構造をSegawa and Oshima (1975) により大陸性磁気異常帯もしくは大陸性磁気構造帯と呼ぶこととする。東北日本弧ではその位置は地殻下部層の隆起部とよく一致する。また、伊豆—小笠原弧では、 $V=5.5\text{km/sec}$ 層に対応するようである。千島弧の磁気基盤の隆起部は幅100 kmにも達する構造で、磁気基盤は地殻下部層にまで及ぶものと推察される。また、琉球弧でも陸棚から陸棚斜面付近にかけて断続的であるが磁気基盤の隆起部が認められる。西南日本弧ではこのような外弧域での磁気基盤の隆起部は非常に小規模なもので、そこでは外弧に代って内陸部に大陸性磁気構造帯の高まりに匹敵する構造が認められる。

千島—東北—伊豆・小笠原の各弧に共通的に認められる大陸性磁気構造帯の成因についてはいまでもいろんな説が提唱されている。Segawa and Oshima (1975) は東北日本弧と千島弧の大陸性磁気構造帯を白亜紀の正磁極期における火山フロントに対応する構造であるとしている。しかし、各島弧の磁気構造モデルに見られる火山フロント沿の磁気基盤の隆起構造はこれらの大陸性磁気構造帯の規模に比べはるかに小さく、このような構造を現在の島弧の火山活動の延長で理解するのは困難で、現在の火山活動とは異なる大規模な塩基性火成活動を想定する必要がある。また、この説では年代的には第三系と考えられる伊豆—小笠原弧の大陸性磁気構造帯の成因については別の説明が必要である。大陸地殻内の大規模な磁気異常としては、米国東岸沖の磁気異常帯がよく知られている。この磁気異常帯の原因としては海洋性地殻と大陸性地殻の境界部に生じる“Boundary 効果”による磁気異常帯であるとする仮説がだされた (Zietz et al., 1970)。しかしこの説によれば、境界付近にはどこでも磁気異常帯が認められなければならないが実際にはこのような異常帯はかぎられた分布しか示さない。このように大陸性磁気構造帯の原因についてはまだ不明な点も多いが、島弧の形成過程に重要な意味をもつことは疑いえないと考えられる。

西南日本弧の山陰側に見られる磁気基盤隆起部はその振幅、幅ともに他の大陸性磁気構造帯と共通する特徴を有する。大陸性磁気構造帯の形成年代についてはその付近の地質構造や岩石の年代から推定すると、千島弧、東北日本弧、西南日本弧では白亜紀の地質構造が応ずるようである。伊豆—小笠原弧では海底下にあるため地質構造との対応は困難であるが、島弧の形成時期から判断して、古くても古第3紀か、それよりも新しいものと考えられる。中世代頃の日本列島付近のプレートの運動は、初めKulaプレートがその後、太平洋プレートがほぼNNW方向に沈み込んでいたと考えられている。そして、古太平洋中央海嶺自体も白亜紀頃に沈み込みその熱により西南日本では広域の酸性火成活動が生じたとされている (Uyeda and Miyashiro, 1974; Kinoshita and Ito, 1988)。この時の活動と地質年代的に対比できるのは、西南日本の内帯、東北日本外帯、それに千島弧の外帯があげられる。このように考えると西南日本弧と東北日本弧、千島弧の大陸性磁気構造帯はもともと一連の構造帯であり、それらが、日本海の拡大にともなう西南日本の時計回り方向の回転と、東北日本の反時計回りの回転により分断されたと考えられる。第31図はこの考えにもとずいて複元した白亜紀以前と日本海拡大後の日本列島の古地理である。ただしこの考えでは、伊豆—小笠原弧の大陸性磁気構造帯の成因の位置付けがあいまいになる。もう一つの考えとしては、西南日本の大陸性磁気構造帯と千島—東北—伊豆・小笠原弧の大陸性磁気構造帯とは成因的に異なるものとする見方である。現在この三弧に共通した特徴はそれらが、太平洋プレートの沈み込み帯にあるという点にある。太平洋プレート上には多くの海山や海台が分布している。そのような海洋性地塊はプレートの沈み込みにもとない陸側に付加される。そして、この過程がさらに進行することにより、地殻の下部層が形成されるとする説が最近、提唱されている。千島—東北—伊豆小笠原弧にみられる大陸性磁気構造帯の位置はこのような考えと矛盾しないと考え

られる。またこれらの磁気基盤の隆起部が地震波速度構造から推定される地殻下部層の隆起部に対応していることも調和的である。地殻下部層の磁気的性質は地下の物性条件や化学的条件にも左右される。プレートの沈み込みが発達している東北日本では地殻深部にプレートから水が供給され、地殻深部は酸化的雰囲気におかれる。そこではキュリー一点温度が550°Cから580°Cの帯磁率の大きい磁性岩体が形成される。一方、西南日本のようにプレートの沈み込みが初期の段階では地殻深部は還元的雰囲気でありキュリー一点が200°Cから300°Cで帯磁率の小さい岩体が形成される (Takahashi, 1978; Washilewski and Mayhew, 1982)。このような条件は東北日本と西南日本の磁気構造モデルと調和的である。琉球弧ではプレートの沈み込みの深度はほぼ300kmに達しており東日本と西南日本のほぼ中間段階にあり、磁気構造モデルにもその中間段階の特徴が表れているものと考えられる。

謝 辞

本論文で用いたデータは第12回全国磁気測量における航空磁気測量の成果である。測量に協力いただいた航法空測地課地磁気担当の方々、並びにYS-11機の運航に協力していただいた第三管区海上保安本部羽田航空基地の方々に改めて深く感謝いたします。

また、地磁気解析方法につき有益御助言をいただいた加藤元彦博士に改めて深くお礼申し上げます。

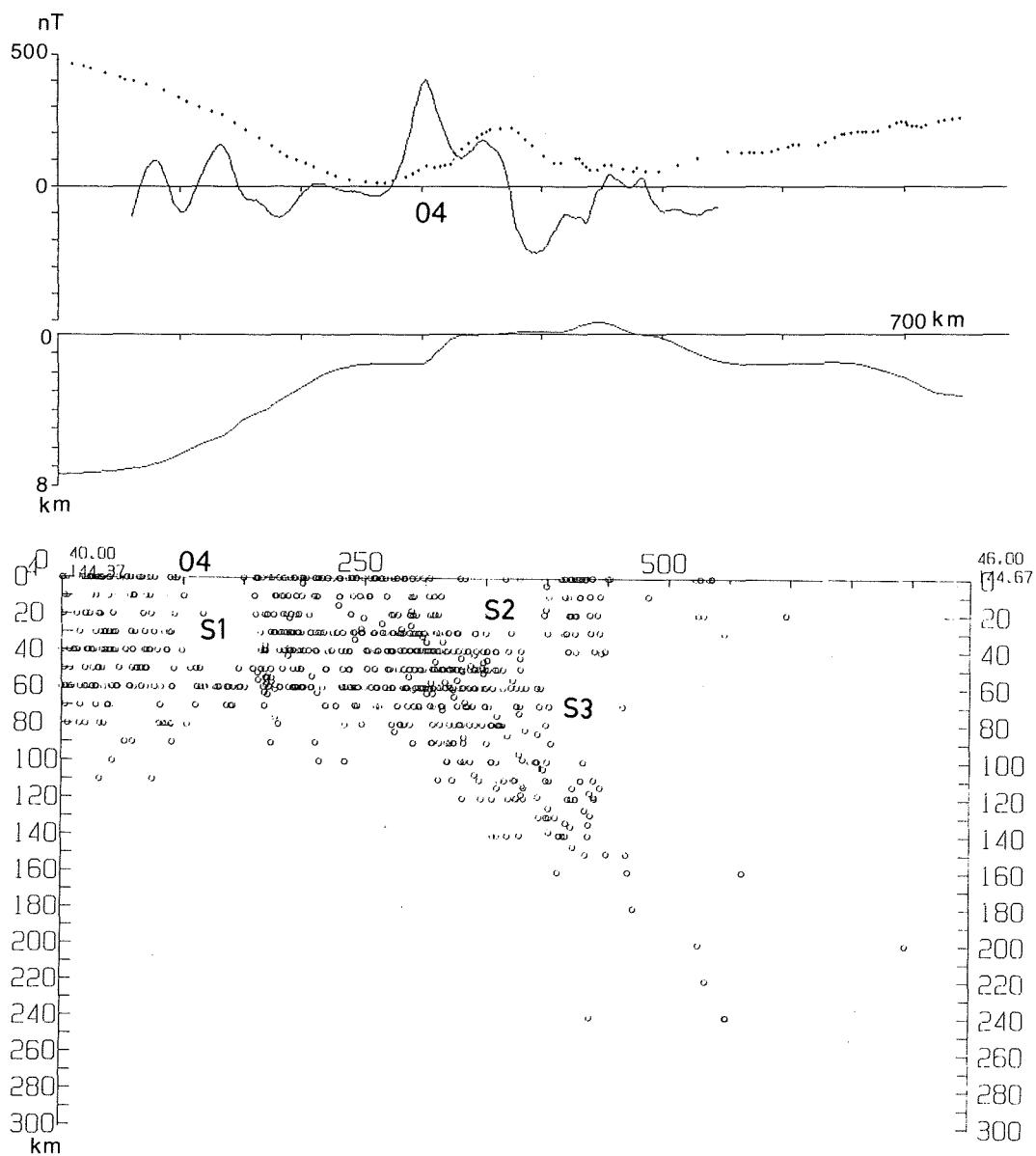
参 考 文 献

- Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatsu, H. Shimamura and I. Furuya, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation, *J., Phys. Earth*, 20, 197—223, (1972).
- Blakely, R. and A. Cox, Identification of short polarity events by transforming marine magnetic profiles to the pole, *J. Geophys.*, 77, p. 4339—4349, (1972).
- Cande S. C., R. L. Larson and J. L. Labrecque, Magnetic Lineations in the Pacific quiet zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, p. 434—440, (1978).
- Ganeko, Y. and K., Koyama Gravity data file of the Hydrographic Department and estimation of block mean gravity anomalies, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 16, p. 103—120, (1981).
- Ganeko, Y. and Y., Harada, Gravity anomalies around Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 17, p. 163—180, (1982).
- Gay, S. P., Jr., Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies, *Geophysics*, 28, p. 161—200, (1963).
- Geophysical Survey Institute, A new bouguer anomaly map of Japan, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 29, p. 102—103, (1985).
- Geological Survey of Japan, Geological Atlas of Japan, (1982).
- Grant, F. S., and Martin, L., Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves, *Geophysics*, 31, p. 135—148, (1966).
- Hahn, A., Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 17, p. 195—225, (1965).
- Hilde, T. W. C., N. Isezaki, and J. M. Wageman, Mesozoic sea-floor spreading in the north Pacific, in *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, *Geophys. Monogr. No. 19*, Am. Geophys. Union, p. 205—226, (1976).
- Horichi, S. et al., Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, *The*

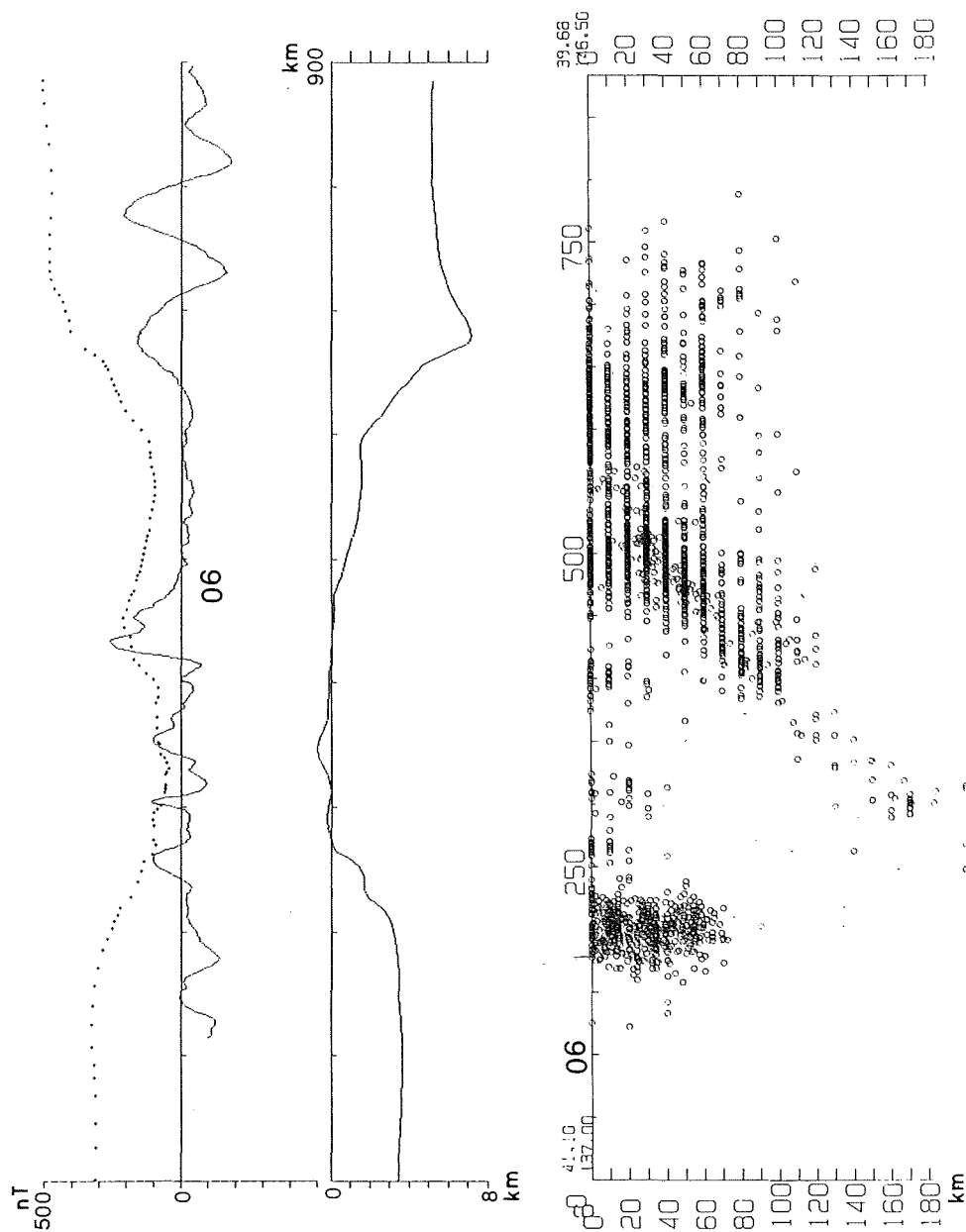
- Northeastern Japan Arc, part 2. Moho discontinuity and P-wave velocity, *J. Phys. Earth*, 30, p.71—86, (1982).
- Hotta, H., A crustal section across the Izu-Ogasawara Arc and Trench, *Jour. Phys. Earth*, 18, p. 125—141, (1970).
- Hurukawa, N., Pn Velocity and Moho-offset at the west of Lake Biwa in the Kinki district, Japan, *J. Phys. Earth*, 31, p.33—46, (1983).
- Isezaki, N., A magnetic anomaly map of the Japan Sea, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 38, p.403—410, (1986).
- Isezaki, N., and H. Miki, A compilation of magnetic data in the northwestern Pacific and in the north Philippine sea, in *Advances in earth and planetary sciences No. 6, Geodynamics of the western Pacific*, J. S. S. P., Tokyo, p.403—407, (1979).
- Ishihara, S., Lateral variation of magnetic susceptibility of Japanese granitoids, *J. Geol. Soc., Japan*, 85, 509—523, (1979).
- JHD, Magnetic survey of Japan 1984—1985, Data Report of Hydrographic Observations, Series of magnetic survey, 5, (1988).
- Johnson, W. W., A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two dimensional structures, *Geophysics*, 34, p. 65—74, (1969).
- Kanamori, H. and K. Abe, Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, p. 1001—1025, (1968).
- Kanamori, H., Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Island Arcs, deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 163—174, *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, (1977).
- Kato, M., Analysis of the gravitational field and the total magnetic field and the subterranean structure corresponding to them, *Rept. Tech. Res. Cent., J. P. D. C.*, 21, p. 1—60, 1975a (in Japanese).
- Kato, M., the gravitational field, the magnetic field and the subterranean model, *Butsuri-Tanko*, 28, p. 210—219 and p. 220—233, 1975b (in Japanese).
- Kato, S., T. Katsura and K. Hirano, submarine geology off Okinawa Island, *Hydrogr. Res. Rept.*, 17, 31—70, p. (1982) (in Japanese).
- Kawai, N., T. Nakajima and K. Hirooka, The evolution of the Island arc of Japan and the formation of granite in the Circum-Pacific belt. *J. Geomag. Geoelec.*, 23, p. 269—293, (1971).
- 木村 学, 白亜紀北海道の沈み込み様式, *科学*, 55, p.24—31, (1985).
- Kinoshita, O., and H. Ito, Cretaceous magmatism in Southwest and Northeast Japan related to two ridge subduction and Mesozoic magmatism along East Asia continental margin, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, p. 952—944, (1988) (in Japanese).
- Kobayashi, K. and M. Nakada, Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc Basin, in *Advances in earth and planetary sciences No. 6, Geodynamics of the Western Pacific*, J. S. S.P., Tokyo, p. 391—402, (1979).
- 小林和夫, 中村一明, 縁海拡大のテクトニクス, *科学*, 53, p.448—455, (1983).
- Kono, M., Magnetic anomalies in the Sea of Japan : a speculation on the tectonic history, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 38, p.411—426, (1986).
- Langel, R. A. and R. H. Estes, A geomagnetic field spectrum, *Geophys. Lett.*, 9, p.250—253, (1982).
- McGrath, P. H., and Hood, P. J., the dipping diki case : a computer curve-matching method of magnetic interpretation, *Geophysics*, 35, p.831—848, (1970).

- Mikumo, T., A study on crutal structure in Japan by use of seismic and gravity data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, p.965—1007, (1966).
- Nagata, T., magnetic anomalies and the corresponding subterranean mass distribution, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 16, p.550—577, (1938).
- Niizuma, N. and F. Akiba, Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese Island Arcs, in *Formation of active ocean margins*, d. N. Nasu and S. Uyeda, 75—108, TERRAPUB., Tokyo, (1986).
- Ogawa, K., and J. Suyama, Distribution of aeromagnetic anomalies, volcanoes and Tectonosphere, Tokai. Univ. Press, p. 207—215, (1975).
- Okubo, Y., 全国のキューリ一点解析結果, *地質ニュース*, 362, p.12—17, (1984).
- Okubo, Y., M. Urai, H. Tsu, S. Takagi and K. Ogawa, Aeromagnetic anomalies of whole of Japan, *Chishitsu new*, 374, p.48—57, (1985) (in Japanese).
- Oshima, S., T. Kondo, T. Tsukamoto, and K. Onodera, Magnetic anomalies at sea around the northern part of Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 10, p. 39—44, (1975) (in Japanese).
- Oshima, S., T. Kondo, T. Tukamoto, T. Omori, and S. Kokuta, Data report of Aeromagnetic survey around Japan by Geodynamics Project. Data report of Hydrographic observations, series of magnetic survey, (1978).
- Oshima, S., Characteristic features of geomagnetic anomaly distribution around Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 22, p.41—73, (1987) (in Japanese).
- Otofuji, Y., Matsuda, and S. Nohda, Brief review of Miocene Opening of the Japan Sea: Paleomagnetic evidence from the Japan Arc, *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, p. 287—294, (1986).
- Quinn, J. M., D. J. Kerridge and D. R. Barraclough, World magnetic charts for 1985—spherical hamonic models of the geomagnetic field and its secular variation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, p. 1143—1157, (1986).
- 佐木和夫, 日本海における最近の物理探査について, *海洋科学*, 222, p. 711—717, (1988).
- Segawa, J. and S. Oshima, Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the nothwestern Pacific island arcs and their tectonic implications, *Nature*, 256, p.15—19, (1975).
- Segawa, J. and T. Furuta, Geophysical study of the mafic belts along the margins of the Japanese islands, *Tectonophysics*, 44, p.1—26, (1978).
- Schouten, H. and K. McCamy, Filtering marine anomalies, *J. Geophys. Res.*, 77, 7089—7099, (1972).
- Tomoda, Y., K. Kobayashi, J. Segawa, M. Nomura, K. Kimura and T. Saki, Linear magnetic anomalies in the Shikoku Basin, northwestern Phillippine Sea, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 28, p.47—56, (1975).
- Takahashi, E., Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arc, *Bull. Volcano.*, 41, p.529—547, (1978).
- Tanaka, M., K. Hiroishi and S. Matsumura, Magnetic anomalies in and around Japan based on aeromagnetic surveys, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36, p.463—470, (1984).
- Tanaka, M., K. Hiroishi, S. Ando, and S., Matsumura, Aeromagnetic surveys by the Geographical Survey Institute and the magnetic anomalies in and around Japan, *Bull. Geographical Surv. Inst.*, 30, p.1—14, (1986).
- Ueda, Y., Geomagnetic anomalies around the Nansei Syoto (Ryukyu Islands) and their tectonic implications, *Bull Volcanol. Soc. Japan*, 33, p.177—192, (1986) (in Japanese).
- Uyeda, S. and M. Richards, Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands, *Bull.*

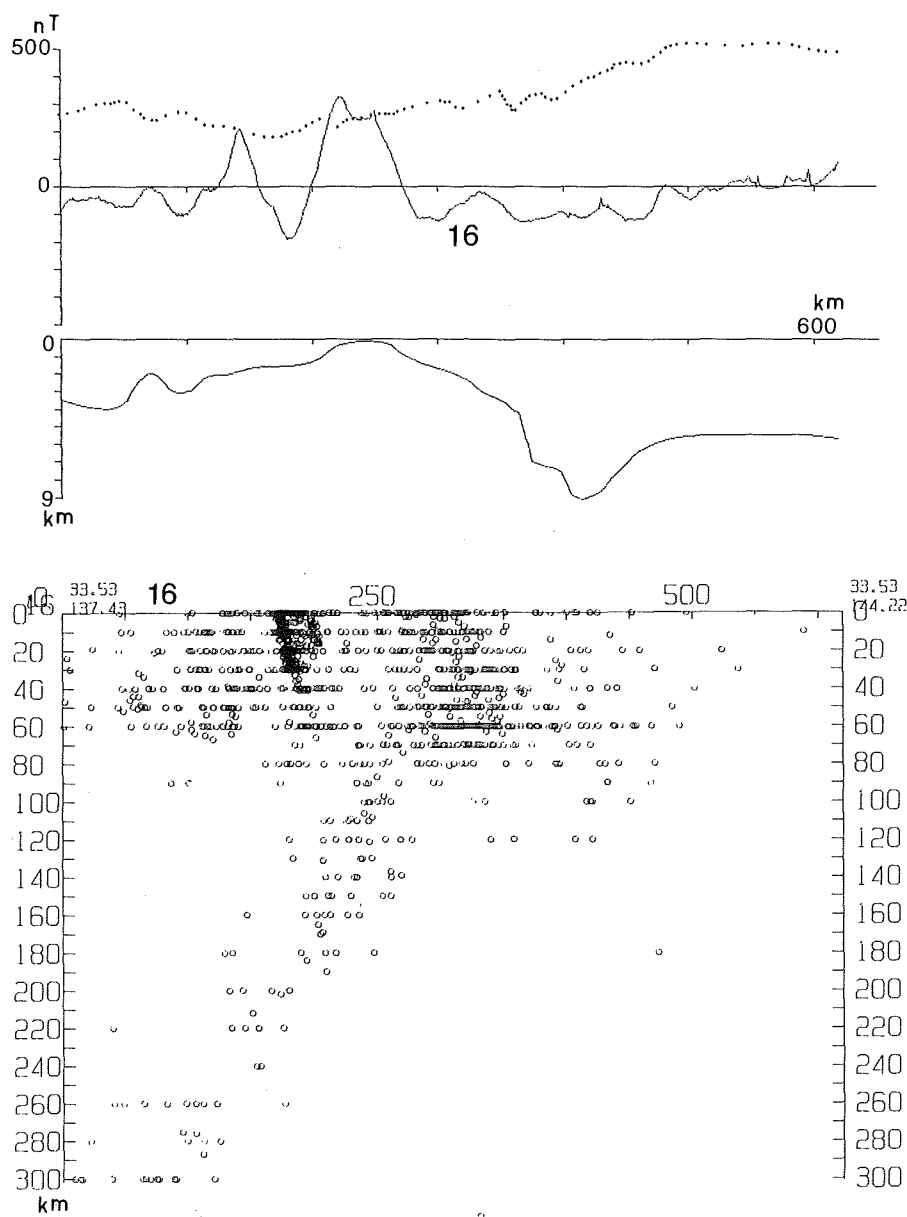
- Earthq. Res. Inst., 44, p.179—213, (1966).
- Uyeda, S., V. Vaquier, M. Yasui, J. Sclater, T. Sato, J. Lawson, T. Watanabe, F. Dixon, E. Silver, Y. Fukao, K. Sudo, M. Nishikawa, and T. Tanaka, Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V Argo in western Pacific 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 45, p.799—824, (1967).
- Uyeda, S. and A. Miyashiro, Plate Tectonics and the Japanese Islands : A synthesis, Geol. Soc. Am. Bull., 85, p.1159—1170, (1974).
- Von Huene, R., M. Langseth, N. Nasu, and H. Okada, A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan trench transect, Geol. Soc. Am. Bull., 93, p. 829—846, (1982).
- Wasilewski, P. J., and M. A. Mayhew, Crustal xenolith magnetic properties and long wavelength anomaly source, Geophys. Res. Lett., 9, p. 329—332, (1982).
- Weizman, P. S., On the deep structure in the Kuril-Kamchatka region, in the continental margins and Island Arcs, Geol. Survey Canada, paper 66—15, 244—251, (1966).
- Yoshii, T., and S. Asano, Time-term analyses of explosion seismic data, J. Phys. Earth, 20, p. 47—57, (1972).
- Zietz, I., The sea, 4, part 2, p. 293, (1970).



付図—1. Cross-section of hypocenters along profile-04. S1, S2, and S3 indicates non-active seismic region.



付図—2. Cross-section of hypocenters along profile-06.



付図-3. Cross-section of hypocenters along profile-16.

大東海嶺周辺の海山の磁気異常とテクトニクス†

植田 義夫*・熊川 浩一*・春日 茂**

GEOMAGNETIC ANOMALIES OF THE SEAMOUNTS NEAR THE DAITO RIDGE AND THEIR TECTONIC IMPLICATION†

Yoshio Ueda*, Koichi Kumagawa* and Shigeru Kasuga**

Abstract

This paper presents the results of three-dimensional magnetic analyses of seven seamounts in the Minami Daito Basin. The seamounts can be identified into two groups in terms of their magnetization, group A (Kanreki, Furou, Nisi-Kousei) has relatively strong magnetization intensity reflecting remanent magnetization, and the other, group B (Okina, Kijyu, Koki, Daito-E), is characterized by normal magnetization with weak magnetization intensity. The inclination angle of magnetization vectors of Smt. Kanreki (N24.5°, E133.0°) and Smt. Furou (N24.4°, E135.3°) show that these seamounts were created in the southern hemisphere and then migrated northward to the present location. This migration is consistent with the paleomagnetic results of the DSDP site 446. The paleomagnetic poles of group-A are far apart from the apparent polar wander path estimated from seamounts in the Pacific Basin. This feature implies that these seamounts were undergone anti-clockwise rotation of about 40°~50° after their formation. Taking into account of paleomagnetic consistency between DSDP site 446 and seamounts Kanreki, Nisi-Kousei, the rotation may be correlated with the opening of the back-arc basin of the Minami Daito Basin. The paleomagnetic poles of group-B is rather close to the present magnetic pole of the earth's dipole. This feature can be interpreted that magnetization of these seamounts are mainly caused by induced magnetization rather than remanent magnetization. Low magnetization intensity of group-B also favours this assumption.

1. はじめに

大東海嶺とその周辺海域は西フィリピン海盆に位置しておりその成因についてはプレートテクトニクスにもとづいた幾つかの仮説が提唱されている。Uyeda and Ben-Abram (1972) は西フィリピン海盆はクラークプレートの一部が43Maに生じた、NNWからWNWへの太平洋プレートの移動方向の変化に伴い、縁海として取込まれたものであるとの仮説を提唱した。この説ではその後、西フィリピン海盆全体が時計回り方向に約60°回転したことになる。一方、瀬野・丸山 (1985) は海溝の海側への移動にともない、西フィリピン海盆が背弧海盆として形成されたとしている。この説でも西フィリピン海盆が時計回りの回転を受けたと考えら

†Received 25th December 1989

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

** 海洋調査課 Ocean Surveys Division

れる。しかし、同海盆の北部に位置する大東海嶺群の成因については、これらの説でも、十分な説明が与えられていない、水野ほか（1976）は大東海嶺群は南側からのプレートの沈み込みにより形成された古島弧であるとの説を提唱している。また、徳山（1983）は大東海嶺は南からのプレートの沈み込みにより形成された古島弧であるとし、沖大東海嶺はその時の拡大海嶺であるとの仮説を提唱している。このような南側からの沈み込みとは逆に、Shiki et al. (1985) は北側からの沈み込み説を提唱している。このように、大東海嶺とその周辺の成因については、まだ未知な点が多く、確定的な仮説はまだないというのが現状である。水路部では昭和58年（1983年）から昭和60年（1985年）にかけて大東海嶺とその周辺海域の地形・地質・地磁気・重力の総合調査を実施しすでにその成果が岩淵ほか（1986）、春日ほか（1986, 1987）等により報告されている。この調査では南大東海盆域に分布する数多くの海山についての地形とともに地磁気異常の分布が明らかにされた。従来、太平洋プレートの海山については磁気異常の解析例も多く、それらをもとに、ジュラ紀以降の古地磁気極移動曲線が求められている（Hildebrand and Parker, 1987; Sager and Pringle, 1988）。しかし西フィリピン海の海山についてはこのような研究結果の報告は少なく、これからの研究が期待されるところである。また、西フィリピン海盆の成因を解く一つの鍵は、その回転テクトニクスを明らかにすることにある。今回、筆者らは西フィリピン海盆のテクトニクスの研究の一環として南大東海盆周辺の海山の磁気異常の解析を実施した。本論文ではこれらの海山の磁気異常解析結果を報告するとともに、その古地磁気学並びにテクトニクスにおける意義について論じる。

2. 地形および地磁気異常の概要

今回の解析を行なった海域は第1図に示す範囲で北側が大東海嶺、南側が沖大東海嶺で境され、東側には九州-パラオ海嶺にともなう地形的高まりが認められる。第2図、第3図及び第4図は海山周辺の海底地形図と磁気異常図である。解析を行った海山の位置はそれぞれ図画で囲んだ範囲で、各海山の名称は第1表に示した。還暦海山(A)からほぼN60°Eの方向に一群の海山群が配列しているが、これらは長寿海山群と呼ばれている。不老海山(G)は九州-パラオ海嶺の西縁部に位置し、西恒星海山(F)は九州-パラオ海嶺からWSWに延びる隆起部に位置する。大東海嶺の南縁部に位置する翁海山(B)からは安山岩の礫が採取されている（志岐ほか, 1975）。海山の磁気異常の正負の極値間隔は500nTから400nTの値を示すものが多いが、中には、米寿海山（頂部深度88m, N24°30', E134°20'）のように磁気異常の振幅が非常に小さいものも認められる。磁気異常の正と負の分布は、現在の外部磁場方向に磁化している場合には山体の南側が正、北側が負の分布を示すが、第3図、第4図の磁気異常図では還暦海山(A)や不老海山(G)、西恒星海山(F)のように、このような一般的な方向とはかなりずれているものも認められる。

Table 1. The names of seamounts in the Minami Daito Basin.

Abbr	Name	Lat.	Lon.	Top depth
A	Kanreki	24.5°	133.0°	2220m
B	Okina	25.0°	133.3°	1620m
C	Kijyu	24.7°	133.6°	888m
D	Koki	24.5°	133.6°	1180m
E	Daito-E	24.8°	133.9°	3380m
F	Nisi-kousei	25.0°	135.5°	3000m
G	Furou	24.4°	135.3°	2370m

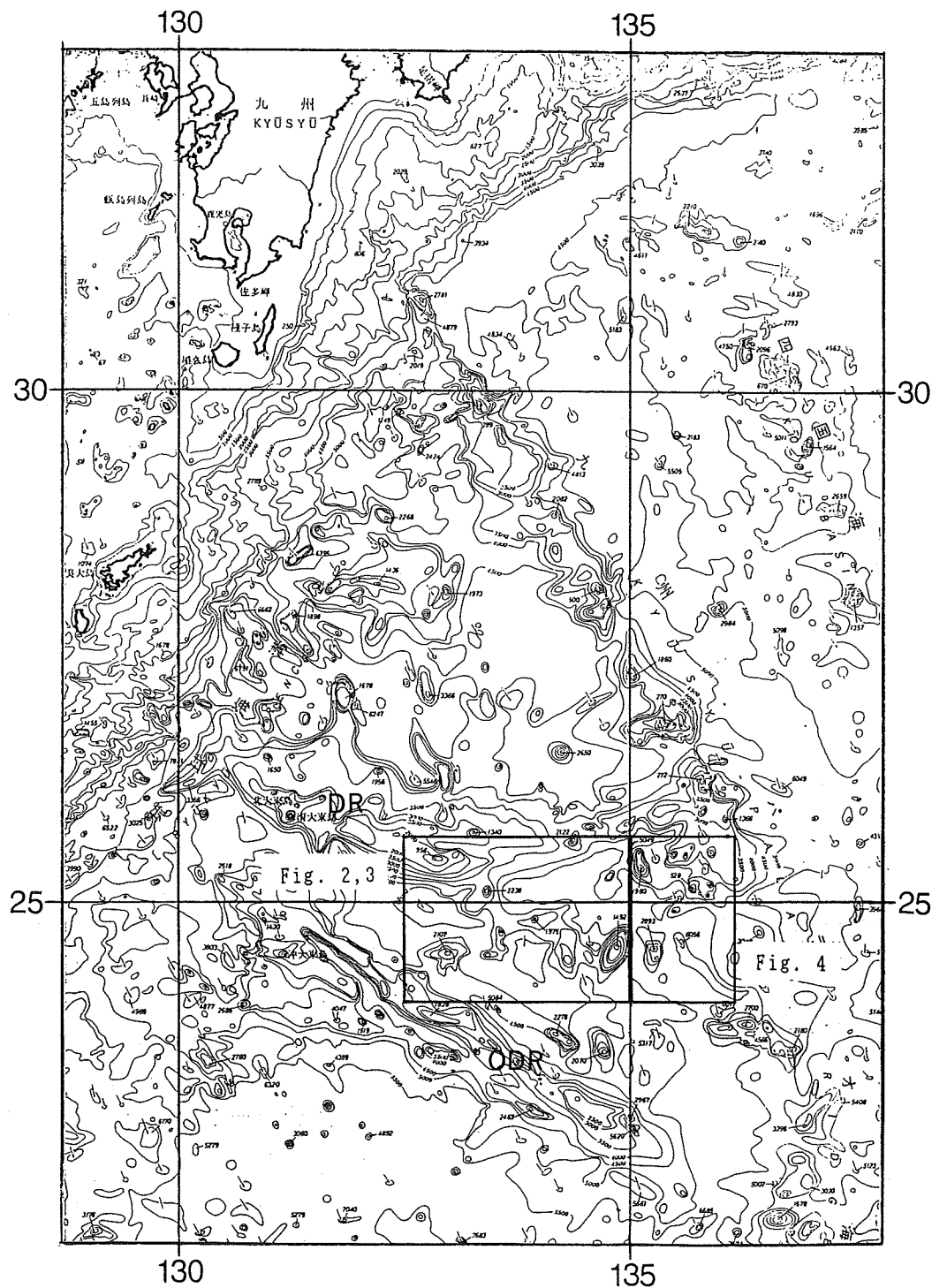


Figure 1. Bathymetric Map of the Philippine Basin.

(From Bathymetric chart of the adjacent seas of Nippon, No. 6302)

DR : Daito Ridge, ODR : Oki Daito Ridge.

3. 解析結果

解析方法は地形を多角柱の薄層の積み重ねで近似して、その磁気異常を数値計算により求める Talwani (1965) の方法をもちいた。実際には磁気異常のバイアス成分もしくは一次傾斜トレンドと海山本体の磁化ベクトルを同時に最小2乗法で求めている。第2表は解析結果をとりまとめたものである。解析にあたっては測量データのみを用いた結果と、測量結果をもとに作図した磁気異常図からデータを補間により追加して計算した結果を示した。

解析結果の精度を表す指数として観測異常の絶対値の和と残差値(観測異常値-計算異常値)の絶対値の和の比で定義されるGFR (Goodness of fit ratio) を計算した (Uyeda and Richards, 1966)。普通、GFRが1.8-2.0以上であれば、解析結果から求めた古地磁気極は有意であるとみなされる。また、磁化ベクトルの推定誤差としてSDa, SDmを求めた。SDaは角度の推定誤差, SDmは磁化強度の推定誤差である。

第2表を見ると解析データが少ない場合はSDa, SDmともデータ数を補間した場合に比べて大きく、また、GFRも低く解析誤差が大きくなることがわかる。しかし、データが少ない場合でもGFRが1.8以上の場合には、求めた磁化ベクトルそのものの値はデータ数を補間した場合と比べて有意な差は認められない。磁気異常の解析の際にトレンド成分をどのように近似するかも任意性のある問題である。今回の解析ではバイアスで近似する場合と一次平面で近似する場合との解析結果の比較を行なった。その結果、GFRが1.8以上の場合であっても、両者の間に数度から10°前後の差が生じることが認められた。この差はデータ数の補間による差と比べて大きく、トレンド成分の近似方法が海山の磁化ベクトルを求めるうえで、重要なパラメータであることを示唆するものである。海山周辺に傾斜成分を持ったトレンドが生ずる原因としては海山以外の磁気異常が解析範囲にふくまれているか、もしくは解析範囲が解析にとって狭すぎることが考えられる。そのため傾斜トレンドが大きい場合にはその解析結果の信頼度は低いものと推定される。一方、標準磁場モデルの任意性や波長数百kmのリージョナルな磁気異常により海山附近の磁気異常がバイアス成分のトレンドを含むこともあるが、このようなバイアスは解析の際に除去されるため、この場合の解析結果の誤差は少ないものと考えられる。以上のことから、今回の議論ではバイアス近似の結果にもとずき海山の古地磁気学的考察を述べることとした。

海山の解析の場合には、山体地形の上部を除去することや、山体の基底深度を海底下に延長した方がGFRが大きくなる場合が多い (Harrison, 1971)。前者は、海山山頂部が海水との反応により粘土鉱物化することや、石灰岩等の礫性物質から構成されとることによるもので、後者は海山の基底部が堆積物に覆われているためであろう。このような地形モデルの修正により、計算で求めた海山の磁気異常の正負の極値間隔は当初の地形モデルの場合と比べて長くなる。

第2表の結果によると、翁 (B)、喜寿 (C)、及びDatio-EのGFRは1.8以下の値であるが、この原因としては、測量データが解析に耐えるだけの密度で得られていないこと、また、これらの海山の磁化強度は2.0-3.2 A/mの低い値で、磁気異常の振幅そのものが小さいこと等が考えられる。後で述べるように、これらの海山の古地磁気極はDatio-Eを除いて、現在の双極子磁場の磁極の位置に近く、これらの海山の磁気異常が誘導磁化によるものであることが推察される。

第5図から第11図は、第2表に示した海山の解析結果のうち、Model-1の結果を示したもので、各図には、解析に用いた地形モデル (a)、磁気異常図 (b)、バイアス成分を除去した磁気異常図 (観測異常図) (c)、計算磁気異常図 (d)、残差図 (e) を示した。

(1). 還暦海山 (A) (第5図)。

Table 2. Results of three dimensional magnetic analyses of Seamounts.

Model No.	Top & Base (m)	ψ (°)	λ (°)	Dec (°)	Inc (°)	Sda (°)	Intensity A/m	SDm A/m	G-ratio	/Res/	Paleopole ψ (°) λ (°)	Paleo Lat.	North (nT/km)	East (nT/km)	Bias (nT)	Data
A Kanreki Model 1	2300~5000	24.5	133.0	-73.0	-13.8	2.4	5.1	0.21	1.92	56.9	12.3 29.4	-7.0	0	0	-44	409
" Model 2	"			-62.0	-19.2	3.1	4.3	0.23	1.86	53.4	20.5 21.2	-9.9	-0.6	1.8	-83.6	409
" Model 3	"			-70.1	-9.3	5.9	5.1	0.53	1.89	53.8	16.0 30.1	-4.7				99
" Model 4	3500~5000m			-72.7	-10.6	2.3	7.2	0.29	2.06	53.1	13.3 30.8	-5.3			-40.8	409
" Model 5	2300~3500m			-87.6	-39.2	2.7	10.7	0.51	2.17	50.4	-7.0 21.9	-22.2			-42	409
	3500~5000m			-69.4	-7.9	2.8	6.4	0.31			16.9 30.5	-4.0				
B Okina Model 1	1700~5100m	25.0	133.3	20.0	25.2	2.1	3.2	0.17	1.60	53.1	67.8 251.5	13.2	0	0	65	229
" Model 2	"			10.9	30.2	2.0	3.8	0.13	2.80	35.8	76.5 262.2	16.2	5.3	-2.3	0.8	229
" Model 3	"			38.7	18.4	8.3	4.4	0.64	1.26	80.6	50.1 239.2	9.4				86
C Kijyu Model 1	1000~4000m	24.7	133.6	27.9	22.6	2.6	2.0	0.09	1.45	36.2	60.6 244.7	11.8	0	0	-2.7	348
" Model 2	"			23.9	23.5	2.2	2.4	0.09	1.76	33.2	64.2 248.1	12.3	2.4	-0.4	-47.7	348
" Model 3	"			7.6	37.8	17.1	1.6	0.48	1.07	52.3	82.2 248.7	21.2				75
D Koki Model 1	1200~4000m	24.4	133.6	27.7	17.4	2.4	3.3	0.14	1.82	49.3	59.3 249.4	8.9	0	0	10.7	283
" Model 2	"															
" Model 3	"			38.3	27.2	4.4	5.5	0.43	2.11	45.5	52.6 232.0	14.4				44
E Daito-E Model 1	3400~5000m	24.8	133.9	62.6	58.3	7.1	2.1	0.26	1.26	40.2	36.1 192.5	39.0	0	0	-5.7	234
" Model 2	"			58.1	74.2	9.1	1.8	0.29	1.21	38.6	37.0 165.5	60.5	-0.5	-0.9	-23.4	234
" Model 3	"			87.0	40.7	13.2	3.2	0.72	1.19	49.2	12.1 203.6	23.3				68
F Nisi-kousei Model 1	3100~5250m	25.0	135.5	127.7	-16.7	1.7	4.2	0.12	2.62	30.3	-37.6 216.7	-8.5	0	0	-9.4	272
" Model 2	"			118.4	-7.3	1.5	3.6	0.09	2.84	18.8	-27.2 216.3	-3.7	4.3	-0.7	-78.0	272
" Model 3	"			122.8	-21.9	6.9	4.5	0.55	1.88	45.4	-34.4 222.6	-11.4				76
G Furou Model 1	2800~5500m	24.5	135.3	-64.2	-5.8	1.9	5.7	0.19	1.64	47.4	22.0 31.2	-2.9	0	0	-83	377
" Model 2	"			-73.2	-11.9	2.5	4.3	0.19	1.67	40.4	12.6 32.6	-6.0	-1.6	1.1	-62.3	377
" Model 3	"			-66.8	-7.1	3.2	5.5	0.30	1.54	48.9	19.4 31.8	-3.6				169
" Model 4	3200~5500m			-64.3	-6.0	1.8	6.1	0.19	1.69	46.0	21.9 31.1	-3.0			-83	377
" Model 5	3500~5500m			-64.0	-6.6	1.7	6.7	0.21	1.75	44.4	22.0 30.7	-3.3			-82	377
" Model 5	3700~5500m			-64.4	-6.6	1.7	7.3	0.22	1.78	43.6	21.6 30.9	-3.3			-82	377
" Model 6	4000~5500m			-64.4	-7.5	1.7	8.3	0.25	1.77	43.8	21.4 30.4	-3.8			-82	377
" Model 7	4500~5500m			-65.4	-8.7	1.9	11.4	0.37	1.67	46.6	20.2 30.4	-4.4			-81	377
" Model 8	2800~4000m			-47.3	27.8	9.4	2.8	0.46	1.88	41.4	44.6 42.1	14.8			-80	377
	4000~5500m			-65.1	-11.2	2.0	7.8	0.27			19.9 29.0	-5.7				377

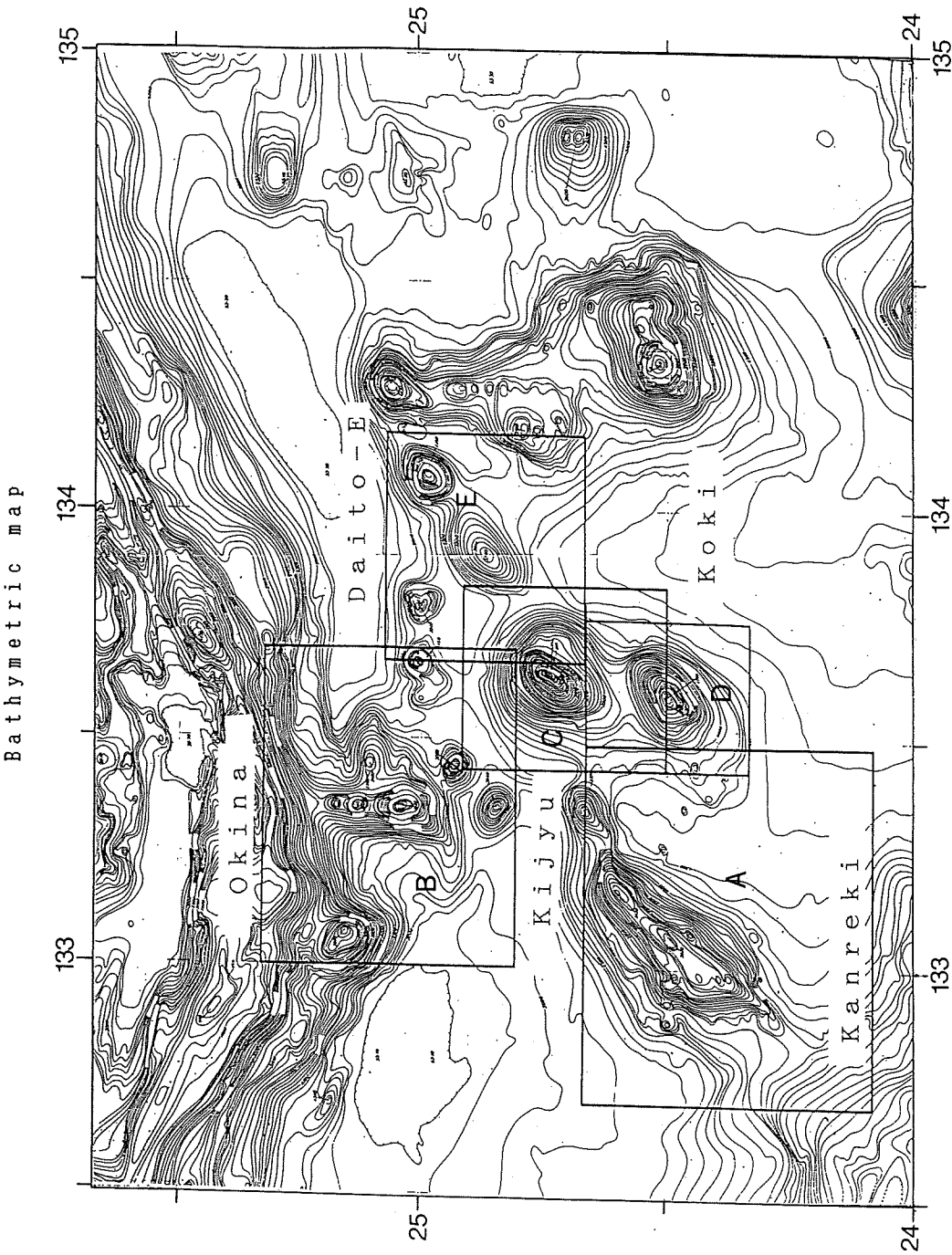


Figure 2. Bathymetric map of seamounts in the western part of the Minami Daito Basin. (Iwabuti et al., 1986). Abbreviations A to E correspond to seamount in Table 1.

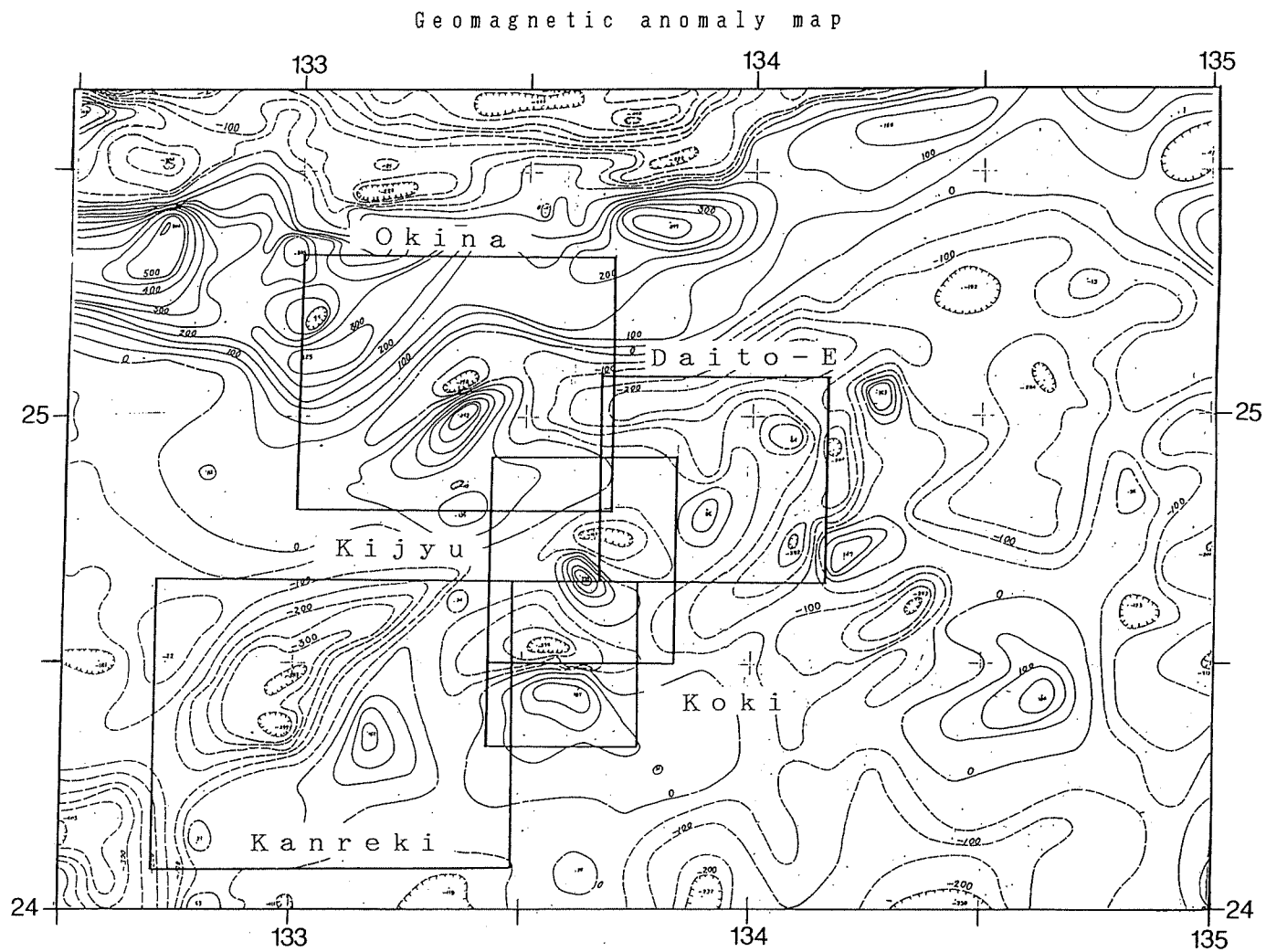


Figure 3. Geomagnetic anomaly map of total intensity for the bathymetric map in Fig. 2. (Kasuga et al., 1986) .

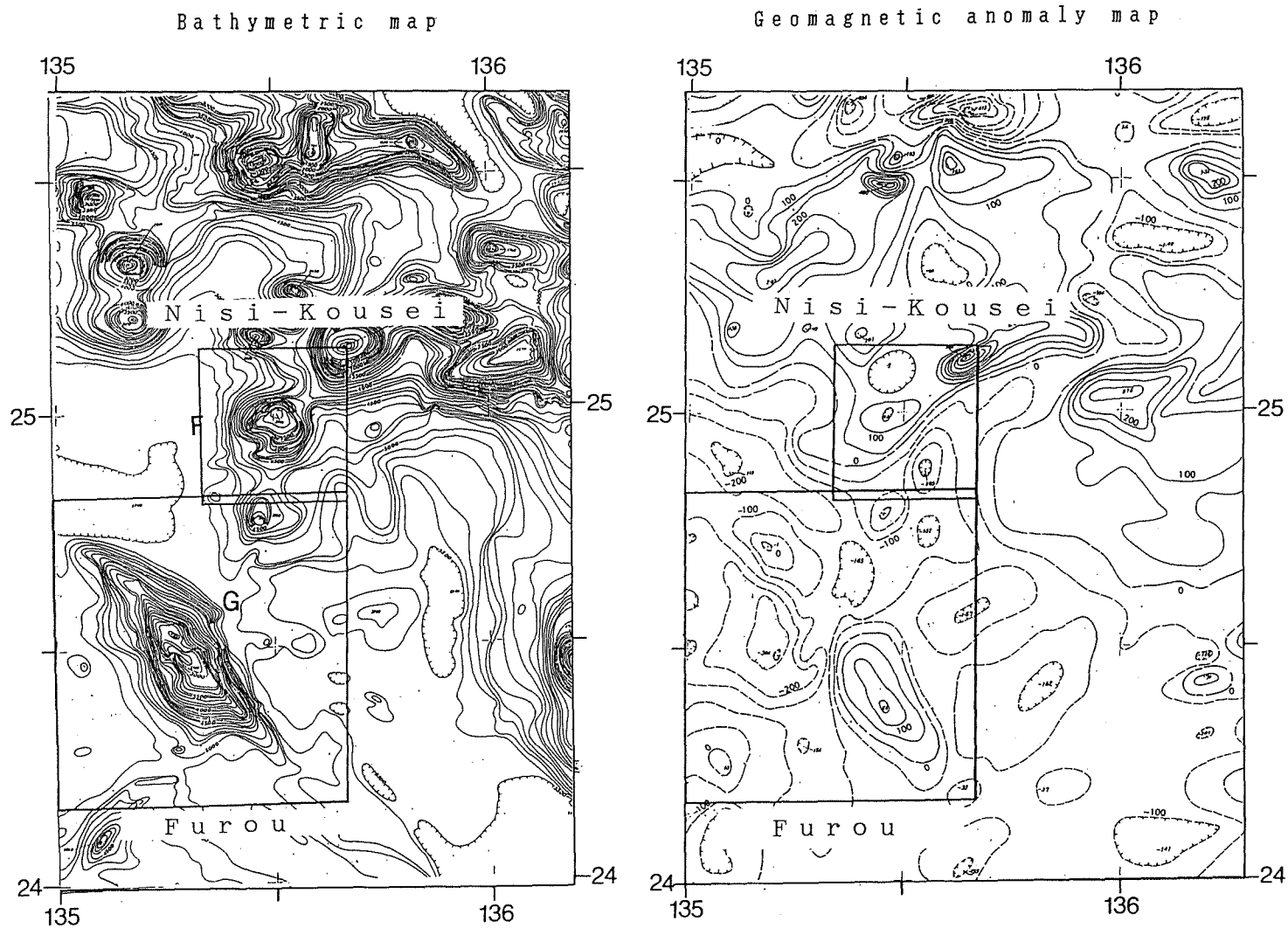


Figure 4. Bathymetry and geomagnetic anomaly of the seamounts in the eastern part of the Minami Daito Basin (Kasuga et al., 1987) .

Kanreki (A)

Fig. 5

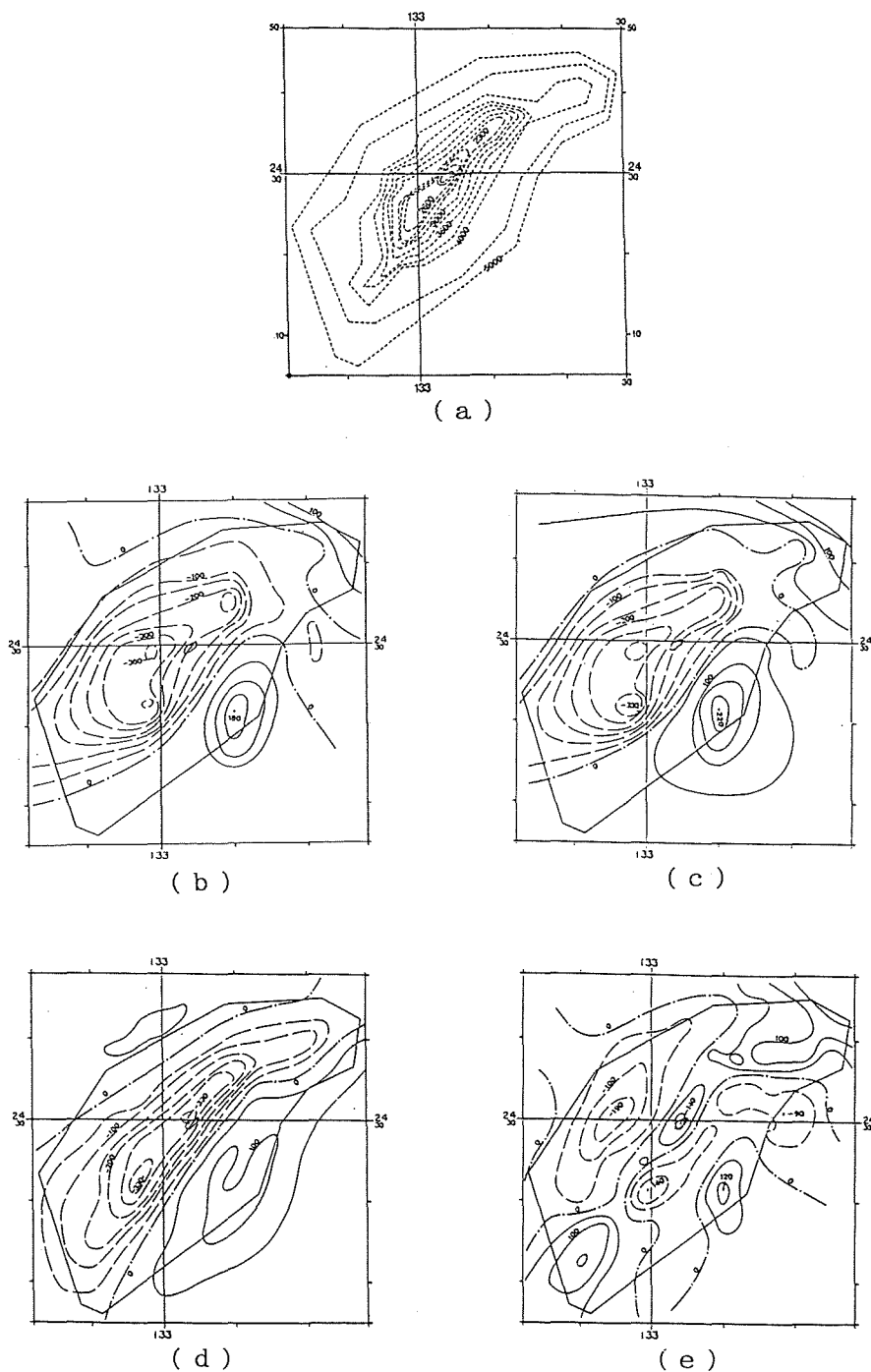


Figure 5. Results of numerical analyses of Smt. Kanreki.

a : topographic model, b : observed anomaly, c : trend removed anomaly, d : calculated anomaly, e : residual.

還暦海山の地形的な基底深度は4500mであるが、地形モデルは堆積層の厚さを考慮して5000mまで作成した。観測異常図(c)とモデルの計算磁気異常図(d)を比較すると、観測異常図の磁気異常の波長は計算異常値図のそれと比べて長く、海山山頂部が非磁性となっていることを示唆する。第2表Model-4は山体頂部が非磁性であると仮定して解析した結果で、GFRはmodel-1の1.92から2.06と大きくなり、この仮定を支持する結果となる。しかし、磁化方位は両者の解析結果にそれほど大きな違いは認められない。

このmodel-4の磁化方向からもとめた古地磁気極はN13.2°, E30.8°で海山生成時の古緯度はS5.3°となる。

この結果この海山は赤道以南で形成されその後北へ移動したものであると考えられる。

(2). 翁海山(B)(第6図)。

この海山は大東海嶺に接しており、その基底は水深4500m附近である。地形モデルでは海山の基底部を水深5100mまで補間して作成した。

model-1のGFRは1.60であるが、傾斜トレンドの解析結果では2.80となる。この海山からは安山岩が採取されており、解析から求めた海山の磁化強度3.2A/mと調和的である。

(3). 喜寿海山(C), 古稀海山(D)(第7図, 第8図)。

喜寿海山(C), 古稀海山(D)とは水深3800mのコンターで示される台地上にあり、両海山の基底部がそれ以深で連続しているものと考えられる。

喜寿海山の磁気異常のpeak-to-peakの振幅は約390nT, 間隔約10kmで、古稀海山のそれは400nT, 間隔約9kmである。古稀海山の観測異常は地形モデルによる計算異常に比べて波長が長い。このような特徴は残差磁気異常にも認められ、山頂部には逆磁化を示すパターンが認められる。このことから、古稀海山の山頂部は非磁性かもしくは、逆向磁化を有するものと推察される。

両海山の古地磁気極は、N60.6°, E244.7°とN59.3°, E249.4°となりほぼ同じ位置となる。このことは、両海山がほぼ同じ時期に生成したか、もしくは誘導磁化の影響のためと考えられる。磁化強度もそれぞれ2.0A/m, 3.3A/mで比較的近い値を示す。GFRはそれぞれ、1.45, 1.82で解析精度としては十分とは言えない。これは測量データが少ないことが一つの理由であり、より精度の高い解析を行うためには両海山のより詳しい磁気異常を求める必要があろう。

(4). Daito-E(E)(第9図)。

この海山の基底深度は水深約4500mであるが地形モデルでは基底部を水深5000mまで延長して作成した。観測異常の正負の極値間隔は計算異常と比べて狭くなっており、海山の基底部よりも山体上部に磁性の強い岩体が存在することを示唆する。磁化強度は2.1A/mで翁, 喜寿, 古稀の海山とほぼ同じ程度の値を示す。GFRは1.26で解析精度としては十分でない。

(5). 西恒星海山(F)(第10図)。

この海山は九州一パラオリッジからのびる隆起部に位置する。地形モデルは基底を5250mまで延長して作成した。磁気異常は南側が負、北側が正の逆向き磁化のパターンを示し、解析により求めた磁化方向はDec=127.7°, Inc=-16.7°の逆磁化となる。GFRは2.62で解析精度はHarrison et al. (1975) の基準を満足する。古地磁気極の位置はN37.6°, E36.7°となる。この位置は太平洋の海山から求めた平均的な古地磁気極移動曲線から大きくずれている(第12図)。

(6). 不老海山(G)(第11図)。

不老海山は長寿海山群の最も東に位置する海山で、地形的にはほぼNW-SE方向性をもつ。地形的な基底深度は水深5100mであるが、地形モデルでは5500mまで延びていると考えて作成した。観測異常値のpeak-to-

O k i n a (B)

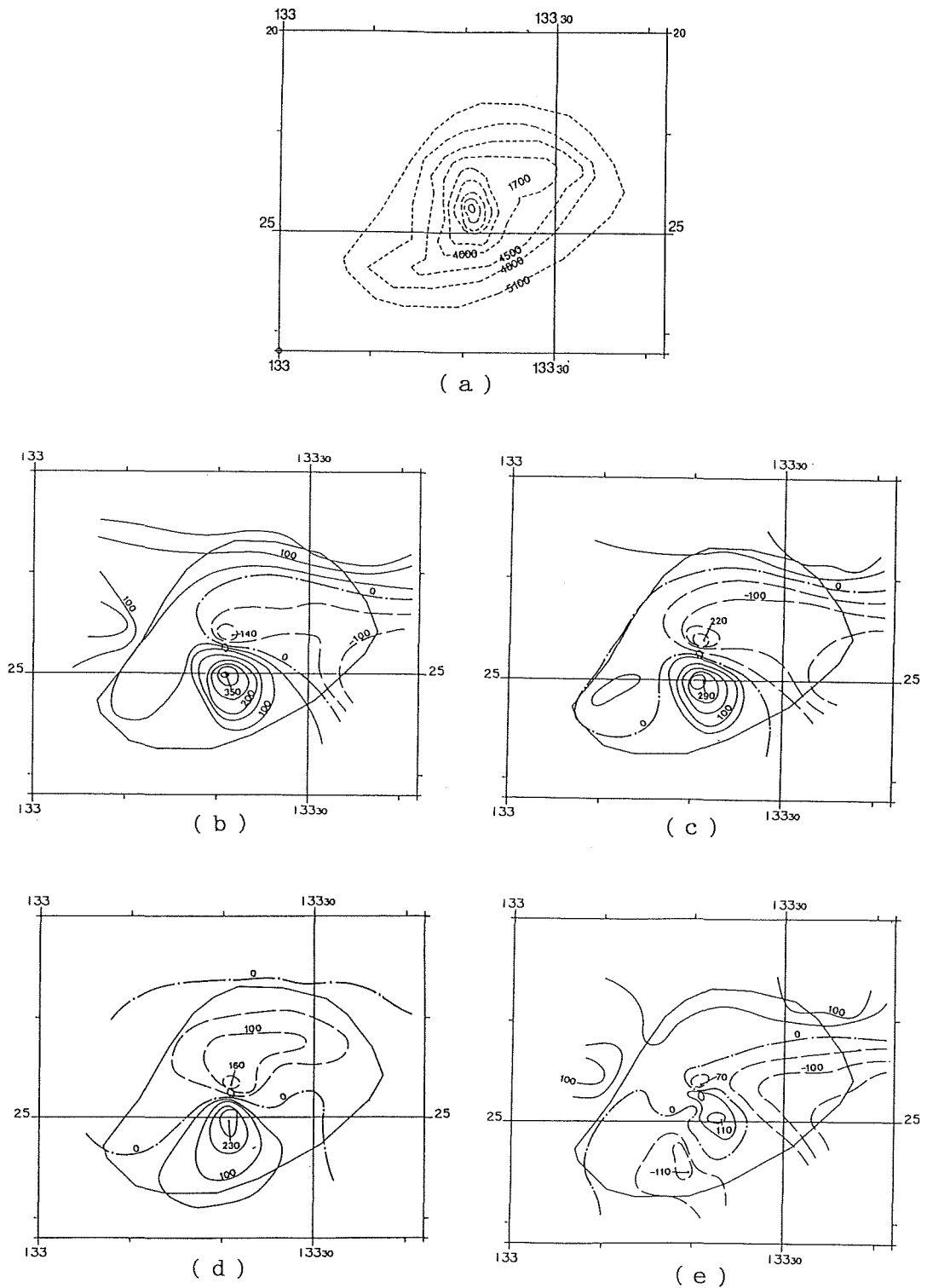


Figure 6. Results of numerical analyses of Smt. Okina, (see to Fig. 5 for explanation of figures).

K i j y u (C)

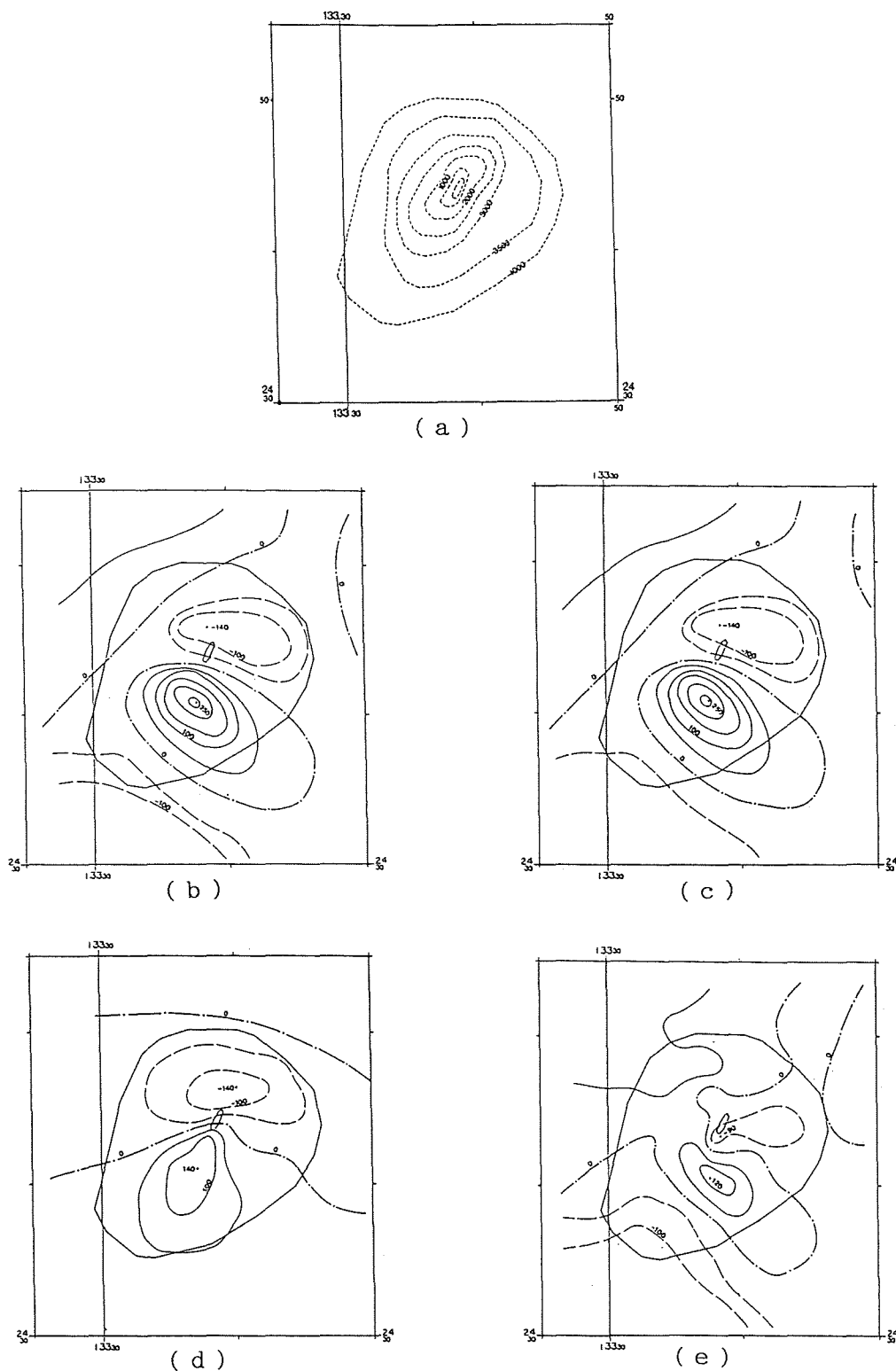


Figure 7. Results of numerical analyses of Smt. Kijyu.
(see to Fig. 5 for explanation of figures) .

K o k i (D)

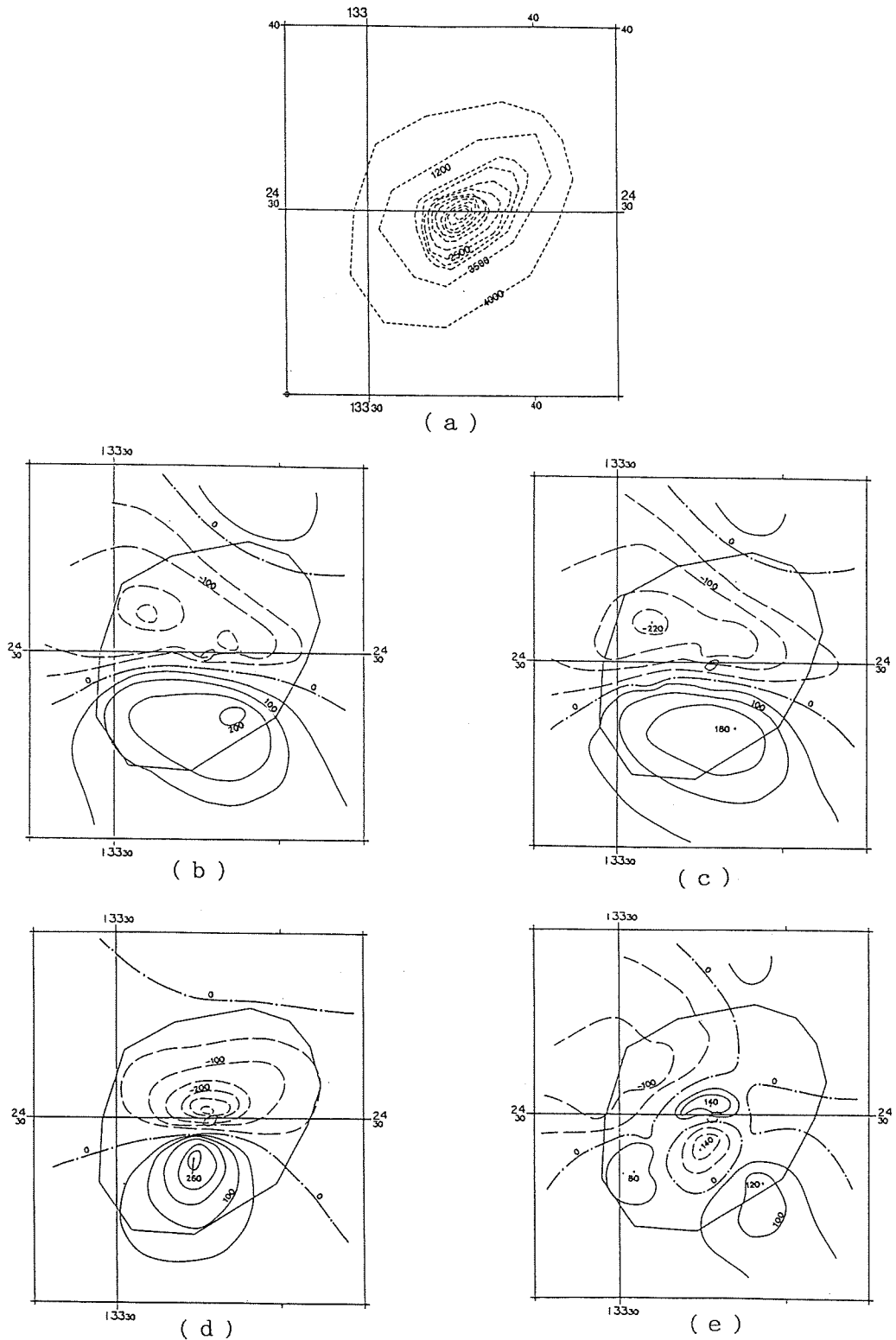
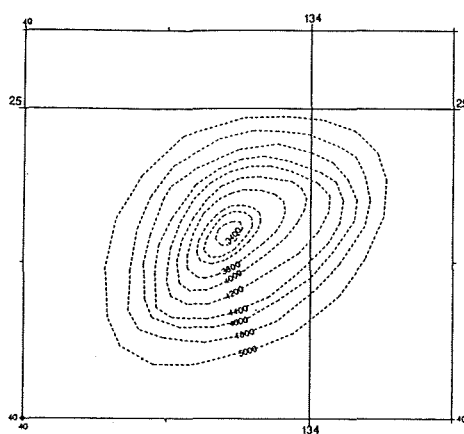
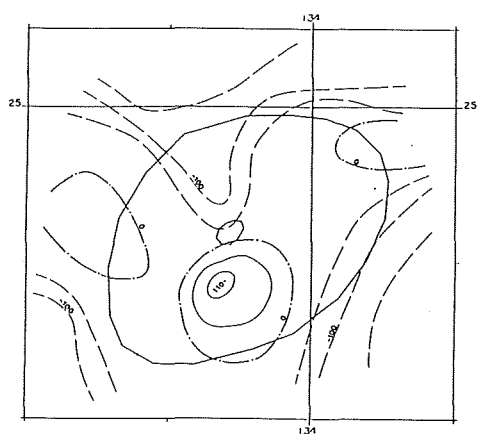


Figure 8. Results of numerical analyses of Smt. Koki.
(see to Fig.5 for explanation of figures) .

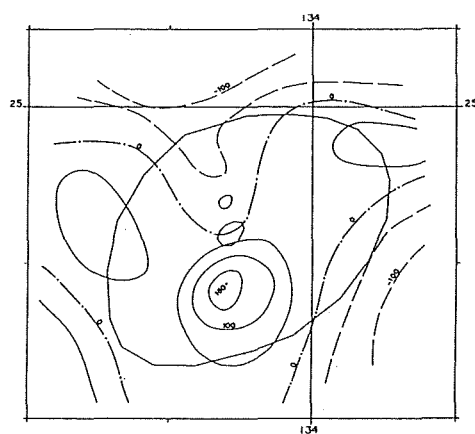
D a i t o - E (E)



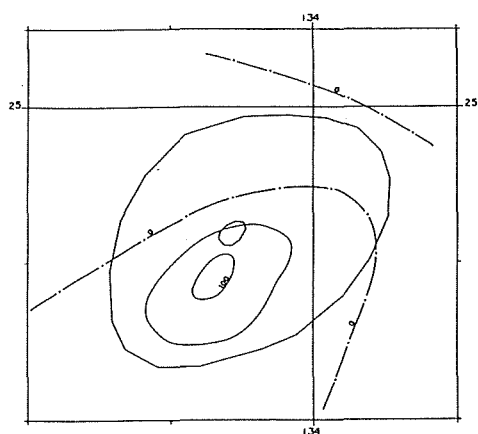
(a)



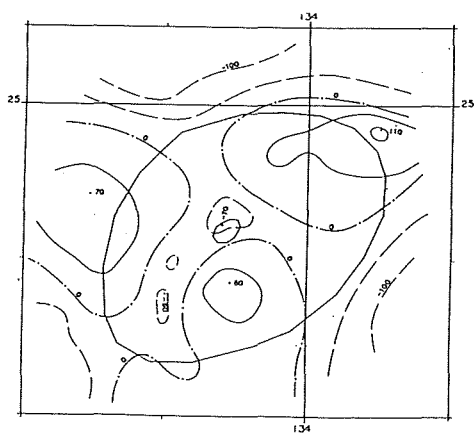
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 9. Results of numerical analyses of Smt. Daito-E.
(see to Fig. 5 for explanation of figures) .

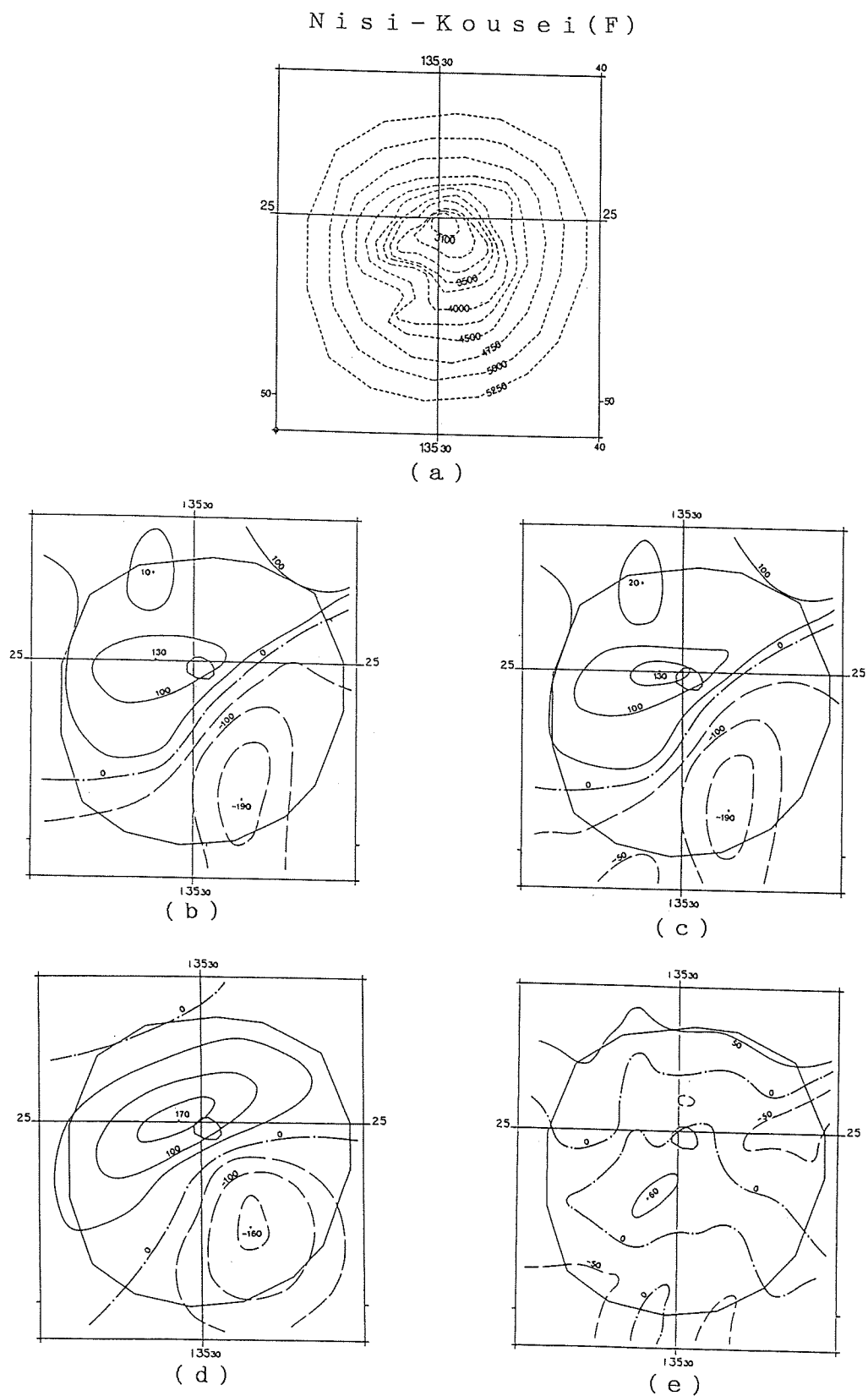


Figure 10. Results of numerical analyses of Smt. Nisi-Kousei.
(see to Fig. 5 for the explanation of figures) .

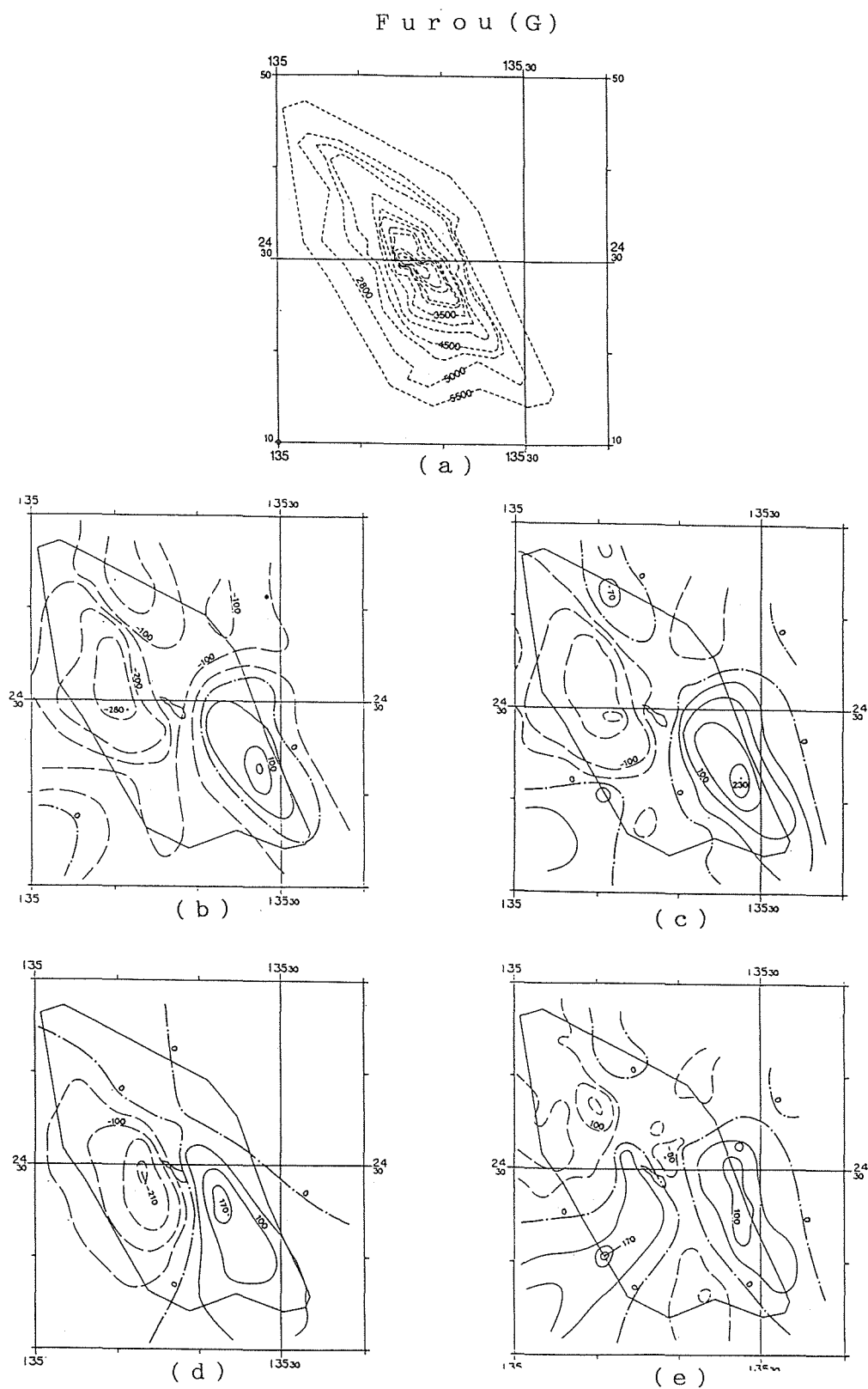


Figure 11, Results of numerical analyses of Smt. Furou.
(see to Fig. 5 for explanation of figures) .

peakの水平距離は計算異常値のそれとくらべてながく、山体頂部が非磁性の岩体から構成されることを示唆する。model-4からmodel-7は山体頂部を除去して解析した結果で、山頂部が非磁性であると仮定したほうがGFRが大きくなる傾向が認められる。model-6は水深4000m以浅を除去した場合でGFRは1.77となる。model-8は山頂部(2800m—4000m)と山体基部(4000m—5000m)がそれぞれ独立の磁化を持つと仮定した結果である。この結果でも山頂部は磁化強度が2.8A/mで、基底部は7.8A/mとなり、山頂部が磁化の小さい岩体で構成されていることを示唆する。model-8のGFRは1.88となり、Harrison et al. (1975)の基準を満たす。山体の磁化方向はモデルの違いによる変動は少なく、ほぼ一定の値を示す。このことから、不老海山の磁化方向は信頼度が高い値であると考えられる。次章の議論では、単体モデルのなかで最もGFRが高い、model-6の古地磁気極を採用することとした。

4. 海山の古地磁気とテクトニクス

今回、解析を行った海山のなかで、還暦海山と不老海山の磁化ベクトルの伏角は上向き成分をしめしており、これらの海山が形成後、北へ30°近く移動したことを示唆している。この結果は南大東海盆で実施された深海掘削により求められた海底玄武岩の磁化の方向と調和的である(Kinoshita, 1980)。

第12図は今回の解析により求めた各海山の古地磁気極の位置を示したものである。この図から明らかなように、今回の解析で求めた海山の古地磁気極は還暦海山(A)、西恒星海山(F)、不老海山(G)のグループAと翁海山(B)、喜寿海山(C)、古稀海山(D)からなるグループBに区分できることがわかる。図中には太平洋の海山から求めた白亜紀以降の古地磁気極移動曲線を示した(Sager and Pringle, 1988)。グループAは古地磁気極の移動曲線から大きくずれているが、このずれは海山の磁化方向が60°から70°近く西偏しているためである。海山の磁化方向は海山形成時の平均的な双極子磁場の方向を示すものと考えられることから、このような西偏磁化は海山形成以後の反時計まわりの回転運動を示唆するものと思われる。このような西偏磁化は南大東島の磁気異常の解析結果と調査的である(西村ほか, 1980)。今、これらの海山の磁化ベクトルの偏角を回転を受ける以前の状態にまでもどすこととする。その場合には、それぞれA-AO, F-FO, G-GOで示す曲線にそって古地磁気極が移動し、偏角0°の場合にAO, FO, GOで示す位置となる。特に注目すべき点はそれらの曲線が白亜紀以降の古地磁気極の移動曲線とほぼ85Maから75Maにかけて交差していることで、これらの海山がこの時期から回転運動を受けたものとおもわれる。回転角度は還暦海山で56度、不老海山で45度、西恒星海山で35度となる。西恒星海山は地形的には九州-パラオ海嶺に含まれるが、古地磁気的には長寿海山群との共通点が認められることから、回転運動によって九州-パラオ海嶺と接することになったものと推察される。以上のような回転運動のテクニクな意義についてはまだ議論の多いところであるが、南大東海盆の形成機構と深く関連するものであると推察される。南大東海盆は地震探査や重力異常の特徴から地殻には大陸性地殻の存在が推察される。北大東海嶺もまた大陸性地殻からなる海嶺である。一方南大東海嶺は大陸性地殻からなる海嶺であるとする説と、かつての拡大海嶺であるとする考えがあり、その深部地殻の構造についてはまだ十分な調査がなされているとはいえないが、地磁気異常の分布などからは拡大海嶺とみなすよりも、大陸性地殻からなる海嶺と考えたほうが自然であろう(春日ほか, 1986)。

このように考えると、南北の大東海嶺はかつて連続した海台であり、南大東海盆は背弧海盆の拡大により形成された縁海であるものと推察される。この場合グループAの海山は背弧海盆の拡大時に回転運動を受けたものと推察される。いずれにしても、今回の解析結果は、今まで予想されていた西フィリピン海盆の時計回り方向の回転ではなく、それとは逆の反時計回りの回転運動の存在を示唆しており、同海盆の成因を考え

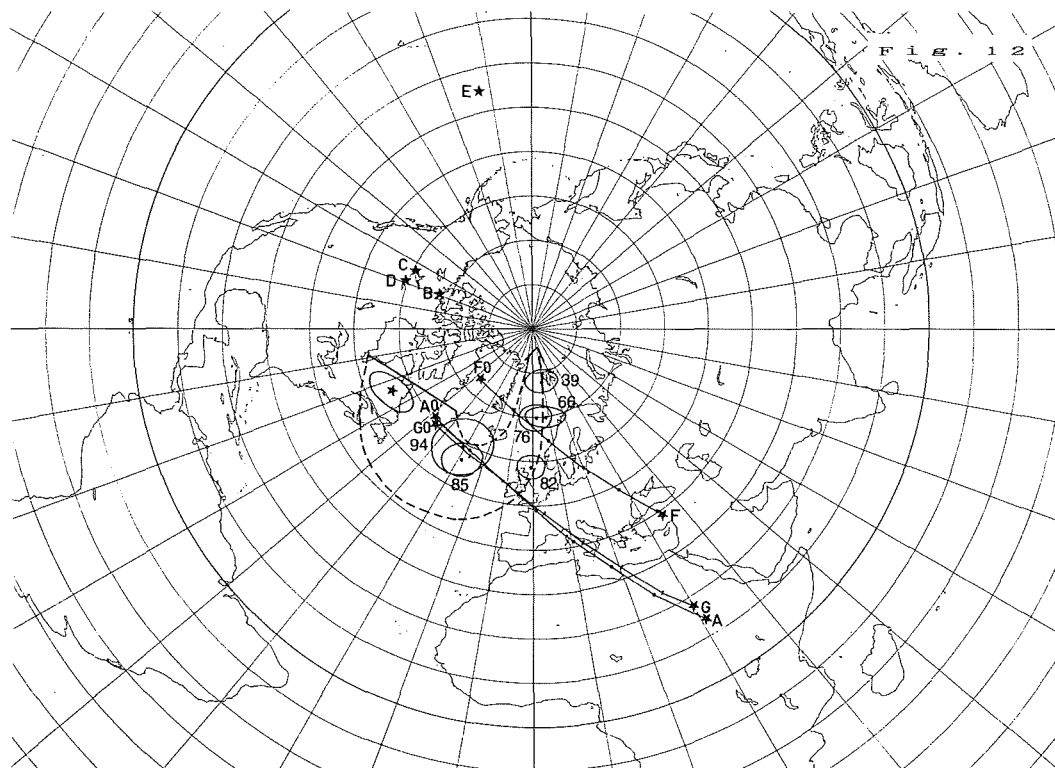


Figure 12. Paleomagnetic pole of seamounts in the Minami Daito basin.

Mean paleomagnetic pole calculated from seamounts in the Western Pacific (Sager and Pringle, 1988) are shown by ellipsoid with figures of mean age. Abbreviations A to F correspond to seamounts in Table 1. F0, A0, G0 mean paleomagnetic poles when the declination of magnetization vectors are assumed to be 0°

るうえで重要な意義を有するものと考えられる。今後はコア・ボーリング等による岩石資料の採取とその放射年代や磁化方位の決定等により、ここで述べた回転テクトニクスを検証する必要がある。

一方、グループBの海山の古地磁気極の位置は現在の双極子磁場から求めた磁極の位置と比較的よく一致する。これらの海山の磁化強度は $2-3\text{A/m}$ と小さいことから、これらの海山の磁化の原因としては残留磁化よりもむしろ誘導磁化の影響が大きいものと推察される。

5. 結 論

本論文では大東海嶺周辺の7個の海山の磁気異常解析とそれから求めた古地磁気極について述べた。これらの結果から以下の結論が得られた。

(1) 今回の解析した海山は形成後、回転運動を受けたと思われる還暦、不老、西恒星の各海山と磁化強度が弱く、正帯磁を示す翁、喜寿、古稀、及びDaito-Eに区分される。このことは、これらの海山を形成した二つの火成活動の存在を示唆する。

(2) 西恒星海山は逆向き磁化を有するが、古地磁気極の位置は還暦海山、不老海山のそれとほぼ同じ位置をしめす。これらの古地磁気極の位置は太平洋の海山から求めたジュラ紀以降の古地磁気極の移動曲線か

ら大きくずれている。この原因として上記の海山が形成後反時計回りに40-50°回転したためであろうと考えられる。

(3) 上記以外の翁, 喜寿, 古稀海山の古地磁気極は現在の双極子磁場の磁極に近く, これらが, 西フィリピン海盆の北上後に形成されたか, もしくは残留磁化が弱く, 誘導磁化が卓越するためにこのような古地磁気極の位置を示すものと推察される。

(4) 還暦海山と不老海山は赤道以南で形成されその後30°近く北へ移動したと考えられる。この結果は深海掘削により推定された北方移動と調和的である。

参 考 文 献

- Harrison, C. G. A.,: A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, p.349-357, (1971)
- Harrison, C. G. A., R. D. Jarrard, V. Vacquier, and R. L. Larson, Palaeomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, p.859-882, (1975)
- Hildebrand, J. A. and Parker, R. L.,: Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts revisited, *J. Geophys. Res.*, 92, 12695-12712, (1987)
- 岩淵 洋, 永野真男, 桂 忠彦: 大東海嶺周辺海域の地質構造発達史, 水路部研究報告, 21, p.49-64, (1986)
- 春日 茂, 小山 薫, 金子康江: 大東海嶺周辺海域の地磁気・重力異常, 水路部研究報告, 21, p.65-76, (1986)
- 春日 茂, 岩淵 洋, 加藤 茂, 四国海盆・西マリアナ海盆接続部における海底調査成果, 水路部研究報告, 22, p.113-134, (1987)
- Kinoshita, H.,: Paleomagnetism of sediment cores from Deep Sea Drilling Project Leg 58, Philippine Sea. *Init.Repts. DSDP*, 58, p.765-768, Washington, (1980)
- 西村博次, 兵頭政幸, 井口博夫, 伊勢崎修弘, 安川克己: 南大東島での磁気異常(航空磁気測定の結語から), 磁場精密測定一技術的問題克服への努力と地球物理学への貢献, p.157-170, (1980)
- 水野篤行, 奥田義久, 玉木賢策: 大東海嶺群域の地質とその起源に関する問題, 琉球列島の地質学的研究 1, p.177-198, (1976)
- Sager, W. W., and Pringle, M. S.,: Mid-Cretaceous to early Tertiary apparent polar wander path of the Pacific plate, *J. Geophys. Res.*, 93, 11753-11772, (1988)
- 瀬野徹三, 丸山茂徳: フィリピン海のテクトニクス, 地学雑誌, 94, p.141-155, (1985)
- Shiki T., Mizuno A., Kobayashi K.,: Data listing of the bottom materials dredged and cored from the Northern Philippine Sea, *Geology of the Northern Philippine Sea*, Tokai univ. press., p.23-47, (1985)
- Talwani, M., Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 30, p.797-817, (1965)
- 徳山英一: 北フィリピン海の四国海盆と大東海嶺域の海洋地質と海底殻構造, 東京大学海洋研究所, 博士論文, p.1-384, (1983)
- Uyeda, S. and Richards, M. L.,: Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, p.179-213, (1966)
- Uyeda, S. and Z. Ben-Arraham, Origin and development of the philippine sea, *Nature (Phys. Sci.)* 40, p.176-178, (1972)

CORRECTION TO THE ARGUMENT OF WATTS' MOON LIMB CHARTS OBTAINED FROM THE LUNAR OCCULTATION OF MARS IN 1986†

Mitsuo Kawada* and Yoshio Kubo*

Abstract

Clear silhouettes of the Moon's limb with the planet for a background is seen on the photographs of the lunar occultation of Mars in 1986 taken at Bisei Hydrographic Observatory. Analyzing them, the correction to one of the arguments, position angle, of the Watts' Moon limb charts is obtained as -0.11° .

Key words : Lunar occultation, Moon's limb profile

1. Introduction

Correction for the irregularity of the Moon's limb is important in reductions of lunar occultation timing data and usually the Moon's limb profile charts by Watts (1963) is used for this purpose. It is reported, however, that one of the arguments, position angle from the central meridian of the Moon, for entry to the charts has an error, i.e. about 0.2° should be added to the true angle at every point on the limb when consulting the charts (e.g. Appleby and Morrison, 1983). Since this considerably affects on the result of reductions of lunar occultation observations, it is necessary to verify the fact by as many means as possible.

Some photographs of the lunar occultation of Mars were taken at Bisei Hydrographic Observatory on July 20, 1986 (Kenmotsu et al., 1986). They give clear profiles of the Moon's limb in silhouette with Mars as a background. Since the positions of the Moon and Mars are known with the accuracy of $0.1''$, the position angle for each point on the profile shown in silhouette could be determined with the accuracy of $0.1'' / (\text{semi-diameter of the Moon})$ or 0.006° . Using this a determination of the amount of the correction to the position angle of the Watts' charts is made.

The present article gives a brief outline of the process and the results of the reduction of this photographic data.

2. Configuration of the Mars and the Moon's limb at the time of phenomenon

For some instants during the phenomenon of the occultation, the topocentric position of the Moon and Mars are computed based on the Ephemeris. The rigorous formulae for the computation of the topocentric positions are employed. In the computation the following correction is applied to the Moon's center obtained from the Ephemeris :

† Received 30th November 1989

* 航法測地課 : Geodesy and Geophysics Div.

$$\Delta\lambda = +0.38'', \quad \Delta\beta = -0.20''.$$

These are mainly due to the difference between the figure- and mass-centers of the Moon and found from the observations of occultations of stars made by the Hydrographic Department of Japan (1989).

Then the position angle χ and distance σ of the center of Mars with respect to the Moon's center as seen from the observation site are computed using the following formulae :

$$\sin\sigma \sin\chi = \cos\delta_{\sigma} \sin(\alpha_{\sigma} - \alpha_{\zeta}),$$

$$\sin\sigma \cos\chi = \sin\delta_{\sigma} \cos\delta_{\zeta} - \cos\delta_{\sigma} \sin\delta_{\zeta} \cos(\alpha_{\sigma} - \alpha_{\zeta}),$$

$$\cos\sigma = \sin\delta_{\sigma} \sin\delta_{\zeta} + \cos\delta_{\sigma} \cos\delta_{\zeta} \cos(\alpha_{\sigma} - \alpha_{\zeta}),$$

where α_{ζ} , α_{σ} , δ_{ζ} and δ_{σ} are the topocentric right ascensions and declinations of the Moon and Mars, respectively.

The angular distance from the center to the mean surface of the Moon s_{ζ} or the topocentric semi-diameter of the Moon is given by

$$s_{\zeta} = \sin^{-1}(k/r_{\zeta}),$$

where $k(=0.2725026)$ is the radius of the Moon in unit of the equatorial radius of the Earth and r_{ζ} is the topocentric distance of the Moon. Semi-diameter of Mars s_{σ} is also taken from the Ephemeris.

All the computed values at an epoch near the middle of the phenomenon adopted for comparison with a photograph are shown in Table 1.

Table 1. Topocentric positions etc. of the Moon and Mars

time(UTC)		α	δ	r	χ	σ	s
1986 July 20							
h m s		h m s	° ' "	a_e	°	"	"
11 39 08	Moon	19 05 48.324	-28 23 30.01	56.340989	96.83	1000.29	997.64
	Mars	19 07 03.612	-28 25 27.76	9492.493			11.56

3. Comparison with the photograph and the obtained correction

Then an enlarged map of Mars and that portion of the Moon's limb where the planet dives into the Moon is drawn for the adopted epoch (Figure 1) and it is compared with the photograph taken at the same instant (Figure 2). The argument along the Moon's limb in Figure 1 is

$$\Pi = \chi - C,$$

where C is the topocentric position angle of the direction of the central meridian of the Moon. Π corresponds to the so called Watts' angle. The profile of the limb in Figure 1 is drawn according to the Watts' charts with the above Π as the argument for entry to the charts without any modification.

We notice that the map and the photograph show a resemblance each other, i.e. some common features are seen both in the map and the photograph. A detailed comparison between them gives the result that the position angle of the Watts' charts is larger than the true value by 0.11° . In other words, the above computed Π plus 0.11° should be used as the argument when Watts' charts are consulted.

Of course we can only say from the present consideration that the above value of correction is valid in the vicinity of the portion of the limb where the phenomenon occurred. However the value is nearly

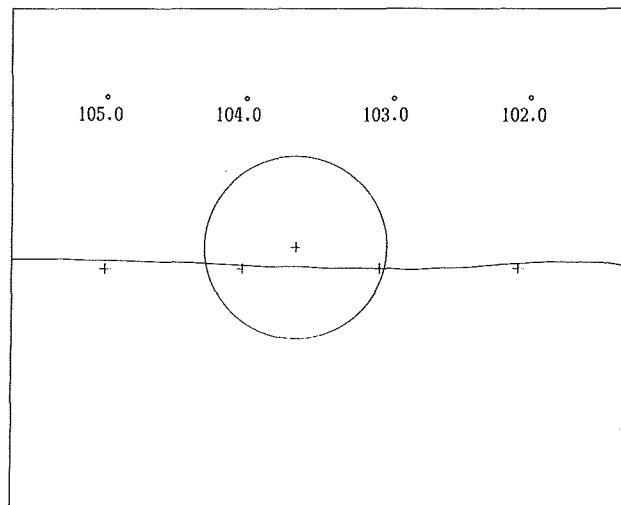


Figure 1 . Computed configuration of Mars and the Moon's limb seen from the Bisei Hydrographic Observatory at 11^h 39^m 08^s UTC, 20 July 1986.



Figure 2 . Photograph of the lunar occultation of Mars taken at the same instant as Figure 1.

accordance with those by the preceding studies. Analyses of many other phenomena of occultations of planets are desirable in order to draw a more reliable conclusion.

References

- Appleby, G.M. and L.V. Morrison : Mon. Not. R. Astr. Soc., 205, 57. (1983)
Hydrogr. Dept. Japan : Japanese Ephemeris for 1990, p.501. (1989)
Kenmotsu, K., S. Fuchinoue and T. Miyake : private communications. (1986)
Watts, C. B. : Astr. Pap. Amer. Eph., 17. (1693)

1986年の火星食から求めたワッツ月縁図の位置角の改正量 (要旨)

川田光男・久保良雄

1986年7月20日に美星水路観測所で撮影された火星食の写真を解析し、従来言われてきたワッツの月縁図の位置角引数の誤差の調査を行った。その結果、これまで報告されていた値に近い -0.11° という改正量が得られた。

推定速度補正追尾方式とそれによる物理量の測定†

小野房吉*

RATE ESTIMATION BY CORRECTIVE TRACKING METHOD AND DETERMINATION OF PHYSICAL QUANTITIES BASED ON THIS PRINCIPLE†

Fusakichi Ono*

Abstract

This paper will describe a measuring system operating on the principle of the captioned method of rate estimation, whereby estimated values of the quantities of data being continuously collected on a chronological basis are caused to track, in real time, the average values of measurement obtained on the same data. The discussions will also cover examples of actual measurements made by using this measuring system.

The principle of tracking used for closing the difference between estimated and averaged measured values consists in a process in which, as a first step, an estimated value is compared with the measured value corresponding to it. If there is variance between them which is greater than a prescribed magnitude, the two values are regarded as equal to each other; thus, estimated value = measured value. In the following step, the next measured value is deducted by the estimated value obtained in the first step; and the difference that results is multiplied by a correction factor assigned with a value considered appropriate for approximation purposes. This product of multiplication is then added to prior estimated value to correct it for the variance. In the third and, further, in each of the steps that follows, the same process of calculation is made to obtain a series of such corrections while the estimated value will close on the average measured value corresponding to it, each successive step producing an effect of correction achieved by tracking. As soon as a state of constancy is attained, an estimated value can be regarded and used as a measured value corresponding to it. This method has a feature in that the precision of measurement can be enhanced to the extent to which the correction factor used is made smaller.

When targeted quantity of measurement is shifting over time, the tracking can become infeasible if the correction factor used is too small in value to be able to negotiate the rate of change encountered. In such a case, the rate of change in the quantity of measurement must first be estimated by making estimated rates of change track the averaged difference between two values obtained from two consecutive measurements and, then, by adding the estimated rate of change thus obtained to the estimated value in question, prior to it. Provided this procedure of correction is observed, an estimated

† Received 30th November 1989

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

value can reasonably track a shifting quantity of measurement even in the case where a shifting quantity of measurement even in the case where a small-in-value correction factor is used.

In the case of data that associate with pronounced pulsated noises occuring infrequently, a tracking system not susceptible to such changes in noise level can be structured if and when estimated values are corrected by using a factor standardized to a unit constant, with the difference between measured and estimated value noted only for the sign that results.

This procedure was tried in various simulations, using old data of measurement from the Loran-C, Acoustic Log, Terrestrial magnetism and Infrared Emission Temperature Gage. The finding, in each case, was that the accuracy of measurement was higher by a factor of 10 to 100.

1. まえがき

最近では、物理量の測定データは電子計算機で処理する利便を考慮してデジタルデータとして集録されることが普通となっている。しかも時間分解能を上げるためにサンプリング間隔を細かくとる結果、膨大なデータが蓄積される。こうしたデータの解析で高分解能を要求するとき必ず問題となるのが誤差による取得データのバラツキである。時系列で連続的に大量に取得される測定データに誤差によるバラツキがある場合、個々のデータは真値とは掛離れており、そのままの利用は不都合であるから、従来何等かのデータ処理を行って精度を上げる工夫がなされた。一般的データ処理手法は移動平均であった。

しかし、移動平均は低頻度でしばしば混入する強大なパルス性雑音による系統誤差の発生、原理的に処理結果の時間的対応が最終データ時刻に対応しない等の問題のためオンライン測定には適当ではなかった。この問題を解消するため表題の方式を考案し、実データに適用してみた。

この提案の方式は、適当に与えるその物理量の推定値と測定値を比較し、結果の正負によって推定値を逐次加減補正する。補正定数は、データの性質によって微小定数又は比較結果に微小定数を乗じたものである。補正定数の大小によって測定最小分解能が選択できる。測定物理量が変化するとき、補正定数が小さい場合は追尾性能不足が問題となるが、平均変化速度を追尾補正係数に付加することでいくらかでも追尾性能を上げることができ、変化する物理量の測定も可能である。

従来、雑音を含む大量データの処理手法については、種々の方法が提案され実行されてきたが、筆者のテスト結果によればこの提案の方法は、最も簡単でもっとも良好な結果を示した。以下、原理と種々のデータの適用例について報告する。

2. 原 理

2.1 測定量の時間的変化が無い、極めて緩慢の場合

連続的に得られるデジタルデータの一次測定値列を $a_1, a_2, a_3, \dots$ とする。これに対し推定値列を $b_1, b_2, b_3, \dots$ とし、最初の推定値 b_1 を最初の測定値 a_1 と等しくとる。すなわち、 $c = \text{const}$ としたとき

$$b_1 = a_1 \quad |a_1 - b_1| > c \quad (1)$$

次の測定値 a_2 で以下のように b_1 を修正し b_2 を得る

$$b_2 = b_1 + (a_2 - b_1) \cdot d \quad (2)$$

以下順次

$$b_3 = b_2 + (a_3 - b_2) \cdot d \quad (3)$$

.....

ここで d は微小定数

このように、測定値毎に推定値 b の修正を繰返すと d が適当な値のとき、定常状態で示す b の値は測定量 a のほぼ平均の最確値を示す。以上がこの方法の原理である。

測定値列の中に強大なパルス性雑音が予測される場合は、括弧内の値をそのまま用いず符号のみを参照し、定数補正することとすれば雑音パルスの高さによる乱れの生じない測定系が構成できる。すなわち、

$$b_2 = b_1 + \text{SGN}(a_2 - b_1) \cdot d \quad (2')$$

$$b_3 = b_2 + \text{SGN}(a_3 - b_2) \cdot d \quad (3')$$

こうすると括弧内の絶対値の大きさは関係なくなり、補正がすべて正か負の単位定数または零に標準化されて実行される。(ここで SGN は $(a_2 - a_1)$ 内を ± 1 に標準化することを意味する)

さて、以上の式では、測定量の真値の変化がないか、極めて緩慢の場合適用できるが、測定量が時間的に変化する場合は、定数 d がその変化速度より小さいとき b が測定値の変化に追尾できない。その場合は以下の方法で対処する。

2.2 測定量の変化がある場合

測定値の変化の平均速度 v を推定する方式。すなわち、

v_0 を直前の推定速度としたとき

$$v_1 = v_0 + (a_2 - a_1 - v_0) \cdot d \quad (5)$$

この式で v_1 は、定常状態で測定値 a の平均的な変化速度に追尾するから、この v_1 を(2)、(3)式に付加し、

$$b_2 = b_1 + v_1(a_2 - b_1) \cdot d \quad (6)$$

とすれば、変化する測定量の測定にも利用できる。

同様に速度が変化する場合、つまり測定量が加速度的に変化する場合にも、さらに加速度を推定することとすれば追尾可能な測定系を構成できる。

2.3 シミュレーション

パルス性雑音および平均的に一定の開きのある測定値 0_1 , 0_2 の差の最確値を従来の移動平均と本方式で求めた計算例を第1表に掲げた。 0_2 の欄にある3.5, 0.7, 2.6等がパルス性雑音である。 DB_1 は $(0_1 - 0_2)$, DB_2 は 0_1 , 0_2 の差の移動平均値, DB_3 が本方式による DB_1 の最確値。

これを見ると従来の移動平均では、パルス性雑音が入るとそれにより系統的な誤差が生じることが明らかであるが、本方式では殆どその影響を受けていないことが分かる。

Table 1. An example of the computation by pseudo data.

Symbol ;

 O_1, O_2 : Pseudo data. DB_1 : Difference between O_1 and O_2 . DB_2 : Running mean of the DB_1 . DB_3 : Difference between O_1 and O_2 in this method.

O_1	O_2	DB_1	DB_2	DB_3
12.8	10.8	2.0		2.0
12.7	10.9	1.8		1.9
12.6	10.5	2.1		2.0
13.1	10.7	2.4		2.1
12.1	10.5	1.7	1.7	2.0
13.1	11.1	2.0	1.7	2.0
13.7	11.6	2.1	1.8	2.1
12.3	11.1	1.2	1.6	2.0
12.0	11.7	0.3	2.5	1.9
13.5	11.6	1.9	2.4	1.9
13.5	11.2	2.3	2.4	2.0
12.5	12.0	0.5	2.4	1.9
13.8	3.5	10.3	2.5	2.0
12.3	11.3	1.0	2.7	1.9
13.2	11.1	2.1	2.7	2.0
13.7	11.5	2.2	2.8	2.1
12.7	10.5	2.2	3.0	2.2
13.6	11.4	2.2	3.3	2.2
12.4	11.2	1.2	3.5	2.1
13.5	10.0	3.5	3.3	2.2
13.3	10.7	2.6	3.3	2.3
13.1	0.7	12.4	3.3	2.4
13.8	10.9	2.9	3.3	2.5
12.6	11.7	0.9	3.4	2.4
12.6	10.7	1.9	3.2	2.3
12.9	11.0	1.9	3.0	2.2
13.6	10.9	2.7	2.9	2.3
13.6	11.6	2.0	2.7	2.2
12.8	11.6	1.2	2.8	2.1
12.3	11.1	1.2	2.9	2.0
13.5	2.6	10.9	3.0	2.1
13.2	11.9	1.3	3.0	2.0
12.8	10.5	2.3	3.1	2.1
13.2	11.0	2.2		2.2
13.6	10.6	3.0		2.3
13.1	10.3	2.8		2.4
13.4	11.0	2.4		2.4

3. ロランCデータの適用例

現在市販のロランC受信機の測定最小分解能は 0.1μ である。この分解能を一桁以上改善したい。そこで本方式を実測データに適用しシミュレーションを行ったのが第2表である。表中TDW, TDX, TDY, TDZは測定生データWav, Xav, Yav, Zavは本方式による処理結果, Wdop, Xdop, Ydop, Zdop本方式で処理した測定値の平均変化速度である。これを見ると明らかに分解能が10倍以上に向上していることが分かる。また短時間の測定データから速度, つまり受信点の移動に伴うドップラー周波数が従来のように, 長い時間々隔をとらなくても 11×10^{-10} 程度で分解できていることが分かる。

Table 2. An example of the arrival time and same difference value measured by Loran-C waves.

Symbol :

TDW, TDY, TDY : Low data by W,X and Y Stations.

Wav, Xav, Yav : Averasing value by TDW, TDX and TDY in this method.

Wdop, Xdop, Ydop : Valiation value by TDW, TDX and TDY in this method.

ニチシ [°]	TDW	Wav	Wdop	TDX	Xav	Xdop	TDY	Yav	Ydop
87/09/0713:09:00	18366.4	6.44-0.036	38326.8	6.79	0.017	60520.4	0.28	0.092	
87/09/0713:09:03	18366.4	6.40-0.035	38326.8	6.81	0.017	60520.5	0.39	0.093	
87/09/0713:09:06	18366.3	6.36-0.036	38326.8	6.82	0.017	60520.6	0.50	0.093	
87/09/0713:09:09	18366.3	6.31-0.036	38326.8	6.83	0.016	60520.7	0.60	0.093	
87/09/0713:09:12	18366.3	6.27-0.038	38326.9	6.84	0.015	60520.8	0.71	0.094	
87/09/0713:09:15	18366.2	6.24-0.038	38326.8	6.86	0.015	60520.9	0.81	0.094	
87/09/0713:09:18	18366.1	6.19-0.037	38326.8	6.87	0.016	60521.0	0.92	0.095	
87/09/0713:09:21	18366.1	6.14-0.038	38326.8	6.86	0.014	60521.1	1.02	0.095	
87/09/0713:09:24	18366.1	6.09-0.040	38326.9	6.86	0.013	60521.2	1.13	0.096	
87/09/0713:09:27	18366.0	6.05-0.041	38326.9	6.88	0.011	60521.2	1.23	0.096	
87/09/0713:09:30	18366.0	6.00-0.040	38326.9	6.90	0.012	60521.3	1.32	0.096	
87/09/0713:09:33	18366.0	5.96-0.041	38326.9	6.91	0.013	60521.4	1.40	0.094	
87/09/0713:09:36	18366.0	5.93-0.041	38326.9	6.92	0.013	60521.5	1.49	0.093	
87/09/0713:09:39	18366.0	5.90-0.040	38326.9	6.93	0.013	60521.6	1.58	0.092	
87/09/0713:09:42	18365.9	5.89-0.038	38326.9	6.94	0.012	60521.7	1.67	0.092	
87/09/0713:09:45	18365.9	5.85-0.036	38327.0	6.94	0.012	60521.8	1.77	0.092	
87/09/0713:09:48	18365.9	5.82-0.036	38327.0	6.96	0.011	60521.9	1.86	0.092	
87/09/0713:09:51	18365.8	5.80-0.035	38327.0	6.98	0.012	60521.9	1.96	0.092	
87/09/0713:09:54	18365.8	5.77-0.034	38327.0	7.00	0.013	60522.0	2.04	0.093	
87/09/0713:09:57	18365.8	5.74-0.034	38327.0	7.01	0.014	60522.1	2.12	0.091	
87/09/0713:10:00	18365.7	5.71-0.034	38327.0	7.02	0.013	60522.2	2.21	0.090	
87/09/0713:10:03	18365.7	5.68-0.033	38327.0	7.03	0.013	60522.3	2.29	0.089	
87/09/0713:10:06	18365.7	5.65-0.034	38327.0	7.03	0.012	60522.4	2.38	0.089	
87/09/0713:10:09	18365.6	5.62-0.033	38327.0	7.04	0.012	60522.5	2.48	0.089	
87/09/0713:10:12	18365.5	5.58-0.032	38327.0	7.04	0.011	60522.6	2.57	0.090	
87/09/0713:10:15	18365.5	5.53-0.033	38327.0	7.04	0.010	60522.7	2.67	0.090	
87/09/0713:10:18	18365.4	5.49-0.036	38327.1	7.04	0.009	60522.8	2.76	0.091	
87/09/0713:10:21	18365.4	5.43-0.036	38327.1	7.06	0.008	60522.8	2.86	0.091	
87/09/0713:10:24	18365.4	5.39-0.038	38327.1	7.08	0.010	60522.9	2.94	0.092	
87/09/0713:10:27	18365.4	5.35-0.039	38327.1	7.10	0.011	60523.1	3.02	0.090	
87/09/0713:10:30	18365.3	5.32-0.038	38327.1	7.11	0.011	60523.2	3.12	0.089	
87/09/0713:10:33	18365.3	5.28-0.037	38327.1	7.12	0.011	60523.3	3.23	0.091	
87/09/0713:10:36	18365.3	5.25-0.038	38327.1	7.12	0.011	60523.4	3.34	0.093	
87/09/0713:10:39	18365.2	5.22-0.037	38327.1	7.13	0.011	60523.5	3.44	0.094	
87/09/0713:10:42	18365.2	5.18-0.036	38327.2	7.13	0.010	60523.5	3.55	0.095	
87/09/0713:10:45	18365.1	5.15-0.036	38327.1	7.16	0.010	60523.7	3.63	0.096	
87/09/0713:10:48	18365.1	5.10-0.036	38327.1	7.16	0.011	60523.8	3.73	0.094	
87/09/0713:10:51	18365.0	5.06-0.037	38327.1	7.15	0.010	60523.9	3.84	0.095	
87/09/0713:10:54	18365.0	5.01-0.037	38327.2	7.15	0.008	60524.0	3.95	0.097	
87/09/0713:10:57	18364.9	4.97-0.039	38327.2	7.17	0.007	60524.1	4.05	0.097	
87/09/0713:11:00	18364.8	4.92-0.039	38327.2	7.18	0.009	60524.1	4.16	0.098	
87/09/0713:11:03	18364.9	4.85-0.040	38327.2	7.20	0.010	60524.2	4.24	0.098	
87/09/0713:11:06	18364.8	4.82-0.043	38327.3	7.21	0.010	60524.3	4.33	0.096	
87/09/0713:11:09	18364.8	4.78-0.041	38327.3	7.23	0.010	60524.4	4.41	0.095	
87/09/0713:11:12	18364.8	4.74-0.041	38327.3	7.26	0.012	60524.6	4.50	0.094	
87/09/0713:11:15	18364.8	4.71-0.041	38327.3	7.28	0.013	60524.6	4.60	0.094	
87/09/0713:11:18	18364.8	4.69-0.039	38327.3	7.30	0.014	60524.7	4.69	0.094	
87/09/0713:11:21	18364.7	4.68-0.037	38327.3	7.31	0.014	60524.8	4.79	0.094	
87/09/0713:11:24	18364.7	4.64-0.035	38327.3	7.32	0.014	60524.9	4.88	0.094	
87/09/0713:11:27	18364.7	4.62-0.035	38327.4	7.33	0.013	60525.0	4.98	0.094	
87/09/0713:11:30	18364.6	4.60-0.034	38327.4	7.35	0.012	60525.1	5.08	0.095	
87/09/0713:11:33	18364.6	4.56-0.032	38327.4	7.37	0.014	60525.1	5.18	0.095	
87/09/0713:11:36	18364.6	4.54-0.033	38327.4	7.39	0.015	60525.2	5.26	0.095	
87/09/0713:11:39	18364.5	4.51-0.033	38327.4	7.41	0.015	60525.3	5.34	0.093	
87/09/0713:11:42	18364.5	4.48-0.032	38327.4	7.42	0.015	60525.4	5.42	0.092	
87/09/0713:11:45	18364.5	4.44-0.033	38327.4	7.43	0.014	60525.5	5.51	0.091	

4. 赤外線放射温度計データへの適用例

水路部では、海面温度を航空機上から赤外線放射温度計で測定し業務の能率化を図っている。この温度計の分解能は 0.1°C であるが、実際の測定値は種々の原因で誤差を生じ $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 程度のランダム変動がある。そこで、何等かの平滑化処理により精度を向上させる必要があり、従来はデータを一旦事務所に持帰りオフラインで処理して精度を確保していた。このため、機上でオンラインで処理することが業務能率の向上のため焦眉の急であった。このデータに本方式を適用しシミュレーションを行ってみたのが第1図である。海面の温度は特定の狭い海域では、大きな変化はないが汐目では数度の温度差があることがあり、この変化を高速で移動する航空機上で、遅滞なく追尾できることが処理プログラムの不可欠の要件である。結果を見ると平亘部のバラツキが殆どなくなり、しかもステップ状の温度変化点でも、変化によく追尾していることが分る。

従来の移動平均で精度を上げようとして平均時間を長くすると、変化点でのフィッティングが極端に悪くなり、実用的なオンライン処理方式は構成できなかった。

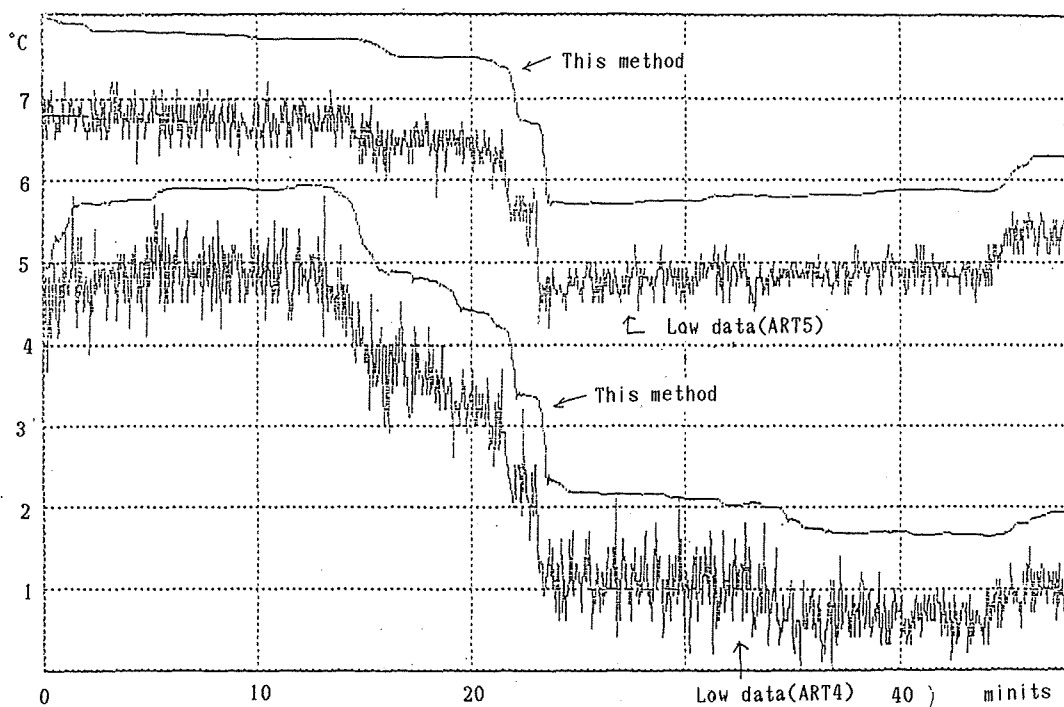


Figure 1. Application example of the temperature measured by the Infrared Thermometer

5. プロトン磁力計データへの適用例

第2図は和歌山県太地での地磁気測定データに適用した結果である。このデータは緩やかな日周変動をすることが特徴である。したがって、この他の変動成分があるとすればそれは大部分誤差と考えてよい。図の生データを見ると一方に偏した鋭い鋸歯状の変化と緩やかな変化が混じって見える。真値とは程違いパルス性ノイズの存在が明らかである。このデータを取得した観測者の報告では、この雑音時刻と遙か遠方を走るJR電車の通過が対応しているとのことであった。この様な人間の目が前後のデータから判断して明らかな誤

差が、従来の数値処理ではなかなか巧く処理できなかった。しきい値を設けゲート処理で明らかに誤差と分るパルス性ノイズを除くことが苦肉の策としてしばしば採用されたが、しきい値の選定が難しく不満を残す結果しか得られていない。本方式を適用すると特別なノイズ対策を講じる事なく、パルスのパワーを考慮しないためノイズが除去され日周変化が見事に再現されている。

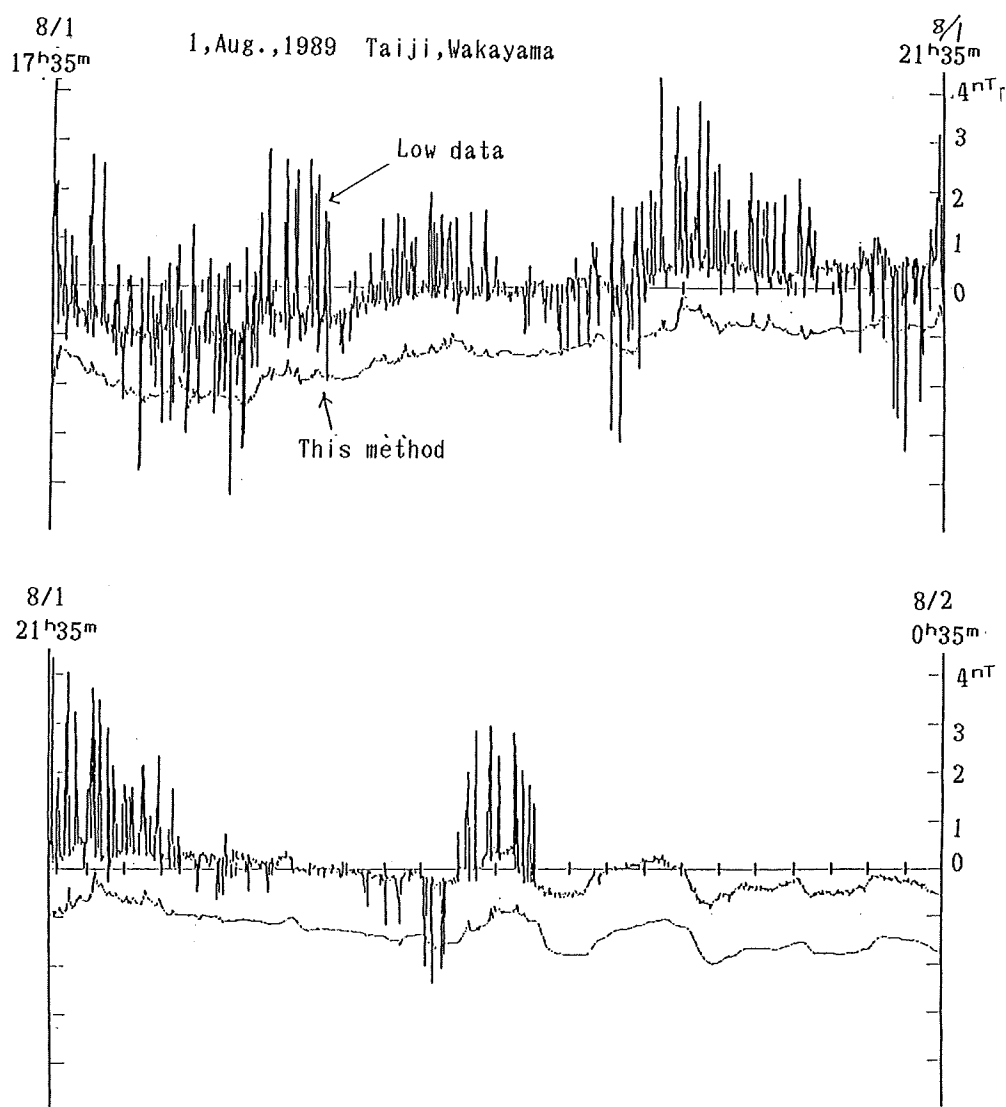


Figure 2. Application example of the magnetic field measured by the Proton Magnetometer.

6. ADCP (超音波流速計) データへの適用例

ADCPは音波ログによる対水速度と電波航法測位による対地速度の差として水の流れを測定する装置であるが、従来の装置ではそれぞれの速度の平均処理手法が必ずしも適切ではなく、船舶の動揺やコースの変更により精度の低下が生じていた。そこで本方式をデータ処理に適用すると、流れを算出する計算処理過程が

単純化されるとともにS/Nの向上が期待できる。

ジャイロコンパスにより測定される船首方位、音波ログによる対水速度、航法電波による対地速度、同じく航法電波による進行方向をそれぞれ Z_H , V_W , V_G , Z_G とするとそれぞれの測地座標に対する東西南北成分

V_{WN} , V_{WE} , V_{GN} , V_{GE} は

$$\left. \begin{aligned} V_{WN} &= V_W \cdot \cos Z_H \\ V_{WE} &= V_W \cdot \sin Z_H \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} V_{GN} &= V_G \cdot \cos Z_G \\ V_{GE} &= V_G \cdot \sin Z_G \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

これから流れ成分 V_{CN} , V_{CE} は

$$\left. \begin{aligned} V_{CN} &= V_{GN} - V_{WN} \\ V_{CE} &= V_{GE} - V_{WE} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

流れの絶対値 V_C は

$$V_C = \sqrt{V_{CN}^2 + V_{CE}^2} \quad (10)$$

流れの方向 Z_C は

$$\theta = \cos^{-1} (V_{CN}/V_C) \quad (11)$$

$$Z_C = \theta \quad V_{CE} > 0$$

$$Z_C = 2\pi - \theta \quad V_{CE} < 0$$

で流れが求まるが、一般に測定される素データは相当にバラついていてそのままでは精度のよい流速測定が困難であるから、従来はそれぞれの素データを一旦メモリに蓄積し移動平均を行ったデータに対し以上の計算を実行した。この方法では無処理の素データから直接(8)式まで求め(9)式の段階で本方式を適用する。

すなわち、(9)式を書換えて

$$\left. \begin{aligned} \Delta_N &= V_{GN} - (V_{WN} + V_{CN}) \\ \Delta_E &= V_{GE} - (V_{WE} + V_{CE}) \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

とするとこれが"0"になるように V_{CN} , V_{CE} を決定しているが、このときの V_{CN} , V_{CE} として推定値を代入することとする。すなわち第1回目のデータについて

$$\left. \begin{aligned} \Delta_{N1} &= V_{GN1} - (V_{WN1} + V_{CN1}) \\ \Delta_{E1} &= V_{GE1} - (V_{WE1} + V_{CE1}) \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

を計算、この符号によって

$$\left. \begin{aligned} V_{CN2} &= V_{CN1} + (+1 \times \Delta_N) & \Delta_{N1} > 0 \\ V_{CN2} &= V_{CN1} + (0 \times \Delta_N) & \Delta_{N1} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

$$\left. \begin{aligned} V_{CN2} &= V_{CN1} + (-1 \times \Delta_N) & \Delta_{N1} < 0 \\ V_{CE2} &= V_{CE1} + (+1 \times \Delta_E) & \Delta_{E1} > 0 \\ V_{CE2} &= V_{CE1} + (0 \times \Delta_E) & \Delta_{E1} = 0 \\ V_{CE2} &= V_{CE1} + (-1 \times \Delta_E) & \Delta_{E1} < 0 \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

と V_{CN} , V_{CE} を修正する。ここでは(14), (15)式はプログラム言語BASICの記法に従えば

$$V_{CN2} = V_{CN1} + \text{SGN}(\Delta_{N1}) \quad (14')$$

$$V_{CE2} = V_{CE1} + \text{SGN}(\Delta_{E1}) \quad (15')$$

の2行でよい。次に2回目のデータについて(13)~(15)式を繰返す。こうしてこの計算をデータ毎に細返すと

定常状態における V_{CN} , V_{CE} が流れの測地座標に対する速度成分となる。これから流れの絶対値は推定値の修正計算毎に次式で求めておく。

$$V_{Ci} = \sqrt{V_{Cni}^2 + V_{CEi}^2} \quad (16)$$

流れの方向 Z_{Ci} は

$$\theta = \cos^{-1} (V_{Cni}/V_{Ci})$$

$$Z_{Ci} = \theta \quad V_{CEi} > 0, \quad Z_{Ci} = 2\pi - \theta \quad V_{CEi} < 0$$

ここで ΔB が測定最小分解能より小さく設定されていれば、一定時間経過した以後の V_i , Z_i は流れの平均に限りなく近付くように追尾していく。なぜなら B が測定値の平均に近いとき(12)式の正負の現れる頻度がほぼ等しくなるからである。

このように、この方法では流れの高精度化処理が平均計算を実行しなくても得られる特徴があるが、測定量の変化速度が大きい場合には、 ΔB の大きさと測定素データのS/Nが追尾速度に関係するから注意する必要がある。しかし、海流測定の場合素データの測定間隔に対する海域の流れの変化は極めて緩やかと考えるとよいから殆んど問題とならない。実海域データへの適用例を第3図に示した。第4図は同時に並行実施した従来方式の測定結果である。コースの転回点や個々のデータのバラツキ具合から本方式による改善効果が明らかである。測定精度が従来より約1桁以上向上したものと判断している。

第5図は東シナ海における海流測定結果である。測定精度の向上により従来は不明確であった黄海・対馬暖流の源流の姿が初めて明かとなった。この観測と並行して従来方式による測定が実施されたが、集録データの品質は極めて悪く棄却せざるをえなかった。

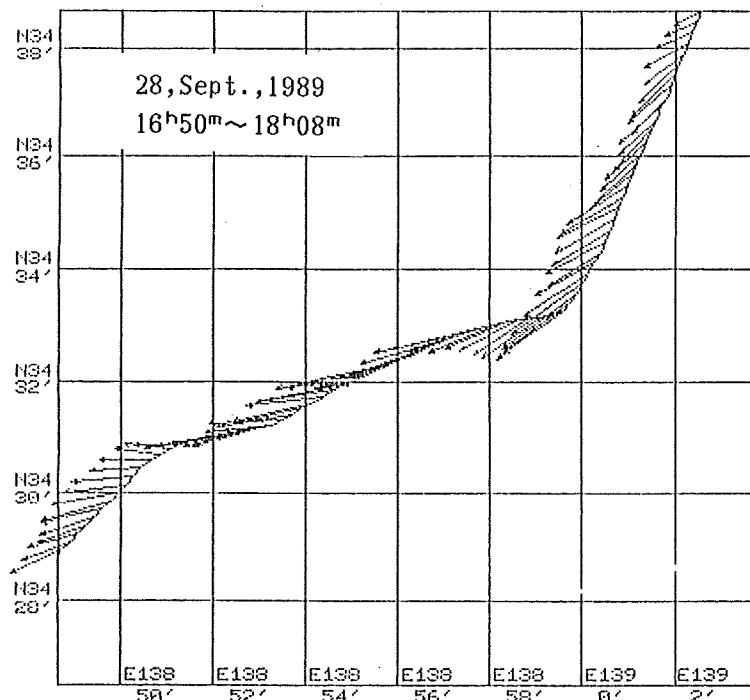


Figure 3. Application example of the surface current velocities measured by the New Doppler Log.

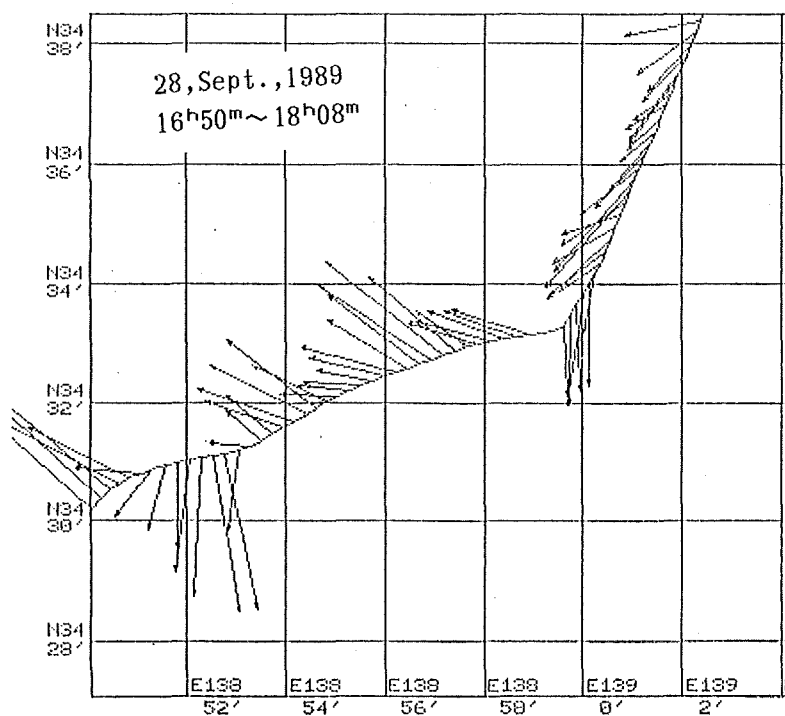


Figure 4. An example of the surface current velocities measured by old method.

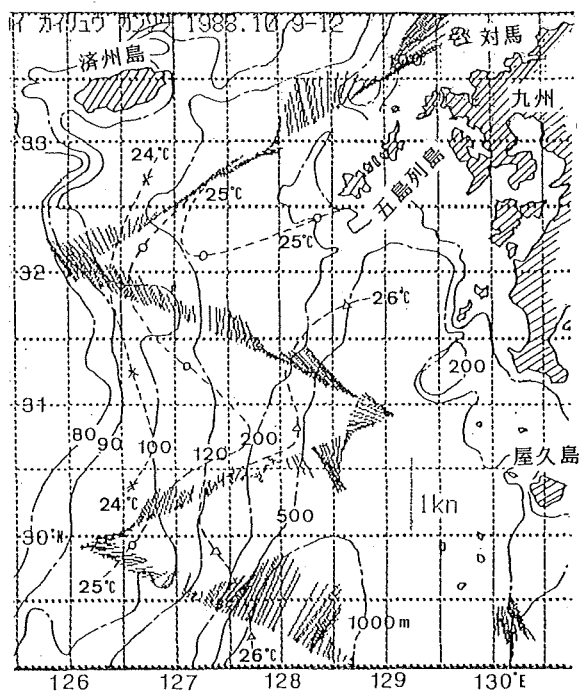


Figure 5. An example of the surface current velocities measured by East China sea. (Corrected by Tidal current)

7. あとがき

この方式は、常に最新データとその推定値を比較する方式のため、最新データ時刻と同時の実時間で結果が得られる。そのため測定結果を直ちに他の目的に使う、オンライン処理に最適と考える。データ取得に当り本方式で一次処理して集録すればその後の処理を殆んど必要としないため測定の省力化対策に有効である。演算が簡単のため高速処理も可能であり、その他の物理量の測定にも利用できる。海上重力測定に適用すればエトヴェス効果の高精度補正がオンラインで可能となる。また静止衛星の軌道測定、GPSの時間差測定に有効と考えている。(GPSの測定は、本質的にロランCの時間差測定と変らない)

最後に、テストデータとしてプロトン磁力計データの提供を受けた小山薫航法測地調査官、ARTデータの使用を認めて頂いたARTの自動化研究グループの皆さんに感謝します。

参 考 文 献

小野房吉：微小定数積算追尾方式測定器，特願 1—182729 明細書

小野房吉：微小定数積算追尾方式による海潮流の測定，海洋調査技術 1， 2， p.78-81 (1989.9.30)

菱田昌孝：小野房吉：東シナ海における海流測定結果について，第 1 回海洋調査技術学会講演要旨集 p.10.
(1989, 11, 1)

カラー静電プロッタによる印刷物作成について†

尾花 光雄*・打田 明雄**

REPRODUCTION PROCESS BY USING COLOUR ELECTROSTATIC PLOTTER†

Mitsuo Obana* and Akio Uchida**

Abstract

Reproduction process by using colour electrostatic plotter has been developed as follows.

1. Each outputted matters of three primary colours (magenta, cyan and yellow) and black colours by using colour electrostatic plotter are prepared by a 100 μ thick polyester film base chemical matted on one side and used with a black tonner.
2. The above each outputted films are exposed to a 175 μ thick lith film by a contact printer, and developed by an automatic developing machine, to prepare the negative films.
3. Prepared the negative films are exposed to a negative-positive type PS plate by a vacuum printing frame, and developed by an automatic PS plate processing machine, to prepare the press plates.
4. Then, prepared the PS press plate are used for printing by a sheet-fed offset press. Printing ink is used on the quality of process colour ink of three primary colours and black.

The merit of this reproduction process is that it will be able to output in the thick form of letters and symbols delineated on chart sheets and to prepare masking film for land tint and water tint plates using fill function in closed area which is furnished with colour electrostatic plotter, and to indicated on the new chart symbols and abbreviations using the half tone pattern.

1. はじめに

カラー静電プロッタは、図形情報のデジタル信号を紙等の記録媒体上にカラー画像として高速出図する機械であり、本年1月に導入後、図形処理に使用するほか海図作成の自動化の一環として、海図編集の成果をまとめあげた海図原図を審査するための審査用図の作成や、最新維持資料に基づく海図補正の結果を確認する確認用図の作成等に用いられている。

この機械本来の利用目的からすると、ハードコピーの出図で足りるものであるが、その他の分野への活用として、製版可能なオリジナルフィルムへ出図して、それを多色製版印刷に結びつけるというアイデアのもとに、実験を重ねてきたが、一応の成果を得たので報告する。

† Received 1st November 1989

* 海図維持管理室 : Chart Maintenance Office

** 企画課 : Planning Division

2. 印刷物の作成方法

(1) カラー静電プロッタからの出図

出図は、通常は普通紙面へ行われており、4色のカラートナー(ブラック、マゼンタ、シアン、イエロー)によって、3原色とその混合及び各色の網点の組合わせ等で最大42,232種類のカラー画像が出来るようになっている。そして、出図される画像はラスター画像であって、ベクトルでデジタル化された図形は本プロッタに内蔵されてあるベクトル・ラスター変換機能によって出図時にラスター図形に変わる。

また、本プロッタは、きわめて高速度で出図させる機能を有することが特性として挙げられ、4色の各色ごとの静電記録ヘッド上を記録紙が一回通過するだけでフルカラーの画像を形成するシングルパス方式を世界で初めて使用している。しかし、本来の目的は1枚ずつの出図システムとなっているため同一物を多量に複製する機能は具備されていない。

同じ物を多量に複製するには、印刷方式を採用せざるを得ず、印刷方式に適合させるためには出図の際に種々の条件が必要となる。

a. 使用したカラー静電プロッタの機能(写真1)

製造メーカー：新日本製鉄K.K.

機 種：X2010

記 録 方 式：片面制御静電湿式方式、シングルパス

分 解 能：15.75ドット/mm (400dpi)

描画速度(紙送り速度)：最高12.7mm/sec

A0サイズ図面出図時間：約90秒

描 画 範 囲：841mm JIS A0規格幅

オートレイアウト機能：装備〔新日鉄カラー作図フォーマット(NSTフォーマット)使用時〕

オートクロスカッター：装置(JIS A0~A4判にカット)



Photo 1. An outward form of Colour Electrostatic Plotter

ベクトル・ラスター変換機能：本体内蔵

データ出力用メモリー（ハードディスク）：144MB

トナーの色：ブラック、マゼンタ、イエロー、シアンの4色
色数：4,096色カラーパターン

64ハッチングパターン×8色

203ラインパターン×8線幅

データフォーマット：NSTフォーマット（新日鉄）

drastem EPフォーマット

CalComp 925フォーマット

ストリームフォーマット（GDSII）

HP-GL

b. 記録媒体

従来の出図の対象であった普通紙では、温湿度による伸縮が著しくて多色刷りには不向きであるため、普通紙の代わりにフィルムへ出図する必要がある。

フィルムの品質としては、温湿度変化による伸縮のないポリエステル樹脂が良く、厚味は、取扱いの過程で生じる物理的な伸縮にも耐えられる最小限の厚さ0.1mm程度が最も適当である。

更に、トナーの着肉性を良くするためにマット面が必要であるが、これはマット表面の凹凸の状態（粗密の程度）で着肉量が左右される。今回使用したフィルムは、片面がケミカルマットで細かい凹凸のものであった。

c. トナー

本プロッタでは、前述の通りブラック、マゼンタ、シアン、イエローの4色の液体トナーを使用し、静電記録で画像を構成後溶剤が揮散してトナーが定着する。

ところで、出図されたフィルムを使用し、写真リスフィルムへ密着露光してネガフィルムを作成するには、出図されたフィルムの画像のトナーの遮光性が問題となる。遮光性がないと作成したネガフィルムの画像にカブリを生じて不適となってしまう。トナーの遮光性のテスト結果は、単色ではブラック、混色ではオレンジのみが良好であった。

d. 出図

前項の結果から、ブラック以外のマゼンタ、シアン、イエローの3色のトナー使用の画像形成をそれぞれブラックのトナーでフィルムに出図出来るようにしなければならない。そのためにブラックのトナーに置換出来るドライビングソフトの開発を、メーカーである新日本製鉄K.K.に依頼して完成させた。

また出図に際しては、当然のことながら各色の作図精度が高精度である必要があるが、これに対して本プロッタは、位置制御機構を内蔵していてブラックの静電記録ヘッドにより記録紙の左右両端に0.25mm間隔のレジスター・マークを記録し、そのマークを3色（マゼンタ、シアン、イエロー）の位置で光学的に読み取り、その間隔の1/4まで分解・測定し、微妙な記録紙ずれをブラックに対してスキュー（前後）方向とスラスト（左右）方向に各々最大±1ドット及び±6ドットの補正を行い、各色のドット合せ誤差の最小化をはかって精度を維持している。詳細は、水路部技報第8号「カラー静電プロッタの作図精度について」（打田明雄）にある。

(2) 写真ネガフィルムの作成から印刷へ

本プロットで、4色の各色をブラックのトナーで、厚さ0.1mmの片面マットのケミカルフィルムにそれぞれ出図させ、左右の端中央に合刷用レジスターマーク(⊕印)を付し、分色刷版作成のための製版用原稿を作る。次に、密着用プリンターを使用して写真リスフィルムを出図させたフィルムと真空密着させて露光し、現像定着するとネガフィルムが出来上がる。

この際、本プロットで出図したブラックのトナーの画像の濃度は平均1.0であるため、写真リスフィルムとの密着露光時間は通常より少な目にする(40Vで13秒、通常は40Vで15秒)。さもなくば、露光オーバーとなって画像にカブリ現象を起こす。少な目の露光で現像されたネガフィルムは、リスフィルムの特有の伝染現象の原理からピンホールの出現は通常に比べて多くなる。しかし、オペークを使用してピンホールをカバーするいわゆるネガ修正は通常作業でも行われており、作業量がそのために倍増するようなことはない。

出来上がった写真ネガフィルムから印刷物の作成までは、既存のプロセスと何ら変わりはなく、PS刷版を作成し印刷機で印刷することになる。ただし、使用する印刷インキはプロセスカラーの3原色(マゼンタ、シアン、イエロー)と墨である。

3. 印刷物作成の実例

(1) 世界地形総図

アメリカの大気庁(NOAA)が作成した「ETOPO5」と呼称している全世界の地形データファイルを基にして、海洋情報課で5分メッシュ毎に、メッシュ内の標高並びに水深の平均値を算出し、これを1,000m毎に色分けして段彩を設けた。次に、本プロットで基本の4色を各色毎に、ブラックのトナーで片面ケミカルマッ



Photo 2. World Topographic Map (Progressive plate for black)

Platemaking by using Colour Electrostatic Plotter : Adopted data...ETOPO 5 (NOAA, U. S. A.)



Photo 3. World Topographic Map (Progressive plate for magenta)
Platemaking by using Colour Electrostatic Plotter : Adopted data...ETOPO 5 (NOAA, U. S. A.)

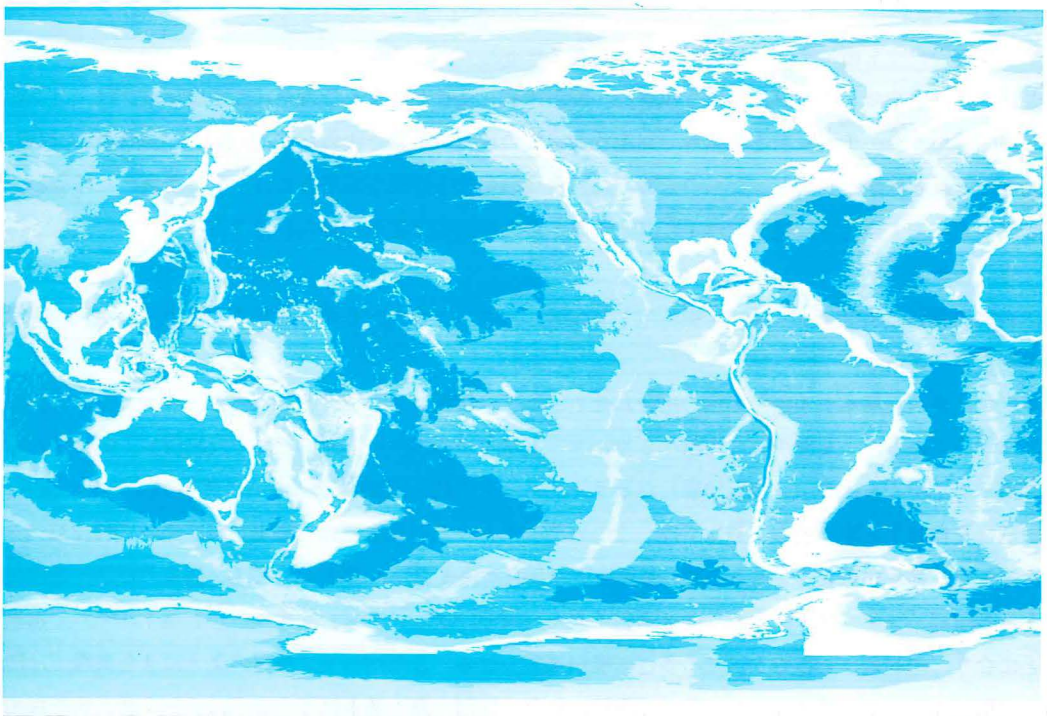


Photo 4. World Topographic Map (Progressive plate for cyan)
Platemaking by using Colour Electrostatic Plotter : Adopted data...ETOPO 5 (NOAA, U. S. A.)



Photo 5. World Topographic Map (Progressive plate for yellow)
Platemaking by using Colour Electrostatic Plotter : Adopted data...ETOPO 5 (NOAA, U. S. A.)

トフィルムのマット面にそれぞれ出図した（写真2～5）。

これらより写真リネガフィルムを作成し、製版印刷した物が写真6である。この度は本プロッタで普通紙へ出図したカラーチャートと色見本で高度及び深度の段彩の色彩を決めたが、出来上った印刷物の色彩は、色見本のそれとはかなり異なったものであった。今後印刷物を作成する場合には、予め用意した印刷物によるカラーチャートの見本に拠り配色すれば、予想どおりの適切な色彩が得られるであろう。

(2) カラーチャート

印刷物の色彩を決定するには、印刷インキで印刷したカラーチャートが必要なことを上述したが、実際の作成例を次に述べる。

本プロッタから基本の4色の各色の組合わせを、カラー作図フォーマット（NSTフォーマット）に基づいて、ブラックのトナーを使用して片面ケミカルマットフィルムのマット面にそれぞれ出図し、それから写真リネガフィルムを作成し、製版印刷したカラーチャートの42,232種類のパターンが写真7～9である。

印刷物を作成する際の色彩に関しては、このカラーチャートを見本として決定すれば良い（42,232パターンにそれぞれ番号が付与してあるので、番号指示で色彩が決まる）。いずれにしても、通常のカラー色別表現は4色の印刷インキ〔プロセスカラー3原色インキ（マゼンタ、シアン、イエロー）と墨インキ〕で出来ることになり、印刷版が4版ですべての多色印刷が可能となる。したがって、海図のように4色表現では印刷版の使用が4版で全く差はないが、デッカ海図、ロラン海図、海の基本図等のように6～7色表現を採用しているものは従来のアナログ図形処理方式では6～8版の印刷版を必要としているが、デジタル図形処理方式に変わるといづれも4版の印刷版の使用で済むことになり、印刷の効率性と経済性が高まる。



Photo 6. World Topographic Map (Printed matter)

Reproduced by using Colour Electrostatic Plotter : Adopted data...ETOPO 5 (NOAA, U.
S. A.)

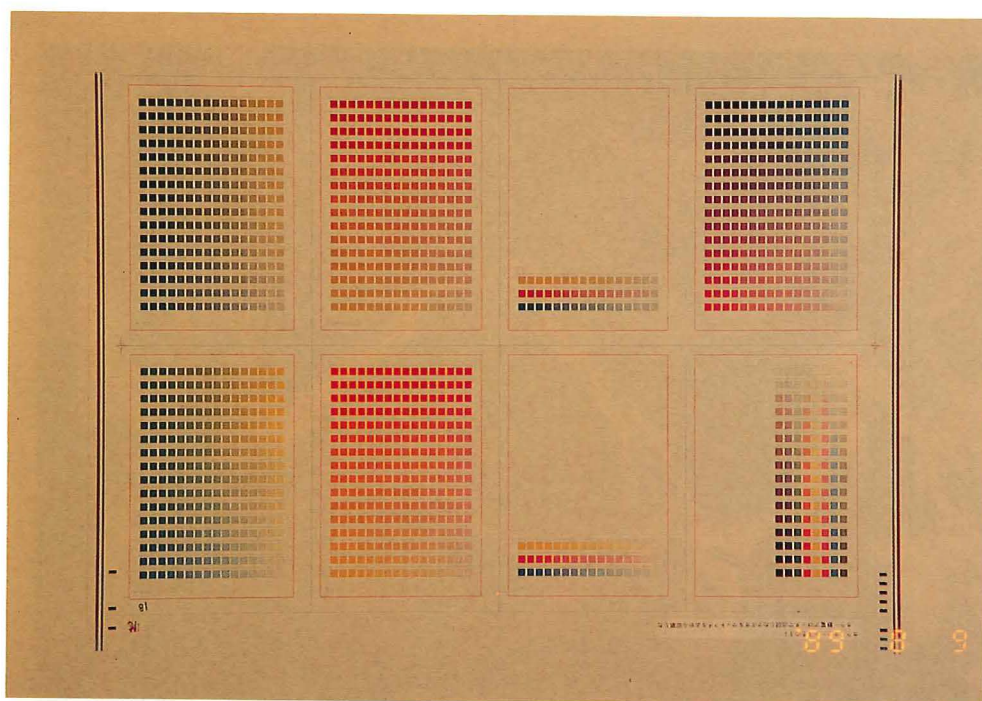


Photo 7. Colour Chart (Part 1) (Printed matter) Reproduced by using Colour Electrostatic Plotter
Adopted data...NST format (Shin Nittetu)

(3) 海図墨版印刷物

カラー静電プロッタを海図作成に適用させるには、現行の海図と同等のものを、少なくとも墨版として出図させ両者を画質の面から比較検討してみる必要がある。幸い、その好材料として海図147号「秋田船川港船川」(縮尺10,000)が、本年3月にデジタル図形処理方式によって作成されたので、その際に使用したベクトル線情報と水深情報を、本プロッタでブラックのトナーを使用して片面ケミカルマットフィルムにそれぞれ出図させた。次に、写真リスフィルム上で合成させて1枚のネガフィルムを作成し、製版印刷した成果物が写真10である。

刊行図は、ベクトル線情報と水深情報をXYプロッタを使用してスクライプベースをスクライプし、スクライプネガを作成してから製版印刷している(写真11)。

スクライプは、画質的にはシャープであるが、本プロッタの方は解像度が400dpiであるため、画質的にはシャープさに欠ける。殊に、45°の斜線は凹凸が著しく現われる。線の太さは、スクライプの約2倍となる(写真12, 13)。

4. カラー静電プロッタによる印刷物作成の長・短所

カラー静電プロッタによる印刷物作成の試みでは、技術的には何ら問題のないことが分かった。そして、確認出来た長所と短所は下記のとおりであった。

(1) 長 所

a. カラー静電プロッタの出図速度がA0サイズで約1.5分であり、他の出力機に比べてきわめて高速。出力機

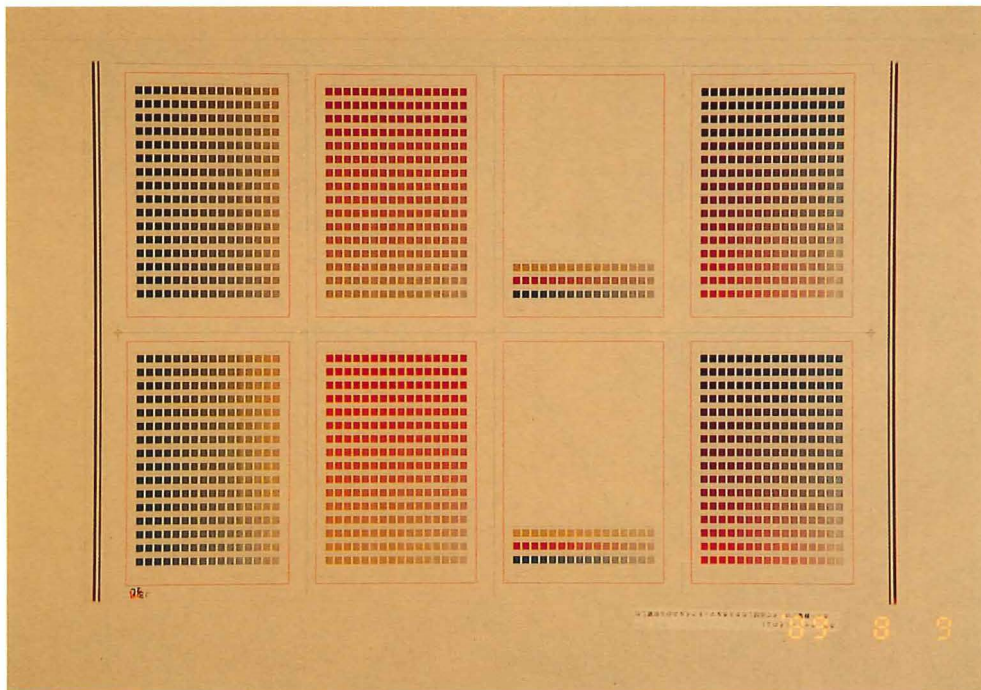


Photo 8 . Colour Chart (Part 2) (Printed matter) Reproduced by using Colour Electrostatic Plotter
Adopted data...NST format (Shin Nittetu)

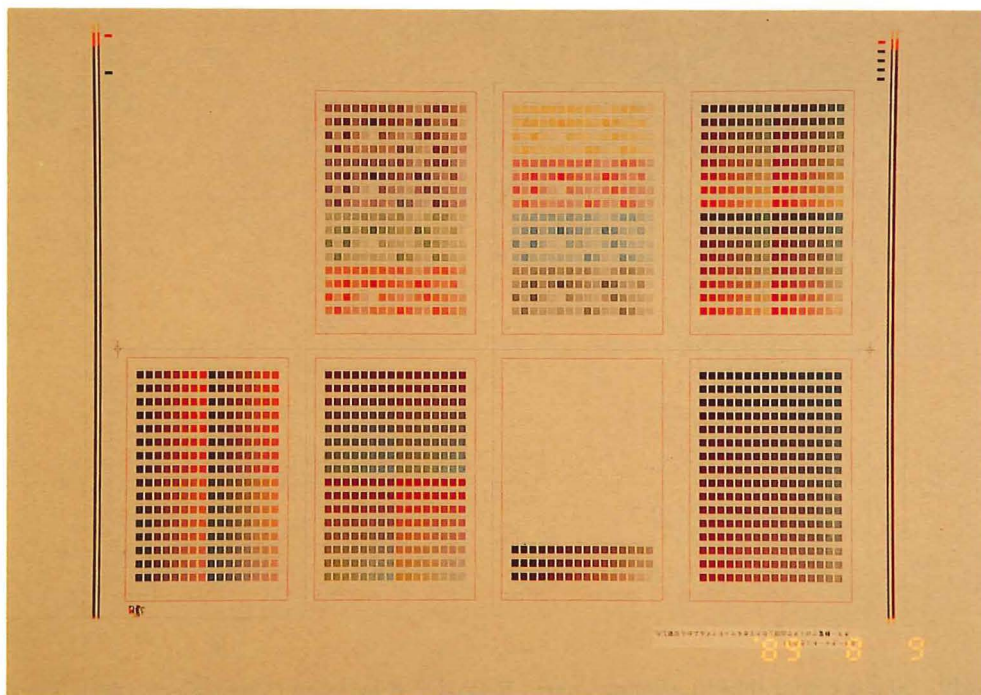


Photo 9 . Colour Chart (Part 3) (Printed matter) Reproduced by using Colour Electrostatic Plotter
Adopted data...NST format (Shin Nittetu)

海 図 基 版 印 刷 物
 海図番号147「秋田松川津軽川」平成元年3月に刊行したデジタルデータを使用して、
 カラー静電プロッタで出図したケミカルフィルムから写真フィルムを作成し、印刷した

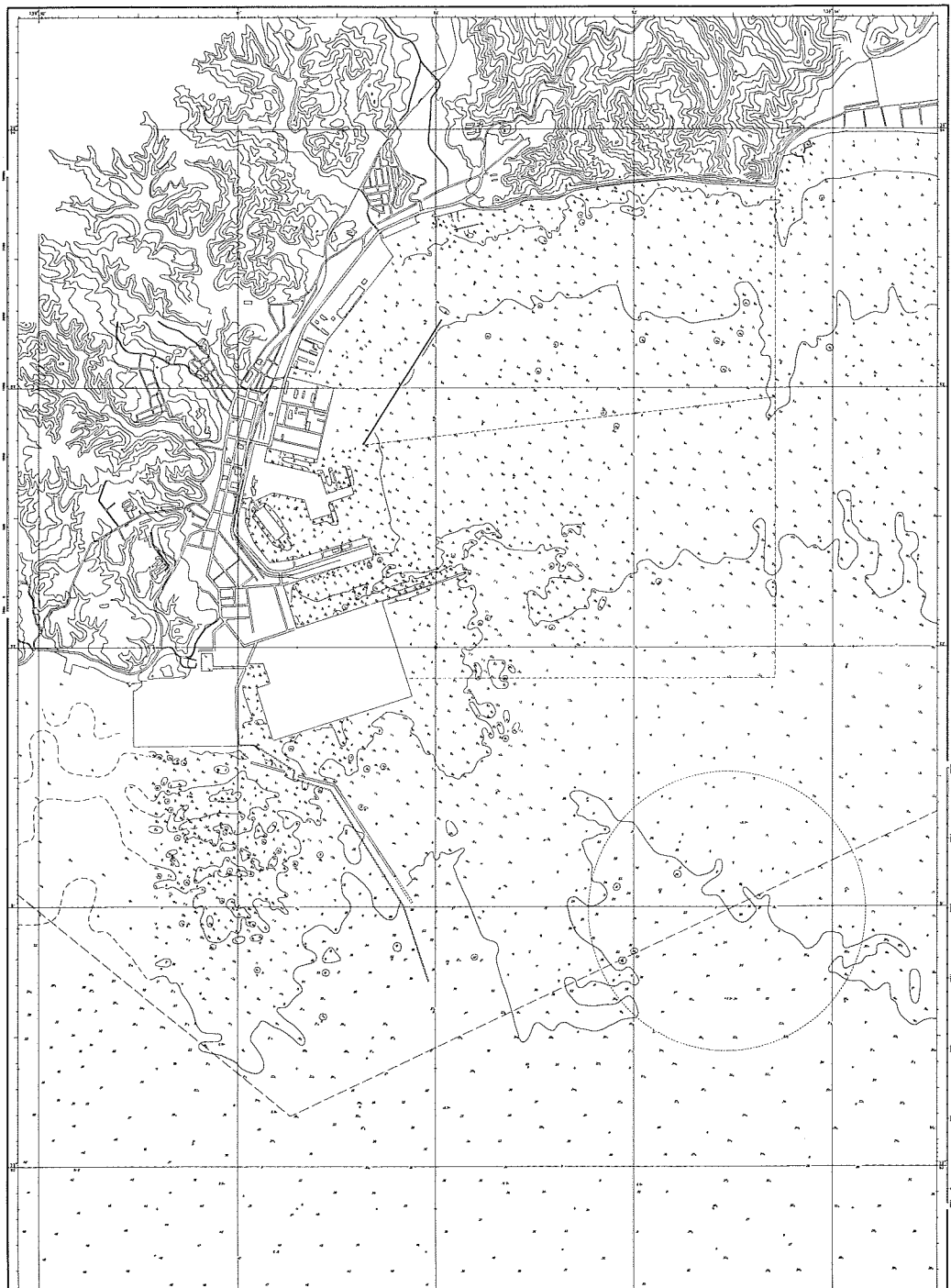
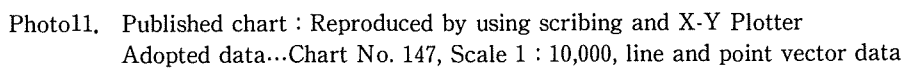


Photo10. Single-colour (black) printing chart : Reproduced by using Colour Electrostatic Plotter
 Adopted data...Chart No. 147, Scale 1 : 10,000, line and point vector data



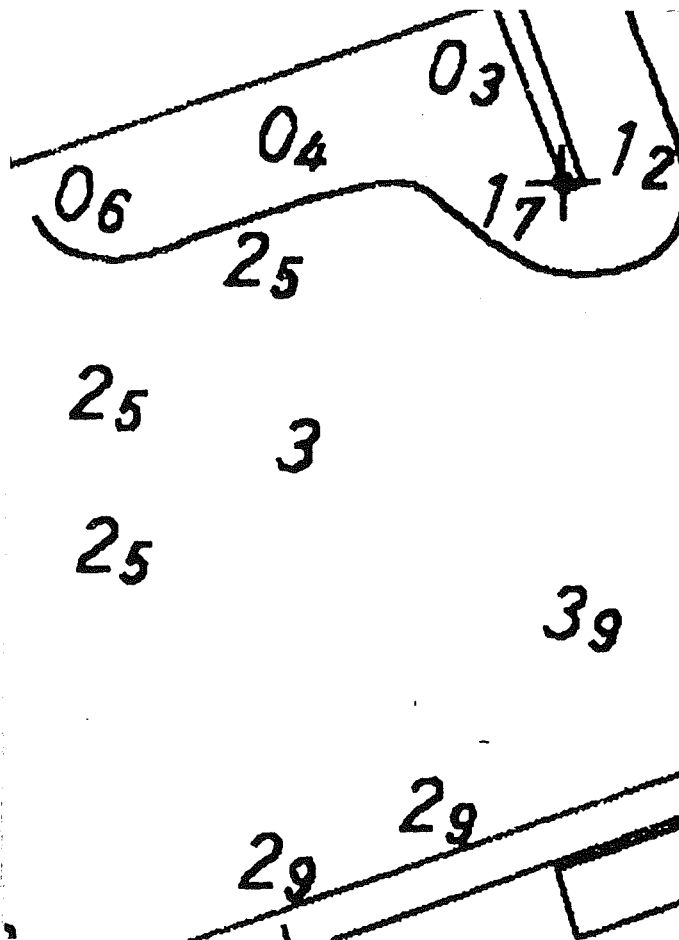


Photo12. Magnified single-colour (black) printing chart

Magnifying power... $\times 5$: Width of a solid line...about 1mm : Resolving power of Colour Electrostatic Plotter...400dpi

には他に下記のものがあり、出図速度はそれぞれ次の通り。

XYプロッタ：図載内容が粗か密かで出力時間はかなり異なるが、3～6時間。

インクジェット式カラープロッタ：10ドット/mmで、出力時間約30分。

光学式プロッタ（レーザープロッタ）：400dpiで、出力時間約45分。

b. 記録媒体は、普通紙のほか、フィルムも可能。フィルムを使用することにより寸法精度が向上。フィルムのクリヤーと相まって写真リスネガフィルム作成が可能となり、印刷物が出来る。

c. 海図に必要な文字・記号類を、ベクトルフォントで作成することにより、出図させることが可能（以下、XYプロッタとの比較）。

イ. 海図記載の地名、記事等の文字は、和文は中明朝体、中ゴシック体、細ゴシック体の3種類の書体、英文はC. S. B. (Century School Book), C. S. B. I. (Century School Book Italic), N. G. (News Gothic), N. G. I. (News Gothic Italic), L. L. G. (Light Line Gothic), L. L. G. I. (Light Line Gothic Italic) の6種類の書体を使用されているが、これらの文字フォントのベクトル化が必要。XYプロッタの出図は、塗りつぶし機能がないため細体のゴシック体のみ可能。これに対し、カラー静電プロッタの出図は、塗りつぶし機能を内蔵しているので、上記書体はすべて可能。

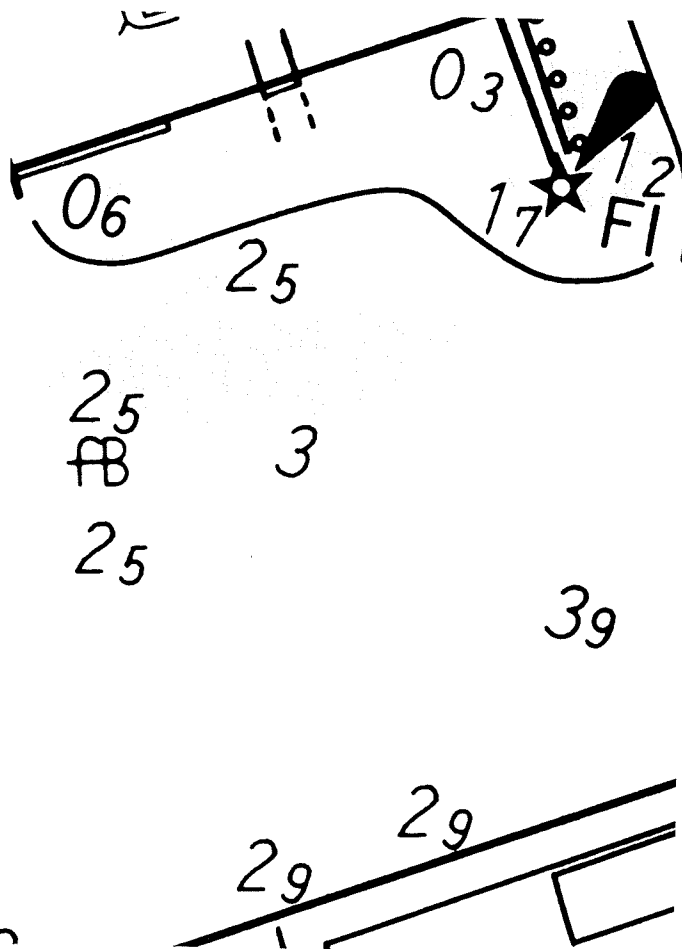


Photo13. Magnified published chart

Magnifying power... $\times 5$: Width of a solid line...about 0.5mm : Sharpness of Scribing.
...High

ロ. 海図の記号類は、ベクトル化が必要。XYプロッタの出図は、文字同様記号類の塗りつぶしは不可能。
カラー静電プロッタの出図は、すべて可能。

d. 海図印刷に必要な地色版と水色版の刷版作成が可能。カラー静電プロッタは、前述したように塗りつぶし機能を内蔵していることにより、地色版は海岸線を使用し、水色版は海岸線と等深線を使用して、グラフィックディスプレイ上で閉曲部を作成し、塗りつぶし符号を付与すれば本プロッタによる出図時に塗りつぶしが実行される。したがって、地色版及び水色版の刷版作成のための製版原稿をフィルム上に得ることが出来る。

e. ハーフトーンを利用する新図式の海図作成が可能。カラー静電プロッタは、ハーフトーンの出力機能も内蔵しているので、地色版及び水色版を作成すると同様にグラフィックディスプレイ上で閉曲部を作成し、ハーフトーンの線数を決め、その符号を付与すれば、図式でハーフトーン表現の方がより秀れるもの並びに段彩をハーフトーンで表現可能。

f. 器機が他の出力機に比べて安価。

カラー静電プロッタは、約二千三百万円

インクジェット式カラープロッタは、10ドット/mmで約三千四百万円 (16ドット/mmはA1サイズまでで約

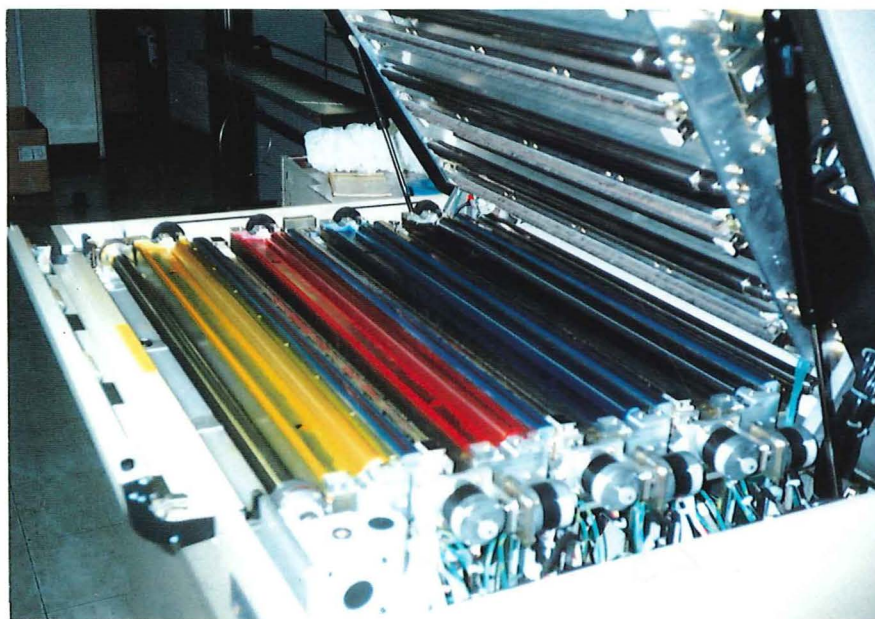


Photo14. An outward form of Recording Head Parts

三千五百万円)

光学式プロッタ (レーザープロッタ) は、約八千万円。

(2) 短 所

- a. 出図画像の画質を、400dpi以上の解像度のものにすることが困難。メーカー側では、目下のところ技術的に400dpi以上の記録針の開発が不可能 (写真14)。
- b. ブラックのトナーの画像濃度が、平均1.0。画像濃度を2.0以上に上げることが出来れば、写真リスネガフィルムを介在させることなく、直接PS版へ焼付け可能な出図フィルムが出来て、より経済的、効率的だが、現状の濃度を上げられない理由は、液体トナーを使用しているからで、滲みとのバランスをとっているため。これを転写型静電記録法に代えて、圧力定着の形態をとれば、恐らく濃度の倍加と画像の滲みは防止出来るものと思料される。

5. 今後の研究課題

下記項目のテストを行いそれぞれクリア出来れば、海図作成の自動化における未解決の問題の一部が解決され、光学式プロッタを使用する場合にスムーズに行えるようになるであろう。

- (1) 海図に記載する地名並びに記事等の文字フォントのベクトル化と、そのカラー静電プロッタによる出図。
- (2) 海図に記載する記号類のフォントのベクトル化と、そのカラー静電プロッタによる出図。
- (3) 海図の地色版及び水色版のグラフィックディスプレイ上での閉曲部の作成と、塗りつぶしの付与と、そのカラー静電プロッタによる出図。
- (4) ハーフトーンを使用する新図式と段彩の海図の試作

6. おわりに

カラー静電プロッタによる印刷物作成の試みは、目指した通り良好な成果を得た。海図作成の自動化の現状をみると、現在使用しているXYプロッタでは文字・記号類の作図に隘路がある。本プロッタの最大の弱点は、いわゆる“塗りつぶし”による作図ができないことである。

静電プロッタは、これら文字・記号類のフォントをベクトル化し辞書化できればあらゆる形象物の表現(作図)も可能となることが、この度の試みの結果からも分かった。この可能性はそのまま光学式プロッタに適用することができるだろう。将来、XYプロッタに代えて光学式プロッタを導入する構想を前にして、この度の試みは大いに有効であったと思う。

次報で「今後の研究課題」の進捗状況を報告することにした。

最後に、今回使用した「世界地形総図」は海洋情報課渡辺由美子官、「秋田船川港船川」は沿岸調査課内城勝利官、また報告書内の写真は海図維持管理室木村信介官の協力によるもので、謝意を表します。

参 考 文 献

- 大 野 信 編：ノンインパクトプリンディング——技術と材料——，シーエムシー，(1986)
- 電子写真学会編：イメージング Part 1，写真工業出版社，(1988)
- 電子写真学会編：イメージング Part 2，写真工業出版社，(1988)
- 梶 光 雄著：印刷画像工学，印刷学会出版部，(1988)
- 静電気学会編：静電気ハンドブック，オーム社，(1981)
- 日本印刷学会編：印刷工学便覧，技報堂出版株式会社，(1983)